

EUDOVÍT MIČIAN

NEKOLKO POZNÁMOK K PRELOMU HORNÁDU V STRATENSKEJ HORNATINE A MORFOLÓGII JEHO OKOLIA

The author discusses the geomorphological conditions in the northern part of the Stratená Highland (Slovak Paradise), and in the adjoining part of the Spiš Basin — in the Western Carpathians. In the given region — after the reconstruction of the super-Pliocene geomorphological conditions — are analysed especially the effects of the young tectonic movements which occurred in the Western Carpathians, on the limit of the Pliocene and the Pleistocene and which, in many places have lasted up to the present. He also explains the origin of the break-valley of the river Hornád in the Stratená Highland.

ÚVOD

V rámci vyhotovovania geomorfologickej mapy Slovenska som v auguste 1960 uskutočnil geomorfologický výskum v Stratenskej hornatine (Slovenský raj) a v príľahlej časti Hornádskej kotliny. Hlavnú pozornosť som venoval pásu územia, v ktorom sa stýka Stratenská hornatina s kotlinou. Os študovaného územia tvorí prelomový úsek doliny Hornádu.

I. GEOLOGICKE POMERY

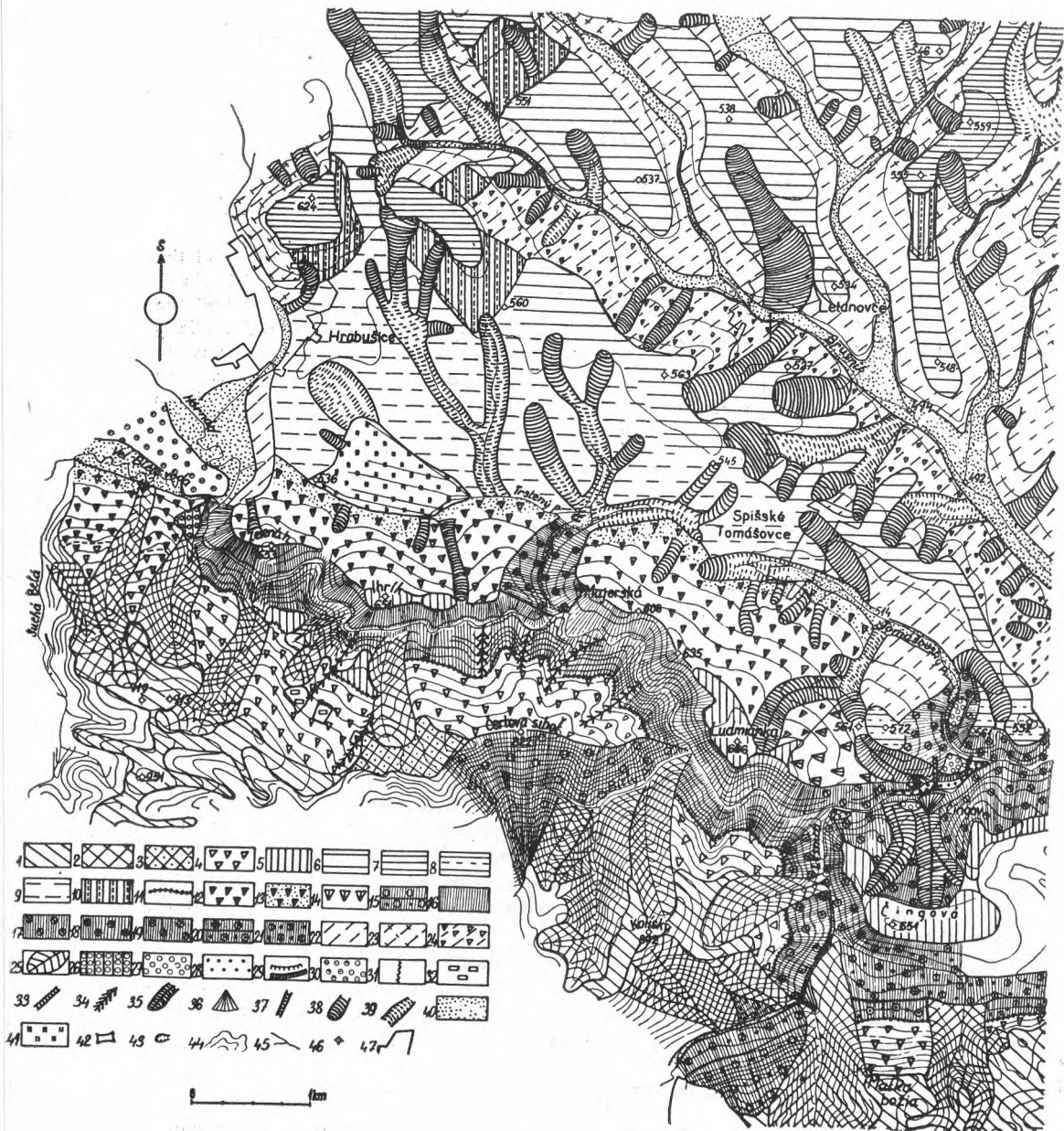
Opisované územie zaberá časti dvoch tektonických jednotiek — gemerídy a centrálno-karpatský paleogén. Stratenská hornatina je súčasťou severného mezozoického pásma gemerid, ktoré M. M a h e l (31) nazýva severogemerídnou synklinálou, A. A n d r u s o v (2) galmusským pásmom. Z geologickej a tektonickej mapy M. M a h e l a (31) vidieť, že najväčšiu plochu v študovanej časti Stratenskej hornatiny zaberajú ladinské teutloporelové vápence nachádzajúce sa v synklinále. Na západ od Čingovej majú značné rozšírenie klauské a biele vápence (anis). Pre geomorfologické pomery je dôležitý antiklinálny pruh bridličnato-pieskovcového súvrstvia (zeis až spodný kampil), ktorý sleduje potok Lesnica.

Hornádsku kotlinu tvorí centrálno-karpatský paleogén. Na báze ležiace zlepenca nájdeme vlastne ešte v Stratenskej hornatine (napr. Ludmianka a na východ od nej). V samej kotlině sú územia budované pomerne odolnými pieskovcami a územia s prevahou mäkkých bridlič, čo má veľký vplyv na utváranie reliéfu.

II. GEOMORFOLOGICKE POMERY

1. Rekonštrukcia geomorfologických pomerov vo vrchnom pliocéne

Keď študujeme bezprostredné okolie kaňonu Hornádu, nájdeme niekoľko terénnych faktov, na základe ktorých možno dobre začať rekonštrukciu. Po pravej strane kaňonu sú nápadné plošinky vrezané do vápence (mapa 1, značka 5); prvá je na juh od Zelenej hory (653) a druhá na juh od Ihríka (651). Okraje oboch plošínok sú



Geomorfologická mapa. 1 — zvyšky sarmatopanónskej denudačnej rovne, 2 — zvyšky sarmatopanónskej denudačnej rovne tektonicky prehnuté, 3 — malý fragment vhlbenej formy v sarmatopanónskej rovine (pravdepodobne ide o zvyšok širokej doliny), 4 — zlomovo-eróznodenudačné svahy vytvorené po tektonickom porušení sarmatopanónskej rovne, 5 — vrchnopliocénna roveň, rel. vyzdvihnutá, vytvorená na vápencoch a zlepencoch, 6 — vrchnopliocénna roveň rel. poklesnutá a denudačne silne znížená, prevažne na bridliciach, 7 — vrchnopliocénna

obtočené vrstevnicou 675 m. Najväčšiu plošinu pekne zachovanú predstavuje Čingová (651): Po ľavej strane prelomu nájdeme tiež zarovnané plôšky v podobných výškach: Ihrík (651) a Ľudmianka (666). Okrem toho pri pozorovaní severných svahov Čertovej sihote (822), severných a východných svahov Kolísk (892) zistíme významný zlom v ich sklone, ktorý prebieha vo výške od 675 do 650 m — teda práve vo výškach plošínok. Z uvedeného vyplýva, že predchodca Hornádu pred vytvorením dnešného kaňonu tiekol na širokom zarovnanom niveau, zhruba o 150 m vyššie ako dnes. Na priloženej geomorfologickej mape (mapa 1) možno sledovať priebeh vtedajšieho severného úpätia Stratenskej hornatiny (zn. 11). Nemožno prijať, že opísané niveau, po ktorom tiekla rieka pred vytvorením kaňonu, končilo by sa už vtedy pomerne strmými svahmi, ktoré vidíme dnes tesne na sever od prelomového údolia. Plochý vyrovnaný terén sa širil od vtedajšieho severného úpätia Stratenskej hornatiny až po Levočské pohorie.

V najnovších geomorfologických syntézach o Západných Karpatoch vidíme, že sa v mnohých územiach rekonštruujú podobné (sečné) rovne, dodnes viac alebo menej výrazne zachované, ktoré sledujú mnohé väčšie i menšie slovenské toky (28, 29, 34, 35), alebo zaberajú značné plochy i ďalej od hlavných riek, napr. podstatná časť Myjavskej pahorkatiny (25, 29, 36). Vek tejto tzv. „poriečnej“ rovne (34) sa kladie do vrchného pliocénu (28, 29, 33, 34, 35, 36, 42). I niveau nami rekonštruované, šíriace sa pôvodne medzi Stratenskou hornatinou a Levočským pohorím, je veku vrchnopliocénneho. Tiež ide o sečnú roveň, ktorá vznikla laterálnou eróziou a súčasne i pedi-

roveň rel. poklesnutá, prevažne na pieskovochoch, 8 — vrchnopliocénna roveň rel. poklesnutá na zlepcoch, 9 — vrchnopliocénna roveň rel. poklesnutá, tektonicky na juh uklonená, 10 — denudačné svahy na pieskovochoch, 11 — vrchnopliocénna úpätnica Stratenskej hornatiny, 12 — zlomovo-erózne-denudačné svahy vytvorené po tektonickom porušení vrchnopliocénnej rovne, 13 — pás úpätných deluviálnych hĺn, 14 — zlomovo-denudačné svahy vytvorené po tektonickom porušení vrchnopliocénnej rovne, 15 — hore: erózne svahy dolín, založených prevažne na puklinách, vytvorené od tektonického porušenia sarmatopanónskej rovne; dole: erózne svahy antiklinálnej doliny vytvorené od tektonického porušenia sarmatopanónskej rovne, 16 — erózne svahy antecedentno-epigenetického úseku prelomovej doliny Hornádu vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 17 — erózne svahy prelomového úseku doliny Hornádu založeného na zlome, vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 18 — erózne svahy antecedentnoepigenetickej prelomovej doliny Trsteného potoka vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 19 — erózne svahy epigenetickej prelomovej doliny Tomášovského potoka vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 20 — hore: erózne svahy doliny Lesnice, založenej na zlome, vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne; dole: erózne svahy antiklinálnej doliny (na vápencoch) vytvorené od porušenia vrchnopliocénnej rovne, 21 — erózne svahy antiklinálnej doliny (na bridliciach) vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 22 — erózne svahy (prevažne na paleogénnych bridliciach) vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 23 — erózne svahy (prevažne na paleogénnych pieskovochoch) vytvorené od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne, 24 — zlomovo-erózne svahy (prevažne na paleogénnych bridliciach), 25 — erózne svahy bočných dolínok, 26 — skalná terasa Veľkej Bielej vody, 27 — 17–18 m erózna terasa (starší pleistocén), 28 — 7–8 m erózna terasa (mladší pleistocén), 29 — hore: erózne podfatia; dole: zúžené dna dolín — prakticky bez údolnej nivy — na paleog. horninách, 30 — akumulačná terasa (mladší pleistocén), 31 — periglaciálne pseudoterasy, 32 — štruktúrne plošinky, 33 — vypreparovaný zlepcový chrbátik, 34 — významnejšie erózne zárezy vo vápencoch, 35 — suché doliny, 36 — náplavové kuželíky (mladý pleistocén), 37 — výmole, 38 — periglaciálne úvaliny, 39 — plytké, úvalovité doliny, 40 — údolné nivy, 41 — rašelinisko, 42 — denudačné sedielka, 43 — lom, 44 — vrstevnice, 45 — vodné toky, 46 — kóty, 47 — osady.

planáciou v období dlhšieho relatívneho tektonického kľudu pred poslednou významnou fázou vrásnenia germanotypného rázu. (Poriečna roveň sa pokladá za pediment (28, 34, 35).

Je samozrejme, že potoky, ktoré porozrezávali pôvodne jednotné plošiny Stratenskej hornatiny, vo vrchnom pliocéne sa upravovali k eróznej báze, ktorá bola vtedy zhruba o 150 m vyššie. Ich doliny boli teda oveľa menej hlboké. Zvyšky týchto starších dolín sa zachovali dodnes (pred spätnou eróziou) v najvyšších úsekoch mnohých kaňonov Slovenského raja, na čo upozorňuje už A. C s i s k o (4) a potom M. L u k n i š (24, 28). Forma svahov dvihajúcich sa na západ od najjužnejšieho úseku potoka Lesnice dovoľuje stanoviť, že sa tento potok vlieval do predchodcu Hornádu vo vrchnom pliocéne, približne vo výške dnešnej plošiny Čingovej (651).

Keď si uvedomíme priebehom dnešného kaňonu prezrádzanú polohu vodného toku vo vrchnom pliocéne, vidíme, že plynul tesne pri úpätí Stratenskej hornatiny, súc silne posunutý na juh od geometrickej osi vtedajšej kotliny. Pritom je zaujímavé, že práve v úseku, kde príberá z juhu pomerne silné prítoky (Biely potok a Lesnicu), prebiehal najjužnejšie. Túto asymetrickú polohu predchodcu dnešného Hornádu vo vrchnom pliocéne možno vysvetliť tektonicky, a to tak, že pás územia pri zlome ohraničujúcom zo severu Stratenskú hornatinu bol pravdepodobne najviac poklesnutý, takže vodný tok bol nútený tiecť pozdĺž južného okraja kotliny a bočne rezať vápence i napriek tomu, že z juhu dostával silné prítoky a že severnejšie bol mäkký flyš. (O zlomovom charaktere severného ukončenia Stratenskej hornatiny pozri ďalej.)

Aby sme zhruba dokreslili vrchnopliocénnu morfológiu v Slovenskom raji, treba povedať, že od jeho vtedajšieho severného úpätia viedli svahy (podobne, ako aj dnes) na široké ploché chrbty, ktoré predstavujú zvyšky starého plochého povrchu karpatského, južnejšie ešte dobre zachovaného v podobe planín Slovenského raja (Gľac, Geravy atď.), vznik ktorých sa kladie do sarmato-panónu (28, 29, 34, 35). (M. L u k n i š však dokazuje existenciu i starších generácií zarovňavania, najmä v Slovenskom rudohorí.) (Značka 1.) Vzniká problém stanoviť genézu týchto svahov, ktorými Stratsenská hornatina spadala na sever k vrchnopliocénnemu niveau. Konkrétne ide o svahy na východ od kaňonu Sucheje Belej, prechádzajúce do severných svahov Čertovej sihote, potom na SV od Kolísk a sever od Matky božej (zn. 4). Mohli vzniknúť napr. ohybom sarmato-panónskej rovne, erózno-denudačne i výzdvihom pohoria pozdĺž úpätného zlomu. I keď severná časť širokého chrbta na východ od Sucheje Belej javí určité tektonické prehnutie (zn. 2), predsa v teréne je dostatočne jasné ukončenie chrbta a náhly nástup strmších svahov, ktoré nemožno považovať za jeho pokračovanie (zn. 4, 12). Pri strmých svahoch spadajúcich na sever z plošiny Matky božej a ohybe vôbec nemožno ani uvažovať.

Geologické zistenia dovoľujú morfológovi uvažovať o týchto svahoch v podstate ako o zlomových. M. M a h e ľ (31) napríklad uvádza, že tektonické štruktúry Stratenskej hornatiny pri severnom okraji pohoria (až 12 km širokom) sú tektonicky uťaté sústavou zlomov, ktoré ju obmedzujú od Spišskej kotliny. J. I l a v s k ý a spol. (14) poukazujú na veľkú hĺbku paleogénu v južných okrajových častiach Spišskej kotliny (350 m) v pomerne malých vzdialenostiach od Slovenského raja. Uvedeným autorom sa javí celý severný okraj Spišského a Gemerského rudohoria na sever od Hornádu ako mohutné synklinálne pásmo, na morfológii ktorého sa uplatňujú okrem iného iste i väčšie zlomové línie, podobne, ako je to v priestore Švábovíc a Kišovíc. Tí istí autori uvádzajú v priestore tesne na sever od Stratenskej hornatiny 2 systémy zlomových línií — starších smeru ZSZ—VJV, ktorý je smerný a zhodný tak s generálnou tektonikou herečynskou, ako aj karpatskou; mladší systém je priečny na predchádzajúci.

Ďalej píšú, že táto zlomová tektonika sa mohla založiť už v eocéne na starších líniiach oslabenia, akou je napr. i severná hranica Slovenského raja. Existenciu týchto zlomov potvrdzujú prieskumné práce vykonané blízko južného okraja paleogénu (14).

Keď si uvedomíme, že uvažované svahy (zn. 4) nemohli existovať v dobe, keď sarmato-panónsky zarovnaný povrch bol ešte neporušený, môžeme stanoviť, že sa v reliéfe začali prejavovať až po jeho porušení vrásnením germanotypného charakteru — teda po spodnom panóne. O účinkoch tohto vrásnenia píše M. L u k n i š (28): „Po spodnom panóne došlo k ďalšiemu poklesávaniu kotlín a ku zdvíhaniu pohorí pozdĺž flexúr a zlomov. Pritom sa relatívne výšky zväčšovali, aj keď sa vcelku dvíhali aj relatívne poklesávajúce (menej sa dvíhajúce) časti povrchu.“

Uvažované svahy však nemôžeme považovať len za čisto zlomové; aspoň v ich spodnej časti sa na ich vymodelovaní zúčastňovala aj eróznodenuďačná činnosť, lebo po tektonickom rozčlenení sarmatopanónskej rovne — ako uvádza napr. M. L u k n i š (28) — nastalo erózne roztínanie povrchu, ktoré do konca pliocénu ustalo. Vtedy sa vytvorila vrchnopliocénna roveň.

Na začiatku kapitoly sme rekonštruovali takúto plošinu v študovanom teréne. Možno povedať, že tu je pomerne veľmi zle zachovaná najmä v porovnaní s rovňami sledujúcimi v mnohých úsekoch Váh, Hron, Poprad, Bodvu atď., takže na jej rekonštrukciu bol potrebný podrobnejší morfológický rozbor.

K pochopeniu ďalšieho výkladu treba uviesť situáciu i o niečo západnejšie od nášho územia. Podľa M. L u k n i š a (28) zdrojnice dnešného horného Hornádu — Bystrá a Vernársky potok — tiekli pôvodne po plochom sarmato-panónskom povrchu do Popradskej kotliny. Neskoršie horotvorné pohyby tento povrch rozčlenili podľa zlomov smeru Z—V. Vznikla priekopová prepadlina horného Hornádu a klinová hrásť, tzv. Vikartovská hrásť (chrbát Kozieho kameňa, 1242). Spomenuté potoky však stačili antecedentne prerezávať pod nimi sa dvíhajúcu kryhu. Aj Bystrá, aj Vernársky potok teda ešte koncom pliocénu tiekli do Popradu (28). Z toho vidíme, že po vrchnopliocénnom niveau pozdĺž úpätia Stratenskej hornatiny nemohol tiecť horný Hornád (vtedy neexistoval), ale jeho predchodca, ktorý v našom úseku bol predstavovaný vlastne Veľkou Bielou vodou.

2. Vývoj reliéfu od konca pliocénu

Na rozhraní pliocénu a pleistocénu opäť v Západných Karpatoch dochádza k horotvorným pohybom germanotypného rázu (28, 29, 34, 35). Kotliny opäť relatívne poklesli a pohoria sa vyzdvihli; rieky začali rozrezávať vrchnopliocénne rovne. Vtedy sa Vikartovská hrásť začala tak rýchle dvíhať a priekopová prepadlina horného Hornádu tak rýchlo klesať, že Bystrá a Vernársky potok už nestačili antecedentne hrásť prerezávať a vznikla nová riečna sieť — sieť horného Hornádu (28).

Aký stav bol v našom teréne? Nemožno si predstaviť, ako sme už raz spomenuli, že by predchodca Hornádu pred vytvorením dnešného kaňonu tiekol na vrchnopliocénnej rovni (zn. 5), ktorá by sa bola končila dnes existujúcimi pomerne strmými svahmi tesne na sever od prelomu (zn. 12). (Ide o svahy medzi Zelenou horou a Ľudmiankou.) Roveň sa šírila ďalej na sever až po Levočské pohorie. Svahy sú teda mladšie ako vrchnopliocénne niveau. Keď si uvedomíme, že severné úpätie Stratenskej hornatiny je zlomové, ako to dokazujú i geologické závery, ktoré sme citovali v predchádzajúcej kapitole, možno pripustiť, že uvedené svahy sa objavili v teréne pri zdvihu Stratenskej hornatiny a pri rel. poklese Hornádskej kotliny pri pohyboch kôry na rozhraní pliocénu a pleistocénu. Ide teda o zlomové svahy, ktoré majú, pochopiteľne, veľmi podobný

priebeh ako zlomové svahy dvíhajúce sa na juh od kañonu — generálne od ZSZ—VJV, lebo ide o mladšie rozčlenenie povrchu pozdĺž tej istej zlomovej línie. Smer sa zhruba zhoduje so smerom zlomových línií, ktoré sa v študovanom teréne opisujú ako smerné (14). Za zlomové svahy hovorí i priamy ich priebeh; ďalej tiež skutočnosť, že široké ploché chrbty v Hornádskej kotline, ktoré pokladám za zvyšky vrchnopliocénneho niveau (zn. 6—9), sú dnes hodne nižšie ako zvyšky toho istého niveau tesne pri kañone — teda na juh od uvažovaných svahov. Pozdĺž úpätia týchto svahov došlo teda k tektonickým deniveláciám, o ktorých aj preto dosť ťažko pochybovať, lebo tu ide o územie bezprostredne susediace s hornohornádskou priekopovou prepadlinou, vývoj ktorej som uviedol.

Možno však namietať, že zníženie vrchnopliocénneho dna Hornádskej kotliny voči jeho zvyškom zachovaným tesne pri kañone Hornádu (na odolnejších horninách) sa dá vysvetliť rôznou geomorfologickou hodnotou hornín. Treba brať síce do úvahy silné zníženie povrchu zloženého z mäkkých bridlic denudáciou, najmä pleistocénnou soliflukciou; avšak nesmieme ho preceňovať a len ním vysvetľovať výškové rozdiely plošín na flyši a na odolných vápencoch, prípadne zlepcoch (Ludmianka). Veď napr. chrbát začínajúci sa Majerskou (vyššie 630 m), idúci cez kótu 635 až po Ludmianku, je zložený z drobnolavicovitých, nevelmi odolných pieskvcov, miestami i z bridlic a je znížený voči zlepcovej Ludmianke a vápencovému Ihríku len o 20—30 m. A ide o úzky chrbát, ktorý ľahko podlieha denudácii. (Ďalšie okolnosti, ktoré svedčia proti názoru, že zníženie terénu na sever od prelomu Hornádu je spôsobené len rýchlejším denudačným znížením na mäkkých bridliciach, uvediem v inej súvislosti ďalej.)

Svahy, ktoré pokladáme teda za zlomové, sú v dolnej časti i eróznodenudačného pôvodu (zarezanie sa Trsteného a Tomášovského potoka).

Teraz sa môžeme pozrieť na vznik kañonu samého, ktorý sa v literatúre všeobecne pokladá za epigenetický (4, 24, 28). Kañon je jasne vrezaný do vrchnopliocénnej rovne, začal vznikať teda po jej tektonickom porušení, ktoré, ako vieme, prebehlo na rozhraní pliocénu a pleistocénu. Ukázali sme, že pri vtedajších tektonických pohyboch relatívne poklesávala pozdĺž zlomov Hornádska kotlina (z ktorej pritekala Veľká Biela voda a po deštrukcii staršej vodnej siete i horný Hornád), kým Stratenská hornatina (do ktorej pritekali uvedené vodné toky z klesajúcej kotliny) sa pozdĺž úpätného zlomu dvíhala. Hornád sa stačil zarezávať do dvíhajúceho sa pohoria. V takomto svetle sa nám kañon Hornádu od jeho začiatku až po Čingov javí ako antecedentný. (Celý kañon však možno označovať i ako epigenetický, lebo predchodca Hornádu pred zarezaním sa do odolných vápencov tiekol niekedy na mäkkom paleogéne.) Po Ludmianku sú vytvorené význačne zaklesnuté meandre, čo je príznačné pre antecedentné úseky dolín. Priebeh Hornádu od Ludmianky až po ústie Lesnice prezrádza, že tu rieka využíva pukliny. Na východ od ústia Lesnice Hornád sleduje zlom.

Uviedli sme, že zvyšky vrchnopliocénneho dna tesne pri Hornáde (zn. 5) sú vo výškach okolo 675—650 m (od začiatku prelomu po Čingovú). Na východ od Ludmianky pozorujeme náhle zníženie povrchu. Pomerne strmé svahy (zn. 14) vedú na východ z Ludmianky na sedlo (561), ktorým sa začína zhruba o 100 m nižší pás po ľavej strane Hornádu. Kañon v tejto časti je menej hlboký i divoký a je oveľa ľahšie prístupný, bez zaklesnutých meandrov. Toto náhle zníženie územia na východ od Ludmianky a na sever od Čingovej nemožno vysvetliť rôznou odolnosťou hornín, lebo napr. plošinky (zn. 8) na východ od prelomu Tomášovského potoka (561 a 552) sú z odolných vápencov a vápnitých zlepcov práve tak, ako aj o 100 m vyššia Ludmianka. Je zaujímavé si všimnúť, že tieto plošinky z takých odolných hornín sú len o 10—20 m vyššie ako chrbát z mäkkých flyšových hornín pri Spišských Tomášovciach. Tento náhly pokles

územia na východ od Ludmianky možno vysvetliť tektonicky takto: Pozdĺžny zlom idúci po severnom úpätí Stratenskej hornatiny je na JV od Sp. Tomášoviec križovaný priečnym zlomom, priebeh ktorého (od k. 514) je vyznačený najprv plytkou dolinou, potom sedlom (561) a od neho na JV suchou dolinou. Zlom potom prechádza na východ do kaňonu. Pozdĺž tohto priečného zlomu sa vrchnopliocénne niveau rozčlenilo. Na východ od neho rel. pokleslo (preto plošiny z odolných vápencov a zlepcov sú v podobných výškach ako ďalej v kotline na mäkkom flyši). Na západ od priečného zlomu sa terén vyzdvihol (preto zlepcová plošina Ludmianky je približne o 100 m vyššie ako východnejšie plošiny podobného geologického zloženia). Svahy vedúce od priečného zlomu na Ludmianku treba pokladať za zlomové (zn. 14).

Treba si všimnúť — odhliadnuc od prelomov Trsteného a Tomášovského potoka — že niet po celej dĺžke svahov, ktoré sú medzi úpäťm Stratenskej hornatiny a kaňonom, ani jednej priečnej depresie okrem tej, ktorá sleduje priečny zlom už nami dokazovaný. Vidieť teda jej jasnú tektonickú predispozíciu. Keď si pozrieme bližšie priebeh osi uvedenej depresie, vidíme, že vytvára oblúk vypnutý na západ. Taký istý priebeh má však aj os prelomového úseku doliny Tomášovského a Trsteného potoka (ba i začiatok prelomu Hornádu). Tó umožňuje predpokladať, že prelomy oboch potokov sú založené na puklinách, čo zasa uľahčuje pochopenie, prečo také malé potoky, v podstate lokálneho charakteru, si mohli vypracovať hoc i krátke prelomy k Hornádu. (Nemožno však ani vylúčiť predpoklad, že uvedené prelomy vytvorili potoky Brusník, Sihoľ, Štvrtok.)

Tieto prelomy majú veľa spoločného (potoky nimi tečú z kotliny do pohoria, z mäkkých bridlíc do odolných vápencov, priebeh ich osi je veľmi podobný), ale sú i zásadné odlišnosti. Trstený potok sa prelomoval cez okraj Stratenskej hornatiny dvíhajúci sa pod ním. Tu teda vidieť moment antecedencie. Prelom Tomášovského potoka takýto moment antecedencie nemá, lebo sa nachádza už na východ od priečného zlomu. Možno teda očakávať, že rozdielny vývoj oboch prelomov sa prejaví i v ich drobnejšom morfológickom členení. A skutočne v prelome Tomášovského potoka máme jasne vyvinuté 17—18 m terasy, kým v prelome Trsteného potoka niet nijakých terás.

Na sever od úpätia Stratenskej hornatiny — v Hornádskej kotline — je chrbtovina vzniknutá rozkrájaním potokmi pôvodne jednotného a na rozhraní plioleocénu relatívne poklesnutého niveau. Pri relatívnych poklesoch došlo i k rozčleneniu kotliny podľa zlomov na kryhy (28). Územie medzi Hrabušicami a Sp. Tomášovcami pokladám za jednu takúto morfológicky sa prejavujúcu kryhu, ktorá sa ukladá mierne na juh — k úpätnému zlomu (zn. 9). Zo severu je ohraničená líniou zhruba SZ—JV smeru, ktorú sleduje potok Brusník. Úklon kryhy na juh spôsobil, že jej severný okraj sa o niečo vyzdvihol. Preto plochý chrbát sledujúci po pravej strane potok Brusník medzi k. 560 a Sp. Tomášovcami je vyšší ako chrbty po ľavej strane Brusníka, hoci geologickým zložením sa nelíšia. Uvedené vysvetľuje i asymetriu priečného profilu doliny Brusníka: pravostranné svahy, ktoré treba chápať ako zlomovo-erózne (zn. 24), sú vyššie ako ľavostranné. Asymetria vyjadrená rôznym sklonom svahov nie je moc pozorovateľná, lebo svahy sú na veľmi mäkkých horninách (väčšinou bridlice).

V Hornádskej kotline treba rozlišovať reliéf vyvinutý na flyši s prevahou bridlíc (v opisovanej časti má veľkú prevahu) a reliéf vytvorený prevažne na pieskovcoch, čo uvádza už M. L u k n i š (28). V oblasti s prevahou bridlíc sú nielen menšie výšky chrbtov, ale i miernejšie svahy a širšie údolné nivy, kým na pieskovcoch sú chrbty vyššie, svahy strmšie, údolné nivy sa zužujú, až vykliňujú. V miestach, kde pieskovcové časti chrbtov prechádzajú v bridličnaté, vyvinuli sa strmšie svahy, ktoré vznikli denudáciou (zn. 10).

Veľké množstvo úvalín (zn. 38) možno vysvetliť priaznivým geologickým zložením (prevažne bridlice), a tým, že sa mohli tvoriť počas celého pleistocénu.

SÚHRN

Na základe geomorfologického rozboru sme stanovili:

1. Severné svahy Stratenskej hornatiny majú po vrchnopliocénne úpätie zlomovo-erózne-denudačný pôvod. Vyvinuli sa pozdĺž zlomu po tektonickom porušení sarmato-panónskej denudačnej rovne.

2. Medzi Stratenskou hornatinou a Levočským pohorím sa vo vrchnom pliocéne šírila roveň. Na nej — tesne pri vtedajšom úpätí Stratenskej hornatiny — tiekol predchodca dnešného Hornádu. Asymetrická poloha tohto vodného toku sa vzhľadom na geometrickú os kotliny vysvetľuje tektonicky.

3. Kaňon Hornádu od začiatku až po Čingov (ako aj prelom Trsteného potoka) má charakter antecedentno-epigenetickej prelomovej doliny. Od Čingova na východ kaňon je založený na zlome. Kaňon sa vyvinul od tektonického porušenia vrchnopliocénnej rovne.

4. Vrchnopliocénna roveň sa rozčlenila pozdĺž zlomu idúceho po dnešnom úpätí Stratenskej hornatiny až po kótu 514 (na JV od Spiš. Tomášoviec), potom na juh (cez k. 561) a od Čingova na východ v kaňone. Na sever od tejto zlomovej línie vrchnopliocénne niveau relatívne pokleslo (tektonicky sa zvýraznila Hornádska kotlina), na juh od nej sa vyzdvihlo (spolu s celou Stratenskou hornatinou).

5. Svahy na sever od kaňonu Hornádu (medzi Zelenou horou a Ľudmiankou) sú zlomovo-erózne-denudačné. Vznikli po tektonickom porušení vrchnopliocénnej rovne.

6. Plošinu medzi Hrabušicami a Spiš. Tomášovcami pokladáme za tektonicky na juh — k úpätnému zlomu — uklonenú kryhu.

*Katedra fyzickej geografie
Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave*

LITERATÚRA

1. Andrusov D., *Poznámky o mladých pohyboch kôry zem. v Záp. Karpatoch*, Sborník II. sjazdu čs. geografov, Bratislava 1933. — 2. Andrusov D., *Geológia čs. Karpát*, zv. II, Bratislava 1959. — 3. Andrusov D., Kunský J., *Některé otázky karpatské geomorfologie*, Věstník SGÚ IX, Praha 1933. — 4. Csisko A., *Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“*, Lotos, Bd. 88, Praha 1941/42. — 5. Daneš J., *Úvod do geomorfologie Slovenska a Podkarp. Rusi*, Věda přírodní I, Praha 1920. — 6. Dědina V., *Slov. Krušnohoří a Středohoří*, Sbor. čs. spol. zem., sv. XXVIII, Praha 1922. — 7. Dinev L., *Morfologia na Centralnity Zap. Karpaty*, Izvestija na Blgar. Geogr. druž. IX, Sofija 1942. — 8. Drdoš J., *Príspevok k morfológii Pienin*, Geogr. čas. XII, 1, Bratislava 1960. — 9. Hromádka J., *Les plates formes d'abrasion et fluviales en Slovaquie*. C. R. du III. Congr. géogr. et ethnogr. 1930. — 10. Hromádka J., *Morfologický vývoj Slovenska*, Čs. vlastivěda, Příroda, Praha 1930. — 11. Hromádka J., *Povrchové formy Slovenska a ich výskum*, Bratislava V, 3, Bratislava 1931. — 12. Hromádka J., *Všeobecný zem. Slov.*, Slov. vlastivěda, Bratislava 1943. — 13. Hromádka J., *Orografické třídění ČSR*, Sbor. Čs. spol. zem., 3—4, Praha 1956. — 14. Ilavský J., Pecho J., Priechodská Z., *Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny*, Geolog. práce, Zprávy 8, Bratislava 1956. — 15. Jaranoff D., *Das Becken von Nowy Targ als Beispiel eines intramontanen Beckens*, Przegląd Geogr. XIV, 1935. — 16. Klimaszewski M., *Z morfogenezy Pol. Karpat Zach.*, Wiadom. geogr. XII, Kraków 1934. — 17. Klimaszewski M., *Morfologia i dyluw. dol. Dunajca od Pienin po ujście*, Prace IGUJ, seš. 18, Warszawa 1937. — 18. Kolektiv autorů, *Tektonický vývoj Československa*, Praha 1961. — 19. Košťálik J., *Geomorfol. vysvetlivky ku geolog. mape 1 : 200 000*, list

Nové Zámky, rukopis, Bratislava 1960. — 20. Krejčí J., *Několik poznámek k teorii o antecédenci*. Sbor. Čs. spol. zem., 1935.

21. Krejčí J., *Geomorfologická analýza Zlínska*, Práce Mor. přír. spol., sv. XVI, spis 2, Brno 1944. — 22. Kvitkovič J., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Trebišov, rukopis, Bratislava 1960. — 23. Láang S., *Vývoj treťohor. vulkan. parovní v Maďarsku*, Geogr. čas. XI, 2, Bratislava 1959. — 24. Lukniš M., *Príspevok ku geomorfol. povrch. krásu Zlratenskej hornatiny* (Slov. raja), Sborník prác Prírodov. fak. Slov. univ. v Bratislave, Bratislava 1945. — 25. Lukniš M., *Poznámky ku geomorfol. Beckovskej brány a priľahlých území*, Práce SĽU, soš. 15, Bratislava 1946. — 26. Lukniš M., *Morfolog. štúdia Tribčea*, Geographica slovaci I, Bratislava 1949. — 27. Lukniš M., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Rim. Sobota, rukopis, Bratislava 1959. — 28. Lukniš M., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list V. Tatry, rukopis, Bratislava 1959. — 29. Lukniš M., *Reliéf čs. Karpát*, rukopis, Bratislava 1961. — 30. Lukniš M., *Mazúr E., Súčasný stav a novšie výsledky geomorfolog. výskunu Slov.*, Geograf. čas. VIII, 2—3, Bratislava 1956.

31. Maheľ M., *Geológia Stratsenskej hornatiny*, Geolog. práce, zoš. 48a, Bratislava 1957. — 32. Machatschek Fr., Danzer M., *Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpathen*, Arbeiten d. geogr. Inst. d. deutschen Univ. in Prag, Heft 5, Praha 1924. — 33. Mazúr E., *Geomorfologické vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Košice, rukopis, Bratislava 1959. — 34. Mazúr E., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Lipt. Mikuláš, rukopis, Bratislava 1959. — 35. Mazúr E., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Žilina, rukopis, Bratislava 1959. — 36. Mičian L., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Gottwaldov — slov. časť, rukopis, Bratislava 1960. — 37. Moschelesov J., *O nejmlad. horotvor. poruchách v Karpatech*, Rozpravy Čes. akad. věd a um., Tř. II, č. 38, roč. 32, 1923. — 38. Sawicki L., *Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen*, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1909. — 39. Swiderski B., *O mlodych ruchach tekton. i erozji i denudacji Karpat*, roc. PTG VIII, Kraków 1932. — 40. Vráblik M., *Geomorfolog. pomery doliny Lesnice v Strat. hornat. a v priľahlej časti Hornádskej kotliny*, Diplomová práca, rukopis, Bratislava 1961.

41. *Vysvětlivky prehľadnej geolog. mapy CSR 1:200 000*, list V. Tatry, rukopis, Bratislava 1959, Geofond. — 42. Zaľko M., *Geomorfolog. vysvětlivky ku geolog. mape 1:200 000*, list Bratislava, rukopis, Bratislava 1960.

Recenzoval M. Lukniš

Людвиг М и ч и а н

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О ДОЛИНЕ ПРОРЫВА Р. ГОРНАД В СТРАТЕНСКИХ ГОРАХ И О МОРФОЛОГИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ МЕСТНОСТИ

Территория, которая была предметом исследования, занимает часть северного края Стратенских гор и примыкающую к нему часть Горнадской котловины. Стратенские горы относятся к северной части мезозойской полосы гемерид, которые представляют собой одну из главных тектонических единиц Западных Карпат. В той области, где производилось картирование, преобладают синклиналино залегающие анизийские и ладинские известняки. В геоморфологическом отношении интерес представляет антиклинальная полоса мягких сланцев и песчаников, в которой образовалась долина. Горнадская котловина является другой тектонической единицей — центрально-карпатским палеогеном, сложенным довольно твердыми песчаниками и мягкими сланцами, что имеет большое значение в формировании рельефа.

Поверхность, на которой начали развиваться геоморфологические формы характерные для плиоцена и наших дней, первоначально представляла собой пенеплен. Это была часть обширного пенеплена, занимавшего прежде все Словацкое Рудогорье. Образование этой выравненной поверхности приурочивается к сармату-паннону (28, 29, 34, 35). Существующие в настоящее время карстовые плато „Словацкого рая“

(Стратенские горы), например плато Гляд, Герава и др., являются довольно хорошо сохранившимися участками этого пенепплена. В исследованной области сармато-паннонский пенепплен представлен лишь более или менее плоскими горными грядками (см. геоморфологическую карту, знак 1). В результате дифференциальных движений, которые претерпевает выравненная поверхность в среднем плиоцене, отдельные ее участки поднимаются и изгибаются по разломам и флексурам (28). Стратенские горы, представлявшие собой северную часть северного крыла мегантиклинального свода Словацкого Рудогорья, также поднимались, Горнадская котловина по разломам относительно опускалась. В результате нарушений, эрозии и денудации в то время начали формироваться северные склоны Стратенских гор (см. геоморфологическую карту, знак 4). Под влиянием тектонических движений водотоки, следовавшие обычно трещины и антиклинальные полосы мягких пород, расчленили сармато-паннонский пенепплен на множество долин. К концу плиоцена эрозионная деятельность крупных водотоков прекратилась. Они стали базисом эрозии и денудации, к которому был приурочен образовавшийся в результате боковой эрозии и педипленизации верхнеплиоценовый пенепплен (28, 29, 34, 35), сравнивший на приблизительно одинаковую высоту породы различной устойчивости. Северные склоны Стратенских гор спускались к верхнеплиоценовому пенепплену — дну тогдашней Горнадской котл. вины. По стыку южного края пенепплена с подошвой северных склонов Стратенских гор проходило подножие этих гор (см. геоморфологическую карту, знак 11).

По расположению каньона р. Горнад можно восстановить, как протекал водоток до своего вреза в верхнеплиоценовый пенепплен. Асимметричное положение древнего водотока — „предшественника“ Горнада, — который тек у самого южного края верхнеплиоценового дна Горнадской котловины, объясняется тектоникой. (Значительнее всего опустился участок вдоль разлома у подножия гор.)

На рубеже плиоцена и плейстоцена в Западных Карпатах возобновляются орогенические движения — германотипная складчатость (28, 29, 34, 35). Горнадская котловина в то время относительно опустилась, Стратенские горы поднялись. Когда происходило тектоническое расчленение и после него, в результате нарушений, эрозии и денудации образовались склоны, которые в настоящее время видны к северу от долины прорыва р. Горнад (см. геоморфологическую карту, знак 12). Упомянутое тектоническое расчленение явилось причиной эрозионного расчленения верхнеплиоценового пенепплена. К этому времени приурочивается начало образования каньона р. Горнад, который обычно считается эпигенетическим. Однако, если принять во внимание, что в своей верхней части р. Горнад, а также ручей Велька Биела Вода текли с опускающейся Горнадской котловины к Стратенским горам, которые поднимались вдоль нарушения у своего подножия, и что Горнад выработал в них каньон глубиной в 150 м, то станет ясно, что последний — в своей части от начала прорыва до с. Чингов — является antecedентной долиной прорыва (см. геоморфологическую карту, знак 16).

Нарушение, наблюдаемое вдоль подножия Стратенских гор, пересечено юго-восточнее с. Спишке Томашовце поперечной дислокацией, которая проявляется на местности понижением от высоты 514 м к седлу 561 м, а затем сухой долиной, тянущейся до каньона Горнада. На рубеже плиоцена и плейстоцена по обеим дислокациям произошло тектоническое расчленение верхнеплиоценового пенепплена. Восточнее поперечной дислокации каньон Горнада уже не имеет характера antecedентной долины. Не имеет его и долина прорыва ручья Томашовский (см. геоморфологическую карту, знак 19). Долину прорыва ручья Трстенский (западнее поперечной дислокации) следует рассматривать как antecedентную (см. геоморфологическую карту, знак 18).

Современный рельеф Горнадской котловины возник после того, что она относительно опустилась под влиянием тектонических сил, и водотоки прорыли в верхнеплиоценовом плато долины.

Мы считаем, что участок, расположенный к югу от долины ручья Брусник между селениями Грабушовце и Спишке Томашовце, представляет собой наклоненную к югу глыбу (см. геоморфологическую карту, знак 19).

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

Легенда геоморфологической карты

1 — останец участка сармато-паннонского пенепплена,

2 — останец тектонически прогнутую участка сармато-паннонского пенепплена,

- 3 — небольшой реликт углубления, выработанного в сармато-паннонском пенеппене (по всей вероятности это участок широкой долины),
- 4 — склоны, образовавшиеся в результате дислокации, эрозии и денудации после того, что сармато-паннонский пенеппен претерпел тектонические процессы,
- 5 — относительно приподнятый верхнеплиоценовый пенеппен, образовавшийся на известняках и конгломератах,
- 6 — относительно опустившийся верхнеплиоценовый пенеппен, образовавшийся преимущественно на сланцах,
- 7 — относительно опустившийся верхнеплиоценовый пенеппен, образовавшийся преимущественно на песчаниках,
- 8 — относительно опустившийся верхнеплиоценовый пенеппен, образовавшийся на конгломератах,
- 9 — относительно опустившийся верхнеплиоценовый пенеппен, получивший под действием тектонических сил наклон к югу,
- 10 — денудационные склоны на песчаниках,
- 11 — верхнеплиоценовая подошва Стратенских гор,
- 12 — склоны, образовавшиеся в результате дислокации, эрозии и денудации после того, что верхнеплиоценовый пенеппен претерпел тектонические процессы,
- 13 — полоса делювиальных суглинков у подножия гор,
- 14 — склоны, образовавшиеся в результате дислокации и денудации после того, что верхнеплиоценовый пенеппен претерпел тектонические процессы,
- 15 — верхняя половина условного обозначения легенды: эрозионные склоны долин, сформировавшиеся главным образом по трещинам, которые возникли на сармато-паннонском пенеппене после тектонических движений;
нижняя половина условного знака легенды: склоны антиклинальных долин, сформировавшиеся после того, что сармато-паннонский пенеппен претерпел тектонические движения,
- 16 — эрозионные склоны antecedентно-эпигенетического участка долины прорыва р. Горнад, сформировавшиеся в результате действия тектонических сил на верхнеплиоценовый пенеппен,
- 17 — эрозионные склоны долины прорыва р. Горнад, которая образовалась по дислокации, возникшей в верхнеплиоценовом пенеппене в результате действия тектонических сил,
- 18 — эрозионные склоны antecedентно-эпигенетической долины прорыва ручья-Трстенский, сформировавшиеся в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 19 — эрозионные склоны эпигенетической долины прорыва ручья Томашовский, сформировавшиеся в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 20 — верхняя половина условного знака легенды: эрозионные склоны долины ручья Лесница, выработанной по дислокации, которая возникла в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена;
нижняя половина условного знака легенды: эрозионные склоны антиклинальной долины (в известняках), сформировавшиеся в результате нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 21 — эрозионные склоны антиклинальной долины (в сланцах), сформировавшиеся в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 22 — эрозионные склоны (главным образом палеогеновых сланцев), сформировавшиеся в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 23 — эрозионные склоны (главным образом в палеогеновых песчаниках), сформировавшиеся в результате тектонического нарушения верхнеплиоценового пенеппена,
- 24 — склоны, сформировавшиеся в результате дислокации и эрозии (главным образом в палеогеновых сланцах),
- 25 — эрозионные склоны боковых долин,
- 26 — эрозионная терраса ручья Велька Биела Вода,
- 27 — 17—18-метровая эрозионная терраса,
- 28 — 7—8-метровая эрозионная терраса,
- 29 — в верхней половине условного знака легенды: эрозионная подсека берегов, в нижней половине условного знака легенды: эрозионные взрезы в палеогеновых породах,
- 30 — аккумулятивная терраса,

- 31 — перигляциальные псевдотеррасы,
- 32 — структурные площадки,
- 33 — невогшая, отпрепарированная денудацией гряда конгломерата,
- 34 — значительные эрозионные взрезы,
- 35 — сухие долины,
- 36 — конусы выноса (верхний плейстоцен),
- 37 — овраг,
- 38 — перигляциальные делли,
- 39 — широкая плоская долина,
- 40 — поймы,
- 41 — торфяное болото,
- 42 — денудационные седловины,
- 43 — каменоломни,
- 44 — изогипсы,
- 45 — водотоки,
- 46 — отметки высот,
- 47 — населенные пункты.

Ludovít Mičian

QUELQUES REMARQUES SUR LA CLUSE DU HORNÁD DANS LES MONTAGNES DE STRATENSKÁ HORNATINA ET SUR LA MORPHOLOGIE DE SES ALENTOURS

La région étudiée comprend la partie nord des confins des montagnes de Stratenská hornatina et le secteur de la dépression du Hornád attendant. La Stratenská hornatina fait partie de la bande mésozoïque nord des gémérides — une des unités tectoniques principales des Karpates occidentales. Dans la région dont on a dressé la carte il y a prédominance de calcaires anisiens et ladiniens en position synclinale. La bande anticlinale formée d'un complexe de schistes et de grès tendres au sein desquels fut creusée la vallée joue un rôle important dans la géomorphologie. La dépression du Hornád se rattache à une autre unité tectonique — au Paléogène des Karpates occidentales. Ce Paléogène est constitué principalement de grès assez résistants et de schistes tendres, fait qui détermine de modelé du relief.

Les traits géomorphologiques de la Stratenská hornatina au Pliocène supérieur et aux temps actuels se sont développés à partir d'une pénéplaine s'étendant sur toute la région des Monts métallifères de la Slovaquie (Slovenské rudohorie) d'âge sarmatien-pannonien probablement (28, 29, 34, 35). Les plateaux karstiques du „Slovenský raj“ („Paradis slovaque“) faisant partie de la Stratenská hornatina, ceux de Gfac et de Geravy par exemple, ainsi que d'autres, sont des vestiges assez bien conservés de cette pénéplaine. Dans la région étudiée, l'ancienne surface nivelée en question n'est représentée que par des croupes montagneuses plus ou moins aplaties (voir carte géomorphologique, No 1 de la légende). Au Pliocène moyen, elle fut soumise à des mouvements ascendants différenciés et subit une incurvation le long des failles et des flexures (28). A cette époque, la Stratenská hornatina — partie nord de l'aile nord de la voûte méganticlinale des Monts métallifères — subissait une élévation, et la dépression du Hornád un affaissement relatif le long des fractures. C'est à la suite de la dislocation, de l'érosion et de la dénudation que les pentes nord de la Stratenská hornatina commencèrent à se modeler (voir carte géomorphologique, No 4 de la légende). A la suite des mouvements tectoniques les cours d'eau coupèrent (le plus souvent suivant les cassures et les bandes anticlinales de roches tendres) la pénéplaine sarmato-pannonienne par un système de vallées. Avant la fin du Pliocène déjà les grands cours d'eau cessèrent de creuser et devinrent le niveau de base qui détermina la formation de la pénéplaine pliocène supérieure, formation à laquelle prirent part l'érosion latérale, la dénudation et la pédiplainisation (28, 29, 34, 35). Cette surface nivelée coupe à une hauteur égale les roches de résistances différentes. Les pentes nord de la Stratenská hornatina descendaient vers la pénéplaine pliocène supérieure représentant alors le fond de la dépression du Hornád. Là où le bord de la pénéplaine atteignait le bas des pentes nord de la Stratenská hornatina se trouvait, au Pliocène supérieur, le pied de ces montagnes (voir carte géomorphologique, No 11 de la légende).

D'après le tracé actuel du cañon du Hornád on peut reconstituer le trajet de cette rivière avant qu'elle n'entaille la pénéplaine pliocène supérieure. La position nettement asymétrique de l'ancien cours d'eau — qui était le „prédécesseur“ du Hornád et coulait tout près du bord sud de fond pliocène supérieur de la dépression du Hornád — a pour origine les phénomènes tectoniques. (L'affaissement a atteint sa plus grande ampleur le long de la faille au pied des montagnes.)

Des mouvements orogéniques germanotypés se renouvellent dans les Karpates occidentales à la limite Pliocène-Pléistocène (28, 29, 34, 35). La dépression du Hornád subit un nouvel affaissement relatif le long de la faille au pied des montagnes, la Stratenská hornatina — une élévation. Pendant et après ce tronçonnement tectonique, la dislocation, l'érosion et la dénudation contribuèrent au modelé des pentes visibles aujourd'hui au Nord de la cluse du Hornád (voir carte géomorphologique, No 12 de la légende). C'est à la suite de ce tronçonnement tectonique que la pénéplaine pliocène supérieure fut taillée par l'érosion. Le cañon du Hornád commença à se former à cette époque. Il est généralement considéré comme épigénétique, mais si l'on envisage le fait que le cours supérieur du Hornád et le torrent de Veľká Biela voda descendaient de la dépression du Hornád qui était en train de s'affaisser le long de la faille au pied de la Stratenská hornatina, tandis que celle-ci s'élevait, et que le Hornád y creusa un cañon profond de 150 m, on conçoit que son parcours depuis l'entrée dans la gorge jusqu'à Čingov ait le caractère d'une cluse antécédente.

La faille qui longe aujourd'hui le pied de la Stratenská hornatina est coupée au SE de Spišské Tomášovce par une faille transversale mise en évidence par la dépression s'étendant de la cote 514 m au col 561 m, et de là par la vallée sèche jusqu'au cañon du Hornád. A la limite Pliocène-Pléistocène, la surface nivelée pliocène supérieure a été divisée tectoniquement suivant ces deux failles. A l'est de la faille transversale, le cañon du Hornád n'a plus le caractère de la vallée antécédente, de même que la cluse du torrent Tomášovský (voir carte géomorphologique, No 19 de la légende). Par contre la cluse du torrent Trstenský (à l'Ouest de la faille transversale) est à considérer comme antécédente (voir carte géomorphologique, No 18 de la légende).

Nous supposons que la région s'étendant au S de la vallée du Brusník entre Hrabušovce et Spišské Tomášovce représente un lambeau de cette pénéplaine incliné vers le Sud (voir carte géomorphologique, No 9 de la légende).

Traduit du slovaque par Valentín Andrusová

Légende de la carte géomorphologique

- 1 — Vestiges de la pénéplaine sarmato-pannonienne,
- 2 — Vestiges de la pénéplaine sarmato-pannonienne tectoniquement incurvés,
- 3 — Petit fragment de forme creuse à la surface de la pénéplaine (probablement reste de vallée large),
- 4 — Pentes dont la formation est due aux failles, à l'érosion et à la dénudation après la dislocation tectonique de la pénéplaine sarmato-pannonienne,
- 5 — Pénéplaine d'âge pliocène supérieur relativement surélevée qui s'est formée surtout sur les calcaires et les conglomérats,
- 6 — Pénéplaine d'âge pliocène supérieur relativement affaissée qui s'est formée surtout sur les schistes,
- 7 — Pénéplaine d'âge pliocène supérieur relativement affaissée qui s'est formée surtout sur les grès,
- 8 — Pénéplaine d'âge pliocène supérieur relativement affaissée qui s'est formée surtout sur les conglomérats,
- 9 — Pénéplaine d'âge pliocène supérieur relativement affaissée et inclinée tectoniquement vers le Sud,
- 10 — Pentes de dénudation dans les grès,
- 11 — Pied de la Stratenská hornatina au Pliocène supérieur,
- 12 — Pentes qui se sont formées après la dislocation tectonique de la pénéplaine d'âge pliocène supérieur grâce aux failles, à l'érosion et la dénudation,

- 13 — Bandes de limons déluviaux au pied des montagnes,
- 14 — Pentcs qui se sont formées après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur grâce aux failles et à la dénudation,
- 15 — Moitié supérieure du signe conventionnel de la légende: pentcs d'érosion des vallées qui suivent de préférence les failles résultant de la dislocation tectonique de la pénépłaine sarmato-pannonienne,
Moitié inférieure du signe conventionnel de la légende: pentcs d'érosion de la vallée anticlinale résultant de la dislocation tectonique de la pénépłaine sarmato-pannonienne,
- 16 — Pentcs d'érosion du tronçon de la cluse du Hornád formées après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 17 — Pentcs modelées par l'érosion dans la cluse du Hornád qui suit une faille engendrée par la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 18 — Pentcs de la cluse antécédente — épigénétique du torrent Trstenský qui ont été modelées, par l'érosion après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 19 — Pentcs de la vallée épigénétique du torrent Tomášovský modelées par l'érosion après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 20 — Moitié supérieure du signe conventionnel de la légende: vallée du torrent de Lesnice coulant suivant une faille. Les pentcs ont été modelées par l'érosion après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur.
Moitié inférieure du signe conventionnel de la légende: vallée anticlinale dans les calcaires. Les pentcs ont été modelées par l'érosion après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 21 — Vallée anticlinale dans les schistes. Les pentcs ont été modelées par l'érosion après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 22 — Pentcs modelées par l'érosion (surtout dans les schistes paléogènes) après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 23 — Pentcs modelées par l'érosion (surtout dans les grès paléogènes) après la dislocation tectonique de la pénépłaine d'âge pliocène supérieur,
- 24 — Pentcs (surtout dans les schistes paléogènes) dues aux failles et à l'érosion,
- 25 — Pentcs des vallées latérales modelées par l'érosion,
- 26 — Terrasse d'érosion du torrent Velká Biela voda,
- 27 — Terrasse d'érosion de 17—18 m,
- 28 — Terrasse d'érosion de 7—8 m,
- 29 — Moitié supérieure du signe conventionnel de la légende: berges affouillées par l'érosion.
Moitié inférieure du signe conventionnel de la légende: entailles dues à l'érosion dans les roches paléogènes,
- 30 — Terrasse d'accumulation,
- 31 — Pseudoterrasses périglaciaires,
- 32 — Petites surfaces structurales planes,
- 33 — Petite crête de conglomérats mise en saillie,
- 34 — Entailles importantes dues à l'érosion,
- 35 — Vallées sèches,
- 36 — Cônes de déjection (Pléistocène supérieur),
- 37 — Ravin,
- 38 — Rigoles périglaciaires,
- 39 — Vallée large peu profonde,
- 40 — Lits majeurs,
- 41 — Tourbière,
- 42 — Petits cols dus à la dénudation,
- 43 — Carrière,
- 44 — Courbes de niveau,
- 45 — Cours d'eau,
- 46 — Cotes,
- 47 — Localités.