

TOMÁŠ ONDŘEJ

ZAROVNANÉ POVRCHY VALAŠSKOBYSTRICKÉ VRCHOVINY A JEJÍHO SEVERNÍHO PŘEDPOLÍ

T. Ondřej: *Planation surfaces of the Valašskobystrická vrchovina Highland and of its northern foreland.* – Geografie – Sborník ČGS, 105, 4, pp. 333 – 346 (2000). – The article deals with planation surfaces of the Valašskobystrická vrchovina Highland and with the development of its relief in the Upper Tertiary. The existence of recent tectonic activity, indicated by height differences in the same planation levels, was proved.

KEY WORDS: planation surfaces – neotectonics – Neogene development.

1. Úvod

Valašskobystrická vrchovina je členitá vrchovina s nejvyšším vrcholem Cáb (841 m n. m.), ležící v západobeskydském horském oblouku flyšových Karpat, v geomorfologickém celku Hostýnsko-vsetínská hornatina, podcelku Vsetínské vrchy. Údolí Vsetínské Bečvy ji na západě odděluje od Hostýnských vrchů. Na severu sousedí se sníženinou Rožnovské brázdy. Geomorfologická hranice se zde klade přibližně na linii magurského nasunutí, na níž přechází většinou příkré svahy na čele vrstev soláňského souvrství v mírné svahy na převážně jilovcových souvrstvích slezské jednotky. Jižní, jihovýchodní a východní omezení vrchoviny již není tak výrazné a tvoří jej hluboce zařiznutá údolí potoků Jasenice, Tisňavy, Činov a Mísna, jež ji oddělují od kulminační části Vsetínských vrchů-Soláňského hřbetu.

Celkově je možné georeliéf Valašskobystrické vrchoviny označit za erozně denudační se silným vlivem litologické různorodosti hornin a neotektoniky. V celém rozsahu ji budují intenzivně zvrásněné a tektonicky rozčleněné příkrovy račanské jednotky magurského flyše. Jednotlivá antiklinální pásma jsou tvořena hlavně soláňskými a belovežskými vrstvami, synklinální pásma tvoří souvrství zlínské. Směr flyšových souvrství a litologické vlastnosti hornin se odrážejí v současném vzhledu vrchoviny ve všech jejích částech, a to zejména v predispozici směrů hlavních údolí a hřbetů, ve vzniku ostrých strukturních hřbetů se skalními tvary, dále ve vzniku strukturních svahů a plošin a ve sklonitosti údolních svahů (Ondřej 1999). Větší zastoupení strukturních tvarů je v oblastech budovaných zlínským souvrstvím.

Už během orogenetických pohybů byly vznikající morfostruktury silně denudovány. V neogénu se střídaly fáze intenzivní denudace v obdobích tektonického klidu s fázemi aktivnější radiální i tangenciální tektoniky. Výsledkem tohoto neogénního vývoje byl vznik 3 úrovní zarovnaných povrchů, jejichž zbytky jsou v georeliéfu dodnes patrné.

2. Analýza zarovnaných povrchů

Terénním geomorfologickým výzkumem, analýzou topografických a geologických map a konstrukcí podélných a příčných profilů byly v georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny zjištěny stopy 3 úrovní mladotřetihorních zarovnaných povrchů. Toto zjištění je v souladu se závěry výzkumů českých, polských a slovenských geomorfologů prováděných na území Západních a Východních Karpat.

Otázka zarovnaných povrchů ve Vnějších Západních Karpatech zatím není zcela prozkoumána a problémem je především zpřesnění datování jejich vzniku. Na charakter původního plochého zarovnaného povrchu a povahu jeho tektonické deformace se dá usuzovat jen s obtížemi ze sporých stop zarovnání ve formě větších i menších zploštění údolních svahů, ze hřbetových plošin a nevelkých vrcholových plošin. Z důvodů nízké odolnosti flyšových vrstev nejsou plošiny vždy ostře vymezeny vůči svahům. Rovněž nadmořská výška současných povrchů nemůže již odpovídat výšce původní, o čemž svědčí nepřítomnost původních zvětralin. Několikametrové mrazové sruby nad některými z těchto plošin ukazují na silnou denudaci v pleistocénu. Plošiny jsou různě sníženy i v závislosti na vzdálenosti od pramenných mís a výklenků. S největším snížením pak je nutno počítat na jílovcích a břidlicích.

Plošinám byl nejprve přisuzován abrazní původ. Tato hypotéza byla přijata kladně V. Dědinou (1923) a V. Šauerem (1941). Na druhé straně se už v předválečném období objevily názory na jejich subaerický původ. Důkazy předložil už v roce 1938 F. Vitásek (1938), ale teprve důkladný vrtný průzkum v poválečných letech ukázal daleký horizontální přesun paleogénních a křídových sedimentů přes torton a tím teorie o abrazním původu ztratila pro oblast Vnějších Západních Karpat své opodstatnění (Stehlík 1961). Po válce se problematice destruktčních plošin věnovali na území Moravskoslezských Beskyd a Štramberské vrchoviny zvláště O. Stehlík (1961, 1963, 1964) a L. Buzek (1969, 1972, 1976, 1984). Na území Západních Karpat to pak byly práce M. Lukniše (1964) a společně s E. Mazúrem (1956) a V. Krále (1985). V Polsku to byli zejména M. Klimaszewski (1964, 1965) a L. Starkel (1969).

2. 1. Plošiny nejvyšší zarovnané úrovně

Za základní zarovnaný povrch rozšířený v celém pásmu Vnějších Západních Karpat je považována úroveň, jejíž vývoj spadá do svrchního tortonu až sarmatu a byl ukončen tektonickými pohyby attické fáze. Pozůstatky stop nejvyšší úrovně zarovnání georeliéfu ve Valašskobystřické vrchovině jsou pouze ojedinělé a stínají její kulminační část. Jsou pokračováním plošin zarovnávacích vrcholovou část Soláňského hřbetu. Tyto plošiny jsou vyvinuty převážně v odolných pískovcích a slepencích, jsou zcela zbaveny svého zvětralinového pláště a vychází na nich skalní podloží. Zarovnaný povrch nejvyšší úrovně měl kulminační část ve výšce okolo 1 200 m n. m. v oblasti Kněhyně a Smrku v Moravskoslezských Beskydech. Vsetínské vrchy představovaly jeho nižší jižní část. Nadmořská výška plošin této úrovně klesá na Soláňském hřbetu od východu k západu. V okolí Vysoké činí 950 m n. m., v okolí Soláně, Kotlové a Benešek 850 – 860 m n. m. a mezi Beskydem a Lušovkou dosahuje výšky 840 m n. m. Geomorfologická hranice mezi Valašskobystřickou vrchovinou a Soláňským hřbetem je kladena do sedla o nadmořské výšce 758 m n. m. 2,5 km severozápadně od Lušovky. Sevevozápadně od tohoto sedla se nachází nejvýznamnější relikty nejvyšší zarovnané úrovně ve Valašskobystřické vrcho-

vině – rozsocha Ptáčnice (830 m n. m.). Vrcholová plošina je protažena ve směru SSZ – JJV v délce asi 900 m a stíná jílovcopískovcové vrstvy soláňského souvrství. I tvrdoň Cáb (841 m n. m.) budovaný tvrdými slepenci belovežských vrstev má vrchol v hladině tohoto zarovnání. Západněji ležící vrchol Dušná má nadmořskou výšku 730 m. Tento nápadný pokles výšky plošin asi na vzdálenost 3,5 km je pravděpodobně důsledkem tektonických pohybů, ke kterým došlo podél diagonálního zlomu probíhajícího od přehrady Bystřička ve směru SSZ – JJV. Vrcholovou partii hřbetu probíhajícího paralelně s touto linií můžeme považovat také za zbytek nejvyšší úrovně zarovnání. Jeho pozůstatky jsou vyvinuty jen slabě, navíc v méně odolných vrstvách byly erozně sníženy. Nadmořská výška se pohybuje od 695 do 717 m n. m. Nejseverněji položeným pozůstatkem této úrovně zarovnání je Vrchhůrka (692 m n. m.) v čelním antiklinoriu magurského příkrovu s výraznou vrcholovou plošinou zarovnávající pískovce, slepence a jílovce soláňského souvrství. Vrchhůrka má tvar kupole zvedající se nad okolní rozsáhlé plošiny střední úrovně zarovnání v nadmořské výšce 630 m n. m.

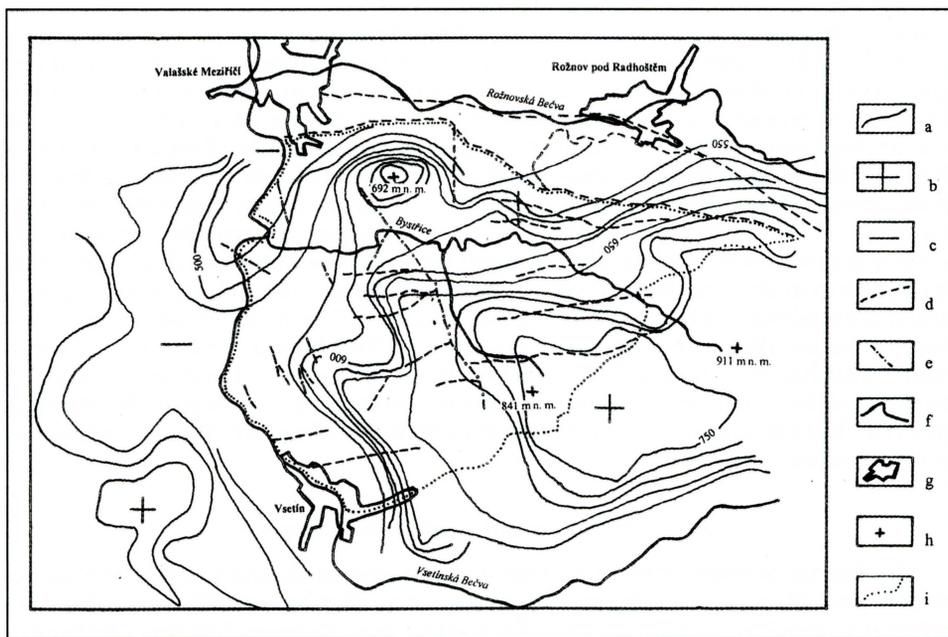
2. 2. Plošiny střední zarovnané úrovně

Střední zarovnaná úroveň vznikala podle převažujícího názoru pravděpodobně peneplenací v klidném období panonu. Zbytky sečného povrchu této střední úrovně zarovnání georeliéfu Karpat jsou nejrozsáhlejším plošinným tvarem v území. Zbytky plošin jsou vyvinuty v poměrně odolných komplexech hornin – nejvíce jsou rozšířeny v jílovcopískovcových ráztockých vrstvách soláňského souvrství, západně od poklesového zlomu na linii Bystřičky pak v újezdských a vsetínských vrstvách zlínského souvrství. Na relativně méně odolných souvrstvích belovežském a na křivských vrstvách předmagurské jednotky je nutno počítat s erozním snížením.

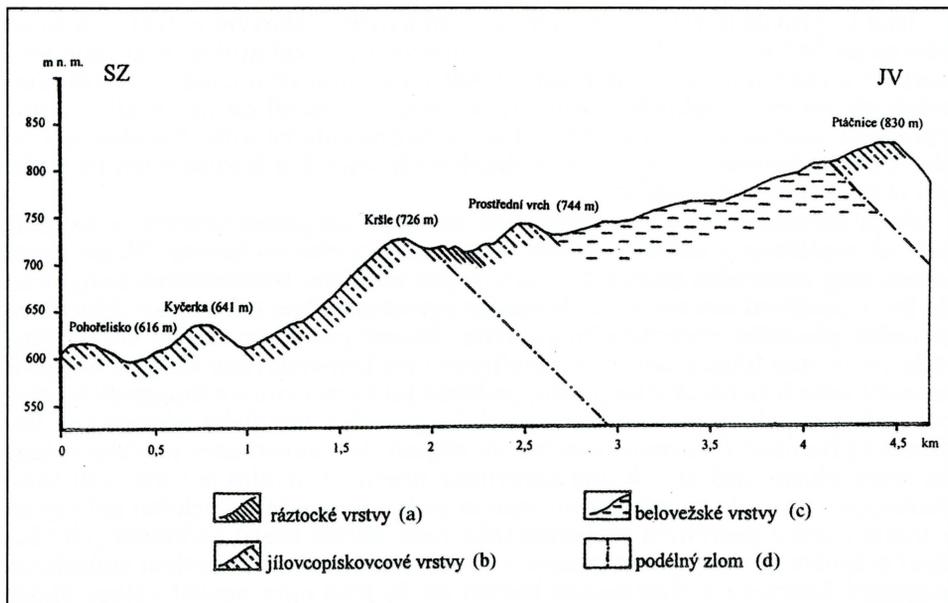
Jsou to převážně vrcholové plošiny se značným výškovým rozpětím a to od 440 až po 745 m n. m.. Rozčlenění této úrovně bylo podmíněno převážně tektonicky a také nestejnou odolností flyšových komplexů a odlišnými výškami místních erozních základů. Ani tato úroveň, na rozdíl od nejmladší, nejeví výraznou souvislost s průběhem dnešní hydrografické sítě. Paralelizací se zbytky této úrovně zarovnání v okolních vrchovinách a hornatinách lze určit její stáří, které je panonské.

Stopy střední úrovně zarovnání jsou na rozdíl od plošin nejvyšší a nejnižší úrovně rozšířeny v celém rozsahu Valašskobystřické vrchoviny. Mapováním těchto stop zarovnání georeliéfu, porušených mladými tektonickými pohyby se dá jen s potížemi usuzovat na charakter pravděpodobné tektonické deformace původně plochého zarovnaného povrchu. Řešení problému nabízí konstrukce izohyps ze stop tohoto zarovnání. Izohypsy byly konstruovány vždy ze 3 nejbližší vedle sebe ležících zbytků plošin, podobně jako vrstevnice v topografické mapě. Izohypsy pak vytvářejí obraz zemského povrchu vzniklého tektonickou deformací příslušné zarovnané úrovně. Je zřejmé, že z konstrukce je třeba vyloučit stopy plošin patřících k jiné zarovnané úrovni. V úvahu je třeba vzít také skutečnost, že spolu se základním tvarem podmíněným tektonickými pohyby se v tomto obrazu georeliéfu projevuje také řada dílčích tvarů podmíněných různým stupněm vývoje, typem geneze a vlastnostmi podloží. Zkreslení způsobené exogenní destrukcí a vlastnostmi hornin lze do jisté míry omezit volbou vhodného výškového rozestupu mezi izohypsami. V tomto případě to bylo 25 m.

Jak je patrné z obrázku 1 mezi oblastmi největších výškových deformací stop střední úrovně zarovnání a oblastmi výskytu podélných a radiálních tek-



Obr. 1 – Izohypsy stop střední zarovnané úrovně ve Valašskobystrické vrchovině. a – izohypsy po 25 m, b – vrcholy elevací, c – dna depresí, e – příčný zlom, f – významné toky, g – významná sídla, h – významné vrcholy, i – geomorfologická hranice Valašskobystrické vrchoviny.



Obr. 2 – Plošiny střední úrovně zarovnaní v centrální části Valašskobystrické vrchoviny odělené strukturálním svahem od nejvyšší úrovně zarovnaní na Ptácnici

tonických poruch existuje nápadná shoda. Tento poznotek odpovídá i zjištěním O. Stehlíka (1963) z oblasti Moravskoslezských Beskyd a Rožnovské brázdy a L. Buzka (1969), podle nichž došlo k nejintenzivnějším pohybům právě v období svrchního pliocénu po vzniku střední úrovně.

V rámci Valašskobystřické vrchoviny byl kulminační bod střední zarovnané úrovně severně od centrálního hřbetu vyznačeného vrcholy Cábu, Ptáčnice a Lušovky. Tento georeliéf se svažoval k SZ. Od zbytků nejvyšší zarovnané úrovně jsou plošiny odděleny strmými strukturálními svahy (obr. 2). Pokles nadmořské výšky plošin není pozvolný, v místech významných tangenciálních poruch se výška plošin snižuje skokově – příkladem může být 100m rozdíl mezi plošinou Prostředního vrchu a Kyčerky. V prostoru mezi těmito 2 plošinami byly podle geologické mapy identifikovány podélné poruchy. Výrazná výšková dislokace se projevuje i po stranách subsekventního údolíčka potoka Leskovce založeného ve zlomovém pásmu antiklinálního pruhu Žáry. Tektonicky podmíněný výškový rozdíl mezi plošinami činí 70 m (Ondřej 1999).

Západně od příčné poruchy směřující JJV od přehrady Bystřička jsou izohypsy deformovány do tvaru písmene „S“ a nakupeny na krátké vzdálenosti mezi sebou. Výška plošin tu skokově klesá ze 700 m n. m. na 465 m n. m. směrem ke Vsetínské Bečvě. V oblasti probíhají 4 významné tangenciální poruchy a několik dílčích příčných zlomů zejména v okolí Pastýřova vrchu (605 m n. m.). Nejstrmější pokles výšky plošin i přes jejich omezený výskyt je severovýchodně od Vsetína. Charakteristická pro tuto část vrchoviny je pravouhlá říční síť a terénním výzkumem zjištěný málo vyrovnaný profil vodních toků, hluboce zaříznutá údolí a četné nápadné změny v geologickém složení. J. Krejčí (1964) na základě identifikace přímých geomorfologických linií a výrazných rozdílů v mocnosti sedimentární výplně údolního dna uvádí, že se v této oblasti projeví tektonické dislokace ještě v době, kdy už řeky tekly ve své nynější úrovni a zvýšenou akumulací tak vyrovnávaly vlivy tektonické poruchy. Geologické mapování této oblasti teprve začíná a díky nedostatku hlubinných vrtů v údolí Vsetínské Bečvy, geologické mapy tektonické poruchy zatím neuvádějí. Na základě výše uvedených zjištění je však lze předpokládat.

Analýza zarovnaného povrchu střední úrovně tak vede k závěru, že vznik tangenciálních poruch můžeme datovat do období po vzniku této úrovně. Tyto poruchy vznikaly buď jako nové a nebo se jedná, jak uvádí L. Buzek (1969, 1972) na základě poznatků z Moravskoslezských Beskyd a Štramberské vrchoviny, o staré oživené paleozoické linie, které mohly být aktivní ještě při dosouvání v kvartéru. Po vzniku střední úrovně se začalo utvářet i údolí řeky Bystřice, které vykazuje znaky pokročilého vývoje v převážné délce svého průběhu, zároveň však plošiny střední úrovně nejeví k toku žádný vztah jako své erozní bázi. Až k vrcholu Trnava (538 m n. m.) teče řeka severozápadním směrem ve smyslu sklonu zarovnaného povrchu, pak se stáčí k západu a protéká soutěskou založenou ve strukturálně denudačním georeliéfu rusavských vrstev a pak synklinálním pásmem bystřičským z újezdských vrstev. Svrchní pliocén je pravděpodobně i počátkem vzniku dobře vyvinutého údolí říčky Bystřičky sledujícího průběh diagonálního zlomu.

2. 3. Plošiny nejnižší zarovnané úrovně

Vývoj středohorské úrovně byl přerušen tektonickými pohyby rhodanské fáze, při níž došlo, jak k vyklenutí karpatského horského oblouku, tak i k místním deformacím – poklesům a zdvihům. Po odeznění těchto pohybů

začala vznikat nejmladší zarovnaná úroveň, která má dnes větší rozšíření v brázdách a pahorkatinách. Ve vrchovinách a v horském georeliéfu je vyvinuta jen v údolí větších toků, podél nichž zabíhá dovnitř pohoří. Tyto povrchy jsou ve Vnějších Západních Karpatech označovány jako pedimenty. Je pravděpodobné, že se na jejich vzniku uplatnilo i snižování shora, nejen rovnoběžný ústup svahů.

Vzhledem k vrchovinnému a v jižních částech až horskému charakteru Valašskobystrické vrchoviny nejsou plošiny nejnižší úrovně v její centrální části příliš typickým tvarem a jejich větší výskyt je až na nízkých rozvodních hřebetech mezi kvartérními údolíčky potoků stékajících z čela magurského příkrovu do Rožnovské Bečvy. Tyto plošiny jsou už součástí Rožnovské brázdy a zarovnávají převážně jílovcová souvrství podmenilitových a křivských vrstev slezské a předmagurské jednotky. V průlomových údolích jako je např. údolí Vsetínské Bečvy nebo údolí Bystřice mají v tvrdých pískovcových horninách jen nedokonalý tvar a místy se jedná jen o malá zploštění spádu svahů.

Tak jako v celém oblouku flyšových Karpat zachovávají tyto plošiny i ve zkoumaném území stálou relativní výšku nad údolními největších toků. Tato relativní výška se pohybuje nejčastěji v rozmezí 70 – 100 m, na tektonicky pokleslých kráčích Rožnovské brázdy činí vyjímecně 30 – 50 m. Nadmořská výška stoupá směrem do nitra vrchoviny z 365 m n. m. na Štěpánově u Valašského Meziříčí až na 575 m n. m. nad horní částí toku Bystřice. Jak uvádí L. Buzek (1969), ve Štramberské vrchovině je relativní výška plošin nejnižší úrovně nad údolními dny 80 – 100 m a v Radhoštských Beskydech 75 – 100 m (L. Buzek 1972).

Pleistocenní soliflukce i holocenní splach, eroze a sufóze přemodelovaly povrch plošin a odnesly původní zvětraliny. To působí problémy při datování plošin a je třeba využít poznatků z okolních geomorfologických jednotek. M. Lukniš a E. Mazúr (1956) datovali plošiny tzv. „poriečné rovně“ centrálních Karpat podle zbytků původního zvětralinového pláště do mladšího pliocénu. „Poriečnou roveň“, která zachovává relativní výšku 100 – 150 m nad údolními dny považují za denudační zbytek mladopliocenního pedimentu rozčleněného na rozhraní pliocénu a kvartéru erozní sítě. Ještě větší význam pro datování plošin však mají poznatky o jejich stáří z Podbeskydských pahorkatin. V Kelčské pahorkatině zarovnáva vrcholová hladina plošin v nadmořské výšce 370 – 380 m n. m. pliocenní jezerní sedimenty. V prostoru Valašského Meziříčí se Kelčská pahorkatina stýká s vyústěním Rožnovské brázdy a plošiny se dají profilem plynule navázat na plošiny v údolí Rožnovské Bečvy. Rovněž plošiny Frenštátské brázdy před čelem Moravskoslezských Beskyd ve výšce 460 m n. m., které datoval L. Buzek (1972) se dají profilem navázat přes poruchovou zónu Zubří – Pindula do Rožnovské brázdy, do okolí Rožnova pod Radhoštěm. V jeho okolí činí výška plošin 470 m n. m. Plošiny nejnižší úrovně zarovnané Valašskobystrické vrchoviny tak lze považovat za destrukční zbytky rozsáhlého podhorského pedimentu, který se vytvořil v podmínkách semiaridního klimatu svrchního pliocénu ve velkých údolích a erozně denudačních kotlinách a brázdách a pedimentovými zálivy pronikl i do některých bočních údolí (Vsetínská Bečva, Bystřice), a jehož vývoj pravděpodobně pokračoval až do spodního kvartéru (Czudek 1997).

Do vývoje svrchnopliocenních plošin významně zasáhla mladá tektonika, která se projevuje nepravidelnostmi v jinak pozvolném růstu nadmořské výšky plošin ve dvou směrech – směrem do horních částí údolí a ve směru horizontální vzdálenosti od toku.

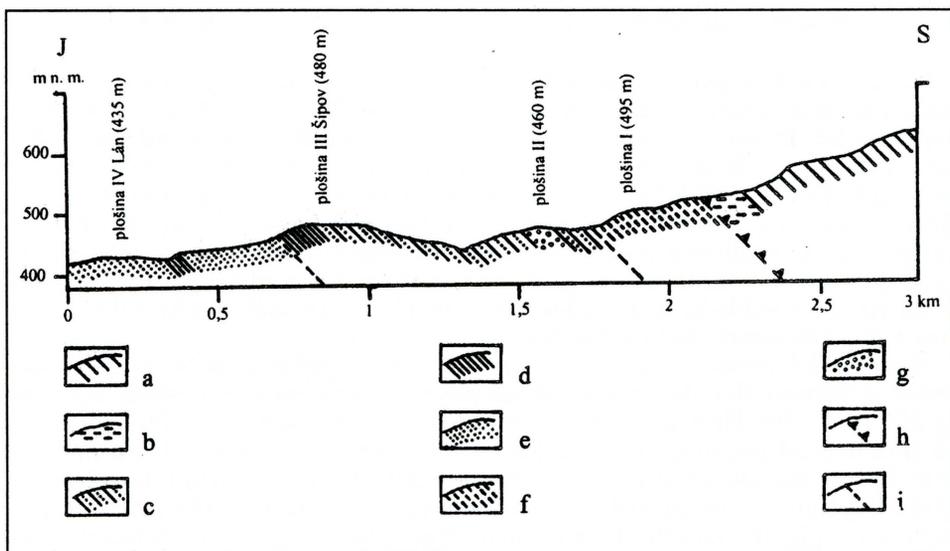
2. 3. 1. Plošiny nejnižší úrovně zarovnání na severním předpolí vrchoviny

Plošiny nacházející se před čelem magurského příkrovu jsou už součástí sníženiny Rožnovské brázdy oddělující Moravskoslezské Beskydy od Vsetínských vrchů. Plošinám na pravém břehu Rožnovské Bečvy jižně od úpatí Moravskoslezských Beskyd věnovali náležitou pozornost už O. Stehlík (1963, 1964) a L. Buzek (1972, 1976, 1984). Na levém břehu Rožnovské Bečvy nejsou plošiny vyvinuty tak dokonale a nebyly zatím podrobněji zkoumány. Zarovnávají jílovce, břidlice a pískovce slezské, předmagurské a magurské jednotky. Jejich sklon v závislosti na odolnosti vrstev a délce vývoje se pohybuje od 2° do 10°. I ve vzhledu těchto plošin se odráží vliv kvartérní tektoniky – nejvíce v okolí Rožnova pod Radhoštěm.

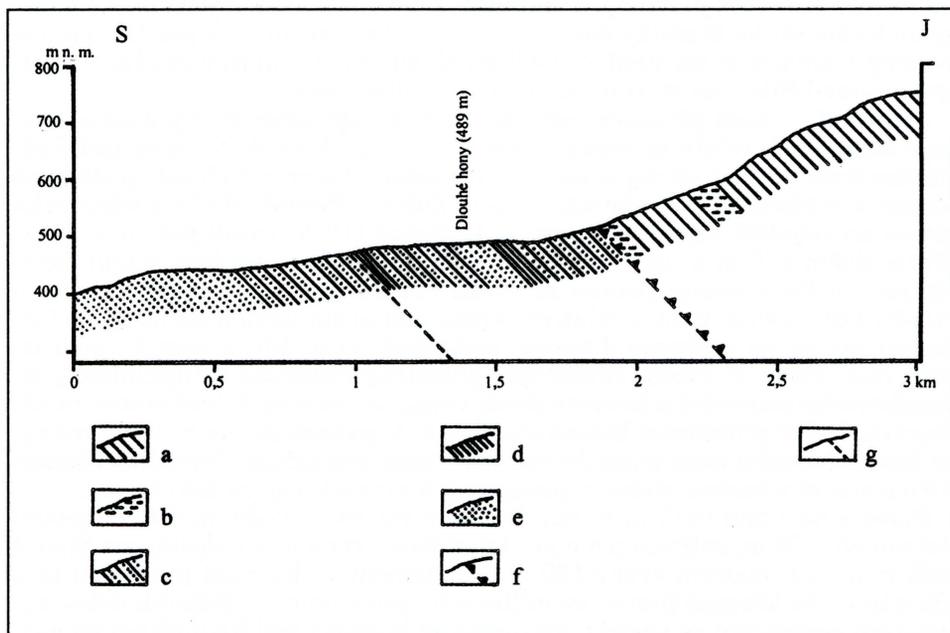
Nadmořská výška plošin se zvyšuje proti směru toku. Nad soutokem obou Bečev u Valašského Meziříčí dosahuje plošina na Štěpánově nadmořské výšky 365 m. U obce Hrachovec to je 380 m n. m., stejně jako u protilehlých zbytků této úrovně popsaných L. Buzkem (1997). Relativní výška plošin nad tokem Rožnovské Bečvy je asi 75 m. Mezi obcemi Veselá a Střítež se relativní výška zvyšuje na 100 m, což je důsledkem přítomnosti několika příčných poruch severojižního směru. Tyto poruchy zapříčinily i výškové difference mezi plošinami střední úrovně v této oblasti. Nadmořská výška dosahuje zhruba 440 m. Dobře vyvinutá je vrcholová plošina v křivských vrstvách zarovnávající vrch Úlehle ve výšce 450 – 460 m n. m. Subsekventní údolí potoka Margetky, tekoucího rovnoběžně s podélnými poruchami doprovázejícími okraj magurského příkrovu, ji odděluje od zbytků nejnižší úrovně zarovnání ve strukturně denudačním čelním svahu magurského příkrovu. Zatímco plošina na Úlehlích v převážně jílovcových vrstvách je dokonale vyvinuta, svahové plošiny na levém břehu Margetky dosahují jen nevelkých rozměrů a jejich povrch je zvlněný v závislosti na střídání podložních slepenců a jílovců spodních pestřejších vrstev křídového stáří na krátkých vzdálenostech.

Až dosud se mezi plošinami nejnižší úrovně neprojevovaly výraznější výškové anomálie a relativní výška činila 70 – 100 m. V okolí Rožnova pod Radhoštěm a na východ od něj směrem k Hutisku – Solanci v oblasti podélných poruch a v blízkosti poruchového pásma Zubří – Pindula došlo k tektonické deformaci nejnižší zarovnané úrovně. L. Buzek (1972) uvádí pro tuto oblast výšku plošin 470 m n. m.. Podle poznatků z území mezi čelem magurského příkrovu a Rožnovskou Bečvou se výška zbytků plošin pohybuje v širokém rozpětí 420 – 490 m n. m. a relativní výška nad dnem údolí mezi 50 až 120 m. Domnívám se, že výškovou diferencí podmiňují četné dílčí přesmyky podružného rázu. Podle V. Pesla (1972b) tyto přesmyky způsobují zešupinatění podmenilitového souvrství a krosněnských vrstev a časté vyvlečení vrstev menilitových. Právě přítomnost křemitých jílovců, typických pro menilitové vrstvy, na hranách svahů mezi jednotlivými plošinami usnadňuje identifikaci těchto dílčích zlomů v terénu, neboť v geologických mapách nejsou zakresleny.

Plošina na Lánu (435 m n. m.) dosahuje relativní výšky nad Rožnovskou Bečvou 65 – 70 m, zatímco jen o půl kilometru jižněji ležící plošina na Sípově (485 m n. m.) relativní výšky 120 m. Na strmém svahu mezi plošinami jsou odkryty tvrdé křemité jílovce menilitových vrstev (obr. 3). Několik dobře vyvinutých pedimentů se nachází východně od Rožnova pod Radhoštěm na podmenilitovém souvrství těsně pod linií nasunutí magurského příkrovu (obr. 4). O rovnoběžném ustupování svahu svědčí i to, že v přechodové zóně mezi plošinami a svahem jsou zarovnány i tvrdé solánské pískovce čela příkrovu. Nadmořská výška pedimentů je 480 – 510 m a relativní 70 – 100 m. Plošiny jsou



Obr. 3 – Profil tektonicky deformovanými plošinami nejnižší zarovnané úrovně v předpolí Valašskobystrické vrchoviny. a – soláňské souvrství, b – spodní pestré vrstvy, c – podmilitové souvrství, d – menilitové souvrství, e – krosněnské souvrství, f – křivské vrstvy, g – ciežkovický pískovec, h – magurské nasunutí, i – předpokládaný podélný zlom.



Obr. 4 – Profil pedimentem jižně od Vigantic před čelem magurského příkrovu. a – soláňské souvrství, b – spodní pestré vrstvy, c – podmilitové souvrství, d – menilitové souvrství, e – krosněnské souvrství, f – křivské vrstvy, g – ciežkovický pískovec, h – magurské nasunutí, i – předpokládaný podélný zlom.

protáhány severojižním směrem a odděleny kvarténními údolíčky potoků a stržemi. Výrazné zálomy je oddělují od severněji položených plošin o relativní výšce 30 – 55 m. Podle geologických map se na hranách mezi plošinami v omezeném rozsahu opět vyskytují menilitové vrstvy. Spojením míst výskytu těchto vrstev dostaneme linii směru 120° – 300° přesně kopírující průběh významného poklesového zlomu Bečvy probíhajícího dnem údolí Hážovického potoka. Předpokládaná podélná zlomová linie leží asi 1,5 km jižněji. Domnívám se, že výškové diference mezi zbytky plošin nejnižší zarovnané úrovně v prostoru severního předpolí Valašskobystřické vrchoviny byly podmíněny v první řadě tektonicky a jen podružně se uplatnily vlivy nestejně odolnosti podmenilitového souvrství a krosněnských, menilitových a křivských vrstev.

2. 3. 2. Plošiny nejnižší úrovně zarovnání v západní části Valašskobystřické vrchoviny nad průlomovým údolím Vsetínské Bečvy

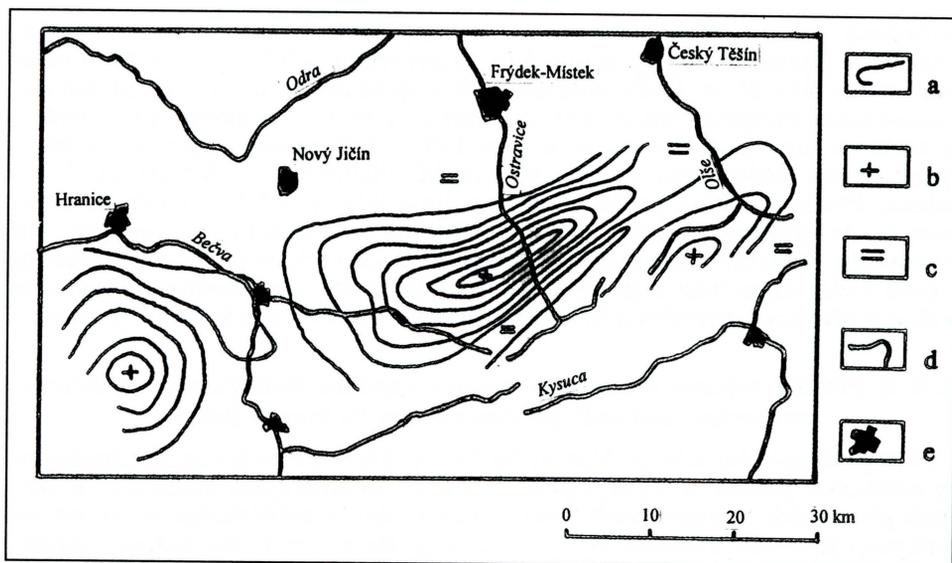
Nad průlomovým údolím Vsetínské Bečvy, která proráží několik litologicky odlišných pásem, je výskyt plošin nejnižší úrovně spíše ojedinělý. V tvrdých pískovcích a slepencích rusavských vrstev a soláňského souvrství se vyskytují jen málo zřetelné svahové zálomy. Relativní výška kolísá v závislosti na tvrdosti horniny a na pohybu podél dílčích příčných poruch. Plošina na Štěpánově jihovýchodně od soutoku Vsetínské a Rožnovské Bečvy má relativní výšku 70 – 80 m, plošina západně od Prašivé, kde má údolí Vsetínské Bečvy charakter soutěsky proražené v rusavských vrstvách, je relativní výška 90 – 105 m. Plošina je od východu i západu omezena příčnými zlomy jarcovského zlomového systému, podél nichž mohlo dojít k vertikálním pohybům. Lépe jsou zbytky plošin zachovány v okolí Jablůnky v jílovcích belovežských vrstev v nadmořské výšce 400 m a relativní výšce 80 m. Poměrně rozsáhlý zarovnaný povrch je rozřezán rameny Lýkového potoka a erozně přemodelován.

Plošina zarovnávací vrch Kobyla (465 m n. m.) severně od Vsetína seče jílovce belovežských a vsetínských vrstev a je nejlépe vyvinutou plošinou nad údolím Vsetínské Bečvy. Probíhá ve směru západ – východ kolmo na směr toku v délce 750 m a se sklonem do 2°. Relativní výška je 130 m. Údolí je zde opět sevřené a plošina je omezena příčnými zlomy. Nelze jednoznačně rozhodnout zda se jedná o pokleslou kru se zarovnaným povrchem střední úrovně nebo o vyzdvíženou kru s pedimentem.

Ještě slabšího vývoje dosahují plošiny nad dnem údolí řeky Bystřice. Jedná se v podstatě pouze o zploštění se sklonem 5° – 12° na strmých svazích budovaných újezdskými a soláňskými vrstvami. V okolí přehradní nádrže Bystřička se v tvrdých pískovcích a slepencích rusavských vrstev nevyskytují vůbec. Do vzhledu georeliéfu tu výrazněji než v ostatních částech zasáhla pasívní a aktivní morfostruktura (Ondřej 1999). Relativní výška plošin nad dnem Bystřice je přibližně 105 m. Vazba na říčku Bystřici jako jejich erozní bázi umožňuje datování stáří založení tohoto údolí už do pliocénu.

3. Závěr – shrnutí neogenního vývoje georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny

Zarovnané povrchy Valašskobystřické vrchoviny byly na základě terénního geomorfologického výzkumu a analýzy topografických a geologických map

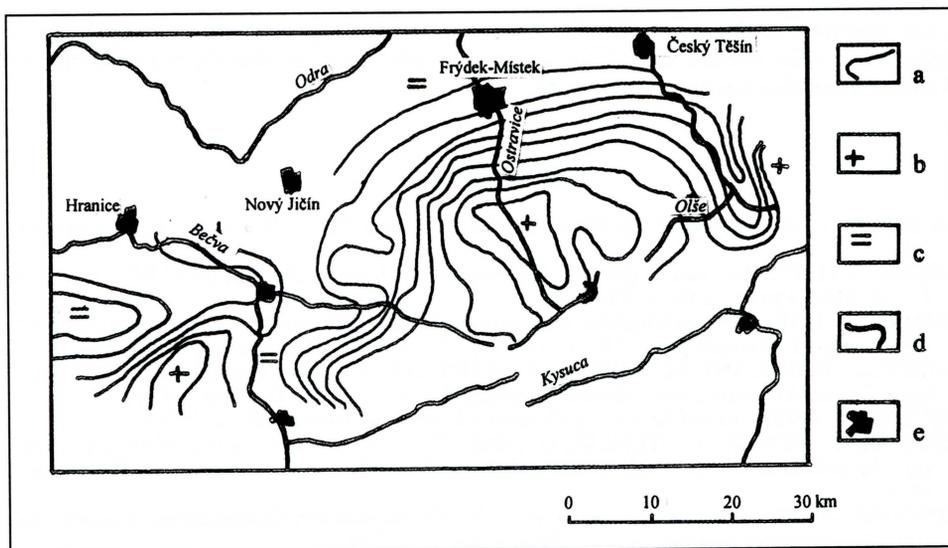


Obr. 5 – Pravděpodobný tvar tektonické deformace georeliéfu v širším okolí Valašskobystřické vrchoviny po vzniku nejstarší zarovnané úrovně (podle O. Stehlíka 1964. a – izohypsy po 50 m, b – vrcholy elevací, c – dna depresí, d – významné toky, e – významná sídla.

sduženy do 3 výškových systémů. Pro jejich identifikaci a datování bylo využito poznatků i z okolních geomorfologických jednotek.

Po poslední fázi orogenetických pohybů na konci oligocénu pokračovala v miocénu degradace horstva, která vyvrcholila pravděpodobně koncem sarmatu vznikem nejstarší úrovně zarovnaní. Tento povrch se utvářel jako parovina. V současné době je zcela zbaven zvětralinového pláště a na povrch vystupuje přímo skalní podloží. Zarovnává pouze vrcholovou partii vrchoviny, která je pokračováním vyššího Soláňského hřbetu. Zbytky nejvyšší úrovně zarovnaní jsou v západní části vrchoviny odděleny poklesovým zlomem směru SSZ – JJV a jsou tektonicky sníženy o více než 100 m. Podle O. Stehlíka (1964) za předpokladu, že eliminujeme ty poruchy, které byly nejvíce oživeny po vzniku střední úrovně, jeví se porušení nejvyšší úrovně ve formě brachyantiklinálního vyklenutí, jehož osa se noří k západu (obr. 5).

Po těchto pohybech následovalo období stability v panonu, během něhož se vyvinuly rozsáhlé plošiny střední úrovně zarovnaní tvořící základní zarovnaný povrch Valašskobystřické vrchoviny. Podnebí se stalo aridnějším, což bylo příznivé pedimentaci (L. Buzek 1976). Výšková poloha zbytků plošin střední úrovně je velmi rozdílná, nejen v závislosti na různé odolnosti hornin a odlišných výškách místních erozních základů, ale zejména na intenzivním rozlámání, které tuto úroveň rozčlenilo na bloky do různých výšek. Střední úroveň, na rozdíl od nejvyšší, nemá charakter brachyantiklinálního vyklenutí, ale projevuje se jako soustava rozsáhlých i drobnějších tektonických ker omezených značně vysokými zlomovými svahy (Stehlík 1964). K podobným závěrům došel i L. Buzek (1969) ve Štramberské vrchovině. To platí obecně pro celý beskydský oblouk flyšových Karpat na Moravě. I na plošně omezeném území Valašskobystřické vrchoviny závěry výzkumů potvrzují výraznou tektonickou deformaci střední úrovně. Tyto závěry jsou podpořeny zkonstruovanou mapou izohyps střední zarovnané úrovně, které vykazují největší deformace právě



Obr. 6 – Pravděpodobný tvar tektonické deformace georeliéfu v širším okolí Valašskobystřické vrchoviny po vzniku střední zarovnané úrovně (podle O. Stehlíka 1964). a – izohypsy po 50 m, b – vrcholy elevací, c – dna depresí, d – významné toky, e – významná sídla.

v místech geologicky dokázaných nebo předpokládaných tektonických linií. Výškové rozpětí plošin je značné, od 440 do 740 m n. m.. Povrch se snižuje severozápadním směrem k Valašskému Meziříčí pozvolněji než směrem západním, kde klesá skokově směrem k údolí Vsetínské Bečvy. Právě v této oblasti se zřejmě ve vrchním pliocénu objevila deprese oddělující kruh Vsetínských vrchů od zarovnaného bloku Hostýnských vrchů. K dnešní hydrografické síti nejeví plošiny střední úrovně výrazný vztah a dnešní odtokové linie odvodňující Hostýnskovsetínskou hornatinu a Moravskoslezské Beskydy vznikaly až po svrchnopliocénních deformacích. Obrázek 6 znázorňuje deformaci střední zarovnané úrovně v rámci širšího území.

Nejmladší období pliocénu a nejstarší kvartér se vyznačovaly střídáním semiaridního a velmi teplého vlhkého klimatu, což byly příznivé podmínky pro pedimentaci, protože mohlo probíhat intenzivní zvětrávání a odnos zvětralého materiálu. Dokladem tohoto pochodu jsou v celém karpatském oblouku plošiny nejnižší úrovně, které se nacházejí jak v předpolí ve formě vrcholových plošin, tak také uvnitř hornatin a vrchovin jako svahové plošiny a zálomy v údolích větších toků. V oblasti Kelčské, Příborské pahorkatiny a Štramberkové vrchoviny před čely Hostýnských vrchů a Moravskoslezských Beskyd tak vznikla jednotná zarovnaná úroveň, která vznikající erozně denudační sníženinou Rožnovské brázdy pronikla i do předpolí Valašskobystřické vrchoviny. Tato úroveň už jeví jednoznačný vztah k dnešní hydrografické síti a nad údolními vodními toků zachovává stálou relativní výšku – v Rožnovské brázdě je to nejčastěji 70 – 100 m. Tektonické rozčlenění je slabší než u předchozích zarovnaných úrovní a výrazněji se projevuje pouze v okolí Rožnova pod Radhoštěm v místech zlomů poruchového pásma Zubří – Pindula a v oblasti Hážovic a Vigantic mezi podélnými zlomy doprovázejícími čelo magurského příkrovu. Relativní výška plošin nad údolím Vsetínské Bečvy je asi o 20 m vyšší, což lze přičíst vyšší odolnosti flyšových souvrství s větším podílem pískovců nebo nerovnoměrnému výzdvihu vrchoviny. Existence slabě vyvinutých plošin nej-

nižší úrovně i nad dnem říčky Bystřice pak umožňuje datovat tuto hydrografickou osu celé vrchoviny už do svrchního pliocénu do období mezi vznikem střední a spodní zarovnané úrovně.

Literatura:

- BUZEK, L. (1969): Geomorfologie Štramberké vrchoviny. Spisy PF v Ostravě, 11, Ostrava, 90 s.
- BUZEK, L. (1972): Zarovnané povrchy Radhošských Beskyd. Sborník prací PF v Ostravě, ř. E-2, SPN, Praha, č. 28, s. 23-43.
- BUZEK, L. (1976): Geomorfologická charakteristika Radhošské hornatiny a jejího severního předpolí. Sborník prací PF v Ostravě, ř. E - 5, SPN, Praha, č. 46, s. 33-74.
- BUZEK, L., HAURLANT, M., KRÍŽ, V., LITSCHMANN, T. (1984): Beskydy. Příroda a vztahy k Ostravské průmyslové oblasti. Pedagogická fakulta OU, Ostrava, 347 s.
- CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Sursum, Brno, 213 s.
- CZUDEK, T., DEMEK, J., STEHLÍK, O. (1965): Tertiary elements in the relief of the Outer Carpathians in Moravia. Geomorphological problems of Carpathians, Bratislava, 90 s.
- ČINCŮRA, J. (1998): Relief development of the slovak western Carpathians in space and time. Geografický časopis, 50, č. 2, Bratislava, s. 91-102.
- DĚDINA, V. (1923): Karpatské Pobečví. Sborník Čsl. Společnosti zeměpisné, 29, Praha, s. 1-19, s. 103-119, s. 146-153.
- DEMEK, J. (1965): Study of the development of the Carpathians relief in Moravia. Geographia Polonica, 9, Warszawa, s. 36-51.
- DEMEK, J. (1971): Pedimenty a jejich vznik. Geologický průzkum, XIII, Praha, s. 215-216.
- DEMEK, J. (1976): Planation surfaces of the Moravian Carpathians (Czechoslovakia). Sborník Československé společnosti zeměpisné, 81, č. 1, Praha.
- DEMEK, J. a kol. (1965): Geomorfologie českých zemí. NČSAV, Praha, 336 s.
- DEMEK, J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.
- DEMEK, J., MACKA, M. (1954): Zachované tvary staršího erozního cyklu v Moravskoslezských Beskydech. Geografický časopis, 6, Bratislava, s. 237-238.
- DEMEK, J., NOVÁK, V. a kol. (1992): Vlastivěda moravská. Země a lid. Muzejní a vlastivědná společnost v Brně, Brno, 242 s.
- IVAN, A. (1969): Příspěvek k otázce geneze a stáří plochých vrcholových částí vápencových bradel Pavlovských vrchů. Zprávy Geografického ústavu ČSAV, 6, Brno, s. 1-6.
- IVAN, A. (1981): Nástin terciárního geomorfologického vývoje Vizovické vrchoviny a moravské části Bílých Karpat. Zprávy Geografického ústavu ČSAV, Brno, s. 126-133.
- KIRCHNER, K. (1978): Geomorfologické poměry povodí řeky Senice v Moravsko-slovenských Karpatech. Studia Geographica, 56, GÚ ČSAV, Brno, 48 s.
- KLIMASZEWSKI, M. (1964): Zásady konštrukcie geomorfologických map horských oblastí. Geografický časopis, 16, Bratislava, s. 245-255.
- KLIMASZEWSKI, M. (1965): Views on the geomorphological evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary times. Geomorphological problems of Carpathians. 1. Evolution of the relief in Tertiary. Nakladatelství SAV, Bratislava, s. 91-126.
- KRÁL, V. (1980): Geomorfologické poměry hornej části povodia Myjavy. Geografický časopis, 32, č. 1, Bratislava, s. 73-83.
- KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy Západních Karpat, Východních Alp a České vysočiny – pokus o srovnání. Geografický časopis, 37, č. 2-3, Bratislava, s. 325-335.
- KREJČÍ, J. (1944): Geomorfologická analýza Zlínska. Práce Moravské přírodovědecké společnosti, XVI, č. 2, Brno, s. 1-29.
- LUKNIŠ, M. (1941): Pozostatky starších povrchov zarovnania reliéfu v Československých Karpatoch. Geografický časopis, 16, Bratislava, s. 289-298.
- LUKNIŠ, M., Mazúr, E. (1956): Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výzkumu Slovenska. Geografický časopis, 8, Bratislava, s. 86-94.
- MIHOLA, L. (1987): Vliv geomorfologie na utváření hydrografické sítě v povodí Bečvy. Časopis Slezského Muzea, Vědy přírodní, série A, Opava, s. 125-136.
- ONDŘEJ, T. (1999): Morfostrukturní analýza georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny a jejího severního předpolí. Sborník České geografické společnosti, 104, č. 3, Praha, s. 48-60.

- PESL, V. a kol. (1972a): Základní geologická mapa 1:25 000 M-34-85-C-a Zubří. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Archiv Geofondu v Praze.
- PESL, V. a kol. (1972b): Základní geologická mapa 1:25 000 M-34-85-C-b Rožnov pod Radhoštěm. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Archiv Geofondu v Praze.
- PESL, V. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list 25-144 Jablůnka. Praha, ÚÚG 1987, 64 s.
- PESL, V. (1989): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list 25-234 Horní Bečva. Praha, ÚÚG, 58 s.
- STANKOVIANSKY, M. (1994): Hodnotenie povodia Vrzávky so zvláštnym zretelom na jeho súčasnú modeláciu. Geografický časopis, 46, č. 3, Bratislava, s. 267-282.
- STANKOVIANSKY, M. (1996): Reliéf kontaktnéj zóny Brezovských Karpát a Myjavskej pahorkatiny so zvláštným zretelom na erozné odlahľky. Geografický časopis, 48, č. 1, Bratislava, s. 47-62.
- STARKEK, L. (1969): The Age of the Stages of Development of the Relief of the Polish Flysch Carpathians in the Light of the Most Recent Geol. Investigations. *Studia Geom. Carp. Balc.*, 3, Kraków, s. 33-64.
- STEHLÍK, O. (1961): Geomorfologické poměry severního okraje Moravskoslezských Beskyd a jejich předpolí. Rukopis Kandidátské disertační práce, Brno, 148 s.
- STEHLÍK, O. (1963): Stopy mladotřetihorního zarovnání v okolí Rožnovské brázd. Zprávy o geologických výzkumech, Praha, s. 285-287.
- STEHLÍK, O. (1964): Příspěvek k poznání tektoniky beskydského horského oblouku. *Geografický časopis*, 16, Bratislava, s. 271-280.
- ŠAUER, V. (1941): Tektonický reliéf v Moravských Karpatech. *Práce Přírodovědné společnosti*, 13, sg. 133, Brno, s. 1-26.
- URBÁNEK, J. (1998): A new view on the development of the Western Carpathians, *Geografický časopis*, 50, č. 2, Bratislava, s. 103-108.
- VITÁSEK, F. (1938): Morfologický vývoj Těšínského Pobeskydí. *Spisy přírodovědecké fakulty MU*, č. 250, Brno, 18 s.

Summary

PLANATION SURFACES OF THE VALAŠSKOBYSTRICKÁ VRCHOVINA HIGHLAND AND OF ITS NORTHERN FORELAND

The Valašskobystrická vrchovina Highland belongs to the Outer Western Carpathians. The territory occupies the western part of the Vsetínské vrchy Hills, bordered by the Vsetínská Bečva River in the west and separated by the Rožnovská brázda Furrow from the Moravskoslezské Beskydy Mts. in the north.

The Valašskobystrická vrchovina Highland is built of Magura flysch rocks of the partly tectonic Rača unit represented here by sandstones and claystones taking different share in the flysch beds. A strong influence of the geological structure on mesoforms can be observed there, but the relief of the Highland is predominantly erosion-denudational.

The Highland belongs to the Beskydy elevating fault-folded neostucture. After the last phase of orogenic movements on the limit of the Oligocene and the Miocene planation surfaces developed there. Degradation processes were interrupted by periods of accelerated tectonic activity. Planation surfaces as initial elements of further relief development are formed at different altitude levels (between 830 and 365 m) and they can be allocated to three height systems (Sarmatian, Panonian, Upper Pliocene-Lower Quaternary) as well as in the other parts of the Outer Western Carpathians.

A detailed geomorphological analysis of the relief was aimed mainly at establishing geomorphological symptoms of young tectonic movements. The analysis of the surfaces shows that individual surfaces do not exist in their original heights anymore, but they have been dislocated since their original rise. The dislocation is the most intensive in the areas of concentrated tectonic zones, which could date from the Palaeozoic age, but the movements along them could as well be repeated in the period of shifting of the flysch complexes on the Palaeozoic substrate. The movements along these lines could have been repeated up to the Quaternary.

The division of each of the planation levels has an individual character. The highest surface of rare occurrence on the territory of the Highland is brachyantichinally arched. The

middle level of planation was studied by the analysis of the map constructed according to the method of construction of isohypses. The deformation of these lines in the map seems to be in accordance with the occurrence of faults. The dislocation of the middle surface has a block character. The youngest surfaces (pediments) developed mostly in the Rožnovská brázda Furrow under probably semiarid conditions. The Rožnovská Bečva River used to be their erosion basis. Their another occurrence in the central part of the Highland enables to date the age of the Bystřice River, which used to be the erosion basis in this part to the Upper Pliocene. The lowest level was not dissected as much as the middle one. Anomalies in the longitudinal profiles can be partly explained by tectonic movement and partly by differences in rock resistance. These findings prove that the strongest tectonic activity took place after the middle surface of planation had already risen. But the question of age of the planation surfaces (especially of the oldest level) is complicated and up to now not satisfactorily solved, because the planation surfaces were cleared from all the Pre-Quaternary sediments and fossil weathered covers.

Fig. 1 – Isohypses of the middle planation level in the Valašskobystřická vrchovina Highland. a – isohypses (at 25 m), b – tops of elevations, c – bottoms of depressions, d – longitudinal fault, e – transversal fault, f – significant water streams, g – significant settlements, h – significant hills, i – geomorphological border of the Valašskobystřická vrchovina Highland.

Fig. 2 – The middle level planation surfaces of the central part of the Valašskobystřická vrchovina Highland separated by a structural slope from the highest planation level on the Ptáčnice Hill; a – Soláň layers, b – clay-sandstone layers, c – belovežské layers, d – longitudinal fault.

Fig. 3 – Profile across the tectonically disturbed planation surfaces of the lowest level on the foreland of the Valašskobystřická vrchovina Highland. a – Soláň layers, b – lower varied layers, c – podmenilite layers, d – menilite layers, e – Krosno layers, f – Křivé layers, g – Ciezkowice sandstones, h – Magura longitudinal fault, i – anticipated longitudinal fault.

Fig. 4 – Profile across the pediment south of Vigantice in front of the Magura flysch massive; a – Soláň layers, b – lower varied layers, c – podmenilite layers, d – menilite layers, e – Krosno layers, f – Magura longitudinal fault, g – anticipated longitudinal fault.

Fig. 5 – The probable shape of the tectonic relief deformation in the surroundings of the Valašskobystřická vrchovina Highland after the formation of the oldest planation level; a – isohypses (at 50 m), b – tops of elevations, c – bottoms of depressions, d – significant water streams, e – significant settlements.

Fig. 6 – Probable shape of the tectonic deformation of the relief in the surroundings of the Valašskobystřická vrchovina Highland after the formation of the middle planation level; a – isohypses (at 50 m), b – tops of elevations, c – bottoms of depressions, d – significant water streams, e – significant settlements.

(Pracoviště autora: autor je postgraduálním studentem katedry fyzické geografie a geokologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2.)

Do redakce došlo 26. 4. 2000