

# REAKCIA FLUVIÁLNEHO GEORELIÉFU NA TEKTONICKÝ IMPULZ: MORFOMETRICKÝ ODHAD VEKU ZDVIHU (PRÍPADOVÁ ŠTÚDIA Z OBLASTI ZÁPADNÝCH KARPÁT)

Roberta Prokešová\*

\* Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, Slovensko, [geogprok@savba.sk](mailto:geogprok@savba.sk)

## Fluvial landscape response to tectonic perturbation: Age estimate of surface uplift based on morphometric indices (case study from the Western Carpathians)

The landscape of the Western Carpathians is strongly affected by Pliocene to Quaternary neotectonic movements that have been rarely quantified by numerical dating methods. In this paper, a novel morphometric method proposed by Demoulin is presented. The approach based on the extraction of the composite basin metrics,  $R$  index, is efficient to assess the spatial pattern (e.g. differential versus homogeneous) of the last stage of surface uplift (or base-level fall) and can also be used to estimate its age. We tested the efficiency of this method in the area of upper Hron basin where the neotectonic movements are supposed to be. We calculated  $R$  index for eighteen Hron sub-catchments initially selected by morphometric criteria, including stream order, catchment size, and the morphology of elementary morphometric indices (i.e. basin hypsometry, basin drainage hypsometry, and mainstream profile). We calculated both, the raw  $R$  indexes and  $R^*$  indexes improved by the catchment shape correction factor. Then, we analysed how the values of “ $R$ ” indices correlate with catchment area ( $A$ ). The relatively strong positive correlations of both,  $R$  and  $R^*$  indices with  $\ln(A)$  point to a homogeneous uplift in the area (except the Rohozná basin). Moreover, as the slope of linear regression  $R = f(\ln A)$ ,  $S_R$  coefficient, is time-dependent, it can provide information about the uplift age. Using the  $S_R$  indices, we estimated the last uplift phase as  $\sim 79$  ka (within an error interval 57 – 113 ka). The age is consistent with observed differences in the Middle Pleistocene Hron terrace levels in the study area.

**Key words:** fluvial landscape, neotectonic surface uplift, geomorphometric dating,  $R$  index,  $S_R$  index, Western Carpathians

## ÚVOD

Fluviálne modelovaný georeliéf je výsledkom komplexnej interakcie fluviálneho systému s prostredím. Okrem klímy, dôležitými faktormi determinujúcimi vývoj fluviálneho georeliéfu sú geologická stavba oblasti (hlavne litologické pomery) a tektonický vývoj (najmä vertikálne pohyby). Štúdium reakcie fluviálnych systémov na vertikálne tektonické pohyby nám umožňuje pochopiť dynamiku ich vývoja a zároveň aj charakter a históriu tektonických procesov v mladších geologických obdobiach.

Predstava, že georeliéf môže uchovávať informácie o mladých tektonických udalostiach nie je nová a stretávame sa s ňou už v klasických prácach Davisa (1899) alebo Pencka (1953). Tieto informácie je však potrebné z georeliéfu „dešifrovať“ a oddeliť od vplyvu ostatných faktorov, ktorými sú najmä litologická a klimatická variabilita. Keďže vplyv týchto faktorov je synergický, determinácia vplyvu konkrétneho faktora je pomerne zložitá. V odbornej literatúre možno nájsť množstvo prístupov a techník, od analýzy topografických povrchov až po geomorfometrické indexy odvodené z drenážnych systémov, pozdĺžnych profilov vodných tokov alebo morfometrických charakteristík povodí, resp. subpovodí (napr. Wobus

et al. 2006, Burbank a Anderson 2012, Kirby a Whipple 2012 a Demoulin et al. 2017) a citácie v týchto prácach, ktoré umožňujú extrakciu dát z georeliéfu. Viaceré geomorfometrické indexy boli navrhnuté priamo s cieľom hodnotiť morfogenetické štádiá vývoja georeliéfu z hľadiska jeho odozvy na tektonický zdvih, resp. pokles eróznej bázy.

Napriek prudkému rozvoju geomorfometrických metód založených na analýze digitálnych modelov reliéfu (DMR) zostáva v ostatnom desaťročí naďalej problematickou skutočnosť, že efektívne využitie rôznych metodík je zväčša limitované na oblasti so špecifickými podmienkami, akými sú homogénna litológia alebo uniformný charakter tektonického zdvihu (Demoulin 2011). Vo väčšine oblastí je tak význam geomorfometrických indexov neurčitý, prekrytý súhrou ostatných premenných, ktoré kontrolujú vývoj topografických pomerov. Vzhľadom na zameranie príspevku môže byť vhodným príkladom hypsometrický integrál, pomerne často používaný geomorfometrický index vyjadrujúci pomer medzi erodovaným a kompletným (neero-dovaným) materiálom povodia (Strahler 1952), resp. bunky vhodne zvolenej mriežky (Pérez-Peña et al. 2009a). Hypsometrický integrál (*HI*) charakterizuje štatistické rozloženie nadmorských výšok v povodí (bunke) a jeho hodnota sa v klasických prácach (napr. Strahler 1957) spájala so zrelosťou georeliéfu. Avšak početné štúdie poukázali na to, že hodnotu *HI* ovplyvňuje aj mnoho iných faktorov, vrátane litologických pomerov a s nimi súvisiace odolnosti hornín voči erózii (Lifton a Chase 1992 a Walcott a Summerfield 2008), tvaru povodia (Willgoose a Hancock 1998) a klímy (Masek et al. 1994). Sporný je aj vzťah *HI* k veľkosti povodia. Viaceré štúdie priniesli protichodné výsledky (napr. Willgoose a Hancock 1998, Hurtrez et al. 1999 versus Walcott a Summerfield 2008), aj keď niektoré novšie práce (Cheng et al. 2012 a Demoulin et al. 2013 a 2015) prinášajú náčrt riešenia tohto problému (bližšie v diskusii). Celkove však možno konštatovať, že vzťah samotnej hypsometrie povodia, a tým aj hodnoty *HI*, k tektonickému omladeniu reliéfu, nie je taký jednoznačný ako sa pôvodne predpokladalo a hodnotenie na základe hypsometrie je potrebné kombinovať s ďalšími parametrami georeliéfu.

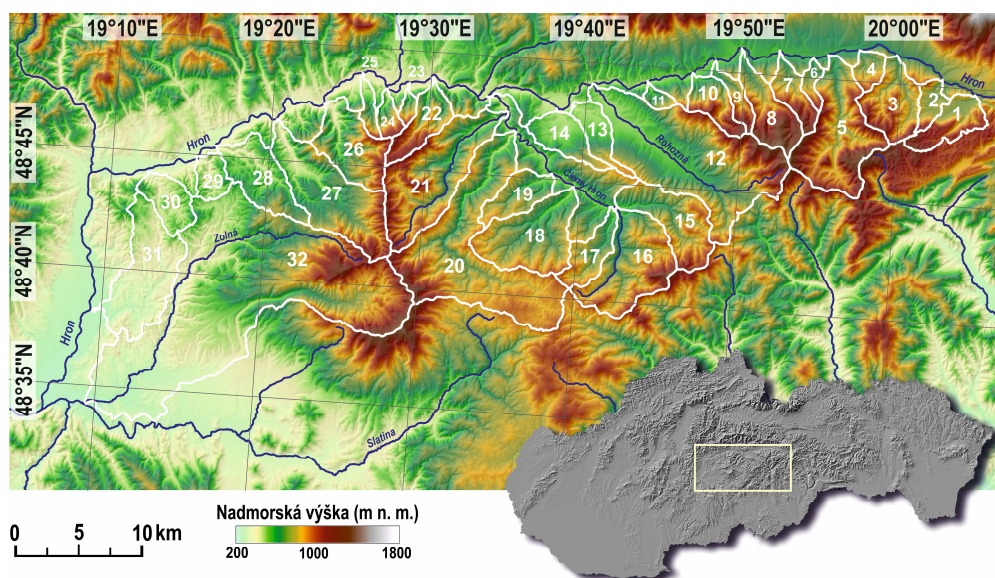
Rovnaký problém sa týka aj iných geomorfometrických indexov odvodených z analýzy drenážnych systémov, pozdĺžnych profilov vodných tokov alebo topografických povrchov. Z hľadiska hodnotenia tektonických vplyvov na vývoj georeliéfu tak môže výraznejší posun v problematike priniesť vývoj komplexných indexov, ktoré by v čo najväčšej miere minimalizovali vplyv ostatných faktorov, avšak pri zachovaní citlivosti na tektonické udalosti. Takéto indexy by následne mohli byť použité univerzálne v rôznych typoch území. Príkladom takéhoto komplexného indexu je *R* index, navrhnutý Demoulinom (2011). *R* index je odvodený z troch hypsometrických charakteristík povodia – hypsometrie sensu stricto, hypsometrie celej drenážnej siete a hypsometrie hlavného toku. Jeho pozitívom by mala byť zmienená schopnosť eliminovať vplyv litologickej variability, s ktorou sa často stretávame napríklad aj v oblasti Západných Karpát. Nesporne zaujímavý je potenciál *R* indexu ako geomorfometrického indikátora využiteľného na určenie veku mladých, pliocénno-kvartérnych tektonických perturbácií (Demoulin 2012).

Prejavy mladých, plio-kvartérnych tektonických pohybov sú v oblasti slovenskej časti Západných Karpát (ZK) všeobecne známe. Predpokladá sa, že súviseli s celkovým výzdvihom ZK a tvorbou dómatickej morfoštruktúry v neotektonickej etape (Minár et al. 2011 a citácie v tejto práci). Keďže údajov založených na numerickom datovaní je zatiaľ pomerne málo, poznatky o charaktere výzdvihu ZK sa opierajú o relatívne datovanie založené na diferenciácii predpokladaného iníciaľne-

ho zarovnaného povrchu, prípadne mladších sedimentov pliocénnej poriečnej rovne a kvartérnych úrovní riečnych terás (napr. Vitovič a Minár 2018). Moderné metódy kvantitatívnej geomorfometrie, založené na analýze dát extrahovaných z DMR, tak môžu, v kombinácii so známymi faktami, prinášať originálne poznatky o prejavoch neotektonickej aktivity aj z oblasti ZK (napr. Beták a Vojtko 2009, Vojtko et al. 2012 a Fekete a Vojtko 2013). Cieľom tohto príspevku je priblížiť základné teoretické východiská relatívne novej geomorfometrickej metódy, založenej na analýze *R* indexu (Demoulin 2011, 2012), a jej aplikáciou vo vybranom území ZK poukázať na možnosti, ktoré poskytuje pri hodnotení charakteru a odhade veku najmladšej fázy akcelerácie tektonického zdvihu.

### ŠTUDOVANÉ ÚZEMIE

Za modelové územie sme si zvolili oblasť na ľavobreží horného toku rieky Hron, medzi Červenou Skalou a Banskou Bystricou (obr. 1). Územie je súčasťou subprovincie Vnútrotných ZK (Mazúr a Lukniš 1986) a tvoria ho viaceré pozitívne morfoštruktúry patriace k oblastiam Slovenského rudohoria a Slovenského stredohoria (obr. 2, časť a). Severnou hranicou územia sú negatívne (relatívne poklesávajúce) morfoštruktúry Horehronského a Bystrického podolia.

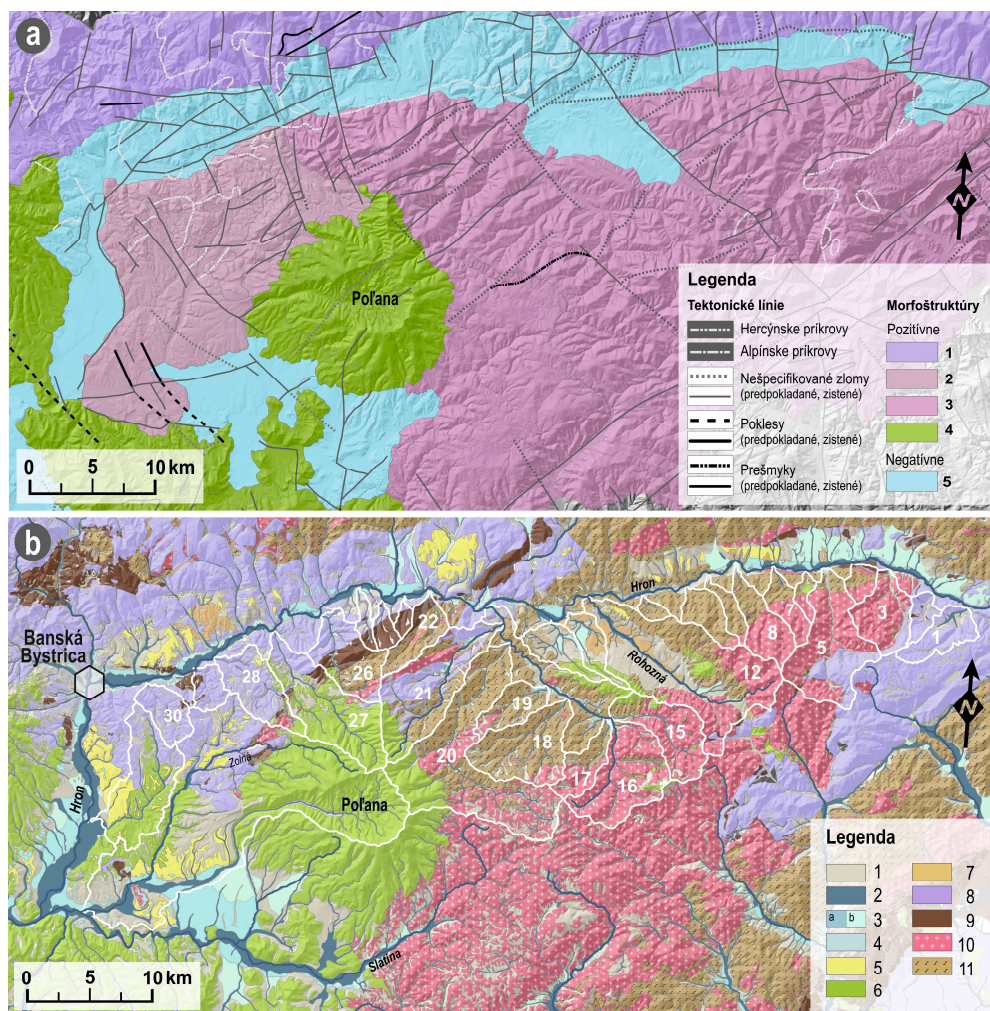


Obr. 1. Lokalizácia modelového územia

Tieňovaný reliéf s hypsometriou územia a vyznačenými povodiami (názvy povodí sú uvedené v tab. 1).

Geologická stavba študovaného územia je litologicky pestrá (obr. 2, časť b), tvorená paleoalpínsky konsolidovanými jednotkami centrálnych ZK, najmä veporského kryštalinika, jeho slabo metamorfovanými mladopaleozoicko-mezozoickými obalovými sekvenciami a jednotkami patriacimi k príkrovovým systémom hronika a silicika. Tie sú tvorenými prevažne nemetamorfovanými triasovými karbonátovými sekvenciami (Bezák et al. 1999a a 1999b a Polák et al. 2003a a 2003b). Stavba





Obr. 2. Morfotektonický charakter a geologická stavba študovaného územia

a – Morfotektonické štruktúry a hlavné tektonické línie (upravené podľa Mazúr a Lukniš 1986 a Bezák et al. 2004), b – Geologická mapa študovanej oblasti (upravené podľa Káčer et al. 2005) s vyznačenými povodiami.

Legenda: 1 – kvartér nečlenený, 2 – holocén (nivé a dnové akumulácie), 3 – pleistocén: a – riečne terasy, b – náplavové kužele, 4 – glaciogénne sedimenty, 5 – neogénne sedimenty, 6 – neogénne vulkanity (prevažne andezity a ich pyroklastiká), 7 – paleogénne sedimenty, 8 – mezozoické súvrstvia (prevažne karbonáty), 9 – súvrstvia mladšieho paleozoika, 10 – kryštalinikum – granitoidy, 11 – kryštalinikum – metamorfované horniny.

paleoalpínsky konsolidovanej jednotky veporika je v tejto oblasti značne komplikovaná a vyznačuje sa silným alpínskym tektonickým prepracovaním, prítomnosťou imbrikácií, čiastkových jednotiek a tektonických zón staršieho, paleoalpínskeho založenia (Plašienka 1999). Mladšie, z hľadiska alpínskej orogenézy potektonické jednotky sú zastúpené paleogénnymi a neogénnymi súvrstviami (hlavne rôznymi typmi flyšoidných a molasových sedimentárnych hornín) a neogénnymi vulka-



nickými a vulkanicko-sedimentárnymi komplexmi. K naposledy spomenutým patria efuzívno-extruzívne a explozívne produkty stratovulkánu Poľana a erózne zvyšky vulkanických komplexov dnes takmer úplne denudovaného veporského strato-vulkánu (Konečný et al. 2015). Kvartér je zastúpený výhradne terestrickými horninami. Okrem deluviálnych a svahových uloženín sú prítomné rôzne typy fluvialných sedimentov reprezentovaných zvyškami riečnych terás, náplavových kužeľov a najmladších nívnych a dnových akumulácií (Bezák et al. 1999a a 1999b a Polák et al. 2003a a 2003b).

Záujmové územie je známe prejavmi mladej, plio-kvartérnej tektonickej aktivity (napr. Bezák et al. 1999b a Polák et al. 2003b). Na neotektonickú aktivitu s charakterom vertikálnych pohybov poukazujú viaceré indicie, vrátane diferenciácie výškových úrovní pliocénnej poriečnej rovne (bansko-bystrické súvrstvie) a kvartérnych úrovní riečnych terás (Polák et al. 2003b). Práve dominujúce vertikálne tektonické pohyby, ktoré by sa mali v georeliéfe odzrkadľovať najzreteľnejšie, spolu s litologickou pestrosťou, predurčujú oblasť ako vhodnú na testovanie efektívnosti zvolenej metodiky.

## MATERIÁL A METÓDY

### Vstupné dáta a ich spracovanie

Vstupným podkladom pre morfometrické analýzy bol digitálny model reliéfu SR s veľkosťou rastrovej bunky 10 m (DMR 3.5 © ÚGKK SR). Jeho následnú úpravu a vytvorenie hydrologicky korektného (prietochného) DMR sme realizovali pomocou nástroja Fill Sink Plus (FS+) v prostredí ArcGIS 10.x. Následne sme štandardnými postupmi pomocou balíka nástrojov „Hydrology“ extrahovali sieť údolnic (s prahovou hodnotou  $0,15 \text{ km}^2$ ) a jednotlivé povodia. Pomocou nástroja „Zonal Statistics as Table“ sme vypočítali základné štatistické parametre jednotlivých povodií (tab. 1). Vzhľadom na to, že metodika výpočtu  $R$  indexu si vyžaduje istý stupeň rozvoja drenážnej siete v študovaných povodiách (Demoulin 2011), hodnotili sme len povodia tokov 3. a vyšších rádov s rozlohou nad  $10 \text{ km}^2$ .

### $R$ index – extrakcia a analýza

Metódu založenú na extrakcii a analýze  $R$  indexov vypracoval Demoulin (2011 a 2012) s cieľom hodnotenia tektonickej aktivity v oblastiach s mierne až stredne členitým georeliéfom a menej výraznými prejavmi mladej tektoniky, kde signály litologického alebo klimatického pôvodu do značnej miery prekrývajú prejavy tektonických pohybov v georeliéfe.  $R$  index je komplexným indexom, ktorý bol jeho autorom navrhnutý tak, aby v čo najväčšej miere eliminoval vplyv litologickej variability podložia. To by malo umožniť jeho efektívne použitie aj v oblastiach s pestrou geologickou stavbou. Koncept  $R$  indexu ako indikátora tektonickej aktivity spočíva v predstave, že tektonický zdvih (resp. relatívny pokles lokálnej eróznej bázy) generuje eróznú vlnu, ktorá sa následne šíri povodím od jeho ústia k rozvoďu. Keďže eróziu v povodí kontroluje zahlbovanie vodných tokov, relatívny pokles eróznej bázy vyvolá sukcesívnu reakciu troch hlavných geomorfologických prvkov povodia. Ako prvá sa prejaví reakcia na hlavnom toku jeho náhlým zahlbením, následne erózna vlna postúpi do jeho prítokov (a celej drenážnej siete) a nakoniec sa zvýšená denudácia odrazí v reliéfe celého povodia (Demoulin 2011). Uvedené zmeny sa v rovnakej postupnosti prejavajú v morfológii hypsometrických kriviek všetkých troch geomorfologických prvkov.

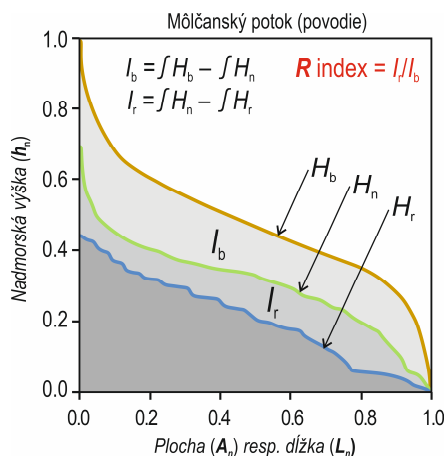
**Tab. 1. Základné geomorfometrické charakteristiky povodí v modelovom území**

Povodie	Kód povodia	Strahlerov rád*	Plocha (km <sup>2</sup> )	Nadmorská výška (m n.m.)		Reliéf povodia (m)	Sklon svahov (stupeň)	
				Priemer	Maximum		Priemer	Maximum
Havraník	1	3	14,3	967	1 274	541	15	44
Strundžanický p.	2	3	6,5	849	1 205	502	15	37
Ráčov	3	4	21,2	931	1 274	617	19	46
Nemcova dol	4	3	6,0	832	1 092	462	14	30
Hronec	5	4	44,0	985	1 439	828	20	51
Slatvinský p.	6	3	3,9	841	1 204	600	16	33
Volchovo	7	3	10,4	951	1 370	778	17	34
Petríkovo	8	3	18,5	1050	1 435	863	18	35
Malý Zelený p.	9	3	6,3	919	1 335	775	20	35
Veľký Zelený p.	10	3	11,9	918	1 311	768	20	36
Tok č. 11	11	3	3,1	718	971	447	15	33
Rohozná	12	5	88,9	775	1 439	937	13	52
Brezniansky p.	13	3	10,8	637	952	463	7	34
Drábsko	14	3	13,9	617	920	432	8	36
Šaling	15	3	27,3	838	1 210	642	18	35
Čierny Hron (r3)	16	4	38,6	863	1 326	758	18	40
Brôtovo	17	4	13,2	799	1 061	498	16	34
Vydrovo	18	4	35,3	777	1 065	533	15	37
Veľká dolina	19	3	13,7	758	996	472	15	36
Kamenistý p.	20	4	83,7	864	1 331	839	15	49
Osrblianka	21	4	48,9	860	1 273	792	20	39
Čelno	22	3	14,5	892	1 205	757	20	38
Zahrušková	23	3	2,7	803	1 131	692	21	39
Bystré	24	3	5,1	829	1 193	764	21	38
Kostolný p.	25	3	4,6	716	1 136	716	17	37
Brusnianska	26	4	25,8	772	1 205	800	21	42
Hutná	27	4	45,4	746	1 272	887	17	41
Driekyňa	28	4	23,3	604	908	550	14	38
Plavno	29	3	8,0	524	696	343	16	37
Môlčanský p.	30	3	13,1	521	713	359	14	36
Čierny Hron	33	5	297,5	818	1 330	864	16	49

\* poradie hlavného toku povodia podľa Strahlerovej klasifikácie

Pre výpočet  $R$  indexu je potrebné z každého povodia extrahovať tri základné parametre vo forme hypsometrických integrálov. Postupovať môžeme metódou navrhnutou Demoulinom (2011), pri ktorej hodnoty integrálov jednotlivých povodí získame graficky vynesением údajov z každého povodia v normalizovanom grafe, kde ordináte priradíme normalizované hodnoty nadmorskej výšky a abscise normalizované hodnoty plochy povodia ( $A_n$ ), resp. dĺžok ( $L_n$ ) v prípade drenážnej siete a hlavného toku (obr. 3). Z každého povodia získame tri hypsometrické krivky, ktoré charakterizujú tri časovo rozdielne odozvy povodia na tektonickú udalosť: 1) relatívne dlhodobú odozvu aproximuje hypsometrická krivka povodia, 2) strednodobú odozvu krivka celého drenážneho systému a 3) krátkodobú odozvu povodia na tektonický impulz charakterizuje krivka normalizovaného profilu hlavného toku. Z hypsometrických kriviek následne vypočítame hodnoty jednotlivých integrálov

$H_b$  (označenie sensu Demoulin 2011),  $H_n$  a  $H_r$ . Uvedený postup je časovo náročnejší a možno ho zjednodušiť priamou extrakciou hypsometrických integrálov z DMR použitím nástrojov zonálnej štatistiky a všeobecne známej rovnice  $HI = (\bar{H} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$ , teda bez potreby konštrukcie hypsometrických kriviek (Shi 2019). Na druhej strane, hypsometrické krivky nám poskytujú náhľad na charakter a rozloženie údajov v jednotlivých povodiach, napr. na morfológiu kriviek a ich vzájomnú pozíciu v grafe. Vieme tak odhaliť prípadné anomálie vo vývoji drenážnej siete a identifikovať povodia, ktoré je potrebné podľa autora metodiky z analýzy vylúčiť (napríklad v prípade, že dochádza k vzájomnému pretínaniu hypsometrických kriviek).



Obr. 3. Základné a odvodené morfometrické indexy použité pri výpočte  $R$  indexu

Extrakciu hypsometrických kriviek z DMR možno realizovať v ľubovoľnom GIS prostredí. V našej práci sme použili prostredie ArcGIS 10.x. Hypsometrické krivky povodí sme získali pomocou nástroja *CalcHypso* (Perez-Pena et al. 2009b), ktorý umožňuje automatickú extrakciu dát a ich následný export. Krivku pozdĺžneho profilu hlavného toku možno získať viacerými spôsobmi. V tejto štúdii sme použili nástroj extenzie 3D Analyst „*Interpolate shape*“ s následným exportom údajov. Rovnako aj dáta pre konštrukciu hypsometrických kriviek drenážnych sietí jednotlivých povodí možno z DMR extrahovať rôznymi spôsobmi, napr. ako percentuálny počet pixelov (Demoulin 2011) alebo kumulatívnu dĺžku segmentov drenážnej siete v danom výškovom intervale. Podstatné je použitie rovnakého postupu extrakcie údajov pre všetky povodia. Zároveň pri normalizácii hodnôt musia referenčné hodnoty nadmorských výšok zodpovedať maximálnemu rozdielu nadmorských výšok v danom povodí v prípade konštrukcie všetkých troch kriviek, vrátane  $H_n$  a  $H_r$ . Na výpočet jednotlivých integrálov nám dobre poslúži aj program *MS Excel*. Jednotlivé hypsometrické krivky aproximujeme best-fit trendovými krivkami (zvyčajne polynomicou krivkou  $n$ -tého rádu). Pre výpočet hodnôt integrálov môžeme následne využiť napríklad on-line aplikáciu *WolframAlpha* (<https://www.wolframalpha.com/>). Rovnicu každej polynomickej krivky skopírujeme do aplikácie a vypočítame hodnoty jednotlivých integrálov (ako limity pri integrovaní použijeme hodnoty 0 a 1). V programe *Grapher Golden Softver* je výpočet rýchlejší a presnejší. Hodnoty vstupných integrálov po vynesení údajov do grafu určíme



pomocou príkazu „*calculate area*“. V ďalšom kroku vypočítame indexy vyššieho rádu,  $I$  indexy ( $I_b$  a  $I_r$  sensu Demoulin 2011), ako rozdiely hodnôt medzi dvojicami integrálov:

$$I_b = \int_0^1 H_b - \int_0^1 H_n \quad (1)$$

$$I_r = \int_0^1 H_n - \int_0^1 H_r \quad (2)$$

$R$  index kombinuje všetky tri základné indexy (integrály) a je definovaný ako podiel  $I$  indexov:

$$R = I_r / I_b = \left( \int_0^1 H_n - \int_0^1 H_r \right) / \left( \int_0^1 H_b - \int_0^1 H_n \right) \quad (3)$$

Povodia sa často vyznačujú rôznymi odchýlkami v pôdorysnom tvare a hierarchickej štruktúre drenážnej siete. Takéto anomálie môžu posúvať  $R$  indexy smerom k extrémnym hodnotám, preto môže byť potrebné primárne hodnoty korigovať. Demoulin (2012) a Demoulin et al. (2017) odporúčajú korekciu pomocou faktora elongácie ( $1/E^{1/2}$ ) zohľadňujúceho tvarové špecifiká povodí. Upravený (korigovaný)  $R^*$  index získame vynásobením faktorom elongácie ( $R^* = R(1/E^{1/2})$ ). Premennú  $E$  (elongáciu povodia) určíme zo vzťahu  $E = 4A/\pi(L_b)^2$ , kde  $A$  je plocha povodia a  $(L_b)^2$  je maximálna dĺžka povodia meraná od ústia hlavného toku.

Za predpokladu, že veľkosť povodí (subpovodí) ovplyvňuje rýchlosť, akou reagujú na zmenu polohy lokálnej eróznej bázy, analýza závislosti medzi hodnotami komplexných  $R$  indexov a rozlohou povodí ( $A$ ) by mala priniesť dôležité informácie o charaktere odozvy fluvialneho systému aj samotnej tektonickej udalosti (Demoulin 2011). Uvedená závislosť má logaritmický priebeh a v semilogaritmickom grafe ju možno charakterizovať pomocou jednoduchej lineárnej regresie  $R = S_R(\ln(A)) + b$ . Dôležitým parametrom pre našu analýzu je regresný koeficient  $S_R$  ( $S_R$  index v zmysle Demoulina 2012) definujúci sklon (slope) regresnej priamky. Na základe publikovaných údajov z viacerých regiónov Demoulin (l. c.) predpokladá časovú závislosť  $S_R$  indexu, ktorú definuje pomocou mocninatej funkcie:

$$t = 0,009 S_R^{-4}, \quad (4)$$

kde  $t$  je čas v miliónoch rokov (Ma) od poslednej fázy akcelerácie výzdvihu (poklesu eróznej bázy). Interval spoľahlivosti odhadu veku stanovíme na základe strednej chyby ( $SE$ ) regresného koeficienta  $S_R$

Aj uvedené základné a odvodené morfometrické indexy nám poskytujú cenné informácie o vývoji georeliéfu z hľadiska neotektonických procesov. Môžeme napríklad študovať závislosť medzi hodnotami integrálov  $H_b$ ,  $H_n$  a  $H_r$  (t. j. základnými indexmi), prípadne indexmi vyššieho rádu ( $I_b$  a  $I_r$ ) a rozlohou povodí (Demoulin 2011). Všetky závislosti vzťahujúce sa na rozlohu povodia ( $A$ ) majú logaritmickú podobu a možno ich hodnotiť pomocou semilogaritmického grafu, obdobne ako v prípade  $R$  indexu. Silu závislosti ( $r^2$ ) a korelácie ( $r$ ) vyhodnotíme v ľubovoľnom štatistickom programe. Indexy nižšieho rádu však v značnej miere odrážajú ďalšie priestorové vplyvy, vrátane litologickej povahy substrátu povodí, preto pri ich interpretácii je potrebná vyššia obozretnosť.

## Extrakcia riečnych terás pre verifikačnú analýzu

Relevantnosť výsledkov, najmä hodnôt veku poslednej fázy akcelerácie výzdvihu, získaných na základe  $R$  indexu, sme sa snažili verifikovať aj inou metódou. Keďže indicie založené na analýze  $R$  indexu poukazujú na relatívne mladé, vrchnopleistocénne veky tektonických pohybov (pozri časť „Výsledky“), predpokladáme, že tieto pohyby by sa mali odrážať v diferenciácii úrovni kvartérnych terás rieky Hron. Z oblasti nie sú známe numerické datovania kvartérnych sedimentov, opierali sme sa teda o relatívnu stratifikáciu úrovni riečnych terás publikovaných v mapových podkladoch. Spomínané diferencie možno odhaliť napríklad štúdiom pozdĺžnych a priečných profilov terasovými úsekmi. Polohu jednotlivých úrovni riečnych terás (polygónov) v študovanom úseku rieky Hron sme získali z digitálnej Geologickej mapy 1:50 000 (Káčer et al. 2005). Pre náš výskum sme vybrali terasy strednej (riss) a vyšších úrovni. Základné morfometrické charakteristiky (minimálna, maximálna a priemerná nadmorská výška) pre jednotlivé terasové polygóny sme vypočítali pomocou nástrojov zonálnej štatistiky v prostredí ArcGIS 10.x) z povrchu DMR 3.5. Za bázy jednotlivých terás sme považovali údaj o ich minimálnej nadmorskej výške. Vzhľadom na mierku použitej geologickej mapy, ale aj ďalšie faktory, ako napríklad čiastočnú eróziu terasových sedimentov, resp. ich prekrytie inými sedimentmi, sa získané údaje vyznačujú určitými nepresnosťami, pre účely našej analýzy, t. j. preukázanie prípadných trendov vo vertikálnej diferenciácii terás, sa ukázali ako predbežne postačujúce. Pozdĺžne profily terasových úrovni sme vytvorili priradením terasových polygónov (po konverzii vrstvy polygónov na vrstvu bodov) k riečnym kilometrom pomocou nástrojov „Create Routes“ (priradenie riečnych kilometrov línií toku rieky Hron) a „Locate Features along Route“. Získané údaje sme po exporte vyhodnotili v programe MS Excel.

## VÝSLEDKY

Ľavostranné prítoky rieky Hron v študovanom území patria z hľadiska Strahlerovej klasifikácie do 1. až 5. rádu. Veľkosť povodí je variabilná, pohybuje sa od 2,7 km<sup>2</sup> (povodie č. 23, obr. 1, časť a a tab. 1) po 297,5 km<sup>2</sup> (povodie Čierneho Hrona so subpovodiami č. 15 – 21, obr. 1, časť a a tab. 1). Pre našu analýzu sme vybrali povodia tokov 3. a vyšších rádoov s veľkosťou nad 10 km<sup>2</sup>. Z hodnotenia sme následne vylúčili aj povodia, ktorých hypsometrické krivky nespĺňali morfológické kritériá určené Demoulinom (2011), napríklad ak došlo k vzájomnému pretínaniu kriviek.

V prvom kroku sme stanovili pre každé analyzované povodie základné morfometrické parametre, hodnoty integrálov  $H_b$ ,  $H_n$  a  $H_r$  a z nich odvodené indexy vyššieho rádu,  $I_b$  a  $I_r$ . Z tabuľky 2 je zrejmé, že hodnoty hypsometrických integrálov  $H_b$  sa pri väčšine povodí pohybujú od 0,39 do 0,6. Vyššie hodnoty  $H_b$  (nad 0,55) charakterizujú napr. povodia č. 8 a 22. Naopak, výraznejšie nižšiu hodnotou  $H_b$  (0,289) zaznamenávame pri povodí č. 12 – Rohozná (obr. 1).

Výsledné  $R$  indexy analyzovaných povodí, vypočítané pomocou rovnice 3, sa pohybujú od 0,16 (povodie č. 7) po 1,60 pri najväčšom povodí Čierneho Hrona (tab. 2). Najnižšie hodnoty  $R$  indexu (0,14; 0,16; 0,21) sú zároveň typické pre menšie povodia s menej rozvetvenou (juvenilnou) drenážnou sieťou (povodia č. 1, 7 a 21), ktorých  $H_n$  a  $H_r$  krivky majú podobný tvar a sú od seba len minimálne vzdialené (obr. 4). Keďže takéto anomálie vo vývoji drenážnej siete študovaných povodí

môžu ovplyvňovať hodnotu  $R$  indexu (Demoulin 2012), pristúpili sme aj k výpočtu korigovaných  $R^*$  indexu (tab. 2) pomocou faktora elongácie.

**Tab. 2. Základné a odvodené geomorfometrické indexy povodí zahrnutých do komplexnej analýzy**

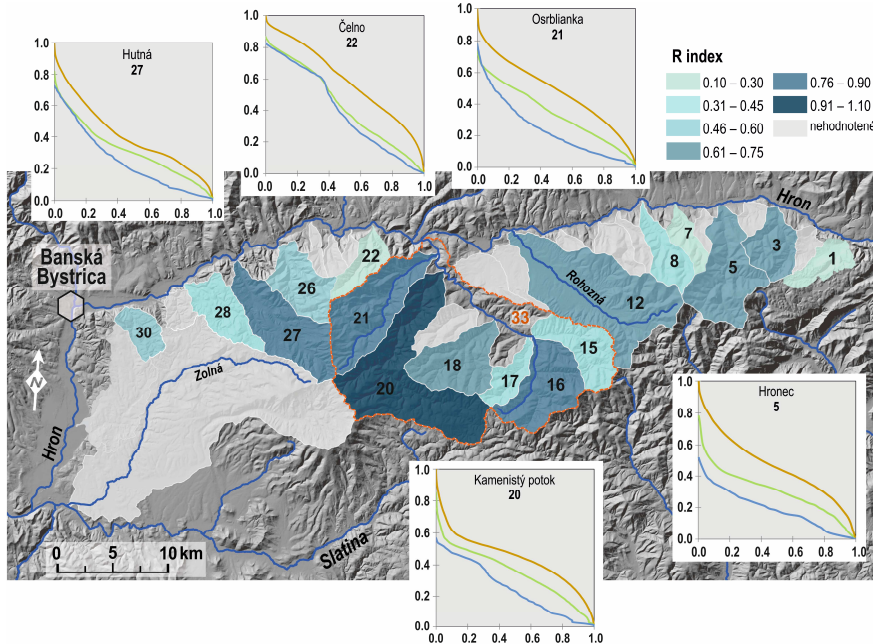
Povodie	Kód povodia	$\ln(A)$	$R$ index	$L_b$ (km)	$1/E^{1/2}$	$R^*$ index	$H_b$	$H_n$	$H_r$
Havraník	1	2,66	<b>0,23</b>	6,82	1,60	<b>0,36</b>	0,44	0,19	0,13
Rácov	3	3,05	<b>0,67</b>	7,06	1,36	<b>0,92</b>	0,45	0,29	0,18
Hronec	5	3,78	<b>0,72</b>	11,45	1,53	<b>1,10</b>	0,46	0,30	0,19
Volchovo	7	2,35	<b>0,16</b>	6,97	1,91	<b>0,31</b>	0,48	0,34	0,31
Petríkovo	8	2,92	<b>0,43</b>	9,05	1,87	<b>0,80</b>	0,56	0,42	0,36
Rohozná	12	4,49	<b>0,54</b>	17,21	1,62	<b>0,87</b>	0,29	0,19	0,14
Šaling	15	3,31	<b>0,44</b>	8,43	1,43	<b>0,63</b>	0,43	0,29	0,23
Čierny Hron (r3)	16	3,65	<b>0,79</b>	9,00	1,28	<b>1,01</b>	0,39	0,26	0,15
Brôtovo	17	2,58	<b>0,35</b>	7,18	1,75	<b>0,61</b>	0,48	0,30	0,23
Vydrovo	18	3,56	<b>0,64</b>	9,45	1,41	<b>0,90</b>	0,46	0,30	0,20
Kamenistý p.	20	4,43	<b>1,05</b>	16,06	1,56	<b>1,64</b>	0,44	0,35	0,25
Osrblianka	21	3,89	<b>0,77</b>	14,32	1,81	<b>1,39</b>	0,48	0,34	0,24
Čelno	22	2,67	<b>0,21</b>	7,78	1,81	<b>0,38</b>	0,59	0,43	0,40
Brusnianka	26	3,25	<b>0,53</b>	8,35	1,46	<b>0,77</b>	0,47	0,32	0,24
Hutná	27	3,82	<b>0,79</b>	13,90	1,83	<b>1,45</b>	0,41	0,32	0,25
Driekyňa	28	3,15	<b>0,45</b>	9,65	1,77	<b>0,80</b>	0,44	0,33	0,28
Môlčanský p.	30	2,57	<b>0,58</b>	5,54	1,36	<b>0,78</b>	0,48	0,31	0,21
Čierny Hron	33	5,70	<b>1,60</b>	27,77	1,43	<b>2,28</b>	0,41	0,30	0,12

$L_b$  – maximálna dĺžka povodia (km);  $E$  – elongácia povodia ( $4A/(\pi L_b^2)$ );  $1/E^{1/2}$  – korekčný koeficient

Následne sme analyzovali závislosti medzi hodnotami jednotlivých indexov, t. j. základných ( $H_b$ ,  $H_n$  a  $H_r$ ), čiastkových ( $I_b$  a  $I_r$ ) a komplexných ( $R$  a  $R^*$ ) indexov, a rozlohou povodí  $\ln(A)$ . V prípade čiastkových indexov je najsilnejšia ( $r = 0,797$ ;  $p \ll 0,01$ ) pozitívna korelácia medzi  $I_r$  a  $\ln(A)$  – obr. 5, časť c, štatisticky signifikantné sú tiež mierne negatívne korelácie medzi  $H_b$  ( $H_r$ ,  $I_b$ ) a  $\ln(A)$  – obr. 5, časti a, b, d). Najrelevantnejšie informácie z hľadiska neotektonického vývoja by mala poskytovať analýza závislosti medzi hodnotami  $R$  indexov a veľkosťou povodí. Z priebehu a štatistických parametrov lineárnej regresie (obr. 6 a tab. 3) vidíme, že v skúmanej oblasti je táto závislosť silná a štatisticky signifikantná v prípade nekorigovaného aj korigovaného  $R$  indexu. Regresné koeficienty ( $S_R$  indexy) však v prípade  $R^*$  indexov dosahujú vyššie hodnoty, čo je logický dôsledok nárastu hodnôt samotných  $R^*$  indexov po korekcii faktorom elongácie (tab. 2). Z hodnôt  $S_R$  indexov sme následne použitím rovnice (4) stanovili vek poslednej fázy zdvihu (tab. 3). Uvedené závislosti sme testovali aj po vylúčení povodia Rohoznej, u ktorého predpokladáme odlišnosti v neotektonickom vývoji (bližšie v „Diskusii“). Korelácie sú v tomto prípade o niečo silnejšie (tab. 3, analýza  $A^{##}$ ; obr. 6, časti c, d) a hodnoty regresných koeficientov vyššie,  $S_R = 0,401$  a  $S_R^* = 0,581$ . Dôsledkom je pokles veku najmladšej fázy tektonického zdvihu z hodnoty  $\sim 562$  na  $\sim 349$  ka (pre  $R$ ), resp. zo  $\sim 125$  na  $\sim 79$  ka (pre  $R^*$ ). Pri tejto analýze sú aj stredné chyby



( $SE$ ) regresných koeficientov nižšie a intervaly spoľahlivosti určených vekov (vekové rozpätie) užšie. Obdobným spôsobom sme testovali aj vplyv najväčšieho povodia v území na priebeh regresie (tab. 3, analýzy  $B^{\#}$  a  $B^{##}$ ). Výsledky sú detailnejšie rozobraté v diskusii.



Obr. 4. Analyzované povodia s príkladmi hypsometrických kriviek

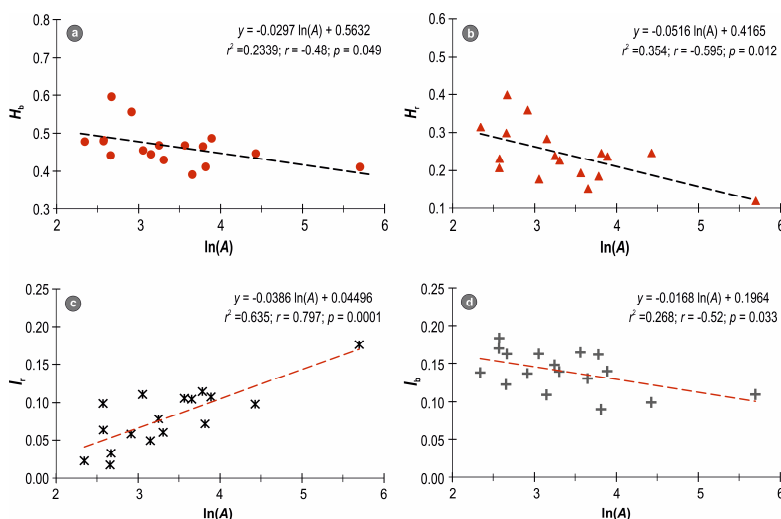
Povodia zahrnuté do komplexnej analýzy sú označené číselnými kódmi (pozri tab. 1 a 2).

Povodie Čierneho Hrona (č. 33) je vyznačené čiarkovanou líniou.

Tab. 3. Vybrané štatistické parametre lineárnych závislostí hodnôt „ $R$ “ indexov od veľkosti povodí  $\ln(A)$  a výsledné hodnoty vekov zdvihu ( $t$ )

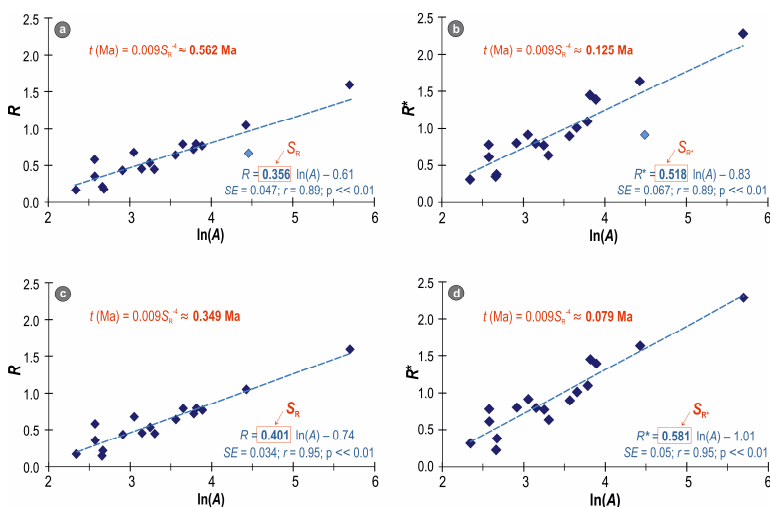
	$R$ index			$R^*$ index		
	$S_R \pm SE$	$r$	$t$ (Ma)	$S_R^* \pm SE$	$r$	$t$ (Ma)
$A^{\#}$	$0,356 \pm 0,046$	<b>0,89</b>	<b>0,562</b> (0,344 – 0,989)	$0,518 \pm 0,067$	<b>0,89</b>	<b>0,125</b> (0,077 – 0,218)
$A^{##}$	$0,401 \pm 0,034$	<b>0,95</b>	<b>0,349</b> (0,252 – 0,496)	$0,581 \pm 0,050$	<b>0,95</b>	<b>0,079</b> (0,057 – 0,113)
$B^{\#}$	$0,289 \pm 0,059$	<b>0,78</b>	<b>1,293</b> (0,616 – 3,268)	$0,459 \pm 0,090$	<b>0,80</b>	<b>0,203</b> (0,100 – 0,490)
$B^{##}$	$0,374 \pm 0,049$	<b>0,89</b>	<b>0,461</b> (0,278 – 0,813)	$0,588 \pm 0,075$	<b>0,90</b>	<b>0,075</b> (0,046 – 0,129)

$S_R$  – regresný koeficient,  $r$  – korelačný koeficient,  $SE$  – stredná chyba koeficientu  $S_R$ ,  $t$  (Ma) – vek poslednej akcelerácie zdvihu,  $^{\#}$  zahrnuté povodie Rohoznej;  $^{##}$  bez povodia Rohoznej;  $A$  – zahrnuté povodie Čierneho Hrona;  $B$  – bez povodia Čierneho Hrona. V zátvorkách je uvedené vekové rozpätie stanovené na základe  $SE$ .



Obr. 5. Príklady závislosti vybraných základných a odvodených geomorfometrických indexov od veľkosti povodia  $\ln(A)$

$r^2$  – koeficient determinácie,  $r$  – korelačný koeficient.



Obr. 6. Priebeh závislosti  $R$  a  $R^*$  indexov od veľkosti povodia  $\ln(A)$

a, b – so zahrnutím povodia Rohoznej (vyznačené svetlomodrou farbou) do analýzy, c, d – s vylúčením povodia Rohoznej z analýzy závislosti.  $SE$  – stredná chyba regresného koeficientu  $S_R$ ,  $r$  – korelačný koeficient,  $t$  – vek tektonického zdvihu.

## INTERPRETÁCIA VÝSLEDKOV A DISKUSIA

Uvedené výsledky poskytujú zaujímavé možnosti interpretácie z hľadiska vývoja georeliéfu modelového územia. Už hodnoty základných hypsometrických integrálov (predovšetkým integrálu  $H_b$ ) a ich korelácia s ďalšími parametrami povodia, najmä ich veľkosťou, majú určitý interpretačný potenciál. Napríklad hodnota hypsometrického integrálu  $H_b$  sa často interpretuje z hľadiska odozvy povodia na tek-

tonickú aktivitu, pričom jeho nízke hodnoty (povodie č. 12 v tab. 2) by mali indikovať vysokú mieru fluvialnej disekcie odrážajúcu obdobie dlhodobého tektonického pokoja a naopak, relatívne vysoké hodnoty (povodia č. 8 a 22, tab. 2) tektonické omladenie georeliéfu (Strahler 1957). Táto interpretácia však môže byť v niektorých prípadoch zavádzajúca, keďže vysoká miera fluvialnej disekcie sa prejaví aj v prípade, že substrát povodia je tvorený málo odolnými horninami, čo je aj prípad povodia Rohoznej v študovanom území. Naopak, podložie tvorené odolnými horninami, napr. granitoidmi, kremencami alebo dolomitmi, bude erodované pomalšie a miera fluvialnej disekcie bude nižšia, čo sa zákonite odrazi vyššími hodnotami  $H_b$ . Komplikáciou pri interpretácii hypsometrického integrálu je aj skutočnosť, že tvarovo rozdielne hypsometrické krivky, ktoré sú výsledkom rozdielnych fáz a/alebo mechanizmov vývoja georeliéfu, môžu nadobúdať obdobné hodnoty  $H_b$  (Bishop et al. 2002).

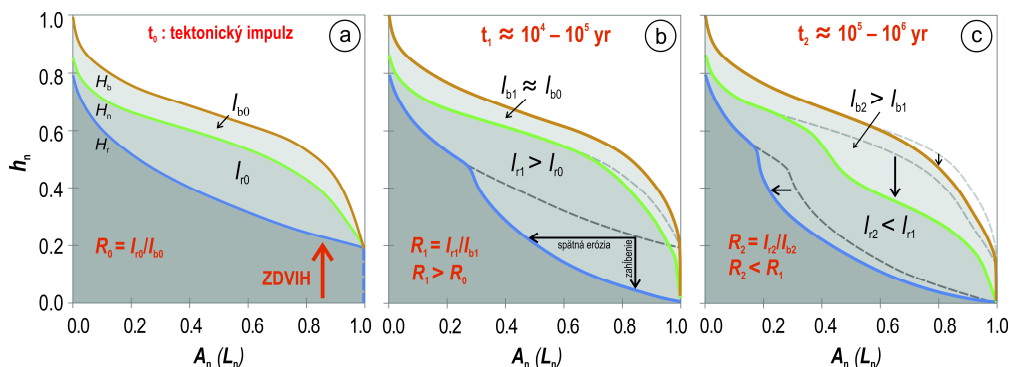
Medzi odborníkmi nepanuje zhoda ani v tom, do akej miery je hodnota hypsometrického integrálu  $H_b$  závislá od veľkosti povodia. Niektoré z novších prác (Cheng et al. 2012 a Demoulin et al. 2013 a 2015) naznačujú, že negatívna korelácia medzi  $H_b$  a  $\ln(A)$ , akú pozorujeme aj v našom modelovom území (obr. 5, časť a), môže indikovať existenciu nerovnovážneho stavu vo vývoji georeliéfu danej oblasti. Naopak, v prípade dosiahnutia vyrovnaného stavu (steady-state), keď sú rýchlosti tektonického výzdvihu a denudácie vyrovnané, by sa hodnota  $H_b$  mala približovať hodnote 0,5 (Cheng et al. 2012). Práve závislosť hodnoty  $H_b$  od stupňa vyrovnanosti by mohla čiastočne vysvetľovať aj v úvode spomenuté protikladné zistenia niektorých autorov (napr. Willgoose a Hancock 1998, Hurtrez et al. 1999 verzus Walcott a Summerfield 2008) a zároveň poskytovať nové možnosti z hľadiska interpretácie neotektonického vývoja. V nami študovanom území pozorujeme síce slabšiu, ale štatisticky signifikantnú ( $r = -0,49$ ;  $p = 0,04$ ) koreláciu medzi hodnotami  $H_b$  a veľkosťou povodia (obr. 5, časť a), čo by, aj v súlade s ďalšími údajmi, mohlo svedčiť v prospech existencie istého stupňa topografickej nevyrovnanosti v študovanej oblasti.

Interpretačne zaujímavé sú aj hodnoty odvodených  $I$  indexov, ktoré majú z hľadiska hodnotenia záznamu tektonických udalostí v georeliéfe ešte vyššiu výpovednú hodnotu (Demoulin 2011). Zatiaľ čo index  $I_b$  považuje uvedený autor za ukazovateľ celkovej miery zahĺbenia fluvialneho systému v povodí, hodnota  $I_r$  by mala odrážať mieru postupu spätnej erózie v rámci povodia. Vzájomný pomer hodnôt  $I$  indexov by sa mal v čase meniť tak, ako sa odozva na relatívny pokles eróznej bázy v podobe eróznej vlny postupne prejavuje v základných indexoch povodia (Demoulin 2011) – najskôr na hlavnom toku, následne na jeho prítokoch a nakoniec v reliéfe celého povodia (konceptuálne znázornené na obr. 7). Vyššie hodnoty  $I_r$  (tab. 2, obr. 7, časť b povodie č. 5 na obr. 4) by tak mali indikovať aj v hodnotenom území nižší vek tektonického omladenia. Silná pozitívna korelácia medzi  $I_r$  a veľkosťou povodia (obr. 5, časť c) by mala zas poukazovať na výraznejšiu progresiu spätnej erózie vo väčších povodiach v dôsledku vyššej eróznej sily väčších tokov (Demoulin 2011). Ako však upozorňuje autor vo svojich prácach,  $I$  indexy nezaznamenávajú kompletnú reakciu povodia na pokles lokálnej eróznej bázy, preto môžu byť do značnej miery ovplyvňované aj inými faktormi, vrátane litologickej pestrosti, ktorá charakterizuje aj naše modelové územie.

Komplexný  $R$  index integruje až tri časovo rozdielne reakcie povodia na tektonický impulz, čím by sa mala výrazne zvýšiť jeho schopnosť eliminovať vplyv ostatných faktorov (Demoulin 2011). V nami zvolenom území hodnoty oboch inde-



xov, neupraveného ( $R$ ) aj korigovaného ( $R^*$ ), vykazujú silné pozitívne korelácie s veľkosťou povodia  $\ln(A)$  – obr. 6. Táto závislosť sa zosilní v prípade vylúčenia povodia Rohoznej z hodnotenia ( $A^\#$  verus  $A^{\#\#}$  v tab. 3). Zároveň sa zvýšia hodnoty  $S_R$  indexov, čo má výrazný vplyv na stanovenie veku zdvihu, ako rozoberáme nižšie. Vylúčenie Rohoznej z analýzy závislosti môže byť opodstatnené. Veľkú časť povodia zaberá Breznianska kotlina, kde na základe známych poznatkov (Maglay et al. 1999) možno počítať s opačnými, teda poklesovými pohybovými tendenciami počas kvartéru. Silné korelácie naznačujú, že posledná akcelerácia tektonického zdvihu zaznamenaná v reliéfe a drenážnej sieti hodnoteného územia bola časovo homogénna (prebehla v jednej etape). Zrejme však bola priestorovo diferencovaná, pričom dva pozitívne bloky s výzdvihovou tendenciou oddeľovalo relatívne poklesávajúce územie Breznianskej kotliny. Alternatívnym vysvetlením by mohol byť aj veľký podiel ľahko erodovateľného materiálu v podloží povodia Rohoznej. To by znamenalo, že ani  $R$  index úplne neeliminuje vplyv litologickej rozdielnosti substrátu v povodiach, najmä ak je veľmi výrazná. Interpretačných možností je však viac a bude potrebný ďalší výskum na objasnenie vývoja tohto územia.



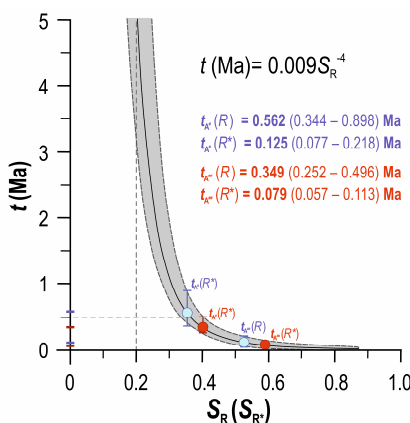
Obr. 7. Konceptuálne znázornenie časovej postupnosti odozvy povodia a jeho drenážneho systému na tektonickú poruchu

Upravené podľa Demoulina (2011).

Nesporne najvýznamnejším potenciálom  $R$  indexu je možnosť jeho využitia na morfometrické datovanie, konkrétne stanovenie veku najmladšej fázy akcelerácie tektonického zdvihu (resp. poklesu eróznej bázy). Po dosadení hodnôt regresných koeficientov ( $S_R$  indexov) do rovnice (4) sme v rámci jednotlivých analýz, uvedených v tab. 3, získali hodnoty vekov s pomerne veľkým rozptylom, od  $\sim 75$  ka po  $\sim 1\,293$  ka. Výsledky ovplyvnila najmä korekcia  $R$  indexov pomocou faktora elongácie, pričom použitie korigovaných indexov ( $R^*$ ) posunulo odhadované veky k výrazne nižším hodnotám. Ide o logický dôsledok toho, že hodnoty  $R$  indexov po korekcii vzrástli. Odchýlky medzi hodnotami spôsobilo aj vylúčenie niektorých povodi z analýzy závislosti. Ako sme už spomenuli v sekcii „Výsledky“, po vylúčení povodia Rohoznej z hodnotenia (analýzy  $A^\#$  a  $B^\#$  v tab. 3) vidíme nárast hodnôt regresných koeficientov (a zníženie vekov) a zlepšenie presnosti odhadu (tab. 3,  $A^\#$  verus  $A^{\#\#}$  a  $B^\#$  verus  $B^{\#\#}$ ). To by teoreticky mohlo podporovať spomínanú predstavu o vývoje nekompatibilitate povodia Rohoznej s ostatnými povodiami v neotektonickom období a priestorovo diferencovanom charaktere najmladšej fázy tektonického zdvihu.

Naopak, po vylúčení najväčšieho povodia Čierneho Hrona (tab. 3, analýzy B<sup>#</sup> a B<sup>##</sup>) dochádza, okrem analýzy B<sup>##</sup> (R\*), k posunu odhadu veku k vyšším hodnotám. Vo výsledkoch vidíme tiež pokles presnosti odhadu (nárast *SE* koeficientu SR). Môžeme teda potvrdiť, že veľké povodia majú stabilizujúci vplyv na priebeh závislosti medzi *R* indexmi a veľkosťou povodia a ich absencia v analyzovaných územiach vedie k zhoršeniu spoľahlivosti odhadu veku. V ideálnom prípade by v skúmanom území malo byť niekoľko väčších povodií Demoulin (2011 a 2012), čo však limituje použitie metodiky na pomerne veľké oblasti. V nami hodnotenom území sa nachádza len jedno výrazne väčšie povodie, povodie Čierneho Hrona s rozlohou cca 300 km<sup>2</sup> a jeho vplyv na priebeh lineárnej regresie a hodnoty SR by teoreticky mohol byť aj neprimerane výrazný. Vylúčenie povodia z analýzy závislosti (analýzy B<sup>#</sup> a B<sup>##</sup> v tab. 3) sa však prejavilo len miernym zhoršením štatistických parametrov, vrátane *SE*(S<sub>R</sub>).

Naše predbežné výsledky dokumentujú, že metóda navrhnutá Demoulinom (2011 a 2012) je pomerne robustná na stanovenie celkového charakteru tektonického zdvihu (homogénny verzus diferencovaný zdvih). Odhad veku zdvihu je vďaka mocninovému priebehu časovej závislosti S<sub>R</sub> indexu vysoko citlivý na zmenu vo vstupných parametroch študovaných závislostí (napr. výber povodií, korekcia *R* indexov), ktoré následne vedú k zmenám hodnôt S<sub>R</sub>. Ako dokumentuje aj obr. 8, citlivosť výrazne narastá pri nižších hodnotách S<sub>R</sub>, pričom štatistické parametre nemusia jednoznačne indikovať, ktorá z analýz poskytuje najspoľahlivejšie odhady veku. Najmä pri porovnaní výsledkov stanovených na základe *R* a R\* indexov sú koeficienty determinácie (*r*<sup>2</sup>) a korelácie (*r*) pri väčšine analýz takmer identické, aj *SE* zostávajú percentuálne na rovnakej úrovni (tab. 3). Vylúčiť tak možno len analýzu B<sup>#</sup>, pri ktorej dosahujú koeficienty *r*<sup>2</sup> aj *r* nižšie hodnoty a stredné chyby S<sub>R</sub> zas vyššie (v percentuálnom vyjadrení). Pri analýze A<sup>##</sup> (zahrnuté povodie Čierneho Hrona a vylúčené povodie Rohoznej) sú hodnoty koeficientov *r* a *r*<sup>2</sup> najvyššie a *SE* S<sub>R</sub> koeficientov najnižšie. Aj táto analýza poskytuje pomerne rozdielne hodnoty veku zdvihu pre korigované a nekorigované „R“ indexy. Bolo preto potrebné pristúpiť k verifikácii výsledkov inou metódou.

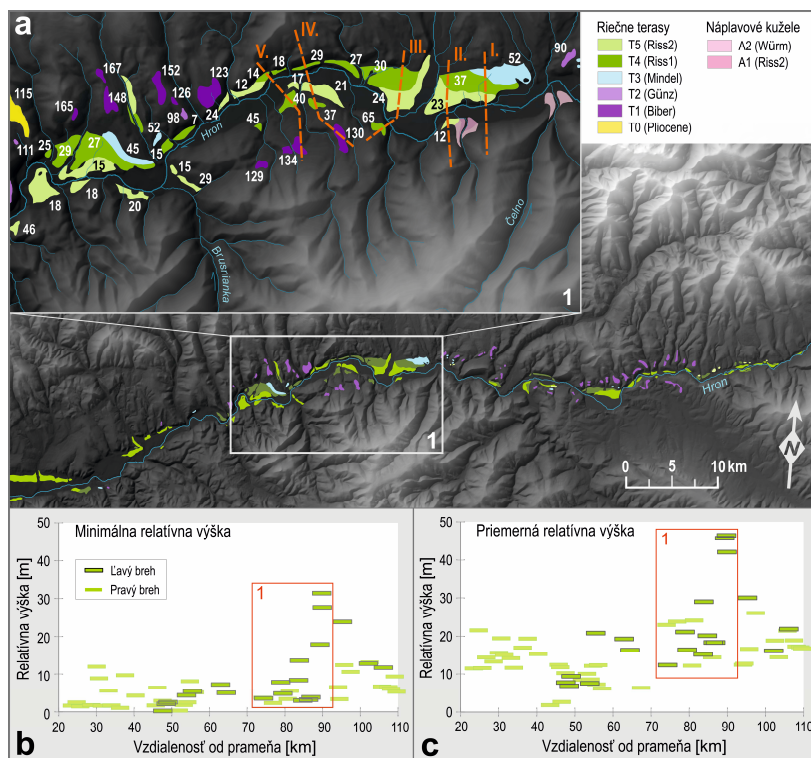


Obr. 8. Mocninová závislosť medzi hodnotami S<sub>R</sub> koeficientov a vekom zdvihu *t*

Upravené podľa Demoulina (2012).

Znázornené hodnoty vekov z modelového územia boli určené na základe danej mocninatej funkcie. Označenia analýz sú uvedené v tab. 3. Rozpätie hodnôt uvedené v zátvorkách (znázornené pomocou chybových intervalov) bolo stanovené na základe stredných chýb S<sub>R</sub> koeficientov.

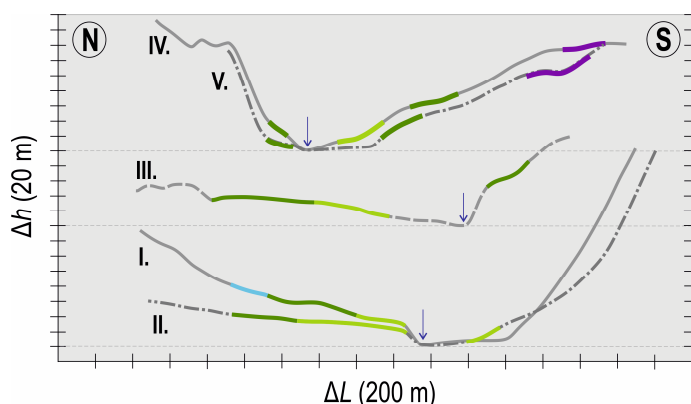
Odhad veku získaný na základe nekorigovaných  $R$  indexov pri analýze  $A^{\#}$  je  $\sim 349$  ka s intervalovým rozpätím (252 – 496 ka, tab. 3) a poukazuje na mindelský vek (stupeň MIS 10 podľa Gibbarda et al. 2011) poslednej fázy tektonického zdvihu. V prípade zahrnutia chyby odhadu sa dostávame k časovému intervalu ohraničenému stupňami MIS 8 až MIS 12. Ak by táto analýza poskytovala správny odhad veku, ako indikujú štatistické parametre vrátane nízkej hodnoty  $SE S_R$  koeficientu, v systéme stredných terás priradovaných k risskému glaciálu (MIS 6 – MIS 8,  $\sim 130$  – 300 ka) by sme už nemali pozorovať diferencie v ich relatívnej výške nad úrovňou súčasnej nivy Hrona. V modelovom území však takéto diferencie sledujeme medzi pravým a ľavým brehom Hrona aj v rámci hodnoteného ľavého brehu (obr. 9 a 10) a mali by poukazovať na vyššiu pravdepodobnosť mladšieho veku akcelerácie zdvihu. V takom prípade by odhad na základe korigovaných  $R^*$  indexov, t. j.  $\sim 79$  ka (s intervalom spoľahlivosti 57 – 113 ka) mal byť relevantnejší. Úroveň stredných terás zároveň indikujú aj relatívne poklesávanie územia v oblasti Breznianskej kotliny (obr. 9, časť c, kilometer 45 – 60), čo korešponduje s uvedenou predstavou o priestorovo diferencovanom charaktere tektonického zdvihu v oblasti. Je však potrebné upozorniť na to, že spomínané terasové sedimenty neboli v predmetnom území numericky datované a ich stratigrafické zaradenie je založené len na metódach relatívneho datovania.



Obr. 9. Riečne terasy Hrona vo vybranom úseku študovaného územia

a – lokalizácia terás s hodnotami priemernej relatívnej výšky terasových polygónov, I. – V. – priečne profily (obr. 10); b – minimálna relatívna výška jednotlivých segmentov stredných terás (T4, T5) nad úrovňou nivy Hrona, c – priemerná relatívna výška jednotlivých segmentov stredných terás (T4, T5) nad úrovňou nivy Hrona.





Obr.10. Priečne profily údolí Hrona vo vybranom úseku s vyznačenými segmentmi riečnych terás

Lokalizácia profilov a kódovanie terás podľa obr. 9; šípka znázorňuje pozíciu koryta rieky Hron.

## ZÁVER

Napriek diskutovaným problémom možno konštatovať, že metóda založená na hodnotení komplexného  $R$  indexu je perspektívnym nástrojom na hodnotenie neotektonickej aktivity a môže priniesť originálne poznatky o charaktere najmladších etáp tektonického zdvihu (homogénny verzus diferencovaný charakter zdvihu). V súlade so základným konceptom metodiky (Demoulin 2011 a 2012) sa aj v modelovom území potvrdila citlivosť indexu voči odlišnostiam v neotektonickom vývoji, čo umožňuje jeho efektívne použitie na charakterizáciu priestorovej variability neotektonických pohybov. V skúmanom území sme identifikovali možnú nekompatibilitu neotektonického vývoja povodia Rohoznej. Následné vylúčenie Rohoznej z analýzy viedlo k zlepšeniu štatistických parametrov a spresneniu odhadu veku najmladšej fázy tektonického zdvihu (t. j. zúženiu intervalov spoľahlivosti; tab. 3).

Výsledný odhad veku najmladšej fázy tektonického zdvihu v našom území je zaťažený vyšším stupňom neurčitosti. Najvýraznejšie ho ovplyvnila korekcia  $R$  indexov zohľadňujúca tvarové špecifiká povodí, ktorá sa prejavila výrazným posunom veku k nižším hodnotám. Neprejavila sa však zlepšením štatistických parametrov ( $r$ ,  $r^2$ ) analyzovaných závislostí ani presnosti odhadu  $S_R$  koeficientu. Na verifikáciu veku zdvihu bola preto potrebná iná metóda. Otázkam súvisiacim s nutnosťou korekcie  $R$  indexov sa bude potrebné venovať detailnejšie. Na potvrdenie univerzálnej platnosti časovej závislosti medzi hodnou  $S_R$  koeficientu a vekom tektonickej udalosti (Demoulin 2012) budú nutné ďalšie výskumy v našom aj iných modelových územiach, ktoré by mali byť podložené numerickým datovaním, keďže rovnica (4) bola pôvodne odvodená z relatívne nízkeho počtu oblastí (viď tab. 1 a obr. 4 v uvedenej práci). V prípade verifikácie metodiky by sme však získali efektívny a dostupný nástroj na morfometrické datovanie najmladších fáz tektonických udalostí. Naše predbežné výsledky tiež potvrdzujú predpoklad (Demoulin 2011 a 2012), že metóda je vhodná predovšetkým na datovanie veľmi mladých tektonických udalostí, max.  $x.10^5$  rokov, pretože s rastúcim vekom sa presnosť odhadu veku aj v našom modelovom území výrazne znižuje. Zároveň tiež

indikujú, že reakcia fluvialných systémov na tektonické udalosti je relatívne rýchla a vo väčšine prípadov prebehne v relatívne krátkom časovom intervale cca  $10^4$  –  $10^5$  rokov.

Považujeme tiež za potrebné v ďalšom výskume podrobnejšie analyzovať mieru vplyvu kvality vstupných digitálnych podkladov (napr. kvality použitého DMR) a počiatočných nastavení pri extrakcii vstupných údajov z DMR (napr. definovanie limitnej hodnoty prispievajúcej plochy pri extrakcii drenážnej siete – channel initiation threshold) na presnosť získaných výsledkov. Samotná problematickosť extrakcie drenážnej siete v povodiach s plochým reliéfom (napr. povodie Rohoznej) môže do istej miery ovplyvniť hodnoty základných hypsometrických integrálov, predovšetkým integrálu  $H_n$ . Z hľadiska vývoja samotnej metodiky môže priniesť nové informácie porovnanie výsledkov metódy s výsledkami iných geomorfometrických analýz v testovanom území.

Uvedený príspevok predstavuje pilotnú aplikáciu metódy v oblasti ZK, pričom sme použili postup definovaný v základnom koncepte metódy (t. j. analýzu viacerých povodí). Jeho nevýhodou je nutnosť existencie viacerých väčších povodí v hodnotenom území (Demoulin 2011), čo limituje použitie metódy na relatívne veľké oblasti. V ďalšom výskume sa preto sústredíme nielen na aplikovanie metódy v iných oblastiach ZK a porovnanie výsledkov, ale aj na testovanie extrakcie  $R$  indexu v rôznych úsekoch vybraných reprezentatívnych tokov (Demoulin 2015). Výsledky budeme tiež kombinovať s údajmi získanými pomocou iných geomorfometrických metód.

*Príspevok vznikol s finančnou podporou Vedeckej grantovej agentúry MŠVVaŠ SR a SAV (VEGA) v rámci projektu č. 2/0098/18. DMR 3.5 © ÚGKK SR bol poskytnutý na základe zmluvy „18-102-647/2018“.*

## LITERATÚRA

- BETÁK, J., VOJTKO, R. (2009). Implementácia nástrojov tektonickej geomorfológie v neotektonickom výskume (na príklade pohoria Považský Inovec). *Geografický časopis*, 61, 29-47.
- BEZÁK V., DUBLAN, L., HRAŠKO, L., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., PLAŠIENKA, D., PRISTAŠ, J. (1999a). *Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000*. Bratislava. (ŠGÚDŠ).
- BEZÁK, V., HRAŠKO, L., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., ŠIMAN, P., PRISTAŠ, J., DUBLAN, L., KONEČNÝ, V., PLAŠIENKA, D., VOŽAROVÁ, A., KUBEŠ, P., ŠVASTA, J., SLAVKAY, M., LIŠČÁK, P. (1999b). *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000*. Bratislava (ŠGÚDŠ).
- BEZÁK, V., BROSKA, I., IVANIČKA, J., REICHWALDER, P., VOŽAR, J., POLÁK, M., HAVRILA, M., MELLO, J., BIELY, A., PLAŠIENKA, D., POTFAJ, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., ELEČKO, M., JANOČKO, J., PERESZLÉNY, M., MARKO, F., MAGLAY, J., PRISTAŠ, J. (2004): *Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000*. Bratislava (Ministerstvo životného prostredia SR, ŠGÚDŠ).
- BISHOP, M., SHRODER, J., BONK, R., OLSENHOLLER, J. (2002). Geomorphic change in high mountains: a western Himalayan perspective. *Global and Planetary Change*, 32, 311-329.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S. (2012). *Tectonic geomorphology*. Chichester (Wiley).
- CHENG, K. Y., HUNG, J. H., CHANG, H. C., TSAI, H., SUNG, Q. C. (2012). Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology*, 171/172, 1-11. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.04.022.

- DAVIS, W. M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14, 481-504.
- DEMOULIN, A. (2011). Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126, 97-107. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.10.033.
- DEMOULIN, A. (2012). Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geophysical Research Letters*, 39(15), 1-5. DOI: <https://doi.org/10.1029/2012GL052201>.
- DEMOULIN, A., ALTIN, T. B., BECKERS, A. (2013). Morphometric age estimate of the last phase of accelerated uplift in the Kazdag area (Biga Peninsula, NW Turkey). *Tectonophysics*, 608, 1380-1393. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.06.004.
- DEMOULIN, A., BECKERS, A., HUBERT-FERRARI, A. (2015). Patterns of quaternary uplift of the Corinth rift southern border (N Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry. *Geomorphology*, 246, 188-204. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.05.032.
- DEMOULIN, A., MATHER, A., WHITTAKER, A. (2017). Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. *Quaternary Science Reviews*, 166, 10-37. DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.11.011.
- FEKETE, K., VOJTKO, R. (2013). Neotectonic activity of the Pravno fault in the area of the Žiar Mts. *Acta Geologica Slovaca*, 5(2), 117-127.
- GIBBARD, P. L., BOREHAM, S., COHEN, K. M., MOSCARIELLO, A. (2011). *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011*. Cambridge (Subcommission on Quaternary Stratigraphy, Department of Geography, University of Cambridge).
- HURTREZ, J. E., SOL, C., LUCAZEAU, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the siwalik hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 799-808. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199908)24:9<799::AID-ESP12>3.0.CO;2-4.
- KÁCER, Š., ANTALIK, M., LEXA, J., ZVARA, I., FRITZMAN, R., VLACHOVIČ, J., BYSTRICKÁ, G., BRODIANSKA, M., POTFAJ, M., MADARÁS, J., NAGY, A., MAGLAY, J., IVANIČKA, J., GROSS, P., RAKÚS, M., VOZÁROVÁ, A., BUČEK, S., BOOROVÁ, D., ŠIMON, L., MELLO, J., POLÁK, M., BEZÁK, V., HÓK, J., TETÁK, F., KONEČNÝ, V., KUČERA, M., ŽEC, B., ELEČKO, M., HRAŠKO, L., KOVÁČIK, M., PRISTAŠ, J. (2005). *Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v M 1: 50 000 a 1:500 000*. Bratislava (ŠGÚDŠ).
- KIRBY, E., WHIPPLE, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009.
- KONEČNÝ, V., KONEČNÝ, P., KUBES, P., PÉCSKAY, Z. (2015). Paleovolcanic reconstruction of the Neogene Vepor statovolcano (Central Slovakia), part I. *Moneralia Slovaca*, 47, 1-76.
- LIFTON, N. A., CHASE, C. G. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
- MAGLAY, J., HALOUZKA, R., BAŇACKÝ, V., PRISTAŠ, J., JANOČKO, J. (1999). *Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1:500 000*. Bratislava (MŽP SR – GS SR).
- MASEK, J. G., ISACKS, B. L., GUBBELS, T. L., FIELDING, E. J. (1994). Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13941-13956.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1986). *Geomorfologické členenie SSR 1: 500 000*. Bratislava (Slovenská kartografia).
- MINÁR, J., BIELIK, M., KOVÁČ, M., PLAŠIENKA, D., BARKA, I., STANKOVIAN-SKY, M., ZEYEN, H. (2011). New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics*, 502, 158-174. DOI: 10.1016/j.tecto.2010.04.003.
- PENCK, W. (1953). *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology*. London (MacMillan Press).

- PÉREZ-PEÑA, J. V., AZAÑÓN, J. M., BOOTH-REA, G., AZOR, A., DELGADO, J. (2009a). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research*, 114, F02018, 1-15, DOI:10.1029/2008JF001092.
- PÉREZ-PEÑA, J. V., AZAÑÓN, J. M., AZOR, A. (2009b). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35, 6, 1214-1223 DOI: 10.1016/j.cageo.2008.06.006.
- PLAŠIENKA, D. (1999). *Tectochronology and paleotectonic model of the Jurassic – Cretaceous evolution of the Central Western Carpathians*. Bratislava (Veda).
- POLÁK, M., FILO, I., HAVRILA, M., BEZÁK, V., KOHÚT, P., KOVÁČ, P., VOŽÁR, J., MELLO, J., MAGLAY, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., SIMAN, P., BUČEK, S., HÓK, J., RAKÚS, M., LEXA, J., ŠIMON, L. (2003a). *Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. 1: 50,000*. Bratislava (ŠGÚDŠ).
- POLÁK, M., FILO, I., HAVRILA, M., BEZÁK, V., KOHÚT, P., KOVÁČ, P., VOŽÁR, J., MELLO, J., MAGLAY, J., ELEČKO, M., VOŽÁROVÁ, A., OLŠAVSKÝ, M., SIMAN, P., BUČEK, S., SIRÁNOVÁ, Z., HÓK, J., RAKÚS, M., LEXA, J., ŠIMON, L., PRISTAŠ, J., KUBEŠ, P., ZAKOVIČ, P., LIŠČÁK, P., ŽÁKOVÁ, E., BOROVIČ, D., VANĚKOVÁ, H. (2003b). *Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. 1: 50,000*. Bratislava (ŠGÚDŠ).
- SHI, C. (2019). Ages and magnitudes of base level fall and valley downcutting in ten tributaries (the Ten Kongduis) of the upper Yellow River, China. *Geomorphology*, 325, 29-39. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.10.005.
- STRAHLER, A., (1952). Hypsometric (area–altitude curve) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1141.
- STRAHLER, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 913-920.
- VITOVIC, L., MINÁR, J. (2018) Morphotectonic analysis for improvement of neotectonic subdivision of the Liptovská Kotlina Basin (Western Carpathians). *Geografický Časopis*, 70, 197-2016, DOI: 10.31577/geogrcas.2018.70.3.11.
- VOJTKO, R., PETRO, L. U., BENOVIČ, A., BÓNA, J., HÓK, J. (2012). Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia). *Geomorphology*, 138, 276-294.
- WALCOTT, R. C., SUMMERFIELD, M. A. (2008). Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. *Geomorphology*, 96, 174-186. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.08.001.
- WILLGOOSE, G., HANCOCK, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 611-623. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199807)23:7<611::AID-ESP872>3.0.CO;2-Y.
- WOBUS, C., WHIPPLE, K., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special Paper of the Geological Society of America*, 398, 55-74. DOI: 10.1130/2006.2398(04).
- WOLFRAM ALPHA LLC. (2020). *Wolfram|Alpha*, [Online]. Dostupné na: <http://www.wolframalpha.com/> [cit: 26-2-2020].

*Roberta Prokešová*

# FLUVIAL LANDSCAPE RESPONSE TO TECTONIC PERTURBATION: AGE ESTIMATE OF SURFACE UPLIFT BASED ON MORPHOMETRIC INDICES (CASE STUDY FROM THE WESTERN CARPATHIANS)

Morphometric methods based on the extraction of topographic metrics and morphometric indices are commonly applied to reveal the neotectonic history of the fluvial landscape. Nevertheless, lithological or climate-induced complexities can conceal tectonic signals recorded in the surface topography to stay unidentified by the single topographic metric or morphometric index. It is especially true in areas, where the manifestations of tectonic movements are not so strong and expressive. The composite  $R$  index, proposed by Demoulin (2011), is designated to eliminate the effect of lithological complexity but remains sensitive to tectonic perturbations. Consequently, it has high potential to be successfully applied in lithologically heterogeneous areas with moderate expressions of tectonic activity.

The present-day topography is a young feature of the Western Carpathians, which have been strongly affected by vertical neotectonic movements in the Pliocene to Quaternary times. However, this young tectonic overprint is often hidden by lithological complexity, especially in the Inner Western Carpathians area. In this study, we applied the  $R$  index to identify a pattern of neotectonic movements (e.g., differential versus en-block uplift) in the left side of the upper Hron drainage basin where the landscape tectonic rejuvenation has already been recognised. We calculated both, the “raw” and corrected (i.e. adjusted by catchment shape correction factor)  $R$  indices for the eighteen Hron sub-catchments initially selected by morphometric criteria, including stream order, catchment size, and the morphology of elementary morphometric indices (i.e. basin hypsometry, basin drainage hypsometry, and mainstream profile). Afterwards, we analysed how the values of  $R$  indices correlate with catchment area  $A$ .

The relatively strong positive correlation between  $\ln(A)$  and both, raw ( $R$ ) and adjusted ( $R^*$ ) indices can point to the spatially homogeneous character of the last accelerated uplift stage in the study area, except the Rohozná basin, whose neotectonic history is slightly incompatible with other catchments in the area. We also tested the efficiency of the method to estimate the age of this youngest surface uplift phase. According to Demoulin (2012), the slope  $S_R$  of the linear relation  $R = f(\ln A)$  is time-dependent and can provide relevant information about the age of the youngest surface uplift event. Using the  $S_R$  indices and power-law function proposed by Demoulin (2012) we have estimated the age of this last tectonic perturbation to be ~349 ka and ~79 ka, based on  $R$  and  $R^*$  indexes, respectively. The adjustment of  $R$  indexes by the catchment shape correction factor shifts the ages towards the considerably lower (younger) values. Although the statistical parameters of the analysed correlations are not a clear indicator of the results reliability, the observed differences in the Middle Pleistocene terrace levels point to the younger age of the surface uplift (i.e. 79 ka with a confidence interval 57 – 113 ka) in the study area.

Our preliminary results suggest that method proposed by Demoulin (2011 and 2012) is a promising tool, which can be successfully used to evaluate the character of surface uplift (or base-level fall) in the areas with complex lithology. Above all, we highly appreciate its potential for morphometric dating. We will apply the technique in other areas of the Western Carpathians and compare the results with those obtained by other morphometric methods.



Article first received: May 2019  
Article accepted: August 2020

