

ČASOVO-PRIESTOROVÁ VARIABILITA MORFOLÓGIE DIVOČIACEHO A MIGRUJÚCEHO VODNÉHO TOKU BELÁ

Anna Kidová, Milan Lehotský*

* Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, geogkido@savba.sk, geogleho@savba.sk

Spatio-temporal morphological variability of the braided-wandering river Belá

The paper deals with the braided-wandering type of channel organization. The river reach of the River Belá (1,7 km long) situated in the north of Slovakia has been analysed in order to comprehend its evolutionary trend. Historical maps and aerial photos (1837-2009, nine time horizons) with comparable discharge conditions have been used for the pattern investigation in the ArcGIS. The braided as well as migration indices have served as main tools for the assessment of changes in braided pattern. From 2003 until 2009 the number of islands increased by a third but the number of bars decreased by half. In spite of higher channel water levels during the time of imaging in 2001 and 2008, the decrease of the braiding index value by a half was observed. The notable decrease of the migration index does not correspond to the increasing trend of the number of islands. The decreasing trend of the erosion corridor shows the long term degradation of the river system as is reflected by changes such as the channel straightening or the increase in the area of islands. The present status could be considered as the near-threshold behaviour of the dynamic metastable equilibrium river system.

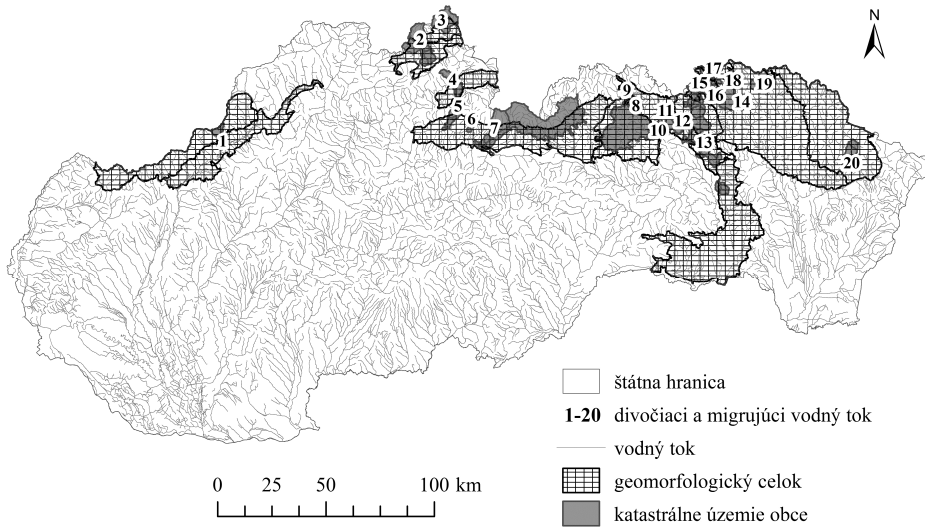
Key words: channel changes, extreme floods, pattern, indices, braided-wandering river, the River Belá

ÚVOD

Napriek tomu, že divočiace riečne systémy nie sú v celosvetovom meradle zriedkavým prírodným fenoménom, bol ich výskum relatívne zanedbávaný (Bristow a Best 1993 a Richardson 1997). Zvýšená pozornosť sa im začala venovať len v poslednom období, čo dokazuje aj relatívne vysoký počet publikovaných prác (tab. 1). Prvá konferencia zameraná na morfológiu divočiacych vodných tokov sa uskutočnila v roku 1992 v Londýne a väčší progres v tejto oblasti výskumu sa odzrkadlil už na druhej konferencii venovanej divočiacim vodným tokom, ktorá sa uskutočnila v Birminghame v roku 2003 (Smith et al. 2006).

Výskyt vodných tokov s divočiacim a migrujúcim riečnym pôdorysom na území Slovenska (tab. 2) v súčasnosti predstavuje približne 0,2 % z ich celkovej dĺžky (49 774,8 km, obr. 1). Uvedenie si faktu, že väčšina hlavných slovenských vodných tokov (Dunaj, Váh, Hron, Ondava, Torysa, Topľa, Laborec a pod.) mala v minulosti na určitých úsekoch viackorytovú pôdorysnú vzorku, nás oprávňuje považovať súčasných 95,1 km takýchto vodných tokov za unikátne a vzácné. Zároveň poskytujú možnosti hľadania a interpretovania environmentálnych príčin ich zmien, z čoho prirodzene vyplýva aj potreba ich ochrany.

Pre pochopenie zákonitostí správania sa divočiacych a migrujúcich riečnych systémov sú podľa autorov Bristowa a Besta (1993) kľúčovými tieto okruhy otázok: a) mechanizmus vývoja a genézy lavíc, b) dynamika prúdenia a



Obr. 1. Výskyt divočiach a migrujúcich vodných tokov na Slovensku v súčasnosti

Dĺžka divočiach a migrujúcich riečnych úsekov bola identifikovaná na základe ortofotomáp Slovenska v GoogleEarth v mierke cca 1:1 000 z roku 2006 a 2009. Základným kritériom na klasifikáciu riečnych úsekov bola šírka koryta väčšia ako dva metre a ich vizuálna identifikácia v mape (pozri tab. 2).

transportu sedimentov v rozdeľujúcich sa korytách a sútokoch, c) vplyv prietoku na pôdorys vodného toku, d) dôsledok systémovej hierarchie v koryte, e) vplyv vedľajšieho prúdenia na rozvoj lavíc. Cieľom nášho príspevku je prezentácia základných teoreticko-metodologických východísk výskumu morfológie divočiach a migrujúcich vodných tokov a analýza trendu vývoja štruktúry pôdorysnej vzorky vybraného riečneho úseku vodného toku Belá v deviatich časových horizontoch od roku 1823 do roku 2009. Na základe aplikácie indexu divočenia a migrácie predpokladáme, že ich časová variabilita je v priamom vzťahu s časovou variabilitou vodných stavov, t. j. indexy s nižšími hodnotami indikujú obdobia s nižším výskytom extrémnych prietokov a naopak indexy s vyššími hodnotami poukazujú na obdobia s frekventovanejším výskytom extrémnych prietokov. V súvislosti so snahou klasifikovať a charakterizovať fluviálne procesy vodných tokov Slovenska s dôrazom na súčasnosť je rieka Belá pre výskum zaujímavá o to viac, že bola zaradená do siete chránených území NATURA 2000 s výskytom biotopov európskeho významu SKUEV0141 (ŠOP SR 2010).

ZÁKLADNÉ DEFINÍCIE VIACKORYTOVÝCH VODNÝCH TOKOV A ICH CHARAKTERISTIKA

Existuje viacero chápaní viackorytových (divočiach, migrujúcich, anastomóznych, angl. *anabranching*) vodných tokov. Nejasný rozdiel medzi divočiachmi vodnými tokmi a inými viackorytovými systémami zdôraznil Bristow (1987). Podľa Bridgea (1993) termín „divočenie“ má niekoľko obmien, formo-

Tab. 1. Výber zahraničných prác zameraných na výskum divočiacich a migrujúcich vodných tokov

Autor	Rok	Skúmané regióny a krajina	Názov rieky	Predmet výskumu	Dnový materiál	Metóda výskumu
Blodgett, R. H., Stanley, K. O.	1980	Nebraska, USA	Platte	stratifikácia, dnové formy, vplyv prietoku na morfológiu koryta	veľmi hrubý piesok	priečne profilovanie, historické dáta prietokov, analýza leteckých snímok
Richardson, W. R. R. et al.	1996	Bahadurabad, Bangladéš	Brahmaputra	sekundárne prúdenie, vnútrokorytové zmeny	piesok	akustický Dopplerov profilovač prúdenia
Xu, J.	1997	Hubei, Čína	Hanjiang	vývoj centrálnych lavíc	piesok	index divočenia, meranie brehovej erózie, prietokov, naplavených sedimentov, morfometria
Tal, M. et al.	2004	Canterbury, Nový Zeeland/ Nebraska, USA	Waitaki/ Platte	vplyv ripariálnej vegetácie	štrk	laboratórne akvaduktové experimenty, celulárny numerický model
Liébault, F., Piégay, H.	2002	Provence-Alpes-Côte d'Azur, Francúzsko	Bléone, Buëch, Drôme, Eygues, Giffre, Loire, Allier, Ouvèze, Ubaye	zužovanie koryta	štrk	historické dáta, dendrochronológia, land-use zmeny, priečne profilovanie, hydrologické dáta
Bridge, J. S., Lunt, I. A.	2006	North Slope, Aljaška USA/ Nebraska, USA/ Bangladéš	Sagavanirktok/ Calamus, Niobrara / Brahmaputra-Jamuna	naplaveninové modely	štrk/ piesok/ piesok	*GPR profily
Huggenberger, P., Regli, Ch.	2006	Švajčiarsko/ Friaul, Taliansko	Rhine/ Tagliamento	sedimentologický model	štrk, piesok/ štrk	*GPR dáta
Hicks, D. M. et al.	2007	Canterbury, Nový Zeeland	Waitaki, Waimakariri	morfologické zmeny ovplyvnené ripariálnou vegetáciou	štrk	laboratórny experiment, terénny výskum, ****LiDAR, digitálna fotogrametria
Dufour, S. et al.	2007	Allex, Francúzsko	Drôme	štruktúra porastu pionierskych drevín	štrk	štatistické analýzy, korytová geometria
Egozi, R., Ashmore, P.	2009	Alberta, Kanada	Sunwapia	definícia a meranie intenzity divočenia	štrk	Froudeov fyzický model, dáta z terénneho výskumu
Surian, N. et al.	2009	Pinzano-San Paolo, Taliansko	Tagliamento	korytové zmeny, transport a pohyb sedimentov	štrk, kamere	analýza leteckých snímok, priečne profilovanie, analýza veľkosti a farbenie sedimentov
Bertoldi, W. et al.	2009a	Villuzza, Comino, Flagogna, Taliansko	Tagliamento	prúdenie rieky, dynamika sedimentov, vegetačná pokrývka	štrk, podložie	analýza leteckých snímok, observácia farbených sedimentov v teréne
Bertoldi, W. et al.	2009b	xxx	xxx	zmeny pôdorysu	piesok	laboratórny fyzický model
Fotherby, L.M.	2009	Nebraska, USA	Platte	uzavretie doliny ako limitujúci faktor divočenia	štrk	analýza leteckých snímok, hydrologické dáta, priečne profilovanie
Tal, M., Paola, Ch.	2010	xxx	xxx	efekt vegetácie na korytové zmeny	piesok	laboratórne experimenty
Bertoldi, W. et al.	2011	Friuli Venezia Giulia, Taliansko	Tagliamento	priestorová a časová dynamika ripariálnej vegetácie	štrk	**NDVI klasifikácia, ***ASTER, ****LiDAR

*Ground-penetrating radar, **Normalized Difference Vegetation Index, ***Advanced Space Borne Thermal Emission and Reflection Radiometer, ****Light Detection And Ranging

Tab. 2. Výskyt vodných tokov s divočiacion/migrujúcim riečnym pôdorysom na území Slovenska v smere Z – V a S – J

Názov vodného toku	Celková dĺžka vodného toku (km)	Dĺžka divočiaceho/migrujúceho úseku (km)	Stav k roku	Výskyt vodných tokov	
				Geomorfologický celok	Katastrálne územie obce
1 Vlára	11,586	1,298	2006	Biele Karpaty, Považské podolie	Horné Smie
2 Mútnanka	23,183	7,164	2006	Podbeskydská vrchovina, Podbeskydská brázda	Mútna, Novor, Behádovo, Krúšenica, Breza
3 Suchý potok	7,918	0,339	2006	Podbeskydská brázda	Oravská Polhora
4 Studený potok	27,454	1,300	2006	Skorušinské vrchy	Nižná, Oravský Biely Potok
5 Suchý potok	13,040	2,008	2006	Podtatranská kotlina	Kvačany, Liptovské Matiašovce, Liptovská Slnica
6 Smečianka	17,231	0,289	2006	Podtatranská kotlina	Smečany
7 Belá	22,570	14,916	2009	Podtatranská kotlina	Podtureň, Liptovský Hrádok, Liptovský Peter, Vavrišovo, Pribylina, Liptovská Kokava, Vysoké Tatry
8 Jakubianka	21,316	3,915	2006	Špišsko-šaríšké medzihorie, Levočské vrchy	Nová Ľubovňa, Jakubany, Javorina
9 Kolačkovský potok	12,702	4,715	2006	Špišsko-šaríšké medzihorie, Levočské vrchy	Kolačkov, Nová Ľubovňa
10 Torysa	125,703	16,240	2006	Levočské vrchy, Špišsko-šaríšké medzihorie, Košická kotlina	Tichý potok, Brezovica, Torysa, Krivany, Lipany, Jakubova Voľa, Pečovská Nová Ves, Šabinov, Šarišské Michalany, Ostrovany, Veľký Šariš, Kendice, Petrovany
11 Kučmanovský potok	9,940	2,901	2006	Špišsko-šaríšké medzihorie	Šarišské Dravce, Torysa
12 Lúčan	9,626	0,748	2006	Špišsko-šaríšké medzihorie	Lipany
13 Lútnika	17,341	4,234	2006	Čergov, Špišsko-šaríšké medzihorie	Pečovská Nová Ves, Lútna, Olejňakov
14 Topľa	132,039	13,421	2009	Čergov, Ondavská vrchovina	Getlachov, Malcov, Lukov, Livov, Bartdejov, Komárny, Hrabovec
15 Kamenec	12,290	6,348	2006	Ondavská vrchovina	Petrová, Gaboliov, Sveržov
16 Sveržovka	12,089	5,883	2006	Ondavská vrchovina, Busov	Nižný Tvarožec, Sveržov, Tarnov
17 Oľchovec	6,834	0,769	2006	Ondavská vrchovina	Petrová
18 Kamenec	21,678	3,193	2006	Ondavská vrchovina	Chmelová, Zborov, Bartdejov
19 Ondava	143,639	1,411	2006	Ondavská vrchovina	Dubová, Nižný Mirošov
20 Uďava	38,524	4,013	2006/2009	Ondavská vrchovina	Nižná Jablonka, Papin, Zubné
Σ	686,703	95,105			

Lokalita výskytu je určená na základe celkov v rámci geomorfologického členenia SR (Mazúr a Lukniš 1978) a katastrálnych hraníc obcí, ktorými jednotlivé vodné toky prechádzajú (stav k roku 2006-2009).

val sa desiatky rokov a pri jeho definovaní je potrebné zohľadniť: a) rozdiel medzi riečnymi lavicami a ostrovmi, b) presnú podstatu vzájomného vzťahu medzi prietokom a tvorbou lavíc alebo ostrovov, c) mechanizmus odchýlok koryta, podľa ktorých vieme riečne systémy definovať ako divočiace alebo ako anastomózne.

Leopold a Wolman (1957) definovali divočiacy vodný tok ako prúdenie vody v dvoch alebo viacerých korytách okolo aluviálnych ostrovov. Lane (1957) hovorí aj o prítomnosti lavíc a opakovanom rozdeľovaní už rozdelených korýt. Schumm (1977) rozlíšil divočiace rieky s ostrovmi bez vegetácie alebo s občasnou vegetáciou a vetviace sa alebo anastomózne riečne systémy s dobre vyvinutou vegetáciou na ostrovoch. Neil (1973) a Church (1983) definovali divočiacy vodný tok ako viackorytový systém so štrkovým dnom, s vysokou energiou a nízkou kľukatosťou. Knighton a Nanson (1993) ako prví odlíšili divočiace a anastomózne rieky, pričom posledné sú charakteristické nízkou energiou s prevažne jemnozrnným až organickým sedimentom. Anastomózne rieky majú podľa týchto autorov stabilnejšie brehy a ostrovy, ktoré zvyčajne pretrvávajú niekoľko desaťročí alebo storočí (Nanson a Knighton 1996). Charlton (2008) označuje korytá migrujúcej rieky za relatívne plytké a Parker (1979) a Montgomery a Buffington (1993) zdôrazňujú, že divočiace korytá sú v porovnaní s meandrujúcimi alebo priamymi korytami zvyčajne širšie. Richardson (1997) zdôrazňuje, že jadro problému medzi odlíšením divočiacych a anastomóznych korýt tkvie v chápaní rozdielu medzi centrálnou lavicou, ostrovom a výškou hladiny vody v koryte. Dôležitým determinantom pri rozlíšení divočiaceho a anastomózneho vodného toku je podľa autorov Goudieho (2004) a Burgea (2006) prítomnosť vegetácie v koryte a jej stabilizačná funkcia.

Brierley a Fryirs (2005) poukazujú na odlišnosti divočiaceho, migrujúceho a anastomózneho vodného toku na základe ich priečných profilov. Divočiaca rieka predstavuje laterálne neuzavretý riečny systém nachádzajúci sa v podmienkach s mierne strmým sklonom koryta s výskytom častých avulzií. Rýchlo sa meniaci prietokový režim zvyšuje výkon rieky, čím zabezpečuje transport veľkého množstva sedimentov a zároveň eróziu brehov, čo spôsobuje formovanie širokých a plytkých korýt. Vysoká nestabilita opätovne sa rozdeľujúcich a spájajúcich korýt oddelených lavicami a ostrovmi zapríčiňuje variabilitu textúry dna, meniaci sa stupeň dominancie korýt, stupeň divočenia a dominanciu lavíc alebo ostrovov (Brierley a Fryirs 2005). Podobne Acuna a Tockner (2009) zdôrazňujú, že viackorytový systém divočiacych štrkonosných riek oddelený lavicami, ostrovmi a mobilnými brehmi je charakteristický eróziou lavíc a ostrovov, depozíciou sedimentov, avulziami korýt, mobilizáciou a ukladaním veľkých zvyškov dreva a rozvojom plôšok porastených vegetáciou. Toto všetko ho predurčuje k vysokej dynamike. Ako uvádzajú Gray a Harding (2007), zdrojová zóna divočiacych riek je charakteristická dvoma typmi podmienok: a) v zdrojovej zóne sa vyskytuje dostatok erodovateľného materiálu, najčastejšie v oblastiach s glaciálnou alebo post-glaciálnou modeláciou alebo pri aktívnych horotvorných procesoch, b) v horských polohách dochádza k výdatným lokálnym zrážkam – zvyčajne súvisia so strmými horskými hrebeňmi schopnými vytvárať vlastnú klímu. Vzájomným pôsobením zrážok, riečnych sedimentov a sklonu povodia sa vytvárajú podmienky, ktoré spôsobujú, že koryto vodného toku sa začne rozvetvovať.

Migrujúce rieky so štrkovým dnovým materiálom predstavujú prechod medzi meandrujúcimi a divočiacími riekami a sú charakteristické typickými vlastnosťami oboch. Majú menej aktívnych koryt a lavíc ako divočiace rieky, resp. je možné identifikovať dominantné koryto. Korytá sú laterálne aktívne s mierne veľkým pomerom šírky/hĺbky a spolu s divočiadou riekou sa zaraďujú medzi vodné toky s vysokou energiou (Brierley a Fryirs 2005).

Redefinície divočiaceho a migrujúceho vodného toku podľa Greškovej a Lehotského (2004) hovoria o vzťahu medzi rozvetvujúcim sa korytom a prísunom hrubozrnného materiálu vo forme riečnych sedimentov. Divočiaci vodný tok (*braided stream*) predstavuje vodný tok s vyšším sklonom, výrazne premenlivým prietokom, s dostatočným prísunom hrubozrnného (štrkového až balvanovitého) materiálu. Vytvára systém viacerých aktívnych (často meniacich polohu) veľmi plytko zarezaných koryt, oddelených od seba nestabilnými lavicami s typickou zapletenou nepravidelne klúkatou pôdorysnou vzorkou. Dominuje bočná (laterálna) erózia, pričom hĺbková (vertikálna) erózia toku je minimálna. Migrujúci vodný tok (*wandering stream*) predstavuje tok s viacerými vetviacimi a opätovne sa spájajúcimi aktívnymi ramenami. Migrácia nastáva obvykle v miestach, kde rieka opúšťa uzavretú dolinu a priteká do širokej doliny alebo kotliny. V týchto úsekoch sa znižuje spád rieky a nastáva premiestňovanie koryta v laterálnom smere. Podľa Charltona (2008) je ale tento spád menší ako pri divočiacych korytách. Typický špecifický výkon migrujúcej rieky je $30\text{--}100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Church 1983).

Brierley a Fryirs (2005) definujú aj tretí typ systémov s viackorytovou pôdorysnou vzorkou – anastomózne, rozvetvujúce sa vodné toky (*anastomosing, anabranching*), ktoré sa podobne ako divočiace a migrujúce rieky tiež zaraďujú medzi laterálne neuzavreté riečne systémy. Avšak ich energia je veľmi nízka s výkonom rieky $< 8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, čo sa odzrkadľuje v ich stabilnom viackorytovom pôdoryse, zatiaľ čo avulzie sú bežné (Jain a Sinha 2004 a Brierley a Fryirs 2005). Do značnej miery je to spôsobené kohezívnym charakterom nivy. Vyskytujú sa pri nižších hodnotách sklonu koryta a v transporte sedimentov prevažujú plaveniny. Významnú stabilizačnú funkciu tu potom zohráva vegetácia (Brierley a Fryirs 2005). Vysoká variabilita každej osobitnej vetvy/koryta s vlastnou pôdorysnou vzorkou s nezávislým stupňom klúkatosti alebo indexom divočenia (Bridge 1993) potom v anastomózných riekach nevylučuje prítomnosť laterálne stabilných priamych koryt alebo laterálne aktívneho divočenia a meandrovania. Termín „*anastomosing*“ sa teda používa pri opise podskupiny rozvetvujúcich sa koryt s nízkou energiou. Jednou z ich spektra je aj migrujúci riečny systém so štrkovým dnom (Charlton 2008).

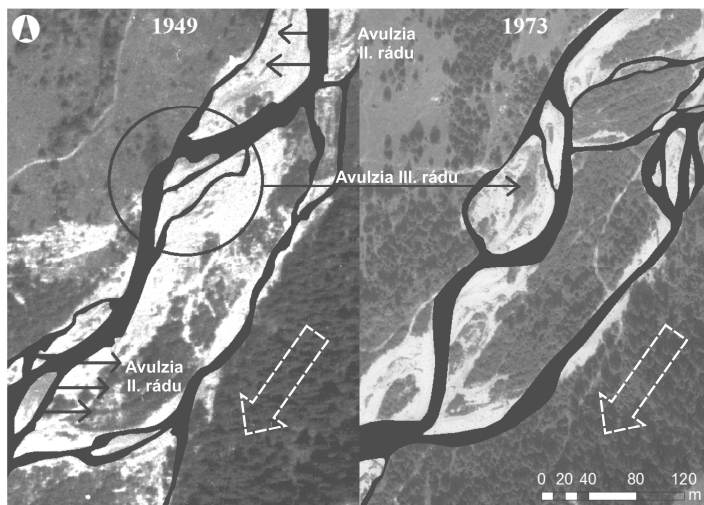
V terminológii viackorytových riečnych systémov sú určité nejasnosti medzi termínmi „*anabranching*“ a „*anastomosing*“. Nomenklatúra podľa autorov Nansona a Knightona (1996) označuje termínom „*anabranching*“ všetky pôdorysné vzorky riek, ktoré majú viac ako jedno aktívne koryto.

Divočiace a migrujúce rieky sú vysoko dynamické riečne systémy vyznačujúce sa častou zmenou pozície koryta. Je možné konštatovať, že laterálna migrácia koryta (*lateral channel migration*) poukazuje na mieru dynamiky procesov, ktoré prebiehajú v divočiacych a migrujúcich vodných tokoch. Zmeny sú spôsobené narušením brehov koryt a lavíc eróznymi procesmi (Charlton 2008). Pri migrácii koryt zároveň dochádza k tvorbe početných lavíc a vyplňa-

niu starých korýt riečnym sedimentom (Nordseth 1973). Nasleduje transport a akumulácia sedimentov, následne aj pohyb lavicových foriem a v nivou ohraničených podmienkach dochádza k ich priestorovej transformácii. Migrácia alebo posun (*shifting*) v rámci koryta podľa Bertoldiho et al. (2009b) predstavuje špecifickú zmenu polohy, veľkosti a usporiadania individuálnej časti (elementu) riečneho systému za určitý čas pri zachovaní konštantného počtu korýt.

Viakorytové riečne systémy s intenzívnym prietokovým režimom sú náchylné na reokupáciu starých korýt a presúvanie lavíc v aktívnom koryte. Avulzie (*avulsion*) alebo premiestnenie, presunutie koryta do nižšej časti nivy sa považuje za znak laterálnej nestability koryta (Schumm 1985) a prekročenie prahových hodnôt rovnováhy, ktoré je typickým procesom prebiehajúcim v takomto type vodných tokov. Podľa Brierleyho a Fryirsa (2005) sa rozlišujú tri typy avulzií: avulzia prvého (presunie sa jednoduché koryto), druhého (hlavné koryto mení svoju pozíciu v rámci viakorytového riečneho systému) a tretieho rádu (početná akrécia korýt s častým presúvaním a transformáciou lavíc). Príčinou avulzií môžu byť sedimentové vlny, lokálne tektonické procesy, zmena prietoku a sedimentovej záťaže, brehové a svahové poruchy, akumulácie zvyškov dreva alebo ľadové bariéry (obr. 2).

Akrécia divočiaceho koryta (*braid channel accretion*) bežná pre viakorytové riečne systémy sa prejavuje ukladaním sedimentov na vrchole lavíc, čo podporuje rozvoj stabilných ostrovov. Inou formou pretvárania koridoru divočenia je podľa Webba a Dragovicha (2004) jeho zvliekanie (*stripping*). Ide o proces vyskytujúci sa buď na ostrovoch alebo na nive, ktoré sú procesom vertikálnej akrécie pokryté jemnozrnnými sedimentami, avšak v čase vysoko-energetického prúdenia vody (povodne) dochádza k ich odneseniu. Výsledným efektom je zvlhnený povrch v jednej úrovni.

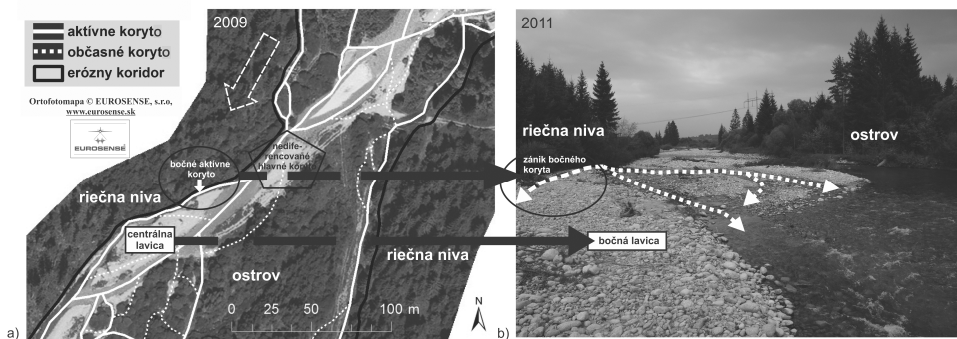


Obr. 2. Avulzie II. rádu (smer laterálneho presúvania koryta) a III. rádu (presúvanie a transformácia lavíc) viakorytového riečneho úseku vodného toku Belá

Prerušovaná šípka naznačuje smer pohybu prúdenia vody.

S určitou možno povedať, že divočiace riečne systémy reagujú na zmeny prietoku vnútrokorytovými zmenami. Pri vysokých prietokoch, keď prebieha najväčší transport riečnych sedimentov, korytá divočiach tokov sú vymývané a dnový materiál je odnesený do nižších častí povodia. Centrálna lavica sa zväčša modifikujú. Naopak, počas menších prietokov prebieha v koryte maximálna sedimentácia, na dne dochádza k agradácii a modifikácii nových foriem (obr. 3), pričom rýchlosť agradácie závisí od zdroja sedimentov, klimatických a tektonických podmienok. V tomto čase dochádza k formovaniu nových lavíc alebo zväčšovaniu už existujúcich. Ako sa prietok ďalej znižuje, niektoré centrálna lavice vytvárajú novú emergentnú štruktúru formujúc tak novú úroveň divočenia (Bristow a Best 1993).

Pochopenie vplyvu rozdielných povodňových udalostí a identifikácia korytoformujúceho prietoku je dôležitou úlohou fluvialnej geomorfológie už niekoľko dekád (napr. Wolman a Miller 1960, Wolman a Greason 1978, Pickup a Rieger 1979, Lewin 1989 a Richards 1999). Na rozdiel od meandrujúcich vodných tokov s jednoduchým korytom, v ktorých kľúčové procesy prebiehajú v rámci celej škály prietokov, v divočiach vodných tokoch väčšina korytových zmien asociuje so zmenami dnovej morfológie len pri vysokých prietokoch, ktoré sú pre každú rieku individuálne (Ashmore 1982).



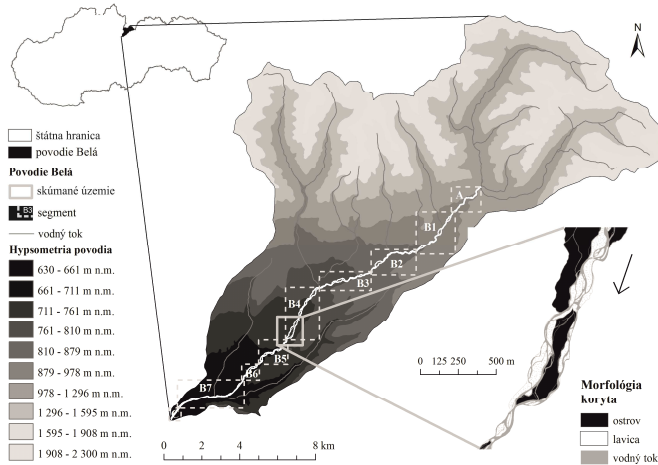
Obr. 3. Príklad zmeny pôdorysu riečného úseku Belej za obdobie rokov 2009-2011
a) Centrálna lavica v roku 2009 a nediferencované hlavné koryto. Šípka naznačuje smer pohybu prúdenia vody. b) Zánik bočného koryta a zmena centrálnej lavice na bočnú. Výskyt avulzií III. rádu (bodkovaná čiara) v hlavnom koryte v roku 2011 (Foto: A. Kidová, 2011).

SKÚMANÉ ÚZEMIE

Skúmaným územím je riečny úsek vodného toku Belá. Je najvýznamnejším pravostranným prítokom rieky Váh (obr. 4). Riečna sieť povodia Belej je výrazne asymetrická, prevažujú pravo-stranné prítoky, ktorými Belá zbiera vody z východnej polovice Západných Tatier (Kamenistý potok, Bystrá a Račková). Plocha povodia predstavuje 244 km² s minimálnou nadmorskou výškou 630 m n. m. a maximálnou nadmorskou výškou 2 494 m n. m. V podmienkach Slovenska ide o stredne veľké povodie.

Belá má režim odtoku typický pre toky so zdrojovou zónou vo vysokohorskom prostredí, kde sú zrážky významnú časť roka viazané vo forme snehu. Priemerný ročný prietok dosahuje na Podbanskom 3,5 m³.s⁻¹ (Majerčáková et al. 2007) a pri ústí v Liptovskom Hrádku 6,8 m³.s⁻¹ (Šipikalová, ed. 2006).

Minimálne prietoky sú zaznamenávané prevažne vo februári, maximálne v čase topenia snehu v máji, keď sú rádovo 8- až 9-krát vyššie ako v najmenej vodných mesiacoch (Majerčáková et al. 2007).



Obr. 4. Lokalizácia povodia vodného toku Belá v rámci Slovenska s vyznačením skúmaného územia (7,9 rkm-9,9 rkm)

Vyčlenené segmenty sú podrobne popísané v tab. 3.

Belá predstavuje v pôdorysnej vzorke koryta typický štrkonosný divočiaci a migrujúci vodný tok s vysoko nekohéznymi riečnymi sedimentami o veľkosti zrna Φ -9,0 – -3,0. Podľa klasifikačného systému Rosgena (1994) môžeme vodný tok Belá podľa prevládajúceho sklonu a priečného profilu označiť ako typ toku D a DA so sklonom menej ako 0,5 percenta. Podľa dominantného materiálu v koryte je klasifikovaná ako štrkonosná rieka s indexom vnorenia väčším ako 4,0. Ide o typ rieky s viacpočetnými korytami s veľmi variabilným indexom šírka/hĺbka a indexom kľukatosti.

V zhode s hierarchickou klasifikáciou morfológie riek (RMHC) podľa Lehotského (2004) rozpoznávame na Belej tri zóny a deväť segmentov (tab. 3). Segment zdrojovej zóny (A) je plošne najmenší a predstavuje pokračovanie Kôprovej a Tichej doliny ako súčasť Tatranského podhoria. Geomorfologicky ho charakterizuje fluvialne rezaná vysočina a morénová a glaciálno-fluvialna podvrchovina. Kvartér je zastúpený zvyškami morén a sutinami. Transferovú zónu (B) tvorí sedem segmentov. Horská časť je budovaná granitoidmi a kryštalickými bridlicami. V kotlinovej časti z podložia vystupuje na viacerých miestach na povrch typický flyš vnútrokarpatského paleogénu (ilovce, siltovce a pieskovce). Dominantné sú mladšie glaciálno-fluvialne a fluvialne sedimenty (Gross et al. 1979). Z hľadiska recentných fluvialnych procesov je táto zóna najdynamickejšia. Odozgová zóna (C) je geologicky a sklonitostne obmedzená na náplavový kužeľ vyvinutý nad sútokom Belej s Váhom.

Doposiaľ dosiahnuté výsledky pri výskume morfológie Belej sa dotýkajú problematiky antropogénneho vplyvu na morfológiu koryta identifikáciou troch hlavných vývojových flukтуаčných fáz (Kidová 2010) a správania sa riečneho systému ovplyvňovaného pulzovými vplyvmi (povodňové prietoky). Na zákla-

de týchto výsledkov môžeme konštatovať, že riečny systém Belej je nestabilný a prevažne degraduje (Kidová a Novotný 2010). Skúmaný riečny úsek dlhý 1,7 km so sklonom takmer 1 % bol vybraný ako časť najmenej antropogénne ovplyvnených riečnych úsekov segmentov Z morfológického hľadiska predstavuje hranicu medzi lavicovým (B4) a lavicovo-ostrovňovým segmentom (B5), t. j. reprezentuje riečny úsek s divočiaceou aj migrujúcou pôdorysnou vzorkou (tab. 3).

Tab. 3. Segmenty vodného toku Belá vyčlenené v zmysle hierarchickej klasifikácie morfológie riek (RMHC)

Segment	Sklon (%)	EK _{ss} - súčasná šírka erózneho koridoru (m)	EK _{max} - maximálna šírka erózneho koridoru (m)	*IUSEK Index uzavretia súčasného erózneho koridoru	Dominantná pôdorysná vzorka koryta (maximálny počet ramien na priečnom profile)	Súčasná poloha erózneho koridoru na dne doliny	Spriahnutosť erózneho koridoru so svahmi	Antropogénny vplyv
A	2,51	34,92	296,66	8,49	4	transverzálna	polospriahnutý	malý
B1	2,20	58,86	756,28	12,84	5	centrálna	nespriahnutý	malý
B2	1,79	51,97	913,01	17,56	4	pravostranná	nespriahnutý	stredný
B3	1,68	51,96	848,42	16,32	5	ľavostranná	polospriahnutý	stredný
B4	1,67	110,81	852,53	7,69	7	centrálna	nespriahnutý	vysoký
B5	1,28	58,36	617,24	10,57	5	transverzálna	polospriahnutý	žiadny
B6	1,17	62,89	568,28	9,03	4	pravostranná	nespriahnutý	vysoký
B7	1,16	44,60	1 027,06	23,02	5	pravostranná	polospriahnutý	veľmi vysoký
C	0,93	52,42	1 164,41	22,21	5	pravostranná	nespriahnutý	veľmi vysoký

*IUSEK = EK_{max}/EK_{ss} (veľmi uzavretý 1 < 2, uzavretý 2 < 4, stredne uzavretý 4 < 6, málo uzavretý 6 < 10, voľne široký >10)

POUŽITÉ METÓDY

Pri hodnotení vývoja pôdorysnej vzorky (*river channel pattern*) divočiaceho a migrujúceho vodného toku Belá sme vychádzali z údajov diaľkového prieskumu zeme (DPZ) a historických máp. Zamerali sme sa na analýzu leteckých meračských snímok (LMS), ortofotosnímok a mapových podkladov za posledných 100 až 120 rokov. Časové horizonty leteckých meračských snímok boli vybrané tak, aby zobrazovali stav pôdorysnej vzorky vždy po extrémnom vodnom stave. V prostredí GIS boli, ako zdrojové dáta priestorových informácií, zdigitalizované: historické mapy z rokov 1823 (2. vojenské mapovanie pre územie Slovenska, mapové listy N-35 Col.N-XXXV a N-36 Col.N-XXXV, Arcanum 2005), 1938 (reambulovaná mapa 3. vojenského mapovania Uhorska z obdobia 1. Československej republiky), letecké meračské snímky DPZ z rokov 1949, 1961, 1973, 1986 a 1992 z Topografického ústavu plk. Jána Lipského a ortofotosnímky z rokov 2004 a 2009 (Eurosense Slovakia). Zo získaných podkladov sa vektorizovali hranice erózneho koridoru, koryt a jednotlivé vnútrokorytové štruktúry. Hranice koryt boli vedené po okraji brehu, za ktorý bola považovaná hranica medzi korytom a príľahlou vegetáciou, alebo štrkovou lavicou (pripojenou) a príľahlou vegetáciou. Súčasná šírka erózneho koridoru (aktívne divočiace koryto) a maximálna šírka erózneho koridoru

(historický erózný koridor) boli identifikované v zmysle práce Piégay et al. (2005). Správnosť interpretácie dát z DPZ bola na kritických miestach overená terénnym mapovaním. Takto analógovo interpretované koryto považujeme za koryto v morfológickom zmysle slova (Lehotský a Grešková 2005) reprezentujúce jeho plný prietok (*bankfull*). Za stav plného koryta (*bankfull discharge*) zistený observáciou v teréne považujeme výšku hladiny 100 cm v jej hornej časti rieky (Podbanské – Pribylina) a 140 cm v jej dolnej časti (Pribylina – Liptovský Hrádok). Prvý povodňový stupeň sa podľa údajov SHMÚ zaznamenáva pri 130 cm na vodomernej stanici na Podbanskom a pri 150 cm na vodomernej stanici v Liptovskom Hrádku.

Pri rektifikácii a následnom spracovaní informácií sme brali do úvahy jednotlivé chyby, ktoré pri nich vznikajú. Týkajú sa hlavne samotných LMS (skreslenie optiky, deformácie spôsobené nerovnosťou terénu, atď.), rektifikácie (horizontálna presnosť) a vektorizácie (veľkosť pixla, vyhraničenie jednotlivých hraníc, skreslenie, tieň, vegetácia a poveternostné vplyvy), ako ich podrobne definujú práce Remote sensing (2003), Photogrammetric mapping (2002) a Lagasse et al. (2004), pričom sme vychádzali z práce Hughesa et al. (2006).

Pre interpretáciu výsledkov nám poslúžili hydrologické dáta extrémnych povodňových udalostí (Martincová a Pekárová 2010 a Pekárová et al. 2011), ktoré pri odpočte prekročili výšku hladiny 160 cm na vodomernej stanici v Liptovskom Hrádku (tab. 4 a 5). Práve tieto zvýšené prietoky výrazne ovplyvňujú vnútrokorytové procesy a pretváranie pôdorysnej vzorky skúmaného vodného toku.

Tab. 4. Výskyt extrémnych povodňových udalostí ($Q > 60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $H > 160 \text{ cm}$ v Liptovskom Hrádku) na vodnom toku Belá v porovnaní s dátumom vyhotovenia zdrojových mapových podkladov

Zdrojové dáta	1823	1938	1949	1961	1973	1986	1992	2003
Extrémne prietoky	1813	1934	1948	1958	1968	-	1997	2001

Tab. 5. N-ročnosť zaznamenaných extrémnych povodňových udalostí na vodnom toku Belá na vodomerných staniciach v Liptovskom Hrádku a na Podbanskom

Rok extrémneho prietoku	Dátum	Liptovský Hrádok		Podbanské		n-ročnosť
		Q ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	H (cm)	Q ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	H (cm)	
1813	25.8.1813	0,0*	0*	0,00*	0*	0*
1934	18.7.1934	0,0*	0*	179,00	260	50
1948	10.6.1948	0,0*	0*	74,00	144	7
1958	29.6.1958	0,0*	0*	180,00	160	50
1968	29.7.1968	109,0	200	68,20	148	5
1997	8.7.1997	166,8	191	72,00	212	510
2001	25.7.2001	73,3	184	45,00	166	24
2008	23.7.2008	60,5	168	62,41	159	25

* nezistený údaj

Na meranie stupňa/intenzity divočenia sme použili index divočenia (*braiding index* – *BI*) – Ashmore (2009). Brice (1964) definoval index divočenia dvojitou sumou dĺžok všetkých ostrovov a (alebo) lavíc (L_b) v riečnom úseku o dĺžke (L_r) meranej jeho stredom:

$$BI = 2 \sum L_b / L_r.$$

Brice (1964) označil tento index ako „prechodný“, čo súvisí so zmenami vodného stavu. Modifikáciu jeho indexu divočenia pridaním hodnoty celkového počtu lavíc v rámci dĺžky riečneho úseku (Germanoski a Schumm 1993) sme použili pre výpočet indexu divočenia pre náš skúmaný riečny úsek podľa vzťahu:

$$BI = 2 \sum L_b / L_r + \sum N_b / L_r,$$

kde L_b je dĺžka osí lavíc, L_r je kolmá dĺžka riečneho úseku a N_b je počet lavíc. Vzhľadom na potrebu identifikovania stupňa rozvetvenia korýt aj v migrujúcich vodných tokoch sme zvolili na tento účel index podľa Frienda a Sinhu (1993), ktorý znie:

$$MI = \sum L_p / L_{phk},$$

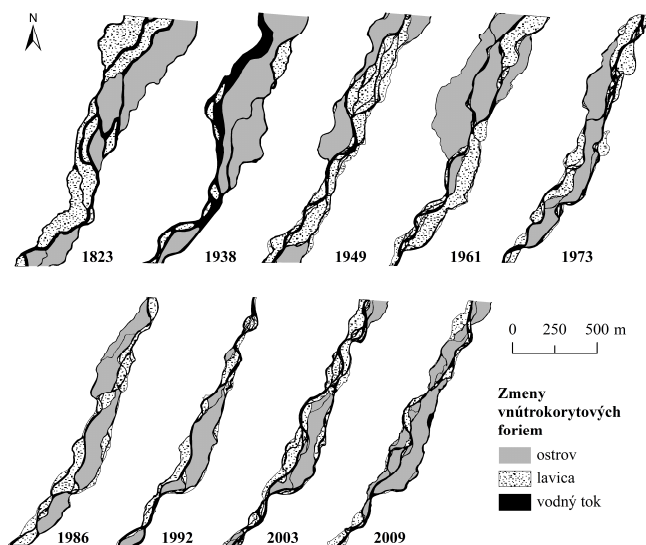
kde L_p je dĺžka prúdnic všetkých korýt a L_{phk} je dĺžka prúdnice hlavného koryta, ktoré je možné oproti divočiacej riečnej sústavě pri migrujúcich vodných tokoch jasne identifikovať.

VÝSLEDKY

Na skúmanom riečnom úseku (obr. 5) sme vyhodnotili zmeny indexu divočenia a migrácie, medzi ktorými môžeme bezprostredne sledovať interakciu s celkovými hydrologickými podmienkami.

Najmenší počet lavíc (tab. 6) sme zaznamenali v rokoch 1823 a 1938, čo však nemusí zodpovedať skutočnosti, keďže tieto dva mapové zdroje vykazujú vysokú mieru nepresnosti. Za revelantnejšie a korektnejšie údaje považujeme dáta získané kvantifikáciou leteckých snímok. Index divočenia dosahuje najvyššie hodnoty v roku 1973, čo súvisí aj s opakujúcimi sa vysokými prietokmi v priemere každých 10 až 14 rokov (1934, 1948, 1958 a 1968) za skúmané obdobie. Index migrácie dosahuje v tomto roku svoje minimum, čo odzrkadľuje najvyšší počet lavíc a najväčší rozdiel medzi ich počtom a počtom ostrovov za celé sledované obdobie. Po roku 1973 bol zaznamenaný ďalší väčší prietok až v roku 1997 (t. j. až o 24 rokov neskôr), čo malo za následok vysoko pravdepodobné sedimentologické zmeny vo vnútrokorytovej morfológii. Toto tvrdenie vychádza z faktu, že počet lavíc sa od roku 1973 až do roku 1992 výrazne zredukoval, avšak počet ostrovov sa vo vodnom toku výrazne nezmenil. Ďalšou geomorfologickou zmenou prešiel vodný tok Belá až po povodni v roku 1997, čo sa prejavilo zvýšeným počtom lavíc, ale čo je zaujímavé, aj počtom ostrovov (MLS z roku 2003). Geomorfologický účinok povodne transformoval pôvodné lavice, úplne ich oderodoval alebo vytvoril celkom nové, čo je pri divočiacej vodných tokoch veľmi bežné (Bristow a Best 1993). Z geomorfo-logického hľadiska je zaujímavý moment, keď sa prevažne najširšie koryto divočiaceho a

migrujúceho vodného toku prehĺbuje a zarezáva (*channel incision*) do podložia, ako si môžeme všimnúť aj v prípade sledovaného riečne-ho úseku vodného toku Belá (okolo 1-2 m za skúmané obdobie). Od roku 2003 do roku 2009 stúpol počet ostrovov o tretinu a počet lavíc takmer o polovicu klesol. V tomto období sledujeme pokles hodnoty indexov divočenia tiež o po-lovicu, a to aj napriek výskytu povodňových koryto pretvárajúcich prietokov v rokoch 2001 a 2008. Markantne klesol aj index migrácie, čo nezodpovedá stúpajúcemu trendu v počte ostrovov.

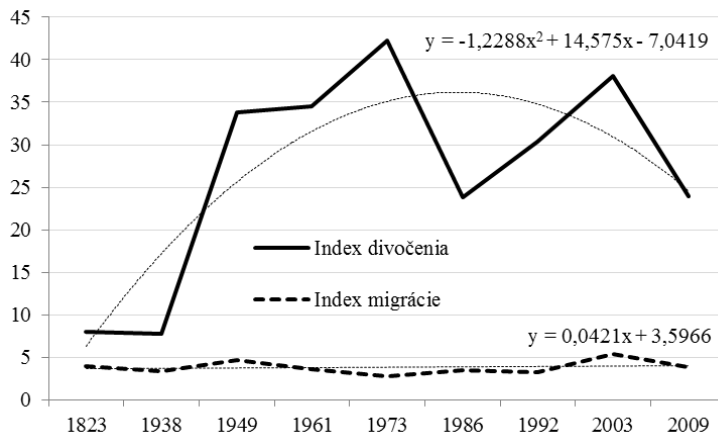


Obr. 5. Zmeny (počet a plocha) vnútrokorytových foriem (lavíc a ostrovov) v sledovanom riečnom úseku vodného toku Belá od roku 1823 do roku 2009

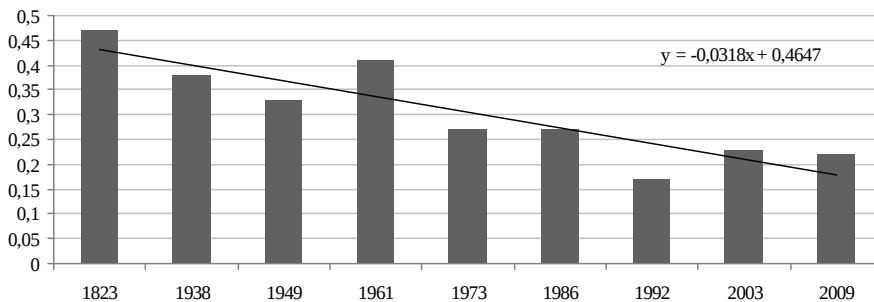
Tab. 6. Sledované parametre pre výpočet indexu divočenia a indexu migrácie skúmaného riečneho úseku vodného toku Belá

Zdrojové dáta	Σ dĺžok prúdnic (km)	Dĺžka prúdnice hlavného koryta (km)	Lavice		Ostrovy		Σ dĺžok osí lavíc (km)	Index divočenia Germanoski a Schumm (1993)	Index migrácie Friend a Sinha (1993)
			Počet	Plocha (km ²)	Počet	Plocha (km ²)			
1823	8,312	2,101	8	0,136	6	0,246	2,844	7,95	3,96
1938	6,485	1,942	11	0,021	3	0,234	1,153	7,73	3,34
1949	9,234	1,986	46	0,157	5	0,104	6,055	33,77	4,65
1961	9,469	2,601	50	0,136	7	0,217	4,716	34,53	3,64
1973	8,948	3,226	63	0,104	5	0,110	4,835	42,23	2,77
1986	6,998	2,026	33	0,091	4	0,136	3,981	23,80	3,45
1992	6,551	1,993	45	0,051	5	0,078	3,587	30,32	3,29
2003	10,666	1,986	56	0,088	13	0,072	4,734	38,04	5,37
2009	7,534	1,987	36	0,040	17	0,132	2,601	23,94	3,79

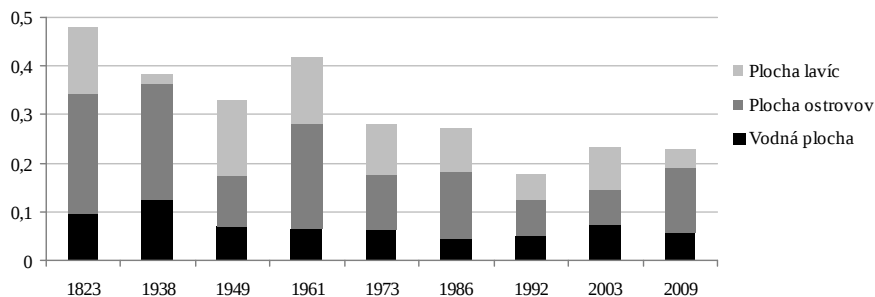
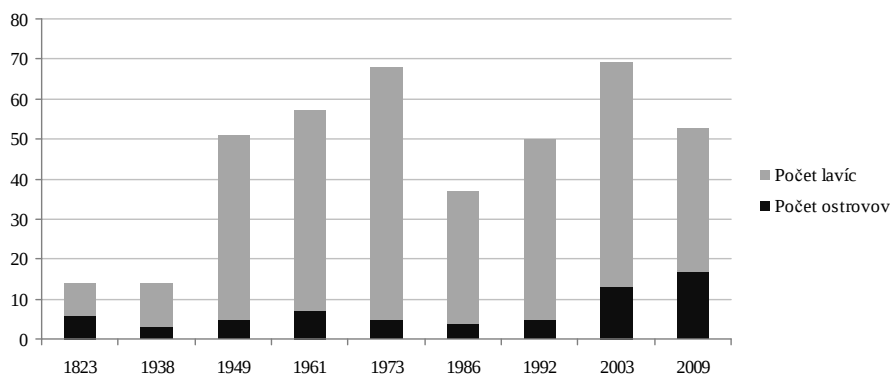
Plocha erózneho koridoru s klesajúcim trendom (obr. 7) poukazuje na dlhodobú degradáciu riečneho systému, čo sa odráža vo vnútrokorytových zmenách, ako je napriamovanie alebo nárast plochy ostrovov. Tento trend potvrdzuje aj porovnanie plochy lavíc a ostrovov (obr. 8), v ktorom dominujú plochy ostrovov počas celého sledovaného obdobia, okrem rokov 1949 a 2003. V týchto rokoch prevažujú plochy štrkových lavíc, čo je pravdepodobne spôsobené výskytom extrémnych povodní v roku 1948, 1997 a 2001. Za posledných takmer 40 rokov (1973-2009) pozorujeme na skúmanom riečnom úseku relatívne rovnakú plochu ostrovov, čím je možné považovať procesy migrovania v tomto období za viac-menej stabilizované (obr. 6). Pritom platí, že so zväčšujúcou sa plochou ostrovov sa zvyšuje aj miera stabilizácie koryta. Fakt, že v skúmanom riečnom úseku prevažujú v hlavnom koryte procesy divočenia, dokazuje aj z roka na rok premenlivá plocha lavíc a ich výrazný nepomer v porovnaní s počtom ostrovov (obr. 9).



Obr. 6. Priebeh indexov divočenia a migrácie počas sledovaného obdobia (1823-2009)

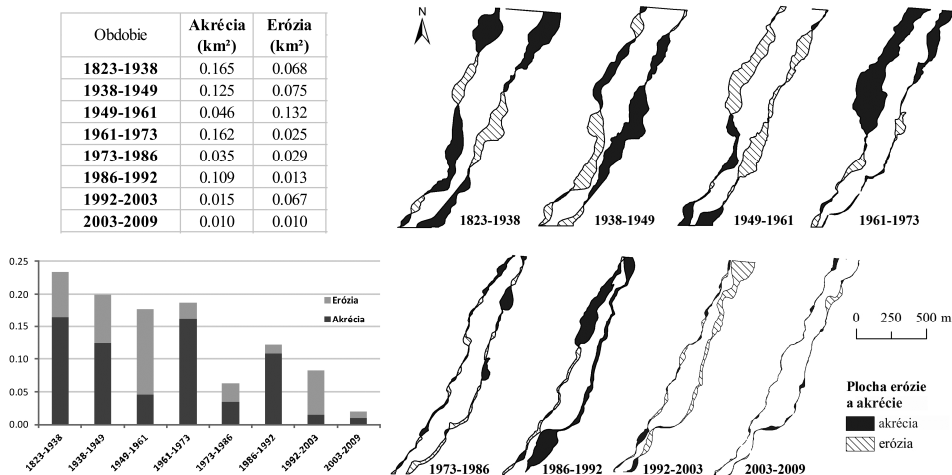


Obr. 7. Plocha (km²) erózneho koridoru v období rokov 1823-2009
Krivka naznačuje klesajúci trend.

Obr. 8. Plochy (km²) vnútrokorytových foriem v období rokov 1823-2009

Obr. 9. Počet lavíc a ostrovov v období rokov 1823-2009

Hlavnou príčinou všetkých zmien vnútrokorytových foriem sú erózne-akumulačné procesy úzko súvisiace s aktuálnymi hydrologickými a klimatickými podmienkami v povodí. Na skúmanom riečnom úseku výrazne prevažujú procesy akumulácie (obr. 10). Výnimkou je obdobie medzi rokmi 1949 a 1961, v ktorom prevažujú procesy brehovej erózie, ktoré korelujú s najväčšími plochami lavíc v tomto období. Prevažujúce erózne procesy sme zaznamenali aj v období medzi rokmi 1992 a 2003. Dokazujú, že pri procesoch laterálnej erózie narastá plocha štrkových lavíc a veľkosť plochy ostrovov. Vplyvom erózie brehov sa do koryta dostáva viac sedimentov, čím autoregulačnými procesmi dochádza aj k tvorbe alebo nárastu nových vnútrokorytových foriem, v našom prípade najčastejšie štrkových lavíc. Na sledovanom riečnom úseku sme zaznamenali počas celého obdobia značné rozdiely medzi plochami erózie a akumulácie, preto je z hľadiska riečného systému blížiaci sa do stavu rovnováhy zaujímavé obdobie medzi rokmi 2003 a 2009, keď boli tieto plochy rovnaké.

Obr. 10. Plochy laterálnej erózie a akumulácie (km²) v období rokov 1823-2009

DISKUSIA

Pôdorys predstavuje geometrický obraz koryta rieky pri pohľade zhora slúžiaci na identifikáciu vzorky rieky (Lehotský a Grešková 2004). Pôdorys riečného systému poskytuje informácie aj o jeho charakteristike, dynamike a správaní sa (Schumm 1985). V tomto zmysle sme sa pokúsili identifikovať zmeny vnúorkorytových foriem na sledovanom riečnom úseku vodného toku Belá, kde sa preukázala veľká dynamika v pretváraní koryta počas celého sledovaného obdobia. Sledovanie a hodnotenie pôdorysnej vzorky divočiaceho riečného systému je ideálne počas vysokých korytotvorných prietokov (Bridge 1993). V praxi sa to však ťažko dosahuje, pretože sa v prírodnom prostredí nevyskytujú dostatočne frekventovane, na rozdiel napr. od stredných prietokov, ktorých pozorovanie odporúčali už Kellerhals et al. (1976) a Rust (1978). V snahe získať čo najexaktnejšiu predstavu o vývoji pôdorysnej vzorky vodného toku Belá sme zdrojové dáta porovnali pred a po extrémnej hydrologickej situácii, t. j. hydrologické dáta boli vybrané s vysokým predpokladom koryto pretvárajúcich prietokov.

Hodnotenie dlhodobých trendov vývoja morfológie riek založené primárne iba na pôdorysnej charakteristike nie je celkom ideálne, pretože pôdorys je len jedna premenná z celkového súboru charakteristík fluvialných procesov a výslednej morfológie riečného systému. Napriek tomu je jej prvým krokom (Nanson a Knighton 1996). Aj z tohto dôvodu sme pre sledovaný riečny úsek vodného toku Belá okrem analýzy pôdorysnej vzorky z LMS použili aj ďalšiu metódu zameranú na exaktný výpočet indexov divočenia a migrácie. Stupeň/intenzita divočenia (*braiding intensity*) je základná morfológická vlastnosť riek podobne ako geometria meandra pri jednoduchých korytových systémoch (Egozi a Ashmore 2008). Pochopenie kolísania hodnoty stupňa divočenia ako odozvy na vonkajšie podmienky (napr. Surian 1999) – dynamika a hydrolo-

gický režim divočiaceho riečneho systému – závisí od definovania a merania morfológie pôdorysu divočiaceho systému (Egozi a Ashmore 2008). Modifikácia indexu divočenia (Germanoski a Schumm 1993) vychádzajúca z Bricea (1964), ktorú sme použili na výpočet pre náš skúmaný riečny úsek, môže byť redukovaná možnosťou väčšieho indexu divočenia pri riečnom úseku s jednou väčšou lavicou než pri riečnom úseku s niekoľkými malými lavicami. Táto skutočnosť sa však v nami sledovanom riečnom úseku v neprejavila.

Aplikácia indexov pre divočiace vodné toky je v praxi limitovaná ich špecifickou použiteľnosťou a platnosťou (Bridge 1993). Niektoré sa však využívajú pomerne často (index počtu koryt a kľukatosti) v súvislosti s prúdením divočiacej rieky, špecifickým výkonom rieky, transportom sedimentov, morfológickými a vegetačnými parametrami a pozorovaním zmien podmienok v čase (Gran a Paola 2001). Problém, ktorý by mohol pri hodnotení pôdorysnej vzorky divočiaceho riečneho systému nastať, načrtol Bridge (1993) vo svojej práci, kde uvažuje, ktorý z korytových segmentov má byť vybratý pri určovaní stupňa kľukatosti a ktoré z lavíc treba zvoliť pri určovaní rozdelenia koryta.

Na meranie intenzity divočenia Egozi a Ashmore (2009) použili v laboratórnych podmienkach hydraulický model Froudovej škály prietoku (deväť etáp zvyšovania a znižovania prietoku), ktorý sa často využíva pri geomorfologických štúdiách štrkonosných divočiacych riek (napr. Shvidchenko a Kopaliani 1998, Warburton a Davies 1998). Každý experiment trval približne 70 hodín, počas ktorých sa intenzita divočenia na začiatku zvyšovala spolu so zvyšujúcim sa prietokom, potom sa konštantne ustálila okolo stredných hodnôt. Podobné výsledky môžeme pozorovať aj na našom sledovanom riečnom úseku, avšak nemožno ich úplne stotožňovať, keďže išlo o laboratórny experiment. Bastianon et al. (2012) pri výskume dvoch vodných tokov s divočiadou pôdorysnou vzorkou v Patagónii pozorovali konštantne sa zvyšujúci index divočenia pri simultánnom znížení plochy vegetačného krytu. Priemerný ročný prietok týchto riek však dosahuje až $110 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $1\,100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, čo v prvom prípade znamená povodňový prietok na našom skúmanom území. Rozdielna mierka a miesta výskytu sú potom rozhodujúce pri hľadaní spoločných vlastností a vzájomného vzťahu medzi hydrologickými podmienkami a morfológiou koryta na lokálnej úrovni. Preto bude v ďalšej fáze výskumu vhodnejšie sústrediť sa na porovnanie s vhodnými karpatskými tokmi približne rovnakých parametrov, ktoré nachádzame napr. v Poľsku (Czarny Dunajec a Bialka). V doteraz publikovaných prácach pojednávajúcich o morfológii týchto tokov sa však podobný výskum neprezentoval.

Plocha erózneho koridoru s klesajúcim trendom (obr. 6) poukazuje na dlhodobú degradáciu riečneho systému, čo je v súlade aj s výsledkami práce Bellettiho et al. (2012).

ZÁVER

Výsledky jednoznačne dokázali, že na skúmanom úseku rieky Belá v Podtatranskej kotline dochádza k morfológickým zmenám, akými sú laterálne presúvanie koryta, jeho zarezávanie, vznik, pretváranie, zánik štrkových lavíc a ich transformácia na ostrovné formy. Napriek tomu, že išlo len o 1,7 km dlhý riečny úsek, možno vysloviť hypotézu, že jeho správanie reprezentuje stav blíz-

ky prahovému, degradujúcemu správaniu viackorytového riečneho úseku, ktorý pravdepodobne dominuje aj pri iných riečnych úsekoch transferovej zóny. Z dlhodobejšieho hľadiska teda možno očakávať zjednodušovanie pôvodne rozvinutej divočiacej pôdorysnej vzorky koryta a jej postupnú transformáciu na migrujúci až jednokorytový typ. Extrémne povodňové prietoky síce čiastočne ovplyvňujú jej morfológické zmeny, avšak vzhľadom na relatívne nezmenený hydrologický režim je len na základe získaných výsledkov ťažké hľadať príčiny naznačeného trendu vývoja. Jednou z nich môže byť zmena krajinej pokrývky v povodí po roku 1961, keď nadobudol účinnosť lesný zákon č. 166/1960 Zb., zohľadňujúci environmentálne funkcie lesa a obmedzujúci pasenie v hôľnej časti povodia Belej, ako aj regulácia koryta na jej dolnom toku a výstavba malej vodnej elektrárne pod skúmaným úsekom. Potvrdenie týchto predpokladov si však vyžaduje ďalší výskum.

Príspevok bol vypracovaný v rámci vedeckého projektu č. 2/0106/12 financovaného vedeckou grantovou agentúrou VEGA.

LITERATÚRA

- ACUNA, V., TOCKNER, K. (2009). Surface-subsurface water exchange rates along alluvial river reaches control the thermal patterns in an Alpine river network. *Freshwater Biology*, 54, 306-320.
- ARCANUM (2005). *A Második Katonai Felmérés 1819-1869. A Magyar Királyság És A Temesi Bánság*. Arcanum Adatbázis Kft., HM Hadtörténeti Intézet és Múzeum Térképtára, Budapest. DVD-ROM, čísla mapových listov sú v texte.
- ASHMORE, P. E. (1982). Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 201-225.
- ASHMORE, P. (2009). Intensity and characteristic length of braided channel patterns. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 36, 1656-1666.
- BASTIANON, E., DUSSAILLANT, A., BERTOLDI, W. (2012). Outburst floods and morphology of Colonia and Baker Rivers, Patagonia. *Geophysical Research Abstracts*, 14, 1607-7962.
- BELLETTI, B., DUFOUR, S., PIÉGAY, H. (2012). Regional assessment of braided riverscape multi-decadal changes following large floods (Example of 12 reaches in South East of France). *Geophysical Research Abstracts*, 14, 1607-7962.
- BERTOLDI, W., GURNELL, A., SURIAN, N., TOCKNER, K., ZANONI, L., ZILIANI, L., ZOLEZZI, G. (2009a). Understanding reference processes: linkages between river flows, sediment dynamics and vegetated landforms along the Tagliamento River, Italy. *River Research and Applications*, 25, 501-516.
- BERTOLDI, W., ZANONI, L., TUBINO, M. (2009b). Planform dynamics of braided streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 547-557.
- BERTOLDI, W., DRAKE, N. A., GURNELL, A. M. (2011). Interactions between river flows and colonizing vegetation on a braided river: exploring spatial and temporal dynamics in riparian vegetation cover using satellite data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1474-1486.
- BLODGETT, R. H., STANLEY, K. O. (1980). Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska. *Journal of Sedimentary Research*, 50, 139-148.
- BRICE, J. C. (1964). *Channel patterns and terraces of the Loup rivers in Nebraska*. US Geological Survey Professional Paper, 422-D. Washington (United States Government Printing Office).

- BRIDGE, J. S. (1993). The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In Best, J. L., Bristow, C. S., eds. *Braided rivers*. Geological Society, London, Special Publications, 75, pp. 13-71.
- BRIDGE, J. S., LUNT, I. A. (2006). Depositional models of braided rivers. In Smith, S. G., Best, J. L., Bristow, C. S., Petts, G., eds. *Braided Rivers II. IAS Special Publication* 36, pp. 11-50.
- BRIERLEY, G. J., FRYIRS, K. A. (2005). *Geomorphology and river management. applications of the river styles framework*. Malden (Blackwell).
- BRISTOW, C. S. (1987). Brahmaputra River: channel migration and deposition. In Ethridge, F. G., Flores, R. M., Harvey, M. D., eds. *Recent developments in fluvial sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 39, pp. 63-74.
- BRISTOW, C. S., BEST, J. L. (1993). Braided rivers: perspectives and problems. In Best, J. L., Bristow, C. S., eds. *Braided rivers*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 75, 1-11.
- BURGE, L. M. (2006). Stability, morphology and surface grain size patterns of channel bifurcation in gravel-cobble bedded anabranching rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1211-1226.
- DUFOUR, S., BARSOUM, N., MULLER, E., PIÉGAY, H. (2007). Effects of channel confinement on pioneer woody vegetation structure, composition and diversity along the River Drôme (SE France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1244-1256.
- EGOZI, R., ASHMORE, P. (2008). Defining and measuring braiding intensity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2121-2138.
- EGOZI, R., ASHMORE, P. (2009). Experimental analysis of braided channel pattern response to increased discharge. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 114.
- FRIEND, P. F., SINHA, R. (1993). Braiding and meandering parameters. In Best, J. L., Bristow, C. S., eds. *Braided rivers: special publications* 75. London (Geological Society of London), pp. 105-112.
- FOTHERBY, L. M. (2009). Valley confinement as a factor of braided river pattern for the Platte River. *Geomorphology*, 103, 562-576.
- GERMANOSKI, D., SCHUMM, S. A. (1993). Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *The Journal of Geology*, 101, 451-466.
- GOUDIE, A. S., ed. (2004). *Encyclopedia of geomorphology*. London (Routledge).
- GRAN, K., PAOLA, C. (2001). Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resources Research*, 37, 3275-3283.
- GRAY, D., HARDING, J. S. (2007). Braided river ecology: a literature review of physical habitats and aquatic invertebrate communities. *Science for Conservation*, 279, 1-50.
- GREŠKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2004). Priestorové štruktúry riečnej krajiny. In Měkotová, J., Štěrba, O., eds. *Říční krajina 4: sborník příspěvků z konference*. Olomouc (Palackého univerzita), pp. 44-51.
- GROSS, P., VAŠKOVSKÝ, I., HALOUZKA, R. (1979). *Geologická mapa Liptovskej kotliny (1:50 000)*. Bratislava (Geologický ústav Dionýza Štúra).
- HICKS, D. M., DUNCAN, M. J., LANE, S. N., TAL, M., WESTAWAY, R. (2007). Contemporary morphological change in braided gravel-bed rivers: new developments from field and laboratory studies, with particular reference to the influence of riparian vegetation. *Developments in Earth Surface Processes*, 11, 557-584.
- HUGGENBERGER, P., REGLI, C. (2006). A sedimentological model to characterize braided river deposits for hydrogeological applications. In Smith, G. H., Best, J. L., Bristow, C. S., eds. *Braided rivers: process, deposits, ecology and management*. Malden (Blackwell), pp. 51-74.

- HUGHES, L., M., McDOWELL, F., P., MARCUS, A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74, 1-16.
- CHARLTON, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. New York (Routledge).
- CHURCH, M. (1983). Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In Col-linson, J. D., Lewin, J., eds. *Modern and ancient fluvial systems*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 6. Oxford (Blackwell), pp. 169-180.
- JAIN, V., SINHA, R. (2004). Fluvial dynamics of an anabranching river system in Himalayan foreland basin, Bagmati River, North Bihar Plains, India. *Geomorphology*, 60, 147-170.
- KELLERHALS, R., CHURCH, M., BRAY, D. I. (1976). Classification and analysis of river processes. *Journal of Hydraulic Division*, 102, 813-829.
- KIDOVÁ, A. (2010). Vývoj antropogénneho vplyvu na morfológiu koryta vodného toku – príklad rieky Belej. In Liga, J., Pavlovič, V., Strelková, M., Ríčov, D., Cáp, M., eds. *Mladí vedci 2010: zborník vedeckých prác doktorandov, mladých vedeckých a pedagogických pracovníkov*. Nitra (Fakulta prírodných vied Univerzity Konštantína Filozofa), pp. 485-491.
- KIDOVÁ, A., NOVOTNÝ, J. (2010). Správanie sa vrkočiacich a divočiach vodných tokov na príklade rieky Belá (Liptovská kotlina). In Herber, V., ed. *Fyzicko-geografický sborník 8: fyzická geografia a kulturní krajina*. Brno (Masarykova univerzita), pp. 131-137.
- KNIGHTON, A. D., NANSON, G. C. (1993). Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Process and Landforms*, 18, 613-625.
- LANE, E. W. (1957). *A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material*. MRD Sediment Series Report, 9. Omaha (United States Army Engineers Division, Corps of Engineers).
- LAGASSE, P. F., SPITZ, W., J., ZEVENBERGEN, L. W., ZACHMANN, D. W. (2004). *Handbook for predicting stream meander migration*. Washington (National Cooperative Highway Research Program).
- LEHOTSKÝ, M. (2004). River morphology hierarchical classification (RMHC). *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 39, 33-45.
- LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2004). Korytovo-nívné geosystémy a riečna krajina: prieskum a hodnotenie. *Geografie – sborník české geografické společnosti*, 109, 277-288.
- LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2005). Základné klasifikačné systémy a morfometrické charakteristiky korytovo-nívných geosystémov. *Geomorphologia Slovaca*, 5, 5-20.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. (1957). River channel patterns: braiding, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Papers*, 282b, 39-85.
- LEWIN, J. (1989). Floods in fluvial geomorphology. In Beven, K., Carling, P., eds. *Floods: hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. New York (Wiley), pp. 265-284.
- LIÉBAULT F., PIÉGAY H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers and streams of Southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 425-444.
- MAJERČÁKOVÁ, O., ŠKODA, P., DANÁČOVÁ, Z. (2007). Vývoj vybraných hydrologických a zrážkových charakteristík za obdobia 1961-2000 a 2001-2006 v oblasti Vysokých Tatier. *Meteorologický časopis*, 10, 205-210.
- MARTINCOVÁ, M., PEKÁROVÁ, P. (2010). Identifikácia zmien počtu extrémnych povodní a súch v radoch denných prietokov rieky Belá. *Acta Hydrologica Slovaca*, 11, 267-273.

- MONTGOMERY, D. R., BUFFINGTON, J. M. (1993). *Channel classification, prediction of channel response and assessment of channel condition*. Washington (University of Washington).
- NANSON, G. C., KNIGHTON A. D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 217-239.
- NEIL, C. R. (1973). *Hydraulic and morphological characteristics of the Athabasca River near fort assiniboine*. Edmonton (Research Council of Alberta, Civil Engineering Department).
- NORDSETH, K. (1973). Floodplain construction on a braided river: the islands of Koppangoyene on the River Glomma. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 27, 109-126.
- PARKER, G. (1979). Hydraulic geometry of active gravel rivers. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 105, 1185-1201.
- PEKÁROVÁ, P., MIKLÁNEK, P., HALMOVÁ, D., ONDERKA, M., PEKÁR, J., KUČÁROVÁ, K., LIOVÁ, S., ŠKODA, P. (2011). Long-term trend and multi-annual variability of water temperature in the pristine Bela River basin (Slovakia). *Journal of Hydrology*, 400, 333-340. Dotupné na: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411000825> (cit: 2012-12-10).
- PICKUP, G., RIEGER, W. A. (1979). A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. *Earth Surface Processes*, 4, 37-42.
- PIÉGAY, H., DARBY, S. E., MOSSELMAN, E., SURIAN, N. (2005). A review of techniques available for delimiting the erodible river corridor: a sustainable approach to managing bank erosion. *River Research and Applications*, 21, 773-789.
- PHOTOGRAMMETRIC MAPPING (2002). *Engineering and design, Manual No. 1110-1-1000*. Washington (US Army Corps of Engineers).
- REMOTE SENSING (2003). *Engineering and design, Manual No. 1110-2-2907*. Washington (US Army Corps of Engineers).
- RICHARDS, K. S. (1999). The magnitude-frequency concept in fluvial geomorphology: a component of a degenerating research programme. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 118, 1-15.
- RICHARDSON, W. R. (1997). *Secondary flow and channel change in braided rivers*. Thesis submitted to the University of Nottingham for the degree of Doctor of Philosophy.
- RICHARDSON, W. R., THORNE, C. R., MAHMOOD, S. (1996). Secondary flow and channel changes around a bar in the Brahmaputra River, Bangladesh. In Ashworth, P. J., Bennett, S. J., Best, J. L., McLelland, S. J., eds. *Coherent flow structures in open channels*. Chichester (Wiley), pp. 519-545.
- ROSGEN, D. L. (1994). A Classification of Natural Rivers. *Catena*, 22, 169-199.
- RUST, B. R. (1978). A classification of alluvial channel systems. In Miall A. D., ed. *Fluvial Sedimentology*. Calgary (Canadian Society of Petroleum Geologists), pp. 187-198.
- SCHUMM, S. A. (1977). *The fluvial system*. New York (Wiley).
- SCHUMM, S. A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- SHVIDCHENKO, A. B., KOPALIANI, Z. D. (1998). Hydraulic modelling bed load transport in gravel bed Laba River. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124, 778-785.
- SMITH, S. G., BEST, J., BRISTOW CH., PETTS, G. (2006). Braided rivers: where have we come in 10 years? Progress and future needs. In Smith, S. G., Best, J. L., Bristow, Ch. S., Petts, G. E., eds. *Braided river: process, deposits, ecology and management*. Malden (Blackwell), pp. 1-10.
- SURIAN, N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1135-1151.

- SURIAN, N., MAO, L., GIACOMIN, M., ZILIANI, L. (2009). Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1093-1107.
- ŠIPIKALOVÁ, H., ed. (2006). *Spracovanie hydrologických charakteristík za obdobie 1961-2000. Záverečné správy výskumnej úlohy SHMÚ*. Bratislava (Slovenský hydrometeorologický ústav).
- ŠOP SR (2010). *NATURA 2000*. Dostupné na: <http://www.soprs.sk/natura/index1.php?p=4&sec=5&kod=SKUEV0141> (cit: 2010-10-10).
- TAL, M., GRAN, K., MURRAY, A. B., PAOLA, CH., HICKS, D. M. (2004). Riparian vegetation as a primary control on channel characteristics in multi-thread rivers. In Bennett, S. J., Simon, A., eds. *Riparian vegetation and fluvial geomorphology: hydraulic, hydrologic and geotechnical interaction 8*. Washington (American Geophysical Union Monograph), pp. 43-58.
- TAL, M., PAOLA, C. (2010). Effects of vegetation on channel morphodynamics: results and insights from laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1014-1028.
- WARBURTON, J., DAVIES, T. R. H. (1998). Use of hydraulic models in management of braided gravel-bed rivers. In Klingeman, P. C., Beschta, R. L., Komar, P. D., Bradley, J. B., eds. *Gravel-bed rivers in the environment*. Highlands Ranch, Colorado (Water Resources Publications LLC), pp. 512-542.
- WEBB, A. A., DRAGOVICH, D. (2004). Episodic sediment pulses generated by forested flood plain stripping: Bruces Creek, Nadgee State Forest, southeastern Australia. In Golosov, V., Belyaev, V., Walling, D. E., eds. *Sediment transfer through the fluvial system*. IAHS Publication 288, pp. 13-20.
- WOLMAN, M. G., GREARSON, R. (1978). Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes*, 3, 189-208.
- WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, 54-74.
- XU, J. (1997) Study of sedimentation zones in a large sand-bed braided river: an example from the Hanjiang River of China. *Geomorphology*, 21, 153-165.

Anna Kidová, Milan Lehotský

SPATIO-TEMPORAL MORPHOLOGICAL VARIABILITY OF THE BRAIDED-WANDERING RIVER BELÁ

Occurrence of streams with the braided-wandering pattern in the territory of Slovakia (Tab. 2) accounts for about 0.2% of their total length – 49,774.8 km, (Fig. 1) at present. The fact that the majority of the principal Slovak streams (Rivers Danube, Váh, Hron, Ondava, Torysa, Topľa, Laborec etc.) have had the multi-channel pattern in the past is the reason why the present 95.1 km of such streams is considered unique and rare.

The aim of this article is presentation of basic theoretical and methodological tools for research into the morphology of the braided-wandering streams and analysis of the developmental trends in patterns of the selected reach of the River Belá in the nine time horizons from 1823 until 2009. Based on application of the braided and wandering indices it is presumed that the time variability has a direct relationship to the time variability of water tables – since lower value indices suggest periods with lower frequency of extreme discharges while higher value indices point to periods with frequent occurrence of extreme discharges.

The assessment of the river channel pattern of the braided-wandering Belá relied on remote sensing data and historic maps. Analysis of the aerial measurement (AM) im-

ages, orthophotographs and maps from the last 100-120 years was the basic step. Time horizons of the AM images were selected on a premise that they represent the status of the pattern always following an extreme water table. The researched river reach about 1.7 km long with an inclination of almost 1% was selected as part of the least anthropized segment based on classification criteria quoted in Table 3. Morphologically speaking, it is the boundary between the bar (B4) and bar-island segment (B5), since it represents the reach with the braided-wandering pattern.

The least number of bars in the studied river reach (Tab. 6) was observed in 1823 and 1938, which however does not have to be true as the two maps are quite inaccurate. The braiding index value was the highest in 1973, a fact explainable by the reiterated high discharges, which occurred every 10 to 14 years (1934, 1948, 1958 and 1968) during the study period. The migration index in the same year was minimal as reflected by the highest number of bars and the greatest difference in relation to number of islands for the total study period. After 1973, another big discharge was observed only in 1997 (24 years later) resulting in highly probable sedimentological changes in the inner-channel morphology. This assertion is based on the fact that the number of bars distinctly decreased between 1973 and 1992 although the number of islands in the stream did not markedly change. The Belá was subject to further geomorphological changes only after the 1997 flood – the number of bars increased and interestingly it was also accompanied by an increase in the number of islands in 2003. The number of islands increased between 2003 and 2009 by a third and the number of bars decreased by a half. A decrease of the braiding index by a half even in spite of occurrence of flood discharges in 2011 and 2008 has been observed in the same period. The migration index also decreased markedly which does not correspond to the increasing trend in number of islands. The area of erosion corridor showing the decreasing trend (Fig. 7) points to a long-term degradation of the river system as reflected in inner-channel changes such as the straightening or the increasing area of islands. This trend is also confirmed by comparison of the areas of bars and islands (Fig. 8), where island areas dominated throughout the period with the exception of 1949 and 2003. Areas of gravel bars prevailed in the quoted years probably due to extreme frequency of floods in 1948, 1997, and 2001. In the last 40 years (1973-2009) a relatively similar area of islands has been acknowledged in the studied river reach, which may mean that the migration processes more or less stabilized in the period in question (Fig. 6), whereas the increasing area of islands has been obviously accompanied by the increasing rate of channel stabilization. The fact that braiding prevails in the main channel of the particular river reach is proved by the year-to-year varying bar area and the distinct disproportion in the number of bars compared to number of islands (Fig. 9).

Translated by H. Contrerasová

Tento príspevok vznikol s podporou hardvéru získaného v rámci OP Výskum a vývoj pre projekt Centra excelentnosti: „Centrum pre rozvoj sídelnej infraštruktúry znalostnej ekonomiky“ SPECTRA+ (ITMS 26240120002), spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

