# GEOMORPHOLOGIA SLOVACA et Bohemica

## Volume 14 2014 Issue 1

## Morfologicko-sedimentová diferenciácia horského vodného toku a jeho odozva na povodňové udalosti

## Milan FRANDOFER, Milan LEHOTSKÝ

Association of Slovak Geomorphologists on the SAS The Czech Association of Geomorphologists Institute of Geography, Slovak Academy of Sciences

### Volume 14, 2014 – Issue 1

### December, 2014

## Hlavný redaktor / Editor - in - Chief

Milan Lehotský, Institute of Geography SAS, Bratislava, Slovak Republic

### Výkonný redaktor / Editor

Ján Novotný, Institute of Geography SAS, Bratislava, Slovak Republic

### Redakčná rada / Editorial Board

Pavel Bella, Slovak caves administration, Liptovský Mikuláš, Slovak Republic Jaromír Demek, Research Institute for Silva Tarouca landscape and ornamental gardening, Brno, Czech Republic Christine Embleton - Hamann, University of Vienna, Austria Ian S. Evans, Durham University, UK Zdenko Hochmuth, Pavol Jozef Šafarik Univerzity in Košice, Slovak Republic Jan Hradecký, Faculty of Science University of Ostrava, Czech Republic Juraj Hreško, Constantine the Philoshopher University in Nitra, Slovak Republic Philip Hughes, University of Manchester, UK Jan Kalvoda, Charles University in Prague, Czech Republic Karel Kirchner, Institute of Geonics, Czech Academy of Sciences, Brno, Czech Republic Kazimierz Klimek, University of Sosnowiec, Poland Dénes Lóczy, University of Pécs, Hungary Pavel Mentlík, University of West Bohemia, Plzeň, Czech Republic Piotr Migoń, University of Wroclaw, Poland Jozef Minár, Comenius University in Bratislava, Slovak Republic Miloš Stankoviansky, Comenius University in Bratislava, Slovak Republic Nicola Surian, University of Padova, Italy Vít Vilímek, Charles University in Prague, Czech Republic

## Redakcia / Editorial Office

Geomorphologia Slovaca et Bohemica, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava Elena Zabadalová, e-mail: geogezab@savba.sk; tel. č.+421 02 575 10 216

Issues per year: 2

Articles are peer-reviewed

Evidence number: 3561/09 Ministry of Culture Slovak Republic ISSN 1337 — 6799 IČO 31 781 195

## OBSAH/CONTENTS

ÚVOD	7
1 TEORETICKÉ A METODOLOGICKÉ VÝCHODISKÁ	8
1.1 Holocénne zmeny klímy a vývoj riečnych korýt	8
1.2 Dynamika riečneho koryta	9
1.3 Stav plného koryta	10
1.4 Povodeň ako geomorfologický proces	12
1.5 Horské rieky a rieky so skalno-aluviálnym dnom	13
1.6 Vybrané koncepty správania sa riek	14
2 SKÚMANÉ ÚZEMIE A VÝSKYT POVODNÍ	17
3 METÓDY VÝSKUMU	22
3.1 Tvorba databázy aplikujúc princípy hierarchickej klasifikácie morfológie riek	23
(RMIRC) 3.2 Analýza údajov diaľkového prieskumu Zeme a historických mán	23 26
3.3 Konštrukcia a analýza priečných profilov	20
3.4 Konštrukcia a analýza pozdĺžneho profilu	31
3.5 Granulometrické metódy	31
3.5.1 Granulometria hrubozrnných sedimentov z lokálnych zdrojov	32
3 5 2 Digitálna gravelometria pomocou programu SEDIMETRICS	33
3.6 Mapovanie foriem koryta	35
4 VÝSLEDKY A DISKUSIA	37
4.1 Geografický informačný systém morfológie rieky (RiMoGIS)	37
4.2 Priestorová diferenciácia koryta	38
4.2.1 Diferenciácia morfometrických parametrov koryta	38
4.2.1.1 Pôdorysné charakteristiky	38
4.2.1.2 Charakteristiky priečneho profilu	40
4.2.1.3 Charakteristiky pozdĺžneho profilu	43
4.2.2 Diferenciácia hydraulických parametrov koryta	43
4.2.3 Morfologické jednotky koryta	43
4.3 Geomorfologický efekt povodňových udalostí	47
4.3.1 Diferenciácia erózno-akumulačných prejavov povodní	47
4.3.2 Odozva povodní v priestorovej variabilite hrubozrnných sedimentov	51
4.3.2.1 Odozva povodní v prísune nealuviálneho materiálu – príklady	52
interakcie koryta so svahmi a skalným dnom	
4.3.2.2 Odozva povodní v sedimentoch na povrchu lavíc	55
4.4 Sedimentové vlny – organizácia fluviálnych procesov a foriem	58
ZÁVER	60
LITERATURA	62
PRILOHY	70

## RECENZENTI

Prof. Ing. Matúš Jakubis, PhD. Ing. Katarína Holubová, PhD. Ing. Miroslav Lukáč, PhD.

## POĎAKOVANIE

Srdečná vďaka patrí obom recenzentom práce, a to Prof. Ing. Matúšovi Jakubisovi, PhD. z Katedre lesnej ťažby, logistiky a meliorácií TU vo Zvolene, Ing. Kataríne Holubovej, PhD. a Ing. Miroslavovi Lukáčovi, PhD. z Výskumného ústavu vodného hospodárstva za ich cenné rady a pripomienky, ktoré významnou mierou prispeli k skvalitneniu monografie. Súčasne ďakujeme Slovenskému hydrometeorologickému ústavu a Eurosense, s.r.o. za poskytnutie hydrologických a zrážkových údajov a ortofotomáp.

Práca vznikla v rámci projektu č. 2/0106/12 financovaného grantovou agentúrou VEGA.

## ÚVOD

Dynamike súčasných geomorfologických procesov je v geografickej geologickej vedeckej komunite celosvetovo venovaná čoraz väčšia pozornosť. Súvisí to predovšetkým s meniacimi sa klimatickými podmienkami, ktoré majú oproti minulosti za následok častejší výskyt zrážkovo-odtokových extrémnych udalostí priebeh. podmieňujúcich ich intenzívnejší Všetky tri hlavné komponenty dynamickejších geomorfologických procesov, erózia, transport a akumulácia, predstavujú takto v mnohých prípadoch pre ľudskú spoločnosť prírodnú hrozbu. Z uvedených dôvodov je pochopiteľné, že tento trend výskumu reliéfu je vo vyspelých spoločnostiach vysoko aktuálny a detailné poznávanie a pochopenie zvýšenia súčasnej morfodynamiky je spoločensky žiaduce. Ich výskum má opodstatnenie aj v legislatíve na najvyššej úrovni prostredníctvom Rámcovej smernice o vodách EÚ, schválenej európskym parlamentom a radou.

Najvyššou morfodynamikou v našich prírodných podmienkach sa vyznačuje priestor riečnej krajiny. Naznačený objekt - riečna krajina a predmet – morfodynamika, prislúchajú fluviálnej geomorfológii. Táto disciplína bola rozvíjaná v krajinách Severnej Ameriky a Západnej Európy prakticky od počiatku vzniku geomorfológie. U nás sa fluviálna geomorfológia začala rozvíjať len v posledných dvoch desaťročiach (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2009), pričom stavia výlučne na základoch položených svetovými autormi. Výskum morfodynamiky našich riečnych systémov pod vplyvom klimatických fluktuácií bol takto prakticky zelenou lúkou pre projekt tejto štúdie už publikovaný (KIDOVÁ a LEHOTSKÝ 2012, RUSNÁK a ĽEHOTSKÝ 2014, LEHOTSKÝ, FRANDOFER, NOVOTNÝ, RUSNÁK, SZMAŃDA, 2013).

Celospoločenská potreba pochopenia priestorovej morfologickej diferenciácie a súčasného dynamického vývoja korýt vyžaduje interdisciplinárny prístup. Riziká povodní na tokoch v hornatých podmienkach nevyplývajú ani tak z procesov zaplavovania, ktoré je príznačné pre nížinné toky, ale dominantne z ich eróznoakumulačných efektov. Nedochádza tu k dlhodobej a rozsiahlej inundácii, resp. avulzii, ale najmä k degradácii koryta procesmi brehovej erózie a jeho zarezávania a v úsekoch s nižším gradientom k nadmernej agradácii. Vysoký prietok v neregulovaných korytách horských vodných tokov sa takto morfologicky neprejavuje vetvením, ale skôr vertikálne charakterizovanými stupňami voľnosti prispôsobovania sa koryta. Na základe týchto skutočností je nutné konštatovať, že pri riešení problematiky povodní u nás, a to nezáleží, či prebiehajú v horských alebo nížinných vodných tokoch, by mala mať fluviálna geomorfológia, tak ako je to v iných krajinách ako napríklad USA, Veľká Británia, Francúzsko, Taliansko, jedno z kľúčových postavení.

Inšpiráciou pre vznik tejto publikácie bola séria extrémnych zrážkovo-odtokových udalostí na hornom úseku rieky Topľa s významným geomorfologickým efektom v jeho koryte. Hlavným cieľom štúdie je prispieť k pochopeniu funkčných vzťahov medzi fluviálnymi formami, ich priestorovou diferenciáciou a procesmi ich zmien v horskej rieke. Skúmaným objektom je koryto rieky Topl'a v úseku od jej prameňa po Bardejov. Tento úsek predstavuje prechod zo zdrojovej zóny vnútri pohoria Čergov do znížených brázd Ondavskej vrchoviny, kde má rieka transferový charakter. Koryto Tople prešlo v posledných rokoch výraznou morfologickou zmenou pod vplyvom povodňových udalostí, najmä v úseku vnútri pohoria Čergov a blízkom predpolí. Objasnenie súčasného vývoja jej koryta spočíva v komplexnom a hierarchickom hodnotení štruktúry a dynamiky fluviálnych procesov, ich priestorovej diferenciácie prostredníctvom analýzy zodpovedajúcich fluviálnych foriem, vlastností a diferenciácie sedimentov a vplyvu nehomogénneho skalno-aluviálneho prostredia, v ktorom sa koryto nachádza. Naplnenie cieľa štúdie predpokladá realizovanie nasledovných parciálných úloh:

#### a) Vybudovanie geografického informačné-ho systému morfológie rieky Topľa – RiMoGIS (River Morphology Geographic Information System).

Spracovanie a analýza veľkého množstva priestorových údajov vyžaduje vhodný štruktúrny rámec, pomocou ktorého možno RiMo-GIS vybudovať. Metodologickou kostrou Ri-MoGIŠu je viacúrovňová Hierarchická klasifikácia morfológie riek (RMHC) (LEHOTSKÝ 2004). Náplňou tohto parciálneho cieľa je delimitácia skúmaného územia na požadovaných hierarchických úrovniach a vytvorenie štruktúry prvkov a atribútov príslušných geodatabáz. Delimitácia pozostáva z rozdelenia Povodia skúmaného toku na najvyššej úrovni na Zóny, ďalej na Segmenty, Korytovo-nivné jednotky a nakoniec na Korytové úseky. Databáza Korytových úsekov je cieľovou databázou s najväčším počtom atribútov, obsahujúcou najväčší podiel vstupných údajov o skúmanom území. V rámci budovania RiMoGISu bol stanovený parciálny cieľ s menšou váhou - členenie na ďalšej úrovni Morfologická jednotka. Keďže pri tejto úrovni sa jedná o veľmi veľkú mierku (areály s plochou často menšou ako 10 m<sup>2</sup>), úloha členenia na úrovni *Morfologických jednotiek* bola stanovená len vo vybraných reprezentatívnych *Korytových úsekoch*. Vybudovanie RiMoGIS bolo nutným predpokladom pre analytické a najmä syntetické zhodnotenie vstupných údajov získaných inými metódami výskumu.

b) Analýza priestorovej diferenciácie morfometrických, hydraulických a morfologických vlastností koryta vo vysokogradientovom prostredí.

Pozostáva zo zberu a analýzy priestorových údajov charakterizujúcich koryto, pričom vychádza z hierarchickej štruktúry jednotlivých subdatabáz RiMoGISu. Prvou skupinou údajov sú morfometrické parametre koryta, odvoditeľné z jeho pôdorysnej vzorky, z priečnych profilov a z pozdĺžneho profilu. Kombináciou údajov z priečnych profilov a sklonu koryta odvodzujeme vybrané hydraulické parametre – špecifické šmykové napätie a špecifický výkon toku. Druhá skupina údajov poukazuje na distribúciu morfologických jednotiek koryta, ktoré sú špecifické z hľadiska prejavu agradačnodegradačných procesov a prítomnosti skalného podložia alebo alúvia.

c) Analýza geomorfologického efektu extrémnych zrážkovo-odtokových udalostí.

Pozostáva zo zhodnotenia vybraných extrémnych odtokových udalostí a ich príčinných zrážok, konkrétne povodní z mája 1987, júna 2006, júla 2008 a júna 2010. Dalej najmä z kvantitatívneho vyhodnotenia rozsahu morfologicko-sedimentačnej odozvy v koryte na jednotlivé povodne pomocou analýzy údajov z dial'kového prieskumu Zeme, pričom najväčší dôraz je kladený na vplyv udalosti z júla 2008 a porovnanie efektov tejto povodne so staršími udalosťami. Poslednou úlohou pre naplnenie tohto parciálneho cieľa je identifikácia zdrojov pôvodne nealuviálnych hrubo-zrnných sedimentov, ktoré sa počas posledných dvoch povodní dostali do koryta a stanovenie miery ich konektivity v koryte a taktiež analyzovanie granulometrie hrubozrnných sedimentov laviciach, ktoré vznikli ako sedimentačný efekt povodní.

#### d) Syntetické hodnotenie diferenciácie fluviálnych procesov a foriem.

Predstavuje spracovanie konceptu mechanizmu adjustácie koryta na úrovni *Korytových úsekov* v nedávnom (súčasnom) období na základe diferenciácie všetkých získaných analytických údajov. Vychádza z interpretácie vplyvov povodňových udalostí a odoziev v diferenciácii korytových foriem charakterizovaných špecifickými substrátovými, morfometrickými a morfologickými vlastnosťami.

### 1 TEORETICKÉ A METODOLOGICKÉ VÝCHODISKÁ

#### 1.1 Holocénne zmeny klímy a vývoj riečnych korýt

Donedávna bolo do popredia výskumu prírodovedných disciplín kladené poznávanie hlavne aspektov environmentálne dopadov globálneho otepľovania. Menej pozornosti sa venovalo detailnejším analýzam klímy počas minulých geologických období, a to hlavne Holocénu. Najnovšie klimatologické štúdie na základe analýz ľadovcových jadier napríklad poukazujú na cyklické zmeny klímy v období Holocénu (EASTERBROOK 2011). Väčšia časť Holocénu bola teplejšia ako súčasnosť, s výnimkou mierne chladnejšej periódy pred približne 8200 rokmi (CUFFEY a ČLOW 1997). Cyklicita klímy počas Holocénu je evidentná v rôznych časových intervaloch, jednak na úrovni okolo 500 rokov; chladná perióda (750 až 200 rokov pred n. l.), teplá rímska perióda (200 pred n. l. až 600 n. l.), chladné obdobie temného stredoveku (r. 440 až 900), teplé stredoveké obdobie (r. 900 až 1300), obdobie malej doby l'adovej (r. 1300 až 1900). Taktiež sú známe cykly na úrovni približne každých 27 rokov (EAŠTERBROOK 2011). Cyklicita klímy je evidovaná aj na našom území (MO-RÁVCOVÁ 2010), jej prejavom bolo striedanie sa období povodňového pokoja s obdobiami zvýšenej povodňovej aktivity (PEKÁROVÁ et al. 2011). PEKAROVA et al. (2011) považujú povodne, ktoré sa na našom území vyskytli v posledných piatich rokoch, za prejav klimatickej fluktuácie.

STARKEL (2002) identifikoval holocénne cykly vlhkejších období s vyššou frekvenciou väčších povodňových udalostí na rieke Visla, ktoré v časovom rade vytvárajú klastre. Celkovo v období Holocénu spomína osem až dvanásť studených fáz, ktoré sa prejavili v morfológii korýt v strednej Európe (STARKEL 1995 a 2002). Zvýšená frekvencia povodní počas chladnejších období sa v riečnych korytách prejavuje narovnávaním ich trasy, rozširovaním koryta laterálnou eróziou, zvýšeným prísunom materiálu zo svahových systémov, zvýšenou agradáciou v predpolí pohorí s ná-znakom divočiacej (braided) pôdorysnej vzorky a zvýšeným výskytom avulzných korýt (BAUCH a HIČKIN 2011). Morfologické prejavy povodní takto pretrvávajú v reliéfe riečnej krajiny i napriek tomu, že relatívna stabilizácia prietokov a prísunu sedimentov zahladí povodňami iniciované formy reliéfu (CALVÊR a ANDER-SON 2004). GREGORY et al. (2008) a STAR-KEL et al. (2006) zdôrazňujú význam poznávania vplyvu minulých klimatických zmien, resp. zmien krajinnej pokrývky a využitia zeme na morfológiu riečnych korýt pre lepšie pochopenie jeho správania sa počas súčasných a budúcich povodňových disturbancií.

Najväčšou a najdramatickejšou klimatickou zmenou v období Holocénu bolo oteplenie na jeho začiatku, na prelome Dryasu a Preboreálu (MORAVCOVA 2010). Rieky boli v stredoeurópskom priestore pred týmto oteplením štrkonosné a rozvetvené, chudobná vegetácia nezabraňovala erózii pôdy, laterálnemu presúvaniu koryta a prísunu sedimentov do riečnych korýt. Vplyvom oteplenia rapídne poklesol prísun sedimentov do riek z dôvodu rozširovania sa lesných formácií a korytá sa transformovali z divočiacich na meandrujúce (STARKEL 2002). Pri každej z chladnejších fáz počas Holocénu sa korytá priblížili k stavu z obdobia Drvasu, najčastejšie zaškrcovaním meandrov, napriamovaním a rozširovaním koryta a zvyšovaním podielu splavenín voči plaveninám. Najlepšie známe sú vplyvy poslednej chladnej holocénnej fázy, tzv. malej doby l'adovej, po ústupe ktorej nastala stabilizácia korýt. V posledných storočiach vplýva na vývoj riečnych korýt okrem klimatických fluktuácií aj antropogénna činnosť. GURNELL a PETTS (2002) poukazujú na transformáciu korýt európskych vodných tokov zo štrkonosných, divočiacich a migrujúcich na stabilné, zarezané a jednoduché korytá ako výsledok zmeny klímy na konci malej doby l'adovej a najmä intenzívnych zásahov človeka do krajiny.

Zvýšená frekvencia povodní v posledných rokoch na území Slovenska nemusí byť výhradne prejavom klimatickej zmeny, ale pravdepodobne len fluktuáciou klímy (EASTER-BROOK 2011). Poznaním vývoja korytovonivných geosystémov v minulosti možno lepšie pochopiť súčasné morfologické prejavy povodňových udalostí na korytách tak neregulovaných ako aj regulovaných vodných tokov.

#### 1.2 DYNAMIKA RIEČNEHO KORYTA

Procesy odnosu, transportu a akumulácie sedimentov sú výsledkom interakcie síl v podobe mechanickej práce (KNIGHTON 1999). Schopnosť vodného toku vykonať prácu je energiou toku. Energetická kapacita toku v čase je determinovaná *výkonom toku* ( $\Omega$ ) pre metrový úsek [W.m<sup>-1</sup>], je vyjadrený:

$$\Omega = \rho g Q S, \qquad (1.1),$$

kde:

- $\rho$  = hustota vody, (v ideálnom prípade vody a sedimentov) [kg/m<sup>3</sup>],
- $g = \text{gravitačné zrýchlenie } [m/s^2],$

 $Q = \text{prietok} [\text{m}^3/\text{s}],$ 

S = gradient hladiny toku [m/m].

Výkon toku vztiahnutý na priečny profil koryta je *špecifický výkon toku* ( $\omega$ ):

$$\omega = \Omega/W \tag{1.2},$$

kde *W* je šírka koryta [m]. Kľúčovým parametrom mnohých modelov popisujúcich fluviálne procesy je šmykové napätie ( $\tau$ ). Napríklad Costa (1983), Lawler (1992, 1995) a po nich ďalší, využili hodnoty šmykového napätia pri popise uvedenia častice do pohybu. Graf (1983), Magilligan (1992) a Lecce (1997) prišli na to, že priestorová diferenciácia šmykového napätia má priamy vplyv na rozsah fluviálnych procesov erózie, transportu a akumulácie. Hodnota špecifického šmykového napätia  $\tau$  je na priečnom profile odvoditeľná priamo z jeho morfometrických parametrov:

$$\tau = pgRS \tag{1.3},$$

kde *R* je hydraulický rádius [m]. Ak je dosiahnuté *kritické šmykové napätie*  $\tau_{cr}$ , častica sa dá do pohybu. Pri dosiahnutí tejto hraničnej hodnoty pôsobí na časticu séria aplikovaných (sila toku, vztlaková sila) a odporových síl (gravitácia, trenie);

$$\tau_{cr} = ng(\rho_s - \rho)\pi/6D^3 tan\phi \qquad 1.4),$$

kde *n* je koeficient drsnosti,  $\rho_s$  je hustota častice,  $\rho$  je hustota vody, *D* je priemer častice a  $\varphi$  je uhol trenia.

Transport sedimentov v koryte je limitovaný v dvoch rovinách; obmedzením prísunu sedimentov (rieka začne degradovať) alebo obmedzením transportnej kapacity toku (rieka agraduje). Kritickou podmienkou je veľkosť transportovaného materiálu. Miera transportu sedimentov je v prírodných korytách variabilná v rámci úseku, priečneho profilu a v čase (WILCOCK 1997, KASAI et al 2004). Na morfológii koryta sa prejavuje zanášaním a vymieľaním, čím sa v rôznych časových intervaloch mení organizácia dnových morfologických jednotiek koryta.

Dynamika sedimentov vybraného korytového úseku je okrem transportu cez priečny profil koryta vyjadriteľná ich bilanciou v rámci korytového úseku na základe kvantifikácie objemu eróznych a akumulačných foriem (**obr. 1**.)

Najčastejšími prejavmi zvýšenej dynamiky koryta počas povodní je jeho erózia. Proces vymieľania je determinovaný sedimentovými, morfometrickými a hydraulickými vlastnosťami dna koryta. Zarezávanie sa toku do podložia je typické pre zdrojové riečne zóny, v koluviálnych úsekoch a úsekoch so skalným dnom. K tomuto procesu dochádza najmä v podobe odozvy na narušenie vlastností riečneho systé-



mu (BEECHIE et al. 2008). Najčastejšie príčiny sú znižovanie eróznej bázy (CASTRO 2003, BISHOP et al. 2005), zmena klimatických podmienok (ZAPROWSKI 2005), zmena využitia zeme (LACH a WYŻGA 2002).

Zarezávanie sa koryta do podložia prebieha predovšetkým v tektonicky sa dvíhajúcich územiach. Štruktúrno-litologické vlastnosti podložia, ako pevnosť, rozpustnosť, vrstevnatosť, puklinatosť, orientácia vrstiev a pod. determinujú zarezávanie na úrovni korytového úseku. Zarezávajúci sa vodný tok je väčšinou primknutý k svahu a sleduje tektonické alebo štruktúrne poruchy. Vysoký vplyv na zarezávanie majú litologické štruktúry so striedaním sa rôzne odolných hornín (napr. flyš). Pri prekonaní odolnejšej vrstvy je zahlbovanie sa do menej odolného materiálu oveľa rýchlejšie.

Erózia exponovaného skalného dna vyžaduje taký splaveninový transportný režim toku, ktorý umožňuje abráziu (STOCK et al. 2005), ktorej následky sú korázia a kavitácia. Zahlbovanie sa koryta je v procese jeho vývoja iniciálnym procesom. Inhibuje brehovú eróziu, ako aj procesy na pril'ahlých svahoch. Z environmentálneho hľadiska je zahlbovanie sa koryta vážny problém, ktorý vedie k destabilizácii korytovo-nivného geosystému (BRAVARD et al. 1997). Nielenže dochádza k narušeniu antropogénnych štruktúr (najmä komunikácií, mostov a pod.), ale najmä k poklesu hladiny podzemnej vody, čo sťažuje prístup človeka, ale aj ripariálnej vegetácii k vode. Geosystémy na nivách sú zahlbovaním príslušného koryta kvôli zníženej hladine podzemnej vody transformované najmä v subsystémoch pôdnej pokrývky a vegetácie. Často dochádza k obmene alebo až k zániku ekologicky hodnotných mokradí.

Proces erózie brehov koryta je na rozdiel od erózie dna omnoho komplikovanejší, keďže brehy predstavujú prepojenie koryta s nivou/



svahom. Morfológia a dynamika brehu koryta je výsledkom pôsobenia subaerických, fluviálnych a gravitačných procesov a taktiež vplyvu špecifickej kompozície brehu a vplyvu vegetácie (AUGUSTOWSKI et al. 2012). Proces erózie brehov je významným zdrojom sedimentov, najmä v transferovej zóne rieky, v úsekoch retenčných priestorov (KNIGHTON 1984, LEHOTSKÝ 2005b).

Materiál budujúci breh koryta vykazuje oproti dnovým sedimentom vyšší podiel jemných častíc, zabezpečujúcich kohézne sily. K erózii brehu dochádza dvoma spôsobmi (**obr. 2**); hydraulickým vymieľaním alebo gravitačným zrútením zeminy najčastejšie však k erózii brehu dochádza za spolupôsobenia týchto procesov (**obr. 3**).

Hydraulické vymieľanie, buď v celej omočenej časti brehu, alebo na jeho päte, je vyjadriteľné princípmi uvedenia častice danej veľkosti do pohybu za pôsobenia kritického šmykového napätia toku (SIMON et al. 1999, 2000). K brehovým poruchám dochádza ak kohézne sily vnútorného šmykového trenia sú prekonané šmykovým napätím. K oslabeniu kohéznych síl dochádza pri nadmernom prevlhčení. Dôležitým mechanizmom k predpríprave brehovej erózie je jeho rozrušovanie vplyvom vysúšania, alebo striedaním sa zamŕzania a topenia kryštálikov vody. Na eróziu brehov vplýva aj ripariálna vegetácia, no výsledok tohto vplyvu môže byť dvojaký. Na jednej strane koreňový systém brehových porastov brehy spevňuje (WYNN 2006), no niekedy podmyté stromy môžu svojou váhou prispieť k zrúteniu brehu (ABERNETHY a RUTHERFURD 2000, GRÈŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2007).

#### 1.3 STAV PLNÉHO KORYTA

Hlavné erózne a depozitné procesy, vyvolávajúce zmeny morfológie, prebiehajú za bež-



Obr. 2 Procesy erózie brehov (upravené podľa BRIERLEY a FRYIRS 2005)

ných vodných stavov, no základné atribúty morfológie koryta sa utvárajú za stavu plného koryta (ĽEHOŤSKÝ 2005a). V hydrologickom ponímaní je to stav koryta pri výške hladiny dosahovanej v priemere raz za jeden a pol roka. Početné práce geomorfológov (LEOPOLD et al. 1964, WILLIAMS 1978) definujú plné koryto ako stav, kedy sa voda začína vylievať mimo koryta. Problémom delimitácie plného koryta sa u nás zaoberali GREŠKOVA a LE-HOTSKÝ (2006). Stavu plného korvta špeciálne venujú pozornosť hydrologicky ladené práce, zamerané na hydraulické prúdenie v koryte (napr. PYRCE 2003, JAKUBIS 2008). Na zjednodušenom priečnom profile koryta, ktoré býva často vykresľované so zreteľnými hranami brehov, je vytyčovanie hladiny plného koryta bezproblémové a jednoznačné. Reálne je to však často náročne, keď že v prírodných korytách môžu nastať situácie, kedy hrany buď absentujú, alebo sú brehy dokonca zložené (obr. 4). V takýchto prípadoch sa definuje plné koryto na základe vlastností sedimentov alebo vegetácie (PYRCE 2003).

K stavu plného koryta sú vzťahované morfometrické (napr. hĺbka, šírka), hydrologické (napr. prietok) a hydraulické (napr. plocha prietočného profilu, omočený obvod) parametre na priečnom profile.

Prietok plným korytom, resp. prietok plným prietokovým profilom, je definovaný ako

množstvo vody pretekajúce za jednotku času plochou plného prietokového profilu. Je považovaný sa prietok, ktorý je zodpovedný za formovanie morfologického stavu koryta a modeluje základné hrubé črty jeho tvaru a veľkosti. Podľa WOLMANA a MILLERA (1960) je prietok plným korytom opísaný ako objem vody, ktorým je transportovaná najväčšia časť splavenín v roku. Počas tohto prietoku sa uvedie do pohybu väčšia časť dnového materiálu a utvára sa tak korytová morfológia (OLSEN et al. 1997).

Napriek širokej časovej aj priestorovej rôznorodosti morfologických charakteristík koryta na rôznych úsekoch jedného konkrétneho toku, alebo medzi viacerými tokmi, existujú určité všeobecné zákonitosti v prirodzenom vývoji morfológie korýt a v správaní sa vodných tokov. Sú formulované v regionálnych a režimových rovniciach (rovnice ustálenosti). Základy teórie ustálenosti riečnych korýt (LA-CEY 1934) viedli k vývoju koncepcie hydraulickej geometrie plného koryta, za základy ktorej sú považované práce LEOPOLDA a MA-DDOCKA (1953). LEOPOLD et al. (1964) neskôr opísali dva typy zmien hydraulickej geometrie a to profilovú (at-a-station) a úsekovú (downstream), ktoré sú za stavu plného koryta vyjadrené vzťahmi:

1. medzi prietokom plného koryta a dimenziami koryta (šírkou, priemernou hĺbkou, prie-





Obr. 4 Prístupy stanovenia hladiny plného koryta (i, ii, iii) (podľa PYRCE 2003)

mernou rýchlosťou prúdenia, sklonom vodnej hladiny, kritickou drsnosťou dna a množstvom splavenín) a sú opísané režimovými rovnicami (režimovými krivkami),

2. medzi dimenziami koryta a príslušnou plochou povodia a sú opísané regionálnymi rovnicami (regionálnymi krivkami).

Problematike ustaľovania riečnych korýt sa v našich podmienkach venoval MACURA (1987) a JAKUBIS (2002, 2004 a 2005), ktorý sa zaoberal vzťahmi hydraulickej geometrie v prirodzene ustálených korytách, ako aj problematikou aplikácie regionálnych a režimových rovníc (kriviek) v posudzovaní vývoja koryta.

#### 1.4 Povodeň ako geomorfologický proces

Aby bola v zmysle erózno-akumulačných procesov na korytovo-nivnej jednotke povodeň geomorfologicky efektívna, musí podľa MIL-LERA (1990) dôjsť k zhode okolností; dosiahnutie dostatočne vysokých hodnôt prietoku a fyzikálne vlastnosti koryta a nivy musia byť adekvátne, t. j. také aby sila prúdiacej vody počas povodne vyvolala morfologicko-sedimentový efekt. Efekt každej extrémnej zrážkovoodtokovej udalosti je teda výsledkom vyrovnávania aplikovaného výkonu prietoku a brehovo-korytovej rezistencie korytovo-nivnej jednotky. So zvyšujúcou sa intenzitou povodňovej udalosti klesá rezistencia koryta a geomorfologické efekty sú dramatické, čo korešponduje s koncepciou povodňového pulzu (JUNK et al. 1989). Geomorfologické vnímanie povodne ako príčinnej udalosti vylučuje rovnaký erózny a sedimentačný efekt dvoch po sebe nasledujúcich udalostí na jednom toku s rovnakým meraným prietokom (BAKER 1994). Povodeň, podľa jej intenzity, premodeluje koryto s ohľadom na jeho erodibilitu tak, že koryto sa morfologicky prispôsobí príslušnej udalosti. V koluviálnych a aluviálnych korytách je to najčastejšie ich rozšírením. Ďalšia, intenzitou podobná povodeň aplikuje svoju silu na ďalšie zmeny; rozšíri koryto v úsekoch, kde prvou povodňou rozšírené nebolo, ale ak je koryto dostatočne široké, rieka spotrebuje silu na jeho zahĺbenie. Táto postupnosť zapadá do konceptu Schummovho vývoja koryta (1984). WARD (1978) zistil, že geomorfologický efekt katastrofických udalostí do istej miery závisí od ich časovej distribúcie. Aj keď sú definova-né ako vzácne sa vyskytujúce, neznamená to, že sú rovnomerne rozložené v čase ale zdá sa, že vo viacerých prípadoch sa dve katastrofické povodne zopakujú po sebe s relatívne krátkym časovým odstupom, čo nedovolí korytovo-nivnej jednotke zotaviť sa z prvej udalosti stabilizáciou prostredníctvom vegetácie a preto je výsledný geomorfologický efekt takýchto dvoch povodňových udalostí väčší, ako keby bol medzi nimi štatisticky relevantný časový odstup. Najväčšie častice korytových sedimentov sú v horských zdrojových riečnych zónach transportované len prostredníctvom extrémnych zrážkovo odtokových udalostí a teda aj ich geomorfologický efekt je aj vďaka vysokým pozdĺžnym sklonom koryta výrazný (MORCHE et al. 2007, BUCAŁA 2010) a jeho akumulačná zložka narastá smerom z pohoria (ZIE-LINSKY 2003). Zatiaľ čo v pohorí dominujú erózne procesy, na úpätí je vysoká intenzita procesov akumulačných. Zielinsky (2003) pri skúmaní geomorfologického efektu katastrofálnej povodne v horskom a úpätnom systéme rieky Nysa dospel k týmto záverom:

- Existuje relatívna priestorová postupnosť akumulačných procesov a foriem pozdĺž horských tokov. V najhornejších častiach dominujú erózne procesy. Nižšie sa vyskytujú už akumulácie; balvanovité nahromadeniny a bermy, neskôr nahradené pozdĺžnymi lavicami. Hlavným faktorom ovplyvňujúcim túto sukcesiu je výkon toku, determinovaný sklonom.
- Úseky zvýšenej akumulácie vždy nasledujú za úsekmi zvýšenej erózie, navyše pomer množstva usadených sedimentov spravidla zodpovedá miere erózie.
- Textúra a štruktúra alúvií horských tokov vykazuje veľmi slabú väzbu k materským akumuláciám pod nimi. Materiál je hrubší, vytriedený podľa veľkostí a bez štruktúr. Všetky korytá s balvanovým, kameňovým a hruboštrkovým substrátom sú produktom katastrofických povodní.
- Akumulačné formy pozdĺž korýt nevykazujú žiadnu pravidelnosť. V jednom korytovom úseku sa neopakujú tie isté typy lavíc, naopak, ich forma závisí od lokálnej morfológie koryta. Pôdorysná vzorka vykazuje zvýšenú variabilitu v priestore, čo súvisí s dlhodobými ľudskými aktivitami (cesty, budovy, výsadba). Tým bol vplyv prirodzených faktorov na morfológiu toku znížený. Povodeň však revitalizuje prírodný charakter toku; zvýši sa kľukatosť trasy koryta, tvoria sa centrálne, vrcholové a bočné lavice.
- Najčastejší typ lavice má len povodňovú litofáciu. Tieto lavice sú hrubozrnné, niekedy s distálnym zjemnením klastov.
- Vzorka rieky sa priblíži k typu divočiacej.

#### 1.5 Horské rieky a rieky so skalno-aluviálnym dnom

Termín horská rieka je v súčasnosti používaný na pomenovanie vodného toku, ktorého gradient pozdĺž väčšiny jeho dĺžky je väčší ako > 0.002/m. Okrem tejto vlastnosti je pre horskú rieka charakteristické: vysoká hodnota hraničnej drsnosti koryta a odpor podmieňovaný jeho hrubozrnnými klastami a výstupom skladného podložia, vysoká priestorová a časová variabilita v morfológii dna koryta a vysoko turbulentné prúdenie (WOHL 2000). Stupeň obmedzenia koryta horskej rieky dolinou je vysoký, čoho následok je jeho vysoká konektivita s priľahlými svahmi doliny a prísun materiálu z nich. Obmedzenie koryta taktiež determinuje vertikálnu adjustáciu svahu na úkor laterálnej (CHIN 2002). Tieto rieky majú často aluviálne aj skalné korytá, ktorých výskyt závisí od série morfodynamických podmienok. Preto je v posledných rokoch obzvlášť venovaná pozornosť skalným korytám aj s nesúvislou vrstvou alúvia, inak nazývaných aj rieky so zmiešaným skalno-aluviálnym dnom (mixed bedrockalluvial rivers) (KEEN-ZEBERT a CURRAN 2009). Zatiaľ čo v niektorých prácach sú rieky so zmiešaným skalno-aluviálnym dnom vnímané len ako neobvyklé fluviálne formy (GUPTA et al. 1999, TOOTH a McCARTHY 2004), iné práce sú zamerané na výskum zákonitostí priestorového usporiadania skalných a aluviálnych úsekov a ich diferenciácií (MONTGOMERY a BUFFINGTON 1997, HERITAGE et al. 2001, MASSONG a MONT-GOMERY 2000, KEEN-ZEBERT a CURRAN 2009). Morfológia korýt tokov so skalnoaluviálnym dnom ale aj celkovo morfológia horských riek je považovaná za veľmi komplikovanú (WOHL 2010), miestami až chaotickú. Komplikovanosť týchto systémov zvýrazňuje prítomnosť hrubozrnného a často fluviálne nevytriedeného materiálu, primknutie korýt ku svahom (BENDA et al. 2005), vysoká variabilita pozdĺžneho profilu v porovnaní s nížinnými riekami a v neposlednom rade je to aj vplyv drevnej hmoty v koryte (MONTGOMERY et al. 1996, LEHOTSKY a GREŠKOVÁ 2007). Podľa autorov MONTGOMERY et al. (1996) závisí priestorové usporiadanie skalných a aluviálnych úsekov horských riek od vzťahu medzi lokálnou transportnou kapacitou toku  $(q_c)$ a prísunom splavenín ( $q_s$ ) z vyšších úsekov alebo z brehov koryta. Prítomnosť skalného dna v koryte indikuje prevahu transportnej kapacity toku nad prísunom splavenín  $(q_c > q_s)$ , zatiaľ čo aluviálne dno koryta indikuje buď prevahu prísunu splavenín nad lokálnou transportnou kapacitou toku, alebo ich rovnováhu ( $q_c \leq q_s$ ). Kľúčovú úlohu pri zarezávaní sa tokov do skalného podložia majú aj hrubozrnné sedimenty (SKLAR a DIETRICH 2004, 2006), ktoré sa impaktmi pri fluviálnom transporte podieľajú na erózii dna. Snaha o rozpoznanie významu zarezávania sa tokov do skalného podložia nielen u horských riek ale aj v súvislosti s geomorfologickým vývojom pevnín viedla taktiež k zvýšenému záujmu o výskum mechanizmov toho procesu (SKLAR a DIETRICH 2004, BISHOP et al. 2005, JANSEN 2006 a 2010, SKLAR a DIETRICH 2006, TUROWSKI et al. 2007). U nás možno pod horskými riekami



chápať bystriny ako vodné toky so značným a nepravidelným sklonom dna koryta, zvyčajne s nevyvinutým priečnym profilom, značným pohybom splavenín a náhlymi výraznými zmenami prietokov. Pre rozlíšenie bystriny od potoka nie sú stanovené pevné a jednoznačné kritériá. Rozhodujúce sú často miestne zvyklosti a niekedy i tradície.

#### 1.6 Vybrané koncepty správania sa riek

Variabilita korytovo-nivného geosystému v čase je podmienená tými istými faktormi ako aj jeho variabilita v priestore (**obr. 5**). Rôzne faktory vplývajú na korytovo-nivný geosystém na rôznych časopriestorových úrovniach (MONTGOMERY a BUFFINGTON 1998).

Funkčné vzťahy medzi fluviálnymi formami a procesmi zmien fluviálneho reliéfu v súvislosti s vlastnosťami prostredia v rôznych časových horizontoch sa nazýva správaním sa rieky (LEHOTSKY 2005a). Vychádzajúc z definicie autorov BRIERLEY a FRYIRS (2005) v geomorfologickom slova zmysle je správanie rieky chápané ako prispôsobovanie sa jej morfológie eróznym a depozitným mechanizmom, prostredníctvom ktorých voda utvára, pretvára a reorganizuje fluviálne formy reliéfu vytvárajúc pritom na taxonomickej úrovni korytovonivnej jednotky ich charakteristické súbory so špecifickou priestorovou štruktúrou. Podľa tých istých autorov je zmena rieky v geomorfologickom slova zmysle chápaná ako stav geomorfologických jednotiek na úrovni korytovonivnej jednotky vykazujúci zreteľný posun od správania a charakteru rieky vyvolaného pulzovými alebo tlakovými rušivými udalosťami (BRUNSDEN a THORNES 1979, SCHUMM 1979). Pulzové udalosti majú epizodický charakter s nízkou frekvenciou a vysokou magni-



túdou, trvajú krátko a ich efekt je lokálny. Tlakové rušivé udalosti predstavujú permanentnú zmenu vstupov do morfológie korytovo-nivnej jednotky, pri ktorých sa jej základné parametre dostávajú na novú kvalitatívnu úroveň. Majú mohutnejší priebeh, postihujú väčšie plochy a predstavujú evolučné stupne vývoja morfológie rieky. Ich zreťazené efekty trvajú dlhšie a ovplyvňujú aj úseky, kde priamo udalosť neprebehla.

Vývoj konceptov chápania správania sa a evolúcie korytovo-nivného systému a nazerania na riečnu krajinu ponúka LEHOTSKÝ (2005c).

#### Koncept troch prirodzených zón

SCHUMM (1977) vyčlenil v rámci fluviálneho systému tri základné zóny (**obr. 6**). Zóna 1 nesie názov zdrojová zóna a tvorí ju riečna sieť povodia toku po jeho vyústenie z pohoria. Je to primárne zóna produkcie sedimentov, aj keď sa v nej vyskytujú ich retenčné priestory. Zóna 2 je transferová zóna, ktorá ak je koryto stabilné, má vyrovnanú bilanciu materiálu. Zóna 3 je odozvová zóna, alebo akumulačná zóna, charakteristická vznikom delty alebo aluviálneho vejára. V každej z týchto troch zón sú sedimenty erodované, akumulované aj transportované, ale jeden z týchto procesov je dominantný.

#### Koncept šiestich štádií vývoja koryta

Autormi konceptu sú SCHUMM et al. (1984), neskôr bol modifikovaný v prácach SI-MON a HUPP (1986) a SIMON (1989). Evolučné štádiá sú popísané sériou interaktívnych zmien vertikálnej a laterálnej dimenzie koryta ako odozvy na jednoduchý fyzikálny stres, ktorého prvotným efektom je degradácia dna. Ak



**Obr. 6** Tri zóny fluviálneho systému (SCHUMM 1977). 1 – zdrojová, 2 – transferová, 3 – odozvová

početné typy stresov spôsobujú zahlbovanie dna koryta, jeho odozva v lokalite stresu bude podobná postupnosti predikovaných sekvencií dominantných korytových procesov: zahlbovanie (zarezávanie), rozširovanie, agradácia, zmena pôdorysnej vzorky a následný eventuálny návrat do kvázi rovnovážneho stavu (**obr. 7**). Model rozlišuje úseky na stabilné a také, ktoré sa vplyvom prírodného alebo antropogénneho stresu odklonili od stavu dynamickej rovnováhy. Vzhľadom na prejav stresu po toku alebo proti toku môže byť model aplikovaný aj na vývoj koryta rieky v priestore.

#### Koncept hierarchickej dynamiky plôšok

Koncept bol predstavený v práci O'NIEL et al. (1986). Systémy sú na základe diferencovaného priebehu procesov medzi subsystémami rozložené podľa hierarchickej teórie na tzv. vložené subsystémy. Na nižšej časovej a priestorovej úrovni môže byť každý subsystém chápaný ako kompletný systém. Prepojením teórie dynamiky plôšok a teórie hierarchie poskytuje koncept vynikajúci rámec na pochopenie a štúdium medziúrovňových väzieb v riečnej krajine a formalizovanejšiu výbavu pre aplikovanie im odpovedajúcich konceptov. Jedným z nich je aj hierarchická klasifikácia morfológie riek, ktorá predstavuje štruktúrny rámec riečnej krajiny a poskytuje nástroj pre analýzu charakteru rieky a jej správania sa v dynamickej, procesnej polohe (LEHOTSKÝ 2004). Jej základné črty sú:

- vychádza z kontextu multidimenzionálnej polohy rieky v povodí, čo umožňuje skúmať širšie vzťahy vodného toku k prostrediu,
- je koncipovaná procesne poskytujúc poznatky o povahe a správaní sa tak koryta, ako aj nív umožňujúce *narábať* s riekou v intenciách udržateľného stavu,
- je hierarchicky štruktúrovaná, čím dovoľuje vysvetľovať procesy prebiehajúce na nižších hierarchických úrovniach procesmi, ktoré prebiehajú na vyšších úrovniach a naopak,
- postihuje špecifiká vývoja rieky a tým umožňuje získavať obraz o jej evolúcii a pochopiť súčasný stav,
- na základe analýzy dynamiky a správania poskytuje aparát na hodnotenie smerovania ďalšieho vývoja a budúceho stavu rieky, tvorbu vízií o jej obraze a fungovaní v rámci po-



**Obr. 7** Evolučný model koryta (modifikované podľa SIMON a HUPP 1986, SIMON 1989)

vodia a jej schopnosti prispôsobovať sa novým podmienkam,

• je priamo naviazaná na renaturáciu v zmysle priameho vplyvu na inžinierske zásahy.

Hierarchická klasifikácia morfológie riek zvýrazňuje vzťahy korytovo-nivného geosystému k celému povodiu naprieč širokým rozpätím škál v čase a priestore. Pozostáva zo siedmich taxónov, prepojených na princípoch riečneho kontinua v pozdĺžnej, laterálnej, vertikálnej a časovej dimenzii (LEHOTSKÝ 2004):

*Riečna sieť – povodie*. Povodie s riečnou sieťou je najvyššou taxonomickou úrovňou fluviálnych geosystémov, predstavuje povrch zeme prispievajúci vodou a sedimentmi do riečnej siete na území ohraničenom rozvodnicou prislúchajúcou k určitému profilu na vodnom toku. Účelné je rozdeliť povodie do častí, v ktorých dominujú buď svahové alebo fluviálne procesy. Najvyššiu taxonomickú úroveň charakterizuje:

- typ riečnej siete,
- všeobecné genetické geomorfologicko-geologické zasadenie vzhľadom k jeho polohe z hľadiska širších morfotektonických a klimatických geografických podmienok.

Zóna toku. Na pozdĺžnom profile ju predstavuje časť toku a jemu odpovedajúca kvázi homogénna časť povodia, s ktorou tok interaguje. Determinovaná je na základe:

- morfoštruktúrnych a morfoskulptúrnych kritérií, t. j. kritérií vertikálnej a horizontálnej členitosti, tektoniky a sklonitosti reliéfu,
- hydrogeologických kritérií definovanými transmisivitou substrátovo-pôdneho prostredia, jeho chemizmom, zrnitostnými vlastnosťami a priepustnosťou,
- hydrologických kritérií definovanými špecifickým odtokom a režimom,
- sedimentologických kritérií, t.j. potenciálom produkcie a mobility sedimentov (zdrojový, tranzitný, akumulačný charakter zóny).

Segment toku. Predstavuje časť zóny s kvázi homogénnym typom riečnej siete zvyčajne po sútok s prietokovo významnejším prítokom, s kvázi homogénnym sklonom pozdĺžneho profilu a rovnakou veľkosťou prietoku, rovnakou hodnotou indexu *splaveniny/prietok*, ako aj ostatnými vlastnosť ami vyplývajúcimi z vlastností zóny toku. Morfologicky sú jeho hranice determinované:

- kvázi homogénnym sklonom dna koryta (pozdĺžneho profilu),
- uzavretím doliny definovaným stupňom uzavretia doliny,
- stupňom kľukatosti,
- prietokom,

- indexom pomeru sediment/prietok vo vzťahu k pozdĺžnemu profilu,
- špecifickou riečnou sieťou (po prítok).

Korytovo-nivná jednotka. Predstavuje koridorovú časť segmentu zahrňujúcu koryto, pririečnu zónu, nivu a aluviálny akvifer, obsahujúcu viac korytových úsekov a determinovanú:

- pôdorysnou vzorkou vodného toku,
- stupňom kľukatosti,
- indexom pásu kľukatenia (meandrového pásu),
- pozíciou vodného toku na dne doliny, primknutím koryta k svahom doliny,
- špecifickou štruktúrou morfologických jednotiek nachádzajúcich sa na nive.

*Korytový úsek.* Je časťou korytovo-nivnej jednotky, determinovanou na základe:

- špecifického geneticky súvisiaceho súboru morfologických jednotiek (foriem reliéfu) ako napríklad systém plytčina/priehlbina, stupeň/priehlbina, balvanová a skalná kaskáda, systém priameho úseku, zákruty, systém sútoku a pod.,
- morfometricko-morfografickými a genetickými vlastnosťami morfologických jednotiek tvoriacich koryto (dná a brehy),
- substrátovými vlastnosťami koryta ovplyvňujúcimi jeho vertikálnu a laterálnu eróziu a premiestňovanie,
- prítomnosťou a charakterom zvyškov dreva v koryte.

Morfologická jednotka, forma reliéfu. Predstavuje základnú genetickú štruktúru brehu, dna koryta a nivy formovanú eróznymi a akumulačnými procesmi vodného toku a súčasne aj taxón fluviálnych geosystémov a bázu makro/mezohabitatu (v závislosti od populácie rým alebo makroevertebrát).

- identifikovaná je na základe expertnej rekognoskácie terénu,
- pomenovaná je na základe všeobecne prijatej fluviálno-geomorfologickej (hydro-morfologickej) nomenklatúry (LEHOTSKÝ a GREŠ-KOVA 2004).

*Morfohydraulická jednotka, fácia*. Je najnižší nanoreliéfový taxón hierarchie fluviálnych geosystémov predstavujúci priestorovo špecifikované vnútrokorytové a nivné prostredie morfologických jednotiek. Je bázou mezohabitatu a determinovaná je:

- polohou,
- substrátom (veľkosť dnového materiálu podľa zrnitostnej klasifikácie, stupeň zhutnenia, veľkosť štrbín medzi klastami a pod.),
- hydraulickými vlastnosťami (typ prúdenia,

prietok, hlbka vody, rýchlosť prúdenia),

prítomnosťou organického materiálu (zvyšky dreva, listová drť).

#### Koncept povodňového pulzu

Vznikol ako doplnenie ku *konceptu riečneho kontinua* (VANNOTE et al. 1980). Pokúša sa vysvetliť vzťahy medzi biotou a prostredím (JUNK et al. 1989). Pulzovanie prietoku – povodňový pulz, je najväčšia sila, ktorá reguluje biotu (predpokladá sa, že nielen biotu, ale aj morfologickú bázu) riečnej krajiny. Neskoršie pokusy zmeniť koncept povodňového pulzu do praktického nástroja na manažment prietoku viedli k vývoju *konceptu prísunového boxu* (RICHARDS et al. 2002).

#### Koncept štyroch dimenzií

Riečnu krajinu je možné analyzovať v štyroch dimenziách (AMOROS a PETTS 1993);

- pozdĺžna dimenzia. Vystihuje všetky jednorozmerné javy pozdĺž toku, napríklad nárast výkonu toku, hĺbky a šírky koryta, pokles rýchlosti prúdenia vody a sklonu, pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka a veľkosti zŕn dnových sedimentov. Rôznosť morfologických, sedimentačných a ekologických podmienok pozdĺž gradientu od horného po dolný tok určuje postupné zmeny druhov flóry a fauny.
- priečna dimenzia. V nej sú vyjadrené interakcie medzi vodnými tokmi a priľahlým prostredím. Zabezpečujú ich hlavne ronové procesy, záplavy a nízke stavy vodnej hladiny. Charakteristické sú horizontálnymi tokmi.
- 3) vertikálna dimenzia. Zodpovedá interakciám a tokom medzi riekami a podzemnými vodami vrátane dna koryta. V závislosti na ročnom období a miestnych podmienkach preniká podzemná voda do vody v koryte alebo vodný tok stráca vodu v prospech podzemných vôd. Význam tejto dimenzie závisí od priepustnosti dna koryta a pórovitosti aluviálnych sedimentov.
- časová dimenzia. Vyjadruje časovú zmenu parametrov predošlých troch dimenzií.

#### Koncept konektivity hrubozrnných sedimentov

Konektivita hrubozrnných sedimentov (HOOKE 2003) vyjadruje fyzikálnu väzbu sedimentov v korytovom systéme, transfer sedimentov z jednej zóny alebo miesta na druhé a potenciál určitej častice pohybovať sa týmto systémom. To predpokladá pochopenie lokálnych zdrojov sedimentov a mechanizmov, podmienok, trás a vzdialeností ich prenosu. Taktiež ponúka identifikáciu zón, kde sa sediment akumuluje. Na odlíšenie priestorov krátkodobej akumulácie od dlhodobejších recipientov je potrebné, pokiaľ je možné, poznať dobu zotrvania špecifických častíc na určitom mieste v toku. Konektivitu je možné určiť v kontexte bilancie sedimentov, teda zo vstupov a výstupov v úsekoch a medzi úsekmi.

#### Koncept sedimentových vĺn

Objekty pohybujúce sa paralelne pozdĺž takmer identickej lineárnej trajektórie s rôznou rýchlosťou majú tendenciu vytvárať zhluky, tzv. kinematické vlny, ktoré sú výsledkom interakcie týchto objektov. Usporiadanie zhlukov závisí od fyzikálnych vlastností pohybujúcich sa objektov. Kinematické vlny v podobe zhlukov sú známe z usporiadania pohybujúcich sa vozidiel po diaľnici. LANGBEIN a LEOPOLD (1968) predpokladali, že transport sedimentov v riečnom koryte má podobný charakter a možno ho interpretovať prostredníctvom kinematických vĺn.

Koncept sedimentových vĺn bol prvotne prezentovaný GILBERTOM (1917) v štúdii zameranej na interpretáciu nadmernej sedimentácie vplyvom antropogénnej činnosti, ktorá sa prejavovala vertikálnym zvyšovaním úrovne dna koryta. Transport sedimentov môže pozostávať z agradačno-degradačných epizód, ktoré sa striedajú v čase a priestore. V súčasnosti sa k problematike vrátil JAMES (2006, 2010), ktorý definoval moderný koncept sedimentových vln a zdôrazňuje význam retencie sedimentov počas udalostí spôsobujúcich nadmerný prísun sedimentov do korytového úseku. Zároveň odlíšil pojmy sedimentová vlna a korytová vlna. Definície, terminológia a interpretácie vĺn fluviálnych sedimentov sa u rôznych autorov líšia (tab. 1).

Z prác od autorov HOEY (1992) a NICHO-LAS et al. (1995) vyplýva aplikabilita princípu časovej aj priestorovej hierarchie foriem označovaných ako sedimentové vlny, ale aj sprievodných agradačno-degradačných procesov.

### 2 SKÚMANÉ ÚZEMIE A VÝSKYT POVODNÍ

Rieka Topľa pramení v nadmorskej výške 1015 m pod najvyšším vrchom Čergova a zároveň celého jej povodia, ktorým je Minčol (1157,2 m n. m.). Vo vzdialenosti 19,2 km od prameňa sa na Topli nachádza prvá vodomerná stanica Gerlachov, v nadmorskej výške 358,69 m, s plochou povodia 139,4 km<sup>2</sup>. Druhá vodomerná stanica je v meste Bardejov v nadmorskej výške 265,04 m, vo vzdialenosti 33,2 km od prameňa, s plochou povodia 325,8 km<sup>2</sup>. Skúmané územie predstavuje korytovo-nivný geosystém Tople od jej prameňa po profil v Bardejove (**obr. 8**).

Rieka Topľa prechádza vo zvolenom úseku dvomi geomorfologickými celkami. Jej zdrojová časť sa nachádza v celku Čergov, kde má charakter horského toku. Následne vyúsťuje do brázdy v časti Ondavskej vrchoviny v oblastí obcí Lukov a Malcov. Čergov je pohorie s relatívne monotónnou geologickou stavbou, reprezentovaný Magurskou flyšovou jednotkou (NEMČOK 1990). Pohorie je vďaka výraznej prevahe pieskovcov nad ílovcami a tektonickému výzdvihu morfologicky diferencované od okolia a vystupuje nad susedné geomorfologické jednotky. Flyš Ondavskej vrchoviny je menej konsolidovaný. Odolnejšie pieskovce vytvárajú úzke, v smere SZ-JV pretiahnuté ploché chrbty, striedajúce sa s paralelne plynúcimi brázdami s prevahou menej odolných ílovcov. Štruktúrne a litologické špecifiká flyšu sa prejavili aj na pôdorysnej vzorke koryta Tople, ktoré v zarezaných úsekoch sleduje štruktúrne alebo tektonické poruchy. Doskovitá štruktúra pieskovca podmieňuje nízku sféricitu vnútrokorytových sedimentov a následne zvýšený výskyt imbrikácií v koryte.

Čergovská časť povodia Tople má charakter hornatiny, priemerné hodnoty sklonu sú prevažne v intervale 18 až 21 %. Do zvyšnej časti povodia v skúmanom území zasahujú geomorfologické celky Ondavská vrchovina, Ľubovnianska vrchovina a Busov (obr. 8) a priemerné sklony tu kolíšu od 12 do 16 %. V skúmanom povodí Tople je možné identifikovať tri tvpy riečnych/dolinových sietí. V pramenných oblastiach Čergova dominuje stromovitá textúra s náznakmi pravouhlej. Hlavný tok Tople tečie buď v smere ZV alebo JS a k zmene pod približne pravým uhlom dochádza v štyroch miestach. V brázde v okolí Malcova sa rieky zbiehajú a táto časť povodia má vejárovitú riečnu sieť. Prítok Tople Sveržovka má vo svojom povodí prevažne perovitú sieť. Ostatné časti povodia majú prechod od stromovitej k paralelnej riečnej sieti (obr. 8).

Priemerná ročná teplota ovzdušia v povodí Tople stúpa od 4°C v najvyšších častiach povodia cez priemernú hodnotu 6°C po maximum v Bardejove 7,4°C, januárové teploty sa pohybujú okolo -5°C, júlové okolo 15°C (ŠŤAST-NY et al. 2002a, 2002b, 2002c). Priemerný ročný úhrn zrážok je na chrbtoch pohoria Čergov 672 mm (stanica Lysá), vnútri v dolinách stúpa na hodnotu 830 mm (834 mm v stanici Livovská Huta, 822 mm v stanici Kríže). V ostatných častiach povodia sa pohybuje okolo 650 – 700 mm (Malcov 700 mm, Sveržov 686

Podľa rozsahu odozvy na agradačno-degradačnú epizódu (James 2006):
1. Korytové vlny – proces zvýšenia a zníženia úrovne dna koryta ako odozva na vysoký prísun
sedimentov
2. Sedimentové vlny – celková bilancia sedimentov súvisiaca s korytovými vlnami
Podľa mierky (časopriestorovej):
1. Podľa rozmeru foriem (Hoey 1992, Nicholas et al. 1995)
<i>Mezoformy</i> (individuálne formy na dne koryta): 10 <sup>-1</sup> až 10 <sup>2</sup> m
<i>Makroformy</i> (lavica): 10 <sup>1</sup> – 10 <sup>3</sup> m
<i>Megaformy</i> (skupiny lavíc): > 10 <sup>3</sup> m
2. Podľa času trvania vlny (Nicholas et al. 1995)
Ročná alebo sezónna periodicita
<i>Odozvy väčších povodní</i> : 10 <sup>1</sup> – 10 <sup>2</sup> rokov
Prísuny sedimentov súvisiace s katastrofickými udalosťami: 10 <sup>2</sup> – 10 <sup>3</sup> rokov
Podľa miesta zdroja a odozvy sedimentov:
1. Podľa zdroja sedimentov (Hoey 1992, Nicholas et al. 1995)
Endogénne vlny – zdrojom je priestor koryta (autopulzy)
<i>Exogénne vlny</i> – zdrojom je priestor celého povodia (allopulzy)
2. Podľa retencie sedimentov (Nicholas et al. 1995)
Vnútrokorytová retencia
Retencia mimo koryta, často dlhodobá, v priestore nivy
Podľa granulometrie sedimentov (Cui et al. 2003):
Materiál budujúci vlnu je hrubozrnnejší ako materiál budujúci dno koryta
Materiál budujúci vlnu je <i>podobný</i> ako materiál budujúci dno koryta
Materiál budujúci vlnu je jemnozrnnejší ako materiál budujúci dno koryta
Podľa procesov šírenia vlny (Lisle et al. 2001, Sutherland et al. 2002, Cui et al. 2003):
Translácia
Disperzia

Tab. 1 Prehľad klasifikácií sedimentových vĺn (upravené podľa JAMES 2010)

Milan Frandofer, Milan Lehotský



**Obr. 8** Vymedzenie skúmaného územia v rámci povodia Tople (po profil v Bardejove).

Zdroj podkladov: Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)

mm, Bardejov 650 mm). Podľa FAŠKA et al. (2002) sa v skúmanom povodí drží snehová pokrývka od 80 dní v roku v najnižších polohách po 100 až 120 dní v roku v pohorí Čergov.

Na skúmanom úseku rieky Topľa merajú dve vodomerné stanice (**Tab 2**). Vodomerná stanica Bardejov udáva za sledované obdobie prietoku na Topli (od 1967) priemernú hodnotu 2,97 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> s maximom 351,2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> v júni 2010. Stanica v Gerlachove meria krátko, len od roku 1992 a udáva priemerný prietok 1,51 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, maximum bolo namerané v júli 2008 s hodnotou 90,09 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (BLAŠKOVIČOVÁ et al. 2011). Okrem hlavného toku Tople sú v skúmanej časti jej povodia významné najmä tie prítoky, ktoré zvyšujú jej vodnatosť v transferovej zóne: z ľavej strany Večný potok, Vesná a Sveržovka, sprava prítok Slatvinec.

Pôdna pokrývka povodia je taktiež značne ovplyvnená podložím. Z typologického hľadiska (ŠÁLY a ŠURINA 2002) prevládajú v horských častiach Čergova, Ľubovnianskej vrchoviny a Busova kambizeme modálne kyslé, s výskytom rankrov. V najvyšších polohách sa vyskytujú kambizeme podzolové. V nižších častiach zastúpených Ondavskou vrchovinou sú kambizeme nasýtené, buď modálne, alebo kultizemné, v úpätných polohách pseudoglejové. Lokálne sa v príliš prevlhčených polohách

Milan Frandofer	, Milan Lehotský
-----------------	------------------

úni 2006,	máji 1987, j	povodní v	etokov počas	načných pri	oty kulmir	(obr. 8) a hodne	úmanom území	mých staníc v sk ⁄IÚ	ka vodomei oskytol SHN	dná charakteristi 11 2010. Údaje p	<b>Tab. 2</b> Zákla júli 2008 a júr
350,0	169,0	52,7	235,0	462010	350,0	3,0	1967	265,0	325,8	33,7	Bardejov
79,0	90,1	67,0		2372008	90,1	1,4	1992	358,7	139,4	19,2	Gerlachov
4.6.2010	23.7.2008	4.6.2006	23.5.1987	Dátum	[]	1			1		
dňovej	počas povo [m³.s <sup>-1</sup> ]	ný prietok   udalosti	Kulminači	ny prietok	Maximálı	Priemerný dlhodobý prie- tok [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Začiatok me- raní	Nadmorská výška [m n.m.]	Plocha povodia [km²]	Vzdialenosť od prameňa [km]	Vodomerná stanica

vyskytujú pseudogleje. V oblastiach s dobre vyvinutou nivou tvoria pôdnu pokrývku fluvizeme, najčastejšie kultizemné. Zrnitostne sú pôdy v hornatých častiach povodia hlinitopiesčité s výskytom skeletu do 50 %, v nižších polohách ubúda skeletu a pribúda ílu, pôdy sú piesčito-hlinité, na nivách a v brázdach Ondavskej vrchoviny sú hlinité (ČURLÍK a ŠÁLY 2002).

Krajinná pokrývka skúmaného územia je značne ovplyvnená ľudskou činnosťou. Dná brázd s vyvinutými nivami sú poľnohospodársky využívané. Hornaté územia sú lesnaté s vysokým podielom mladých porastov a rúbanísk. Prechod od areálov oranej pôdy k lesom tvoria trávne porasty s rozptýlenými stromami a krami, v minulosti využívané ako trávne porasty (lúky a pasienky), no v súčasnosti mnohé z nich podliehajú sukcesii pionierskych drevín ako je lieska obyčajná (*Čorylus avellana*) či víba rakyta (*Salix caprea*). V lesoch dominuje buk lesný (Fagus sylvatica), v nižších polohách tvorí prímes hrab obyčajný (Carpinus betulus), v hornatých častiach najmä jedľa biela (Abies alba), v pásoch po ťažbe zabral významné plochy vysádzaný smrek obyčajný (Picea abies). Ripariálnu vegetáciu reprezentuje v horských častiach jelša sivá (Alnus incana), nižšie jelša lepkavá (Alnus glutinosa) a vŕba krehká (Salix fragilis).

V skúmanom povodí Tople sa z geomorfologického hľadiska najefektívnejšie zrážkové udalosti vyskytli v letnom období (**tab. 2**).

Z radu priemerných denných prietokov v stanici Bardejov a Gerlachov boli vyselektované maximálne hodnoty ktoré sa vyskytli v letnom období. Z týchto hodnôt bol pre každú vodomernú stanicu vypočítaný priemerný hraničný prietok. Všetky udalosti, ktorých priemerný denný prietok prekročil túto hraničnú hodnotu, sú znázornené pre stanicu Gerlachov na obr. 9 a pre stanicu Bardejov na obr. 10. Na obr. 10 je zjavné striedanie sa období s výskytom a bez výskytu nadpriemerných udalostí, resp. len s výskytom bežných. Posledná povodeň z roku 2010 na obrázku je výrazne nadpriemerná, no v stanici Gerlachov už nie je až tak výrazná (obr. 9). Táto situácia je zapríčinená špecifickou situáciu, kedy bolo extrémnymi zrážkami zasiahnuté celé príspevkové povodie. Opačný prípad je povodeň z leta 2006, kedy bol kulminačný prietok v Gerlachove vyšší ako v Bardejove (tab. 9). Rad údajov zo stanice Gerlachov je síce príliš krátky a štatisticky nevýznamný, no vodomerná stanica v Bardejove nereflektuje lokálne extrémne búrky v čergovskej časti povodia Tople tak citlivo ako stanica v Gerlachove. Tá istá povodňová vlna z lokálnej extrémnej zrážky má často vyššiu Nročnosť v staniciach bližšie k zdrojovej zóne ako stanice v nižších polohách (SOLÍN a



GREŠKOVÁ 1999, GREŠKOVÁ 2001). Preto boli zvolené tri najvýznamnejšie povodne zachytené v stanici Gerlachov (2006, 2008 a 2010) a povodeň z roku 1987, keďže je predpoklad, že práve tieto povodne mali (mohli mať v prípade povodne z roku 1987) na hornom úseku Tople najvýznamnejší geomorfologický efekt. pohybovali od 43,5 mm vo Sveržove do 57 mm v Livovskej Hute. Vychádzajúc z týchto údajov, kulminačný prietok v Gerlachove pravdepodobne nebol vyšší ako v júli 2008, kedy boli zrážky viac koncentrované v pohorí Čergov.

#### Povodeň z júna 2006

#### Povodeň z mája 1987

Kulminačný prietok povodňovej vlny 235 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> bol dlho v stanici Bardejov meraným maximom, až do poslednej udalosti z júna 2010. Žiaľ v tom období ešte vodomerná stanica v Gerlachove nebola založená. Hodnoty príčinných zrážok (**tab. 3**) však napovedajú, že vysokú hodnotu prietoku v stanici Bardejov spôsobilo ich približne rovnomerné rozdelenie v povodí. Hodnoty 24-hodinových úhrnov sa

Na prelome mája a júna 2006 namerala stanica Livovská Huta 150 mm zrážok za päť dní, zatiaľ čo v iných staniciach povodia (Malcov, Kríže, Sveržov) padlo v tom období od 60 do 130 mm zrážok. Už po prvom dni vznikla na Topli povodňová situácia, ktorá bola zhoršená nepretržitým dažďom 2. A 3. júna. Nasledujúci deň bol v stanici Gerlachov zaznamenaný kulminačný prietok 67 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, pričom tá istá vlna kulminovala nižšie v Bardejove na nižšej hodnote, necelých 53 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a predstavovala tu len





Príčinné zrážky	1423.	5. 1987	26.54.	6. 2006	1423.	7. 2008	26.54.	6. 2010
Zrážkomerná stanica\vybraný úhrn	10-d	24-h	10-d	24-h	10-d	24-h	10-d	24-h
Livovská Huta	130,6	57	170,1	48,8	253,4	97,2	207,4	63,6
Kríže	123,9	46	158,5	51	267,8	62,5	204,3	59,5
Malcov	117,3	53	111,4	26,3	174,7	42	166,6	82
Sveržov	119,2	43,5	124,9	30,3	153,9	38,2	137,2	64,3

**Tab. 3** Príčinné zrážky povodňových udalostí na rieke Topľa z mája 1987, júna 2006, júla 2008 a júna 2010. Údaje predstavujú 10-dňové a maximálne 24-hodinové úhrny [mm] vo vybraných zrážkomerných staniciach (obr. 10). Údaje poskytol SHMÚ

2-ročnú povodeň. Takúto situáciu spôsobilo zrejme ostré ohraničenie a koncentrácia extrémnych zrážok v pohorí Čergov. Dôsledkom povodne bola poškodená cesta medzi obcami Livovská Huta a Livov.

#### Povodeň z júla 2008

Povodňová situácia bola zapríčinená špecifickým priebehom zrážok. Tri výdatné zrážkové dni (14., 17. a 20. júl), každý s nameraným úhrnom 20 – 40 mm, významne nasýtili pôdny kryt pohoria Čergov a jeho okolia. Následná príčinná extrémna zrážka z 23. júla mala v staniciach v pohorí Čergov úhrn 63 mm (Kríže) až 97 mm (Livovská Huta). V staniciach mimo pohoria boli úhrny len okolo 40 mm (Malcov a Sveržov). Keďže zdrojová zóna Tople sa nachádza v pohorí Čergov, nameraná kritická zrážka tak spôsobila výrazný vzostup jej hladiny. Povodňová vlna kulminovala v Gerlachove na hodnote prietoku 90,09 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a v Bardejove 169 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (**tab. 2**), kde bola stanovená ako 20ročná povodeň. Geomorfologický efekt povodne bol rozsiahly, najmä v podobe laterálnej erózie koryta. Česta medzi obcami Lukov, Livov a Livovská Huta, ktorá v úzkej doline vedie blízko toku, tak bola značne poškodená (**obr. 11**).

#### Povodeň z júna 2010

Posledná povodeň v skúmanom území bola zapríčinená extrémnymi zrážkami s rozsiahlym plošným dosahom. Nadmerné a dlho trvajúce zrážky spôsobili povodňové situácie na viacerých tokoch východného Slovenska (BLAŠ-KOVIČOVÁ 2011). V Livovskej Hute bolo 31. 5. nameraných 23,6 mm zrážok, nasledujúci deň 59,8 mm. Kľúčová bola zrážka v noci na 3.6., kedy tu padlo 63,6 mm zrážok. Podobne ako pri povodni z roku 2008 nasledovala extrémna zrážka za relatívne dažďovým obdobím. Na rozdiel od príčinnej zrážky z 23.7.2008, mala viac regionálny ako lokálny charakter a zasiahla rozsiahlejšie územia. Povodňová vlna mala v Gerlachove kulminačný prietok 79 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, a neprekonala rekord spred dvoch rokov (tab. 2), taktiež nemala až taký výrazný laterálny geomorfologický efekt na

hornom úseku Tople, kde bolo koryto už značne rozšírené predchádzajúcou povodňou. Veľký plošný rozsah príčinnej zrážky sa však prejavil na kulminačnom prietoku v Bardejove, kde bol nameraný nový rekordný prietok s hodnotou 350 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, čo predstavovalo 100ročnú povodeň.

### 3 METÓDY VÝSKUMU

Výber jednotlivých metód bol determinovaný veľkosťou, tvarom a predovšetkým výraznými longitudálnymi diferenciami korytovonivného geosystému Tople (**obr. 8**). Od prameňa po Bardejov sa koryto Tople mení z malého horského toku s takmer jeden meter širokým korytom, vysokým gradientom (až 25 %) a značným podielom neopracovaného hrubozrnného materiálu v koryte, na tridsať metrov širokú rieku s nízkym gradientom (0,5 %) a dnovými sedimentmi s prevahou jemného štrku.

Metódy, ktoré požadovali veľké množstvo detailných údajov z terénu boli rozvrhnuté tak, aby minimálny počet terénnych pracovníkov (zvyčajne jeden až dvaja) bol schopný vykonať zber príslušných údajov čo najefektívnejšie.

Z hľadiska aplikácie metód a naplnenia cieľov štúdie je skúmané územie diferencované na tri výskumné zóny; *Z1*, *Z2* a *T* (**obr. 12**). Výskumná zóna*Z1* začína od prameňa Tople a končí v Livovskej Hute ľavostranným prítokom Krížovský potok, kde Topľa nadobúda štvrtý rád.

Druhá výskumná zóna Z2 nadväzuje na prvú v Livovskej Hute a končí približne na hranici Čergova a Ondavskej vrchoviny. Predpokladaný priebeh tejto hranice bol v koryte stanovený na priebeh lokálnej eróznej bázy (knick point zone) v podobe skalných kaskád, za ktorou sa podstatne mení charakter koryta. Výskumná zóna Z2 je pre túto štúdiu najpodstatnejšia. V príslušnom osem kilometrov dlhom úseku koryta Tople v tejto výskumnej zóne (**obr. 12**), bol aplikovaný najväčší počet metód.



**Obr. 11** Ukážky geomorfologického efektu povodne z júla 2008, čísla v rohoch predstavujú príslušnosť ku *Korytovému úseku* v RiMoGISe (príloha B). *Korytový úsek 9 –* avulzné koryto(Livovská Huta), *Korytové úseky 16* a 46 – laterálnou eróziou poškodená cesta (Livovská Huty – Livov), *Korytový úsek 57* – laterálnou eróziou degradovaný súkromný pozemok (Livov)

Posledná, tretia výskumná zóna *T*, predstavuje najdlhší úsek a rieka tu má najväčšie koryto. Zber dát tu prebiehal predovšetkým prostredníctvom kabinetných metód, najmä analýzou podkladov z DPZ.

Analýza údajov a ich vloženie do vhodne vybudovanej databázy si vyžadovala štruktúrny rámec, ktorý umožnil ich viacúrovňové usporiadanie a zároveň komplexný pohľad na morfológiu riečnej krajiny skúmaného územia. Za týmto účelom bola ako samostatná metóda pre celé skúmané územie aplikovaná hierarchická klasifikácia morfológie riek (RMHC, z angl. *River Morphology Hierarchical Classification*).

#### 3.1 TVORBA DATABÁZY APLIKUJÚC PRINCÍPY HIERARCHICKEJ KLASIFIKÁCIE MORFOLÓGIE RIEK (RMHC)

Aplikácia hierarchickej klasifikácie morfológie riek v skúmanom území prebiehala *zhora nadol*. Vo výskumnej zóne skúmaného územia Zl (**obr. 12**) bola konečná úroveň delimitácie Korytovo-nivná jednotka, vo výskumnej zóne T to bola úroveň Korytový úsek. Výskumná zóna Z2 bola rozpracovaná najdetailnejšie, až na úroveň Morfologická jednotka, forma reliéfu.

Rozdelenie *Povodia* skúmaného úseku Tople na *Zóny*, bolo vykonané na základe priebehu rozhrania geomorfologických celkov Čergov a Ondavská vrchovina (obr. 8). Pri ďalšom členení na úroveň Segmentov boli kľúčovými delimitačnými rozhraniami miesta významných prítokov, alebo významných zlomov. Po úroveň Segmentov boli postačujúce topografické podkladyv mierke 1:10 000. Na delimitáciu Korytovo-nivných jednotiek a Korytových úsekov boli potrebné najaktuálnejšie údaje z DPZ a/alebo doplňujúce terénne mapovanie. Digitalizáciou aktívneho koryta boli v softvérovom prostredí geografických informačných systémov (GIS) identifikované kľúčové hranicotvorné charakteristiky. Pre definovanie Korvtovonivných jednotiek to bol štýl pôdorysnej vzorky a pozícia koryta na dne doliny. Korytové úseky boli vyčlenené na základe zmeny šírky koryta, primknutia koryta k svahu, prítomnosti bočných lavíc a vzájomnej polohy dna koryta a lavíc. Po definovaní priestorových jednotiek RMHC až po úroveň Korytový úsek, vznikla kostra viacúrovňovej databázy, ktorá bola postupne naplňaná potrebnými atribútmi.

Základné atribúty boli získané zo Základnej bázy údajov pre geografický informačný systém (ZB GIS), ktorá bola poskytnutá Úradom geodézie, kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012). Zo ZB GISu boli použité topografické podklady 1:10 000, ako aj digitálny terénny model (DTM) s veľkosťou pixla 10 m. Ďalšie atribúty boli získané z ana-



**Obr. 12** Metodologické rozčlenenie skúmaného územia na tri výskumné zóny *Z1, Z2* a *T* a prehľad použitých metód.

Zdroj podkladov: Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)

lýzy údajov DPZ, historických máp (Hist.), terénneho merania priečnych (XS) a pozdĺžnych profilov (PP). Terénnym mapovaním (TM) *Morfologických jednotiek koryta* vo výskumnej zóne Z2 boli získané atribúty charakterizujúce ich veľkostné, a substrátovo-procesné priestorové usporiadanie. Údaje o sedimentoch boli získané digitálnou granulometriou (DG) na vybraných laviciach. Hrubozrnné sedimenty v koryte boli analyzované len v štyroch vybraných úsekoch za účelom identifikácie ich lokálnych zdrojov, preto nie sú zahrnuté v databáze.

Štruktúra obsahu databázy na jednotlivých hierarchických úrovniach je nasledovná:

Označenie atribútu – popis atribútu – zdroj/ metóda – výskumná zóna (*Z1*, *Z2*, *T*– obr. 12).

(Ak výskumná zóna nie je uvedená, platí pre celé územie)

#### POVODIE:

#### ID

Area – Rozloha – ZB GIS

Dt – Dĺžka toku – DPZ, ZB GIS

Elev\_min – Minimálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev max – Maximálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev mean – Priemerná nadmorská výška – ZB GIS

Slope – Priemerný sklon povodia – ZB GIS

ZÓNA:

ID

Area – Rozloha – ZB GIS

Dt – Dĺžka toku – DPZ, ZB GIS

Elev\_min – Minimálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev max – Maximálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev mean – Priemerná nadmorská výška – ZB GIS

Slope – Priemerný sklon zóny – ZB GIS

Net – Celková dĺžka všetkých vodných tokov – ZB GIS

Net\_dens - Hustota riečnej siete - ZB GIS

SEGMENT:

#### ID

Area – Rozloha – ZB GIS

Dt – Dĺžka toku – DPZ, ZB GIS

Elev\_min – Minimálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev max – Maximálna nadmorská výška – ZB GIS

Elev mean – Priemerná nadmorská výška – ZB GIS

Slope – Priemerný sklon segmentu – ZB GIS

Slope\_v - Priemerný sklon dna doliny - ZB GIS

Net – Celková dĺžka všetkých vodných tokov – Bar 2009 – Rozloha lavíc 2009 – DPZ – (Z2, ZB GIS T) Net dens – Hustota riečnej siete – ZB GIS Er 87 - Rozloha degradovaná brehovou eróziou 1987 - DPZ - (Z2, T)Strahler - Rád Tople podľa Strahlera - ZB GIS Er 06 -Rozloha degradovaná brehovou eróziou 2006 - DPZ - (Z2, T)KORYTOVO-NIVNÁ JEDNOTKA: Er 08 -Rozloha degradovaná brehovou eró-ID ziou 2008 - DPZ - (Z2, T)Area - Rozloha - ZB GIS Bfi-Šírka plného koryta v i-tej úrovni- TM -Dt – Dĺžka toku – DPZ, ZB GIS 72 Dv – Dĺžka údolnice – ZB GIS Hi-Hlbka plného koryta v i-tej úrovni- TM -Ik – Index kľukatenia – DPZ, ZB GIS 72 B Priemerná šírka meandrového Hb –Výška nižšieho brehu – TM – Z2 (oblúkového) pásu – DPZ – (Z2, T) Ai–Plocha prietočného profilu v i-tej úrovni– IB – Index šírky meandrového pásu – DPZ – TM - Z2(Z2, T) Bfi/Hi–Index šírka/hĺbka koryta v i-tej úrovni– Ch s – Priemerný sklon koryta – PP, ZB GIS TM - Z2V w – Priemerná šírka dna doliny – ZB GIS – I – Miera zarezania koryta – TM – Z2 (Z2, T) Taui-Špecifické šmykové napätie v i-tej úrov-Ch w – Priemerná šírka aktívneho koryta – ni-TM-Z2DPZ - (Z2, T)omegai-Špecifickývýkon toku v i-tej úrovni-V c – Stupeň uzavretia doliny – ZB GIS – (Z2, TM – Z2 T) D50 - Medián veľkosti sedimentov na laviciach - DG - (Z2 a T)KORYTOVÝ ÚSEK: D16 - 16-ty percentil veľkosti sedimentov na laviciach -DG - (Z2 a T)ID D84 - 84-ty percentil veľkosti sedimentov na Dist – Vzdialenosť od prameňa – DPZ, ZB GIS laviciach –  $D\overline{G}$  – (Z2 a T) Ch area – Rozloha koryta – DPZ – (Z2, T)S-FW - Koeficient vytriedenia – DG – (Z2 a T)B area – Rozloha dna koryta – DPZ – (Z2, T)Boulder - Podiel balvanov na povrchu lavíc -Dt – Dĺžka toku – DPZ, ZB GIS DG - (Z2 a T)Ch w – Priemerná šírka aktívneho koryta – Cobble -Podiel kameňov na povrchu lavíc -DPZ - (Z2, T)DG - (Z2 a T)B w – Priemerná šírka dna koryta – DPZ – Gravel - Podiel štrku na povrchu lavíc - DG -(Z2, T)(Z2 a T) Ch c – Stupeň uzavretia koryta – DPZ – (Z2,Nonal – Podiel dĺžky nealuviálneho brehu – T) TM - Z2Ch abut – Dĺžka primknutia – DPZ, TM – (Z2,Bedrock – Podiel dĺžky skalného dna – TM – T) Z2 IA – Index primknutia – DPZ, TM – (Z2, T)Ch s – Priemerný sklon koryta – PP, ZB GIS MORFOLOGICKÁ JEDNOTKA: Ch 1820 - Priemerná šírka aktívneho koryta ID 1820 - Hist. - (Z2, T)Typ Ch 1880 – Priemerná šírka aktívneho koryta 1880 - Hist. - (Z2, T)Part – Časť koryta – TM – Z2 Sub – Materiál – TM – Z2 Bar 1981 – Rozloha lavíc 1981 – DPZ – (Z2, T) Proces – Proces– TM – Z2 Bar 1987 – Rozloha lavíc 1987 – DPZ – (Z2, T) Prvotné atribúty databázy RMHC odvodené Bar 2004 – Rozloha lavíc 2004– DPZ – (Z2, z podkladov ZB GISsú nasledovné: T) • Rozloha - Area (rozloha celého Povodia, Bar 2006 – Rozloha lavíc 2006 – DPZ – (Z2, Zón, Segmentov a Korytovo-nivných jedno-T) tiek)

- Dĺžka toku Dt (meraná len vo výskumných zónach ZlaZ2, v T bola získaná z DPZ)
- Dĺžka údolnice Dv (vedená osou dna doliny)
- Minimálna nadmorská výška Elev\_min (z DTM)
- Maximálna nadmorská výška Elev\_max (z DTM)
- Priemerná nadmorská výška Elev\_mean (z DTM)
- Priemerný sklon povodia (Zóny, Segmentu) Slope (z DTM)

Priemerný sklon dna doliny – Slope\_v (z DTM).

- Priemerný sklon koryta Ch\_s (z DTM len vo výskumných zónach Zl a T, vo výskumnej zóne Z2 bol sklon zmeraný v teréne podkapitola 3.4)
- Priemerná šírka dna doliny V\_w (z DTM)
- Celková dĺžka všetkých vodných tokov Net
- Hustota riečnej siete Net\_dens
- Rád Tople podľa Strahlera Strahler

#### 3.2 Analýza údajov diaekového prieskumu Zeme a historických máp

Analýza podkladov z DPZ je kľúčovou metódou pri štúdiu pôdorysnej vzorky koryta. Limity využitia týchto podkladov spočívajú v grafickom rozlíšení snímok a dostupnosti, resp. pokrytí skúmaného územia v požadovanom období. Aj keď v súčasnosti je územie Slovenska kompletne nasnímané vo vysokom rozlíšení, dáta z minulosti často chýbajú, alebo sú nedostatočne detailné. Z období, kedy DPZ ešte nemohol byť vykonávaný, sú jediným dostupným zdrojom informácií o pôdorysnej vzorke koryta historické mapy.

Jedným z hlavných kritérií použitia podkladov DPZ vo fluviálnej geomorfológii je ich rozlíšenie a veľkosť toku. Danému rozlíšeniu leteckých meračských snímok či ortofotosnímok zodpovedá minimálna akceptovateľná šírka koryta toku, alebo pre danú šírku existuje nutné minimálne rozlíšenie snímok, alebo ortofotosnímok (**obr. 13**). Rozlíšenie údajov je limitujúce aj pre identifikáciu troch typov rozhrania krajiny, podstatných pri fluviálno-geomorfologickom výskume (GILVEAR a BRY-ANT 2003): 1, voda, 2, vegetácia, 3, exponované sedimenty.

Pri hodnotení dynamiky pôdorysnej vzorky koryta analýzou podkladov DPZ je potrebné použiť dáta z minimálne dvoch rôznych časových období. Zmeny v pôdorysnej vzorke vyjadrujú dynamiku koryta v danom úseku, či ide o premiestňovanie koryta, sedimentáciu, alebo zazemňovanie a následnú stabilizáciu vegetáciou. Rola časového údaju je pri takomto hodnotení nevyhnutná.

Základné dva typy účelne delimitovaných objektov sú vodná plocha – koryto a exponované sedimenty – lavice. Výstupom sú nielen získané morfometrické parametre pôdorysnej vzorky koryta, ale pri hodnotení údajov z rôznych časových období je možné stanoviť mieru laterálneho posunu koryta (PIÉGAY et al. 2005), resp. vývoj lavíc (LEWIN 1983).

Informácie o pôdorysnej vzorke z historických máp majú k podkladom DPZ doplňujúci charakter. Polohové nepresnosti týchto máp sú pre fluviálnu geomorfológiu priveľké, preto treba brať získané kvantitatívne charakteristiky riečnych korýt s veľkou rezervou. Relatívne priestorovo-polohové informácie sú však už využiteľné. Z historických máp je bezvýznamné hodnotiť laterálny posun koryta, no samotný tvar pôdorysnej vzorky zachytený na týchto mapách poskytuje cenné informácie o približnom štádiu vývoja koryta.

Na území Slovenska prebehli tri celoplošné vojenské mapovania: I. vojenské mapovanie (1764 – 1787), II. vojenské mapovanie (1810-1869), III. vojenské mapovanie (1875 – 1884) a reambulovaná verzia z roku 1930. Ďalšia séria komplexných máp ako Československé vojenské topografické mapovanie (1952 – 1957), alebo Základná mapa Slovenskej republiky sú pre potreby fluviálnej geomorfológie nahraditeľné leteckými meračskými snímkami.

Rôzna rozlišovacia úroveň podkladov DPZ, miera ich spracovania ale aj vegetačné obdobie mali vplyv na presnosť a spoľahlivosť odvodených údajov. Výber podkladov DPZ bol cielený tak, aby bolo koryto Tople zachytené čo najneskôr pred a čo najskôr po vybraných povodňových udalostiach, konkrétne išlo o povodeň z júna 1987, júna 2006 a júla 2008. Historické mapy boli vybrané za účelom porovnania šírky koryta z obdobia vrcholu tzv. malej doby ľadovej s jeho súčasnými pôdorysnými parametrami.

Zdrojom požitých historických máp (II. a III. vojenského mapovania) boli ich digitálne verzie publikované v databáze Arcanum na DVD-ROM (JANKÓ et al. 2005 a BISZAK et al. 2007), ktoré boli za účelom ďalšieho spracovania rektifikované v prostredí GIS.

Z obdobia 80-tých rokov boli použité čierno-biele letecké meračské snímky z rokov 1981 a 1987. Podklady pre štúdiu boli poskytnuté v digitálnej podobe Topografickým ústavom plukovníka Jána Lipského v Banskej Bystrici. Snímky boli rektifikované v prostredí GIS.

Z obdobia po roku 2000 boli použité podklady poskytnuté spoločnosť ou Eurosense, s.r.o.



**Obr. 13** Vzťah rozlíšenia snímok DPZ a veľkosti toku (upravené podľa GILVEAR a BRYANT 2003)

Pre skúmané územie boli dostupné ortofotomapy z mája 2004, septembra 2006 a októbra 2009, ktoré si nevyžadovali priestorové priradenie.

Časť územia (výskumné zóny *Z1* a *Z2*) bola nasnímaná satelitom spoločnosti GeoEye vo vysokom rozlíšení a sprístupnená aplikáciou Google<sup>TM</sup>earth. Snímkovanie bolo vykonané v apríli 2009, kedy v skúmanom území bolo prekrytie koryta vegetáciou minimálne čo umožnilo jeho čiastočnú identifikáciu aj v lesnatých častiach. Celkovo bolo použitých sedem sérií podkladov, z toho dve série historických máp, dve série leteckých meračských snímok a tri série ortofotomáp (**tab. 4 a obr. 14**). Prvotným krokom analýzy údajov DPZ a historických máp bola digitalizácia aktívneho koryta zo všetkých podkladov v prostredí GIS. V rámci aktívneho koryta boli samostatne vyčlenené dno koryta a lavice. Za dno koryta bola považovaná jeho zvodnená časť. Keďže koryto skúmaného toku je na mnohých miestach pomerne úzke a jeho ripariálnu vegetáciu tvorí prevažne les, nie vždy bola jeho brehová línia na snímke/ortofotomape dostatočne identifikovateľná. Ak sa však v koryte vyskytovala lavica predstavujúca exponované sedimenty, bola spoľahlivo delimitovateľná (**obr. 15**).

Metódou prekrytia vrstiev predstavujúcich koryto v danom období v prostredí GIS (PIÉ-GAY et al. 2005, RUSNÁK 2010, MICHAL-KOVÁ et al. 2011, KIDOVÁ a LEHOTSKÝ 2012) boli získané erodované plochy počas vybraných povodňových udalostí, označené v databáze RMHC nasledovne:

- Rozloha degradovaná brehovou eróziou počas povodne v roku 1987 – Er\_87 (prekrytím vrstvy koryta z roku 1987 vrstvou koryta z roku 1981)
- Rozloha degradovaná brehovou eróziou počas povodne v roku 2006 – Er\_06 (prekrytím vrstvy koryta z roku 2006 vrstvou koryta z roku 2004).
- Rozloha degradovaná brehovou eróziou počas povodne v roku 2008 – Er\_08 (prekrytím vrstvy koryta z roku 2008 vrstvou koryta z roku 2006).

V prípade hodnotenia geomorfologickej odozvy na povodňovú udalosť na relatívne malom vodnom toku akým je Topľa, je vhodné

NÁZOV/TYP PODKLADU	DÁTUM	UDALOSŤ, Z KTOREJ SÚ ZACHYTENÉ PREJAVY V KORYTE	ZDROJ	MIERA SPOĽAHLIVOSTI A PRESNOSTI
Farebná ortofotomapa	10/2009	7/2008	Eurosense, s. r.o.,	Vysoká
	(4/2009)		$GeoEye - Google^{TM}$ earth	
Farebná ortofotomapa	9/2006	6/2006	Eurosense, s.r.o.	Vysoká
Farebná ortofotomapa	5/2004	-	Eurosense, s.r.o.	Vysoká
Naskenovaná čiernobiela letecká meračská snímka	1987	6/1987	Topografický ústav	Stredná
Naskenovaná čiernobiela letecká meračská snímka	1981	-	Topografický ústav	Stredná
Historická mapa	1880	ústup malej doby ľadovej	III. Vojenské mapovanie	Nízka
Historická mapa	1820	vrchol malej doby ľadovej	II. Vojenské mapovanie	Nízka

Tab. 4 Prehľad použitých podkladov z diaľkového prieskumu Zeme a historických máp



interpretovať dynamiku koryta prostredníctvom plochy lavíc, ktoré sú prejavom jeho nestability a zvýšenej sedimentácie. Inak povedané, čím väčšia plocha lavíc, tým väčšia dynamika a morfologická nestabilita koryta. Za účelom porovnania vývoja dynamiky boli zo zdigitalizovaných korýt zo všetkých podkladov DPZ vyčlenené plochy lavíc pre *Korytové úseky* vo výskumných zónach *Z2* a *T*. Keďže *Ko*- *rytové úseky* nie sú rovnako dlhé, boli plochy lavíc vydelené ich dĺžkou, čím vznikla hodnota priemernej šírky lavíc na *Korytový úsek* a tieto údaje už možno vzájomne porovnávať. V databáze RMHC sú označené nasledovne:

- Priemerná šírka lavíc 1981 Bar\_1981
- Priemerná šírka lavíc 1987 Bar\_1987
- Priemerná šírka lavíc 2004 Bar\_2004



Obr. 15 Príklad digitalizácie koryta a jeho dna. Podklad: Eurosense, s.r.o

- Priemerná šírka lavíc 2006 Bar\_2006
- Priemerná šírka lavíc 2009 Bar 2009.

Na historických mapách z rokov 1820 a 1880 je koryto Tople značne širšie ako v súčasnosti, najmä v prípade roku 1820. Rieka má väčšinou divočiaci charakter a preto nebolo vhodné v prostredí GIS rozlišovať osobitne dno koryta a lavice. Pre porovnanie veľkosti korýt z príslušných historických období, bol do databázy RMHC pridaný atribút priemernej šírky aktívneho koryta:

- Priemerná šírka aktívneho koryta 1820 Ch\_1820
- Priemerná šírka aktívneho koryta 1880 Ch\_1880.

Korektná interpretácia výsledkov erodovaných plôch a plôch lavíc v pozdĺžnom smere je možná dvomi metódami. Prvou je rozdelenie koryta na rovnako dlhé úseky, ktoré slúžia ako priestorové jednotky zberu informácií (MI-CHALKOVA et al. 2011). Výhodou tejto metódy je jej časová nenáročnosť. Ak má však koryto v pozdĺžnom profile vysokú variabilitu pôdorysnej vzorky, tak sa vo výsledkoch môže táto variabilita vytratiť. Koryto Tople sa vyznačuje vysokou variabilitou a preto tu bola zvolená iná metóda. Bolo pristúpené k jeho rozčleneniu na nerovnako dlhé Korytové úseky (v zmysle RMHC), ktorých hranice boli kladené v miestach meniacich sa pôdorysných vlastností. Aby bolo možné nerovnako dlhé úseky medzi sebou porovnávať, príslušné atribúty (erodovaná plocha, plocha lavíc) boli normalizované dĺžkami Korytových úsekov.

Vrstva reprezentujúca koryto z roku 2009 bola vybraná ako referenčná vrstva, na základe ktorej bola vykonávaná delimitácia *Korytovonivných jednotiek* a na nižšej úrovni delimitácia *Korytových úsekov*.

Nad referenčnou vrstvou boli v prostredí GIS zmerané a odvodené atribúty pôdorysných parametrov, ktoré boli v databáze RMHC označené nasledovne (označenia boli upravené podľa LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2004, LE-HOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2005, ROSGEN 2007, CHARLTON 2008):

- Dĺžka toku Dt (len vo výskumných zónach Z2 a T)
- Index kl'ukatenia Ik (pomer dĺžky toku Dt k dĺžke údolnice Dv)
- Šírka meandrového (oblúkového) pásu B (vzdialenosť medzi dvoma líniami dotýkajúcimi sa vonkajších okrajov dvoch protiľahlých oblúkov)
- Index šírky meandrového pásu IB (pomer šírky oblúkového pásu B k šírke plného koryta)

- Rozloha aktívneho koryta Ch area
- Priemerná šírka aktívneho koryta Ch\_w (priemerná šírka zvoleného úseku získaná podielom jeho rozlohy a dĺžky)
- *Rozloha dna koryta* **B\_area**
- Priemerná šírka dna koryta B\_w (priemerná šírka dna zvoleného úseku získaná podielom jeho rozlohy a dĺžky)
- Stupeň uzavretia koryta Ch\_c (pomer šírky aktívneho koryta Ch\_w k šírke dna koryta B\_w)
- Stupeň uzavretia doliny V\_c (pomer šírky dna doliny V\_w k šírke aktívneho koryta Ch\_w).
- Dĺžka primknutia koryta Ch\_abut (dĺžka toku po prúdnici v úseku, kde koryto priamo nadväzuje na svah. Meraný spolu pre ľavý a pravý breh koryta, keďže primknutie z oboch strán súčasne sa v skúmanom území nevyskytuje. Vo výskumnej zóne Z2 boli polohy primknutia spresnené terénnym mapovaním)
- Index primknutia koryta IA (pomer dĺžky primknutého úseku Ch\_abut k dĺžke toku).

#### 3.3 Konštrukcia a analýza priečnych profilov

Jednou z metód terénneho výskumu bola analýza koryta v jeho priečnom profile. Aplikáciou tejto metódy boli získané dva typy informácií; prvý typ predstavujú morfometrické parametre koryta, druhým typom je stupňovitosť priečneho profilu poukazujúca na vertikálnu diferenciáciu koryta a prítomnosť rôznych úrovní stavu plného koryta. Inštalácia priečnych profilov bola realizovaná v jeseni 2010. Celkový počet priečnych profilov je 78, sú rozmiestnené s nepravidelným rozostupom v celej výskumnej zóne Z2 (**obr. 16**).

Profily boli umiestňované tak, aby bol na každom *Korytovom úseku* vo výskumnej zóne Z2 jeden reprezentatívny profil, avšak v štyroch *Korytových úsekoch* boli inštalované dva profily. Ide o úseky, u ktorých je predpoklad k zvýšenej náchylnosti na laterálnu eróziu koryta. V štyroch opačných prípadoch, kde profily neboli zamerané, išlo o *Korytové úseky* v ktorých sa buď veľkosť koryta výrazne nemenila a za reprezentatívny bol považovaný profil z úseku vyššie, alebo sa jednalo o rozvetvený typ koryta v ťažko prístupnom teréne, kde by meranie bolo nepresné.

Pri meraní priečneho profilu mala v teréne osobitnú dôležitosť jeho prvotná inštalácia. Pozostávala z výberu vhodnej lokality a jeho upevnenia. Výber lokality pre zmeranie priečneho profilu bol spravidla limitovaný prístupnosťou terénu a použiteľnosťou meracieho zariadenia. Charakter dna, hĺbky toku a prúdenia





musel byť taký, aby neohrozoval bezpečnosť terénneho pracovníka ani kvalitu nameraných údajov. Bolo nutné vyhnúť sa nepriechodným lokalitám, či už spôsobených prítomnosťou nadrozmerných zvyškov dreva v koryte alebo kaskádam s nebezpečne klzkým dnom. Priečny profil bol zvolený tak, aby reprezentoval daný Korytový úsek. Po výbere lokality bol najskôr stanovený iniciálny bod profilu so súradnicou [0,0], ktorý bol v teréne označený. K tomu poslúžila krátka oceľová tyč, natesno obložená tromi kameňmi. Tyč presne definuje iniciálny bod a kamene slúžia na jej l'ahšie odhalenie v teréne, na zabránenie jej obrastenia vegetáciou, ale aj ako ochrana proti poraneniu osôb či zveri pri nechcenom stúpení. Îniciálny bod musel byť na mieste, ktoré je stabilné, pod minimálnym potenciálnym vplyvom akýchkoľvek procesov (fluviálnych, svahových, antropogénnych), ktoré by mohli zmeniť jeho polohu, alebo ho poškodiť. Poloha iniciálnych bodov bola dodatočne zaznamenaná pomocou D-GPS merania s presnosťou jeden meter. Na umiestnenie iniciálneho bodu bol z praktických dôvodov preferovaný nižší breh. Vždy bol zaznamenaný smer merania pre následnú transformáciu údajov. Z iniciálneho bodu bol profil vedený kolmo na prúdnicu na opačný breh, príp. svah. Rozmiestnenie bodov na priečnom profile nebolo pravidelné, predovšetkým bol kladený dôraz na zachytenie hrán. V teréne bol označený aj koncový bod. Pri meraní priečnych profilov

bola zaznamenaná pozícia hladiny vody v koryte a na základe brehovej a lavicovej vegetácie bola poznamenaná predpokladaná hladina plného koryta (GREŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2006, 2007).

Meranie dvoch súradníc [x;y] na priečnych profiloch bolo vykonávané dvomi zariadeniami. Poloha v horizontálnom smere bola určená pomocou laserového diaľkomera umiestneného na statíve a rektifikovaného do vodorovnej polohy. Laserový diaľkomer meral s presnosťou 1 mm do vzdialenosti 50 metrov. Len v štyroch prípadoch bol profil dlhší ako 50 metrov, čo bolo vyriešené preložím statívu na iný známy bod na profile a spätným prerátaním súradníc. Pri meraní diaľkomerom je dôležitá vysoká schopnosť odrazu laserového lúča plochou, na ktorú je lúč vyslaný. Táto požiadavka bola zabezpečená bielou tabuľkou s rozmermi 20×25 cm. Vertikálna poloha bola stanovená pomocou digitálnej hadicovej vodováhy, ktorej merací rozsah bol 8 metrov vo vertikálnom a 48 metrov v horizontálnom smere.

Údaje z terénneho merania prešli procesom digitalizácie, transformácie a grafického zobrazenia. Z vhodného grafického zobrazenia priečneho profilu koryta sú následne identifikovateľné formy koryta, najmä úrovne povodňových stupňov.

Morfometrické parametre na priečnom profile koryta sú vzťahované k stavu plného koryta. Na analýzu priečnych profilov bol použitý program WinXSPRO 3.0, (HARDY et al. 2005). Program je schopný na základe vstupných informácii pozostávajúcich zo súradníc bodov [x;y] priečneho profilu, stanovenia úrovne stavu plného koryta a sklonu vodnej hladiny vypočítať sériu morfometrických a hydraulických parametrov. Vhodný je predovšetkým na toky s gradientom väčším ako 0,01 (HARDY et al. 2005).

Účelom analýzy priečnych profilov bolo kvantitatívne vyjadrenie energetickej kapacity koryta prostredníctvom špecifického šmykového napätia  $\tau$  a špecifického výkonu toku  $\omega$ .

Na všetkých priečnych profiloch boli identifikované tri rôzne úrovne plného koryta. Pre každú úroveň bol odčítaný súbor morfometrických parametrov a odvodených hydraulických charakteristík, ktoré boli v databáze RMHC označené nasledovne (index i nadobúda hodnoty 1, 2 alebo 3 a vyjadruje označenie úrovne plného koryta):

- Šírka plného koryta Bfi (vodorovná vzdialenosť medzi hranami brehov plného koryta)
- Hĺbka plného koryta Hi (zvislá vzdialenosť najhlbšieho bodu dna koryta od hladiny plného koryta)
- Index šírka/hĺbka koryta Bfi/Hi
- Plocha prietočného profilu Ai
- Špecifické šmykové napätie Taui (τ, vzťah1.3)
- Špecifický výkon toku omegai (ω, vzťah1.2)
- Výška nižšieho brehu Hb (zvislá vzdialenosť od päty brehu po jeho hranu)
- *Miera zarezania koryta* I (podiel Hb/Hi; i = 3).

Výška nižšieho brehu **Hb** bola stanovená len pre najvyššiu úroveň plného koryta, rovnako aj z nej odvodený parameter miera zarezania koryta **I**.

#### 3.4 Konštrukcia a analýza pozdĺžneho profilu

Pozdĺžny profil bol zmeraný v celej výskumnej zóne Z2 za účelom postihnutia priestorovej diferenciácie gradientu koryta, z kto-rého bolo možné na priečnych profiloch vypočítať zvolené hydraulické charakteristiky. V ostatných častiach skúmaného územia bol pozdĺžny profil odvodený z DTM, ktorého presnosť bola 10 metrov. Tým bol skompletizovaný pozdĺžny profil Tople v celom skúmanom úseku od prameňa až po Bardejov.

Meranie bolo vykonávané pomocou laserového diaľkomeru, ktorý meral s presnosťou 30 cm, s maximálnym možným dosahom až 2000 m a pri rektifikácii na statíve s ním bolo možné merať aj sklon. Celkový počet opa-kovaní merania bol 175, na dĺžke 8707,36 m. Priemerná meraná vzdialenosť bola 49,76 m, minimálna 10,05 m a maximálna 122,6 m. Zmeranie presnej polohy bodov pomocou GPS nebolo mož-né, keďže koryto Tople je tu zarezané, často primknuté ku svahu a s hustou vegetáciou. Preto aby bola umožnená lokalizácia pozdĺžneho profilu a jeho analýza v prostredí GIS, boli jeho body často kladené v miestach, kde boli predtým vykonané merania priečnych profilov. Ich poloha bola už stanovená D-GPS meraním počiatočných bo-dov nachádzajúcich sa na nive, kde je v porovnaní s pozíciou na dne zarezaného či primknutého koryta dostatočný signál. V takých prípadoch bol pre výpočet odvodených hydraulických parametrov na priečnom profile pou-žitý sklon zmeraný v úseku nad ním. Poloha ostatných bodov bola spresnená v prostredí GIS na základe polohy koryta z najaktuálnejších podkladov DPZ. Po takto georeferencovanom priečnom profile v prostredí GIS bolo možné vypočítať priemerné hodnoty sklonu koryta pre Korytové úseky a Korytovo-nivné jednotky. Priemerná hodnota sklonu bola vážená dlžkami meraných úsekov s príslušným sklonom. V databáze RMHC je sklon koryta označený nasledovne:

Priemerný sklon koryta – Ch\_s.

#### 3.5 GRANULOMETRICKÉ METÓDY

Generálne je granulometria hrubozrnného vnútrokorytového materiálu vykonateľná dvomi spôsobmi; povrchovým alebo volumetrickým odoberaním vzoriek (BUNTE a ABT 2001). Povrchový zber predstavuje vyňatie exponovaných častíc na povrchu lavice, alebo dna koryta. Vertikálny rozsah zberu zodpovedá hrúbke danej častice. BUNTE a ABT (2001) uvádzajú tri typy povrchové odberu hrubozrnných sedimentov:

- Lineárne počítanie častíc výber stanoveného počtu častíc na povrchu, pozdĺž rovnomerných krokov naprieč korytom. Priečnych odberov môže byť ľubovoľné množstvo a ich rozloženie je tiež rovnomerné. Táto metóda je nenáročná, vhodná pre veľké plochy (≈ 100 m²). Lineárne počítanie rovnomerne vzdialených častíc na priečnych profiloch zaviedol Wolman (1954), jeho metóda sa označuje aj ako kroková metóda. Wolmanova metóda sa s modifikáciami používa dodnes.
- Počítanie častíc v mriežke výber stanoveného počtu častíc na povrchu podľa stanovenej mriežky. Metóda vhodná pre relatívne malé plochy (≈ 1 – 10 m<sup>2</sup>).
- Plošné vzorkovanie zahŕňa všetky častice na povrchu v rámci malej, vopred stanovenej

plochy ( $\approx 0, 1 - 1 \text{ m}^2$ ). Existujú rôzne variety výberu častíc pri celoplošnom vzorkovaní. Jednou skupinou je manuálne vyzbieranie všetkých voľných častíc z povrchu, druhá je založená na vtlačení pevnej platne do pripovrchových sedimentov a ich odseparovanie zdvihnutím platne, sedimenty však musia byť ľahko penetrovateľné. Poslednou skupinou metód sú nedeštruktívne metódy, spočívajúce vo fotografovaní povrchu sedimentov, na vizuálnom odhade, či vyrobení voskových odliatkov. Z týchto metód bola pre prácu zvolená metóda fotografovania povrchu sedimentov a následné spracovanie digitálnou gravelometriou v softvéri SEDI-METRICS (podkapitola 3.5.2).

Výber granulometrických metód v skúmanom území zodpovedal cieľu vyjadriť odozvu sedimentov v koryte Tople na povodňové udalosti. Na jednej strane bola táto odozva vyjadrená identifikáciou zdrojov prísunu pôvodne nealuviálneho hrubozrnného materiálu a rozsahu jeho rozplavenia. Na strane druhej to bola charakteristika sedimentov akumulovaných na relatívne rozsiahlych laviciach, ako hmotného prejavu procesov sprevádzajúcich povodne. Z uvedeného je zrejmé, že objektom granulometrických metód boli výlučne hrubozrnné sedimenty.

Povrchový zber hrubozrnných sedimentov je nenáročný na technické vybavenie a čas a zároveň postačujúci pre ich kvantifikáciu (BUNTE a ABT 2001), preto boli pre túto štúdiu zvolené granulometrické metódy tohto typu.

## 3.5.1 Granulometria hrubozrnných sedimentov z lokálnych zdrojov

Opakovaným rekognoskačným prieskumom koryta Tople v celom skúmanom území bol zaznamenaný prísun nealuviálneho hrubozrnného materiálu do koryta z dvoch typov zdrojov; pôvodne delúviálny materiál z primknutého svahu a materiál zo skalného dna. Prejavom v koryte bola prítomnosť nadmerne veľkých častíc (kameňov a balvanov) v porovnaní s alúviom koryta. Na základe vizuálneho hodnotenia bolo predpokladané, že tento materiál je po dosiahnutí koryta rozplavený a určujúcim faktorom je veľkosť danej častice.

Vo výskumnej zóne Z2 boli vybrané štyri lokality (**obr. 17**) s výrazným prísunom nealuviálneho hrubozrnného materiálu do koryta. Každý úsek začínal nad miestom prísunu nealuviálneho materiálu a končil v takej vzdialenosti od zdroja hrubozrnných sedimentov, kde už nebol predpokladaný dosah lokálneho zdroja. Terénny zber údajov prebiehal nasledovne; na úseku dlhom štyri metre bolo vizuálne identifikovaných päť najväčších častíc na dne koryta. Na každom z týchto piatich kameňov/balvanov boli pomocou posuvného meradla odmerané všetky tri osi (a, b, c) s presnosťou 1 cm. Tento úkon bol vykonaný opakovane na každých štyroch metroch. Celkovo tak bolo



**Obr. 17** Lokality vo výskumnej zóne *Z2*, kde bola vykonaná granulometria hrubozrnných sedimentov z lokálnych zdrojov. Zdroj podkladov: Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)

zmeraných 105 častíc na prvej lokalite (84 m úsek), 280 častíc na druhej lokalite (224 m úsek), 225 častíc na tretej lokalite (180 m úsek) a 220 častíc na poslednej štvrtej lokalite (176 m úsek).

Veľkosť častice môže byť determinovaná v troch rôznych kategóriách (BUNTE a ABT 2001): dĺžka *b*-osi, nominálny priemer  $D_n$  a priemer podľa veľkosti sita. Tieto tri prístupy sú vhodné pre rôzne účely. V prípade tejto štúdie je dôležité brať do úvahy celkový objem. Preto bol na vyjadrenie veľkosti častíc zvolený nominálny priemer  $D_n$ , ktorý indikuje priemer častice s teoretickým objemom ideálnej gule:

$$D_n = (a.b.c)^{1/3} \tag{3.1}$$

 $D_n$  je pritom v priamom vzťahu s objemom častice .

$$V_D = \frac{\pi}{6} (a. b. b)^3$$

Rozdelenie veľkosti častíc vykazuje logaritmickú funkciu, preto pre potreby ich štatistického spracovania a nevyhnutnosti štandardizácie dát boli definované jednotky veľkosti  $\Phi a$  $\Psi$ , ktoré sú vyjadrené záporným (pre  $\Psi$  kladným) logaritmom veľkosti častice D, meranej v mm:

$$\phi = -\log_2 D = -\psi \qquad (3.2)$$

Po stanovení veľkostí častíc pomocou nominálneho priemeru  $D_n$ , boli zaradené do veľkostných kategórii podľa škály  $\Psi$ , konkrétne do štyroch intervalov  $\Psi$  (7 až 8), (8 až 9), (9 až 10), (nad 10). Ďalej bola pre všetky častice vypočítaná ich sféricita.

Účelom stanovovania sféricity sedimentov bolo preverenie jej vzťahu s dráhami transportu častíc s rôznou veľkosťou. Existuje viacero vyjadrení sféricity, ktoré možno dať do vzťahu s fluviálnym transportom (BUNTE a ABT 2001). Najjednoduchšie je možné sféricitu vyjadriť pomocou indexu sploštenia (c/b) a indexu pretiahnutia (b/a). Na vyjadrenie sféricity ako indikátora transportability jednotlivých častíc bola zvolená tzv. efektívnu sféricitu  $\Psi_r$ , ktorú SNEED a FOLK (1958) definovali ako:

$$\psi_r = \left(\frac{c^2}{a.b}\right)^{1/3} \tag{3.3}$$

1/2

Pre každý zo štyroch úsekov bola kartograficky vyjadrená pozícia najhrubších sedimentov voči ich zdrojom. Taktiež pre každú veľkostnú kategóriu zvlášť bola zisťovaná miera závislosti vzdialenosti častice od jej predpokladaného lokálneho zdroja od jej efektívnej sféricity $\Psi_r$ .

#### 3.5.2 Digitálna gravelometria pomocou programu SEDIMETRICS

Princíp digitálnej gravelometrie pomocou programu SEDIMETRICS spočíva vo fotografickom plošnom vzorkovaní. Na rektifikovanej fotografii povrchu sedimentov, ktoré musia byť suché, sú zmerané dĺžky *b*-osí všetkých častíc. Vo všeobecnosti pri metódach fotografického plošného vzorkovania sa merajú osi všetkých častíc na fotografiách najčastejšie manuálne, alebo pomocou grafických softvérov.

Proces digitálnej gravelometrie spočíval v štyroch krokoch (GRAHAM et al. 2005b):

Snímanie farebných fotografií povrchu sedimentov pomocou digitálneho fotoaparátu.

Minimálne rozlíšenie fotoaparátu muselo byť také, aby *b*-os najmenšieho zrna (2 mm) predstavovala na snímke minimálne 23 pixlov, požiadavka je definovaná vzťahom:

$$A = \left(\frac{g\sqrt{P}}{23,000}\right)^2, \qquad (3.4)$$

kde A je fotografovaná plocha  $[m^2]$ , g je najmenšia záujmová dĺžka b-osi [mm] a P je počet pixlov snímky. Na snímke musia byť referenčné body umiestnené v rohoch pravouholníka, ktoré slúžia na definovanie mierky snímky. V praxi je ideálne zostrojenie rámu s vyčnievajúcimi klincami, ktorých konce predstavujú rohy snímky. Každá častica, ktorá leží na okraji pravouholníka musí byť kompletne zahrnutá v snímke. Pre lepšie výsledky bola vzorkovaná plocha zatienená a pri fotografovaní bol použitý blesk, pričom objektív musel byť nad stredom rámu, zvislo na povrch (**obr. 18**).

Digitálna gravelometria bola aplikovaná vo výskumných zónach Z2 a T (**obr. 12**). Vo výskumnej zóne Z2 boli analyzované takmer všetky lavice. Vynechané boli len tie, na ktorých boli nepriaznivé svetelné podmienky kvôli zatieneniu lesom, alebo boli rozbagrované. Vo výskumnej zóne T boli odfotografované len vybrané reprezentatívne lavice, keďže sa jednalo o výrazne rozsiahlejšie plochy. V závislosti od veľkosti lavice ale aj od vhodnosti podmienok bolo na lavici vykonané fotografovanie na 1 až 17 miestach. Celkovo bolo pre digitálnu gravelometriu odfotených 207 snímok, z toho bolo použitých 193, zvyšných 14 bolo nevyhovujúcich kvôli nevhodným svetelným podmienkam.

#### Príprava fotografických snímok

Informácie o farbe nie sú požadované a predlžujú proces spracovania snímok, preto boli na začiatku konvertovné do škály odtieňov šedej. Korekcia radiálneho skreslenia objektívu,



**Obr. 18** Ilustrácia odporúčanej fotografickej procedúry pri digitálnej gravelometrii. Drevený rám je preniknutý klincami, ktoré definujú rohy vzorkovanej plochy (prerušovaná čiara). Fotografovaná plocha (šedá) musí zahrnúť všetky častice na okraji vzorkovanej plochy. Zdroj: GRAHAM et al. (2005b)

ktoré sa prejavuje maximálnym skreslením v rohoch snímky vykonaná nebola, keďže chyby vo výsledkoch distribúcie veľkosti častíc vykonanej na snímkach bez korekcie radiálneho skreslenia sú malé a štatisticky bezvýznamné (GRAHAM et al. 2005b).

 Spracovanie a analýza snímok digitálnou gravelometriou

Fotografia v programe najskôr prešla aplikáciou mediánového filtra, ktorý vyhladil nerovnosti na povrchu sedimentov a zachoval ich okraje. Medzery potom boli zvýraznené aplikáciou morfologickej transformácie s názvom *bottom-hat*, ktorá vyplnila prázdny 3D priestor. Prvá časť segmentácie častíc sa vykonala použitím adaptívneho dvojprahového prístupu, kedy boli definované prahové hodnoty na základe percentilov frekvenčnej distribúcie intenzít farieb na obrázku. Potom nastúpil proces zjemňovania pomocou segmentačného algoritmu s minimálnym zhladením (**obr. 19**). V tomto štádiu musel byť binárny obrázok skontrolovaný používateľom, ktorý overil programom identifikované častice. V prípade, že segmentácia prebehla s chybami (nadmerná alebo nedostatočná segmentácia), snímku bolo potrebné spracovať nanovo a s pozmeneným filtrom.

Na základe referenčných bodov, ktoré definovali rohy pravouhlej vzorkovej plochy boli vyselektované na meranie tie objekty, ktoré boli celou plochou vnútri vzorkovej plochy. Keďže väčšie častice zaberajú väčšiu plochu ako menšie, zahrnutie všetkých objektov na hranici vzorkovej plochy do merania by malo za následok skreslenie výsledkov a zvýšenie podielu hrubších častíc vo veľkostnej distribúcii. Odstránenie tohto skreslenia spočívalo vo vylúčení z merania všetkých objektov na pravej a dolnej hranici vzorkovej plochy. Po týchto automatizovaných úpravách boli zmerané objekty procedúrou napasovania tvarov elíps z ktorých zmeraná dĺžka kratšej osi predstavovala hodnotu blízku dĺžke b-osi príslušnej častice v granulometrii. Graham et al. (2005a) empiricky preukázal absenciu skreslenia dĺžok b-osí stanovených týmto postupom.

 Odvodenie a štatistická analýza distribúcie veľkostí sedimentov

V tomto štádiu boli častice usporiadané do veľkostných kategórií podľa veľkostí *b*-osí s príslušným plošným podielom z celkovej analyzovanej plochy. Distribúcia veľkostí sedimentov sa zvyčajne interpretuje prostredníctvom kumulatívnych kriviek vyjadrujúcich podiel častíc sedimentov menších alebo väčších ako daná veľkosť. Program SEDIMETRICS poskytuje obe možnosti vykreslenia kumulatívnych kriviek. Keďže je program zameraný prevažne na analýzu hrubozrnných sedimentov, autori (GRAHAM et al. 2005b) odporúčajú vy-



**Obr. 19** Ilustrácia procedúry spracovania snímky digitálnou gravelometriou. A – výrez z digitálnej fotografie povrchu sedimentov, b – ten istý výrez po aplikácii optimálnej segmentačnej procedúry (podľa GRAHAM et al. 2005b)

kresliť kumulatívne krivky spôsobom podielu častíc *väčších ako daná veľkosť*, čo bolo v práci akceptované.

Ďalšou voliteľnou možnosťou pri výpočte distribúcie sedimentov je stanovenie kladenia váhy každej častice v celkovom podiele. Na výber je metóda "area-by-number", pri ktorej má každá častica vo výslednom distribučnom rozdelení rovnakú váhu. Je to ekvivalent metódy povrchového zafarbenia sedimentov (paintand-pick), kedy pravdepodobnosť selekcie každej častice je rovnaká. Druhá metóda "grid-bynumber", je ekvivalentom tzv. Wolmanovej metódy, pri ktorej je stanovená váha častice na základe jej plochy, keďže pravdepodobnosť selekcie danej častice je priamo úmerná jej veľkosti. Pre štúdiu bola zvolená druhá možnosť, ktorá je kompatibilná s častejšie využívanými metódami.

Veľkostný rozsah analyzovaných častíc je možné ohraničiť zhora aj zdola. K ohraničovaniu zhora nebolo pristúpené, no stanovenie minimálnej veľkosti častíc akceptovanej v analýze, teda ohraničenie zdola, bolo vykonané. Hraničnou hodnota bola 2 mm.

Program ponúka stanovenie percentilov veľkostí sedimentov D<sub>5</sub>, D<sub>16</sub>, D<sub>25</sub>, D<sub>50</sub>, D<sub>75</sub>, D<sub>84</sub>, D<sub>95</sub> a D<sub>100</sub> v geometrickej (mm) aj logaritmickej( $\Phi \ a \ \Psi$ ) stupnici. Na dátach následne vykoná popisnú štatistika výpočtom hodnôt priemerov, štandardných odchýlok (vytriedenie), stupňov šikmosti a špicatosti.

Pre potreby štúdie boli vybrané len percentily (metódou *väčší ako*)  $D_{16}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{84}$  v milimetroch. Z popisnej štatistiky bol vybraný koeficient vytriedenia podľa autorov FOLK a WARD (1957) (**tab. 5** a vzťah 3.5). Taktiež bol stanovený podiel sedimentov v triedach Wentworthovej stupnice – štrky, kamene a balvany. Zrná pod 2 mm (piesok a menšie) neboli analyzované.

$$S_{FW} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \qquad (3.5)$$

Analýzu dát je možné vykonať pre všetky vzorky (fotografie) individuálne, no program

ponúka aj možnosť analýzy množín vzoriek ako celku. Takto je možné vykonať agregátovú analýzu sedimentov zo všetkých vzoriek konkrétnej lavice, alebo skupiny lavíc. Celkový počet lavíc, z ktorých boli odobrané vzorky, bol 59. Väčšinou sa v jedenom *Korytovom úseku* v rámci RMHC vyskytovala maximálne jedna lavica, v štyroch prípadoch boli lavice dve, v jednom rozvetvenom *Korytovom úseku* bolo lavíc päť. Pre naplnenie databázy RMHC bola agregátová analýza sedimentov vykonaná zvlášť pre každý *Korytový úsek*. Celkovo tak bola digitálna gravelomtria aplikovaná v 51 *Korytových úsekoch*. Z analýzy sedimentov vstupujú do databázy RMHC tieto atribúty:

Medián veľkosti sedimentov na laviciach – **D50** (stredná hodnota v mm)

16-ty percentil veľkosti sedimentov na laviciach – **D16** (v mm hraničná veľkosť 16tich % najhrubšieho materiálu)

84-ty percentil veľkosti sedimentov na laviciach – **D84** (v mm hraničná veľkosť 84tich % najhrubšieho materiálu, resp. 16tich % najjemnejšieho materiálu)

*Koeficient vytriedenia* – **S-FW** (podľa autorov Folk a WARD (1957) v  $\Psi$ )

*Podiel balvanov na povrchu lavíc* – **Boulder** (% podľa Wentworthovej stupnice)

*Podiel kameňov na povrchu lavíc* – **Cobble** (% podľa Wentworthovej stupnice)

*Podiel štrku na povrchu lavíc* – **Gravel** (% podľa Wentworthovej stupnice).

#### 3.6 MAPOVANIE FORIEM KORYTA

Poznanie priestorovej diferenciácie dynamiky koryta rieky Topľa vo výskumnej zóne Z2 si vyžadovalo podrobné terénne mapovanie. Účelom mapovania bola identifikácia agradačnodegradačných trendov fluviálnych procesov a im zodpovedajúcich foriem koryta. Jednou z kľúčových úloh bolo zmapovanie prítomnosti skalného podložia na dne a brehoch koryta. Jeho výskyt indikuje časti koryta predstavujúce body oživenia (lokálne erózne bázy) *knick*-

Koeficient vytriedenia S <sub>FW</sub>	Charakteristika
[Φ alebo Ψ]	
>4	extrémne slabo vytriedený
2–4	veľmi slabo vytriedený
1-2	slabo vytriedený
0,71-1	stredne vytriedený
0,50–0,71	pomerne dobre vytriedený
0,35-0,50	dobre vytriedený
< 0,35	veľmi dobre vytriedený

Tab. 5 Klasifikácia stupňov vytriedenia sedimentov (podľa práce FOLK a WARD 1957)

points s deficitom sedimentov (JANSEN 2006). Účelom mapovania bolo taktiež zachytiť rozsah a mieru interakcie rieky so svahom. Ďalším čiastkovým cieľom bolo identifikácia a lokalizovanie lineárnych foriem paralelných s korytom. Jedná sa hlavne o bočné ramená, avulzné brázdy a avulzné ryhy. Mapovanie foriem koryta spočívalo v štyroch krokoch:

## Identifikácia rozhraní koryta v priečnom smere

Prerekvizitou pre mapovanie v teréne bola digitalizácia koryta nad aktuálnou ortofotomapou a prvotné odlíšenie dna koryta od brehov a lavíc v prostredí GIS. Tieto základné rozhrania boli spresnené v transektoch, na základe identifikovania hrán na zmeraných priečnych profiloch. Z týchto podkladov boli v prostredí GIS vyexportované mapovacie nátlačky koryta v mierke 1:500 pre celú výskumnú zónu Z2. Pre orientáciu boli v nátlačkoch zaznamenané polohy priečnych profilov, ktoré sú v teréne viditeľne označené.

## Identifikácia rozhraní koryta v pozdĺžnom smere

Technika mapovania spočívala v zameraní rozhraní kvázi homogénnych foriem koryta v smere pozdĺž toku. Osobitne boli kladené hranice pre l'avý a pravý breh a pre dno koryta. Poloha rozhraní bola definovaná vzdialenosťami osí kolmých na prúdnicu od posledného priečneho profilu v smere dole prúdom. Pri d'alšom priečnom profile boli vzdialenosti merané nanovo. Poloha priečnych profilov bola už stanovená pomocou D-GPS merania s presnosťou jeden meter. Približné polohy rozhraní boli zakresľované do nátlačkov, pričom ku každému rozhraniu bola pripísaná aj nameraná vzdialenosť od posledného priečneho profilu. Vzdialenosti na lokalizáciu rozhraní boli merané manuálne pomocou dvojmetrovej meracej tyče a zaokrúhľované na jeden meter.

Vizuálna identifikácia je najkonzistnejší spôsob odlíšenia individuálnych foriem koryta na základe ich morfológie (WOOLDRIDGE a HICKIN 2002). Samotná identifikácia rozhraní vychádzala zo zmien v charaktere koryta podľa nasledovných morfologických a sedimentologických kritérií:

### • Dno koryta

- Zmena materiálu na dne koryta
- Antropogénny
- Aluviálny
- Skalný (podložie)
- Zmena prejavu prevládajúceho procesu
  - Agradácia

- Degradácia
- Transport (bez prejavov)
- Zmena v sklone dna koryta

#### Brehy koryta

- Zmena materiálu brehu
  - Antropogénny
  - Aluviálny
  - koluviálny
  - Skalný (podložie)
  - Zmena prejavu prevládajúceho procesu
  - Agradácia
  - Degradácia
  - Transport
- Zmena rozsahu vplyvu vegetácie
  - Bez vplyvu
- Vegetácia spevňuje breh a podmieňuje vznik previsu
- Lavice
  - Zmena rozsahu vplyvu vegetácie
    - Bez vplyvu
      - Sukcesia pionierskych spoločenstiev

## Iné lineárne formy mimo hlavného koryta

- Zavodnenie
- Hĺbka
  - Menej ako jeden meter
  - Viac ako jeden meter.

Hranice Morfologický jednotiek na dne koryta sa takmer vždy prejavovali v zmene sklonu, no ostrosť zmeny bola medzi jednotlivými formami variabilná. Počas mapovania bola pri každej zaznamenanej hranici vyhotovená fotografia dna a brehov koryta za účelom ich typizácie. Plochou väčšie lavice neboli mapované priamo v teréne, pretože ich výskyt identifikovaný už bol z analýzy podkladov DPZ. Úzke bočné lavice, ktoré sa vyskytovali v lesnatých úsekoch boli domapované. Do mapovacích nátlačkov bol na základe prejavov vegetácie, ale aj charakteru substrátu zakreslený približný priebeh rozhrania starších lavíc z povodne z leta 2008 a mladších, z leta 2010. Ostatné lineárne formy mimo hlavného koryta boli v teréne identifikované ako bočné (zavodnené) ramená, avulzné ryhy a brázdy (brázda je väčších rozmerov) a zaznačené boli prítoky do koryta Tople.

#### Spracovanie podkladov z terénu v GISe a typizácia morfologických jednotiek koryta

Údaje z terénneho mapovania (nákresy v mapovacích nátlačkoch s nameranými vzdialenosťami a fotografie) boli digitalizované operáciami v GISe nad referenčnou vrstvou koryta. Na základe nameraných vzdialeností bolo

v prostredí GIS koryto editované pomocou funkcie pretínania areálov, čím sa diferencovali jednotlivé morfologické jednotky. S použitím v teréne zaznamenaných prejavov procesov (agradácia, degradácia, transport) a charakteru materiálu morfologickej jednotky (antropo-génny, aluviálny, deluviálny, skalný), vyhotovenej fotodokumentácie a najmä predbežnej typizácie podľa Hydromorfologického slovníka (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2004) a klasifikácií dna koryta podľa autorov MONTGOME-RY a BUFFINGTON (1993, 1997 a 1998), bola vypracovaná klasifikácia morfologických jednotiek koryta Tople vo výskumnej zóne Z2. Na základe mapovania a typizácie Morfologických jednotiek koryta vstupujú do databázy ŘMHČ na úrovni Morfologická jednotka tieto atribúty:

- Typ morfologickej jednotky Typ (názov morfologickej jednotky)
- Časť koryta Part (príslušnosť k jednej z častí dno, breh, lavica, iná forma)
- Materiál Sub (antropogénny, aluviálny, deluviálny, skalný)
- Prevládajúci proces Proces (agradácia, degradácia, transport).

Na úrovni *Korytový úsek* vstupujú do databázy informácie vyjadrujúce podiel skalného alebo deluviálneho/koluviálneho materiálu na stavbe koryta:

Podiel dĺžky nealuviálneho brehu – Nonal (podiel dĺžky skalných alebo deluviálnych/koluviálnych brehov v % z celkovej dĺžky oboch brehov).

*Podiel dĺžky skalného dna* – **Bedrock** (podiel dĺžky dna s viditeľným skalným podložím z celkovej dĺžky *Korytového úseku* v %).

#### 4 VÝSLEDKY A DISKUSIA

#### 4.1 Geografický informačný systém morfológie rieky (RiMoGIS)

Komplexná analýza rozsiahleho a plošne diferencovaného skúmaného územia (**obr. 8**) si vyžadovala vybudovanie hierarchickej geodatabázy, ktorej obsah by bolo možné kvantitatívne vyhodnotiť a vizuálne interpretovať, najmä prostredníctvom grafov a máp. Geografický informačný systém morfológie rieky Topľa (RiMoGIS – z angl. *River Morphology Geographic Information System*) pozostáva zo šiestich hierarchicky usporiadaných subdatabáz, ktorých štruktúra vychádza z Hierarchickej klasifikácie morfológie riek (RMHC).

Z **tabuľky 6** a **obr. 20** je zrejmé zvyšovanie rozlišovacej úrovne a diferenciácie jednotiek na jednotlivých úrovniach. Prvé tri úrovne; Riečna sieť, Zóna a Segment, špecifikujú fluviálny systém ako celok, tvorený subsystémom svahoy a dna doliny – korytovo-nivného systému. Úroveň Korytovo-nivná jednotkaďalej špecifikuje korytovo-nivný systém a jeho kompozíciu zo subsystému nivy a koryta. Úroveň Korytový úsek špecifikuje systém koryta tvorený subsystémom dna a brehov. A nakoniec úroveň Morfologická jednotka špecifikuje dno koryta.

RiMoGIS má dve podoby – kartografickú a databázovú, ktoré sú vzájomne prepojené a vytvárajú tak geodatabázu. RiMoGIS na úrovni Povodie, Zóna a Segment znázorňuje v oboch podobách príloha A. Korytovo-nivné jednotky sú kartograficky znázornené v prílohe B, ich databázu zobrazuje prvý list prílohy B. Poloha Korytových úsekov je na nižšej rozlišovacej úrovni zobrazená v prílohe B (2. až 9. list). Hlavným analytickým výstupom je databáza 78 najintenzívnejšie skúmaných Korytových úsekov (príloha C) a ich detailné kartografické znázornenie (príloha D). Príloha D zobrazuje dominantnú časť analytických výsledkov štúdie. Zároveň kartograficky zobrazuje členenie Morfologických jednotiek dna, ale aj brehov, lavíc a iných lineárnych foriem (avulzné ryhy, brázdy, bočné ramená). Databáza Morfologických jednotiek je charakteristická celkovým počtom 1089 jednotiek (583 jednotiek dna koryta, 155 lavíc, 85 lineárnych foriem mimo dna koryta a 266 typov brehov). Čo sa týka počtu atribútov tejto databázy sú len dva. Konkrétne je to charakter materiálu (antropogénny, deluviálny (koluviálny), skalný (podložie) a aluviálny) a prejav procesov (agradácia, degradácia, transport (bez prejavov)). Nízky počet atribútov a príslušných premenných dovolil



**Obr. 20** Diferenciácia a hierarchia fluviálneho systému v priečnom smere. FS – fluviálny systém, S – svah, KN – korytovo-nivný geosystém, N – niva, K – koryto, B – breh koryta, D – dno koryta.

B3 B4 B5 B3-2 B4-1 B4-2 B5-1	
B3 B4 [t] B3-2 B4-1 B4-2 [t]	
B3 B4-1	
B3-2 1	
33-1	
82-3	
B2 B2-2	
82-1	
81-4	
81-3 81-3	
B1-2	
B1-1	
A5-4	
r Topľa A5 A5-3	
e rieky A5-2	
znače ovodi A5-1	
A4-4	
Skúm A4 A4-3	₽
A4-2	
A4-1	
A3-3	
A A3-2	
A3-1	
A2-5	
A2-4	
A2 A2-3	
A2-2	
A2-1	
A1-3	
A1 A1-2	
t A1-1	-
Úroveň Povodie Zóna Segmen KNJ KÚ	ſ₩

**Fab. 6** Štruktúra RiMoGISu rieky Topľa. KNJ – Korytovo-nivná jednotka, KÚ – Korytový úsek, MJ – Morfologická jednotka

kartograficky zakomponovať obsah databázy na úrovni *Morfologických jednotiek* koryta (príloha D).

RiMoGIS Tople nie je samoúčelným výsledkom, predstavuje snahu o zjednodušenie a sprehľadnenie rozsiahleho balíka analytických údajov. Jeho hlavnou prednosťou je priestorové usporiadanie výsledkov takmer celej štúdie, čo umožňuje ich syntetické hodnotenie. Najvýznamnejšia časť výsledkov je z výskumnej zóny Z2 (obr. 12), ktorá zodpovedá v rámci RiMoGISu Segmentom A3, A4 a A5.

### 4.2 PRIESTOROVÁ DIFERENCIÁCIA KORYTA

Výsledky sú odvodené primárne z údajov získaných terénnymi meraniami. Za účelom zachytenia variability molorfologických a morfodynamických vlastností koryta Tople v skúmanom území bola aplikovaná predovšetkým metóda priečnych a pozdĺžnych profilov, taktiež podrobné mapovanie dna koryta, pričom prvotným podkladom bolo kabinetné spracovanie údajov DPZ.

Koryto Tople sa v skúmanom území a najmä v *Segmentoch A3, A4* a *A5*, ktoré sú vnútri pohoria Čergov, vyznačuje značnou pozdĺžnou variabilitou, pravdepodobne súvisiacou s osobitnými štruktúrnymi vlastnosťami flyšu, ale aj s inými lokálnymi vplyvmi. Zároveň je variabilita sprevádzaná istou mierou organizácie, ktorá sa prejavuje takmer pravidelným opakovaním sa morfometrických parametrov koryta. Výsledky poukazujú na tieto špecifické vlastnosti koryta Tople na rôznych rozlišovacích úrovniach.

#### 4.2.1 DIFERENCIÁCIA MORFOMETRICKÝCH PARAMETROV KORYTA

Morfometrické parametre koryta sú odvodené z pôdorysu koryta, pozdĺžneho profilu a priečneho profilu. Môžu byť rozdelené na *základné* – priamo merateľné a *odvodené* – získané matematickou operáciou základných parametrov. Jednotlivé morfometrické parametre boli definované na základe analýzy domácich (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2005) ako aj zahraničných podkladov (Forest Board Manual 2004, ROSGEN 2007, CHARLTON 2008).

## 4.2.1.1 Pôdorysné charakteristiky

Pôdorysná vzorka koryta Tople bola hodnotená na základe troch parametrov – indexu meandrovej (oblúkovej) šírky, stupňa uzavretia doliny pre koryto a indexu kľukatenia. Pôdorysné charakteristiky boli vyrátané len na úrovni *Korytovo-nivných jednotiek*. Na nižšej úrovni, *Korytový úsek*, by boli hodnoty týchto


**Obr. 21** Index meandrovej šírky v *Korytovo-nivných jednotkách* skúmaného územia koryta Tople (príloha B)

indexov značne fragmentované. Okrem toho ide o parametre, ktoré charakterizujú systém celého dna doliny a vzájomné polohové vzťahy koryta a nivy (LEHOTSKÝ 2002).

Pomer šírky meandrového (oblúkového) pásu k šírke koryta vyjadruje index meandrovej (oblúkovej) šírky (**obr. 21**). Hodnoty indexu vyjadrujú priestor v ktorom rieka eroduje (PIÉGAY et al. 2005), vážený jej veľkosťou (šírkou koryta).

Stupeň uzavretia doliny ako pomer šírky dna doliny a šírky aktívneho/plného koryta vyjadruje maximálny potenciálny rozsah laterálnej aktivity koryta (obr. 22). Hodnota indexu vyjadruje typ doliny (LEHOTSKÝ a GREŠ-KOVÁ 2005): veľmi úzka (1 - 2), úzka (2 - 4), stredne uzavretá (4 - 6), široká (6 - 10)a veľmi široká (> 10). Relatívne vysoká hodnota pri *Korytovo-nivnej jednotke A3-1* je spôsobená jednak úzkym korytom, ale aj tým, že do dna doliny spadali aj nižšie terasy, ktoré sú vnútri pohoria nad korytom relatívne vysoko.

Podobne ako stupeň uzavretia doliny pre Korytovo-nivné jednotky bol stanovený stupeň

uzavretia koryta pre Korytové úseky. Aj keď najvhodnejší postup odvodenia tohto parametra je na základe analýzy priečnych profilov, jeho hodnoty boli vyrátané z podkladov DPZ, keďže profily boli inštalované len v Segmentoch A3, A4 a A5. Z podkladov DPZ bolo možné identifikovať priemernú šírku aktívneho koryta a aj jeho dna (obr. 12) pre celý úsek Tople od Livovskej Huty až po Bardejov. Stupeň uzavretia koryta súvisí s prítomnosťami lavíc, čím nepriamo vyjadruje zaťaženie toku sedimentmi. Na obr. 23 je vidno, že takmer v celom úseku Tople od Livovskej Huty po Bardejov je hodnota stupňa uzavretia koryta približne v intervale 1 až 2. V niektorých Korytových úsekoch, ktoré korešpondujú s výskytom väčších a oddelených lavíc, je koryto viac otvorené (Ch c je 3 až 4). Špeciálna situácia je v Korytovom úseku 36 (detail na obr. 42), kde je stupeň uzavretia koryta až 8. No a osobitná skupina Korytových úsekov 80 až 108 má vysoký stupeň uzavretia koryta takmer súvisle. Ide o polohu Tople v predpolí Čergova, kde sa vplyvom zníženia gradientu koryta, no pri zachovanej miere transportu sedimentov, zvyšuje jej preťaženie.



**Obr. 22** Stupeň uzavretia doliny v *Korytovo-nivných jednotkách* skúmaného územi koryta Tople (príloha B)



Koryto v týchto úsekoch má takmer divočiaci charakter. Na Slovensku je lepším príkladom divočiaceho koryta v úpätnej polohe rieka Belá (KIDOVÁ a LEHOTSKÝ 2012) a vo svete jedným z najznámejších prípadov je rieka Tagliamento v Taliansku (BERTOLDI et al. 2010).

Koryto rieky Topľa je priame až mierne kľukaté (**obr. 24**), s výnimkou jedného prípadu (*Korytovo-nivná jednotka A5-4*), kde je koryto stredne kľukaté s indexom kľukatenia 1,35. Keďže podkladom pre výpočet indexu kľukatenia bola ortofotomapa zo snímkovania z roku 2009, nie sú v týchto výpočtoch zahrnuté zmeny po povodni z júna 2010. Po povodni došlo k napriameniu koryta vo viacerých *Korytovonivných jednotkách*, vrátane *Korytovo-nivnej jednotky* A5-4.

#### 4.2.1.2 Charakteristiky priečneho profilu

Z nameraných priečnych profilov v Segmentoch A3, A4 a A5 (**obr. 16**) bola odvodená séria parametrov. Vplyvom povodňových udalostí má koryto Tople značne diferencované dno a brehy. Erózno-akumulačnými procesmi vznikli povodňové stupne, v niektorých prípadoch sa v koryte vytvorila nová úroveň nivy, ktorá posúva holocénnu nivu do pozície terasy. Preto boli charakteristiky na každom priečnom profile odvádzané pre tri rôzne hladiny identifikované na priečnych profiloch ešte počas ich merania v teréne. Prvá, najnižšia úroveň, je na priečnom profile najbližšia hrana (časť brehu) k vodnej hladine. Druhá úroveň je definovaná akumuláciou z poslednej povodne (z júna 2010), príp. na základe vegetácie. Táto úroveň sa najpravdepodobnejšie zhoduje so stavom plného koryta definovaným rôznymi autormi (LEOPOLD et al. 1964, WILLIAMS 1978, GREŠKOVÁ a LEHOTSKÝ 2006). Tretia, najvyššia úroveň, je výška hladiny, ktorá mohla byť dosiahnutá povodňou z júla 2008. Niekedy sa zhoduje s úrovňou holocénnej nivy. Priebeh jednotlivých priečnych profilov s identifikovanými úrovňami hladín plného koryta detailne zobrazuje príloha D.

Pri interpretácii sa nezameriavame na absolútne hodnoty parametrov jednotlivých prieč-



**Obr. 24** Index kľukatenia koryta v Korytovo-nivných jednotkách skúmaného územia koryta Tople (príloha B)



**Obr. 25** Šírka plného koryta v troch rôznych úrovniach plného koryta identifikovaných na priečnych profiloch Tople v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)

nych profiloch, ale skôr na priestorovej diferenciácie ich hodnôt. Prvou a základnou charakteristikou je šírka plného koryta (**obr. 25**).

Na priestorovej diferenciácii šírky koryta Tople sú okrem generálneho trendu rozširovania po prúde identifikovateľné ďalšie, minimálne dve zaujímavé črty. Prvou sú dve náhle zväčšenia priemernej šírky plného koryta, konkrétne po pravostranných prítokoch Hradského potoka (cca 5 km od prameňa) pod obcou Livovská Huta a Rusínovského potoka (cca 10 km od prameňa) pod obcou Livov. Druhou zaujímavosťou na **obr. 25** je fluktuácia šírky plného koryta, ktorá má v *Korytových úsekoch 30* až *47* (6 až 8 km od prameňa) a *68* až *78* (10,5 až 12 km od prameňa) relatívne pravidelný charakter.

Podobný priebeh diferenciácie pozdĺž toku má aj hĺbka koryta (**obr. 26**). Taktiež sú tu príznačné fluktuácie hodnôt, ktoré majú náznak inverzného charakteru. Vzťah hĺbky a šírky koryta, v ktorom by mala platiť nepriama úmera je z hydraulického hľadiska opodstatnený, no v prírodných korytách pôsobia lokálne vplyvy ako prítomnosť skalného podložia, drevná hmota v koryte, vlastnosti sedimentov a pod., ktoré narúšajú túto hydraulickú väzbu. Aj preto sú hodnoty koeficientov korelácie šírky a hĺbky koryta nízke (**obr. 27**).

Celkový tvar priečneho profilu koryta charakterizuje pomer šírka/hĺbka koryta (LE-HOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2005). Jeho priebeh v *Segmentoch A3, A4 a A5* taktiež potvrdzuje striedanie sa úsekov so širokým a plytkým korytom s úsekmi, kde je koryto úzke a hĺboké (**obr. 28**). Na prvej, najnižšej úrovni plného koryta je pomer šírka/hĺbka koryta v niektorých úsekoch zvýšený oproti vyšším úrovniam hladiny plného koryta. Je to spôsobené tým, že v úsekoch, kde je koryto široké a plytké, je v najnižšej úrovni plného koryta jeho šírka porovnateľná s vyššími úrovňami, zatiaľ čo hĺbka je malá.

Podiel výšky nižšieho brehu k maximálnej hĺbke plného koryta vyjadruje mieru zarezania koryta. Ak je tento podiel rovný 1, koryto je







**Obr. 27** Vzťah šírky a hĺbky koryta v troch rôznych úrovniach plného koryta (a – najnižšia, b – stredná, c – najvyššia) identifikovaných na priečnych profiloch Tople v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)



**Obr. 28** Index šírka/hĺbka plného koryta v troch rôznych úrovniach plného koryta identifikovaných na priečnych profiloch Tople v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)



Obr. 29 Miera zarezania koryta Tople v Segmentoch A3, A4 a A5 (príloha A)



**Obr. 30** Príklad *Korytového úseku* s a) – zarezaným, b) – nezarezaným korytom. Čísla v rohoch predstavujú príslušnosť ku *Korytovému úseku* v RiMoGISe (príloha B)

nezarezané, ak je väčší ako 1, koryto je zarezané (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2005). Miera zarezania koryta bola pre Topľu stanovená len pre najvyššiu úroveň plného koryta, teda vo vzťahu k holocénnej nive. Opäť je viditeľná fluktuácia a relatívna pravidelnosť vo výskyte zarezaných a nezarezaných úsekoch (**obr. 29**). V zarezaných úsekoch počas povodní nemohlo dôjsť k avulzii, výsledkom čoho bolo ďalšie zarezávanie a detrakcia skalného podložia (**obr. 30a**). Naopak v nezarezaných úsekoch dochádzalo k brehovej erózii a/alebo vznikli avulzné korytá a brázdy (**obr. 30b**).

### 4.2.1.3 Charakteristiky pozdĺžneho profilu

Pozdĺžny profil od prameňa Tople po Bardejov (**obr. 31**) bol Odvodený z DTM. V teréne bol meraný v *Segmentoch A3*, *A4* a *A5* s presnosťou 1 meter na úseku dlhom 8 707 m (**obr. 32**).

Pozdĺžny profil bol zmeraný za účelom postihnutia longitudinálnejň diferenciácia sklonu koryta (**obr. 33**). Kladné extrémy sa viažu na prítomnosť bodov oživenia, predstavujúcich erózne bázy (NOVOTNÝ a LEHOTSKÝ 2005), prejavujúcich sa v koryte prítomnosťou skalných kaskád (**obr. 34**).

Na **obr. 33** je diferenciácia sklonov na priamo meraných úsekoch, čím boli zachytené najvýraznejšie zmeny v pozdĺžnom profile koryta. Z meraných úsekov na pozdĺžnom profile, ktoré mali rovnaký sklon, bol stanovený priemerný sklon pre jednotlivé *Korytové úseky* v Ri-MoGISe, vážený ich dĺžkou. Podobne ako pri diferenciácii charakteristík na priečnych profilov, aj na sklone bola identifikovaná fluktuácia hodnôt v rámci *Korytových úsekov* (**obr. 35**). Fluktuácia sklonu koryta v jednotlivých *Korytových úsekoch* svedčí o striedaní sa procesov jeho degradácie a agradácie.

### 4.2.2 DIFERENCIÁCIA HYDRAULICKÝCH Parametrov koryta

Analýzou priečnych profilov v skúmanom území bola s relatívne hustým krokom stanovená variácia vybraných hydraulických parametrov v longitudinálnej dimenzii. Jednotlivé parametre boli odvodené pre tri rôzne úrovne plného koryta, ktoré boli identifikované na všetkých priečnych profiloch. Prvý parameter, plocha prietočného profilu (**obr. 36**), má aj morfometrický charakter, no priamo od neho závisia ostatné hydraulické charakteristiky. Diferenciácia veľkostí plochy prietočného profilu koryta pozdĺž toku má podobný priebeh ako šírka koryta (**obr. 25**), na ktorej sa prejavuje vplyv prítokov. Jej výrazné zníženie v *Korytovom úseku*  *61* je spôsobené reguláciou koryta v intraviláne obce Livov.

Z morfometrických parametrov priečneho a pozdĺžneho profilu možno odvodiť veľkosť špecifického šmykového napätia  $\tau$  na priečnom profile (vzťah 1.3). Fluktuácia hodnôt je zachovaná podobne ako aj pri ostatných charakteristikách z priečnych profilov (**obr. 37**).

Pomocou vzťahov 1.1 a 1.2 bol na priečnych profiloch vyrátaný špecifický výkon toku  $\omega$ . Vyjadruje potenciálnu silu pôsobiacu na dno koryta, v závislosti od výšky vodnej hladiny a rýchlosti toku. Špecifický výkon toku má rovnakú diferenciáciu pozdĺž skúmaného úseku Tople (**obr. 38**) ako špecifické šmykové napätie. Extrémne hodnoty na najvyššej, tretej úrovni plného koryta sú pravdepodobne nadhodnotené, zatiaľ čo hodnoty na druhej úrovni plného koryta zodpovedajú 200 % variáciám, ktoré dokumentoval aj FONSTAD (2003).

#### 4.2.3 MORFOLOGICKÉ JEDNOTKY KORYTA

V Segmentoch A3, A4 a A5 bolo vykonané terénne mapovanie koryta , ktorého výsledkom je typizácia foriem koryta na základe substrátu a prejavov procesov. V rámci hierarchickej klasifikácie morfológie riek sa na úrovni Morfologická jednotka člení len dno koryta, no pri mapovaní boli typizované aj ostatné časti koryta. Primárnym účelom mapovania koryta nebola však samotná typizácia, ale najmä priestorová diferenciácia ich substrátu a procesov. Proces, ktorý vytvoril danú formu bol odvodený vizuálne na základe jej sedimetologicko-morfologických vlastností (HOOKE 2003). Prehľad typizácie koryta Tople v Segmentoch A3, A4 a A5 ponúka **tabuľka 7.** Obsah databázy Morfologických jednotiek je zobrazený v prílohe D.

Typizácia dnových foriem vychádzala z klasifikácií autorov MONTGOMERY a BUF-FINGTON (1997), HALWAS a CHURCH (2002), no bola doplnená o dnové jednotky viažuce sa na prítomnosť skalného podložia (KEEN-ZEBERT a CURRAN 2009) a o *regulovaný typ dna*.

Aj keď prítomnosť skalného podložia rozšírila počet typov dna, z procesného hľadiska ide o typy, ktoré majú ekvivalenty v aluviálnych typoch. Spoločným znakom je typ ich genetického fluviálneho procesu, ktorým je buď degradácia, transfer (alebo bez procesov), alebo agradácia.

Najvýraznejším degradačným typom dna, identifikovaným v *Segmentoch A3, A4* a *A5*, je *skalná kaskáda*. Ide o tzv. body oživenia (LE-HOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2004), majú vysoký sklon (obr. 39) s priemernou sledovanou hodnotou 5 %. V prípade Tople sa jedná o výstu-



**Obr. 31** Pozdĺžny profil rieky Topľa v skúmanom území od prameňa po Bardejov. Odvodený z DTM, ktorý poskytol Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)



Obr. 32 Pozdĺžny profil rieky Topľa v Segmentoch A3, A4 a A5, získaný terénnym meraním



**Obr. 33** Distribúcia sklonu koryta Tople odvodená z pozdĺžneho profilu zmeraného v Segmentoch A3, A4 a A5



**Obr. 34** Príklad skalných kaskád – úsekov s najväčšími sklonmi koryta. Čísla v rohoch predstavujú príslušnosť ku *Korytovému úseku* v RiMoGISe (príloha B)





Časť koryta	Názov	Materiál	Proces			
Dno	Regulované dno	Antropogénny	Transfer (bez procesov)			
	Skalná kaskáda	Skalné podložie	Degradácia			
	Sklz	Skalné podložie	Degradácia			
	Skalné dno (s hrubozrnným alúviom)	Skalné podložie	Transfer (bez procesov)			
	Pereje (balvanová kaskáda)	Aluviálny	Degradácia			
	Centrálny výmoľ	Aluviálny	Degradácia			
	Ploché dno	Aluviálny	Transfer (bez procesov)			
	Plytčina	Aluviálny	Agradácia			
	Priehlbina	Aluviálny	Degradácia			
	Tíšina	Aluviálny	Agradácia			
Breh	Regulovaný breh	Antropogénny	Transfer (bez procesov)			
	Umelý breh – násyp	Antropogénny	Agradácia			
	Spevnený nárazový breh	Antropogénny	Degradácia			
	Skalný breh	Skalné podložie	Degradácia			
	Erodovaný svah	Deluviálny	Degradácia			
	Neerodovaný svah	Deluviálny	Transfer (bez procesov)			
	Aktívny breh	Aluviálny	Degradácia			
	Hrubozrnný agradovaný breh	Aluviálny	Agradácia			
Lavica	Lavica 2008	Aluviálny	Agradácia			
	Lavica 2010	Aluviálny	Agradácia			
Iné	Avulzná ryha	Aluviálny	Agradácia			
	Avulzná brázda	Aluviálny	Agradácia			
	Bočné rameno	Aluviálny	Agradácia			
	Prítok	Aluviálny	Agradácia			

Tab. 7 Typizácia foriem koryta Tople v Segmentoch A3, A4 a A5

py dnových skalných útvarov z lavicovitých pieskovcov. V menej odolných vrstvách dochádza k selektívnej evorzii, preto sa v skalných kaskádach na Topli striedajú skalné prahy a menšie dnové výhlbne, ktoré nepresahujú šírku celého koryta. Z hľadiska sklonu a prúdenia vody sa *skalným kaskádam* najviac podobajú *pereje* (*balvanové kaskády*). Ich priemerný sklon bol 3,6 %. Úlohu skalných prahov tu zastupujú balvany. *Balvanové kaskády* definovali vo svojej klasifikácii MONTGOMERY a BU-FFINGTON (1997). *Skalné kaskády* sú osobitne vyčlenené autormi HALWAS a CHURCH (2002).

Prítomnosťou skalného podložia sa *skalným kaskádam* podobajú *sklzy* (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2004), no sú kratšie a nevyznačujú sa výstupmi skalných útvarov, ktoré by diferencovali prúdenie vody. Ich priemerný sklon je 2,8 %. Výrazným degradačným typom dna koryta je *centrálny výmol*'. Táto dnová forma sa vyskytuje v úsekoch so širokou škálou sklonov (obr. 39). Jej charakteristickou črtou je výrazne vymleté dno koryta po celej jeho šírke. Vyskytuje sa v bodoch tzv. hydraulického skoku, kde dochádza k náhlemu zníženiu sklonu buď pod strmším úsekom, alebo je centrálny výmol' podmienený prítomnosťou prekážky v koryte. Veľká časť zo sledovaných centrálnych výmoľov bola podmienená prítomnosťou dreva v koryte, ktoré vytváralo stupeň. Posledným degradačným typom dna je *priehl*bina, ktorá sa vyskytuje spolu s agradačnou formou plytčina a spolu tvoria agradačnodegradačný systém plytčina/priehlbina. Priemerný sklon dna koryta s výskytom systému plytčina/priehlbina je 1,8 %. Keďže priemerný pomer dĺžok plytčín ku priehlbinám bol 4:3, celkovo tento systém možno považovať za transferový až mierne agradačný.

Transferové typy dna sa vyznačujú tým, že nejavia známky agradačných ani degradačných fluviálnych procesov. Na dne koryta sa nevyskytujú usporiadané zhluky sedimentov, skôr







**Obr. 37** Diferenciácia špecifického šmykového napätia  $\tau$  pozdĺž Tople v troch rôznych úrovniach plného koryta identifikovaných na priečnych profiloch v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)



**Obr. 38** Diferenciácia špecifického výkonu toku  $\omega$  pozdĺž Tople v troch rôznych úrovniach plného koryta identifikovaných na priečnych profiloch v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)



**Obr. 39** Hodnoty sklonov jednotlivých typov dna koryta Tople v *Segmentoch A3, A4* a *A5* (príloha A)



individuálne kamene a balvany, ktoré nemajú vplyv na celkové prúdenie vody. Najčastejším zaznamenaným typom dna vôbec bol typ ploché dno (obr. 40). Ploché dno predstavuje v Segmentoch A3, A4 a A5 prepojenie medzi degradačnými typmi dna (skalná kaskáda, pereje – balvanová kaskáda a sklz) a agradačnými typmi dna (tíšina a systém plytčina/priehlbina), resp. medzi úsekmi s výskytom lavíc. Priemerný sklon tohto typu dna je 2,1 %. Jeho ekvivalent v podmienkach s výstupom skalného podložia je typ s opisným názvom Skalné dno s hrubozrnným alúviom. Má všetky znaky plochého dna, no vyznačuje sa prítomnosťou skalného podložia. Priemerný sklon tohto typu dna je 2,5 %. Ojedinelým, no veľmi špecifickým typom dna je antropogénne podmienené regulované dno. Dnové procesy sú tu vplyvom človeka obmedzené len na transport materiálu.

Agradačné typy dna identifikované v Segmentoch A3, A4 a A5 boli plytčina a tíšina. Ako bolo spomenuté vyššie, plytčina sa vyskytuje spolu s priehlbinami a celkovo tvoria agradačno-degradačný systém s miernou prevahou agradácie. Tíšina je výlučne agradačnou formou. Jej typickými znakmi je nízky sklon (priemerne 1,4 %), viditeľne jemnejší dnový materiál, no najmä výrazné spomalenie toku. Z hľadiska množstva agradovaného materiálu sú z vnútro-korytových foriem najvýznamnejšie lavice – formy mimo dna koryta.

Typizácia brehov vychádzala podobne z účelu zmapovania diferenciácie fluviálnych procesov, aj preto majú jednotlivé typy len opisné názvy. Kľúčové bolo zaznamenanie diferenciácie erodovaných brehov a svahov a taktiež odlíšenie materiálu, z ktorého je breh budovaný (príloha D).

Lavice sú zaznamenané ako rozsiahle agradačné vnútrokorytové formy, ktoré vznikli v *Segmentoch A3, A4* a *A5* vplyvom povodní z júla 2008 a júna 2010.

# 4.3 GEOMORFOLOGICKÝ EFEKT

POVODŇOVÝCH UDALOSTÍ

Koryto rieky Topl'a prešlo v poslednej dekáde v skúmanom území výraznou morfologickou zmenou, ktorú má na svedomí séria povodňových udalostí. Kapitola je zameraná na hodnotenie efektu troch povodní, všetkých z letných období, a to v rokoch 2006, 2008 a 2010. Najdetailnejšie je analyzovaný erózno-akumulačný efekt povodne z júla 2008, ktorý bol v hornej časti Tople (Segmenty A3, A4 a A5) najvýraznejší (FRANDOFER a LEHOTSKÝ 2011). Pre porovnanie je zhodnotený z dostupných podkladov aj efekt povodne z mája 1987. Rozmery súčasného aktívneho koryta Tople, značne rozšíreného vplyvom povodňových udalostí, sú porovnané so stavom v období pravdepodobného vrcholu malej doby ľadovej v strednej Európe, zachytenom na historických mapách z roku 1820 a 1880.

#### 4.3.1 DIFERENCIÁCIA ERÓZNO-AKUMULAČNÝCH PREJAVOV POVODNÍ

Geomorfologický efekt povodní bol hodnotený predovšetkým analýzou podkladov z DPZ. Podklady boli vyberané zámerne tak, aby na nich bolo zachytené koryto čo najneskôr pred udalosťou a čo najskôr po udalosti, čím bolo možné v prostredí GIS kvantifikovať zmeny v pôdorysnom priemete. Z dostupných podkladov bola stanovená plocha degradovaná brehovou eróziou počas povodní v máji 1987, júni 2006 a júli 2008 pre každý *Korytový úsek* Ri-MoGISu.

Celková plocha zasiahnutá brehovou eróziou v skúmanom území počas povodne v roku 1987 činila 7,9 ha, počas povodne 2006 už 15,8 ha a povodeň v roku 2008 rozšírila plochu aktívneho koryta o ďalších 16,2 ha. Tieto hod-



**Obr. 41** Priemerné hodnoty laterálnych posunov brehov koryta Tople spôsobených eróziou brehov počas letných povodní z rokov 1987, 2006 a 2008

noty potvrdzujú, že povodeň v roku 2008 mala najväčší horizontálny erózny efekt. Na obr. 41 je zobrazený priemerný laterálny posun brehov koryta počas týchto udalostí, stanovený ako podiel erodovanej plochy Korytového úseku a jeho dĺžky. Z toho vyplýva, že ako minimálne, tak aj maximálne hodnoty laterálneho posunu sú na tomto obrázku skreslené, no ich účelom bolo poskytnúť informáciu o priestorovej diferenciácie brehovej erózie. Na prvý pohľad sú zrejmé relatívne presne sa opakujúce úseky, brehovou eróziou zasiahnuté a nezasiahnuté. Pri vzájomnom porovnaní efektu z jednotlivých udalostí je viditeľný výrazný nárast brehovej erózie počas povodne 2008 v prvých osemdesiatich Korytových úsekoch, čo predstavuje v rámci RiMoGISu Zónu A, Segmenty A3, A4 a A5 (Príloha B, list 2 až 9). Na niektorých Korytových úsekoch tu došlo k rozšíreniu koryta na trojnásobok jeho pôvodnej šírky.

Geomorfologický efekt povodní z rokov 2006 a 2008 bol v porovnaní s efektom povodne z roku 1987 porovnateľný najmä v dolných *Korytových úsekoch* (**obr. 41**). V horných úsekoch bol však rozsah zmien koryta omnoho väčší, ako počas povodne v roku 1987. Stabilizácia koryta vegetáciou po povodni z roku 1987 naznačuje (na základe podkladov DPZ z 2004), že v nasledujúcich rokoch by mohlo dôjsť k podobnému vývoju koryta Tople aj po posledných povodniach, samozrejme ak sa nevyskytne ďalšia povodňová udalosť s podobnou veľkosťou.

Sprievodným akumulačným prejavom erózie brehov je spravidla vrcholová lavica. No lavice, ktoré boli naakumulované na dne doliny Tople v Čergove (Segmenty A3, A4 a A5) nemajú charakter vrcholových lavíc, ale často naopak - boli naakumulované na tej strane koryta, ktorá podľahla brehovej erózii (obr. 42). Vysoký gradient toku vnútri pohoria (Príloha C, stlpec Ch s) osciluje približne medzi hodnotami 0,015 až 0,035 (1,5 – 3,5 %). Pri týchto podmienkach prúdila voda počas kulminácie povodňovej vlny v koryte turbulentne, pričom mala vysoký podiel splavenín (osobné pozorovanie – pohyb splavenín mal výrazný akustický prejav, nespochybniteľne išlo o impakty hrubozrnného vlečeného materiálu). Zároveň vysoký gradient zabraňoval avulzii, nárast povodňovej vlny sa prejavoval výraznejšie vo zvyšovaní rýchlosti ako vo zvyšovaní vodnej hladiny. Ak gradient lokálne poklesol, čím sa spomalil prúd, došlo k zväčšeniu prietočného profilu



**Obr. 42** Erozno-akumulačne prejavý dynamiký koryta počas povodni v juli 2008 a juli 2010 na príklade *Korytového úseku 36* (Príloha D). Následkom povodne z roku 2008 bola výrazná erózia brehu s maximálnym posunom 17 m a po ústupe povodňovej vlny akumulácia lavice a ustálenie dna koryta v miernom oblúku. Počas povodne 2010 nedošlo k ďalšiemu ústupu brehov, ale k napriameniu toku. V priestore dna koryta po povodni z roku 2008 boli naakumulované nové lavice

brehovou eróziou. Pri prechodoch z úsekov s vyšším gradientom koryta do úsekov s nižším gradientom sprevádzala tok zotrvačnosť kinetickej energie zo strmšieho úseku, ktorá sa uvoľnila pri laterálnej erózii koryta a vzniku miernych oblúkov v pôdoryse toku. Takmer pravidelne pri poklese sklonu nasledovala v príslušnom *Korytovom úseku* brehová erózia. Po ústupe povodňovej vlny sa tok vo vzniknutých oblúkoch mierne napriamil a v týchto priestoroch dochádzalo k sedimentácii lavíc.

V rámci Segmentov A3, A4 a A5 došlo pri povodni v roku 2008 k avulzii len v úsekoch, kde bola oscilácia gradientu koryta prerušená a gradient dlhšie ostal na nižších hodnotách (okolo 0,015). Typickým príkladom je Korytovo-nivná jednotka A5-2 (Príloha B), kde dôsledkom zníženia gradientu bola výrazná agradácia a vetvenie toku na viacero avulzných korýt. V menšom sa takáto avulzia prejavovala aj v spomínaných úsekoch s oscilujúcim gradientom, napr. Korytovo-nivná jednotka A3-3, (Príloha B). Väčšinou išlo o vznik jedného paralelného avulzného koryta, ktoré po ústupe povodňovej vlny bolo sčasti zanesené a ostala avulzná brázda (detailne v prílohe D). Špecifický prípad avulzie nastal počas povodne 2008 v intraviláne obce Livovská Huta (**obr. 43**). Túto avulziu spôsobilo upchatie koryta akumuláciou z fluviálne podmienenej svahovej poruchy a kmeňmi stromov a následná agradácia proti prúdu až po neďaleký most. Po upchatí koryta tiekla voda po najhladšom povrchu paralelnom s tokom – po asfaltovej ceste a späť do koryta ju nasmeroval najbližší brod. Tu sa iniciovalo avulzné koryto, ktoré sa následne vyvinulo spätnou eróziou na celom úseku cesty.

Kvantifikácia efektu povodne z júna 2010 z dôvodu absencie podkladov DPZ nebola možná. Na základe vizuálneho prieskumu koryta v *Zóne A* ešte pred touto udalosťou a po nej boli spozorované prejavy brehovej erózie len v minimálnom rozsahu (v porovnaní s predchádzajúcou povodňou), no vertikálny efekt bol neprehliadnuteľný. Koryto je po poslednej povodni viac zarezané, čo sa prejavilo aj v plošnom rozsahu skalného dna (príloha D) a hlavne vo vzniku novej úrovne nivy, resp. plného koryta (**obr. 44**).

Rozšírením počas povodne z roku 2008 sa koryto mierne priblížilo k rozmerom v období malej doby ľadovej, no rozdiely sú stále mar-



**Obr. 43** Znázornenie vzniku avulzného koryta na asfaltovej ceste v intraviláne obce Livovská Huta počas povodne z júla 2008. Fluviálne podmienená svahová porucha upchala koryto toku, čo spôsobilo náhlu agradáciu vlečených sedimentov proti prúdu po najbližší most. V priestore mosta došlo k avulzii a voda tiekla po asfaltovej ceste, na ktorej vytvorila avulzné koryto



**Obr. 44** Príklady troch (a, b, c) priečnych profilov koryta Tople po povodni z júna 2010. 1 – niva, 2 – breh erodovaný počas povodne v júli 2008, 3 – lavica akumulovaná povodňou v júli 2008, 4 – breh (lavica z 2008) erodovaný počas povodne v júni 2010, 5 – povodňový stupeň vytvorený povodňou v júni 2010, 6 – súčasné dno koryta, 7 – svah. Rozsiahlou eróziou brehov a následnou akumuláciou lavíc počas povodne 2008 a následným zarezaním koryta počas povodne v roku 2010 vznikla nová, nižšia úroveň nivy – 3



**Obr. 45** Porovnanie priemernej šírky aktívneho koryta zo súčasnosti (2009) so šírkou z obdobia vrcholu (1820) a ústupu (1880) malej doby ľadovej. Rozmery súčasného koryta boli získane z presných podkladov DPZ, zatiaľ čo rozmery zo 19-teho storočia sú získané z historických máp, u ktorých je miera spoľahlivosti a presnosti znížená. Aj napriek tomu sú rozdiely markantné



kantné (**obr. 45**). Treba mať však na vedomí istú mieru nespoľahlivosti historických máp, spôsobenú nepresnosťami a možno aj subjektívnym prístupom autora mapy. Rozsah aktívneho koryta Tople v tomto období, v niektorých úsekoch až ne celé dno doliny, môže byť overený detailnou analýzou reliéfu súčasnej nivy, najmä identifikáciou hrán a datovaním aluviálneho materiálu.

#### 4.3.2 Odozva povodní v priestorovej variabilite hrubozrnných sedimentov

V predchádzajúcej podkapitole bol vysvetlený prevládajúci typ mechanizmu akumulačného prejavu povodňových udalostí na rieke Topľa. K najvýraznejšej agradácii dochádzalo v priestoroch brehovej erózie (**obr. 41**) alebo na dlhších úsekoch s lokálne nižším gradientom koryta. Takmer pravidelné striedanie sa úsekov s lavicami a bez lavíc (**obr. 46**) predstavuje organizáciu erózno-akumulačných procesov v pozdĺžnom smere toku.

Na obr. 46 je zreteľný zvýšený rozsah lavíc medzi 80-tym až 110-tym *Korytovým úsekom*. Ide úpätnú polohu, kde rieka Topľa vyúsťuje z Čergova do zníženej brázdy Ondavskej vrchoviny. Toto zníženie gradientu a následná agradácia je porovnateľné s striedaním sa *Ko*- *rytových úsekov*s vyšším gradientom a s nižším gradientom, len v menšej mierke. Množstvo degradovaného materiálu z Čergova bolo agradované v koryte Tople na jeho úpätí.

Pôvod sedimentov, ktoré sa podieľali na agradačnom prejave povodne z júla 2008 možno rozdeliť na aluviálny a nealuviálny. Podiel sedimentov z aluviálnych retenčných priestorov – nív, ktoré sa dostali do koryta brehovou eróziou, je pravdepodobne neporovnateľne vyšší ako z nealuviálnych zdrojov, o čom svedčí najmä rozsiahla brehová erózia, ktorá prebehla na nivách (**obr. 41**). Dá sa konštatovať, že sčasti boli povodňou z júla 2008 retenčné priestory na dne doliny Tople vnútri pohoria Čergov vyprázdnené. Aj keď práve v priestoroch brehovej erózie dochádzalo po ústupe povodňovej vlny k agradácii, vertikálna úroveň pôvodnej nivy nebola dorovnaná (**obr. 44**).

Na laviciach a najmä v koryte Tople v Segmentoch A3, A4 a A5 sa po povodni z júla 2008 a najmä z júna 2010 vyskytuje slabo opracovaný hrubozrnný kameňovitý až balvanovitý materiál, vo výnimočných prípadoch dosahujú tieto častice dĺžku až dva metre. Zjavne sa jedná o sedimenty, ktoré sa dostali do koryta buď zo svahov (delúvium, alebo skalné podložie), alebo zo skalného dna. Interakcia korytovo-nivného systému so systémom svahov bola počas povodní viditeľne zvýšená.



Obr. 47 Index primknutia koryta k svahom v jednotlivých Korytových úsekoch RiMoGISu



#### 4.3.2.1 Odozva povodní v prísune nealuviálneho materiálu – príklady interakcie koryta so svahmi a skalným dnom

Počas letných povodní v rokoch 2008 a 2010 bola v skúmanom úseku koryta Tople identifikovaná zvýšená interakcia koryta so svahom (SKLAR et al. 2006), ktorá je predisponovaná relatívne vysokým indexom primknutia koryta Tople (**obr. 47**), ako aj relatívne vysokou dynamikou flyšu (OWCZAREK 2004). Na úseku medzi Livovskou Hutou a Bardejovom bolo identifikovaných 19 fluviálne podmienených svahových porúch ktorých vertikálny rozsah presahoval 4 metre (**obr. 48**).

Okrem svahových porúch sa na prísune nealuviálneho materiálu podieľala prítomnosť skalného podložia na dne koryta (**obr. 49**, príloha D), materiál bol detrakciou erodovaný zo skalného dna. Vzhľadom na pozorované kavitácie a erodované brehy je pravdepodobne najväčší prísun nealuviálneho materiálu zo skal-



ných brehov a z delúvií. Zastúpenie nealuviálnych (skalných aj deluviálnych) brehov znázorňuje (**obr. 50**).

Kvantifikácia rozsahu prísunu nealuviálnych sedimentov do koryta Tople meraním zmien v reliéfe až po udalostiach by bola náročná a najmä nepresná. Na rozdiel od pokusov o hrubé odhady boli vybrané štyri úseky (obr. 17) s prísunom nealuviálneho materiálu, v ktorých bola sledovaná miera rozplavenia najväčších častíc. Bol vyslovený predpoklad, že ak hrubozrnná častica danej veľkosti v koryte je po prúde vzdialená od najbližšieho zdroja nealuviálnych sedimentov dostatočne ďaleko (vyskytne sa na nasledujúcej sekvencii v rámci systému plytčina/priehlbina), tak je jej konektivita dostatočná (Hooke 2003). Jednoduchšie povedané, konektivita častice je vyjadrená mierou jej rozplavenia. V každom z týchto štyroch úsekov je v mieste zdroja zmeraný priečny profil. na ktorom bolo možné vypočítať hodnotu šmykového napätia  $\tau$  pri stave plného koryta. V prvom úseku je jeho hodnota 215 N/m<sup>2</sup>,



**Obr. 49** Podiel dĺžok skalného dna koryta v jednotlivých *Korytových úsekoch* RiMoGISu v Segmentoch A3, A4 a A5



**Obr. 50** Podiel dĺžok skalných a deluviálnych brehov koryta v *Korytových úsekoch* RiMoGISt v Segmentoch A3, A4 a A5

v druhom 235 N/m<sup>2</sup>, v treťom 509 N/m<sup>2</sup> a vo štvrtom 106 N/m<sup>2</sup>.

Zo všetkých meraných častíc (830) na všetkých štyroch úsekoch bolo ich veľkostné rozpätie  $D_n$  od 167 mm (7,4  $\Psi$ ) do 1126 mm (10,1  $\Psi$ ). Percentuálne zastúpenie veľkostných kategórií v jednotlivých úsekoch znázorňuje **obr. 51**.

Predpokladaná závislosť vzdialenosti od zdroja a veľkostí najväčších častíc nebola preukázaná v žiadnej zo skúmaných úsekov, keďže jej hodnoty dosiahli maximálne len 10 %. V každom prípade to nie je zanedbateľná hodnota a potvrdzuje existenciu náznaku závislosti, ktorá je výrazne zdeformovaná. Na tejto deformácii sa môže podieľať viacero faktorov, od prítomnosti iných druhotných lokálnych zdrojov v skúmaných úsekoch po variabilitu gradientu koryta na úrovni dnových foriem, ktorá sa prejavuje v aj zrnitosti dna.

Závislosť medzi vzdialenosťou a efektívnu sféricitu  $\Psi r$  bola prakticky nulová. Z toho možno konštatovať, že v podmienkach extrémnych prietokov nemala sféricita sedimentov v týchto lokalitách žiaden vplyv na ich transportabilitu. Navyše, ak sú už častice s nízkou sféricitou uvedené do pohybu, dokážu vďaka svojmu tvaru zotrvať v pohybe a prekonať tak dlhšie vzdialenosti (SNEED a FOLK 1958). Príčinou nulovej korelácie môže byť aj skutočnosť, že nízku efektívnu sféricitu (pod 0,7) má značná väčšina meraných hrubozrnných častíc (**obr. 52**).

V prvom úseku, ktorý zodpovedá v rámci RiMoGISu Korytovému úseku 8, bola zdrojom prísunu sedimentov do koryta svahová porucha (obr. 48, vl'avo hore), ktorá počas povodne v júli 2008 spôsobila avulziu v intraviláne Livovskej Huty (obr. 43). Na obr. 53 je znázornená diferenciácia meraných hrubozrnných častíc v tejto lokalite. Graficky sú jednotlivé častice znázornené kruhom, ktorého polomer predstavuje veľkosť  $D_n$  proporčne ku korytu. Prísun hrubozrnných sedimentov zo svahovej poruchy do koryta je markantný. Najväčšie balvany s veľkosťou okolo 10  $\Psi$  (1000 mm) sa po usadení v koryte bezprostredne pod svahovou poruchou fluviálnymi procesmi už nepohli. Najväčšie rozplavené častice s veľkosťou okolo 9,4 \ 4 (680 mm) prešli dráhu minimálne 15 metrov. Menšie častice s veľkosťami do 8,8  $\Psi$  (500 mm) už boli rozplavené pozdĺž celého koryta v rámci tohto úseku. Ich zdrojom mohlo byť aj skalné dno koryta, no prítomnosť troch častíc s veľkosťami 9,4  $\Psi$  (680 mm) nad







týmto začiatkom výskytu skalného podložia potvrdzuje vplyv prevažne svahovej poruchy, s menším prispením prísunu zo skalného koryta. V tejto prvej lokalite sa vplyv prísunu nealuviálneho materiálu do koryta prejavuje v zmene veľkosti najväčších častíc v koryte najzreteľnejšie.

Druhý úsek analýzy hrubozrnného materiálu sa nachádza v Korytových úsekoch 50, 51 a 52. Identifikovaným lokálnym zdrojom hrubozrnného materiálu tu bolo skalné koryto, najmä jeho skalný breh. Na obrázku 54 je viditeľný vplyv lokálnych zdrojov na zväčšenie veľkosti najväčších častíc v koryte, no zmena nie je až taká vysoká ako v prvom úseku. Najväčšie častice s veľkosťou 9,5 až 9,9  $\Psi$  (700 – 920 mm) nastupujú hneď pri začiatku skalného brehu a vyskytujú sa osamotene na plytčinách (strmších dnových formách) pozdĺž celého úseku, čo svedčí o ich dostatočnej konektivite. V prípade tohto úseku sa nealuviálne sedimenty zo zdroja stali počas povodne súčasťou alúvia koryta, keďže tok bol schopný ich rozplaviť.

Tretí úsek sa nachádza v *Korytových úsekoch 67 a 68.* Je špecifický vysokým gradientom v oblasti zdroja hrubozrnných sedimentov, ktorým je skalná kaskáda. Najväčšie častice sa do koryta dostali pravdepodobne z priľahlého skalného brehu, ktorý je značne degradovaný. Na skalnej kaskáde je tu odhadované šmykové napätie pri stave plného koryta až 509 N/m<sup>2</sup>, čo sa prejavuje v absencii sedimentov na skalnom dne a najmä v značnom dosahu rozplavenia najväčších balvanov. Najväčšia častica úseku s veľkosťou 10,1  $\Psi$  (1126 mm) bola fluviálne transportovaná po dráhe minimálne 60 metrov. Menšie balvany s veľkosťami 9,5  $\Psi$  (725 mm) a 9,6  $\Psi$  (760 mm) boli transportované až na poslednú plytčinu v rámci úseku (**obr. 55**). Možno konštatovať, že miera konektivity hrubozrnných sedimentov tu bola zo všetkých štyroch úsekov najvyššia.

Posledný štvrtý úsek, zodpovedajúci Korytovému úseku 71 je z hľadiska prísunu hrubozrnného nealuviálneho materiálu do koryta najzaujímavejší. Je tu nízky gradient, čo sa odráža aj v nízkej hodnote šmykového napätia v porovnaní s ostatnými lokalitami (106 N/m<sup>2</sup>). Zdrojom hrubozrnných sedimentov bol skalný breh, z ktorého sa dostali do koryta najväčšie častice identifikované v celom skúmanom koryte Tople. Tieto balvany s veľkosťou okolo 10  $\Psi$  (1000 mm) nepodľahli ďalšiemu fluviálnemu transportu a ostali v mieste zdroja (obr. 56). Bezprostredne za balvanmi sa v koryte výrazne prejavuje akumulácie z priľahlej svahovej poruchy, jej efekt je však na rozdiel od prvej lokality zjemnenie dnového materiálu a najväčšie častice tu majú veľkosť len 7,8 až 8,3  $\Psi$  (225 až 320 mm). Žjemnenie dna vplyvom svahovej poruchy je výrazne lokálne a nižšie dole tokom sa na plytčine znovu vyskytujú ojedinelé balvany s veľkosťou 9,7 a 9,9  $\Psi$  (815 a 940 mm), no prevažujú častice okolo 9.1  $\Psi$ (560 mm). Nižšie sa už veľkosť najväčších čas-



**Obr. 53** Prvý úsek s vplyvom prísunu nealuviálneho materiálu do koryta. Zväčšenie veľkosti najväčších častíc je tu zreteľné



**Obr. 54** Druhý úsek s vplyvom prísunu nealuviálneho materiálu do koryta. Rozplavené tu boli aj najväčšie častice

tíc v koryte zmenšuje na hodnotu okolo od 8,5  $\Psi$  (370 mm). Možno predpokladať, že k prísunu jemnejšieho deluviálneho materiálu zo svahovej poruchy do koryta došlo aj po povodni, kedy tento materiál nebol odplavený povodňovou vlnou. V prípade tejto lokality možno konštatovať, že konektivita hrubozrnného materiálu v koryte je nevýrazná.

## 4.3.2.2 Odozva povodní v sedimentoch na povrchu lavíc

Z rozsiahlych plôch lavíc, ktoré vznikli v Segmentoch A3, A4 a A5 ako agradačný efekt letnej povodne z júna 2010, boli metódou povrchového zberu odobrané vzorky sedimentov za účelom ich granulometrickej analýzy a zhodnotenia potenciálnych disrupcií longitudinálnych trendov (MALARZ 2005, SKLAR et al. 2006). Zároveň boli odobrané vzorky na vybraných laviciach v *Zóne B*, kde je ich výskyt dlhodobejší.

Generálny trend zjemňovania lavicových sedimentov v smere po prúde je zrejmý (**obr.** 57 a **obr. 58**), no zaujímavé sú detaily. Na jednej strane je z **obrázka 58** zrejmé, že z lavíc vnútri pohoria Čergov bolo odobraných viac vzoriek, čo mohlo mať vplyv na zvýšenie rozlišovacej úrovne priestorových trendov, no na strane druhej sú kontrasty v rámci lavíc v pohorí veľavravné.

Tri lokálne poklesy vo veľkosti D50 sa prejavujú v *Korytových úsekoch 19, 26*, ďalej *41*, *43, 45* a posledný v úsekoch *64, 65*. Všetky tri poklesy v zrnitosti sa viažu na skupinu *Korytových úsekov*, kde je znížený gradient dna doliny. Ide o najvýraznejšie lokálne retenčné priestory na dne doliny Tople vnútri pohoria Čergov. Naopak lokálne zväčšenia sedimentov sú na laviciach v úsekoch s vyšším gradientom. Neporovnateľne najväčšia hodnota D50 hneď na prvej lavici je zapríčinené jej špecifickou polohou v *Korytovom úseku 2*, kde v koryte



**Obr. 55** Tretia lokalita s vplyvom prísunu nealuviálneho materiálu do koryta. Vyznačuje sa vysokou mierou rozplavenia tohto materiálu



výrazne prevažuje veľkostná kategória kamene nad štrkmi. Za normálnych okolností sa v prvých desiatich *Korytových úsekoch* lavice nevyskytujú a táto vznikla len ako výsledok kombinácie procesov laterálnej erózie a lokálnej agradácie počas extrémnej povodne v júli 2008, jej veľkosť je s ostatnými lavicami neporovnateľne malá (príloha D).

Podobne má v smere po prúde klesajúci trend aj hodnota koeficientu vytriedenia sedimentov na povrchu lavíc  $S_{FW}$  (FOLK a WARD 1957), (**obr. 59**). Aj v prípade tohto koeficientu sú hodnoty v rámci pohoria Čergov rozkolísané na čo mali pravdepodobne vplyv identické faktory ako na veľkosť sedimentov. Na základe intervalov v **tabuľke 5** možno konštatovať, že sa nejedná o markantné rozdiely, keďže väčšina vzoriek sedimentov spadala do intervalu (0,71 - 1) - stredne vytriedený materiál, lenv dvoch prípadoch bol koeficient vytriedeniamierne vyšší ako 1, čo im prideľuje charakteristiku slabo vytriedený materiál. V piatichprípadoch je koeficient vytriedenia v intervale<math>(0,50 - 0,71) - pomerne dobre vytriedený ma-



**Obr. 57** Diferenciácia veľkostí sedimentov na vybraných laviciach skúmaného územia korytovo-nivného systému Tople. D50 je medián veľkostí častíc, D16 je hraničná veľkosť 16-tich % najhrubšieho materiálu, D84 je hraničná veľkosť 84-tich % najhrubšieho materiálu, resp. 16-tich % najjemnejšieho materiálu



**Obr. 58** Diferenciácia veľkostí sedimentov na vybraných laviciach skúmaného územia korytovo-nivného systému Tople. Zdroj kartografických podkladov: Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)

*teriál*, z toho dva prípady majú hodnotu tesne pod 0,71 a jedná sa o úseky vnútri Čergova s nižším gradientom, pričom zvyšné tri prípady sú na laviciach na konci skúmaného územia, v rámci ktorého má rieka Topľa najnižšie gradienty.

V predchádzajúcej kapitole bol analyzovaný prísun do koryta Tople a konektivita hrubozrnného nealuviálneho materiálu. V súvislosti s konektivitou hrubozrnných sedimentov je najzaujímavejším výsledkom granulometrie povrchových sedimentov na laviciach podiel jednotlivých zrnitostných frakcií podľa Wentworthovej stupnice; štrky (2 – 64 mm), kamene (64 – 256 mm) a balvany (nad 256 mm). Keďže častice s veľkosťou pod 2 mm neboli analyzované, dominantnou triedou sú kamene a štrky. Ich pomer je približne vyrovnaný (**obr.**  60) s miernou prevahou kameňov až po Korytové úseky 80 (hranica Čergova), resp. 88 (vplyv prítoku Chotárna). Nižšie nasleduje výrazný pokles kameňov a prevaha štrkov až po koniec skúmaného úseku Tople. Rozdiel v lavicových sedimentoch Tople medzi jej Zónou A (dolina v pohorí Čergov) a Zónou B (brázdy Ondavskej vrchoviny) sa prejavuje aj v prítomnosti frakcie balvanov. Ich prítomnosť možno pripisovať vplyvu prísunu hrubozrnných balvanov zo svahov a zároveň dostatočnej sile toku schopného počas extrémnych povodní tieto balvany fluviálne transportovať, akumulovať na laviciach a zároveň ich nepochovať jemnejšími sedimentmi (MALARZ 2005). Absencia balvanov na laviciach v smere vyššie proti prúdu súvisí s absenciou ich zdrojov a najmä s nižším výkonom toku. Preto ak sa tu aj vy-







skytne zdroj balvanov a tie sa dostanú do koryta, prípadne sú transportované, tok nebol schopný ich akumulovať na laviciach, resp. boli pochované jemnejším materiálom.

## 4.4 SEDIMENTOVÉ VLNY – ORGANIZÁCIA FLUVIÁLNYCH PROCESOV A FORIEM

Dynamika fluviálnych procesov je v prírodných korytách variabilná v rámci úseku, priečneho profilu a v čase (WILCOCK 1997, KA-SAI et al. 2004). Na morfológii koryta sa prejavuje agradáciou a degradáciou, čím sa v rôznych časových intervaloch mení aj organizácia sedimentov a príslušných foriem v koryte.

Organizácia procesného triumyirátu *erózia/ transport/akumulácia* je v pozdĺžnom smere fluviálneho systému všadeprítomná na všetkých časopriestorových hierarchických úrovniach (SCHUMM 1977, MONTGOMERY a BUFFINGTON 1998). Hlavnou ideou tejto podkapitoly je interpretácia usporiadania fluviálnych foriem a procesov v skúmanom území prostredníctvom konceptu sedimentových vĺn (JAMES 2010). Aj keď bol tento koncept pôvodne spracovaný ako interpretácia agradačnodegradačných procesov, my chápeme sedimentové vlny ako pretrvávajúce komplexné formy, ktoré sú hmotnými nositeľmi agradačno-degradačných procesov (HOEY 1992). Viacero vĺn nasledujúcich za sebou tvorí kaskádový systém, s rôznou mierou konektivity na rôznych hierarchických úrovniach. Kombináciou so štruktúrnym rámcom hierarchickej klasifikácie morfológie riek (LEHOTSKÝ 2004) bola vytvorená klasifikácia organizácie fluviálnych foriem a procesov ako vĺn na piatich úrovniach; 1 – Úroveň fluviálneho systému, 2 – Bazénová úroveň, 3 – Úroveň dna doliny, 4 – Úroveň aktívneho koryta, 5 – Úroveň dna koryta.

## Úroveň fluviálneho systému

Fluviálny systém má tri Zóny - 1, zdrojovú, 2, transferovú a 3, odozvovú (SCHUMM 1977). Táto organizácia fluviálnych procesov na najvyššej úrovni predstavuje super-vlnu. Sedimenty sú v rámci tejto vlny generované v pohoriach – megamorfoštruktúry (v prípade Tople úroveň Západných Karpát), ďalej trasportované cez nížiny, ktoré majú prechodný charakter a nakoniec agradované v deltách veľkých riek alebo vo vnútrohorských panvách.

## Úroveň povodia

Predstavuje vlnu v pozícii medzi morfoštruktúrami. Ide o prechod z pohoria do kotliny/ brázdy, ktoré sú agradačnou časťou vlny. Charakteristickou vlastnosťou tejto vlny je úplné







vytratenie primknutia koryta v jeho agradačnej (odozvovej) časti. V prípade Tople bola v skúmanom úseku identifikovanávlna na tejto úrovni pri prechode z Čergova do brázdy Ondavskej vrchoviny v oblasti obce Malcov, kde sú jej prejavmi zvýšená agradácia – zväčšenie šírky lavíc (**obr. 46**), zníženie primknutia (**obr. 47**) a zníženie stupňa uzavretia koryta (**obr. 23**). Priebeh vlny vyjadruje trendová čiara kĺzavého priemeru týchto parametrov s periódou 30 (**obr. 61**).

## Úroveň dna doliny

Vlny, ktoré sú podmienené tektonickým a štruktúrnym členením pohoria. Ich odozvové časti sú často zvýraznené agradáciou z prítoku. V skúmanom území boli na tejto úrovni identifikované vlny, ktoré vznikajú spojením *Korytovo-nivných jednotiek*. Sú identifikovateľné na základe variácií sklonov dna doliny (**obr. 62**).

## Úroveň aktívneho koryta

Identifikácia vĺn na tejto úrovni je v porovnaní s ostatnými úrovňami špecifická, a to najmä v tom, že boli zvýraznené povodňovými udalosťami. Tieto vlny sú odlíšiteľné ako na pozdĺžnom profile (**obr. 33**), tak aj na pôdorysnej vzorke koryta (**obr. 25, 46 a 63**). Sú tvorené jedným, zvyčajne dvoma a výnimočne troma *Korytovými úsekmi*.

#### Úroveň dna koryta

Vlny na tejto úrovni sú vo fluviálnej geomorfológii dobre známe. Ide o striedania sa dnových morfologických jednotiek, najznámejšie sú systémy *stupeň/priehlbina* a *plytčina/ priehlbina*. Viacerí autori (WHITTAKER a JAEGGI 1982, WHITTAKER 1987, COMI-TI et al. 2005, CHIN a PHILLIPS 2007) sa zhodujú na hydraulickom riadení genézy týchto dnových štruktúr. V skúmanom území boli identifikované systémy *plytčina/priehlbina* (**tab. 7**), podrobne boli analyzované aj systémy *stupeň/priehlbina* v publikácii FRANDOFER a LEHOTSKÝ (2013).

Vlny na všetkých piatich úrovniach fluviálneho systému majú hlavný spoločný znak – organizácia procesov degradácie a agradácie, ktorý sa prejavuje na nižších úrovniach v sklone dna koryta, na vyšších v sklone dna doliny a na najvyššej v priemernom sklone celého povodia. Tieto vlny sú chápané ako formy, teda sú hmotným prejavom geomorfologických procesov. Ich pozícia v priestore nie je diskrétna, často sú tieto formy prepojené; degradačná



**Obr. 63** Vybraná časť skúmaného územia v Segmente A4 (príloha B), v ktorej je viditeľný priebeh vĺn na úrovni *Korytovo-nivných jednotiek*. Hlavnými črtami sú striedanie sa primknutia k svahom, úsekov priamych a s oblúkmi, variácie v šírke aktívneho koryta



časť jednej vlny je *zarezaná* do agradačnej časti predchádzajúcej vlny. Veľkosť vln na jednotlivých úrovniach môže byť variabilná.

S rastúcou úrovňou vln narastá vplyv endogénnych faktorov a naopak pri znižovaní úrovni sa zvyšuje dominancia hydraulického riadenia procesov (MONTGOMERY a BUFFIN-GTON 1998), ale aj lokálnych vplyvov (prítomnosť dreva, antropogénna činnosť), ktoré organizáciu procesov narúšajú. Dynamika procesov je priamo úmerná mierke (**obr. 5**).

Ako bolo spomenuté vyššie, najzaujímavejšou úrovňou vĺn je štvrtá, úroveň aktívneho koryta, pri ktorej boli vlny zvýraznené povodňovými udalosťami. Tieto vlny boli v skúmanom území objavené pri viacnásobnom rekognoskačnom výskume v Segmentoch A3, A4 a A5, ktorý bol vykonávaný za účelom delimitácie Korytových úsekov RiMoGISu. Hranice Korytových úsekov boli kladené tak, aby boli z hľadiska morfológie, morfometrie a morfodynamiky čo možno najviac homogénne. Zo série analytických výsledkov z databázy Korytových úsekov je nápadné striedanie sa gradientu (obr. 35), parametrov na priečnom profile(obr. 25, 26, 28, 29, 36, 37, 38), diferenciácia procesov agradácie (obr. 46) a vertikálnej degradácie (obr. 49) a kontakt koryta so svahmi (obr. 47), pričom graficky toto striedanie vyjadruje aj rozsiahla príloha D. Ako celok sa koryto v Segmentoch A3, A4 a A5 javí ako menej alebo viac pravidelné striedanie sa strmších úsekov s úzkym, zarezaným korytom s častým výstupom skalného dna, často primknutých ku svahu, s úsekmi, ktoré mali viditeľne nižší gradient, široké a plytké koryto, často s prítomnosťou lavice, väčšinou bez kontaktu so svahom a s občasným výskytom avulzného koryta. Vlna, ako základná funkčná jednotka má z hľadiska morgradientový fodynamiky aj morfometrie a komplexný charakter (obr. 64 a 65). Vlny na tejto úrovní (príloha E) boli delimitované na základe syntézy údajov z geodatabáz RiMoGI-Su a pomocou zmapovaných Morfologických jednotiek koryta.

Kým priebeh vĺn na vyšších úrovniach je podmienený endogennými faktormi – morfoštruktúrne, tektonicky, alebo štruktúrnou členitosťou podložia (flyšu), na nižších úrovniach (5. Úroveň dna koryta) má dominantný faktor hydraulický charakter (COMITI et al. 2005, CHIN a PHILLIPS 2007). Hlavný genetický faktor vln na Urovni dna koryta je však nejasný. Skutočnosť, že sa tieto vlny v koryte Tople objavili po extrémnych povodniach na-značuje ich hydraulicky podmienenú genézu. Na druhej strane je ich priebeh často viazaný na výskyt bodov oživenia (knickpoints), kto-rých prítomnosť je buď tektonicky alebo štruktúrne podmienená. Najpravdepodobnejším va-riantom je kombinácia genetických faktorov – vplyvu tektonických a štruktúrnych vlastností podložia a hydraulickej organizácie počas extrémnych udalostí. Otázka genézy vln na tejto úrovni však ostáva naďalej otvorená, ako podnet pre ďalší výskum.

## ZÁVER

V tejto štúdii bola komplexne zhodnotená morfológia koryta rieky Topľa od prameňa po Bardejov. Hlavným cieľom bolo objasnenie funkčných vzťahov medzi fluviálnymi formami a procesmi zmien fluviálneho reliéfu v súvislosti s vlastnosťami prostredia. Naplnenie tohto cieľa spočívalo v analýze morfológie korytovo-nivného geosystému skúmaného územia v rôznych mierkach, v hodnotení jeho dynamiky najmä prostredníctvom množstva detailných terénnych meraní a vyhodnocovania údajov. Za najvýznamnejší prínos publikácie možno považovať jednak relatívne veľké množstvo v teréne získaných a následne prostredníctvom geografických informačných sysempirických spracovaných témov dát z relatívne rozsiahleho územia, no najmä syntetické hodnotenie korytovo-nivného geosystému Tople ako celku, ktorého výsledkom je identifikácia organizácie fluviálnych procesov a foriem a ich deskripcia pomocou konceptu sedimentových vĺn.

Spracovanie veľkého množstva údajov zo značne nehomogénneho a diferencovaného ú-



zemia si vyžadovalo špecifickú stratégiu pre aplikáciu vybraných metód. Kľúčovým krokom bolo rozdelenie skúmaného územia na tri výskumné zóny. Prvá, najmenšia výskumná zóna Z1 predstavuje koryto Tople od prameňa po prítok Krížovský potok, kde nadobúda štvrtý rád. Druhá výskumná zóna Z2 nadväzuje na prvú a končí približne na hranici Čergova a Ondavskej vrchoviny. Výskumná zóna Z2 bola pre štúdiu najpodstatnejšia. V príslušnom osem kilometrov dlhom úseku koryta Tople v tejto výskumnej zóne bol aplikovaný najväčší počet metód a dáta boli získavané najmä z terénnych meraní. Posledná, tretia výskumná zóna T, predstavovala najdlhší úsek a rieka tu má najväčšie koryto. Zber dát tu prebiehal predovšetkým prostredníctvom kabinetných metód.

Jedným z parciálnych cieľov bolo vybudovanie geografického informačného systému morfológie rieky Topľa – RiMoGIS (*River Morphology Geographic information system*), ktorý je hierarchicky štruktúrovaný a na každej hierarchickej úrovni má dva podoby – kartografickú a príslušnú geodatabáza. Základnými priestorovými jednotkami boli *Korytové úseky*, ktorých počet bol 161. Najdetailnejšie analyzovaných bolo 78 *Korytových úsekov*, nachádzajúcich sa vo výskumnej zóne Z2. Pre niektoré atribúty (pôdorysné charakteristiky koryta) boli základné priestorové jednotky na nižšej rozlišovacej úrovni, *Korytovo-nivné jednotky*, ktorých počet bol 23. RiMoGIS umožnil syntetické a priestorové hodnotenie všetkých analytických údajov. Morfológia koryta rieky Tople bola hodnotená najmä z hľadiska priestorovej diferenciácie atribútov vyčlenených *Korytových úsekov*.

Prvou skupinou atribútov koryta Tople boli jeho morfometrické parametre. Spracovaním podkladov z diaľkového prieskumu Zeme bola na úrovni Korytovo-nivných jednotiek zhodnotená distribúcia indexu kľukatenia koryta, stupňa uzavretia doliny a indexu meandrovej (oblúkovej) šírky, parameter stupeň uzavretia koryta bol hodnotený na úrovni Korytových úsekov. Diferenciácia hodnôt týchto parametrov v pozdĺžnom profile koryta mala oscilujúci charakter, čo svedčí o striedaní sa podobných typov fluviálnych foriem. Analýza údajov z terénu napomohla k bližšej špecifikácii týchto foriem, ale aj procesov, ktoré ich formujú. Zmeraním 78 priečnych profilov na 78 Korytových úsekoch výskumnej zóny Z2 bolo možné zhodnotiť diferenciáciu šírky a hĺbky koryta a mieru jeho zarezania. Následné terénne zmeranie pozdĺžneho profilu dovolilo odvodiť diferenciáciu gradientov a taktiež vyrátať hodnoty hydraulických parametrov - špecifického šmykového napätia a špecifického výkonu toku. Z priestorovej analýzy morfometrických a hydraulických parametrov koryta možno vyvodiť nasledovné závery; Koryto rieky Topľa vo výskumnej zóne Z2 je značne diferencované a má charakter kaskádového systému. Dochádza tu k striedaniu sa úsekov s úzkym a zarezaným korytom s vyšším gradientom a tým aj vysokými hodnotami špecifického šmykového napätia a špecifického výkonu toku, s úsekmi, v ktorých je koryto spravidla široké s nižšou hĺbkou (a mierou zarezania), nízkym gradientom a nízkymi hodnotami špecifického šmykového napätia a špecifického výkonu toku. Linearita v diferenciácii týchto hodnôt však nebola potvrdená, čo je pre prírodné systémy charakte-ristické. Ideálnu pravidelnosť totižto narúšajú lokálne vplyvy a najmä výstupy a prítomnosť skalného dna koryta. Preto bolo pristúpené k detailnému zmapovaniu Morfologických jednotiek - foriem koryta v celej výskumnej zóne Z2, ktorých celkový počet bol 1089. Každá forma bola kvázi homogénna z procesného (degradačná, transferová, agradačná) a substrátového (aluviálna, skalná, deluviálna, antropogénna) hľadiska. Predpoklad, že na úseky so širším a plytším korytom s nízkou energetickou kapacitou sa viaže proces agradácie a výskytu aluviálneho dna a lavíc, pričom tieto úseky nie sú primknuté ku svahu a na úseky s úzkym a hĺbším korytom s vysokou energetickou kapacitou je viazaný proces degradácie, absencia sedimentov – výskytu skalného podložia a primknutie ku svahu, bol potvrdený. Tieto dva typy úsekov sa v pozdĺžnom smere striedajú s nápadnou pravidelnosťou, pričom prechod z degradovaného úseku do agradovaného má gradientový, transferový charakter. Naopak ak za agradovaným úsekom nasleduje opäť degradovaný, hranica je ostrá.

Významnú skupinu skúmaných atribútov predstavovali parametre vyjadrujúce diferenciáciu erózno-akumulačných prejavov povodní z mája 1987, júna 2006, júla 2008 a júna 2010, pričom najväčší dôraz bol kladený na efekt udalosti z júla 2008. Táto skupina atribútov reprezentuje výsledok zhodnotenie geomorfologického efektu povodňových udalostí v skúmanom území. Najvýraznejším prejavom bola laterálna erózia koryta. Celková plocha zasiahnutá brehovou eróziou v celom skúmanom území (všetkých 161 Korytových úsekov) počas povodne v roku 1987 činila 7,9 ha, počas povodne 2006 už 15,8 ha a povodeň v roku 2008 rozšírila plochu aktívného koryta o ďalších 16,2 ha. Vo výskumnej zóne Z2 mala povodeň v roku 2008 najväčší horizontálny erózny efekt. Koryto bolo na viacerých úsekoch rozšírené niekoľko násobne. V miestach laterálnej erózie boli po ústupe povodňovej vlny naakumulované rozsiahle plochy lavíc.

Treťou skupinou atribútov boli granulometrické vlastnosti sedimentov na povrchu lavíc. Dominantnou frakciou na laviciach sú kamene (64 až 256 mm). Ich pomer je približne vyrovnaný s miernou prevahou kameňov až po vyústenie Tople z pohoria (Čergova). Nižšie nasleduje pokles kameňov a prevaha hrubých štrkov (32 až 64 mm) až do konca skúmaného úseku Tople. Tento rozdiel sa prejavuje aj v prítomnosti frakcie balvanov (nad 256 mm), čo možno pripisovať vplyvu prísunu hrubozrnných nealuviálnych sedimentov. Na štyroch vybraných úsekoch bol analyzovaný vplyv dvoch typov lokálnych zdrojov hrubozrnných sedimentov – zo skalného podložia, z fluviálne podmienených svahových porúch. Miera konektivity hrubozrnných sedimentov závisela od ich veľkosti. Predpoklad vplyvu zníženej sféricity na zníženie transportability jednotlivých klastov počas povodní bol vyvrátený.

Zhodnotením diferenciácie väčšiny atribútov charakterizujúcich koryto Tople bol aplikovaný koncept sedimentových vln. Vlna predstavuje komplexnú formu fluviálneho reliéfu, ako základná funkčná jednotka má z hľadiska morfodynamiky aj morfometrie gradientový charakter. Hlavným syntetickým výsledkom štúdie je návrh hierarchickej klasifikácie organizácie fluviálnych foriem a procesov ako vln na piatich úrovniach; 1 - Úroveň fluviálneho systému, 2 – Úroveň povodia, 3 – Úroveň dna doliny, 4 – Úroveň aktívneho koryta, 5 – Úroveň dna koryta. Najzaujímavejšou úrovňou vĺn je štvrtá, úroveň aktívneho koryta, pri ktorej boli vlny zvýraznené povodňovými udalosťami. Sú tvorené komplexom degradačno-agradačných úsekov, ktoré v koryte Tople vykazujú známky organizácie.

## LITERATÚRA

ABERNETHY, B., RUTHERFURD, I., D. (2000). Does the weight of riparian trees destabilize riverbanks?. In *Regulated Rivers: Research & Management*, 16, 565 – 576.

AMOROS, C., PETTS, G., E. (Eds.) (1993). *Hydrosystemes Fluviaux*. Paris: Masson. pp. 300.

AUGUSTOWSKI, K., CHMIELOWSKA, D., KUKULAK, J., ZAWIEJSKA, J. (2012). Varied stability of the river banks in the Podhale Region. In *Geomorphologia Slovaca et Bohemi-ca*, 12, 1, 23 – 30.

BAKER, V., R. (1994). Geomorphological understanding of floods. In *Geomorphology*. 10, 139–156.

BAUCH, G., D., HICKIN, E., J. (2011). Rate of floodplain reworking in response to increasing storm-induced floods, Squamish River, south-western British Columbia, Canada. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 872–884.

BEECHIE, T., J., POLLOCK, M., M., BA-KER, S. (2008). Channel incision, evolution and potential recovery in the Walla Walla and Tucannon River basins, northwestern USA. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 784–800.

BENDA, L., HASSAN, M., A., CHURCH, M., MAY, CH., L. (2005). Geomorphology of Steepland Headwaters: The transition From Hillslopes to Channels. In *Journal of the American Water Resources Association*, 41, 4, 835 – 851.

BERTOLDI, W., ZANONI, L., TUBINO, M. (2010). Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: The Tagliamento River (Italy). In *Geomorphology*, 114, 3, 348 – 360.

BISHOP, P., HOEY, T., B., JANSEN, J., D., ARTZA, I., L. (2005). Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. In *Earth Surface Pro-cesses and Landforms*, 30, 6, 767 – 778.

BISZAK, S., TIMÁR, G., MOLNÁR, G., JANKÓ, A. (2007). The Third Military Survey 1869-1887. Digitized maps of the Habsburg Empire, 1:75 000. Tretie vojenské mapovanie na DVD-ROM, Arcanum Adatbázis Kft., Budapešť.

BLAŠKOVIČOVÁ, L. (ed.) 2011. Hydrologická ročenka 2010, povrchové vody. Bratislava, Slovenský hydrometeorologický ústav. 227 s.

BRAVARD, J. P., AMOROS, C., PAUTOU, G., BORNETTE, G., BOURNAUD, M., CREUZÉ DES CHÂTELLIERS, M., GIBERT, J., PEIRY, J.-L., PERRIN, J.-F. AND TA-CHET, H. (1997). River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. In *Regulated Rivers: Research & Management*, 13, 75 – 90.

BRIERLEY, G., J., FRYIRS, K., A. (2005). Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Oxford, UK: Blackwell Publishing. ISBN 1-4051-1516-5, pp. 398.

BRUNSDEN, D., THORNES, J., B. (1979). Landscape sensitivity and change. In *Transactions of the Institute of British Geographers*, 54, 463 – 484.

BUCAŁA, A. (2010). Morphological role of floods in the shaping of stream channels in the Gorce Mountains (exemplified by Jaszcze and Jamne stream valleys). In *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 10, 1, 45 – 54.

BUNTE, K., ABT, S., R. (2001). Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wadable Gravel- and Cobble-Bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. General Technical Report RMRS-GTR-74. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. pp. 428.

CALVER, A., ANDERSON, M., G. (2004). Conceptual framework for the persistence of flood-initiated geomorphological features. In *Transactions of the Institute of British Geographers*, 29, 1, 129 – 137.

CASTRO, J. (2003). *Geomorphologic Impacts* of Culvert Replacement and Removal: Avoiding Channel Incision. United States Fish and Wildlife Service- Oregon Fish and Wildlife Office, Portland.

COMITI, F., ANDREOLI, A., LENZI, M., A. (2005). Morphological effects of local scouring in step-pool streams. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1567–1581.

COSTA, J., E. (1983). Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. In *Geological Society of America Bulletin*, 94, 8, 986-1004.

CUFFEY, K., M., CLOW, G., D. (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. In *Journal of Geophysical Research*, 102, C12, 26383-26.

CUI, Y., PARKER, G., LISLE, T., E., GOTT, J., HANSLER-BALL, M., E., PIZZUTO, J. E., ALLMENDINGER, N., E., REED, J., M. (2003). Sediment pulses in mountain rivers: 1. Experiments. In *Water Resources Research*, 39, 9, 1239.

ČURLÍK, J., ŠÁLY, R. (2002). Zrnitosť pôdy 1:500 000. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 110 – 111.

EASTERBROOK, D. (2011). Evidence-based Climate science. Data opposing CO2 emissions as the primary source of global warming. Oxford. pp. 383.

FAŠKO, P., HANDŽÁK, Š., ŠRÁMKOVÁ, N. (2002). Počet dní so snehovou pokrývkou a jej priemerná výška 1:2 000 000. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 99.

FOLK, R., L., WARD, W., C. (1957). Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. In *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

FONSTAD, M. A. (2003). Spatial variation in the power of mountain streams in the Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. In *Geomorphology*, 55, 75 - 96.

FRANDOFER, M., LEHOTSKÝ, M. (2011). Channel adjustment of a mixed bedrock-alluvial river in response to recent extreme flood events (The upper Topl'a River). In *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 11, 2, 59 – 71.

FRANDOFER, M., LEHOTSKÝ, M. (2013). Stupňovitá štruktúra dna koryta vodného toku s výrazným pozdĺžnym sklonom (na príklade horného úseku rieky Topľa). In *Geografický* časopis, 65, 2, 141-159.

GILBERT, G., K. (1917). *Hydraulic mining debris in the Sierra Nevada*, U.S. Geol. Survey Prof. Pap., 105, pp. 154.

GILVEAR, D., BRYANT, R. (2003). Analysis of Aerial Photography and Other Remotely Sensed Data. In KONDOLF, M., G., PIÉGAY, H. (eds). *Tools in fluvial geomorphology*. Chichester, U.K: J. Wiley and Sons. 597 – 630.

GRAF, W., L. (1983). Variability of sediment removal in a semiarid watershed. In *Water Resources Research*, 19, 643 – 652.

GRAHAM, D., J., REID, I., RICE, S., P. (2005a). Automated sizing of coarse grained sediments: Image-processing procedures. In *Mathematical Geology*, 37, 1, 1 - 28.

GRAHAM, D., J., RICE, S., P., REID, I. (2005b). A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. In *Water Resources Research*, 41, 7.

GREGORY, K., J., BENITO, G., DOWNS, P., W. 2008. Applying fluvial geomorphology to river channel management: Background for progress towards a paleohydrology protocol. In *Geomorphology*, 98, 153 – 172.

GREŠKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2006). Stav plného koryta a jeho význam pre poznávanie a manažment morfológie vodných tokov. In *Geografický časopis*, 58, 317 – 328.

GREŚKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2007). Vplyv lesných brehových porastov na správanie a morfológiu riečnych korýt. In *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 36 – 42.

GREŠKOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2009). Fluvial-geomorphological research in Slovakia: state of the art and outlook. In *Geomorphologia Slovaca*, 26, 221 – 235.

GUPTA, A., KALE, V. S., RAJAGURU, S. N., (1999). *The Narmada River, India, through space and time*. In MILLER, A.J., GUPTA, A. (Eds.), *Varieties of Fluvial Form*. Wiley, New York, pp. 113 – 143.

GURNELL, A., M., PETTS, G., E. (2002). Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. In *Freshwater Biology*, 47, 581 – 600.

HALWAS, K., L., CHURCH, M. (2002). Channel units in small, high gradient streams on Vancouver Island, British Columbia. In *Geomorphology*, 43, 243 – 256.

HARDY, T., PANJA, P., MATHIAS, D. (2005). *WinXSPRO, a channel cross section analyzer, user's manual, version 3.0.* General Technical Report RMRS-GTR-147. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins, CO.

HERITAGE, G.L., CHARLTON, M.E., O RE-GAN, S. (2001). Morphological classification of fluvial environments; an investigation of the continuum f channel types. In *Journal of Geology*, 109, 1, 21 - 33.

HOEY, T. (1992). Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. In *Progress in Physical Geography*, 16, 3, 319 – 338.

HOOKE, J. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. In *Geomorphology*, 1 - 16.

CHARLTON, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. London: Routledge, pp. 234.

CHIN, A. (2002). The periodic nature of steppool mountain streams. In *American Journal of Science*, 302, 144–67.

CHIN, A., PHILLIPS, J., D. (2007). The selforganization of step-pools in mountain streams. In*Geomorphology*, 83, 346–358.

JAKUBIS, M. (2002). Analýza vzájomných závislostí geometrických charakteristík prirodzene ustálených korýt bystrín na neovulkanitoch. In *Acta Facultatis Forestalis*, 44, 281-295.

JAKUBIS, M. (2004). K zákonitostiam morfogenézy bystrinného koryta. In *Acta Facultatis Forestalis*, 46, 305 – 314. JAKUBIS, M. (2005). Analýza vývoja koryta bystriny metódou regionálnych rovníc. In *Acta Facultatis Forestalis*, 47, 377-385.

JAKUBIS, M. (2008). Vplyv základných hydrologických charakteristík malých povodí na proces morfogenézy korýt vodných tokov. In ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. eds.: *Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině*. Mikulov 9. – 11. 9. 2008.

JAMES, L., A. (2006). Bed waves at the basin scale: implications for river management and restoration. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1692–1706.

JAMES, L., A. (2010). Secular Sediment Waves, Channel Bed Waves, and Legacy Sediment. In *Geography Compass*, 4, 6, 576–598.

JANKÓ, A., OROSS, A., TIMÁR, G. (2005). A második katonai felmérés 1819-1869. Druhé vojenské mapovanie na DVD-ROM, 2005. HM Hadtörténeti Intézet és Múzeum Térképtára a Arcanum Adatbázis Kft., Budapešť.

JANSEN, J., D. (2006). Flood magnitude–frequency and lithologic control on bedrock river incision in post-orogenic terrain. In *Geomorphology*, 82, 39–57.

JANSEN, J., D., CODILEAN, A., T., BI-SHOP, P., HOEY, T., B. (2010). Scale dependence of lithological control on topography: Bedrock channel geometry and catchment morphometry in western Scotland. In *The Journal of geology*, 118, 3, 223 – 246.

JUNK, W., J., BAYLEY, P., B., SPARKS, R., E. 1989. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain System. In Dodge, D., P., ed. *Proceedings of the International Large river Symposium.* Can. Spe. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106, 110 – 127.

KASAI, M., MARUTANI, T., BRIERLEY, G., J. (2004). Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 59 – 76.

KEEN-ZEBERT, A., CURRAN, J., C. (2009). Regional and local controls on the spatial distribution of bedrock reaches in the Upper Guadalupe River, Texas. In *Geomorphology*, 112, 295 – 305.

KIDOVÁ, A, LEHOTSKÝ, M. (2012). Časovo-priestorová variabilita morfológie divočiaceho a migrujúceho vodného toku Belá. In *Geografický časopis*, 64, 4, 311 — 333. KNIGHTON, A., D. (1984). *Fluvial forms and processes*. London: Edward Arnold. pp. 218.

KNIGHTON, A., D. (1999). Downstream variation in stream power. In *Geomorphology*. 29, 293 – 306.

LACEY, G. (1934). Uniform flow in alluvial rivers and canals. In *Proceedings of Institute of Civil Engineering*, 239, 1933 – 1934.

LACH, J., WYŻGA, B. (2002). Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka river, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 445 – 462.

LANGBEIN, W., B., LEOPOLD, L., B. (1968). *River channel bars and dunes-theory of kinematic waves*. U S GEOLOGICAL SUR-VEY PROFESSIONAL PAPER 422-L, PP L 1-L 20.

LAWLER, D., M. (1992). Process dominance in bank erosion systems. In *Lowland floodplain rivers: Geomorphological perspectives*, 117 – 143.

LAWLER, D., M. (1995). The impact of scale on the processes of channel-side sediment supply: a conceptual model. In *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc. Hydrological Sciences*, 226, 175 – 186.

LECCE, S., A. (1997). Nonlinear downstream changes in stream power on Wisconsin's Blue River. In *Annals of the Association of American Geographers*, 78, 3, 471–486.

LEHOTSKÝ, M. (2002). Korytovo-nivný geosystém – terra incognita v slovenskej geomorfológii. In *Geomorphologia Slovaca*,2, 2, 23 – 30.

LEHOTSKÝ, M. (2004). River Morphology hierarchical Classification (RMHC). In *Acta Univeristatis Carolinae*, 39, 1, 33 – 45.

LEHOTSKÝ, M. (2005a). Metodologické aspekty správania a zmien korytovo-nivných geosystémov. In *Geomorphologia Slovaca*, 5, 34 – 50.

LEHOTSKÝ, M. (2005b). Morfológia brehu. In Měkotová, J., Štěrba, O., (eds.). *Říční krajina 3*. Olomouc (Palackého univerzita), pp. 200–207.

LEHOTSKÝ, M. (2005c). Riečna krajina – základné koncepty. In *Alfa Spectra, Urbanistické listy*, 38 – 47.

LEHOTSKÝ, M., FRANDOFER, M., NO-VOTNÝ, J. RUSNÁK, M., SZMAŃDA, J. B. (2013). Geomorphic/Sedimentary Responses of Riveres to Floods: Case Studies from Slovakia. In LÓCZY, Dénes ed. Geomorphological Impacts of Extreme Weather. - Dordrecht Springer, 2013, s. 37 – 52.

LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2004). *Hydromorfologický slovník*. Bratislava: SHMÚ, 77 s.

LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2005). Základné klasifikačné systémy a morfometrické charakteristiky korytovo-nivných geosystémov. In *Geomorphologia Slovaca*, 5, 5 – 20.

LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2007). Odozva morfológie vysokogradientového vodného toku na veternú kalamitu – ekologický aspekt. In *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 79 – 84.

LISLE, T., E., CUI, Y., PARKER, G., PIZZUTO, J., E., DODD, A., M. (2001). The dominance of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel – bed rivers. In *Earth surface Processes and Landforms*, 26, 13, 1409 – 1420.

LEOPOLD, L., B., MADDOCK, T., Jr. (1953). The hydraulic geometry of streams channels and some physiographic implications. In *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 252, 57.

LEOPOLD, B., L., WOLMAN, G., M., MIL-LER, J., P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisko and London: W. H. Freeman and Company. pp. 522.

LEWIN, J. (1983). Changes of channel patterns and floodplains. In GREGORY, K., J. (ed.). Background to Palaeo-hydrology. New York: J. Wiley and Sons. 303 – 319.

MACURA, V. (1987). Príspevok k určeniu a využitiu parametrov stabilného režimu korýt tokov. In *Vodní hospodářství*, A 6/87, 152 – 154.

MAGILLIGAN, F., J. (1992). Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. In *Geomorphology*, 5, 373 – 390.

MALARZ, R. (2005). Effects of flood abrasion of the Carpathian alluvial gravels. In *Catena*, 64, 1, 1 - 26.

MASSONG, T., M., MONTGOMERY, D., R. (2000). Influence of sediment supply, lithology, and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. In *Geological Society of America Bulletin*, 112, 4, 591 – 599.

MICHALKOVÁ, M., PIÉGAY, H., KON-DOLF, G. M., GRECO, S. E. (2011). Lateral Erosion of the Sacramento River, California (1942 - 1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 257 – 272.

MILLER, A., J. (1990). Flood hydrology and geomorphic effectiveness in the Central Appalachians. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 119 – 134.

MONTGOMERY, D., R., ABBE, T., B., BUFFINGTON, J., M., PETERSON, N., P., SCHMIDT, K., M., STOCK, J., D. (1996). Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. In *Nature*, 381, 6583, 587 – 589.

MONTGOMERY, D., R., BUFFINGTON, J., M. (1997). Channel-reach Morphology in Mountain Drainage Basins. In *Geological Society of America Bulletin*. 109, 596 – 611.

MONTGOMERY, D., R., BUFFINGTON, J., M. (1998). Channel processes, classification, and response. In NAIMAN, R., BILBY, R. *River Ecology and Management*. New York: Springer-Verlag. pp. 13 – 42.

MORAVCOVÁ, M. (2010). Zmeny prírodného prostredia Slovenska a Moravy na hranici pleistocén/holocén (prvá polovica OIS 3 začiatok OIS 1). In *Geologické práce, Správy*, 116, 9 – 72.

MORCHE, D., SCHMIDT, K.-H., HECK-MANN, T., HAAS, F. (2007). Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an Alpine river. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 89, 5 – 19.

NEMČOK, J. (1990). Regional Geological Maps of Slovakia 1:50 000 : Geological Map of Pieniny and Čergov Mts., Ľubovnianská vrchovina and Ondavská vrchovina Uplands. Bratislava: Geologický ústav Dionýza Štúra, 1990.

NICHOLAS, A., P., ASHWORTH, P., J., KIRKBY, M., J., MACKLIN, M., G. MUR-RAY, T. 1995. Sediment slugs: large-scale fluctuations in fluvial sediment transport rates and storage volumes. In *Progress in Physical Geography*, 19, 4, 500 – 519.

NOVOTNÝ, J., LEHOTSKÝ, M. 2005. Pozdĺžny profil rieky – nástroj geomorfologického výskumu. In RYPL, J., ed. *Geomorfologický sborník 4: Stav geomorfologických výzkumů v roce 2005.* České Budějovice (Jihočeská universita), pp. 63 – 66. OLSEN, D., S., WHITAKER, A., C., POTTS, D., F. (1997). Assessing stream channel stability thresholds using flow competence estimates at bankfull stage. In *Journal of American Water Resources Association*, 33, 1197 – 1207.

O'NEILL, R., V., DEANGELIS, D., L., WAI-DE, J., B., ALLEN, T., F., H. 1986. *A Hierarchical Concept of Ecosystems*. Princeton: Princeton University Press. pp. 262.

OWCZAREK, P. 2004. The influence of hillslope sediment delivery on the morphology of gravel bed rivers, Polish Flysch Carpathians. In *Geomorphologia Slovaca*, 4, 40 - 45.

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. In. *River Res. Applic*, 21, 773 – 789.

PEKÁROVÁ, P., SVOBODA, A., NOVÁK, V., MIKLÁNEK, P. (2011). Historická hydrológia a integrovaný manažment povodí a krajiny. In *Vodohospodársky spravodajca*, 1-2, 4-7.

PYRCE, R., S. (2003). Field measurement of bankfull stage and discharge. In *Waterpower Project Science Transfer Report 2.0.* Toronto: Ontario Ministry of Natural Resources.

RICHARDS, K., BRASINGTON, J., HUGES, F. (2002). Geomorphic dynamics of floodplains: ecological implications and a potential modelling strategy. In *Freshwater Biology*, 47, 559-579.

ROSGEN, D., L. (2007). *The Rosgen Geomorphic Approach for Natural Channel Design*. In: BERNARD, J., FRIPP, J., ROBINSON, K. (2007). USDA-NRCS Stream Restoration Design Handbook.

RUSNÁK, M. (2010). Zmeny pôdorysnej vzorky a presúvanie koryta laterálne čiastočne uzavre-tej rieky. In *Geographia Cassoviensis*, 4, 1, 154 – 158.

RUSNÁK, M., LEHOTSKÝ, M., (2014). Time-focused investigation of river channel morphological changes due to extreme floods. In *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2014, 58, 2, p. 251 – 266.

SIMON, A., SHIELDS, F., D., ETTEMA, R., ALONSO, C., MARSHALL-GARSJO, M., CURINI, A., STEFFEN, L. (1999). *Channel* erosion on the Missouri River, Montana between Fort Peck Dam and the North Dakota Border. Culbertson, Montana: National Sedimentation Laboratory, United States. Natural Resources Conservation Service, USDA-Agricultural Research Service, National Sedimentation Laboratory. pp. 375.

SIMON, A., CURINI, A., DARBY, S., E., LANGENDOEN, E., J. (2000). Bank and nearbank processes in an incised channel. In *Geomorphology*, 35, 193 – 217.

SCHUMM, S., A. (1977). *The Fluvial System*. New York: John Wiley & Sons, pp. 338.

SCHUMM, S., A. (1979). Geomorphic thresholds: the concept and its applications. In *Transactions of the Institute of British Geographers*, 54, 485 – 515.

SCHUMM, S., A., HARVEY, M., D., WAT-SON, C., C. (1984). *Incised channels: Morphology, Dynamics and Control.* Litteleton, CO: Water Resources Publications. pp 200.

SIMON, A., HUPP, C., R. (1986). Channel evolution in modified Tennessee channels. In *Proceedings of the Fourth Federal Interagency Sedimentation Conference*, 24-27 March, Las Vegas. Subcommittee on Sedimentation of the Interagency Advisory Committee on Water Data, U. S. Government Printing Office, Washington DC, 2, 71 – 82.

SIMON, A. (1989). A model of channel response in disturbed alluvial channels. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 1, 11 – 26.

SKLAR, L., S., DIETRICH, W., E. (2004). A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. In *Water Resources Research*, 40, 6.

SKLAR, L., S., DIETRICH, W., E. (2006). The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: implications of the saltation–abrasion incision model. In *Geomorphology*, 82, 58–83.

SKLAR, L. S., DIETRICH, W. E., FOU-FOULA-GEORGIOU, E., LASHERMES, B., & BELLUGI, D. (2006). Do gravel bed river size distributions record channel network structure. In *Water resources research*, 42, W06-D18.

SNEED, E., D., FOLK, R., L. 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. In *Journal of Geology*, 66, 114 – 150.

STARKEL, L. (2002). Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). In *Quaternary International*, 91, 25 – 32. STARKEL, L. (1995). Changes of river channels in Europe during the Holocene. In *Changing River Channels*, 27 – 42.

STARKEL, L, SOJA, R., MICHCZYNSKA, D., J. 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. In *Catena*, 66, 24 – 33.

STOCK, J., D., MONTGOMERY, D., R., CO-LLINS, B., D., DIETRICH, W., E., SKLAR, L. 2005. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. In *GSA Bulletin*, 117, 11/12, 174 – 194.

SUTHERLAND, D., G., BALL, M., H., HIL-TON, S., LISLE, T., E. 2002. Evolution of a landslide-induced sediment wave in the Navarro River, California. In *Geological Society of America Bulletin*, 114, 1036 – 1048.

ŠÁLY, R., ŠURINA, B. 2002. Pôdy 1 : 500 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 106 – 107.

ŠŤASTNÝ, P., NIEPLOVÁ, E., MELO, M. (2002a). Priemerná ročná teplota vzduchu 1:2 000 000. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 98.

ŠŤASTNÝ, P., NIEPLOVÁ, E., MELO, M. (2002b). Priemerná teplota vzduchu v januári 1:2 000 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 99.

ŠŤASTNÝ, P., NIEPLOVÁ, E., MELO, M. (2002c). Priemerná teplota vzduchu v júli 1:2 000 000. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR; Banská Bystrica: SAŽP, 2002, s. 99.

TOOTH, S., MCCARTHY, T., S. (2004). Anabranching in mixed alluvial bedrock rivers; the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. In *Geomorphology*, 57, 235 – 262.

TUROWSKI, J., M., HOVIUS, N., WILSON, A., HORNG, M., J. (2007). Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. In *Geomorphology*, 99, 26 – 38.

TUROWSKI, J., M., YAGER, E., M., BA-DOUX, A., RICKENMANN, D., MOLNAR, P. (2009). The impact of exceptional events on erosion, bedload transport and channel stability in a step-pool channel. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1661 – 1673. VANNOTE, R., L., MINSHALL, G., V., CU-MMINS, K., W., SEDELL, J., R., CUSHING C., E. 1980. The river continuum concept. In *Canadian Journ. of Fish. and Aquat. Sciences*, 37, 130 – 137.

WARD, R. 1978. *Floods – A Geographical Perspective*. London: MacMillan Press, pp. 244.

Washington Department of Natural Resources Forest Board Manual (2004), Section 2: *Standard Methods for Identifying Bankfull Channel Features and Channel Migration Zones*. 69p.

WILCOCK, P., R. (1997). Entrainment, displacement and transport of tracer gravels. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 1125–1138.

WHITING, P., J., STAMM, J., F., MOOG, D., B., ORNDORFF, R., L. (1999). Sediment transporting flows in headwater streams. In *Geological Society of America Bulletin*, 111, 450–466.

WHITTAKER, J., G. (1987). Sediment transport in step-pool streams. In Thorne, C., R., Bathurst, J., C., Hey, R., D. eds.: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. Chichester Wiley, pp. 545 – 579.

WHITTAKER, J., G., JAEGGI, M., N., R. (1982). Origin of step-pool systems in mountain streams. In *Journal of the Hydraulics Division*, 108, 758 – 773.

WILLIAMS, P., G. (1978). Bankfull discharge of rivers. In *Water Resources Research*, 14, 1141–1154.

WOHL, E. (2010). *Mountain rivers revisited*. American Geophysical Union, pp. 1 – 573.

WOLMAN, M., G. (1954). A method of sampling coarse bed material. In *American Geophysical Union, Transactions*, 35, 951 – 956.

WOLMAN M., G., MILLER J., P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. In *Journal of Geology*, 68, 54 – 74.

WOOLDRIDGE, C., L., HICKIN, E., J. (2002). Step-pool and cascade morphology, Mosquito Creek, British Columbia: a test of four analytical techniques. In *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 493 – 503.

WYNN, T. 2006. Streambank retreat: a primer. In *Watershed Update*, 4, 1, 1 - 14.

ZAPROWSKI, B., J., PAZZAGLIA, F., J., EVENSON, E., B. (2005). Climatic influences

on profile concavity and river incision. In *Journal of Geophysical Research*, 110, pp. 19.

ZIELINSKI, T. (2003). Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland). In *Geomorphology*, 54, 293 – 306.

## PRÍLOHY





KORYTOVO NIVNÁ	Area (m <sup>2</sup> )	Dt (m)	Dv (m)	lk [index]	B (m)	IB [index]	Ch_s [%]	V_w [m]	Ch_w [m]	V_c [index]
JEDNOTKA										
A1-1	471	366	366	1,00			25,1			
A1-2	1475	727	712	1,02			16,8			- 24
A1-3	4823	534	524	1,02			14,3			24
A2-1	4278	208	173	1,20		1.0	11,1			
A2-2	9033	394	383	1.03			12,1			
A2-3	7392	275	243	1,13			11,3			
A2-4	28366	672	649	1,04	-		9,3	-	- 14	
A2-5	14862	531	500	1,06			8,3			- 34
A3-1	25827	537	523	1,03	7	1,1	3,1	49	6,5	8
A3-2	41272	971	949	1,02	10	1,0	3,2	43	9,7	4
A3-3	28733	833	796	1.05	23	3.3	2,3	36	6,9	5
A4-1	84586	1003	911	1.10	45	3.3	2.3	93	13.5	7
A4-2	34009	514	505	1,02	12	1,0	2,0	67	11,5	6
A4-3	\$1567	853	768	1,11	38	2,3	2,1	67	16,3	4
A4-4	20029	342	309	1,11	33	2,8	1,9	65	11,6	6
A5-1	131886	884	811	1,09	24	1,0	1,7	163	23,8	7
AS-2	148215	957	844	1,13	69	3,1	1,8	176	22,1	8
A5-3	83253	814	769	1,06	33	2,4	1,8	108	13,8	8
A5-4	122487	852	631	1,35	85	4,8	1,5	194	17,9	11
81-1	136421	1020	904	1,13	71	2,6	1,5	151	27,2	6
81-2	255858	1286	1199	1,07	55	1,3	1,6	213	41,5	5
81-3	658972	1484	1377	1,08	34	1,0	1,4	478	33,3	14
81-4	363197	1088	987	1,10	. 73	1,4	1,4	368	50,6	7
82-1	384465	1200	1042	1,15	95	2,3	1,0	369	41,3	9
B2-2	679417	2659	2602	1,02	52	2,1	0,9	261	24,2	11
B2-3	176467	888	780	1,14	74	2,4	0,9	226	30,4	7
83-1	400082	1100	1042	1,06	57	1,4	0,8	384	41,0	. 9
83-2	\$76780	2341	2315	1,01	64	2,8	0,7	249	23,2	11
84-1	1210140	2307	1953	1,18	151	3,6	0,5	619	41,9	15
84-2	707223	2199	2122	1,04	42	1,5	0,6	333	27,1	12
85-1	1666630	3434	2973	1,16	132	4,9	0,5	561	26,9	21

\*Priloha Bzobrazuje RiMoGIS na úrovniach Korytovo-nivná jednotka a Korytový úsek V segmentoch A1 a A2 členenie až na úroveň Korytový úsek nebolo aplikované \*\*vysvetlivky k databáze v kapitole 3

Zdroj podkladov: Úrad geodézie kartografie a katastra Slovenskej republiky (122-24-99-2012)





Príloha B: Geografický informačný systém morfológie rieky Topľa (RiMoGIS), úroveň Korytovo-nivná jednotka a Korytový úsek v Segmente B1\* *RiMoGIS v kartografickej podobe* 






-	r	0	S	0	0	0	0	C	0	0	C	C	0	0	0	6	 ~	1	त	0	0	0	0	0	0		m	Q	0	0	
Er_08	[m²]		156											)		75	Bedrock	[%]	4								5	9			9
Er_06	[m²]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Nonal	[%]	0 -	1 0	0 -	- 0	0 -	0	0	- 38	- 60	- 32	0 -	- 34	5
ir_87	[m²]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Gravel	[%]	-	9 2:	-	-	,	-	,	-	-	,	-	,	
3 6002	[L	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	T	Cobble	[%]	-	2	-	_				-	_	_	-	_	
Bar	-	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Boulder	[%]													
Bar_200	<u>۳</u>																4 S-FW	n] [Psi]	-	50 0,81	-	-		-	-	-	-	-	-		
2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5 D8	րո][ո	,	6	-			1		-			,		
ır_200	Ξ																D1(	um]	-	4 16	-			1		-			-		,
ä		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	D50	[mm]		12											
ar_1987	<u>۳</u>																omega3	[W/m <sup>2</sup> ]	332	06	529	148	155	182	144	286	270	327	328	180	233
<u> </u>		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	ega2	/m <sup>2</sup> ]	103	72	156	48	66	77	75	115	107	108	120	69	цХ
_1981	٦																1 om	<sup>2</sup> ] [w	18	14	59	2	13	11	6	28	15	20	28	9	23
Bar		15	12	13	17	14	16	11	14	13	15	16	13	18	15	16	omega	[	6	3	1	6	1	80	4	2	2	0	7 2	1	a
ch_1880	<u>٦</u>																2 Tau3	<sup>2</sup> ] [N/m <sup>2</sup>	23	9. 9.	76 34	57 10	13 13	92 14	30 11	30 21	22 20	23	21.	32 13	16
0		16	42	20	35	13	14	46	41	99	21	22	50	10	18	21	Tau	m/n]	3 12	5	3 17	1	10	5	~	13	1	12	5 12	8	10
Ch_182	<u></u>																Tau1	k] [N/m <sup>2</sup>	7 48	1 45	0 103	7 1:	0 37	.6 3.	9 25	5 6(	5 42	7 50	.6 5(	7 23	ц С
°_s	[%]	4,1	2,5	3,5	2,2	2,8	3,3	2,0	3,4	3,1	3,6	3,0	2,4	3,1	4,4	2,9	-	[inde	6 1,	3 1,	8 1,	8 1,	7 1,	1, 1,	5 1	5 1,	5 1,	6 1,	1 1,	9 1,	1
٩	[%]	0	0	0	0	0	0	0	53	0	0	0	68	93	0	14	Bf3/H3	[index]	4,	11,	4,	5,	4,	10,	6,	9,	5,	9	7,	6	1
abut	[ш]	0	0	0	0	0	0	0	36	0	0	0	63	75	0	14	Bf2/H2	[index]	9,6	11,5	7,5	9,3	4,7	13,4	8,4	13,1	6,9	10,8	10,6	15,2	14 0
ڻ ،	lex]	1,9	1,7	1,6	1,3	1,6	1,8	1,8	1,6	1,8	1,7	1,8	1,5	2,4	2,2	1,7	Bf1/H1	[index]	19,5	14,7	9,0	20,9	9,2	20,8	16,9	17,0	9,2	18,7	15,6	30,5	151
చ	[ind														_		A3	[m <sup>2</sup> ]	4,1	4,5	4,2	4,9	3,5	5,0	4,0	4,9	4,5	4,2	5,6	6,7	0 2
B_ _≮	<u>٦</u>	(1)	4	(1)	1	4	4	1	3)	4	1	ų.	ę	4	4	1	A2	[m <sup>2</sup> ]	1,8	2,4	1,7	2,1	2,0	2,6	2,3	2,6	2,2	2,0	2,8	3,1	с С
ې ۲	[ш]	5	7	5	7	9	7	6	∞	∞	6	11	6	10	8	8	A1	[m²]	0,5	0,3	0,6	0,2	0,4	0,6	0,4	0,7	0,4	0,5	0,7	0,4	0.6
ea	[	292	341	287	250	227	344	243	360	520	282	693	525	334	226	486	ЧН	[ɯ]	0 1,7	9 1,0	1 1,1	1 1,8	1 1,1	9 1,3	9 1,7	9 1,3	2 1,8	9 1,5	1 1,7	0 1,7	c 1 0
B_ar	<u>.</u>																H3	[m]	.5 1,	,0 ,0	,6 1,	,6 1,	,8 1,	6 0,	,0 0,	,6 0,	.8 1,	,5 0,	.7 1,	.6 1,	1
Ħ	[Ľ	100	82	101	51	59	91	47	69	120	57	114	92	81	63	100	H2	[m]	2 0,	2 0,	3 0,	2 0,	3 0,	о, З	2 0,	3 0,	4 0,	2 0,	3 0,	2 0,	0
rea	[	547	580	465	332	360	608	439	581	921	492	255	795	819	497	846	H	Ē	,6 0,	,60,	,2 0,	,1 0,	,2 0,	.7 0,	,8 0,	,1 0,	,3 0,	,0 ,0,	,5 0,	,4 0,	0
ы С	<u>[</u> ]											-					Bf3	<u></u>	3 4	б 6	5	1 6	5.5	4 8,	5	2 8	2 6	4 6	9 7	4 9	7 17
Dist	[Ľ	3703	3803	3885	3986	4037	4095	4186	4233	4302	4422	4479	4594	4685	4767	4830	3f1 Bf2	[m]	3,9 4,8	2,9 6,5	2,7 4,5	3,1 5,1	2,3 3,6	5,2 7,4	3,4 5,(	4,3 7,2	3,2 5,2	3,7 5,4	3,9 6,5	4,6 8,4	2 8 0
KORYTOVÝ ÚSEK	1	1	2	ŝ	4	5	9	7	∞	6	10	11	12	13	14	15	KORYTOVÝ B ÚSEK	<u> </u>	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13

Príloha C: Geografický informačný systém morfológie rieky Topľa (RiMoGIS), úroveň Korytový úsek. RiMoGIS databáza\* Päta: \*vysvetlivky k databáze v kapitole 3

100 11

40 37

36

64

0.78

42

81 127

503 153

176 130

21 15

309 131

1,5 1,4

6,1 9,3

7,9 7,0

9,6 10,5

5,9 7,0

1,3 1,9 0,3 2,5 1,4 1,9 0,4 2,6

0,8 0,8

7,6 0,3 12,6 0,3

2,4 5,9 2,6 5,3

14 15



















## GEOMORPHOLOGIA SLOVACA ET BOHEMICA 1/2014

## Milan Frandofer, Milan Lehotský

## GEOMORPHOLOGIA SLOVACA ET BOHEMICA 1/2014





GEOMORPHOLOGIA SLOVACA ET BOHEMICA

Volume 14, 2014 — Issue 1

ISSN 1337-6799