

MORFOLÓGIA BYSTRINNÉHO TOKU - PRÍKLAD POTOKA VÔDKA

ALŽBETA MEDVEĎOVÁ*, ROBERTA PROKEŠOVÁ**, ELENA KRÁTKA***

Alžbeta Medveďová, Roberta Prokešová, Elena Krátka: Morphology of torrential stream – case study of the Vôdka brook. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 2007, 7, 11 Figs., 1 Tab., 27 Refs.

The paper deals with the geomorphological investigations of the Vôdka stream basin with focusing on present processes and landforms at hillslopes, on the floodplain and in the channel. The width of the channel, the width of the floodplain, the height of channel at river segment cross-sections, and all three axes (a, b, c) of river-bed clasts were measured during detailed fieldwork. The analysis of the longitudinal profile and its knickpoints, the analysis of the valley cross-sections and the granulometric analysis were performed. Questions about the dynamics of channel and floodplain as well as sediment sources at geologically complicated catchment are discussed. Standard GIS tools were used for constructing the digital elevation model, longitudinal profile and valley cross-sections.

Key words: Vôdka brook, valley-river system, in-channel and hillslope processes, landslide, cross-sections, longitudinal profile, digital elevation model, GIS

1 ÚVOD

S neustále rastúcim vývojom spoločnosti stúpajú aj jej nároky kladené na prírodné prostredie. Voda sústredená v malých povrchových tokoch je v našej krajine významným zdrojom pitnej a úžitkovej vody, ale aj tvorcom krajinného obrazu a miestom relaxu pre mnohých. V období výrazných klimatických zmien vynárajú sa otázky, či v dostatočnej miere rozumieme vývoju fluvialnych systémov, či vieme do procesu ich fungovania zodpovedne zasahovať a prípadné nesprávne zásahy z minulosti odstraňovať.

Štúdium korytovo-nivných systémov v multidimenzionálnom chápaní patrí v súčasnosti k prioritám slovenskej fluvialnej geomorfológie (napr. GREŠKOVÁ 2004, LEHOTSKÝ 2004, LEHOTSKÝ a LAČIKA 2007).

Príspevok je všeobecným pohľadom na súčasnú morfodynamiku riečneho systému a jeho blízkeho okolia. Modelovým povodím bolo zvolené povodie Vôdky, ležiace na rozhraní dvoch odlišných morfoštruktúr Vnútrotných Západných Karpát: Slovenského stredohoria a Slovenského rudohoria. V teoretickej rovine

vychádzame z hierarchickej klasifikácie morfológie riek (LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2003, LEHOTSKÝ a GREŠKOVÁ 2004), pričom sa zameriavame na štúdium prejavov aktívnej morfodynamiky jednotlivých úsekov koryta, nivy, ako aj celého povodia. V práci približujeme prvé výsledky geomorfologického výskumu koryto-nivného systému bystriny Vôdka, hodnotíme jeho priestorovú variabilitu prostredníctvom vybraných morfometrických parametrov koryta, nivy a bazénu a utvárame základy geodatabázy v rámci pripravovaného geomorfologického informačného systému územia.

Cieľom príspevku je prispieť k poznaniu fluvialneho systému krajiny a jeho odoziev na vonkajšie podnety na príklade konkrétneho prirodzeného bystrinného toku so zachovaným prírodným geomorfologickým režimom.

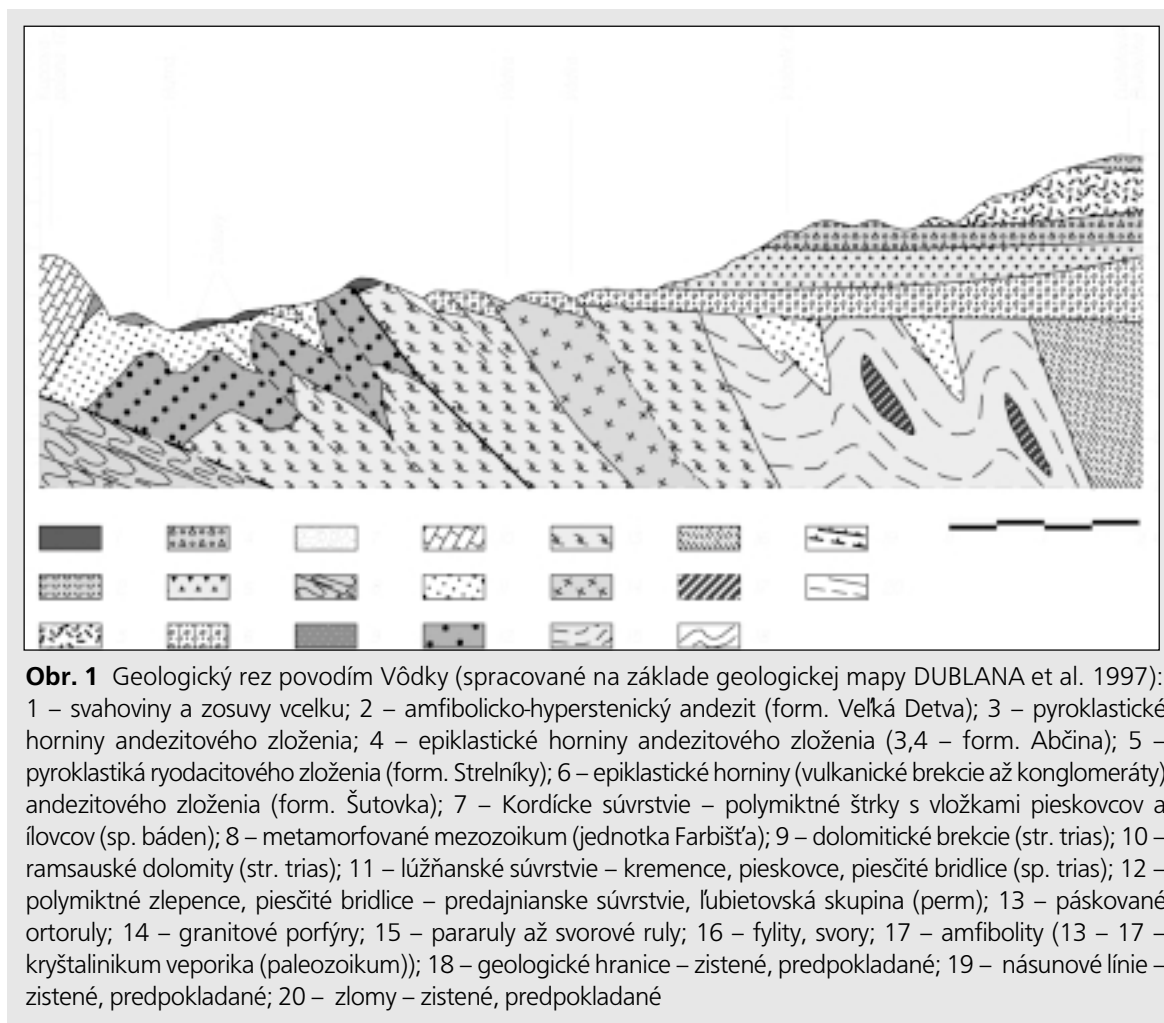
2 MODELOVÉ ÚZEMIE

Modelovým územím bola zvolená bystrina Vôdka (tok IV. rádu) a jej povodie s režimom blízkym prirodzenému toku. Riečny bazén leží na rozhraní pozitívnych a negatívnych morfoštruktúr vulkanickej blokovej

* Katedra geografie, Fakulta prírodných vied Univerzity Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica, e-mail: medvedov@fpv.umb.sk

** Ústav vedy a výskumu Univerzity Mateja Bela, Cesta na amfiteáter 1, 974 01 Banská Bystrica, e-mail: roberta.prokesova@umb.sk

*** Katedra informatiky, Fakulta prírodných vied Univerzity Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica, e-mail: kratka@fpv.umb.sk



Obr. 1 Geologický rez povodím Vôdky (spracované na základe geologickej mapy DUBLANA et al. 1997): 1 – svahoviny a zosuvy vcelku; 2 – amfibolicko-hyperstenický andezit (form. Veľká Detva); 3 – pyroklastické horniny andezitového zloženia; 4 – epiklastické horniny andezitového zloženia (3,4 – form. Abčina); 5 – pyroklastická ryodacitového zloženia (form. Strelníky); 6 – epiklastické horniny (vulkanické brekcie až konglomeráty) andezitového zloženia (form. Šutovka); 7 – Kordické súvrstvie – polymiktné štrky s vložkami pieskocov a ílovcov (sp. báden); 8 – metamorfované mezozoikum (jednotka Farbišťa); 9 – dolomitické brekcie (str. trias); 10 – ramsauské dolomity (str. trias); 11 – lúžňanské súvrstvie – kremence, pieskovce, piesčité bridlice (sp. trias); 12 – polymiktné zlepence, piesčité bridlice – predajnianske súvrstvie, ľubietovská skupina (perm); 13 – páskované ortoruly; 14 – granitové porfýry; 15 – pararuly až svorové ruly; 16 – fylity, svory; 17 – amfibolity (13 – 17 – kryštalínium veporika (paleozoikum)); 18 – geologické hranice – zistené, predpokladané; 19 – násunové línie – zistené, predpokladané; 20 – zlomy – zistené, predpokladané

štruktúry Slovenského stredohoria. Pokým centrálna a severná časť sú budované eróznio-tektonickou depresiou Povrazníckej brázdy (Zvolenská kotlina), južnú časť (pramenná zóna) tvoria hraste a diferencované bloky stratovulkánu Poľana.

Vôdka, 6,55 km dlhý bystrinný tok, pramení vo výške 795 m n. m. a vo výške 461 m n. m. ústi do toku Hutná (ľavostranný prítok Hrona). Na celej dĺžke prekonáva výškový rozdiel 334 metrov. Priemerný sklon toku je 2,92°. Má sedem stálych prítokov (5 ľavostranných a 2 pravostranné) a desať bočných suchých dolín (z toho 4 ľavostranné a 6 pravostranných). Povodie má rozlohu 9,52 km², relatívne prevýšenie medzi najvyšším a najnižším bodom bazénu je 566 m.

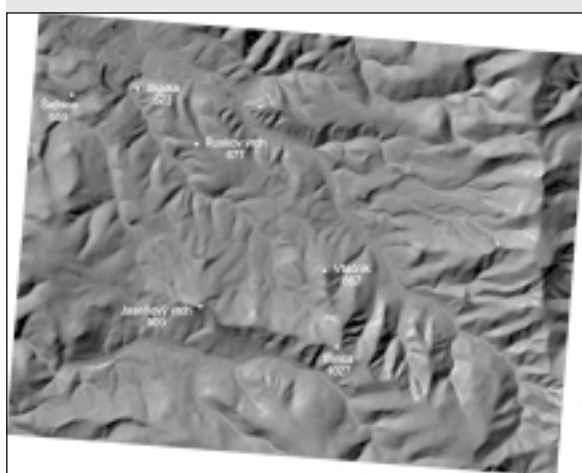
2. 1 GEOLOGICKÁ STAVBA POVODIA

Územie povodia Vôdky sa nachádza na okraji stratovulkánu Poľana a je charakteristické tektonickým alebo stratigrafickým kontaktom niekoľkých, vekovo aj horninovo rozdielných, geologických jednotiek (**obr. 1**).

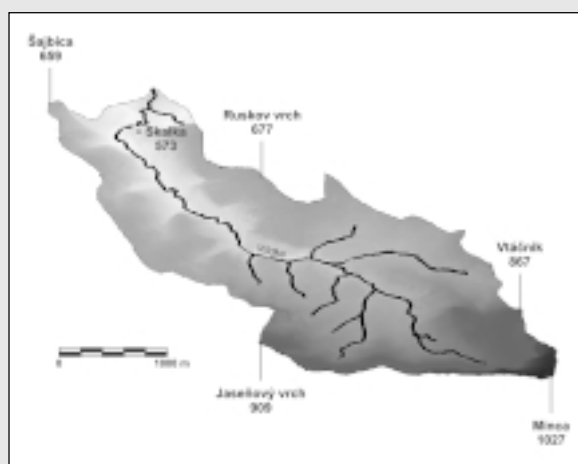
V okolí Ľubietovej sa vynára spod vulkanických príkrovov paleoalpínsky sformovaná jednotka sever-

ného veporika. Na jej stavbe sa podieľajú súbory staropaleozoického kryštalínika, jeho mladopaleozoický obal (Ľubietovská skupina) a slabometamorfované mezozoické sekvencie, litofaciálne vhodné s krížňanským príkrovom (lučatínska séria v zmysle MAHEĽA 1983). Všetky spomenuté súbory sa vyznačujú intenzívnym tektonickým prepracovaním, ktoré je výsledkom kriedových horotvorných procesov spätých s tektonickým zblížením tatrika a veporika a generovaním krížňanského príkrovu, (napr. PLAŠIENKA a PROKEŠOVÁ 1996, PLAŠIENKA 1997). Zložitá tektonická stavba sa v terénnom obraze prejavuje prevrásnením horninových súborov a existenciou k JV uklonených tektonických línií SV – JZ smeru.

Horniny severoveporského kryštalínika a jeho permotriasového obalu vystupujú na niekoľkých miestach v dolnej časti povodia Vôdky. Ide o hrastovo vyzdvihnuté alebo erózne odkryté časti podložia vulkanických komplexov. Kryštalický fundament je zastúpený ortorulami a granitovými porfýrmi, permotriasový obal obsahuje niekoľko formácií klastických sedimentárnych hornín. Polymiktné konglomeráty, hrubozrné pieskovce, droby a piesčité bridlice predajnianskeho súvrstvia predstavujú súbor striedajúcich sa aluviálnych, záplavových a jazerných sedimentov, uložených v dvoch



Obr. 2 DMR širšie územie



Obr. 3 DMR doliny Vôdka

megacykloch. Zlepence spodného megacyklu sú veľmi slabo vytriedené a obsahujú obliaky až do veľkosti 30 – 50 cm, s opracovanosťou 0,36 – 0,37 podľa KRUMBEI-NA (1941 exc. z VOZÁROVÁ a VOZÁR 1988). V obliakovom materiáli sú zastúpené hlavne kremeň, granitoidy, granitové pegmatity a aplity, paleoryolity, paleoandacity, paleoandezity, svory, parauly a ortoruly. Zlepence vrchného megacyklu obsahujú väčší podiel základnej hmoty a obliaky s veľkosťou 1 – 3 cm. Hodnota ich opracovania je o niečo vyššia – 0,48 podľa KRUMBEINA (l.c.).

Spodnotriasové lúžňanské súvrstvie je tvorené kremennými zlepencami, pieskovecami a kremencami, s výrazne prevažujúcim kremitým detritom. Bazálny člen súvrstvia, kremité zlepence, obsahujú obliaky kremeňa vretenovitého tvaru s veľkosťou až do 8 cm. Sú odkryté v opustenom kameňolome v údolí Vôdky, na západnom svahu Skalky (574,2).

Najstaršími terciérnymi horninami na území povodia sú denudačné reliktory spodnobádenského kordického súvrstvia polymiktných štrkov, pieskovecov a ílov, vystupujúce v úzkom, cca 1 km dlhom pruhu vo svahu na ľavej strane toku. Ich materiál pozostáva hlavne z kremencov, ortorúl, migmatitov, permských sedimentov a kremeňa. Priemerná veľkosť obliakov je 20 cm, prítomné sú aj bloky kremencov do veľkosti 1 m.

Neovulkanické komplexy sú produktmi neogénnej aktivity stratovulkánu Poľana. Formovali sa v časovom rozmedzí vrchný bádén – stredný sarmat a v záujmovo-území sú zastúpené niekoľkými vulkanickými formáciami. Najstaršími produktmi sú jemno- až hrubozrnné andezitové epiklastické brekcie a konglomeráty formácie Šútovka, budujúce svahy a vrcholové úseky dolnej a strednej časti povodia. V podobe veľkých sklznutých blokov sa často vyskytujú na nive aj v koryte. Nad nimi (v superpozícii) sú uložené produkty mladšej formácie Strelníky, zastúpené pyroklastikami ryodacitového zloženia. Vrcholové úseky južnej časti povodia (kóty Vtáčnik, Mince a Jaseňový vrch) budujú

redeponované andezitové pyroklastiká, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty formácie Abčina (DUBLAN et al. 1997).

Najmladšími sedimentmi v území sú kvartérne eluviálno-deluviálne sedimenty (hlinité zvetraliny, svahové hliny a sutiny). Charakteristickou črtou dolnej časti povodia aj širšieho okolia Ľubietovej je existencia svahových deformácií typu blokových rozpadlín, skalných zrútení a zosuvov (napr. FUSSGÄNGER et al. 1978, NEMČOK 1982).

2.2 RIEČNA SIĽ

V povodí prevládajú dolinové systémy 1. a 2. stupňa v zmysle Strahlerovej klasifikácie dolín (STRAHLER 1952), len samotná Vôdka na strednom a dolnom toku je 3. stupňa. Povodie je úzke, jeho os smeruje z JV na SZ. V hornej časti bazénu sa tvorila hustejšia sieť dolín s lepšie rozvinutou ľavou stranou. Na strednom toku chýbajú prítoky, zaústujúce bočné doliny sú krátke a periodicky zavodenené. Na dolnom toku je bystrina bez prítokov. Riečna sieť má perovitý tvar. Pravouhlý ohyb osi doliny pod kótou Skalka na dolnom toku je podmienený tektonickými poruchami – zlomami. Širšie vnímaná dolinová textúra povodia Vôdky, Hutnej a Driekyne má paralelnú štruktúru, hoci na severnom okraji stratovulkánu by sme očakávali radiálne excentrickú sieť typickú pre vulkanické periferie. LACI-KA (1993) ju pripisuje postvulkanickej tektonickej transformácii.

2.3 DIGITÁLNY MODEL RELIÉFU

Skonstruovaný digitálny model reliéfu (ďalej DMR, obr. 2 a 3) sme využili na odvodenie morfometrických charakteristík bazénu. Podľa neho sú v povodí najviac zastúpené svahy severnej (22,7 %) a západnej orientácie (21,03 %), nepatrne menej sa vyskytujú severový-

chodne orientované svahy (19,6 %), málo sú zastúpené svahy so severozápadnou (6,95 %) a južnou (5,39 %) a najmenej s juhovýchodnou orientáciou (1,43 %). Pre kategorizáciu sklonov v povodí sme zvolili metodiku IGU, ktorá vyčleňuje šesť kategórií. Najväčšie plochy tvoria uklonené svahy so sklonmi 5-15° (47,8 % plochy povodia) a 15-35° (36,61 %), nasledujú mierne svahy so sklonom 2-5° (8,91 %) a najmenej zastúpené sú roviny a nepatrne uklonené plochy 0-2° (0,71 %). Veľmi strmé

svahy, zrázy a previsy nad 35° zaberajú takmer 6 % rozlohy bazénu.

2.4 MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Morfoštruktúrnou analýzou širšej oblasti sa zaoberali LACIKA (1993), LACIKA a ŠIMON (2004). V rámci morfoštruktúrneho výskumu Poľany pričleňu-



Obr. 4a Tranzitná, tiesňavová zóna, segment 2



Obr. 4b Tranzitná, tiesňavová zóna, detail koryta



Obr. 4c Tranzitná, tiesňavová zóna, detail materiálu v koryte



Obr. 4d Transferová zóna, skalné dno – detail



Obr. 4e Transferová zóna, skalné dno – detail



Obr. 4f Horná časť transferovej zóny, intenzívna hĺbková erózia vo vulkanitoch



Obr. 5a Zdrojová zóna, široká otvorená dolina tvaru širokého V



Obr. 5b Zdrojová zóna, široká otvorená dolina: detail koryto-nivného geosystému



Obr. 5c Zdrojová zóna, koryto na hornom toku (december 2007)



Obr. 5d Antropogénna zóna odozvy



Obr. 5e Transferová zóna, novozahĺbené koryto na predisponovanej línii lesnej cesty



Obr. 5f Tranzitná, tiesňavová zóna, veľkosť, tvar a opracovanie dnového materiálu

jú povodie k tektonicko-eróznej Povrazníckej brázde (súčasť relatívne poklesávajúcej Zvolenskej kotliny) a vonkajším svahom vulkánu Poľana s paralelnou sieťou dolín. Vybrané geomorfologické analýzy (pričný profil, geomorfologická mapa) na dolnom toku Vôdky v mierke 1: 10 000 spracovala TÓTHOVÁ (1994) v rámci charakteristiky bazéna Hutnej. Podrobnejší geomorfologický výskum povodia Vôdky, ani výskum zameraný na fluvialnu geomorfológiu, či morfológiu toku, nebol doposiaľ v študovanom území realizovaný.

Základné typy eróznno-denudačného reliéfu v území reprezentuje na JV bazéna (horný tok) vysočinový podhľadný reliéf, na ľavom rozvodí reliéf planačnorázsochový

(rássocha Jaseňového vrchu, 908,7 m n.m.), v centrálnej časti reliéf nekrasových planín (na plochých rozvodných chrbrtoch) a v severnej časti, na dolnom toku, reliéf eróznych brázd a kotlín (TREMBOŠ a MINÁR, 2002). Celé povodie má silne členitý reliéf, výškový rozdiel medzi najvyšším bodom na rozvodnici (Minca, 1 027 m n.m.) a ústím toku (sútok s Hutnou, 461 m n.m.) je 566 m.

3 METODIKA

Teoretickými východiskami pre geomorfologický výskum dynamiky korytovo-nivného geosystému v po-

vodí bola hierarchická klasifikácia morfológie riek (RMHC) prezentovaná v prácach LEHOTSKÝ, GREŠKOVÁ (2003), LEHOTSKÝ (2004) a LEHOTSKÝ a NOVOTNÝ (2004). Pri morfoštruktúrnej analýze reliéfu sme využili metódy morfometrickej analýzy reliéfu (LACIKA 1999), pričom sme sa zamerali predovšetkým na analýzu pozdĺžnych a priečných profilov doliny (toku), analýzu textúry dolinovej a riečnej siete, analýzu vybraných morfometrických parametrov reliéfu povodia, analýzu plochých foriem reliéfu (podľa DMR a LACIKA 1993) a spracovanie geologických poznatkov o území.

Pri podrobnom geomorfologickom prieskume toku sme využili skúsenosti z hodnotenia priestorovej variability geosystému Vydrice (GREŠKOVÁ 2004) a tokov poľských flyšových Karpát (OWCZAREK 2004).

V období nízkych vodných stavov (december 2006 – marec 2007) sme uskutočnili podrobné morfologické mapovanie 6, 55 km dlhého toku v mierke 1: 10 000. Zaznamenávali sme parametre mapovateľných aluviálnych foriem (šírka, dĺžka, výška, charakter materiálu, atď.), znaky vysokej vody, charakter dnového a brehového materiálu, petrografické zloženie a prebiehajúce procesy.

Detailný terénny výskum spočíval v zameraní profilov plného koryta na vybraných (charakteristických) miestach jednotlivých segmentov, s následnou granulometrickou analýzou korytového materiálu, pri ktorej sme hodnotili tvar klastov (dĺžka osí a, b, c, podľa ZINGG 1935), ich opracovanie (KRUMBEIN a SLOSS 1963) a veľkosť (najdlhšia os, WENTWORTH 1922). Ďalej sme určovali stupeň uzavretia doliny, tvar doliny, šírku plného koryta a nivy, stupeň kľukatosti toku, priškývanie koryta ku svahu, pôdorysnú vzorku koryta.

Začali sme s budovaním databázy pre geomorfologický informačný systém navrhnutý kolektívom autorov (MINÁR et al., 2005) s využitím metód GIS. Pripravili sme digitálny model reliéfu (DMR) podľa základných máp v mierke 1: 10 000 a z neho sme odvodili mapy orientácií a sklonov svahov, priečne profily doliny a pozdĺžny profil toku/doliny. Využili sme SW prostredia MicroStation, MGE a Idrisi 32. Všetky miesta odberu vzoriek pre granulometrickú analýzu, resp. profilovania koryta sme lokalizovali prístrojmi GPS, pričom sme aplikovali metódy statického merania.

4 VÝSLEDKY PODROBNÉHO GEOMORFOLOGICKÉHO PRIESKUMU

4. 1 HIERARCHICKÝ MODEL RIEČNEHO SYSTÉMU – ZÓNY A SEGMENTY

V zmysle modelu hierarchickej klasifikácie morfológie riek sme v povodí Vôdky identifikovali 4 zóny: antropogénnu (D) s dĺžkou údolnice 425 m, tranzitnú (C) s dĺžkou 250 m, transferovú (B), dlhú 4 050 m a zdrojovú (A) s dĺžkou 2 050 m.

Segmenty toku sme vyčleňovali podľa homogenity pozdĺžneho profilu, pri zaústení významnejšieho prí-

toku, resp. pri zmene stupňa uzavretia doliny, či stupňa kľukatosti. Na Vôdke sme vyčlenili 17 segmentov: urbanizovanú zónu D sme ďalej nesegmentovali, v tiesňavovej zóne C sme vyhrančili 5 segmentov, v transportnej 9 segmentov a v pramennej zóne A 3 segmenty.

Vo vybraných priečných profiloch doliny je evidentná zložitá geologická stavba povodia. Na profiloch na dolnom toku pozorujeme svahové deformácie rozvinuté na oboch svahoch (**obr. 5d, 8**). Na ľavom svahu v profile pri vodopáde možno sledovať rozsiahlu blokujúcu deformáciu postihujúcu takmer celý svah po spádnici. Na pravom svahu pozorujeme nápadnú zmenu sklonu, zapríčinenú superpozíciou odlišných hornín (spodnú časť svahu budujú horniny mezozoika, vrchnú sarmatské vulkanity a kvartérne delúviá) a výraznú zlomovú líniu oddeľujúcu kótu Skalka (573 m n. m.) od celistvého rozvodného chrbta (**obr. 9**).

V strednej časti toku v mnohých priečných profiloch zaznamenávame drobné zmeny: sklonovú asymetriu svahov, mierne zmeny šírky doliny a zaregistrojeme ploché formy povrchu na rozvodných chrbtoch (**obr. 10**). Sú to pozostatky zarovnaného povrchu (?) vo výške 650-680 m n. m., v relatívnej výške 100 m nad dnom doliny. V prípade plochých foriem reliéfu na vulkanických štruktúrach v Povraznickej brázde pripúšťa LACIKA (1993) ich denudačnú genézu: „Ak sú plošiny v Povraznickej brázde a Ponickéj vrchovine planačné, potom sú mladšie ako zrezaná spodnosarmatská strelnička formácia“. Postupným zarezávaním toku do tektonicky porušeného podložja, vytvorila sa dolina typu „V“. Sklonová asymetria doliny Vôdky je dôsledkom rôznej intenzity svahových pochodov vplyvom rôzneho podložja. (**obr. 10**).

4.2 DOMINANTNÉ PROCESY ZÓN A SEGMENTOV

A POZDĹŽNY PROFIL KORYTA

Antropogénna zóna:

Zóna je ohraničená sútokom s Hutnou (tok III. rádu) a profilom na poslednom, najvyššie položenom betónovom stupni v koryte. Nekľudný reliéf na pravom i ľavom svahu potvrdzuje pretrvávajúce svahové pohyby charakteru plytkých plošných zosuvov.

Dĺžka toku v antropogénnej zóne je 432 metrov. Na dĺžke 370 metrov je koryto toku zregulované, v zvyšnej časti sú v toku umiestnené drevené a betónové stupne. Antropogénnu zónu možno v zmysle RHMC stotožniť s odozvovou zónou, avšak k prirodzeným odozvám na dolnom toku v súčasnosti nedochádza v dôsledku regulovaného koryta. Nakoľko pôvodný ráz koryta bol ľudskou činnosťou pozmenený, v antropogénnej zóne (intravilán obce Lubietová) sme podrobný výskum nerealizovali.

Tranzitná zóna:

Tiesňavová zóna nadväzuje na antropogénnu v profile koryta cca vo výške 480 m, končí vo vzdiale-



Obr. 6a Tranzitná, tiesňavová zóna, segment 1



Obr. 6b Najvrchnejšia časť transportnej zóny, viacúrovňové koryto Vôdky: postupujúca spätná erózia na severných svahoch Poľany



Obr. 6c Zdrojová zóna, koryto na hornom toku (december 2006)



Obr. 6d Transferová zóna, detail brehu – aluviálne sedimenty nivy

nosti 70 m od vodopádu, profilom vo výške 495 m n. m., kde registrujeme antropogénne zásahy v podobe prehlbovania koryta, spevňovania brehov násypmi cudzorodého materiálu a bariérou proti veľkým zvyškom dreva v koryte a ľadovým kryhám, ktoré v r. 2002 spôsobili vybreženie toku a zaplavenie úzkej nivy. Dĺžka tranzitnej zóny je 260 metrov a tok na nej prekonáva výškový rozdiel 15 metrov. Šírka koryta dosahuje od 3,9 m do 5,8 m. V zóne prevláda intenzívna hĺbková erózia, o čom svedčí veľmi úzky tvar doliny, absencia nivy (stupeň uzavretia doliny, ďalej SUD, kolíše v rozpätí 1-1,6),

priamy smer toku (stupeň klukatosti, ďalej SK, v rozmedzí 1 až 1,05, **obr. 4a, 4b, 4c, 6a**).

Zóna toku vznikla prehradením koryta a nivy zosunutím bloku epiklastických vulkanických brekcii a konglomerátov veľkých rozmerov do už zahĺbeného koryta. Gravitačný kolaps na ľavom svahu spôsobila pravdepodobne súhra niekoľkých činiteľov, najmä superpozičné vzťahy rozdielne pevných a odolných horninových komplexov a ich intenzívne porušenie zlomovou tektonikou.

V tejto zóne sme vyčlenili 5 segmentov, odlišných rýchlosťou prúdenia vody v koryte, sklonom dna, veľkosťou obliakov v koryte. Najvyššie ležiace segmenty oddeľuje teleso malého vodopádu, ustupujúceho dozadu pri spätnej erózii. Na pravom svahu je od toku 2-3 m vysokým chrbátikom oddelený obtočník so suchým korytom periodicky pretekanom v čase vyšších vodných stavov. Pod vodopádom zaústuje periodický tok, ktorý na úzkej nive vytvoril plochý náplavový kužeľ.

Transferová zóna:

Zóna sa rozprestiera v rozmedzí profilov v nadmorských výškach 495 m n.m. až 630 m n. m., zaberá takmer 80 % povodia. Dĺžka toku v tejto zóne je 4 325 m, výškový rozdiel, ktorý tok prekonáva je 135 m. Zónu možno nazvať „podvrchovinovou“, vertikálna členitosť reliéfu dosahuje necelých 150 m.

Geologická stavba je pestrá, v podloží smerom proti prúdu vystupujú horniny spodného triasu, vrchného permu, kryštalinika a vulkanoklastiká andezitového a ryodacitového zloženia. Na vrcholových plošinách a pod nimi dominujú kvartérne sedimenty. Na ľavých svahoch v 1 km dlhom pruhu sa nachádzajú denudačné reliktory kordíckej štrkovej formácie.

V transferovej zóne sme vymedzili 9 segmentov. V dolnej časti zóny dosiahol tok stav blízky dynamickej rovnováhe, jeho dno dosiahlo úroveň miestnej eróznej bázy. Potvrdzujú to výstupy skalného podložia v niekoľkých segmentoch (obr. 4d, 4e), pôdorysná vzorka koryta (klukatenie toku, vetvenie koryta) a šírka doliny, resp. nivy (stupeň uzavretia doliny dosahuje hodnoty v rozpätí od 4,1 do 14,67, šírka nivy varíruje od 15 m do 54 m). V segmente 7, pod miestom zmeny smeru toku zo Z na SZ a vyústením ľavostrannej suchej doliny, vystupuje na pravom svahu 7 m vysoký, takmer vertikálny zráz, tvorený redeponovanými pemzovými tufmi a vulkanickými brekciami a konglomerátmi. Aj keď je v tomto úseku koryto primknuté k pravému svahu, pravdepodobnou príčinou vzniku formy nie je len bočná erózia toku. Alternatívne možno jeho genézu vysvetliť ako denudačný zvyšok zlomovej plochy poruchy SZ-JV smeru, vedúcej od kóty Skalka (573 m n. m.),

ktorá však v daných horninách pomerne rýchlo podlieha následnej erózii. Mohla byť odkrytá čiastočným podomletím hornín vo svahu a zrútením skalných blokov, oddelených pozdĺž fraktúr.

V hornej časti smerom proti prúdu sa vystriedajú segment s obnaženým skalným podloží, ktoré tvoria v tomto prípade spodnosarmatské andezitové brekcie až konglomeráty (obr. 4f) a segment s vloženým korytom. Dvojúrovňové koryto svedčí minimálne o dvoch cykloch (etapách) vývoja doliny (segmentu) a postupujúcej spätnej erózii (obr. 6b). Vo výške 630 m n. m. zaústuje do Vôdky najvýznamnejší ľavostranný prítok, utvárajúc v mieste sútoku náplavový kužeľ. Nad ním sa charakter koryto-nivného systému nápadne mení. Prechádza do segmentu so širokou nivou, klukatým až meandrujúcim tokom, otvorenou dolinou tvaru veľmi širokého V (obr. 5a, 5b, 5c, 6c). Túto časť povodia nad profilom sme zahrnuli do zdrojovej zóny. Práve miesto pod sútokom s náplavovým kužeľom možno označiť ako bod, kam dosiahla postupujúca spätná erózia, a v ktorom možno očakávať postupné prehlbovanie koryta proti prúdu. Rýchlosť tohto procesu závisí od množstva materiálu prinášaného prítokom (ktorého dĺžka je v mieste sútoku porovnateľná so samotným hlavným tokom), eróznej sily Vôdky (určenej najmä klimatickými faktormi) a intenzity tektonických pohybov.

Zdrojová zóna:

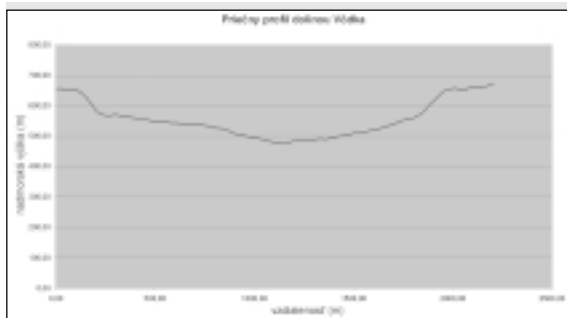
Tvorí ju vrchovinová pramenná časť povodia nad profilom vo výške 635m. Relatívna výšková členitosť v zóne presahuje 200 m. Dĺžka toku v zdrojovej zóne je 2190 m, prekonávaný výškový rozdiel ku prameňu 160 m. V podloží prevládajú horniny vulkanických formácií, ostrovkovito svahové sedimenty kvartérneho veku. V zdrojovej zóne možno vyčleniť 3 segmenty. Zodpovedajú profilom na sútokoch s ľavostrannými prítokmi (n. m. v. 630 m, 650 m) a profilu vo výške 700 m n. m., nad ktorým dosahuje energia reliéfu najvyššie hodnoty.

Pozdĺžny profil toku:

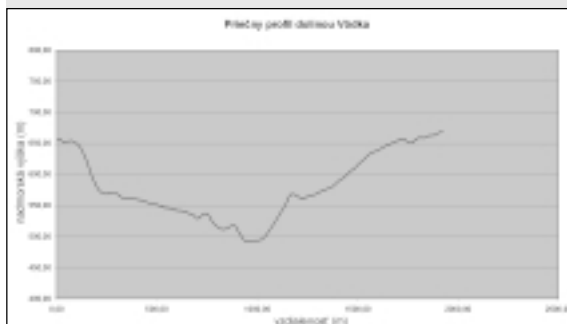
Nevyrovnaný pozdĺžny profil Vôdky naznačuje dynamiku procesov prebiehajúcich v celom povodí.



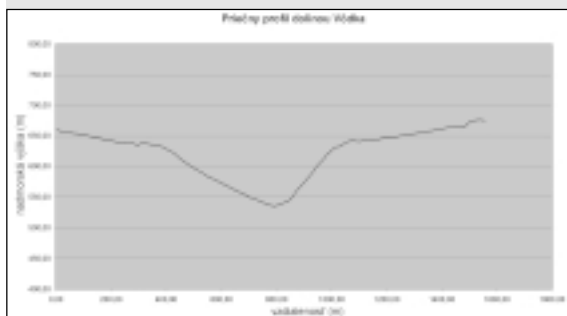
Obr. 7 Pozdĺžny profil toku Vôdka



Obr. 8 Priečný profil doliny Vôdka, antropogénna zóna odozvy



Obr. 9 Priečný profil doliny Vôdka, tranzitná (tiesňavová) zóna



Obr. 10 Priečný profil doliny Vôdka, transportná zóna

O tom, že vývoj bazénu zďaleka nie je ukončený a tok nedosiahol stav dynamickej rovnováhy svedčí niekoľko výrazných lomových bodov (knickpoint) na krivke pozdĺžneho profilu toku (obr. 7).

V hornej časti povodia s veľkou energiou reliéfu prevláda hĺbková erózia. Zaujímavý je zálom v sútokovej časti toku v profile s n. m. v. 635 m, nad ktorým prevláda mierna akumulácia. Táto časť toku leží mimo poklesovej štruktúry Povrazníckej brázd a pravdepodobne ešte nestihla spätnou eróziou dosiahnuť vyrovananie profilu (TÓTHOVÁ 1994).

Transport materiálu prevláda pod profilom vo výške 625 m, v segmentoch transportnej zóny, ktorá leží v oblasti tektonického poklesu hrastovej štruktúry. O transporte však možno hovoriť len v globálnej mierke, v zmysle hodnotenia zóny ako celistvej jednotky vyššej hierarchickej úrovne. Vo „väčšej mierke“ na niž-

šej hierarchickej úrovni identifikujeme v zónach odlišné segmenty: segment napriameného toku, zahĺbeného až po skalné dno do 2 m hrubých sedimentov vlastnej nivy, segment s prevažujúcou bočnou eróziou a kľukatiacim sa tokom, segment so 7 m vysokým zrázom a sklonovo asymetrickým priečnym profilom v blízkosti predpokladanej zlomovej línie.

V urbanizovanej antropogénnej zóne prevláda akumulácia sedimentov. Hoci v najnižšie položenej zóne by sme predpokladali existenciu odozvovej zóny, na území s umelým korytom, zástavbou a poľnohospodárskymi terasami sú katénové vzťahy medzi svahmi, brehmi a susednými segmentmi toku narušené. V priečnom profile antropogénnej zóny však zreteľne vidno rozvodné polohy tvorené vulkanickými blokmi a plytké svahy postihnuté zosuvmi v úpätných polohách. Segment koryta a jemu prislúchajúceho povodia by sme z hľadiska dynamiky vývoja navrhovali označiť ako „potenciálnu odozovú zónu“.

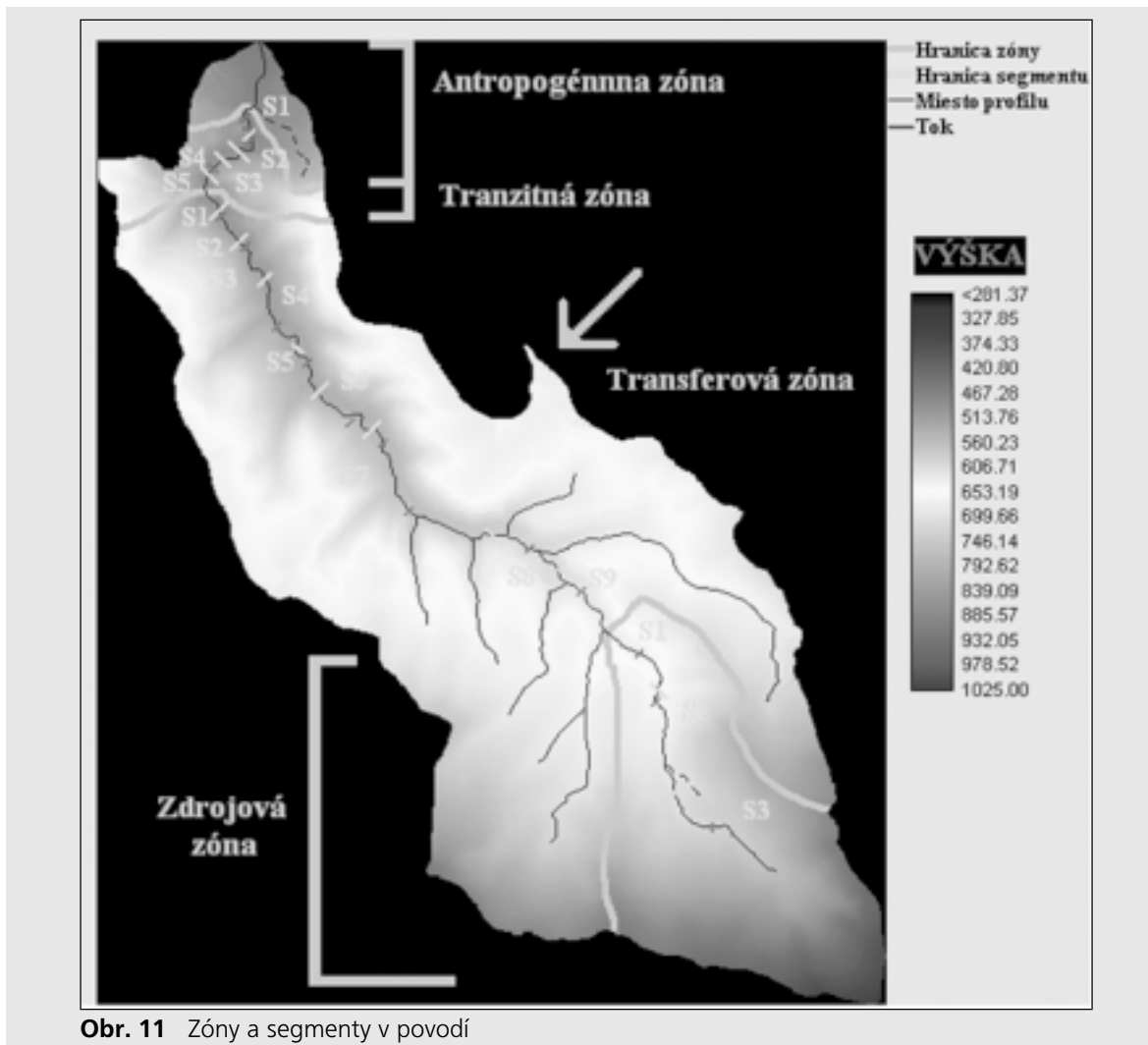
Procesy spojené s intenzívnou hĺbkovou eróziou dominujú v tiesňavovom segmente. Vodopád na jeho hornom konci vystupuje v pozdĺžnom profile ako jeden z výrazných zálomových bodov (nadm. v. 485 m). V tomto segmente dochádza k spätnej erózii, ktorá postupuje proti prúdu od lokálnej eróznej bázy (ústia do toku vyššieho rádu).

4.3 GRANULOMETRIA A ZDROJE DNOVÝCH SEDIMENTOV

Z granulometrických analýz korytového materiálu v jednotlivých zónach sme dospeli k nasledujúcim záverom:

ad 1) V segmentoch zdrojovej zóny je priestorové usporiadanie veľkostných kategórií adekvátne jednotnému geologickému zloženiu horninového podložia, pričom stupeň vytriedenia materiálu zodpovedá dĺžke transportu od predpokladanej zdrojovej zóny – záveru doliny. V najvyššie položenom segmente je väčšie zastúpenie kameňov (59 %) a balvanov (29 %), menej početný je hrubý štrk (12 %). V strednej časti sa vyskytujú kamene (62 %) a hrubý štrk (38 %), balvany, rovnako aj menšie frakcie štrku chýbajú. V spodnej časti sa materiál koryta zjemňuje, zastúpené sú štrkové frakcie (prevláda hrubý, menej jemný a stredný štrk), kamene aj balvany chýbajú (tab. 1).

ad 2) V horných segmentoch transferovej zóny (9, 8, 7), kde je pódorysná vzorka toku mierne kľukatá, postupne doň zaústujú 3 významné ľavostranné a jediné 2 pravostranné prítoky. Zdrojmi dnových sedimentov sú všetky formácie Polany, kvartérne svahoviny a v prípade segmentu 7 aj granitové porfýry. Tieto pochádzajú z tektonicky porušených hornín, erózne odkrytých v ľavostrannej suchej úzkej bočnej doline, ktorej JZ-SV orientovaná os sa nápadne odlišuje od J-S smeru vyššie ústiach ľavostranných prítokov a smeru Vôdky v segmente 2 zdrojovej zóny (obr. 11). Jednotlivé frakcie sú na sledovaných profiloch bystriny rozlične za-



Obr. 11 Zóny a segmenty v povodí

stúpené, vo všeobecnosti však platí, že 30-40 % tvorí jemnozrnný materiál (prach a piesok), 28-40 % štrk a 21-28 % kamene a balvany. Hoci v koryte prevláda opracovaný materiál, jeho vulkanický pôvod neumožňuje túto vlastnosť pripísať dĺžke transportu sedimentov.

V dolných profiloch zóny je zastúpenie jednotlivých zrnitostných frakcií rôznorodé. Pokým v segmente 6 chýbajú hrubšie frakcie (62,5 % stredný a jemný štrk, 37,5 % prach a piesok), v segmentoch 4 a 3 je to práve naopak, dominujú kamene a hrubý štrk, menej časté sú balvany, ale chýbajú najjemnejšie frakcie (tab. 1). Čiastočným vysvetlením hrubého materiálu v segmentoch 3, 4 je prítomnosť svahového materiálu bočnou eróziou toku, ktorý je striedavo primknutý k pravému a ľavému brehu a iniciuje svahové procesy, najmä brehovú nátrž a „mikrozosuvy“. V segmente 6 sme zdokumentovali antropogénne zapríčinené zmeny koryto-nivného systému. Súčasné koryto je mladé, vzniklo pri povodňovej udalosti v roku 2002, prípadne skoršej. Nánosmi kmeňov, konárov a balvanov prehradená bystrina opustila svoj oblúk, napriamila svoj tok po lesnej ceste založenej na sedimentoch nivy a zahĺbila koryto až po skalné podložie (obr. 5e, 6d). V mieste jej pôvodného

koryta ostalo opustené koryto zarastené brehovou vegetáciou. V napriamennom koryte s väčším sklonom a rýchlosťou dochádza pri vyšších vodných stavoch k vyprázdňovaniu koryta, pri nízkych vodách k ukládaniu jemnejších frakcií. Pri segmentoch 5 a 2 sa potvrdzuje triedenie materiálu v smere po toku, ubúdanie balvanov a pribúdanie jemnejších sedimentov, aj keď zastúpenie frakcií a opracovanie materiálu ovplyvňuje až deformuje detritický charakter hornín podložia (konglomeráty, brekcie, droby...) vystupujúcich na povrch na oboch svahoch, miestami aj na obnaženom skalnom dne priamo v koryte.

ad 3) V tranzitnej – tiesňavovej zóne zrnitostná štruktúra korytových sedimentov (segmenty 1, 2, 3) potvrdzuje to, čo dokumentuje priečny profil doliny. Na úseku prehradenom zosunutými blokmi hornín sa obnovila hĺbková erózia. Dokladom je priama línia a veľká rýchlosť toku, sklon pozdĺžneho profilu, strmé svahy, veľkosť materiálu v koryte (balvany 13-14 %, kamene 38-48 %, hrubý štrk 17-33 %), nevyvinutá niva a úsek s vodopádom. Petrografické zloženie dnových sedimentov zodpovedá pestrej geologickej stavbe bazéna, stupeň opracovania sa pohybuje od málo opracovaných,

segment	veľkostná frakcia (zastúpenie v %)						
	prach	piesok	jemný štrk	stredný štrk	hrubý štrk	kamene	balvany
ZZ3	0.00%	0.00%	25.00%	12.50%	62.50%	0.00%	0.00%
ZZ2	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	38.46%	61.54%	0.00%
ZZ1	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	11.77%	58.82%	29.41%
TZ9	17.86%	17.86%	10.71%	21.43%	10.71%	14.29%	7.14%
TZ8	10.34%	34.15%	21.03%	6.90%	0.00%	10.34%	17.24%
TZ7	12.50%	25.00%	15.63%	15.63%	3.11%	28.13%	0%
TZ6	18.75%	18.75%	31.25%	31.25%	0%	0%	0%
TZ5	0%	10.53%	10.53%	5.26%	15.79%	47.37%	10.53%
TZ4	0%	0%	0%	0%	18.75%	75%	6.25%
TZ3	0%	0%	0%	5.26%	36.84%	47.37%	10.53%
TZ2	10.34%	10.34%	0.00%	17.24%	24.14%	37.94%	0%
TZ1							
Trz5	0%	12.50%	12.50%	12.50%	9.38%	50%	3.13%
Trz4							
Trz3	0%	4.35%	4.35%	13.04%	17.39%	47.83%	13.04%
Trz2	0%	0%	2.50%	15%	32.50%	37.50%	12.50%
Trz1	0%	9.52%	9.52%	9.52%	19.05%	38.10%	14.29%

Tab. 1 Veľkosť zŕn v jednotlivých segmentoch
ZZ- zdrojová zóna, TZ- transferová zóna, Trz- tranzitná (tiesňavová) zóna

hranatých klastov po veľmi dobre opracované až zaoblené (obr. 5f).

5 ZÁVERY

Príspevok je prvou aplikáciou podrobného geomorfologického fluvialného výskumu v povodí Vôdky. Prispieva k prehĺbeniu doterajších poznatkov o geosystéme koryto-niva a k objasneniu súčasných fluvialných a svahových procesov.

Pri aplikácii klasických laboratórnych metód výskumu, akými sú napr. analýzy pozdĺžneho profilu toku a priečných profilov dolín, sa nám potvrdila ich jednoduchosť a veľká výpovedná hodnota. Naopak, pri podrobnom terénnom výskume vystúpili do popredia niektoré problémy pri určovaní parametrov koryta, resp. nivy. Výrazné kolísanie prietokov a hladiny počas roka spôsobilo zmeny šírky a hĺbky prirodzeného koryta. V niektorých prípadoch bola identifikácia rozsahu plného koryta v zmysle definície LEHOTSKÉHO a GREŠKOVEJ (2004) značne problematická.

Z výsledkov výskumu je evidentný nerovnovážny stav toku. Mimoriadnou dynamikou sa vyznačujú procesy v koryte, na nive a na svahoch. Prevládajúcimi procesmi sú hĺbková, resp. spätná erózia, transport balvanov, bočná erózia, vetvenie a prekladanie koryta, brehové nátrže, skalné rútenia, zosúvanie a svahové deformácie rôznych hĺbok. Intenzívny vývoj riečného bazéna dokumentujú výrazné formy reliéfu: tiesňava, vodopád, výstupy skalného podložia v koryte, najmä na dne priamych úsekov, 7 m vysoký zráz poderodovaný tokom, zákruty na toku, viacú-

rovňové koryto na rozhraní transportnej a zdrojovej zóny.

Granulometrické analýzy rôznorodého korytového materiálu neumožňujú jednoznačnú identifikáciu diaľky transportu ani zdrojov sedimentov. Veľkosť, tvar a opracovanie klastov vypovedá o zložitej geologickej stavbe územia a nejednoznačnej geneze územia.

Uplatnenie podrobného geomorfologického výskumu systému koryto-niva a celého povodia vidíme v monitoringu dynamiky reliéfu (pohyb materiálu v koryte, zmeny jednotlivých parametrov koryta a nivy, svahových procesov na pokusných plochách) a podrobnom mapovaní geometrických foriem reliéfu (MEDVEĎOVÁ a MINÁR 2001). V povodí Vôdky budeme rýchlosť priestorových zmien a ich intenzitu ďalej sledovať a budovať databázu údajov v rámci pripravovaného geomorfologického informačného systému.

Možnosti ďalšieho detailného výskumu korytového (geo-)systému a jeho blízkeho okolia vidíme vo využití pozemnej fotogrametrie, presných GPS metód a budovania digitálnej databázy v rámci geomorfologického informačného systému napr. podľa koncepcie MINÁRA et al. (2005). Z hľadiska dynamických procesov v systéme a pochopenia širších časopriestorových vzťahov navrhujeme za základnú jednotku zvoliť celé povodie, resp. mikropovodie. Konkrétne uplatnenie metód pozemnej fotogrametrie navrhujeme pri určovaní intenzity/rýchlosti postupu spätnej erózie v bodoch lokálnych extrémov (knickpoints) na krivke pozdĺžneho profilu toku. Pri GPS metódach možno aplikovať metódy diferenciálnych GPS meraní pri monitorovaní recentných svahových a fluvialných procesov.

POĎAKOVANIE

Príspevok vznikol v rámci projektov 1/3256/06 a 1/4052/07. Autori ďakujú grantovej agentúre VEGA za finančnú podporu.

LITERATÚRA

- BEZVODOVÁ, B., DEMEK, J., ZEMAN, A. (1985). *Metody kvarterné geologického a geomorfologického výskumu*. Univerzita J. E. Purkyně v Brně, SPN, Praha, 1-211.
- DUBLAN, L., BEZÁK, V., BUJNOVSKÝ, A., HALOUZKA, R., HRAŠKO, L., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. (1997). *Geologická mapa Poľany 1 : 50 000*. ŠGÚDŠ, Bratislava.
- DUBLAN, L., BEZÁK, V., BIELY, A., BUJNOVSKÝ, A., HALOUZKA, R., HRAŠKO, L., KOHLEROVÁ, M., MARCIN, D., ONÁČILA, D., SCHERER, S., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., ŽÁKOVÁ, E. (1997). *Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1:50 000*. GÚDŠ, Bratislava, 1-238.
- FUSSGÄNGER, E., JADROŇ, D., BANSKÝ, M., TYLEČEK, B. (1978). *Lubietová - prúdový zosun*. Záverečná správa z predbežného inžinierskeogeologického prieskumu zosunu. Žilina, IGHP, 1-77.
- GREŠKOVÁ, A. (2004). Priestorová variabilita korytovo-nivného geosystému Vydrice. *Geomorphologia Slovaca*, IV, 2, 54-61.
- KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation*. 2. vydanie, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1-660.
- LACIKA, J. (1993). Morfoštruktúrna analýza Poľany. *Geografický časopis*, 45, 2-3, Bratislava, 233-250.
- LACIKA, J. (1999). *Geomorfológia*. Návod na cvičenia, TU vo Zvolene, Zvolen, 1-66.
- LACIKA, J., ŠIMON, L. (2004). Postvulkanická transformácia stratovulkánu Poľana (stredné Slovensko). *Geomorphologia Slovaca*, IV, 2, 10-17.
- LEHOTSKÝ, M. (2004). Hodnotenia morfológie vodných tokov. *Geomorphologia Slovaca*, IV, 2, 36-47.
- LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2004). *Hydromorfologický slovník* (Slovensko-anglický výkladový slovník hydromorfologických termínov). Bratislava, SHMÚ, www.shmu.sk.
- LEHOTSKÝ, M., GREŠKOVÁ, A. (2003). Geomorphology, fluvial geosystems and riverine landscape (methodological aspect). *Geomorphologia Slovaca*, III, 2, 46-59.
- LEHOTSKÝ, M., LACIKA, J. (2007). Typy segmentov dolinovo-riečnych systémov s veľvysočinovou zdrojovou zónou: príklad Tatier. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, VII, 1, 27-35.
- LEHOTSKÝ, M., NOVOTNÝ, J. (2004). Morfológické zóny vodných tokov Slovenska. *Geomorphologia Slovaca*, IV, 2, 48-53.
- MAHEL, M. (1983). Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. *Mineralia Slovaca*, 15, 193-216.
- MEDVEĎOVÁ, A., MINÁR, J. (2001). Georeliéf a povodne, prístupy k poznávaniu vzájomných vzťahov. In: Prášek, J. (ed.): *Stav geomorfologických výskumů v roce 2001*. Sborník referátů z mezinárodního semináře, Ostravská univerzita, Ostrava, 87-91.
- MINÁR, J., MENTLÍK, P., JEDLIČKA, K., BARKA, I. (2005). Geomorfologický informačný systém: idea a možnosti praktickej implementácie. *Geografický časopis*, 57, 3, 247-266.
- NEMČOK, A. (1982). *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. Veda, Bratislava, 1-319.
- OWCZAREK, P. (2004). The influence of hillslope sediment delivery on the morphology of gravel bed rivers, Polish Flysch Carpathians. *Geomorphologia Slovaca*, IV, 1, 40-45.
- PLAŠIENKA, D. (1997). Cretaceous tectochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 48, 99-111.
- PLAŠIENKA, D., PROKEŠOVÁ, R. (1996). Towards an evolutionary tectonic model of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geological Magazine*, 3-4, 279-286.
- STRAHLER, A. (1952). Hypsometria (area-altitude). Analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- TÓTHOVÁ, K. (1994). *Príprava geografickej exkurzie so zameraním na geomorfológiu v okolí Lubietovej*. Diplomová práca, PriF UK, Bratislava.
- TREMBOŠ, P., MINÁR, J. (2002). Morfológicko-morfometrické typy reliéfu 1 : 500 000. In: *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. MŽP SR, Bratislava; SAŽP, Banská Bystrica, 90-91.
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. (1988). *Late Paleozoic in West Carpathians (Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch)*. GÚDŠ, Bratislava, 1-314.
- WENTWORTH, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- ZINGG, T. (1935). Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 15, 39-140.