

**Modelování transportu dnových splavenin v pramenném úseku řeky Lubiny
v Moravskoslezských Beskydech**
**Simulation of bedload transport in headwater area of the Lubina River
(Moravskoslezské Beskydy Mts)**

Kateřina GAJDOŠOVÁ & Tomáš GALIA

Ostravská univerzita v Ostravě, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie,
Chittussiho 10, CZ–710 00 Slezská Ostrava
e-mail: katerina.gajdosova@osu.cz, tomas.galia@osu.cz

Key words: TOMSED, bedload transport, mountain headwater stream, hydrological modelling, Czech Republic

Abstract: This paper is focused on modeling of bedload transport in mountain headwater streams in the Moravskoslezské Beskydy Mts. Based on field mapping of part of the Lubina River (length: 1014 m; catchment area 1.06 km²; average slope: 0.06 m.m⁻¹) data for simulations of bedload transport were prepared for modeling of discharge Q_2 and Q_{20} (the latter according to the flood discharge in May 2010). Several combinations of equations and calibration parameters values were used. Values of flow velocity, flow discharge, bedload discharge and accumulated bedload transport were simulated at 17 channel cross-sections. In total, 247–466 m³ (630–1188 tons) of bedload were transported during Q_{20} flood in study part of Lubina River according to the model. During Q_2 discharge the model supposed almost zero bedload discharge except the upper part of study area (0.73–2 m³.hod⁻¹). Settings of calibration parameter has the highest impact on resulted values; the choice of transport equations does not lead to significant differences in modelled values. Validation was not executed due to the absence of directly measured data of bedload transport; only comparison to amount of transported material in the nearby watercourse (the Velký Škaredý Stream) was possible. The model TOMSED represents a good solution for simulation of bedload transport in mountain headwater streams due to relatively accurate results when compared to other models.

ÚVOD

Specifika horských pramenných toků

Horské pramenné toky definujeme malou rozlohou povodí (do 25 km²), strmým sklonem dna (vyšším než 0,05 m.m⁻¹) a širokým zrnitostním složením sedimentů, které zahrnuje šterk, valouny a balvany (CHIARI & RICKENMANN 2011). Bývají náchylné k výskytu blokovobahenních proudů a jiných svahových procesů (RICKENMANN & KOSCHNI 2010), díky čemuž vzniká nepravidelná geometrie koryta s poměrně velkými drsnostmi a nerovnoměrnými rychlostmi proudění (HASSAN et al. 2005). Charakteristická je také malá hloubka koryt vzhledem k velikosti klastů na dně a relativně nízké hodnoty průtoků (CHIARI et al. 2010). Vzhledem k polohám povodí a jejich vlastnostem jsou průtoky horských pramenných toků značně rozkolísané. Rychlost proudění osciluje v úzkém intervalu kolem Froudova čísla o hodnotě 1. Pokud je říční stupeň dostatečně (relativně vůči hloubce toku) vysoký, voda na něm zrychluje, Froudovo číslo převyšuje hodnotu 1 (proudění superkritické). V tůni se rychlost proudění sníží a proudění se změní na subkritické. Oba typy proudění – super- a subkritické – se tedy stále střídají (COMITI & MAO 2012). Strmá aluviální koryta mají oproti nízkogradientovým tokům vysoký podíl transportní kapacity vůči dodávce sedimentů. Objem transportovaného materiálu je přímo úměrný velikosti průtoku (COMITI & MAO 2012). Nicméně transport sedimentů v horských povodích závisí spíše na přímé dodávce sedimentů než na transportní kapacitě toku v níže položených korytech (MONTGOMERY & BUFFINGTON 1997). Konkrétně v Moravskoslezských Beskydech patří mezi hlavní zdrojnice dnových splavenin podemleté břehy, břehové nátrže a drobné sesuvy na hranici toku a svahu. Sedimenty mohou být přinášeny také jako důsledek antropogenní činnosti, například erozí lesních cest (BUZEK

2004). Transport sedimentů ovlivňují vodohospodářské úpravy toků, které brzdí přirozený pohyb sedimentů (HAVLÍK 2003). Chování horských toků je díky těmto specifickým podmínkám velmi dynamické, což má kromě neustálých změn hydraulických parametrů koryta za následek mimo jiné povodně. Dynamiku beskydských toků podporují také svahové pochody a geologické podloží tvořené úseky s měkčími horninami, které jsou náchylnější k erozi a zahlubování toků. Dodávka sedimentů do toků bývá díky tomu vysoká.

Modelování transportu sedimentů v horských pramenných tocích a představení modelu TOMSED

Modelování proudění a transportu dnových splavenin lze provádět pomocí 1D, 2D a 3D modelů, které se liší zejména směrem modelované proudnice toku, přesností a náročností výpočtu a místem zdrojových výpočtových bodů (PENDER & NÉELZ 2011). Existují dva přístupy pro modelování transportu sedimentů v horských pramenných tocích. První využívá hydraulické modelování včetně transportu sedimentů pouze na toku. Výsledkem jsou změny geometrie koryta vlivem eroze a depozice. V takových modelech jsou implementovány nezjednodušené Saint-Venantovy rovnice pro 1D nebo 2D modelování proudění. Rovnice transportu sedimentů jsou kombinovány s Exnerovými rovnicemi pro transport sedimentů a efekt ukládání sedimentů v korytě. Druhá skupina modelů počítá transport sedimentů z celého povodí toku. Tyto modely jsou většinou napojeny na srážko-odtokový modul a na modul počítající transport sedimentů v říční síti ze svahů (CHIARI et al. 2010). Při modelování toků se strmým sklonem je nutno si uvědomit jejich specifika a snažit se na ně aplikovat co nejvhodnější model. Při takových podmínkách (zejména sklon proudění či dna) mají obvykle užívané hydrodynamické modely (například HEC-RAS) uzpůsobené tokům s nízkým sklonem proudění problém udržet stabilitu (US ARMY 2010). Z hlediska přesnosti (relevance) výsledných dat nastává u obvyklých modelů při použití konvenčních transportních rovnic problém s velikostí objemu pozorovaného transportu sedimentů v toku, který bývá nižší, než předpovídaný. Důvodem je právě limitovaná dodávka sedimentů, vyšší drsnost dna způsobená charakteristicky hrubším zrnitostním složením a nepravidelnost koryta. Rovnice odvozené v laboratorním prostředí počítají s nižší drsností. Na strmých sklonech s hrubším sedimentárním materiálem dochází k vyšší ztrátě energie proudění než v laboratorním prostředí, takže voda už má pro transport sedimentů méně energie. Simulovaný transport sedimentů je tedy oproti pozorovanému transportu silně nadhodnocený a použití konvenčních rovnic (např. Meyer-Peter Muller atd.) se nedoporučuje (CHIARI et al. 2010). Z toho plyne, že pro modelování toků se strmým sklonem dna je vhodnější použít jiné, specializované modely a rovnice. Autoři CHIARI & RICKENMANN (2011) navrhli pro nadhodnocené simulované transporty sedimentů řešení, jehož smysl spočíval ve stanovení odporu prostředí podle velikosti zrna a tím snížení energie toku pro transport sedimentů. Úpravu, díky které došlo k výrazně lepšímu odhadu objemu transportu sedimentů, implementovali i do modelovacího prostředí TOMSEDu a tento program úspěšně validovali při rekonstrukci povodní v horských pramenných tocích v Rakousku pro tamější povodňovou událost v roce 2005 (CHIARI & RICKENMANN 2011).

1D model TOMSED slouží k modelování transportu dnových splavenin v horských pramenných tocích se strmým sklonem. Pohyb vody v korytě je zde počítán na základě metody kinematické vlnové aproximace, z čehož plyne, že model není schopen uvažovat zpětné vzdutí hladiny nebo případně protiproud. Lze vybrat několik typů rovnic rychlosti proudění, transportních rovnic, rovnic definujících počátek transportu a redukce energetického gradientu pro transport sedimentů. Lze uvažovat také armoraci dna.

Transportní rovnice berou v úvahu pouze dnové sedimenty, rozpuštěné sedimenty (suspended load) a washload zanedbávají. Model nebere v úvahu změnu morfologie dna mimo hlavní koryto. Změna průběhu břehů a eroze s depozicí v nivě tedy počítány nejsou. Je modelována pouze změna hloubky dna v korytě. Výsledky simulace lze vyexportovat do textového souboru nebo ve formátu DXF, který slouží pro CAD software. Hlavními výsledky modelu jsou rychlost proudění (flow velocity) [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], průtok (fluid discharge) [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$], intenzita dnového transportu (bedload discharge) [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] a celkový (kumulativní) transport dnových splavenin během povodňové události (accumulated bedload transport) [m^3].

Cílem příspěvku je (i) na základě terénního sběru dat aplikovat na konkrétním úseku toku transportní model TOMSED, který byl vyvinut pro modelování transportu dnových splavenin v pramenných tocích a (ii) zhodnotit jeho výsledky v kontextu dalších studií a zhodnotit využitelnost modelu TOMSED. Výsledky práce mohou posloužit jako podklad pro zefektivnění managementu pramenných toků v Moravskoslezských Beskydech.

MATERIÁL A METODIKA

Zájmové území se nachází v pramenné oblasti řeky Lubiny na severním svahu Radhošťské hornatiny v západní části Moravskoslezských Beskyd v Západních Karpatech (DEMEK & MACKOVČIN 2006). Je součástí katastru obce Trojanovice a okresu Nový Jičín (obr. 1). Vybraný úsek toku začíná pod malým mostkem v nadmořské výšce 558 m n. m. asi půl kilometru od pramene a končí po délce 1014 m před soutokem s bezjmenným levostranným přítokem řeky ve výšce 497 m n. m. ($49^{\circ}30'18,439''\text{N}$, $18^{\circ}11'38,649''\text{E}$). Plocha povodí studované části toku nad dolním závěrovým profilem je $1,06 \text{ km}^2$, průměrný sklon studovaného úseku toku je $0,06 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$. Tok je orientován severním směrem (obr. 1). Na vybraném úseku se do toku vlévají tři drobné bezjmenné přítoky. Studovaný úsek Lubiny protéká především jílovcovými sedimenty. Podloží má zde godulský vývoj spodnokřídového stáří, který je tvořen těšínsko-hradišťským souvrstvím, veřovickými vrstvami a lhoteckými vrstvami (GALIA & ŠKARPICH 2013). Úsek vodního toku je do okolního terénu, který má charakter přechodu z deluviálních svahů postihnutých svahovými deformacemi do aluviálního kužele, hluboce zařezán. Sedimenty jsou dodávány zejména břehovými nátržemi. Korytová morfologie v horní části vybraného území toku je tvořena kaskádami a stupeň-tůňemi, spodní úsek planárním korytem. Výjimečně vystupuje na povrch skalní podloží (GALIA 2012). Studovaný podélný profil lze rozdělit na tři části (tab. 1). V horní části vybraného úseku toku Lubina vytváří stržovitě údolí s poměrně strmými svahy a velkým počtem břehových nátrží, které lze označit jako erozní úsek (obr. 2a, b). V dalším, akumulacním úseku (obr. 2c, d) přechází okolní terén do relativně méně sklonitého reliéfu. Koryto je širší, s menším zahloubením a s malými nátržemi, sedimenty se zde částečně akumulují. Dolní část podélného profilu má opět erozní charakter (obr. 2e, f). Koryto se zahlubuje do relativně plochého reliéfu, břehové nátrže jsou rozsáhlejší, avšak samotný sklon koryta se nezvyšuje. Šířka koryta nepřesahuje ve všech částech 3 m. Ve vybraném úseku Lubiny o délce 1014 m bylo pomocí laserového dálkoměru a pásma zaměřeno sedmáct příčných profilů s průměrným rozestupem 60 m s ohledem na tvar koryta a terénu. Dále byly zjednodušeně měřeny (generalizace na jednoduché geometrické tvary a změření délek jejich stran pásmem) celkové objemy aktivních břehových nátrží. Tyto hodnoty tak představovaly maximální možnou dodávku sedimentů během povodňové události. Údaje o granulometrii byly charakterizovány níže uvedenými hodnotami Stricklerových koeficientů k_{st} dle (1) FRIEDLA & CHIARIHO (2013) zvlášť pro horní erozní, střední akumulacní i dolní zahloubenou část podle jejich přibližného složení dna. Hydrogramy a sedigramy počítané pro Q_2 a Q_{20} během kulminační vlny byly odvozeny z hydrogramu Q_{20} Malé Ráztoky (GALIA & HRADECKÝ 2014), protože se na Lubině ve studovaném úseku nenachází žádná vodoměrná stanice. K výpočtu kulminačního průtoku Q_2 a Q_{20} bylo využito odvození (2, 3) (GALIA & ŠKARPICH (in press)), průtoky k jednotlivým časovým krokům byly poměrově dopočítány. Kulminační vlna trvala od 16.V.2010 – 06:00 do 20.V.2010 – 06:00. Simulace transportu dnových splavenin byly počítány na základě stejných rovnic, jako použili CHIARI & RICKENMANN (2011) a GALIA (2012), aby bylo možno porovnat výsledky. Každá část úseku toku je ve výsledcích reprezentována dvěma profily.

$$k_{st} = (0,97g^{0,41}Q^{0,19})/(S^{0,19}d_{90}^{0,64}) \quad (1)$$

$$Q_2 = 0,55A^{0,88} \quad (2)$$

$$Q_{20} = 1,97A \quad (3)$$

Pro výpočet rychlosti proudění v $[\text{m}\cdot\text{s}^{-1}]$ byla použita Manningova rovnice (tab. 2a) (FRIEDL & CHIARI 2013). K získání jednotkového průtoku dnových splavenin q_b $[\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}]$ v horských pramenných tocích byla použita upravená rovnice (tab. 2b) (RICKENMANN 2001). Vztah pro výpočet kritického jednotkového průtoku pro počátek pohybu dnových splavenin q_c $[\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}]$ (tab. 2c) byl použit dle RICKENMANNA (1990). Odvození pro popis zrnitosti složky drsnosti vůči proudění n_r (tab. 2d) byl využit dle RICKENMANNA (2005). Výpočet proběhl bez korekce počátku transportu sedimentů kvůli strmému sklonu a bez uvážení armorované vrstvy. Pro porovnání výsledků byly provedeny simulace za použití další kombinace rovnic. Rychlost proudění v $[\text{m}\cdot\text{s}^{-1}]$ je vypočítána dle autorů SMART & JÄGGI (1983) rovnicí (tab. 3a) založenou na logaritmickém rychlostním profilu a výšce vodního sloupce h_m . Rovnice pro vyjádření bezrozměrného průtoku dnových splavenin Φ_b (tab. 3b) se pojí s θ_{cr} (tab. 3c) a byla použita dle RICKENMANNA (1991). Výpočet bezrozměrného (kritického) tečného napětí pro celé dno koryta θ_{cr} proběhl pomocí rovnice (tab. 3d) dle LAMB et al. (2008).

Jako kalibrační parametr modelu sloužil exponent a ve vztahu pro výpočet redukovaného energetického gradientu koryta S_{red} $[\text{m}\cdot\text{m}^{-1}]$, který vyjadřuje hodnotu energetického gradientu využitelného pro transport dnových sedimentů (tab. 2e). Nejprve byla zvolena hodnota 1,5, kterou volili také autoři CHIARI & RICKENMANN (2011), když vytvářeli pro různá jimi studovaná povodí nejlepší shody mezi pozorovanými a simulovanými výsledky. Poté byla pro porovnání výsledků zvolena hodnota 1,2.

VÝSLEDKY

Celkem bylo spuštěno 12 simulací s časovým krokem výsledků 360 minut, což je doba 6 hodinového kroku povodňové vlny. Simulace proběhly pro Q_2 a Q_{20} bez nebo včetně dotace sedimentů z nátrží, s použitím dvou kombinací rovnic, a se dvěma různými kalibračními koeficienty. Simulace pro výpočet Q_2 s dotacemi sedimentů ze sedigramů nebyly provedeny, protože průtok byl příliš slabý na to, aby mohl v časovém kroku transportovat množství dodaných sedimentů. Takto objemné nátrže se navíc při Q_2 nemohou reálně aktivovat. Pro Q_2 i Q_{20} měly všechny kombinace nastavení simulací téměř shodné výsledky.

Rychlost proudění se při Q_2 ve většině zkoumaných profilů s použitím různého nastavení příliš neliší. Změna parametru S_{red} tedy při takto nízkém průtoku nemá vliv. Při Q_{20} mají křivky v čase stejný tvar, jsou pouze posunuty o absolutní hodnotu. Intenzita transportu dnových splavenin byla během Q_2 namodelována pouze v erozním stržovém úseku, kde byl nejvyšší také celkový transport dnových splavenin. V ostatních částech model transport nepředpokládal. I v horním úseku se jednalo o velmi malá čísla transportu, z čehož vyplývá, že zde transport dnového materiálu nedosahoval vysoké intenzity. Rozdíl mezi nejvyšším transportem Q_2 a nejnižším transportem Q_{20} byl téměř padesátiprocentní. Rozdíl mezi simulacemi s Q_2 v tomto úseku činil 12–88 m^3 . V dalších částech úseků toku je celkový transport výrazně nižší.

Při Q_{20} byla intenzita transportu dnových splavenin namodelována u všech profilů. Transport byl v erozní stržové části nejvyšší a postupně se ke konci úseku toku jeho intenzita snižovala. Lze pozorovat, že model nepředpokládá žádný vliv vstupu sedigramů do simulací při použití obou rovnic a obou kalibrací. Nejvíce dnových splavenin (466 m^3) bylo transportováno s kalibrací 1,2 a to bez ohledu na nastavené transportní rovnice. Mimo profil č. 5 v erozní části předpokládala vždy více transportovaných sedimentů kombinace transportních rovnic č. 1. Naopak nejméně transportovaného materiálu předpovídala opět mimo 5. profilu kombinace transportních rovnic č. 2 s kalibrací 1,5 v profilu č. 14 (11,3 m^3), který odděluje akumulární a erozní zahloubený úsek. Vstup sedigramů s objemy nátrží nehraje při kalibraci 1,2 žádnou roli, při kalibraci 1,5 už ano. Nejvyšší rozdíl nastal v šestém profilu a činil 63 m^3 . Kromě prvního a posledního vybraného profilu předpokládala vždy více transportovaného materiálu kombinace transportních rovnic č. 1. Rozdíl kalibrací S_{red} mezi rovnicemi je podobný. Rozdíly mezi kalibracemi s různými rovnicemi se pohybovaly v rozmezí 67–219 m^3 dnových splavenin. Kalibrace S_{red} ovlivňuje

simulace více než použití různých kombinací rovnic. Obr. 3 ukazuje hodnoty celkového transportu dnových splavenin v jednotlivých vybraných profilech úseku toku Lubiny během Q_{20} pro oba typy kombinace rovnic s kalibrací 1,2. V erozním stržovém úseku je transport velmi intenzivní, v akumulacním se pozvolna snižuje a v erozním zahloubeném úseku v profilu č. 15 stoupá. V erozním stržovém úseku se dle kombinace transportních rovnic č. 2 transportovalo skoro 10x více materiálu než na pomezí akumulacní a erozní zahloubené části. Stejný přehled celkového transportu dnových splavenin, ale pro kalibraci 1,5, lze vidět na obr. 4. Rozdíl nastává zejména v téměř polovičním poklesu množství transportovaného materiálu.

DISKUSE

Hodnocení modelu TOMSED

K modelování transportu dnových splavenin na horských pramenných tocích je vhodné aplikovat model uzpůsobený specifickým podmínkám těchto toků. Protože model TOMSED je nově vyvinutý a jeho užívání proto není příliš rozšířené, disponuje model různými nedostatky. V první řadě je třeba zmínit, že TOMSED nemá žádný preprocessing dat, což má za následek uživatelsky méně přívětivé vpisování parametrů koryta toku do souborů XML a SIG dle předepsané syntaxe. Při nastavování některých parametrů může docházet k nepřesnostem ve výsledcích. Například nemožnost vložit více než jednu hodnotu hustoty materiálu, kterým vodní tok protéká, může ovlivnit výsledky modelování. Vložením příliš krátkého rozestupu mezi jednotlivými příčnými profiley dojde k chybě, kvůli které simulaci nelze vůbec spustit. I přes všechny nedostatky či nepřesnosti dosahuje model TOMSED poměrně reálných výsledků a v tuto chvíli představuje pravděpodobně nejlepší možné řešení pro horské pramenné toky. Jinak nepoužívanější modely, mezi které se řadí například HEC-RAS, mají problém s udržení stability jak při vysokých rychlostech proudění a vysokém sklonu, tak u rychlých změn hloubek a sklonů. Také transportní rovnice obsažené v těchto modelech nejsou pro horské pramenné toky vhodné, protože nadhodnocují předpovídaný objem transportovaného materiálu.

Srovnání výsledků s jiným územím

Ze simulací na úseku Lubiny vyplývá, že při modelování Q_2 transport dnových splavenin kvůli nízkému průtoku téměř nenastal, což potvrzuje také fakt, že velikost transportovaného materiálu závisí na velikosti průtoku (COMITI & MAO 2012). Nemělo tedy smysl provádět simulace při Q_2 spolu se vstupem sedigramů z břehových nátrží. Oproti Q_{20} nebyl průtok dostatečně intenzivní, aby dokázal nátrže uvolnit v takové míře, že by z nich sedimenty transportoval. Je nutno mít na vědomí, že břehové nátrže představují maximální potencionální objem, který byl ale ve skutečnosti nižší. Není totiž jasné, zda byly při povodni 2010 aktivovány všechny nátrže a zda z nich byly odneseny veškeré sedimenty. Tento problém řešili na Velkém Škaredém potoce ŠILHÁN & GALIA (2015), kde autoři zjišťovali, kolik se z nátrže při povodni 2010 reálně uvolnilo sedimentů, a tím dosáhli poměrně velkého zpřesnění při celkovém stanovení transportu dnových splavenin. Dendrogeomorfologie je proto vhodná metoda k získání informací o dostupném množství objemu dotace z břehových nátrží. Do výpočtů simulací byl zahrnut pouze materiál z nátrží. Potenciální dotace z drobných přítoků v našem případě chybí, což má vliv na výsledný transport především u hydrogramu č. 2 dle schématu na obrázku 2, kde se v terénu nachází malý náplavový kužel. Samotné stanovení dotací u drobných přítoků je velmi problematické, vzhledem k jejich velikosti na ně již nelze tento model aplikovat. Při Q_{20} měly vstupy sedigramů během simulací téměř zanedbatelný vliv. Rozdíly mezi

transportními rovnicemi spolu s použitím dvou odlišných exponentů při kalibraci se ve výsledku lišily více, nicméně závisí také na konkrétním případě a poloze profilu. Zatímco největší změny v podélném profilu úseku Lubiny během Q_2 způsobuje použití dvou variant rovnic, při Q_{20} hraje roli zejména hodnota parametru kalibrace a . Kalibrační koeficient $a = 1,2$ způsobí mnohem extrémnější změny, v případě $a = 1,5$ jsou změny reálnější.

Protože na Lubině zatím neproběhlo žádné měření transportu dnových splavenin, nelze výsledky modelování zcela validovat. Simulace transportu dnových splavenin byla provedena při stejné povodňové události v květnu 2010 na Velkém Škaredém potoce a na Malé Ráztoce (GALIA 2012). Výsledky této práce jsou porovnatelné s Velkým Škaredým potokem díky téměř shodné velikosti povodí, podobnému geologickému podloží a parametrům koryta. Velký Škaredý potok se nachází také na severních svazích Radhoště, necelé 2 km východně od studovaného úseku Lubiny. Celkový transport dnových splavenin je na simulované části Velkého Škaredého potoka téměř dvojnásobný než na úseku Lubiny. Příčinou je mnohem větší množství dostupných sedimentů v širokém údolním dně, které zásobuje tok a zajišťuje intenzivní transport splavenin. Velký Škaredý potok se tak může, na rozdíl od Lubiny, řadit mezi toky s prakticky neomezenou dodávkou materiálu do toku. Také tvar koryta je u obou toků ve zkoumaných částech jiný. Lubina je do svahů více zařízlá, koryto je úzké a tvarované do písmene V, na toku jsou vyvinuty stupně a občas vystupuje skalní podloží. Koryto Velkého Škaredého potoka je naopak širší (2,2–4,1 m) a s příčným profilem tvaru „U“. Údolní dno toku (10–15 m) je vyplněno sedimenty pocházejícími také z blokovobahenních proudů a nemá vyvinuty téměř žádné aluviální či skalní stupně, čímž je snížena drsnost dna zvyšující rychlost proudění a potenciální transport (GALIA 2012), (GALIA & HRADECKÝ 2014). Intenzita transportu dnových splavenin ve Velkém Škaredém potoce se pohybovala během Q_{20} zhruba v rozmezí 10–50 $\text{m}^3 \cdot \text{hod}^{-1}$ (25–125 $\text{t} \cdot \text{hod}^{-1}$) (GALIA & HRADECKÝ 2014), na Lubině byla maximální intenzita transportu namodelována v závislosti na nastavení modelu v erozním stržovém úseku a pohybovala se mezi 10,4–20,8 $\text{m}^3 \cdot \text{hod}^{-1}$ (26,5–53 $\text{t} \cdot \text{hod}^{-1}$). Nejnižší intenzita transportu na úseku Lubiny byla namodelována na pomezí akumulárního a erozního zahloubeného úseku a v závislosti na nastavení se pohybovala v intervalu 2,2–6 $\text{m}^3 \cdot \text{hod}^{-1}$ (5,6–15,3 $\text{t} \cdot \text{hod}^{-1}$). Celkový transport dnových splavenin při stejném průtoku byl u Velkého Škaredého potoka namodelován v množství okolo 480–1240 m^3 (1220–3170 t) (GALIA & HRADECKÝ 2014). Na studovaném úseku Lubiny se v závislosti na nastavení transportoval nejvyšší objem sedimentů v erozní stržové části v rozmezí 247–466 m^3 (630–1188 t), minimální objemy v rozsahu 11–78 m^3 (28–199 t) byly namodelovány na rozhraní akumulární a výrazně zahloubené části toku (0,6–0,8 ř. km). Dle autorů GALIA & HRADECKÝ (2014) se hodí kalibrační exponent $a=1,5$ spíše k tokům s limitovanou dodávkou sedimentů a s dobře vyvinutými dnovými formacemi, zatímco nižší exponent (př. $a=1,0$) pro toky s téměř nelimitovanou dodávkou sedimentů a tedy méně vyvinutými dnovými formacemi. Z tohoto tvrzení plyne, že vhodnější kalibrační koeficient v úseku Lubiny by byl teoreticky $a=1,5$ a nasimulované hodnoty s tímto kalibračním parametrem by více odpovídaly realitě. Vzhledem k omezené možnosti validace výsledků byla provedena simulace se změnou hodnoty hustoty materiálu, kdy místo hustoty godulského pískovce (2550 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) byla dosazena hustota granitu (2900 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Výsledné hodnoty celkového transportu sedimentů byly v závislosti na profilu o čtvrtinu až polovinu menší, z čehož plyne, že je vhodné pro modelování transportu splavenin volit reálnou hustotu materiálu. Modelované množství transportu dnových splavenin na studovaném úseku Lubiny je možné porovnat také s výsledky simulací v povodích horských pramenných toků v Alpách v srpnu 2005 dle CHIARIHO & RICKENMANNA (2011), jejichž simulace měly

stejně nastavení. Plocha jejich povodí byla ale mnohem větší (6–180 km²), délka simulovaných úseků toků se pohybovala v rozmezí 3 000–12 800 m a kulminační průtoky dosahovaly mnohem vyšší intenzity (24–140 m³.s⁻¹). Protože na jejich zájmových povodích probíhalo měření transportu dnových splavenin, jejich kalibrační koeficienty mohly být voleny na základě naměřených hodnot. Celkový transport dnových splavenin se na těchto tocích pohyboval v intervalu 16 000–240 000 m³.

SOUHRN

Horské pramenné toky mají řadu svých specifík, mezi které patří zejména prudký sklon, malá velikost povodí, balvanité a valounovité zrnitostní složení a limitovaná dodávka materiálu ze zdrojnic sedimentů nebo ze svahových procesů. Kvůli těmto charakteristikám je vhodné aplikovat k modelování transportu dnových splavenin 1D transportní model TOMSED, který byl vyvinut pro modelování transportu dnových splavenin v horských pramenných tocích v povodích Alp. Na vybraném úseku toku Lubiny, která pramení na severním svahu Radhošťské hornatiny v Moravskoslezských Beskydech, byly naměřeny požadované parametry k sedmnácti příčným profilům a současně byly měřeny parametry břehových nátrží pro výpočet jejich potenciálního objemu dodávky sedimentů. K souborům, z kterých je simulace počítána, model vyžaduje vstup hydrogramů a sedigramů. Ty byly odvozeny na základě kulminační vlny při povodni v květnu 2010 na Malé Ráztoce, která leží na stejném hřebeni jako Lubina asi 5 km východně. Vybraný úsek toku Lubiny lze rozdělit na tři části (erozní stržová, akumulační a erozní zahloubená část), z každé části jsme vybrali dva profily k reprezentaci výsledků. Proběhlo 12 simulací pro dva typy průtoků, dvě libovolné kombinace rovnic, které model nabízí, dva různé kalibrační koeficienty a bez nebo včetně přítomnosti sedigramů ve výpočtu. Výsledkem modelu byly čtyři hlavní parametry (rychlost proudění, průtok, intenzita transportu dnových splavenin a celkový transport dnových splavenin) s různým nastavením a použitými rovnicemi. Při průtoku Q₂ transport dnových splavenin téměř neprobíhal, během Q₂₀ měly na transport vliv zejména různé hodnoty kalibrace. Aplikace různých kombinací rovnic dávala podobné výsledky, záleželo ale na poloze příčného profilu. Vstup sedimentů hrál v simulaci zanedbatelnou roli.

Protože na Lubině neproběhlo zatím žádné měření transportu dnových splavenin, výsledky nelze validovat, lze je pouze porovnat s Velkým Škaredým potokem, který se nachází nedaleko zkoumaného úseku Lubiny. V závislosti na nastavení modelu vycházel celkový transport dnových splavenin v erozním stržovém úseku na počátku toku 247–466 m³ (630–1188 t) a na pomezí akumulačního a erozního zahloubeného úseku 11–78 m³ (28–199 t). Celkový transport je přibližně o polovinu nižší než na Velkém Škaredém potoce, což je dáno odlišnou konfigurací reliéfu. Ačkoli tento transportní model zatím nepatří mezi běžně užívané modely a v některých hlediscích způsobuje menší nepřesnosti, byly výsledky jeho aplikace zejména v alpském a více méně i v našem horském prostředí poměrně přesné.

Tato práce by mohla pomoci při projektování revitalizačních studií nebo opatření tak, aby lépe zohledňovaly fluvialně-geomorfologické podmínky horských pramenných toků a docházelo tedy k efektivnějšímu vynaložení finančních prostředků. Množství transportovaného materiálu a další takto získané parametry mohou pomoci v případném plánování vodohospodářských staveb, jejich regulaci a dimenzování v oblasti horských toků. Také by mohla sloužit ke zlepšení managementu vodních toků i s ohledem na zachování níže položených cenných lokalit šterkonosných koryt.

SUMMARY

This paper focuses on the modelling of bedload transport in mountain headwater streams in the Moravskoslezské Beskydy Mts. Based on field mapping of part of the Lubina River (length: 1014 m; catchment area 1.06 km²; average slope: 0.06 m.m⁻¹) data for simulations of bedload transport were prepared for modelling of discharge Q_2 and Q_{20} recurrence intervals (the latter according to the flood discharge in May 2010; flood hydrograph was adapted from the nearby Malá Ráztoka Stream). Several combinations of equations and calibrated parameters were used. The flow velocity, flow discharge, bedload discharge and accumulated bedload transport were simulated at 17 channel cross-sections. In total, 247–466 m³ (630–1188 t) of bedload were transported during Q_{20} flood in the study part of the Lubina River according to the model. The setting of calibration parameter of reduced energy gradient has the highest impact on resulted values; the choice of transport equations does not lead to significant differences in modelled values. The calibration parameter set to 1.5 is better for such geomorphic type of watercourse (stream with limited sediment-supply conditions) in accordance to other studies. Validation was not executed due to the absence of directly measured data of bedload transport; only comparison to amount of transported material in the nearby watercourse (the Velký Škaredý Stream) was possible. The model TOMSED represents a good solution for simulation of bedload transport in mountain headwater streams due to relatively accurate results when compared to other models.

Poděkování. Tento příspěvek byl podpořen grantem Ostravské univerzity SGS18/PřF/2015–2016. Děkujeme Výzkumnému ústavu lesního hospodářství a myslivosti (pobočka Frýdek-Místek) za poskytnutí cenných dat o průtocích z Malé Ráztoky. Autoři rovněž děkují oběma recenzentům, Zdeňku Klimentovi a Karolu Weissovi, za cenné připomínky, které pomohly vylepšit původní rukopis.

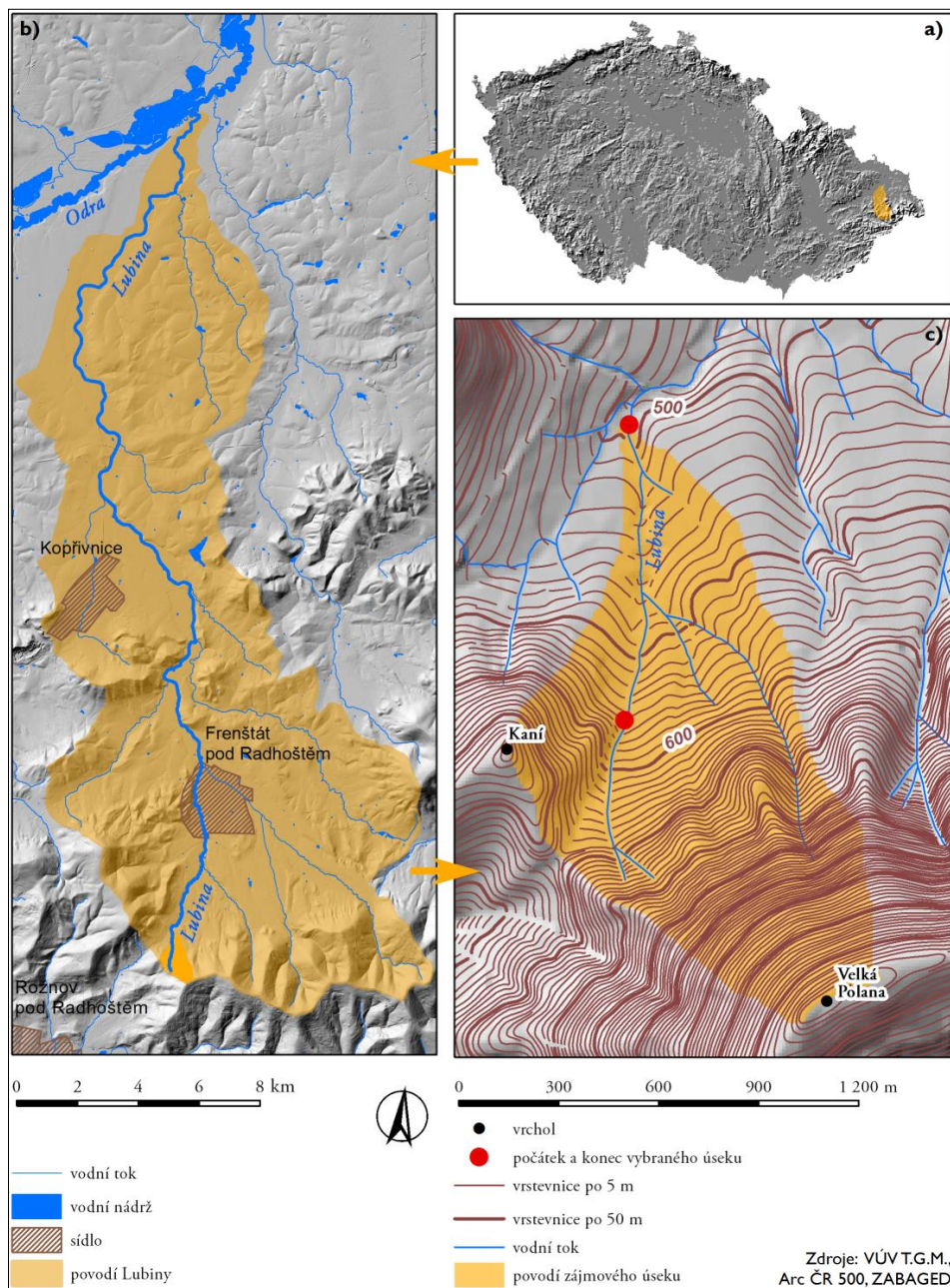
LITERATURA

- BUZEK L. 2004: Plaveninový režim jako ukazatel intenzity eroze v horských zalesněných povodích (na příkladu Moravskoslezských Beskyd). *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 52 (1): 24–40.
- COMITI F. & MAO L. 2012: Recent advances on the dynamics of steep channels. In: CHURCH M., BIRON P. M., ROY A. G.: *Gravel-bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. Wiley, 580 pp.
- DEMEK J. & MACKOVČIN P. (eds) 2006: *Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR*. AOPK Brno, 582 pp.
- FRIEDL K. & CHIARI M. 2013: A one-dimensional bedload transport model for steep slopes: Manual TomSed Version beta.0.2 [online]. Dostupné z WWW: <www.bedload.at> [cit. 22.IX.2014].
- GALIA T. 2012: Geomorfologie vysokogradientových koryt a jejich význam v krajině Moravskoslezských Beskyd a jejich předhůří. [Dizertační práce]. Ostravská univerzita, Fakulta přírodovědecká, Ostrava, 163 pp.
- GALIA T. & HRADECKÝ J. 2012: Bedload transport and flow resistance in steep channels – introduction to the problem in context of mountain basins of Central European region. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica*, 47 (1): 23–33.
- GALIA T. & HRADECKÝ J. 2014: Estimation of bedload transport in headwater stress using a numerical model (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). *AUC Geographica*, 49 (1): 21–31.
- GALIA T. & ŠKARPICH V. 2013: Coarse bed sediments in a headwater channel as indicators of fluvial and slope-channel coupling: a case study from the Carpathian mountains (Czech republic). *Moravian Geographical Reports*, 21 (3): 2–12.
- GALIA T. & ŠKARPICH V. (in press): Do the coarsest bed fraction and stream power record contemporary trends in steep headwater channels? *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2015.07.047.
- HASSAN M. A., CHURCH M., LISLE T. E., BRARDINONI F., BENDA L. & GRANT G. E. 2005: Sediment transport and channel morphology of small, forested streams. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(4): 853–876.
- HAVLÍK A. (ed.) 2003: *Koncepce hrazení bystřin v Beskydech – studie bystřiny Tyry, I – technická zpráva. České vysoké učení technické v Praze, Praha*, 70 pp.

- CHIARI M., FRIEDL K. & RICKENMANN D. 2010: A one-dimensional bedload transport model for steep slopes. *Journal of Hydraulic Research*, 48(2): 152–160.
- CHIARI M. & RICKENMANN D. 2011: Back-calculation of bedload transport in steep channels with a numerical model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36: 805–815.
- LAMB M. P., DIETRICH W. E. & VENDITTI J. G. 2008: Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113 (F2).
- MONTGOMERY D. R. & BUFFINGTON J. M. 1997: Channel reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 596–611.
- PENDER G. & NÉELZ S. 2011: Flood Inundation Modelling To Support Flood Risk Management. In: PENDER, G., FAULKNER, H.: *Flood Risk Science and Management*. Wiley.
- RICKENMANN D. 1990: Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes. *Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Zürich*, 249 pp.
- RICKENMANN D. 1991: Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117 (11): 1419–1439.
- RICKENMANN D. 2001: Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37 (12): 3295–3305.
- RICKENMANN D. 2005: Geschiebetransport bei steilen Gefällen. *Mitteilung 190 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidgenössische Technische Hochschule Zurich*, 107–119.
- RICKENMANN D. & KOSCHNI A. 2010: Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during the 2005 flood events in Switzerland. *Hydrological Processes*, 24: 993–1007.
- SMART G. & JÄGGI M. 1983: Sedimenttransport in steilen Gerinnen. *Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Zürich*, 191 pp.
- ŠILHÁN K. & GALIA T. 2015: Sediment (un)balance budget in a high-gradient stream on flysch bedrock: A case study using dendrogeomorphic methods and bedload transport simulation. *Catena*, 124: 18–27.
- US ARMY 2010: HEC-RAS River Analysis System: User's Manual, version 4.1[online]. US Army Corps of Engineers, Institute for Water Resources, Hydrologic Engineering Center. Dostupné z WWW: <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documentation/HEC-RAS_4.1_Users_Manual.pdf> [cit. 6.IV.2015].

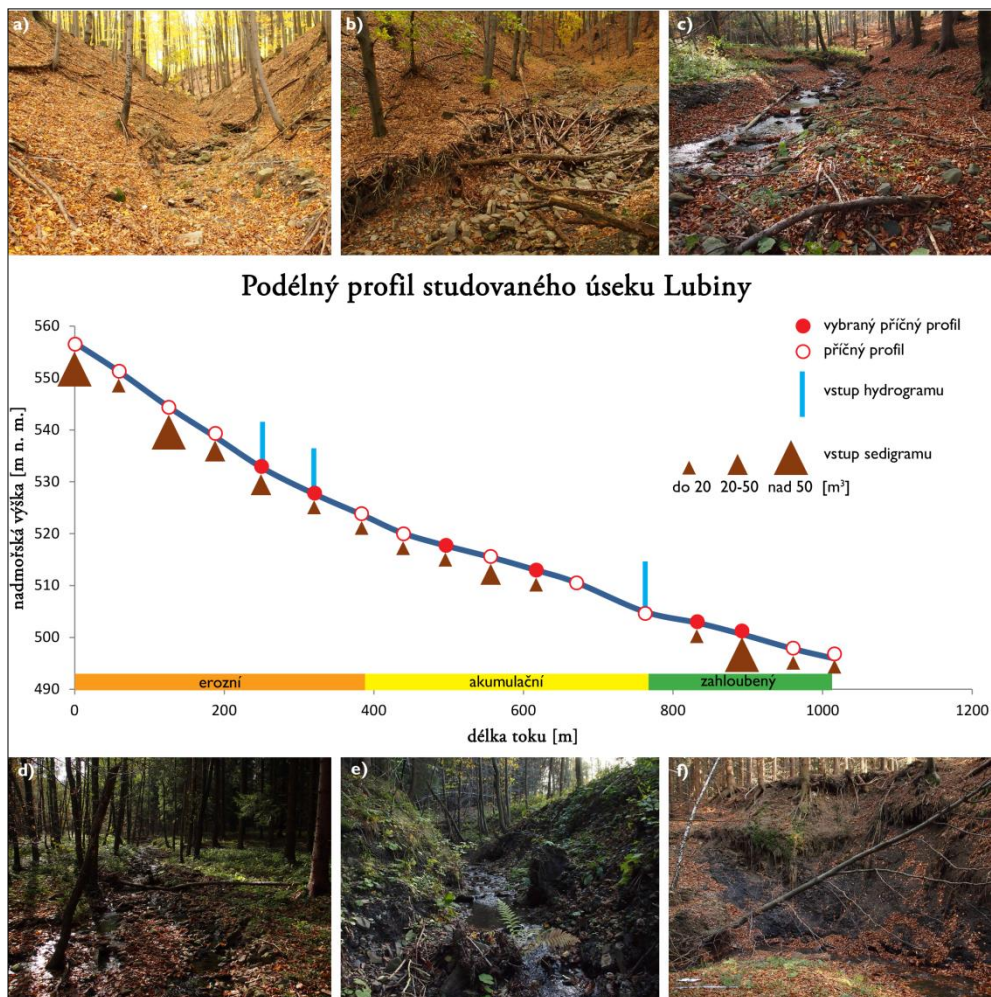
Obr. 1. Vymezení zájmového území: a) povodí Lubiny v rámci České republiky; b) povodí zájmového úseku v rámci povodí Lubiny; c) povodí zájmového úseku v pramenné oblasti Lubiny

Fig. 1. Delimitation of the study area: a) catchment area of Lubina River within the Czech Republic; b) catchment area of study part within the catchment area of Lubina River; c) catchment area of study part in the headwater area of Lubina River



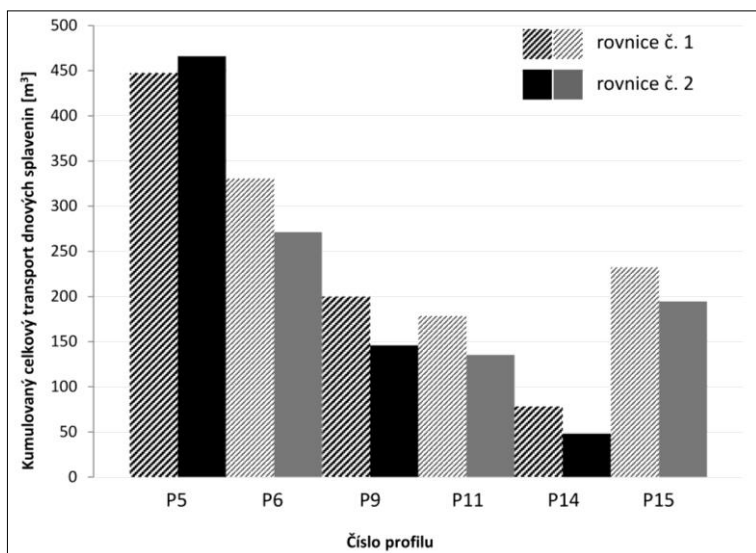
Obr. 2. Podélný profil studovaného úseku Lubiny a ukázky jednotlivých částí toku: erozní (a, b), akumulční (c, d) a zahloubené (e, f)

Fig. 2. Longitudinal section of study part of the Lubina river, with examples of the upper erosional part (a, b), the middle accumulation part (c, d) and the incised part (e, f)



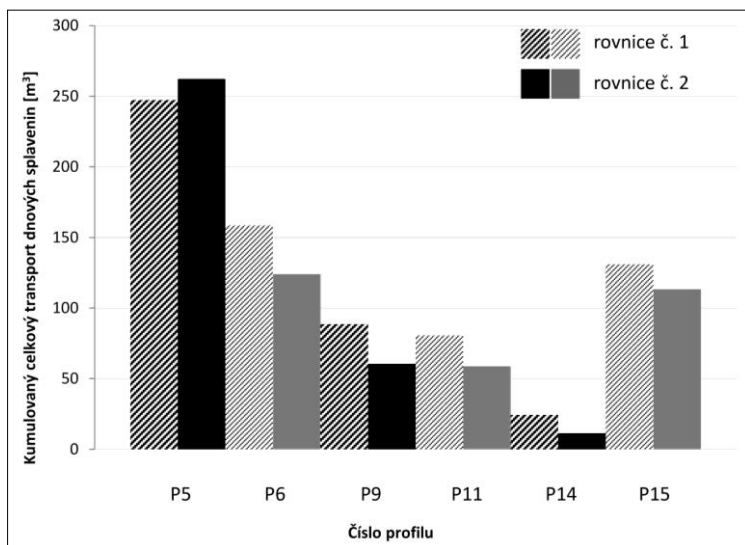
Obr. 3. Celkový transport dnových splavenin pro Q_{20} se vstupem sedigramů a kalibrací 1,2 pro vybrané profily

Fig. 3. Accumulated bedload transport for Q_{20} with sedigraphs and calibration parameter 1.2 for selected cross-sections



Obr. 4. Celkový transport dnových splavenin pro Q_{20} se vstupem sedigramů a kalibrací 1,5 pro vybrané profily

Fig. 4. Accumulated bedload transport for Q_{20} with sedigraphs and calibration parameter 1.5 for selected cross-sections



Tab. 1. Parametry částí studovaného úseku Lubiny
Fig. 1. Parameters of the studied part of the Lubina River

část	vzdálenost od počátku [m]	sklon [m.m ⁻¹]	průměrný sklon [m.m ⁻¹]	objem nátrží [m ³]	geomorfologický typ
1	0–385	0,05 –0,13	0,09	309,35	erozní (stržový)
2	386–761	0,04–0,08	0,05	54,04	akumulační
3	762–1014	0,03–0,07	0,04	91,92	erozní (zahloubený)

Tab. 2. Kombinace transportních rovnic č. 1 použita při výpočtu v modelu TOMSED (definice proměnných viz FRIEDL & CHIARI (2013))

Fig. 2. Combination of transport equations Nr. 1 which was used for calculation in the model TOMSED (definition of variable see FRIEDL & CHIARI (2013))

a	rychlost proudění	$v = k_{St} R^{0,67} S^{0,5}$
b	jednotkový průtok dnových splavenin	$q_b = 3,1 \left(\frac{d_{90}}{d_{30}} \right)^{0,2} (q - q_c) S^{1,5} (s-1)^{-1,5}$
c	kritický jednotkový průtok pro počátek pohybu dnových splavenin	$q_c = 0,065 (s-1)^{1,67} g^{0,5} d_{50}^{1,5} S^{-1,167}$
d	zrnitostní složka drsnosti vůči proudění	$\frac{n_r}{n_{tot}} = 0,092 S^{-0,35} \left(\frac{h}{d_{90}} \right)^{0,33}$
e	redukovaný energetický gradient koryta	$S_{red} = S \frac{n_r^a}{n_{tot}}$

Tab. 3: Kombinace transportních rovnic č. 2 použitá při výpočtu v modelu TOMSED (definice proměnných viz FRIEDL & CHIARI (2013))

Fig. 3: Combination of transport equations Nr. 2 which was used for calculation in the model TOMSED (definition of variable see FRIEDL & CHIARI (2013))

a	rychlost proudění	$v=2,5 \text{ (ghs)}^{0,5} (1-e^{\frac{-0,05h_m}{S^{0,5}d_{90}}})^{0,5} \ln \frac{12,3 h_m}{1,5d_{90}}$
b	bezrozměrný průtok dnových splavenin	$\Phi_b = \frac{3,1}{(s-1)^{0,5}} (\frac{d_{90}}{d_{30}})^{0,2} \theta^{0,5} (\theta - \theta_{cr}) Fr^1$
c	bezrozměrné (kritické) tečné napětí pro celé dno koryta	$\theta_{cr} = 0,15 S_{0,c}^{0,25}$
d	zrnitostní složka drsnosti vůči proudění	$\frac{n_r}{n_{tot}} = 0,092 S^{-0,35} (\frac{h}{d_{90}})^{0,33}$