

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



Disertační práce

**Batymetrický model vodního toku pro
potřeby hydrodynamického modelování**

**A river bathymetric model for
hydrodynamic modeling**

Autor: Luděk Bureš

Školitel: Ing. Radek Roub, Ph.D.

Praha 2019

„Mé Haničce“

„Prohlašuji, že jsem tuto práci vytvořil samostatně pod vedením Ing. Radka Rouba, Ph.D. Všechny literární a ostatní prameny použité při vzniku této práce jsou uvedeny v seznamu literatury.“

.....

Poděkování

Rád bych poděkoval všem, kdo přispěli ke vzniku této práce, všem kolegům na katedře a všem mým spoluautorům. Chtěl bych také poděkovat svému vedoucímu panu doktoru Radkovi Roubovi a panu profesoru Pavlovi Pechovi, kteří mě doprovázeli a podporovali po celou dobu mého studia. Speciální poděkování patří mé rodině a mé Haničce.

Experimentální část této disertační práce byla financována z následujících výzkumných projektů:

TA04020042 (Technologická agentura České Republiky)

VG3VS/229 (Ministerstvo vnitra České Republiky)

TJ01000132 (Technologická agentura České Republiky)

IGA/20164233 (Interní grantová agentura FŽP ČZU v Praze)

CZ.07.1.02/0.0/0.0/17_049/0000842 (Hlavní město Praha)

„Je otázka, co je pro vědce významnější, zda znalost faktů či fantazie.“

Albert Einstein

Obsah

1 Úvod	9
2 Cíle	11
3 Rešerše problematiky	12
3.1 Hydrodynamické modely	12
3.2 Zdroje topografických dat pro hydrodynamické modelování	15
3.3 Tvorba batymetrie	18
4 Přehled dílčích studií	20
4.1 Porovnání hydrodynamického modelu z dat DMR 5. generace a modelu z dat upravených pomocí nástroje CroSolver	21
4.2 Srovnání batymetrických zdrojů dat používaných v hydraulickém modelování povodní	25
4.3 Model říční batymetrie založený na topografii inundace	29
5 Výsledky práce	33
5.1 Porovnání hydrodynamického modelu z dat DMR 5. generace a modelu z dat upravených pomocí nástroje CroSolver	35
5.2 Srovnání batymetrických zdrojů dat používaných v hydraulickém modelování povodní	37
5.3 Model říční batymetrie založený na topografii inundace	38
6 Komentáře k výsledkům	39
7 Závěr	48
8 Navazující výzkum	50
Seznam literatury	51
Přílohy	62
A Životopis	62
B Dílčí studie	66

1 Úvod

Síla, rychlost nebo rozsah povodně nás vždy překvapí a zpravidla zastihne nepřipravené. Finanční následky bývají zdrcující, neznamenají však nic ve chvíli, kdy voda bere lidské životy.

Zabránit vzniku povodní zřejmě v lidských silách nikdy nebude. V současném stavu poznání se na ně však můžeme do jisté míry připravit. Pro tento účel budujeme různá technická opatření, povodňové plány nebo mapy povodňových rizik. Pro tvorbu těchto podkladů je nutné znát parametry dané povodňové vlny, její rozsah a ucelené informace o jejím průchodu daným územím. Parametry povodňové vlny, zejména pak kulminační průtok, bývají nejčastěji poskytovány výzkumnými nebo správními institucemi. Rozsah a dynamika průchodu povodňové vlny ovšem zpravidla známy nejsou.

Pro popis rozsahu a průchodu povodňové vlny daným územím lze úspěšně využít hydrodynamické modely. Modelem se rozumí zjednodušená reprezentace konkrétní části přírodního nebo člověkem formovaného světa. Tato reprezentace může reprodukovat některé z charakteristik popisovaného systému (Dooge, 1986). Matematický model má za úkol kvantitativní převedení pozorovaných vstupů na hledané výstupy pomocí soustavy matematických rovnic (Clarke, 1973). Do roku 1950 bylo matematické modelování v hydrologii a hydraulice, zejména kvůli snaze popsat hydrologické a hydraulické procesy analytickým způsobem, vázáno na teoretickou rovinu. Po roce 1950 se začíná klasická hydrologie a hydraulika propojovat s dynamicky se rozvíjejícími informačními technologiemi. Od této doby se začíná rozvíjet také hydroinformatika, která nabízí řešení diferenciálních rovnic metodami numerické matematiky (Abbott et al., 1991). V současné době jsou hydrologické a hydraulické matematické modely hojně využívány. K jejich přednostem patří syntetický popis hydrologického či hydraulického jevu. To nám umožňuje studovat a předpovídat jevy, které by byly v praxi jen obtížně sledovatelné (Beven, 2011).

Schopnost nejmodernějších hydrodynamických modelů předpovídat rozsah povodně je na velmi vysoké úrovni. Vstupem do modelů bývá především informace

o topografii terénu, příslušný návrhový průtok (Q_N) nebo průtok charakterizující popisovanou událost a informace o odporech povrchu vůči proudění vody (Warner et al., 2010).

2 Cíle

Cílem práce je nalézt vhodný a snadno dostupný zdroj batymetrických dat pro hydrodynamické modely. Tento cíl je rozdělen do několika dílčích cílů:

1. Zhodnotit použitelnost dat *DMR 5G* jako jednoho ze zdrojů batymetrických dat pro sestavování hydrodynamických modelů.
2. Zhodnocení kvality dostupných datových sad používaných pro přípravu digitálního modelu terénu vhodného pro hydrodynamické modelování.
3. Vytvoření říčního batymetrického modelu založeného na syntetických příčných profilech.

3 Rešerše problematiky

3.1 Hydrodynamické modely

Hydrodynamické modely lze řadit do skupiny deterministických fyzikálních modelů. Jsou využívány k popisu pohybu vody v korytě řeky, kanálu nebo potrubí. Popis je realizován na základě fyzikálních zákonů, jedná se o zákony zachování hmoty, energie a hybnosti. Popis těchto zákonů je proveden pomocí parciálních diferenciálních rovnic (Brunner, 2009). Popis pomocí parciálních diferenciálních rovnic pomáhá potlačit stochasticitu až na minimální úroveň. Přímé (analytické) řešení parciálních diferenciálních rovnic bývá nemožné, proto se zpravidla pro řešení parciálních diferenciálních rovnic používá především dvou numerických metod - metody konečných diferencí a metody konečných prvků (Valentová, 2001).

Základní podmínkou pro úspěšné sestavení hydrodynamického modelu je dostupnost dat popisujících povrch terénu v popisovaném území - topografická data. Velký důraz je kladen zejména na popis samotného koryta řeky (Saksena and Merwade, 2015; Bates and De Roo, 2000). Ať už přímo či nepřímo, vyžadují informace o topografii popisované lokality všechny skupiny využívaných modelů. Některé modely vyžadují jako vstup celistvý model terénu (2D a 3D hydraulické modely a některé hydrologické modely), jiné pouze informace z něj odvozené (1D hydraulické modely a většina hydrologických modelů).

1D model

1D modely se používají ke stanovení výšky hladiny a střední svislicové rychlosti v jednotlivých příčných profilech. Koryto toku je zde schematizováno polohou vhodně rozmístěných příčných profilů. Příčnými profily je tok rozdělen na uniformní úseky. Jsou to případy říčních koryt i s přilehlým inundačním územím, které mají pravidelný, ne příliš členitý tvar. 1D modely lze počítat ustálené i neustálené proudění. Popis je realizován na základě Saint-Venantových rovnic. Popis odvození Saint-Venantových pohybových rovnic lze dohledat v práci Crossley (1999). Výhoda 1D modelů spočívá v relativně snadné dostupnosti dat. Výpo-

četní nároky jsou poměrně malé a samotný výpočet je rychlý. Proto s nimi lze schematizovat celé říční síť (Brunner, 2009).

1D model ustáleného režimu proudění lze vyjádřit následující soustavou rovnic:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial(h\bar{U})^2}{\partial x} + gh\frac{\partial h}{\partial x} + ghJ_E = ghJ_0 \quad (1)$$

$$Q = A\bar{U}$$

kde h [m] je hloubka vody, $A(h)[m^2]$ průtočná plocha určená hloubkou vody h , $g[m.s^{-2}]$ je gravitační zrychlení, J_E je sklon čáry energie, J_0 je sklon dna, Q je průtok [$m^3.s^{-1}$], $\bar{U}[m.s^{-1}]$ je střední svislicová rychlost a $x[m]$ je vzdálenost s osou x .

Pro stanovení střední svislicové rychlosti je použito Chézyho vztahu:

$$\bar{U} = C\sqrt{RJ_E}$$

$$C = \frac{1}{n}R^{\frac{1}{6}} \quad (2)$$

$$J_E = \bar{U}^2 n^2 h^{-\frac{3}{4}}$$

kde $R[m]$ je hydraulický poloměr, n je Manningův součinitel drsnosti a $h[m]$ je hloubka.

Speciální obdobou 1D modelů bývají 1D+ (nazývané též quasi-2D nebo 1,5D) modely. Ty bývají využívány tam, kde 1D popis nedostatečně reprezentuje reálné dění. Takovou situací je modelování záplavového území, ve kterém se nachází systém příkopů. Kromě proudění v samotném vodním toku bývá model rozšířen o postranní kanály, které vzniknou zatopením příkopů v zátopovém území. Tyto kanály jsou dotovány vodou z koryta řeky, a pohyb vody v nich je řízen aktuální výškou hladiny v hlavním toku. Sestavení tohoto modelu je zpravidla

velmi náročné a mění se tím i podstata popisu záplavového území (Lin et al., 2006).

2D model

2D modely mají využití v místech, kde již nestačí popis 1D modelem. Jedná se o situace, kdy dochází ke změně proudového pole následkem například výstavby nového objektu (Valentová, 2006).

2D modely se používají pro detailní popis toku s volnou hladinou. Jsou ale výpočetně dražší než 1D modely a méně flexibilní při řešení sítí kanálů a vodních staveb. Se snadnější dostupností dat jejich použití vzrůstá.

Hydraulické charakteristiky jsou zde počítány v elementech rozprostřené horizontální výpočetní sítě. Elementy bývají zpravidla uzly, nebo oka výpočetní sítě. V každém elementu je počítána výslednice velikosti a směru rychlosti a výška hladiny. Geometrie toku je zde zadávána kompletním modelem terénu. Výhodou 2D modelu je detailní popis sledované oblasti, ve které se nachází velké množství překážek přímo ovlivňujících proudové pole. Nevýhodou jsou obecně větší nároky na vstupní data a nárůst výpočetního času (Lin et al., 2006; Di Baldassarre et al., 2010).

2D model ustáleného režimu proudění je vyjadřován soustavou Reynoldsových rovnic. Jedná se o 2 pohybové rovnice se složkami rychlosti U a V 3 a rovnicí kontinuity 4 :

$$\frac{\partial}{\partial x} = (hU^2 + \frac{1}{2}gh^2) + \frac{\partial}{\partial y}(hUV) + gh\frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{1}{\rho}(\tau_{bx} - \frac{\partial(h\tau_{xx})}{\partial x} - \frac{\partial(h\tau_{xy})}{\partial y}) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} = (hUV) + \frac{\partial}{\partial y}(hV^2 + \frac{1}{2}gh^2) + gh\frac{\partial z_b}{\partial y} + \frac{1}{\rho}(\tau_{by} - \frac{\partial(h\tau_{xy})}{\partial x} - \frac{\partial(h\tau_{yy})}{\partial y}) = 0$$

$$\frac{\partial(hU)}{\partial x} + \frac{\partial(hV)}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

kde $U, V[m.s^{-1}]$ jsou složky vektoru svislicové rychlosti, $h[m]$ je hloubka vody, $g[m.s^{-2}]$ je gravitační zrychlení, $\rho[kg.m^{-3}]$ je hustota kapaliny, $\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy}$, jsou

napětí způsobená turbulencí, τ_{bx} , τ_{by} , jsou smyková napětí na dně koryta ve směru os x a y a z_b je kvóta dna. Při řešení 2D úloh bývá zpravidla zanedbáván model turbulence, který se vyskytuje jen u vířivého proudění.

3D model

3D modely jsou využívány při popisu prostorového proudění. Výpočet je proveden v elementech trojrozměrné výpočetní sítě. Vektor rychlosti v elementu je doplněn o vertikální složku. Výpočet bývá prováděn na základě Navier-Stokesových rovnic, vyjadřujících zákon zachování hybnosti, a rovnice kontinuity, vyjadřující zákon zachování hmoty.

Numerickou metodou využívanou při 3D modelování je metoda konečných objemů. Smyslem této metody je rozdělení výpočetní oblasti do menších podoblastí - tzv. kontrolních objemů. Velikost kontrolních objemů nemusí být nutně stejná jako velikost mřížky výpočetní sítě. Na každý kontrolní objem je pak aplikován systém výchozích rovnic zvlášť (Chen et al., 2003).

Takovéto modely se využívají pro stanovení vymílacích rychlostí u pat mostních pilířů nebo jiných konstrukcí. Nároky na vstupní data jsou shodné s 2D modely. Výpočetní nároky se opět zvyšují, což jejich využití limituje pouze na popisy konkrétních detailních situací.

3.2 Zdroje topografických dat pro hydrodynamické modelování

Nejdůležitějšími daty pro hydrodynamické a významnými pro hydrologické modelování jsou topografická data (Horritt et al., 2006a). Ať už přímo či nepřímě, vyžadují informace o topografii popisované lokality všechny skupiny hydrodynamických modelů. Některé modely vyžadují jako vstup přímo model terénu (2D a 3D hydrodynamické modely a některé hydrologické modely), jiné pouze informace z něj odvozené (1D hydrodynamické modely a většina hydrologických modelů). Informace o topografii lze získat různými technikami zaměření (Schwen-

del et al., 2012; Allouis et al., 2010).

Geodetické zaměření

Geodetické zaměření je nejčastěji prováděno za pomoci totální stanice. Jedná se momentálně o nejpřesnější zdroj dat. Přesnost takto získaných dat se pohybuje v řádu centimetrů. Nevýhodou je ovšem časová a finanční náročnost pořízení dat. Finanční i časová náročnost se zvyšuje s rozsahem zaměřovaného území (Roub et al., 2012b).

Letecká fotogrammetrie

Leteckou fotogrammetrii lze rozdělit na jednosnímkovou a dvousnímkovou. Při jednosnímkové fotogrammetrii se pracuje pouze s jedním snímkem zájmové lokality, a proto lze ze snímku určit pouze rovinné souřadnice. Při dvousnímkové fotogrammetrii (stereofotogrammetrii) je snímek zájmové oblasti pořízen dvakrát, vždy z jiného úhlu. Díky tomu je možné získat souřadnice prostorové (Campbell and Wynne, 2011).

Z hlediska modelování povodňových událostí nachází letecká fotogrammetrie uplatnění při výškovém mapování přilehlého inundačního území. Přesnost fotogrammetrického podkladu se pohybuje v řádech $cm - dm$ (Baltsavias, 1999). Pro určování batymetrie touto metodou je nutné v čase pořízení snímků provést terénní měření hloubek. To slouží po pozdější kalibraci barevné škály hloubek (Legleiter et al., 2002; Marcus et al., 2002; Gilvear et al., 2004). Problémy způsobující chyby v určování hloubek mohou být stíny na hladině, odraz slunečních paprsků od hladiny nebo vysoká turbidita vody (Marcus and Fonstad, 2008).

Sonarové technologie

SoNAR (SOund Navigation And Ranging) je systém, který využívá akustických vln k detekci a lokalizaci ponořených objektů a nebo k měření vzdálenosti dna. V současnosti jsou používány sonary v několika modifikacích. Zá-

kladní variantou je jednopaprscitý SoNAR (echolot) využívající paprsku tvaru kuželu (Vermeyen, 2006). Odraz paprsku ode dna je zpětně zachycen a zpracován v měřicím zařízení. Z doby návratu paprsku je určena vzdálenost dna a zařízení. Existují i sonary s více paprsky, jejichž výhodou je širší záběr a rychlejší mapování dna (Rogala, 1999). Speciálními případy jsou pak Acoustic Doppler Current Profiler (*ADCP*) přístroje, které mohou kromě hloubky měřit i rychlost proudění vody (SonTek/YSI, 2010).

LIDAR

Technologie LiDAR (Light Detection And Ranging) je metoda založená na skenování povrchu terénu laserovým paprskem. Zařízení vysílající a přijímající paprsek bývá nejčastěji umístěno na palubě malého letadla nebo vrtulníku. Skenovací aparatura se zpravidla skládá z laserové jednotky, scanneru, kontrolní jednotky (velmi přesné hodiny), navigační jednotky (IMU - Internal Measurement Unit) a jednotky *GPS* (*DGPS*). Emitorem laserového záření bývají pevnolátkové rubínové nebo Nd:YAG lasery (Hilldale and Raff, 2008). Použity mohou být i lasery diodové. Výhodou diodových laserů je možnost změny vlnové délky. Nevýhodou je poté nižší výkon oproti pevnolátkovým laserům. Volba typu laseru se řídí výkonem laseru a jeho vlnovou délkou (Dolanský, 2004; Baltsavias, 1999).

Nejčastěji používaná vlnová délka bývá 1064 nm , což je délka blízká infračervenému záření. Je ovšem známo, že infračervené záření je vodní hladinou téměř zcela pohlcováno. Z tohoto důvodu se lasery hodí pro vymezení vodní hladiny či inundačního území. Hladina se při použití laserů s vlnovou délkou blízkou infračervenému záření bude jevit jako plocha s velmi malým množstvím bodů (Uhlířová and Zbořil, 2009).

Pro tvorbu kompletního modelu terénu se používají skenovací jednotky, které obsahují 2 lasery o různých vlnových délkách. Nejčastěji se jedná o kombinaci infračerveného paprsku a modro-zeleného paprsku (zhruba 550 nm). Tato technologie bývá nazývána jako DIAL (Differential Absorption Laser) nebo DOUBLE LiDAR (Irish and Lillycrop, 1999). Mezi nejznámější systémy využívající této te-

chologie patří SHOAL (Bailly et al., 2010), EEARL (McKean et al., 2009) nebo RIEGL (Nayegandhi et al., 2009), které byly s úspěchem použity pro zaměření řek i vodních nádrží (Mandlbürger et al., 2011). Obecná využitelnost této metody v praxi je ovšem diskutabilní. Hlavním nedostatkem je nízká prostupnost laserového paprsku do větších hloubek v případě vody s vysokou turbiditou (Kinzel et al., 2007). Udává se, že maximální dosah paprsku se v takových případech rovná 1,5 - 2 násobnu Secchiho hloubky (Skinner, 2011). V ČR se tato technologie i z důvodu vysoké pořizovací ceny běžně nepoužívá.

3.3 Tvorba batymetrie

Batymetrické mapy znázorňují terén ležící pod vodní hladinou. Říční batymetrie (topografie dna) hraje zásadní roli v numerickém modelování hydrodynamiky, sediment transportu, ekologie a geomorfologie (Merwade et al., 2008). Přesnost těchto modelů významně ovlivňuje výsledky samotných aplikací (Saksena and Merwade, 2015). Speciálně 2D a 3D numerické simulace vyžadují přesný batymetrický model (Bates and De Roo, 2000; Horritt and Bates, 2001; Sanders, 2007). Techniky současné tvorby batymetrických modelů je možné rozdělit do dvou hlavních skupin, které využívají odlišný typ zdrojového datasetu: (1) tvorba batymetrie na základě diskretních hloubkových bodů rozmístěných nepravidelně v korytě řeky (Merwade et al., 2008; Hildale and Raff, 2008) a (2) tvorba batymetrie na základě příčných profilů (Schaepfi et al., 2010; Caviedes-Voullieme et al., 2014). Oba tyto principy později využívají interpolačních metod pro tvorbu výsledného modelu batymetrie (Merwade, 2009). Běžně jsou využívány interpolační metody jako: IDW (Inverse Distance Weighting), NN (Nearest Neighbor), Krigging (ordinar, universal), Spline a DT (Delaunay Triangulation) (Panhalakr and Jarag, 2016).

Přístup tvorby modelů batymetrie na základě diskretních hloubkových bodů je citlivý na volbu interpolační metody (Chiles and Delfiner, 2009) a hustotu batymetrických bodů v datovém souboru (Merwade et al., 2006). Požadavek dostatečné hustoty datového souboru je základním předpokladem tohoto přístupu. Data jsou nejčastěji pořizována sonary vybavenými GPS, totální stanicí

s GPS nebo metodou LLS. Pro tvorbu modelu terénu bývají voleny klasické prostorové interpolační metody (Glenn et al., 2016; Jha et al., 2013; Schwendel et al., 2012). Při nízké hustotě datového souboru dochází při použití klasických interpolačních metod ke zkreslení výsledného modelu terénu. Toto zkreslení je způsobeno vysokou mírou anizotropie v korytě řeky (Merwade et al., 2006). Některé práce upravují klasické interpolační metody a vnášejí do nich prostorovou anizotropii (Merwade et al., 2006; Legleiter and Kyriakidis, 2008).

Při tvorbě batymetrického modelu vytvořeného na základě příčných profilů se zpravidla nepoužívá přímé aplikace interpolačních metod. Důvodem je nehomogenní rozmístění zdrojových dat. Namísto toho dojde nejprve k interpolaci mezi jednotlivými profily po směru toku. Dojde tak k vytvoření batymetrické bodové sítě mezi profily (Merwade et al., 2008). Interpolační mechanismy použité pro konstrukci nových bodů, které tvoří tuto síť, mohou (Caviedes-Voullieme et al., 2014; Castilla-Rho et al., 2014), nebo nemusí (Merwade et al., 2008; Schaeppi et al., 2010; Vetter et al., 2011) respektovat osu toku. Po vytvoření sítě dojde k doplnění výškové informace v nově vzniklých bodech sítě. Pro toto doplnění je nejvhodnější použít lineární interpolaci (Chen and Liu, 2017). Po vytvoření sítě následně dojde k vytvoření batymetrického modelu za využití běžných interpolačních metod. Výhodou batymetrického modelu vytvořeného z individuálních profilů je menší náročnost na objem použitých dat. Proto je možné tuto metodu využívat pro tvorbu batymetrie dlouhých říčních úseků.

Při tvorbě batymetrických modelů se za účelem zpřesnění výsledného modelu často používá tvarových charakteristik příčných profilů (Merwade, 2009). Pro matematický popis těchto tvarových charakteristik může být využito parabolických nebo polynomiálních křivek (James, 1996) (Deutsch and Wang, 1996). Pro nejlepší znázornění příčného profilu je nezbytné nalézt numerické parametry fitovaných křivek (Legleiter and Kyriakidis, 2008). Tyto parametry je možné určit pomocí optimalizačních metod (Suganthan, 1999; Das and Suganthan, 2010; Maca and Pech, 2015). Jinou možností pro nalezení těchto parametrů založených na entropii představuje ve své práci Moramarco et al. (2013).

4 Přehled dílčích studií

Tato práce je tvořena třemi samostatnými studii obsahujícími komentář. Tématem práce je posouzení vhodnosti různých zdrojů topografických dat pro schematizaci říčního koryta a jejich vliv na výsledky hydrodynamického modelování. V této kapitole je stručně představen cíl, metodika a závěr každé dílčí studie.

4.1 Porovnání hydrodynamického modelu z dat DMR 5. generace a modelu z dat upravených pomocí nástroje CroSolver

(Comparing a hydrodynamic model from fifth generation DTM data and model from data modified by means CroSolver tool)

Cíle studie

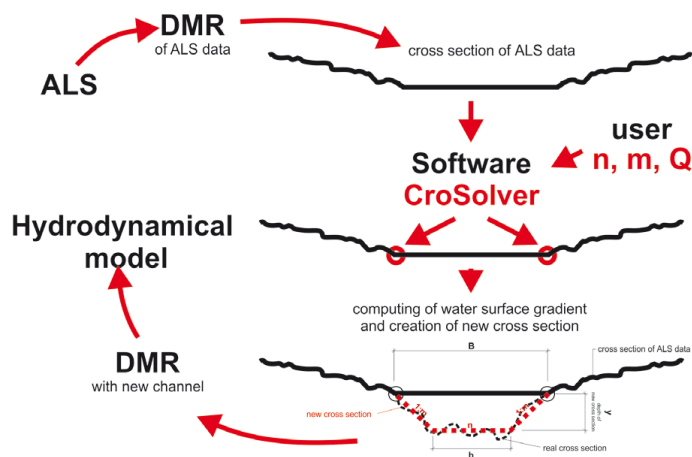
Cílem této studie bylo zhodnocení potenciálu digitálního modelu terénu (*DMT*) vytvořeného z dat *DMR 5G* jako topografického vstupu pro hydrodynamické modelování. Studie byla zaměřena zejména na schopnost dat *DMR 5G* popsat prostor říčního koryta. Vedlejším cílem studie bylo také posouzení citlivosti hydrodynamického modelování na různé způsoby schematizace říčního koryta a stanovení rozdílů mezi jednotlivými datovými sadami.

Metodika

První sadu tvoří data *DMR 5G* pořízená metodou leteckého laserového skenování za použití infračerveného laserového paprsku s vlnovou délkou 1064 nm. Vertikální přesnost této technologie je ± 0.18 m v otevřeném terénu a ± 0.3 m v zalesněném terénu (Brazdil et al., 2012). Druhá sada vznikla na základě dat *DMR 5G*, která byla modifikována v oblasti říčního koryta za pomoci softwaru CroSolver tool.

CroSolver tool (Roub et al., 2012a) je softwarový prostředek umožňující transformaci dat (např. *DMR 5G*) v dané oblasti zájmu (např. říční koryto). Samotná transformace dat je založena na vhodném rozmístění příčných profilů v prostoru říčního koryta. Na koncích těchto profilů je vyhledán bod z datové sady *DMR 5G* s nejnižší nadmořskou výškou. Tento bod je poté prohlášen za nadmořskou výšku hladiny v daném profilu. Poté je od této výšky "zahloubeno" nové říční koryto. Míra zahloubení je závislá na zvolené schematizaci koryta (lichoběžník, obdélník)

a vstupních parametrech pro zahloubení (n , m , Q). Samotná hloubka je pak identifikována na základě Chézyho rovnice. Výsledkem je nově získaná bodová sada reprezentující batymetrii koryta. Základní schéma softwaru CroSolver tool je na obrázku 1.



Obrázek 1: Základní schéma softwaru *CroSolvtool*.

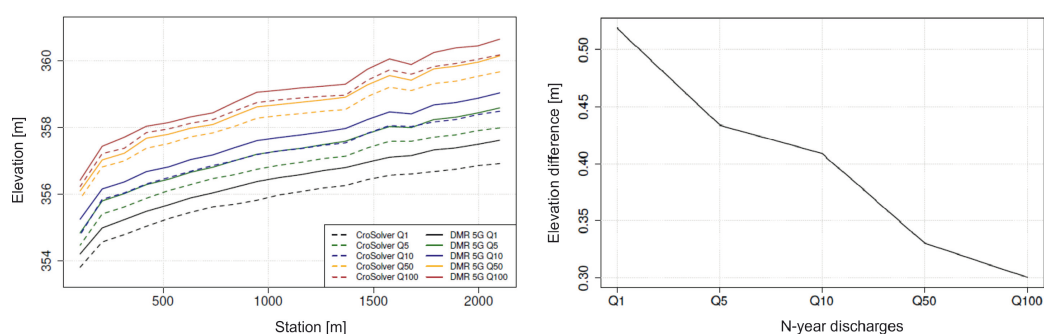
Z obou zdrojových datových sad byly následně v prostředí ArcGIS vytvořeny *TIN* (triangulated irregular network) modely terénu. Z dat *DMR 5G* byl vytvořen základní model terénu (*DMR 5G*). Batymetrie získaná softwarem *CroSolver tool* byla sloučena s originálními daty *DMR 5G* a následně byl vytvořen model terénu s upravenou batymetrií v korytě řeky (*Cro Solver*). Z těchto dvou modelů terénu byly za pomoci extenze *HEC – GeoRAS Ackerman (2005)* extrahovány dvě geometrické sady pro hydrodynamický model *HEC – RAS*. Geometrické sady byly v podstatě identické (rozmístění, počet a rozsah příčných profilů), jediným rozdílem byla změna průběhu každého profilu v místě koryta řeky (v úseku "zahloubení").

Pro možnost porovnání vlivu rozdílné batymetrie byly hydrodynamické modely sestaveny jako identické, s výjimkou použití rozdílných modelů terénu jako zdroje topografických dat. Ostatní parametry modelu (Manningova drsnost, okrajové podmínky) byly totožné.

Výsledky a závěr

Porovnávanými parametry byly: poloha hladiny, plocha průtočného průřezu a šířka hladiny. Porovnání těchto parametrů bylo provedeno pro příslušné návrhové průtoky Q_N pro $N = 1, 5, 10, 50, 100$. Obecně lze říci, že model *DMR 5G* výsledky nadhodnocuje oproti modelu CroSolver.

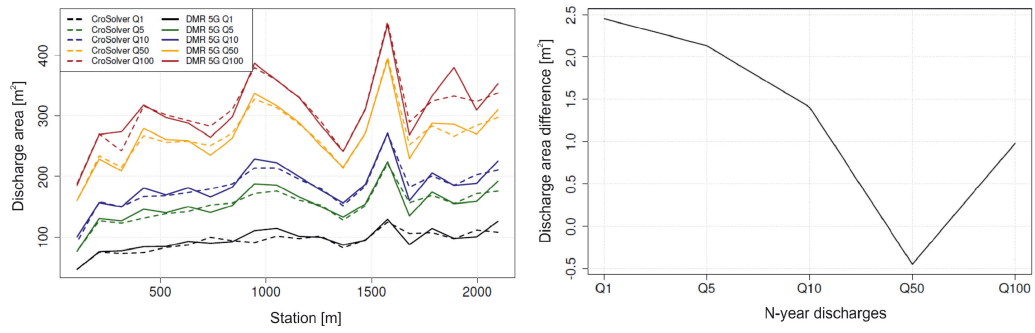
Při porovnání poloh hladin bylo zjištěno, že největších rozdílů bylo dosaženo u průtoků s nižší periodicitou opakování. Naopak nejnižší rozdíly byly stanoveny u průtoků s vysokou periodicitou opakování.



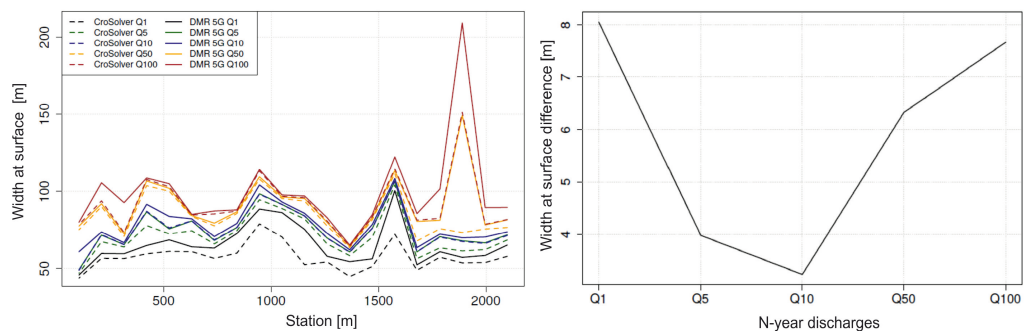
Obrázek 2: Porovnání výšek hladin v podélném profilu a průměrná chyba poloh hladiny pro jednotlivé návrhové průtoky.

Porovnání ploch průtočných průřezů na obrázku 3 opět ukazuje, že větší chyby bylo dosaženo u menších návrhových průtoků a menší chyby u větších návrhových průtoků. Nicméně tento trend zde není tolik viditelný. Propad rozdílové křivky v obrázku 3 pro hodnotu Q_{50} byl způsoben místními specifickými topografickými podmínkami.

Porovnání šířek v hladině nevykazuje žádný trend, nicméně v některých případech docházelo k významnému nadhodnocení v případě použití dat *DMR 5G*. Z obrázku 4 je patrné, že ve staničení 1900 průtok Q_{50} u dat z modelu *DMR 5G* má stejnou šířku rozlivu jako průtok Q_{100} z modelu CroSolver.



Obrázek 3: Porovnání průtočných ploch v podélném profilu a průměrná chyba průtočných ploch pro jednotlivé návrhové průtoky.



Obrázek 4: Porovnání šířek hladin v podélném profilu a průměrná chyba šířek hladiny pro jednotlivé návrhové průtoky.

4.2 Srovnání batymetrických zdrojů dat používaných v hydraulickém modelování povodní

(Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods)

Cíle studie

Cílem této studie bylo srovnání několika dostupných zdrojů batymetrických dat používaných pro hydrodynamické modelování povodní. Studie sledovala několik dílčích cílů. Hodnoceny byly: (a) schopnost jednotlivých datových zdrojů reprezentovat reálnou batymetrii říčního koryta; (b) vliv rozdílné batymetrie na výsledky hydrodynamického modelování; (c) použitelnost jednotlivých datových sad v závislosti na jejich dostupnosti, jejich fyzických omezeních a požadavcích na kvalitu výstupu.

Metodika

Zájmovým územím byl úsek řeky Vltavy v okolí města České Budějovice. Délka studovaného úseku byla 2.75 km. Průměrná hloubka úseku byla 3 m a šířka se pohybovala mezi 26.2 - 77.4 m. Průměrný roční průtok je 27.6 m³/s.

Celkem bylo porovnáváno 5 datových sad, z nichž byly vytvořeny *DMT* popisující říční koryto a přilehlou inundaci. Společné rozlišení *DMT* bylo 0.5 m. Model *ALS1* byl vytvořen z dat *DMR 5G 4.1*. Model *ALS2* byl vytvořen z dat pořízených technologií *DIAL*. Pro sběr dat bylo použito zařízení Riegl VQ-880G, jehož horizontální přesnost je ± 0.025 m. Toto zařízení používá kombinaci dvou laserových paprsků. Pro batymetrická měření byl použit modrozelený paprsek (560 nm) a pro terestrická měření infračervený paprsek (1064 nm) (RIEGL, 2017). Model *CRO* byl vytvořen na základě dat *DMR 5G 4.1* a jejich softwarové úpravy v prostoru říčního koryta pomocí softwaru CroSolver tool 4.1. Model *ADP* kombinoval data *DMR 5G 4.1*, pro popis inundace s daty pořízenými technologií *ADCP*, pro popis říčního koryta. Konkrétně bylo využito měřicí zařízení River Surveyor M9.

Posledním porovnávaným modelem byl model *PVL*. Model *PVL* byl vytvořen na základě dat měřených sonarovým zařízením Meridata ty MD 500. Vertikální přesnost tohoto zařízení je ± 0.01 m (Meneses et al., 2017). Tato data byla poskytnuta ve formě izobát. Pro popis inundace bylo opět využito dat *DMR 5G 4.1*. Souhrnné informace o porovnávaných modelech terénu jsou uvedeny v tabulce 1.

Tabulka 1: Přehled *DMT* použitých jako topografických vstupů.

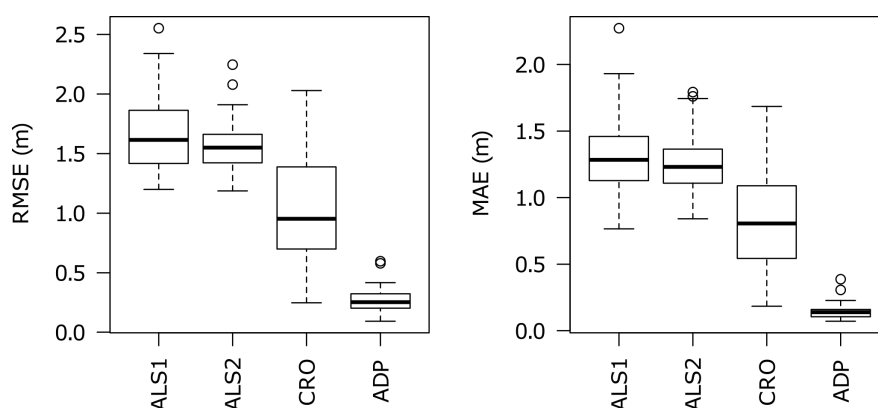
Název modelu	Topografická data	Batymetrická data	Rozlišení (m)
ALS1	LiDAR	LiDAR	0.5
ALS2	DIAL	DIAL	0.5
CRO	LiDAR	software	0.5
ADP	LiDAR	ADCP	0.5
PVL	LiDAR	izobáty	0.5

Kvalita *DMT* byla hodnocena na základě porovnání průměrných hodnot vertikálních rozdílů mezi jednotlivými *DMT* a referenčním *DMT*. Model *PVL* byl vzhledem k nejvyšší (a zároveň garantované) přesnosti zdrojových dat vybrán jako referenční. Pro hodnocení kvality *DMT* bylo použito dvou přístupů: (a) porovnání příčných průřezů; (b) porovnání v ose toku. Pro porovnání příčných průřezů bylo použito 30 náhodných řezů. Všechny porovnávané řezy byly extrahovány z příslušných modelů terénu. Pro hodnocení vertikálních rozdílů bylo použito střední kvadratické chyby (*RMSE*) a průměrná absolutní chyby (*MAE*).

Pro vyhodnocení vlivu různých zdrojů topografických dat na výsledky hydrodynamického modelování byl využit 1D model *HEC – RAS* (Brunner, 2009). Pro každý z pěti modelů terénu byl sestaven vlastní hydrodynamický model. Pro sestavení výpočetní geometrie bylo použito 41 příčných profilů. Hydrodynamické modely se navzájem lišily pouze zdrojem topografických dat. Ostatní parametry byly zadány identicky. Každý hydrodynamický model byl nastaven na 6 simulací odpovídajících vybraným návrhovým průtokům Q_N pro $N = 1, 5, 10, 50, 100$ a jako doplňkový byl zvolen průtok Q_a (a = průměrný roční průtok). Všechny výpočty byly provedeny za podmínek ustáleného režimu proudění. Z výsledků hydrodynamických modelů byly nadále hodnoceny výšky hladin v jednotlivých příčných profilech a rozsahy zátopových oblastí.

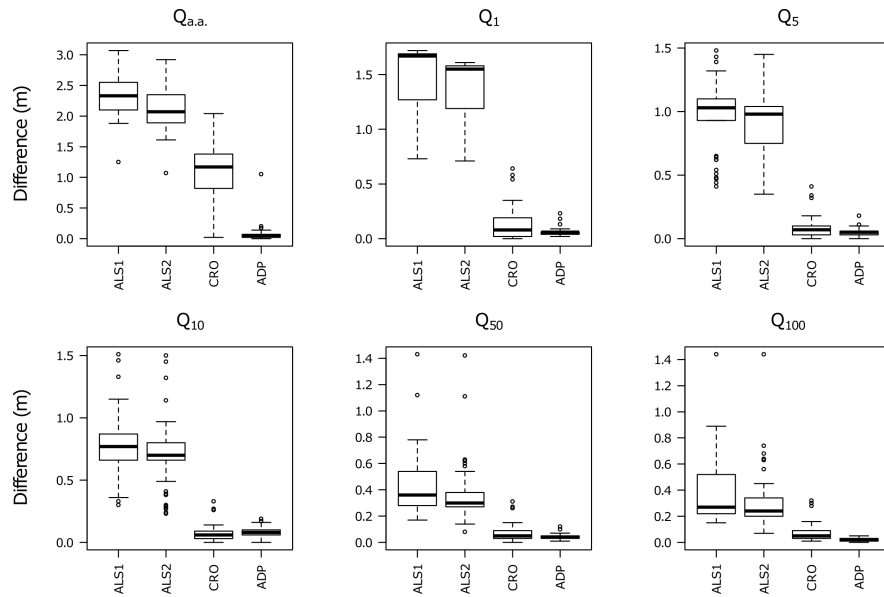
Výsledky a závěr

Při porovnání kvality *DMT* bylo zjištěno, že modely terénu založené na LiDARových datech (*ALS1*, *ALS2*) mohou vykazovat vysokou míru nespolehlivosti ve schematizaci říční batymetrie. Zejména u technologie DIAL to poukazuje na omezení v obecném používání této technologie jako zdroje batymetrických dat. Dobrých výsledků dosáhl softwarově upravený model. Nejlepší shody bylo dle očekávání dosaženo při zaměření sonarovými technologiemi.



Obrázek 5: Porovnání vertikálních rozdílů při hodnocení příčných průřezů. *ALS1* - LiDAR, *ALS2* - DIAL, *CRO* - CroSolver, *ADP* - ADCP.

Také při hodnocení výsledků hydrodynamického modelování vykazovaly LiDARové modely (*ALS1*, *ALS2*) vysokou míru nespolehlivosti. Dobrých výsledků bylo dosaženo u modelu se softwarově zahloubeným korytem, který produkoval výrazně lepší výsledky (s výjimkou nízkých průtoků) než při samotném hodnocení kvality *DMT*. Nejlepších výsledků bylo opět dosaženo při fyzickém zaměření.



Obrázek 6: Variabilita absolutní chyby při hodnocení nadmořských výšek hladin produkovaných hydrodynamickým modelem. *ALS1* - LiDAR, *ALS2* - DIAL, *CRO* - CroSolver, *ADP* - ADCP.

Závěry naznačují, že využití LiDARových technologií s sebou nese výrazná omezení v podobě kvality batymetrické schematizace, která může limitovat jejich využití. Bylo prokázáno, že softwarová úprava dat má kladný vliv na výsledky hydrodynamického modelování. To naznačuje možné uplatnění matematického modelování při tvorbě levných, ale přesto dostatečně přesných, batymetrických modelů určených právě pro modelování povodní. Obecně lze říci, že fyzická měření (v našem případě SoNARové technologie) stále poskytují nejpreciznější batymetrická data. Přesnost takto získaných dat ovšem často bývá vykoupena cenovou a časovou náročností jejich pořízení.

4.3 Model říční batymetrie založený na topografii inundace

(River Bathymetry Model Based on Floodplain Topography)

Cíl studie

Cílem studie je představení nově navrženého batymetrického modelu, který je založen na topografii zátopového území. Dílčími cíli jsou: (a) zhodnocení schopnosti modelu schematizovat reálnou říční batymetrii; (b) porovnání metod pro odhad parametrů modelu; (c) porovnání nově navrženého modelu s jiným, již existujícím modelem; (d) praktická aplikace modelu na případové studii.

Metodika

Zájmovým územím byl 1.75 km dlouhý úsek řeky Otavy v blízkosti města Písek. Průměrná hloubka zvoleného říčního úseku kolísala okolo 1 m a šířka se pohybovala mezi 22.8 - 52.7 m. Průměrný roční průtok je 23.4 m³/s.

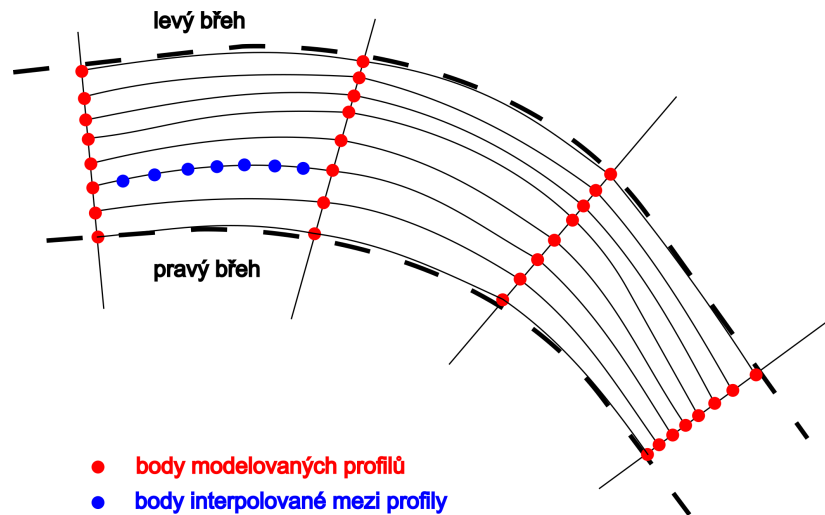
Základem nově navrženého batymetrického modelu je matematický odhad tvaru příčných průřezů v místech definovaných uživatelem. Počet průřezů a jejich rozmístění definuje rozsah modelované oblasti. Model příčných profilů je definován jako:

$$z(d) = m_1 m_2 d^{m_1 - 1} (1 - d^{m_1})^{m_2 - 1}, \quad (5)$$

kde, $z(d)$ je normalizovaná hloubka vody ve vzdálenosti d od břehové linie, m_1 a m_2 jsou parametry matematického modelu příčného profilu.

Pro vytvoření batymetrické sítě bylo využito metody podélné interpolace mezi příčnými profily 7, která byla založena na polynomické funkci (Caviedes-Voullieme et al., 2014). Z této sítě byl vytvořen model 3D batymetrie modelovaného říčního úseku.

Pro odhad příčných profilů bylo nezbytné identifikovat parametry batymetrického modelu (m_1 a m_2). Proto bylo v zájmovém území zaměřeno 375 příčných profilů, které byly analyzovány za účelem odhadu nejvhodnějších parametrů



Obrázek 7: Schéma znázorňující proces interpolace mezi příčnými profily.

batymetrického modelu (Storn and Price, 1997). Tato sada profilů sloužila k identifikaci závislosti mezi hledanými parametry a topografickými charakteristikami zátopového území (Zevenbergen and Thorne, 1987). Pro odhad této závislosti bylo testováno několik regresních metod (Pinheiro and Bates, 2006; Breiman, 2001). Hledané parametry m_1 a m_2 byly posléze odhadovány nejlepší z regresních metod. Zdrojem topografických charakteristik zájmového území byl rastrový model terénu vytvořený z dat *DMR 5G 4.1*.

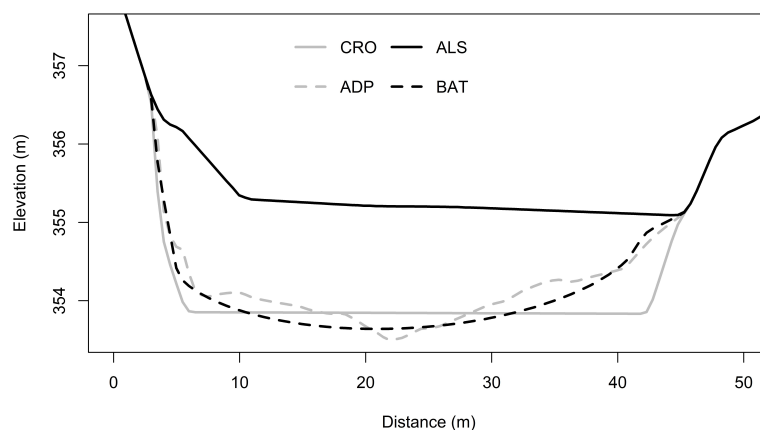
Po vytvoření batymetrického modelu došlo k jeho spojení s daty *DMR 5G*, které byly využity pro popis okolí říčního koryta. Kvalita *DMT* byla porovnávána se zaměřenými daty (*ADP*), jiným modelem pro tvorbu říční batmetrie (*CRO*) (Roub et al., 2012a) a LiDARovými daty (*ALS*) 4.1. Model *ADP* byl vzhledem k přesnosti zdrojových dat zvolen jako referenční. Pro hodnocení kvality *DMT* byla porovnána: (a) kvalita batymetrické schematizace v prostoru celého koryta toku (porovnání rastrů); (b) porovnání v ose toku. Pro hodnocení těchto rozdílů byly použity statistiky *RMSE* a *MAE*.

Pro stanovení vlivu batymetrického modelu na výsledky hydrodynamického modelování byl využit 2D model *HEC – RAS* (Brunner, 2016). Pro každý ze čtyř modelů terénu byl sestaven vlastní hydrodynamický model. Hydrodynamické modely se navzájem lišily pouze zdrojem batymetrických dat. Ostatní parametry byly zadány identicky. Každý hydrodynamický model byl nastaven na 6 simulací

odpovídajících vybraným návrhovým průtokům Q_N pro $N = 1, 10, 100$ a jako doplňkový byl zvolen průtok Q_a ($a =$ průměrný roční průtok). Všechny výpočty byly provedeny do ustálené hodnoty daného návrhového průtoky. Z výsledků hydrodynamických modelů byl hodnocen: (a) rozdíl ve výšce hladiny (v prostoru celého koryta); (b) rozdíl v rozsahu zátopové oblasti.

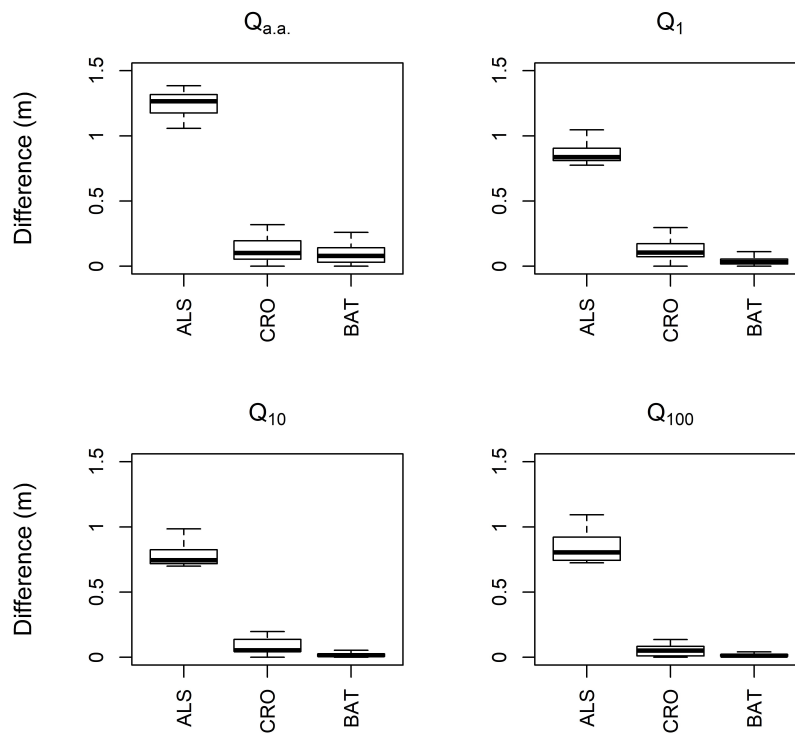
Výsledky a závěr

V této práci byl představen nový batymetrický model říčního koryta. Při hledání nejlepší regresní metody pro odhad parametrů batymetrického modelu byly nejlepší výsledky poskytovány metodou RandomForrest. Nově navržený model překonal svého soupeře (CroSolver model) zejména ve schopnosti tvarové reprezentace reálného říčního koryta 8.



Obrázek 8: Schopnost porovnávaných metod popsat příčný profil. *CRO* - CroSolver, *BAT* - navržený model, *ALS* - LiDAR, *ADP* - ADCP.

Z výsledků dosažených při hydrodynamickém modelování je patrné, že při nízkých průtocích modely *BAT* a *CRO* poskytují srovnatelné výsledky. Se vzrůstajícím průtokem model *BAT* vykazuje větší míru shody s výsledky dosaženými při použití fyzického zaměření batymetrie, než model *CRO*. 9.



Obrázek 9: Variabilita absolutních chyb výšek hladin produkovaná hodnocenými bytymetrickými modely při hydrodynamickém modelování. *CRO* - CroSolver, *BAT* - navržený model, *ALS* - LiDAR, *ADP* - ADCP.

Při celkovém porovnání výsledků dokázaly oba matematické modely (*BAT*, *CRO*) výrazně snížit chybu produkovanou samotnými LiDARovými daty, čímž přispívají k výraznému zpřesnění výsledků hydrodynamického modelování. Model *BAT* vykazuje větší míru tvarové přizpůsobivosti k reálnému korytu vodního toku než model *CRO*, který používá především lichoběžníkové schematizace.

5 Výsledky práce

Tato práce se zabývá hodnocením různých zdrojů topografických dat používaných při hydrodynamickém modelování povodní a jejich možným softwarovým vylepšením. Celkem je tvořena třemi samostatnými studiemi. Přehled dílčích studií s informacemi o jejich publikování je uveden v tabulce 2.

První studie je zaměřena na využití dat *DMR 5G* jako zdroje batymetrických dat pro hydrodynamické modely. Přínosem této studie je: (a) nalezení limitů pro používání těchto dat; (b) upozornění na možný kladný vliv softwarové úpravy dat za účelem dosažení lepších výsledků při jejich použití; (c) upozornění na změnu významu batymetrické schematizace koryta se zvyšujícím se průtokem (změna poměru průtočné plochy koryta vůči celkové průtočné ploše).

Druhá studie je zaměřena na porovnávání vybraných zdrojů topografických dat. Přínosem této studie je: (a) potvrzení nenahraditelnosti fyzických měření jako zdroje dat s největší přesností; (b) upozornění na závislost kvality dat pořízených technologií DIAL na přírodních podmínkách (zejména na turbiditě vody) v čase měření; (c) prokázání kladného vlivu softwarové úpravy LiDARových dat na jejich následnou použitelnost.

Třetí studie je zaměřena na softwarovou úpravou dostupných LiDARových dat. Přínosem této studie je: (a) představení nového batymetrického modelu; (b) zhodnocení schopností navrženého modelu reprezentovat říční batymetrii; (c) porovnání navrženého modelu s jiným, již existujícím modelem.

Hlavním benefitem práce je porovnání, zhodnocení a návrh softwarové úpravy topografických dat používaných při hydrodynamickém modelování. V této kapitole jsou uvedeny abstrakty jednotlivých dílčích studií. Plné verze těchto studií jsou uvedeny v příloze této práce.

Tabulka 2: Publikace v rámci disertační práce.

Název výstupu	Typ časopisu	Název časopisu	Stav výstupu
Comparing a hydrodynamic model from fifth generation DTM data and model from data modified by means CroSolver tool Roub R., Kurková M., Hejduk T., Novák P., Bureš L.	J_{sc} (SNIP 0.683, 2016)	AUC Geographica	Publikováno
Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods Bureš L. , Roub R., Sychová P., Gdulová K., Ďoubalová J.	J_{imp} (IF 3.240, 2018)	Journal of Flood Risk Management	Publikováno
River Bathymetry Model Based on Floodplain Topography Bureš L. , Sychová P., Máca P., Roub R., Marval Š.	J_{imp} (IF 2.524, 2019)	Water	Publikováno

5.1 Porovnání hydrodynamického modelu z dat DMR 5. generace a modelu z dat upravených pomocí nástroje CroSolver

(Comparing a hydrodynamic model from fifth generation DTM data and model from data modified by means CroSolver tool)

Abstrakt

Povodeň je přírodní jev, který se vyskytuje v různé intenzitě a nepravidelných časových intervalech. Povodně představují pro Českou republiku největší přímé nebezpečí v oblasti přírodních katastrof a mohou být i příčinou závažných krizových situací, při nichž vznikají nejenom rozsáhlé materiální škody, ale rovněž ztráty na životech obyvatel postižených území a dochází k rozsáhlé devastaci kulturní krajiny včetně ekologických škod. Z hlediska eliminace potenciálního ohrožení a samotných následků těchto událostí jsou významné informace předpovědní povodňové služby o charakteru a o rozsahu záplavových území pro jednotlivé N-leté povodňové průtoky a konkrétní povodňové scénáře. Adekvátní představu o hloubkách a rychlostech při povodňové události, v podélném či příčném profilu vodního toku, poskytují hydrodynamické modely. Získané informace z hydrodynamických modelů tak zaujímají výsadní postavení z pohledu ochrany životů i zmírnění škod na majetku občanů.

Základním vstupem do hydrodynamických modelů jsou topografická data. Jedním ze způsobů získání dat je jejich pořízení metodou leteckého laserového skenování (*LLS*) pro tvorbu digitálního modelu reliéfu (*DMR*). Tato metoda je označována za jednu z nejpřesnějších metod pro získání výškopisných dat. Jejím úskalím je však neschopnost zaznamenat geometrii terénu pod vodní hladinou, a to díky pohlcení laserového paprsku vodní masou. Absence geometrických dat o průtočné ploše vodního toku může citelně ovlivnit výsledky modelování, zejména pokud chybějící část koryta reprezentuje svou kapacitou významnou průtočnou

plochu. Jedním ze způsobů odstranění této chyby je dodatečné zahloubení koryta pomocí softwarových nástrojů, jakým je například CroSolver.

Předkládaný příspěvek se zabývá sestavením hydrodynamického modelu s využitím dat *DMR* 5. generace a porovnává jeho výstupy při různých průtocích s modelem založeným na výškopisných datech upravených pomocí nástroje CroSolver. Jedná se o srovnání výstupů hydrodynamických modelů v programu *HEC – RAS* při použití zahloubených dat a při použití neupraveného *DMR*. Srovnání je provedeno na úsecích dvou vodních toků s odlišnou morfologií terénu a velikostí vodního toku. Doplňujícím výstupem je porovnání záplavových území vycházejících z obou variant modelů.

Z výsledků vyplývá, že rozdíly ve výstupech jsou významné především u nižších průtoků (Q_1, Q_5), zatímco pro vysoké průtoky (Q_{50}, Q_{100}) je rozdíl zanedbatelný, přičemž velký vliv má samotná morfologie modelovaného území a velikost vodního toku.

5.2 Srovnání batymetrických zdrojů dat používaných v hydraulickém modelování povodní

(Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods)

Abstrakt

Topografická data hrají zásadní roli při hydraulickém modelování povodní. Vyžadován je vysoce přesný digitální výškový model (*DEM*) obsahující informace o říční batymetrii (topografie koryta). *DEM* lze vytvořit z různých datových zdrojů, které mohou být získány technikami pozemního měření nebo dálkového průzkumu země. Tato studie je zaměřena na: (a) chybu *DEM*, která vyplývá ze snížené schopnosti skenovat morfologii říčního koryta metodami dálkového průzkumu země; (b) posouzení vlivu snížené skenovací schopnosti na výsledky jednorozměrného (1D) hydraulického modelu. *DEM* produkované technikami dálkového průzkumu země byly testovány také v kombinaci s pozemním měřením a jejich dodatečnou softwarovou úpravou. Byla hodnocena rozdílná schopnost modelů reprezentovat říčního koryto a polohu údolnice. Pro hodnocení vlivu různých zdrojů *DEM* na hydraulické veličiny (výška vodní hladiny, inundační oblast) byl vybrán 1D hydraulický model *HEC – RAS*. Studie byla provedena na vybraném úseku řeky Vltavy (Česká republika). Nejlepších výsledků dosahovaly *DEM*, které kombinovaly data dálkového průzkumu země s daty pozemního měření. Dobrých výsledků bylo také dosaženo pomocí softwarově upravených dat. Zanedbání průtočné plochy koryta v datech pořízených metodami dálkového průzkumu země má významný dopad na výsledky hydrodynamických modelů.

5.3 Model říční batymetrie založený na topografii inundace

(River Bathymetry Model Based on Floodplain Topography)

Abstrakt

Pro účely hydrodynamického modelování povodní je vyžadován vhodný digitální výškový model (*DEM*). Tento *DEM* popisuje říční batymetrii (topografii říčního koryta) a její okolí. Rozsáhlá měření pro tvorbu přesné batymetrie jsou časově náročná a nákladná. Matematické modelování může poskytnout alternativní způsob reprezentace říční batymetrie. Tato studie zkoumá nové možnosti matematické reprezentace říční batymetrie. Je navržen nový batymetrický model (*Bathy-supp*) a posuzena jeho schopnost reprezentovat skutečnou batymetrii. Byly hodnoceny tři statistické metody pro stanovení parametrů modelu. Nejlepších výsledků dosahovala metoda random forest (*RF*). K vyhodnocení vlivu modelu *Bathy-supp* na výsledky hydrodynamického modelování byl použit dvourozměrný (2D) hydrodynamický model. Prezentováno je také srovnání navrhovaného modelu s jiným batymetrickým modelem. Studie byla provedena na vybraném úseku řeky Otavy v České republice. Výsledky ukazují, že schopnost navrhovaného modelu reprezentovat říční batymetrii převyšuje schopnosti jeho současného konkurenta. Použití batymetrického modelu může mít významný vliv na zlepšení výsledků hydrodynamického modelu.

6 Komentáře k výsledkům

Každá z dílčích studií obsahuje svou vlastní diskusi vztahující se ke konkrétní řešené problematice. Cílem této kapitoly tedy není suplovat již existující diskuze, ale zasadit je do celkového kontextu řešené problematiky hodnocené s odstupem času. Popsán tedy bude chronologický vývoj práce jako celku se všemi dodatečnými jak subjektivními, tak i objektivními postřehy a úvahami.

Vhodnost dat dálkového průzkumu země pro hydrodynamické modelování

Pro tvorbu modelu terénu je možné využít různých zdrojů dat. Zdroje dat se liší svou kvalitou, prostorovým rozlišením, časovou nebo finanční náročností jejich pořízení. Právě nízká finanční a časová náročnost a snadná dostupnost vede v poslední době k čím dál častějšímu využívání topografických dat pořízených metodami dálkového průzkumu země.

Využití satelitních dat jako zdroje topografických dat je věnována velká pozornost (Ali et al., 2015; Domeneghetti, 2016; Schumann et al., 2008; Suwandana et al., 2012). Výsledná data jsou obvykle poskytována ve formě rastrového *DMT*. Velkou výhodou těchto dat je jejich dostupnost pro velká území a nízká pořizovací cena (Yan et al., 2015). Největším omezením v jejich využívání je v současné době nízké prostorové rozlišení, které je v současné době ve vyšších jednotkách až desítkách m. Výšková přesnost se pak pohybuje zpravidla v jednotkách m. Díky tomu tato data stále nedosahují přesností požadovaných potřebami přesného hydrodynamického modelování (Horritt and Bates, 2001; Horritt et al., 2006b; Hunter et al., 2007; Sanders, 2007; Tarekegn et al., 2010; Yan et al., 2013). Nicméně v budoucnu lze očekávat zvýšení prostorového rozlišení i výškové přesnosti těchto dat a s tím spojenou větší mírou jejich využitelnosti. Nevýhodou satelitních dat je nedostatečná schematizace říčního kanálu (Patro et al., 2009; Neal et al., 2012; Yan et al., 2015).

Podstatně lepších přesností než satelitní data dosahují data LiDARová (Ali

et al., 2015; Gao, 2009; Hong et al., 2017; Marcus and Fonstad, 2008). Výšková přesnost těchto dat se pohybuje v rozmezí několika málo *dm* a prostorová přesnost bývá oproti výškové přesnosti zpravidla poloviční (Uhlířová and Zbořil, 2009; Casas et al., 2006). Primárně se pro LiDARová měření používá infračervený laserový paprsek, který je určen pro terestrická mapování. Výhodou tohoto paprsku je, že dokáže proniknout vegetací a snímat tak skutečný zemský povrch (Brazdil et al., 2012; Baltsavias, 1999). Další vlastností infračerveného paprsku je to, že je pohlcován vodním prostředím. Pro terestrická mapování je tato vlastnost výhodou, která napomáhá rozlišit hranice vodních ploch od jejich okolí. Pro batymetrická mapování to však znamená nulovou informaci o tom, co se nachází pod vodní hladinou. Vzhledem k tomu je možné tuto technologii používat pouze za speciálních podmínek. Těmito podmínkami mohou být případy, kdy bylo koryto toku nasnímano za minimálního stavu vody, respektive při kompletním vypuštění řeky, nebo když jsou měřeny drobné vodní toky, u nichž je přirozená hloubka vody srovnatelná nebo menší než je vertikální chyba této technologie. Některé studie naznačují, že je možné tato data úspěšně využívat v kombinaci s jinými datovými zdroji (Papaioannou et al., 2016; Dey et al., 2019).

Jako technologický nástupce LiDARu byl vyvinut DIAL, který kombinuje dva laserové paprsky o různé vlnové délce. Infračervený paprsek pro snímání pevné země a modrozelený paprsek pro snímání batymetrie vodních ploch. Výsledky různých studií (Costa et al., 2009; Bailly et al., 2010; Hildale and Raff, 2008; Mandlbürger et al., 2011, 2015) ukazují, že tuto technologii lze úspěšně využívat až do hloubek několika desítek *m*. Nicméně v jiných studiích (Kinzel, 2009; Laks et al., 2017; Skinner, 2011; Tripathi and Rao, 2002) se uvádí, že schopnost zelenomodrého paprsku pronikat vodním prostředím je silně limitována optickou čistotou (nízkou turbiditou) vodního prostředí. Z praktických zkušeností odborníků pracujících s touto technologií vyplývá, že hloubka průniku zelenomodrého paprsku vodním prostředím se rovná 1 až 3 násobku Seccioho hloubky (Mandlbürger et al., 2011; Niemeyer and Sörgel, 2013). Turbidita vody je tedy jedním ze základních limitů pro použití této technologie.

Obecně jsou LiDARová a DIALová data levným a přesným zdrojem topogra-

fických dat. Bodová hustota surových dat dosahuje několika jednotek až desítek bodů na 1 m^2 zaměřované plochy. Výsledná přesnost pak např. u dat *DMR 5G* $\pm 18\text{ cm}$ v otevřených prostranstvích a $\pm 30\text{ cm}$ v zalesněných oblastech (Brazdil et al., 2012). Technické specifikace některých DIALových technologií dokonce uvádějí přesnost dat $\pm 25\text{ mm}$ (RIEGL, 2017), nicméně praktické aplikace ukazují, že reálná přesnost za ideálních podmínek je až čtyřnásobně nižší (Steinbacher et al., 2012).

Model říční batymetrie z měřených dat

Obecně platí, že nejvyšší kvalitu batymetrických dat stále produkují fyzická měření. Provádět ale přímá (např. geodetická) zaměření středních a velkých vodních toků s průměrnou hloubkou větší než 1 m je časově, finančně i technicky velmi náročné (Casas et al., 2006). Z těchto důvodů bývají nejčastěji vysoce přesná batymetrická data získávána SoNARovými technologiemi (Allouis et al., 2010; Laks et al., 2017; Merwade et al., 2008; Schwendel et al., 2012). Tyto technologie jsou v současné době zastoupeny širokou škálou měřících zařízení. Standartní verze sonarů měří hloubku vody ve vertikálním směru přímo pod měřícím zařízením (SonTek/YSI, 2010; Costa et al., 2009), přes jejich sestavy do výložníkových systémů až po speciální zařízení, která mohou při jednom přejezdu snímat celé pásy dna (multibeam SoNAR technology) (Meneses et al., 2017; Costa et al., 2009). Data bývají obvykle zaznamenána jako soubor diskrétních bodů se souřadnicemi XYZ.

Hybridní model říční batymetrie

V současné době jsou také známy matematické algoritmy, které umí rozšířit batymetrickou informaci ze zaměřených příčných profilů do prostoru celého říčního koryta. Tyto algoritmy využívají různých interpolačních přístupů pro tvarovou a hloubkovou interpolaci mezi jednotlivými příčnými profily (Merwade et al., 2008; Schaeppi et al., 2010; Vetter et al., 2011; Caviedes-Voullieme et al., 2014; Castilla-Rho et al., 2014; Dysarz, 2018). Kvalita takto produkovaných batymetric-

kých modelů je kombinací kvality zaměření příčných profilů a kvality batymetrické interpolace. Výhodou tohoto přístupu je vysoká kvalita vstupních dat a redukováné časové a finanční nároky na jeho pořízení. Nevýhody mohou být spatřeny v nedokonalosti hloubkové interpolace mezi jednotlivými profily, zejména v případech, kdy se mezi profily nachází hloubkové deprese, nebo brody. Další nevýhodou mohou být tvarové odchylky mezi polohou modelovaného a skutečného říčního koryta (Merwade et al., 2008). Pro hloubkovou interpolaci je nejčastěji používána lineární interpolace, která buď nerespektuje (Vetter et al., 2011), nebo respektuje průběh údolnice (Chen and Liu, 2017; Caviedes-Voullieme et al., 2014).

Typy tvarové interpolace v říčním korytě

Pro podélnou interpolaci v korytě lze volit mezi více algoritmy. Úspěšnost jednotlivých algoritmů je úzce spjata s mírou křivosti toku a počtem profilů potřebných pro tvorbu batymetrického modelu. Základním algoritmem pro podélnou interpolaci je opět lineární interpolace (Vetter et al., 2011; Chen and Liu, 2017). Tento přístup je numericky velmi jednoduchý a výpočetně stabilní. Oblouky jsou popisovány jako po částech lomené, a je tudíž nutné v obloucích umísťovat více profilů. Jinak dochází k vytvoření nového koryta mimo jeho původní trasu a nové koryto je zaříznuto do břehových partií. Jiné přístupy oproti tomu používají složitějších (křivočarých) algoritmů. Caviedes-Voullieme et al. (2014) využívá kubické Hermitovy interpolace, která umožňuje poměrně přesný popis koryta u řek s velkou sinusoiditou. Trasa koryta je tvořena automaticky interpolačním algoritmem, který je řízen náklonem po sobě jdoucích příčných profilů. Společnou nevýhodou výše popsaných přístupů je neschopnost algoritmů reagovat na lokální rozšíření či zúžení koryta toku v prostoru mezi příčnými profily. Poslední skupina algoritmů (Merwade et al., 2008; Roub et al., 2012a; Dysarz, 2018) využívá pro interpolaci dodatečné informace v podobě předdefinovaných břehových linií, které definují proměnlivou šířku koryta v modelovaném úseku a předdefinovanou osu toku, která definuje křivost koryta. Volba nejvhodnějšího algoritmu prozatím zůstává nezodpovězenou otázkou, neboť vzájemné porovnání výše zmíněných přístupů prozatím nebylo publikováno.

Matematický model říční batymetrie

Matematické modely říční batymetrie využívají ke schematizaci tvaru průtočného profilu buď jednoduchých geometrických obrazců jako jsou lichoběžník (Roub et al., 2012a), parabola (Bhuyian et al., 2014), obdélník (Trigg et al., 2009), trojúhelník (Gichamo et al., 2012), nebo složitějších analytických křivek (Merwade, 2009; Legleiter and Kyriakidis, 2008; Bures et al., 2019). Schematizace do tvaru geometrických obrazců (lichoběžník, obdélník) jsou vhodné zejména pro malá říční koryta, která byla technicky upravena (Dey et al., 2019). Způsob úpravy bývá často právě do jednoduchých geometrických tvarů. Oproti tomu analytické křivky bývají využívány při popisu průtočné plochy přirozeného koryta (James, 1996; Deutsch and Wang, 1996). Výhodou analytických křivek je pak schopnost věrněji popsat vertikální variabilitu dna daného profilu. Poloha maximální hloubky v profilu může být odhadnuta na základě křivosti toku (Deutsch and Wang, 1996), nebo na základě regresních vztahů (Bures et al., 2019).

Přesnost popisu příčného profilu závisí na odhadu numerických parametrů dané analytické křivky (Legleiter and Kyriakidis, 2008). Tyto parametry mohou být nalezeny pomocí inverzních úloh, jejichž řešení lze nalézt prostřednictvím iteračního procesu za pomoci vhodného optimalizačního algoritmu (Moramarco et al., 2013; Bures et al., 2019). Správná volba schematizace průtočného profilu koryta je jedním z rozhodujících faktorů pro kvalitu batymetrického modelu (Bures et al., 2019; Dey et al., 2019).

Dalšími kroky jsou odhad velikosti průtočné plochy a šířky nově tvořeného koryta. Šířka koryta může být odhadnuta z map, nebo z okolních topografických dat. Velikost průtočné plochy pak lze zjistit na základě maximálních hloubek v profilu (Moramarco et al., 2013; Legleiter and Kyriakidis, 2008), nebo jejich zpětným dopočtem (Roub et al., 2012a; Bures et al., 2019). Zpětný dopčet je založen na dopočtu průtočné plochy Chézyho rovnicí. Pro tento způsob odhadu je zásadní správné určení doplňujících vstupních parametrů. Při špatné volbě Manningova součinitele drsnosti může snadno dojít k nadhodnocování nebo podhodnocování modelu. Dalším důležitým parametrem je podélný sklon čáry

energie. V práci Roub et al. (2012a) je určena jedna hodnota průtočné plochy, která je následně distribuována pro všechny příčné profily tvořící modelovaný úsek toku. Oproti tomu Bures et al. (2019) využívá stanovení průtočné plochy pro každý jednotlivý profil. Nevýhodou přístupu použití jedné průtočné plochy je podhodnocování nebo nadhodnocování hloubky profilu v případě výraznějšího rozšíření nebo zúžení říčního koryta. Výhodou je pak vyšší numerická stabilita a menší matematická náročnost při výškovém vyrovnání modelu. Oba výše zmíněné přístupy pro odhad průtočné plochy příčných profilů a jejich vertikálního umístění vycházejí z výškových informací obsažených v okolních topografických datech. Výškové nepřesnosti těchto dat se pak promítají i do odhadu sklonu čáry energie a samotného výškového umístění (zahlobení od detekované hladiny) nově produkovaného koryta. Jiní autoři nevyužívají pro tvorbu koryta odhad průtočné plochy, ale pouze odhad maximální hloubky toku. Průtočná plocha je pak tvořena plochou zvoleného obrazce s touto maximální hloubkou (Bhuyian et al., 2014; Trigg et al., 2009; Gichamo et al., 2012). Například Legleiter and Kyriakidis (2008) odhaduje maximální hloubku na základě křivosti toku a Farina et al. (2015) na základě entropie. Výše zmíněné přístupy pro odhad maximálních hloubek a velikostí průtočných ploch prozatím nebyly porovnány.

Posledním krokem pro tvorbu batymetrického modelu je podélná interpolace v korytě. Pro podélnou interpolaci používá Roub et al. (2012a) metodu předdefinovaných směrů interpolace. Bures et al. (2019) oproti tomu používá Caviedes-Voullieme et al. (2014) schéma. Legleiter and Kyriakidis (2008) pak využívá kriging (Cressie, 1990). Nevýhodou krigingu je nutnost použití malé vzdálenosti mezi modelovanými příčnými profily. Merwade et al. (2008) pak ukazuje, že je vhodnější použít pro interpolaci v korytě spline interpolaci namísto krigingu.

Bures et al. (2019) ve své práci využívá dvouparametrický batymetrický model (Kumaraswamy, 1980). Pro odhad parametrů tohoto modelu využívá regresních metod. Vysvětlující proměnné určuje na základě topografie okolního terénu (Zevenbergen and Thorne, 1987). Z výsledků práce vyplývá, že nejvhodnější metodou pro odhad parametrů modelu je random forest (Breiman, 2001), která překonala různé verze lineárního modelu (Pinheiro and Bates, 2006). Lze tedy předpoklá-

dat, že vztah mezi závislou proměnnou a vysvětlujícími proměnnými bude mít nelineární podobu. Předpokládá se ale, že samotný výčet použitých proměnných může být v budoucnu rozšířen a může dojít k nalezení vhodnějších vysvětlujících proměnných. Novými vysvětlujícími proměnnými by mohly být například křivost toku (Deutsch and Wang, 1996), poměr vzájemného náklonu, nebo břehové vzdálenosti po sobe jdoucích profilů. Z tohoto důvodu bude v budoucnu nutné podrobněji se zaměřit na nalezení nových regresních závislostí mezi závislými proměnnými a nově nalezenými vysvětlujícími proměnnými.

Kvalita batymetrické schematizace říčního koryta

Porovnání kvality jednotlivých zdrojů topografických dat bylo provedeno ve studii (Bures et al., 2018). Tato studie nezahrnovala žádný ze satelitních zdrojů dat, protože práce jiných autorů poukazují na to, že jejich kvalita je nižší než kvalita dat produkovaných LiDARovými technologiemi (Gao, 2009; Li and Wong, 2010). Při porovnání kvality batymetrické schematizace byla hodnocena schematizace příčných profilů a podélného profilu studovaného říčního úseku. Výsledky ukázaly, že technologie LiDAR dle předpokladů není schopna snímat reálnou batymetrii dna. Dno profilu produkované touto technologií končí v oblasti vodní hladiny. Znamená to tedy, že je zanedbána celá průtočná plocha daného profilu (Bures et al., 2018; Reil et al., 2018). U technologie DIAL byl potvrzen předpoklad zaměření do Secciho hloubky (Mandlbürger et al., 2011; Niemeyer and Sörgel, 2013).

Při porovnání SoNARových technologií nebyl detekován výraznější rozdíl mezi jednopaprscitým (SonTek/YSI, 2010) a mnohopaprscitým sonarem (Meneses et al., 2017). Obě technologie poskytovaly podobnou přesnost batymetrické schematizace jak v příčném, tak i podélném směru. Nutno však podotknout, že mnohopaprscitý sonar poskytuje mnohonásobně vyšší rychlost a bodovou hustotu zaměření. Tyto výhody jsou vykoupeny pořizovací cenou této technologie.

Kvalita batymetrické schematizace poskytovaná batymetrickými modely se lišila dle druhu použitého modelu. Lepších výsledků bylo dosaženo modelem za-

loženým na analytických křivkách (Bures et al., 2019), který dokázal popisovat jak technicky upravené části toku, tak i části toku s přirozeným profilem. Model založený na lichoběžníkové schematizaci (Roub et al., 2012a) při popisu přirozeného koryta vytváří chybu především v oblasti paty svahu, kde často vznikají charakteristické chybové pásy. Modely jiných autorů vykazují proměnlivou schopnost tvarové schematizace příčného průřezu (Bhuyian et al., 2014; Gichamo et al., 2012). Tyto modely často výrazně systematicky podhodnocují velikost průtočné plochy příčného profilu. Velikost tohoto podhodnocení může být v rozsahu 15 - 50 % (Dey et al., 2019). Kvalita schematizace trasy koryta závisí na volbě konkrétního algoritmu, který je pro tento účel použit. Problematika schematizace trasy koryta byla diskutována v kapitole 6.

Vliv batymetrické schematizace na výsledky hydrodynamického modelování

Při hodnocení vlivu batymetrické schematizace na výsledky hydrodynamického modelování bývá odděleně hodnocen vliv na 1D (Roub et al., 2012a; Bures et al., 2018) a 2D (Marks and Bates, 2000; Laks et al., 2017; Bures et al., 2019) modely. Nejčastěji sledovanými výsledky jsou nadmořská výška vodní hladiny a zátopová plocha (Ali et al., 2015; Casas et al., 2006). V případě hodnocení rozdílů v nadmořské výšce hladiny dosahují nejlepších výsledků opět geodetická, nebo SoNARová měření (Casas et al., 2006; Bures et al., 2018). Oproti tomu nejhorších výsledků dosahují data dálkového průzkumu země (Li and Wong, 2010), která obvykle výrazně nadhodnocují výsledky, zejména při nízkých průtocích (Bures et al., 2018). Se zvyšujícím se průtokem však chyba v určení nadmořské výšky hladiny klesá (Roub et al., 2012a; Reil et al., 2018). Tento efekt je pravděpodobně způsoben změnou poměru zanedbané průtočné plochy koryta a celkové průtočné plochy daného profilu při daném průtoku (Dey et al., 2019).

Velmi dobrých výsledků při určení nadmořských výšek hladin dosahují také matematické modely batymetrie. Některé modely (Roub et al., 2012a; Bures et al., 2019) produkují rozdíly v rámci centimetrů bez ohledu na to, jaké kvality baty-

metrické schematizace dosahovaly. Toto je dáno pravděpodobně tím, že oba výše zmíněné modely používají podobných postupů pro určení jejich průtočné plochy nového koryta toku. Je tedy možné, že větší vliv na určení výšky hladiny má odhad velikosti průtočné plochy nově tvořeného koryta, než jeho tvarová schematizace (Bures et al., 2019). Oproti tomu se ukazuje, že tvar koryta výrazně ovlivňuje například rychlosti proudění v korytě nebo smyková napětí (Dey et al., 2019).

Zatímco nadmořská výška vodní hladiny může přímo souviset s velikostí průtočné plochy, rozsah zátopové oblasti je také funkcí okolní topografie. Proto nemusí být vzájemné porovnání výsledků dosažených v různých studiích možné. Z jednotlivých studií ale vyplývají podobné závěry jako při hodnocení nadmořských výšek hladiny. U modelů batymetrie, které zanedbávají průtočnou plochu dochází k nadhodnocování rozsahu průtočné plochy. Míra tohoto nadhodnocování opět klesá se vzrůstajícím modelovaným průtokem (Ali et al., 2015; Bures et al., 2019). Pro řešení problému porovnání výsledků mezi různými studii navrhuje ve své práci Dey et al. (2019) používat F statistiku.

7 Závěr

Lze předpokládat, že výzkum v oblasti batymetrické schematizace říčního koryta bude stále aktuální. Hnací silou tohoto výzkumu bude především snaha o snížení nákladů na tvorbu *DMT* vhodných pro hydrodynamické modelování, jehož význam neleží pouze v oblasti modelování povodní, ale i sucha, ekologie nebo ekonomiky. Kvalita batymetrické schematizace se bude nadále zvyšovat s technologickým vývojem jednotlivých měřících metod. Své místo v tomto vývoji bude mít také matematický model batymetrie, který dokáže již v současné době věrně reprezentovat říční koryto a zároveň podstatně snížit finanční náročnost tvořených *DMT*.

Na každý z cílů této práce odpovídá jedna ze tří dílčích studií, jejichž společným tématem je nalezení vhodných a zároveň dostupných datových sad pro hydrodynamické modelování. Hlavní přednosti a nedostatky každé studie lze najít buď v nich samotných nebo v diskuzi této práce.

Obecně lze tedy říct, že LiDARová data (*DMR 5G*) jsou jako zdroj batymetrických dat jen velmi málo vhodná. Použít je lze jen ve velmi specifických případech, kdy je hloubka vody v zaměřovaném korytě menší nebo rovna chybové odchylce použitých dat. V ostatních případech je použitím LiDARových dat zanášena do batymetrického modelu chyba, jejíž velikost je závislá na poměru zanedbané průtočné plochy koryta toku a celkové průtočné plochy daného příčného profilu při daném průtoku. Při hydrodynamickém modelování pak dochází k tomu, že ze zvyšujícím se průtokem vliv zanedbání průtočné plochy koryta toku klesá.

Při hodnocení kvality dostupných topografických dat pro tvorbu *DMT* vhodného pro hydrodynamické modelování bylo zjištěno, že *DMT* produkované satelitními technologiemi v současné době nesplňují požadavky hydrodynamického modelování. Problémem je zejména výšková přesnost, nízké prostorové rozlišení a kompletní zanedbání koryta toku. Problém se sníženou kvalitou batymetrické schematizace mají také LiDARová data. Lze je ale úspěšně použít jako zdroj dat pro topografický popis okolí toku. DIALová data formálně splňují všechny

požadavky hydrodynamického modelování. Kvalita batymetrické schematizace je však vysoce závislá na turbiditě vodního prostředí. Jako nejvhodnější se tedy jeví kombinovat LiDARová data pro popis okolí toku a jiná data pro popis říční batymetrie. Jako nejpřesnější metodu pro sběr batymetrických dat lze označit SONARovou technologii. Levnější alternativou pak mohou být matematické modely říční batymetrie.

Matematické modely říční batymetrie jsou schopny přesně schematizovat říční koryto. Celková kvalita batymetrické schematizace je kombinací kvality popisu příčného profilu, podélného profilu a tvarové variability říčního koryta. Pro popis tvaru příčného profilu se jeví jako nejvhodnější polynomiální křivky. Pro určení průtočné plochy nově modelovaného příčného profilu je vhodné použít Chézyho rovnice. Pro popis podélného profilu je využívána zpravidla lineární interpolace mezi příčnými profily. Tento přístup nedokáže automaticky odhadnout lokální brody nebo prohlubně nacházející se mezi příčnými profily. Pro popis tvarové charakteristiky je možné využít spline interpolace nebo přístupy, které vyžadují předdefinování osy toku a břehových linií.

8 Navazující výzkum

Jednotlivé dílčí studie s sebou přinášely nové otázky, na které by se mohl zaměřit budoucí výzkum. Největší výzkumný potenciál může ležet v úpravě LiDARových dat. Ze své podstaty tato technologie nebude nikdy moci věrohodně snímat jakoukoliv batymetrii. Nicméně však vyniká vysokou kvalitou popisu okolí vodního toku nebo nádrže, rychlostí sběru dat a cenou za pořízení dat. Proto může právě analýza těchto dat a jejich následná softwarová úprava přinášet mnohé aplikační benefity. Výzvou proto mohou být především otázky v oblasti dalšího vývoje matematické schematizace říčního koryta, které bude při tvorbě *DMT* kombinováno s LiDARovým měřením okolí toku. V této oblasti by se budoucí výzkum mohl zaměřit na několik hlavních oblastí:

1. Nalezení nových typů batymetrických modelů, které budou schopny popsat složitější příčný profil říčního koryta. Jedná se zejména o složené profily připomínající písmeno W.
2. Porovnání stávajících metod pro schematizaci příčného profilu (Kumaraswamy, 1980; Deutsch and Wang, 1996; James, 1996; Roub et al., 2012a).
3. Nalezení nových topografických, nebo geometrických charakteristik extrahovatelných z LiDARových dat, které by mohly být následně využity jako vysvětlující proměnné pro odhad parametrů batymetrických modelů.
4. Zhodnocení a vzájemné porovnání algoritmů používaných pro tvarovou schematizaci říčního koryta (Merwade et al., 2008; Schaeppi et al., 2010; Vetter et al., 2011; Caviedes-Voullieme et al., 2014; Castilla-Rho et al., 2014).
5. Detekce zpětného vzduť v LiDARových datech a jeho zakomponování do batymetrického modelu.

Podobný, výše zmíněný princip by mohl být také přenesen na problematiku vodních nádrží. Tím by došlo k celkovému doplnění slepých míst v modelech terénu produkovaných LiDARovou technologií.

Seznam literatury

- Abbott, M. B. et al. (1991). *Hydroinformatics: information technology and the aquatic environment*. Avebury Technical.
- Ackerman, C. T. (2005). Hec-georas-gis tools for support of hec-ras using arcgis, user's manual. *US Army Corps of Engineers–Hydrologic Engineering Center (HEC)*, 4.
- Ali, A. M., Solomatine, D. P., and Di Baldassarre, G. (2015). Assessing the impact of different sources of topographic data on 1-D hydraulic modelling of floods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1):631–643.
- Allouis, T., Bailly, J. S., Pastol, Y., and Le Roux, C. (2010). Comparison of LiDAR waveform processing methods for very shallow water bathymetry using Raman, near-infrared and green signals. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(6):640–650.
- Bailly, J. S., Le Coarer, Y., Languille, P., Stigermark, C. J., and Allouis, T. (2010). Geostatistical estimations of bathymetric LiDAR errors on rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(10):1199–1210.
- Baltsavias, E. (1999). Airborne laser scanning: basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2-3):199–214.
- Bates, P. and De Roo, A. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal Of Hydrology*, 236(1-2):54–77.
- Beven, K. J. (2011). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons.
- Bhuyian, M. N., Kalyanapu, A. J., and Nardi, F. (2014). Approach to digital elevation model correction by improving channel conveyance. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(5):04014062.
- Brazdil, K., Belka, L., Dusanek, P., Fiala, R., Gamrat, J., and Kafka, O. (2012). The technical report to the digital elevation model 5th generation dmr 5g. *ZÚ Pardubice, VGHMÚř Dobruška*.
- Breiman, L. (2001). Random forests. *Machine Learning*, 45(1):5–32.

- Brunner, G. W. (2009). Hec-ras river analysis system. hydraulic reference manual. version 4.1. Technical report, US Army Corps of Engineers, Davis, California.
- Brunner, G. W. (2016). Hec-ras river analysis system 2d modeling user's manual. *US Army Corps of Engineers—Hydrologic Engineering Center*, pages 1–171.
- Bures, L., Roub, R., Sychova, P., Gdulova, K., and Doubalova, J. (2018). Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods. *Journal of Flood Risk Management*, page e12495.
- Bures, L., Sychova, P., Maca, P., Roub, R., and Marval, S. (2019). River bathymetry model based on floodplain topography. *Water*, 11(6):1287.
- Campbell, J. B. and Wynne, R. H. (2011). *Introduction to remote sensing*. Guilford Press.
- Casas, A., Benito, G., Thorndycraft, V., and Rico, M. (2006). The topographic data source of digital terrain models as a key element in the accuracy of hydraulic flood modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(4):444–456.
- Castilla-Rho, J., Mariethoz, G., Kelly, B. F., and Andersen, M. (2014). Stochastic reconstruction of paleovalley bedrock morphology from sparse datasets. *Environmental modelling & software*, 53:35–52.
- Caviedes-Voullieme, D., Morales-Hernandez, M., Lopez-Marijuan, I., and Garcia-Navarro, P. (2014). Reconstruction of 2D river beds by appropriate interpolation of 1D cross-sectional information for flood simulation. *Environmental Modelling & Software*, 61:206–228.
- Chen, C., Liu, H., and Beardsley, R. C. (2003). An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(1):159–186.
- Chen, W. B. and Liu, W. C. (2017). Modeling the Influence of River Cross-Section Data on a River Stage Using a Two-Dimensional/Three-Dimensional Hydrodynamic Model. *Water*, 9(3).

- Chiles, J.-P. and Delfiner, P. (2009). *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*, volume 497. John Wiley & Sons.
- Clarke, R. (1973). A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology*, 19(1):1–20.
- Costa, B. M., Battista, T. A., and Pittman, S. J. (2009). Comparative evaluation of airborne LiDAR and ship-based multibeam SoNAR bathymetry and intensity for mapping coral reef ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 113(5):1082–1100.
- Cressie, N. (1990). The origins of kriging. *Mathematical Geology*, 22(3):239–252.
- Crossley, A. J. (1999). *Accurate and efficient numerical solutions for the Saint Venant equations of open channel flow*. PhD thesis, University of Nottingham.
- Das, S. and Suganthan, P. N. (2010). Differential evolution: A survey of the state-of-the-art. *IEEE transactions on evolutionary computation*, 15(1):4–31.
- Deutsch, C. V. and Wang, L. (1996). Hierarchical object-based stochastic modeling of fluvial reservoirs. *Mathematical Geology*, 28(7):857–880.
- Dey, S., Saksena, S., and Merwade, V. (2019). Assessing the effect of different bathymetric models on hydraulic simulation of rivers in data sparse regions. *Journal of Hydrology*.
- Di Baldassarre, G., Schumann, G., Bates, P. D., Freer, J. E., and Beven, K. J. (2010). Flood-plain mapping: a critical discussion of deterministic and probabilistic approaches. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(3):364–376.
- Dolanský, T. (2004). *Lidary a letecké laserové skenování*. Univerzita J.E. Purkyně.
- Domeneghetti, A. (2016). On the use of SRTM and altimetry data for flood modeling in data-sparse regions. *Water Resources Research*, 52(4):2901–2918.
- Dooge, J. C. (1986). Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22(9S).

- Dysarz, T. (2018). Development of riverbox—an arcgis toolbox for river bathymetry reconstruction. *Water*, 10(9):1266.
- Farina, G., Alvisi, S., Franchini, M., Corato, G., and Moramarco, T. (2015). Estimation of bathymetry (and discharge) in natural river cross-sections by using an entropy approach. *Journal of Hydrology*, 527:20–29.
- Gao, J. (2009). Bathymetric mapping by means of remote sensing: methods, accuracy and limitations. *Progress in Physical Geography*, 33(1):103–116.
- Gichamo, T. Z., Popescu, I., Jonoski, A., and Solomatine, D. (2012). River cross-section extraction from the aster global dem for flood modeling. *Environmental Modelling & Software*, 31:37–46.
- Gilvear, D. J., Davids, C., and Tyler, A. N. (2004). The use of remotely sensed data to detect channel hydromorphology; river tummel, scotland. *River Research and Applications*, 20(7):795–811.
- Glenn, J., Tonina, D., Morehead, M. D., Fiedler, F., and Benjankar, R. (2016). Effect of transect location, transect spacing and interpolation methods on river bathymetry accuracy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(9):1185–1198.
- Hilldale, R. C. and Raff, D. (2008). Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(5):773–783.
- Hong, Y., Bonhomme, C., Soheilian, B., and Chebbo, G. (2017). Effects of Using Different Sources of Remote Sensing and Geographic Information System Data on Urban Stormwater 2D-1D Modeling. *Applied Sciences*, 7(9).
- Horritt, M. and Bates, P. (2001). Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow. *Journal Of Hydrology*, 253(1-4):239–249.
- Horritt, M. S., Bates, P. D., and Mattinson, M. J. (2006a). Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow. *Journal of Hydrology*, 329(1-2):306–314.

- Horritt, M. S., Bates, P. D., and Mattinson, M. J. (2006b). Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow. *Journal Of Hydrology*, 329(1-2):306–314.
- Hunter, N. M., Bates, P. D., Horritt, M. S., and Wilson, M. D. (2007). Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: a review. *Geomorphology*, 90(3-4):208–225.
- Irish, J. L. and Lillycrop, W. J. (1999). Scanning laser mapping of the coastal zone: The shoals system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2):123–129.
- James, L. (1996). Polynomial and power functions for glacial valley cross-section morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(5):413–432.
- Jha, S. K., Mariethoz, G., and Kelly, B. F. (2013). Bathymetry fusion using multiple-point geostatistics: Novelty and challenges in representing non-stationary bedforms. *Environmental Modelling & Software*, 50:66–76.
- Kinzel, P. J. (2009). Advanced tools for river science: Eaarl and md_swms. *PNMAP Special Publication: remote sensing applications for aquatic resources monitoring. Pacific Northwest Aquatic Monitoring Partnership.*, pages 17–26.
- Kinzel, P. J., Wright, C. W., Nelson, J. M., and Burman, A. R. (2007). Evaluation of an experimental lidar for surveying a shallow, braided, sand-bedded river. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(7):838–842.
- Kumaraswamy, P. (1980). A generalized probability density function for double-bounded random processes. *Journal Of Hydrology*, 46(1):79–88.
- Laks, I., Sojka, M., Walczak, Z., and Wrozynski, R. (2017). Possibilities of Using Low Quality Digital Elevation Models of Floodplains in Hydraulic Numerical Models. *WATER*, 9(4).
- Legleiter, C., Marcus, W., and Lawrence, R. (2002). Effects of sensor resolution on mapping instream habitats. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 68(8):801–807.

- Legleiter, C. J. and Kyriakidis, P. C. (2008). Spatial prediction of river channel topography by kriging. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(6):841–867.
- Li, J. and Wong, D. W. (2010). Effects of dem sources on hydrologic applications. *Computers, Environment and Urban systems*, 34(3):251–261.
- Lin, B., Wicks, J., Falconer, R., and Adams, K. (2006). Integrating 1D and 2D hydrodynamic models for flood simulation. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Water Management*, 159(1):19–25.
- Maca, P. and Pech, P. (2015). The inertia weight updating strategies in particle swarm optimisation based on the beta distribution. *Mathematical Problems in Engineering*, 2015.
- Mandlbürger, G., Hauer, C., Wieser, M., and Pfeifer, N. (2015). Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and Instream Habitats-A Case Study at the Pielach River. *Remote Sensing*, 7(5):6160–6195.
- Mandlbürger, G., Pfennigbauer, M., Steinbacher, F., and Pfeifer, N. (2011). Airborne hydrographic lidar mapping—potential of a new technique for capturing shallow water bodies. In *Proceedings of the 19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia*, pages 12–16.
- Marcus, W. A. and Fonstad, M. A. (2008). Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(1):4–24.
- Marcus, W. A., Marston, R. A., Colvard, C. R., and Gray, R. D. (2002). Mapping the spatial and temporal distributions of woody debris in streams of the greater yellowstone ecosystem, usa. *Geomorphology*, 44(3):323–335.
- Marks, K. and Bates, P. (2000). Integration of high-resolution topographic data with floodplain flow models. *Hydrological Processes*, 14(11-12):2109–2122.
- McKean, J., Nagel, D., Tonina, D., Bailey, P., Wright, C. W., Bohn, C., and Nayegandhi, A. (2009). Remote Sensing of Channels and Riparian Zones with a Narrow-Beam Aquatic-Terrestrial LIDAR. *Remote Sensing*, 1(4):1065–1096.

- Meneses, N. C., Baier, S., Geist, J., and Schneider, T. (2017). Evaluation of Green-LiDAR Data for Mapping Extent, Density and Height of Aquatic Reed Beds at Lake Chiemsee, BavariaGermany. *Remote Sensing*, 9(12).
- Merwade, V. (2009). Effect of spatial trends on interpolation of river bathymetry. *Journal Of Hydrology*, 371(1-4):169–181.
- Merwade, V., Cook, A., and Coonrod, J. (2008). GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environmental Modelling & Software*, 23(10-11):1300–1311.
- Merwade, V. M., Maidment, D. R., and Goff, J. A. (2006). Anisotropic considerations while interpolating river channel bathymetry. *Journal of Hydrology*, 331(3):731–741.
- Moramarco, T., Corato, G., Melone, F., and Singh, V. P. (2013). An entropy-based method for determining the flow depth distribution in natural channels. *Journal Of Hydrology*, 497:176–188.
- Nayegandhi, A., Brock, J., and Wright, C. (2009). Small-footprint, waveform-resolving lidar estimation of submerged and sub-canopy topography in coastal environments. *International Journal of Remote Sensing*, 30(4):861–878.
- Neal, J., Schumann, G., and Bates, P. (2012). A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas. *Water Resources Research*, 48(11).
- Niemeyer, J. and Sörgel, U. (2013). Opportunities of airborne laser bathymetry for the monitoring of the sea bed on the baltic sea coast. volume 40, pages 179–184. Hannover: International Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- Panhalakr, S. S. and Jarag, A. P. (2016). Assessment of spatial interpolation techniques for river bathymetry generation of panchganga river basin using geoinformatic techniques. *Asian Journal of Geoinformatics*, 15(3).
- Papaoiannou, G., Loukas, A., Vasiliades, L., and Aronica, G. T. (2016). Flood inundation mapping sensitivity to riverine spatial resolution and modelling approach. *Natural Hazards*, 83(1):S117–S132.

- Patro, S., Chatterjee, C., Singh, R., and Raghuwanshi, N. S. (2009). Hydrodynamic modelling of a large flood-prone river system in india with limited data. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(19):2774–2791.
- Pinheiro, J. and Bates, D. (2006). *Mixed-effects models in S and S-PLUS*. Springer Science & Business Media.
- Reil, A., Skoulikaris, C., Alexandridis, T., and Roub, R. (2018). Evaluation of riverbed representation methods for one-dimensional flood hydraulics model. *Journal of Flood Risk Management*, 11(2):169–179.
- RIEGL (2017). Riegl vq-880-g technical data. Technical report, RIEGL Laser Measurement Systems GmbH, Horn, Austria.
- Rogala, J. T. (1999). *Methodologies employed for bathymetric mapping and sediment characterization as part of the Upper Mississippi River system navigation feasibility study*. US Army Engineer Waterways Experiment Station.
- Roub, R., Hejduk, T., and Novák, P. (2012a). Automating the creation of channel cross section data from aerial laser scanning and hydrological surveying for modeling flood events. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60(4):227–241.
- Roub, R., Hejduk, T., and Novák, P. (2012b). Využití dat z tvorby nového výškopisu území české republiky metodou leteckého laserového skenování při analýze a mapování povodňových rizik. *Geodetický a kartografický obzor*, 58(100):1.
- Saksena, S. and Merwade, V. (2015). Incorporating the effect of dem resolution and accuracy for improved flood inundation mapping. *Journal of Hydrology*, 530:180–194.
- Sanders, B. F. (2007). Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling. *Advances in Water Resources*, 30(8):1831–1843.
- Schaeppli, B., Perona, P., Schneider, P., and Burlando, P. (2010). Integrating river cross section measurements with digital terrain models for improved flow modelling applications. *Computers & Geosciences*, 36(6):707–716.

- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M. E. J., Black, A., Hoffmann, L., and Pfister, L. (2008). Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry and rRemote Sensing*, 63(3):283–296.
- Schwendel, A. C., Fuller, I. C., and Death, R. G. (2012). Assessing DEM interpolation methods for effective representation of upland stream morphology for rapid appraisal of bed stability. *River Research and Applications*, 28(5):567–584.
- Skinner, K. D. (2011). Evaluation of lidar-acquired bathymetric and topographic data accuracy in various hydrogeomorphic settings in the deadwood and south fork boise rivers, west-central idaho, 2007. Technical report, US Geological Survey.
- SonTek/YSI (2010). Riversurveyor s5/m9 system manual. , SonTek, San Diego, CA, USA.
- Steinbacher, F., Pfennigbauer, M., Aufleger, M., and Ullrich, A. (2012). High resolution airborne shallow water mapping. In *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Proceedings of the XXII ISPRS Congress*, volume 39, page B1.
- Storn, R. and Price, K. (1997). Differential evolution - A simple and efficient heuristic for global optimization over continuous spaces. *Journal of Global Optimization*, 11(4):341–359.
- Suganthan, P. N. (1999). Particle swarm optimiser with neighbourhood operator. In *Proceedings of the 1999 Congress on Evolutionary Computation-CEC99 (Cat. No. 99TH8406)*, volume 3, pages 1958–1962. IEEE.
- Suwandana, E., Kawamura, K., Sakuno, Y., Kustiyanto, E., and Raharjo, B. (2012). Evaluation of aster gdem2 in comparison with gdem1, srtm dem and topographic-map-derived dem using inundation area analysis and rtk-dgps data. *Remote Sensing*, 4(8):2419–2431.

- Tarekegn, T. H., Haile, A. T., Rientjes, T., Reggiani, P., and Alkema, D. (2010). Assessment of an ASTER-generated DEM for 2D hydrodynamic flood modeling. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12(6, SI):457–465.
- Trigg, M. A., Wilson, M. D., Bates, P. D., Horritt, M. S., Alsdorf, D. E., Forsberg, B. R., and Vega, M. C. (2009). Amazon flood wave hydraulics. *Journal of Hydrology*, 374(1-2):92–105.
- Tripathi, N. and Rao, A. (2002). Bathymetric mapping in Kakinada Bay, India, using IRS-1D LISS-III data. *International Journal of Remote Sensing*, 23(6):1013–1025.
- Uhlířová, K. and Zbořil, A. (2009). Možnosti využití laserového snímání povrchu pro vodohospodářské účely. *Vod. Hospodář*, 59(12):11–15.
- Valentová, J. (2001). *Hydraulika podzemní vody*. České vysoké učení technické.
- Valentová, J. (2006). Vliv prostorové schematizace na kvalitu numerického modelování proudění vody při povodních. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54(1):58–70.
- Vermeyen, T. B. (2006). Using an adcp, depth sounder, and gps for bathymetric surveys. In *World Environmental and Water Resource Congress 2006: Examining the Confluence of Environmental and Water Concerns*, pages 1–10.
- Vetter, M., Höfle, B., Mandlbürger, G., and Rutzinger, M. (2011). Estimating changes of riverine landscapes and riverbeds by using airborne lidar data and river cross-sections. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 55(2):51–65.
- Warner, J., Brunner, G., Wolfe, B., and Piper, S. (2010). Hec-ras, river analysis system applications guide: Version 4.1. Technical report, US Army Corps of Engineers, Davis, California.
- Yan, K., Di Baldassarre, G., and Solomatine, D. P. (2013). Exploring the potential of SRTM topographic data for flood inundation modelling under uncertainty. *Journal of Hydroinformatics*, 15(3):849–861.

- Yan, K., Di Baldassarre, G., Solomatine, D. P., and Schumann, G. J.-P. (2015). A review of low-cost space-borne data for flood modelling: topography, flood extent and water level. *Hydrological processes*, 29(15):3368–3387.
- Zevenbergen, L. and Thorne, C. (1987). Quantitative-analysis of land surface-topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1):47–56.

A Životopis

CURICULUM VITAE

OSOBNÍ ÚDAJE

Luděk Bureš, narozen v roce 1987, státní příslušnost ČR

ČLENEM

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Česká zemědělská univerzita v Praze (Fakulta životního prostředí)

VZDĚLÁNÍ

- 2013 - doposud Environmentální modelování (doktorské studium) - Česká zemědělská univerzita v Praze
- 2011 - 2013 Environmentální modelování (magisterské studium) - Česká zemědělská univerzita v Praze
- 2008 - 2011 Krajinářství (bakalářské studium) - Česká zemědělská univerzita v Praze

PEDAGOGICKÉ ZKUŠENOSTI

- 2015 - doposud Hydraulika II
- 2014 - 2016 Základy vodního hospodářství

VÝZKUMNÉ PROJEKTY

- 2019 - 2021 Nástroje pro efektivní a bezpečné hospodaření se srážkovou vodou na území Prahy - RainPRAGUE. (OPPPR, Hl. m. Praha)
- 2019 - 2021 Dostupnost pitné vody pro obyvatele malých obcí jako indikátor socio-ekonomického rozvoje společnosti. (TAČR)
- 2018 - 2019 Pokročilé zpracování dat leteckého laserového skenování za účelem schematizace vodních toků pro potřeby matematického modelování. (TAČR)
- 2016 - 2017 Analýza vybraných metod odhadu říční batymetrie. (IGA, CULS)
- 2014 - 2017 Nové technologie batymetrie vodních toků a nádrží pro stanovení jejich zásobních kapacit a sledování množství a dynamiky sedimentů. (TAČR)
- 2014 Experimentální určení Manningova drsnostního součinitele pro potřeby kalibrace hydrodynamických modelů pomocí sondy RIVER SURVEYOR. (IGA, CULS)
- 2013 - 2015 Geografické informační systémy pro podporu řešení krizových situací a jejich propojení na automatické vyrozumívací systémy. (BV ČR)
- 2012 - 2015 Využití hydrologického měření při schematizaci koryt vodních toků pro potřeby hydrodynamických modelů na podkladě dat leteckého laserového skenování. (TAČR)

PUBLIKACE

BURES, L., SYCHOVA, P., MACA, P., ROUB, R., MARVAL, S. (2019). River bathymetry model based on floodplain topography. *Water*, 11(6):1287.

BUREŠ, L., SYCHOVÁ, P., PAVLÍČKOVÁ, L., MARVAL, Š., URBAN, F., ROUB, R. (2019). Matematické stanovení batymetrie vodního toku–software *Bathy_supp*. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 61(3), 14-21.

BURES, L., ROUB, R., SYCHOVA, P., GDULOVA, K., DOUBALOVA, J. (2018). Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods. *Journal of Flood Risk Management*, page e12495.

NOVÁK, P., ROUB, R., VYBÍRAL, T., MARVAL, Š., HEJDUK, T., BUREŠ, L. (2017): Letecké batymetrické laserové skenování. *Geodetický a kartografický obzor*.

NOVÁK, P., ROUB, R., HRADILEK, V., MARVAL, Š., HEJDUK, T., VYBÍRAL, T., BUREŠ, L. (2017): Batymetrický přístup pro stanovení zásobních kapacit, množství a dynamiky sedimentů vodních nádrží (pilotní studie vodní nádrže Němčice), *Vodní hospodářství*.

ROUB, R., KŮRKOVÁ, M., HEJDUK, T., BUREŠ, L., NOVÁK, P. (2016): Comparing a hydrodynamic model from 5th generation DRM data and a model from data modified by means of CroSolver tool. *Acta Universitatis Carolinae. Geographica*.

ROUB, R., URBAN, F., HAVLÍČEK, V., NOVÁK, P., HEJDUK, T., BUREŠ, L., REIL, A. (2015): Vývoj softwarových nástrojů CroSolver a CroSolver for ArcGIS pro přípravu výpočetní tratě hydrodynamických. *Vodohospodářské technicko - ekonomické informace*, roč. 57, č. 1, s. 5-13. ISSN 0322-8916.

NOVÁK, P., ROUB, R., VYBÍRAL, T., HLAVÁČEK, J., HEJDUK, T., BUREŠ, L., REIL, A. (2015): Nové technologie batymetrie vodních toků a nádrží, *Vodní hospodářství*, roč. 65, č. 3, s. 13-20. ISSN 1211-0760.

ROUB, R., NOVÁK, P., VEVERKA, M., HEJDUK, T., BUREŠ, L., REIL, A. (2015): Propojení předpovědních hlásných profilů na mapový sklad záplavových území. *Vodní hospodářství*.

DALŠÍ VÝSLEDKY

NOVÁK, P., ROUB, R., VYBÍRAL, T., HLAVÁČEK, J., MARVAL, Š., HEJDUK, T., BUREŠ, L., HRADILEK, V., MÁČA, P., MAXOVÁ, J., PTÁČNÍKOVÁ, L., ČUBA, P., VACEK, M. (2017): Nové technologie batymetrie vodních toků a nádrží pro stanovení jejich zásobních kapacit a sledování množství a dynamiky sedimentů. *Metodika. Certifikace - Zeměměřický úřad*.

HRADILEK, V., ROUB, R., NOVÁK, P., VYBÍRAL, T., MARVAL, Š., HEJDUK, T., HLAVÁČEK, J., BUREŠ, L. (2017): Technologie připevnění a stabilizace měřicí aparatury RiverSurveyor M9 na kajaku za účelem měření batymetrie malých vodních nádrží. *Ověřená technologie*.

HLAVÁČEK, J., ROUB, R., MARVAL, Š., HEJDUK, T., ČUBA, P., HRADILEK, V., NOVÁK, P., VYBÍRAL, T., BUREŠ, L. (2017): Technologie připevnění a stabilizace měřicí aparatury RiverSurveyor M9 na trimaranu za účelem měření batymetrie malých vodních nádrží. *Ověřená technologie*.

NOVÁK, P., ROUB, R., URBAN, F., VYBÍRAL, T., HEJDUK, T., MAXOVÁ, J., ZAJÍČEK, A., BUREŠ, L. (2015): Využití hydrologického měření při schematizaci koryt vodních toků pro potřeby hydrodynamických modelů na podkladě dat leteckého laserového skenování. *Metodika. Osvědčení Ministerstvo životního prostředí, Zeměměřický úřad*.

ROUB, R., NOVÁK, P., VEVERKA, M., HEJDUK, T., MAXOVÁ, J., ZAJÍČEK, A., BUREŠ, L., PTÁČNÍKOVÁ, L. (2015): Geografické informační systémy pro podporu řešení krizových situací a jejich propojení na

automatické vyrozumívací systémy, DA - Hydrologie a limnologie, A - Uplatněná certifikovaná metodika.

HRADILEK, V., ROUB, R., NOVÁK, P., HEJDUK, T., VYBÍRAL, T., HLAVÁČEK, J., **BUREŠ, L.**, MÁCA, P., MAXOVÁ, J., ZAJÍČEK, A., PTÁČNÍKOVÁ, L. (2015): Specializované mapy batymetrických měření pomocí echosoundingu, DA - Hydrologie a limnologie, A - Uplatněná certifikovaná metodika (mapa).

B Dílčí studie

COMPARING A HYDRODYNAMIC MODEL FROM FIFTH GENERATION DTM DATA AND A MODEL FROM DATA MODIFIED BY MEANS OF CROSOLVER TOOL

RADEK ROUB¹, MARIE KURKOVÁ¹, TOMÁŠ HEJDUK^{1,2}, PAVEL NOVÁK², LUDEK BUREŠ¹

¹ Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Environmental Sciences, Department of Water Resources and Environmental Modeling, Czech Republic

² Research Institute for Soil and Water Conservation, Czech Republic

ABSTRACT

Flooding is a natural phenomenon that occurs with varying intensity and at irregular time intervals. Floods are the natural disasters that pose the greatest direct threat to the Czech Republic. They may cause serious critical situations during which not only extensive material damages are incurred, but so too is the loss of human life in affected areas as well as vast devastation of the cultural landscape including environmental damages. The information issued by flood forecasting services about the character and size of flood areas for individual N-year flood discharge events and specific flood scenarios is important for eliminating the potential threats and consequences of such events. Hydrodynamic models provide an adequate image of depths and flow velocities at the longitudinal or cross profiles of the watercourse during a flood event. This is why information obtained from hydrodynamic models occupies a privileged position from the viewpoint of protecting human life and mitigating property damage.

Altimetry data are the basic input into hydrodynamic models. One way to obtain such data is through the method of aerial laser scanning (ALS) from the digital terrain model (DTM). This method is considered one of the most accurate methods for obtaining altimetry data. Its major drawback is however its inability to record terrain geometry under water surfaces due to the fact that the laser beam is absorbed by the body of water. The absence of geometric data on watercourse cross sectional area may perceptibly affect results of modelling, especially if the capacity of a missing part of the channel represents a significant cross sectional area. One of the methods for eliminating this deficiency is sufficiently calculating channel depth by means of software tools such as CroSolver.

This paper deals with the construction of a hydrodynamic model using fifth generation DTM data and compares outputs from this model at various discharges with a model based on the altimetry data modified using CroSolver. Outputs from the two hydrodynamic models are compared using HEC-RAS software with the use of depth estimate data and with the use of the unmodified DTM. The comparison is done on two watercourse reaches with different terrain morphology and watercourse size. A complementary output is the comparison of inundation areas issuing from both model variants.

Our results indicate that differences in the outputs are significant, namely at lower discharges (Q_1 , Q_5), whereas at Q_{50} and Q_{100} the difference is negligible with a great role played by the morphology of the modelled area and by the watercourse size.

Keywords: aerial laser scanning (ALS), hydrodynamic model, HEC-RAS, CroSolver, cross profile – floods

Received 22 July 2015; Accepted 18 November 2015

1. Introduction

Hydrodynamic models are used to simulate hydraulic phenomena and are derived from the physical characteristics of flow, namely the laws of mass, momentum, and energy conservation. As to output details and input data requirements, they are divided into one-dimensional (1D), two-dimensional (2D), and/or combined (1D/2D) models (Roub et al. 2015).

The main factor in the creation of hydrodynamic models is input data for developing watercourse computational geometry (Ernst et al. 2010). Requirements for input data differ with respect to the hydrodynamic model used. One-dimensional (1D) hydrodynamic models feature lower requirements for input data as the computing track is formed by channel cross profiles. By contrast, in two-dimensional (2D) hydrodynamic models, a digital

terrain model has to be constructed for the entire area in question. An alternative to the above-described models are quasi-2D modelling approaches, which combine the computational 1D or 2D approaches (Lindenschmidt 2008). In the latter, the actual complicated spatial geometry is artificially divided into parts of a branched or ring network composed of several partial models, e.g., the channel and inundation area (Valentová et al. 2010; Valenta 2005).

In the case of one-dimensional modelling, methods used to obtain data on the computational geometry of the watercourse and its adjacent inundation area include geodetic surveying, photogrammetry, ALS, or a combination thereof (Novák et al. 2011).

Geodetic surveying of the channel and adjacent inundation areas of watercourses is the most time- and cost-consuming method to ascertain information about

the geometry of watercourses with respect to the size of the surveyed point field (Bharat and Mason 2001). In order to obtain data for hydrodynamic models the topography of watercourse axes is surveyed as is the topography and altimetry of cross profiles and objects on the watercourse. The distance between individual surveyed cross profiles ranges from several tens to several hundred of metres and depends especially on the variability of river channel shape. The surveying should involve the recording of watercourse spatial changeability, namely changes in channel cross sections and changes in longitudinal gradient. The usual distance between cross profiles on streams in the Czech Republic ranges from 50–100 m in built-up areas to 200–400 m outside of built-up areas (Drbal et al. 2012).

Geodetic surveying is also a necessary part of aerial photogrammetry, where it is used for surveying geodetic coordinates and the elevation of ground control points. Ground control points serve to determine orientation and scale and for transformation into the geodetic system. This procedure identifies the captured images with the actual terrain (Pavelka 2009).

Photogrammetry is a scientific discipline falling under geodesy and cartography, which deals with the acquisition of geometric data from image records, i.e., from photographs. Aerial photogrammetry uses two appropriately captured images (stereo-photogrammetry) that show the same area with a certain overlap. Data collection is further limited due to the use of a passive sensor, which is affected by atmospheric processes. Aerial photogrammetry is used for mid- and large-scale collection of topographic and altimetry data with sufficient accuracy and in considerably less time and at lower cost than with the use of geodetic methods. The low time consumption makes it possible to repeat the scanning and hence to keep data up to date (Metodický pokyn [Methodological instruction], 28181/2005-16000).

The third method of collecting spatial data for the construction of watercourse computational geometry in hydrodynamic models is aerial laser scanning. The ALS method is one of the most advanced technologies for harvesting topographic and altimetry data. Aerial laser scanning has been developed for the fast and operative mapping of large areas where standard methods (tachymetry, GPS, photogrammetry) are not sufficient (Dolanský 2004).

The ALS method is based on the principle of laser beam reflection; the precise position of the scanner and at the same time the precise direction of the emitted beam must be known. The principle consists in recording the time between the emission of the laser beam (which is as a rule within the infrared spectrum) and the reception of its reflection. The position of a given point is computed by processing this parameter (Wehr and Lohr 1999; Dolanský 2004; Novák et al. 2011; Oršulák and Pacina 2012). The advantage of this method consists

in fast data collection, relatively low costs, and the ability to survey difficult terrain and large areas (Charlton et al. 2003).

Currently a new altimetry survey is being conducted in the Czech Republic with the use of the ALS method. It draws from current altimetry databases that contain data that are already obsolete for certain territorial types, their quality and accuracy adversely affecting the quality of national map series as well as digital geographic databases of the Czech Republic (Brázdil 2009). The goal is to ensure in collaboration with the State Administration of Land Surveying and Cadastre (ČÚZK), the Czech Ministry of Agriculture, and the Czech Ministry of Defence a high-quality geographic data infrastructure that would be uniform and standardized for the whole territory of the Czech Republic.

2. Methodology

2.1 The underlying data

The basic groundwork was altimetry data from the fifth generation DTM of the Czech Republic. The data were provided by the State Administration Land Surveying and Cadastre (ČÚZK) and delivered in the S-JTSK coordinate reference system and the Baltic Vertical Datum after adjustment in ASCII coding and formatted with X, Y, and H values.

Data on N-year discharges were taken from the Registration Sheet of Crier Profile no. 127 for the Otava River and no. 182 for the Úhlava River (Tab. 1).

Tab. 1 Flow volumes corresponding to N-year discharges.

Site	N = year discharges Q_n [m ³ /s]				
	Q ₁	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
Otava R.	146	300	394	680	837
Úhlava R.	36.7	82.4	111	201	250

2.2 Description of the study areas

The hydrodynamic models were constructed for two watercourse reaches with different terrain morphology and stream size. The first site of interest was a reach on the Otava River in Písek and the second one was a reach on the Úhlava River in Přeštice.

2.2.1 The Otava River site

The Otava River site is represented by a reach of 2,224 m in the cadastral area of Písek municipality. The reach is delimited by river km 22.4–24.6 and was divided into a total of 20 cross profiles (Fig. 1). The selected stream reach is situated in the central and north-eastern parts of the town

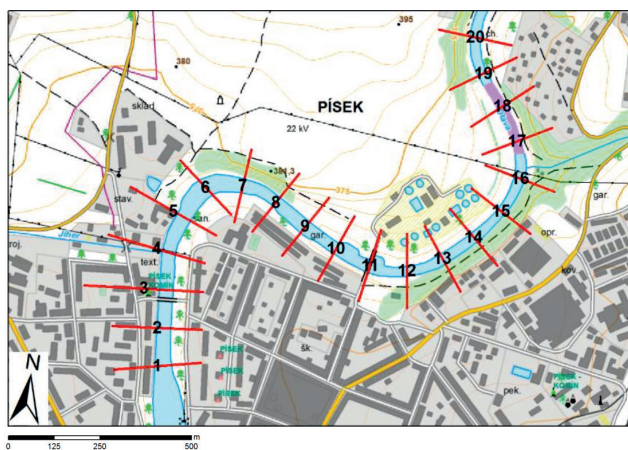


Fig. 1 Localization of cross profiles on the Otava River reach.

The Otava River is a third order stream and a left-bank tributary of the Vltava (Moldau) River, originating at the confluence of the Vydra River and Křemelná River in the Šumava Mountains near Čeňkova Pila. In the selected stream reach, the Otava River already indicates typical lowland features with an average top width of about 35 m. The average annual discharge in this section is 23.4 m³/s and the average annual water level height is 90 cm (ČHMÚ 2015a).

2.2.2 The Úhlava River site

The second concerned site is a 1,280 m reach of the Úhlava River situated in the cadastral area of Přeštice. The reach is delimited by river km 30.5–31.7 and was divided into a total of 13 cross profiles (Fig. 2). The Úhlava River is a watercourse smaller than the Otava River, and its average annual discharge is 5.51 m³/s (ČHMÚ 2015b). Terrain morphology is very specific with the entire right-bank side lying very low, and therefore extensive spills can be expected when the stream overflows its banks.

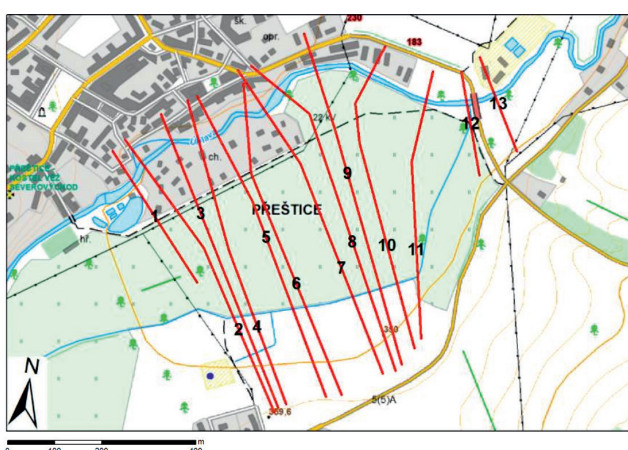


Fig. 2 Localization of cross profiles on the Úhlava River reach.

2.3 CroSolver Toolbox

As during ALS the laser beam does not penetrate the water's surface, the real shape of the channel is neglected,

which may considerably distort the results of hydrodynamic modelling (Podhoranyi and Fedorcak 2014). The CroSolver (Cross section Solver) tool was developed to resolve this problem; it is available in two variants: CroSolver as a library of functions in the R programming language (Roub et al. 2012b) and as the CroSolver Toolbox consisting of Python scripts for use in ArcGIS (Roub et al. 2015).

The basic computing diagram of the tool is shown in Figure 3. During pre-processing, cross profiles are constructed first based on the specified distance between the profiles and watercourse width; the distance between the profiles affects the details of the results. The depth is then determined based on other channel parameters at the time of ALS, such as discharge, channel roughness coefficient, slope gradients, water surface smoothing distance, and the selected method for determining depth (Roub et al. 2015).

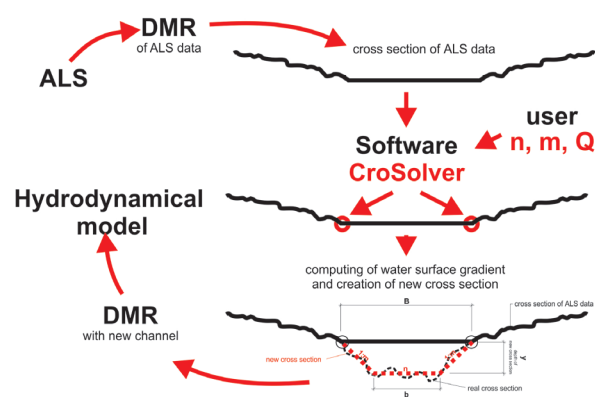


Fig. 3 The basic working scheme of CroSolver software (CroSolver 2014).

In the next step, the constructed cross profiles are prepared for depth computation. The constructed cross profiles are two-dimensional only. The extreme points of the cross profiles should characterize the contact points of the water surface and channel bank. Because we are searching for a point that is as close to the water surface as possible, it holds that such a point has the lowest height. Thus, a search radius for this point must be entered into the software. The tool will find the lowest point in the search field and will return its height and position vertical to the cross profile. A point defined in this way characterizes a point on the bank slope at the water surface.

The computation of watercourse channel depth is based on pre-processing data and on the characteristics of the watercourse channel. The computation is carried out for steady, uniform flow using the continuity equation and the Chézy formula with the calculation of flow rate coefficient according to Manning:

$$\begin{aligned}
 Q &= v S, \\
 v &= C \sqrt{R i}, \\
 R &= S/O, \\
 C &= R^{1/6}/n,
 \end{aligned}$$

where Q is discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), S – cross-sectional area (m^2), v is flow velocity (m s^{-1}), C – flow velocity coefficient, ($\text{m}^{0.5} \text{s}^{-1}$), i is water level gradient (–), R is hydraulic radius (m), n is Manning’s roughness coefficient (–) (Roub et al., 2015).

2.4 Construction of the digital terrain model in ArcGIS

The fifth generation DTM data were delivered in ASCII coding stored in *.xyz format. Therefore, it was necessary to convert them into a shapefile first (namely a point layer) in ArcGIS using the 3D Analyst extension’s “ASCII 3D to feature class” function. Subsequently, a digital terrain model was constructed from the point layer in TIN format. The resulting TIN model of the Pisek site is shown in Figure 4.

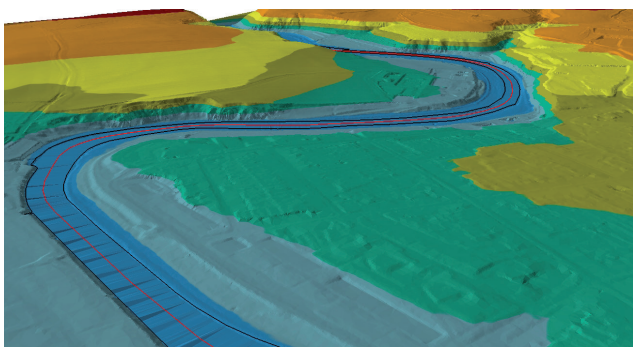


Fig. 4 3D display of the Pisek site digital terrain model.

2.5 Creation of geometry with the HEC-GeoRAS extension

One of basic inputs into the HEC-RAS program is the geometry data of a watercourse. It is formed primarily by the watercourse axis, embankment lines, and cross profiles with altimetry data. All input data were created in ArcGIS using the HEC-GeoRAS extension, which allows the direct export of data in the form applicable for HEC-RAS.

In the case of the Otava River, cross profiles were automatically distributed with minor manual modifications so that the profiles do not cross one another and characterize watercourse geometry as realistically as possible. For the Úhlava River, asymmetric profiles had to be constructed with respect to the large inundation area on the right bank of the watercourse. The profiles were plotted manually and wrapped to prevent their crossing.

A 3D layer of cross profiles was constructed using the “RAS Geometry – XS Cut Line Att. – All” function. Thus, the attribute table of cross profiles was filled (namely the stationing added), and a layer was created of cross profiles with the altimetry information taken from the digital terrain model.

2.6 Determining channel depth by means of CroSolver Toolbox

The input layer into the CroSolver tool is the stream axis vectorized against the flow direction. Another input is the DTM stored in the *.txt text format. Data from the State Administration of Land Surveying and Cadastre (ČÚZK) were provided stored in *.xyz format, and therefore it was necessary that they be stored in the required format first. The actual process of calculating depth consists of three steps.

In the first step, a set of watercourse input axes had to be chosen as did parameters for dividing the watercourse into individual polygons, i.e., the distance between cross profiles and average width of the watercourse. For the Otava River the distance between profiles was set at 80 m and watercourse width at 30 m. For the Úhlava River, these figures were 60 m and 15 m, respectively.

In the second step, the output file from the previous step was entered (either as a text file or as a shapefile) and the DTM stored in the *.txt format. In both cases, the radius for finding the lowest point was set at 10 m.

In the third step, the input to be entered was the output from the previous step and optional parameters, including the method of depth computation, discharge, Manning’s roughness coefficient, slope gradient, and minimum distance for water level calculation (Table 2). The discharge value entered was the actual value measured at the time of data acquisition by ALS.

Tab. 2 Parameters chosen when determining depth.

Parameter	Otava R.	Úhlava R.
Method of calculation	by gradient	by gradient
Discharge [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	15.2	3.612
Roughness coefficient [–]	0.033	0.026
Slope gradient 1 : m [–]	2	2
Min. distance for water level calculation [m]	100	100

2.7 Hydrodynamic model construction in HEC-RAS

The freely available HEC-RAS program was used, which allows for one-dimensional calculations of steady and non-steady, non-uniform flow and sediment transport (movable bed), as well as the modelling of temperature changes in flowing water. In order to assess whether it is possible to use hydrological surveying for the creation of flow geometry, a steady flow calculation was used. The calculation of steady flow is based on a calculation of non-uniform water flow in the stream channel in sections. The program can divide the cross section into the actual stream channel (i.e., the effective area of flow), and the left and right inundation zones. Determining water surface profiles with HEC-RAS is based on a one-dimensional

method using Bernoulli's principle. Energy losses are calculated by friction loss using Manning's equation, while local losses are expressed with contraction and expansion coefficients. Areas that are more hydraulically complex such as overfalls, confluences, bifurcations, bridges, and culverts are dealt with using modified equations of movement.

Two models were constructed for the two sites in HEC-RAS 4.1.0, which differed only in their input geometry data. The entered discharge, roughness, and boundary condition values were identical. Values entered for the Otava River were as follows: channel – 0.033, left bank at the first three profiles where a smooth concrete wall occurs – 0.026, remaining banks with mainly grasslands – 0.03. Roughness values chosen for the Úhlava River were as follows: channel – 0.026, banks with grasslands – 0.027.

The upper boundary conditions were given by N-year discharges Q_1 , Q_5 , Q_{10} , Q_{50} and Q_{100} . Critical depth was selected as the lower boundary condition, where the program computes a critical depth for each profile and other data need not be entered. The models were simulated in the subcritical flow regime.

In the case of the Úhlava River, geometry data had to be additionally modified. Considering the great similarity between fifth generation DTM data and the width of cross profiles, the number of points exceeded the maximum value (500 points) in some profiles. In such profiles, the excessive points had to be filtered off with geometry data editing (Fig. 5).

Other modifications were necessary on the Otava River, where the "levees" option had to be selected (Fig. 6). HEC-RAS models flooding in the cross section based on altitude but does not consider obstacles that water has to overcome first. The stationing and altitudes of needed points were inserted into the cross sections.

This measure was not used on the Úhlava River due to its terrain morphology. Based on the exploration of the DTM and aerial photographs of the area, spilling was considered over the entire surface since terrain roughness was low and sparse.

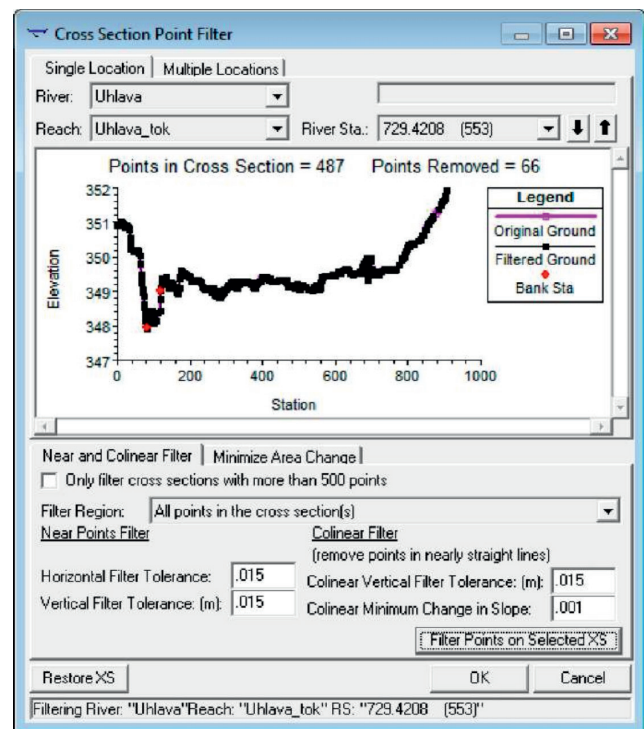


Fig. 5 Filtering off points in cross profiles.

3. Results

Results are presented in the form of graphic comparisons of three output characteristics from the HEC-RAS models:

- water surface elevation,
- cross sectional areas,
- top width.

For comparison, the course of values along the entire longitudinal profile is illustrated as are the average values of differences in the characteristics of all cross profiles for the respective N-year discharges. Average deviations were calculated by subtracting the value of the models with and without depth computation. In addition, inundation areas derived from each model were compared. Summary charts include plotted results for the channel without

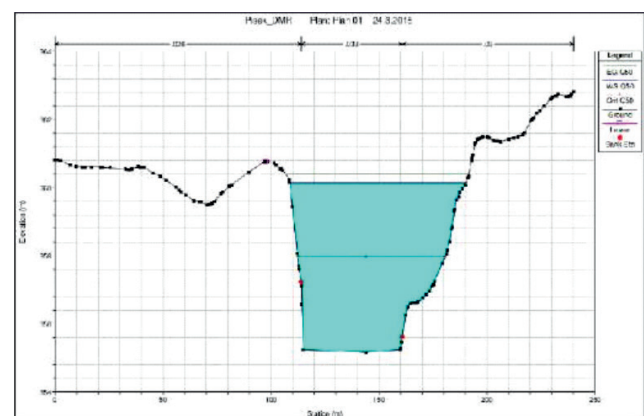
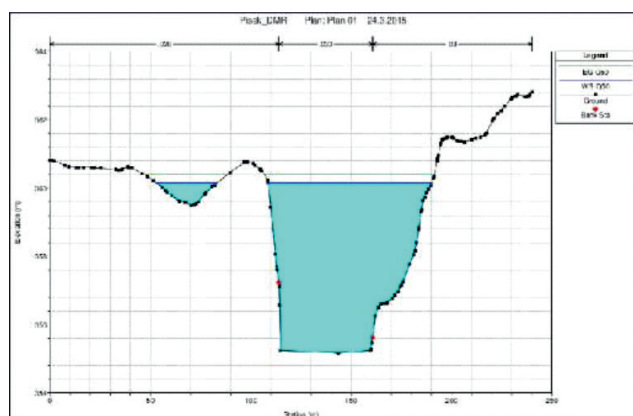


Fig. 6 Comparison of models with/without the "levee" option. (a) Result without using "levees". (b) Result using "levees".

depth calculation (fifth generation DTM) and with depth calculation (CroSolver).

3.1 Evaluation of the Otava River site

Figure 7 shows an example of watercourse channel depth determined by using the CroSolver software as compared with an untreated profile from the fifth generation DTM data. The only difference in geometry apparently occurs only in the channel while the inundation area and surroundings do not change in the process.

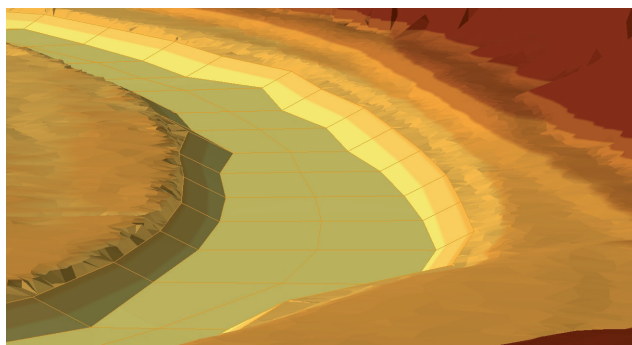


Fig. 7 Example of profile with calculated depth as compared with a profile without depth calculation.

3.1.1 Comparison of water surface elevations

It follows from Figures 8 and 9 that the difference between water surface elevations for the watercourse channels with and without depth calculation steadily decreases. At some discharges we can even see a phenomenon when the fifth generation DTM result corresponds to a different N-year CroSolver result (for example, a fifth generation DTM-based model for Q_5 gives nearly identical results as a depth-calculated model for Q_{10}).

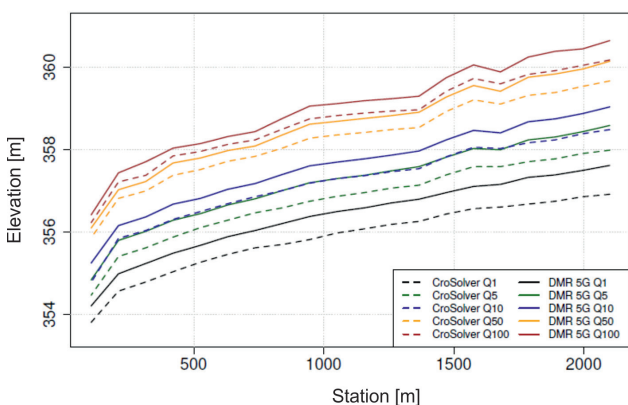


Fig. 8 Comparison of water surface elevations along the longitudinal profile at individual discharges.

3.1.2 Comparison of cross sectional areas

In cross sectional areas the trend is less clear (Fig. 11). The difference in the cross sectional areas gradually decreases at first, being generally insignificant, and the

cross sectional area from the depth-calculated model at Q_{50} is even larger than that from the non-depth-calculated model. A shift in Q_{100} can be explained based on Figure 10, where a sudden increase of the area of two cross sections is obvious in the results based on the fifth generation DTM. These deviations were caused by the watercourse overflowing at given places in the non-depth-calculated model and by the subsequent spill, which significantly changed the shape of the cross sectional area. An example of the spill difference at the specific profile is shown in Figure 12.

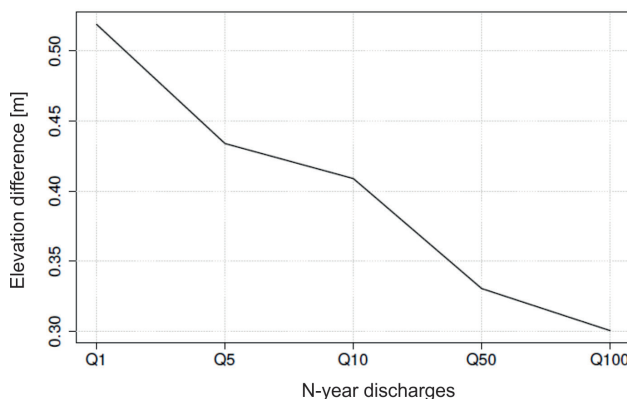


Fig. 9 Average deviation of elevations at individual discharges.

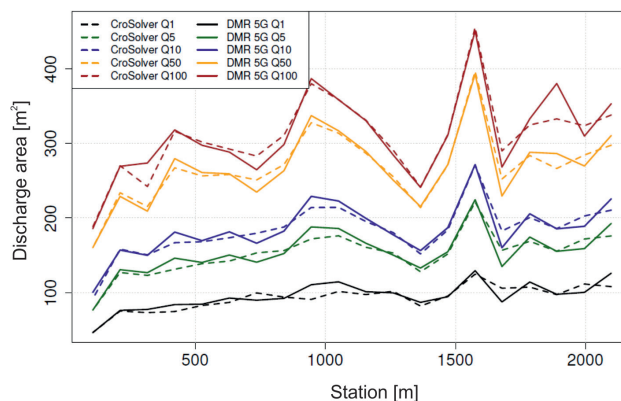


Fig. 10 Comparison of cross sectional areas along longitudinal profile at individual discharges.

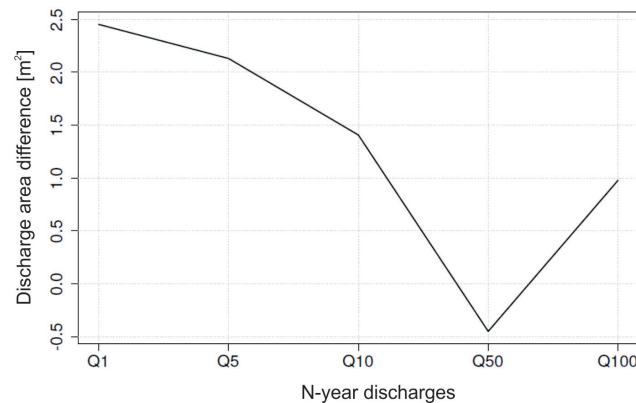
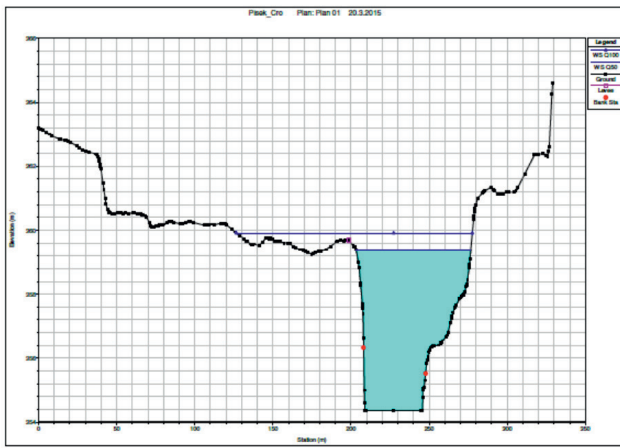
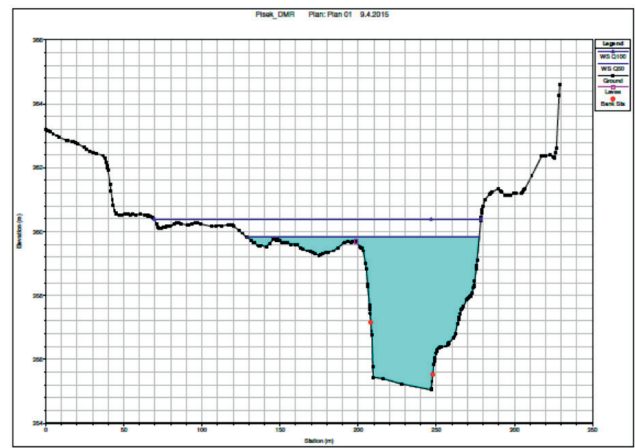


Fig. 11 Average deviation of cross sectional areas at individual discharges.



a) CroSolver



b) DMR 5G

Fig. 12 Comparison of spills at profile no. 3 – Q_{50} and Q_{100} .

3.1.3 Comparison of top widths

Top width significantly depends on terrain morphology. Due to different spills, average differences are distorted (Fig. 14). The situation is similar as in the case of cross sectional areas. The result can be better seen in Figure 13. Top width difference is apparently pronounced namely at lower discharges (Q_1 , Q_5 , and Q_{100}), whereas the course is practically identical on a greater part of the reach at Q_{50} and Q_{100} . Exceptions are several cross profiles where larger spills occurred into the inundation area in the fifth generation DTM-based model, and hence an abrupt growth of top width difference was recorded (Fig. 12).

3.1.4 Comparison of inundation areas

Inundation area Q_1 was chosen to illustrate differences in spill. Figure 15 shows that differences in the inundation area were minimal even for the lowest discharge for which all monitored characteristics exhibited the greatest differences between the depth-calculated model and the non-depth-calculated model.

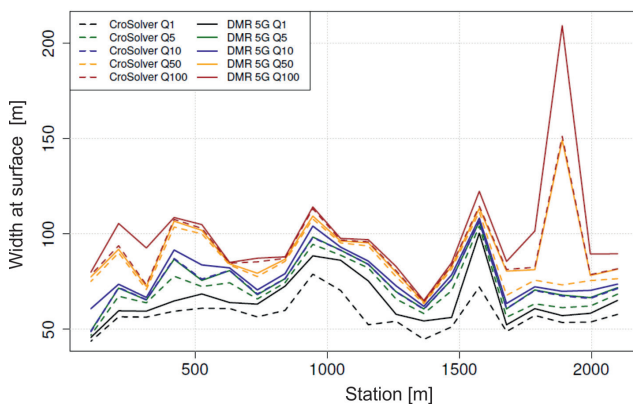


Fig. 13 Comparison of top width along longitudinal profile at individual discharges.

3.2 Evaluation of the Úhlava River site

Figure 16 depicts the longitudinal profile of the studied reach of the Úhlava River. It provides a typical example of terrain morphology in the given locality. An extensive inundation area stretches along the right bank.

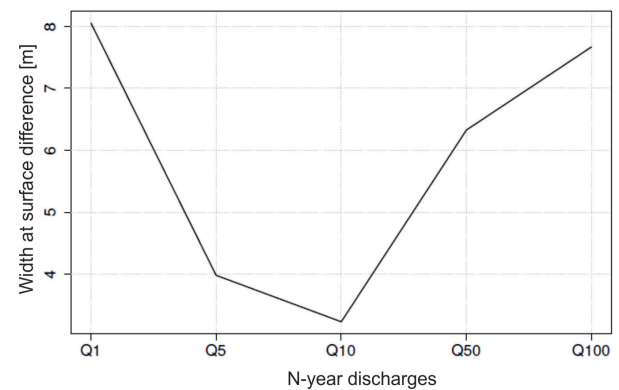


Fig. 14 Average top width deviation at individual discharges.



Fig. 15 Comparison of inundation area at discharge Q_1 at the Otava River site.

3.2.1 Comparison of water surface elevations

Figures 16 and 17 indicate that a significant difference in water surface elevations was observed namely at Q_1 . At this discharge, overflowing occurred only in the non-depth-calculated model, and the channel modified with CroSolver still had sufficient capacity for handling this discharge. At Q_{50} and Q_{100} , the difference in water surface elevation was already negligible.

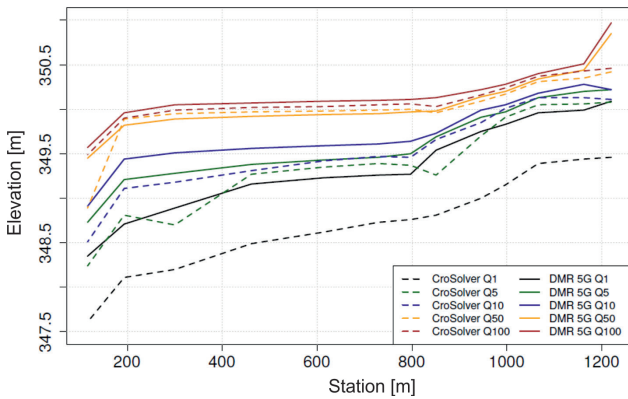


Fig. 16 Comparison of water surface elevation along the longitudinal profile at individual discharges.

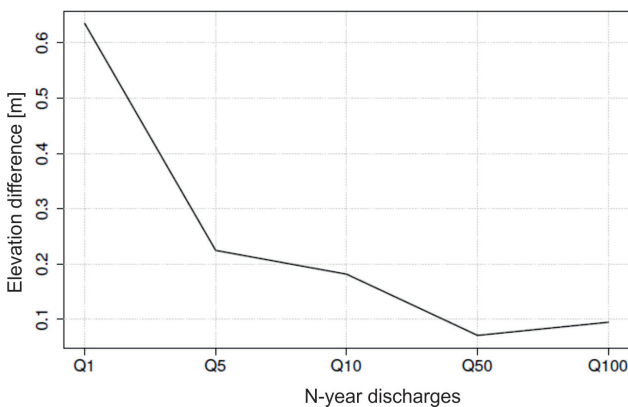


Fig. 17 Average elevation difference at individual discharges.

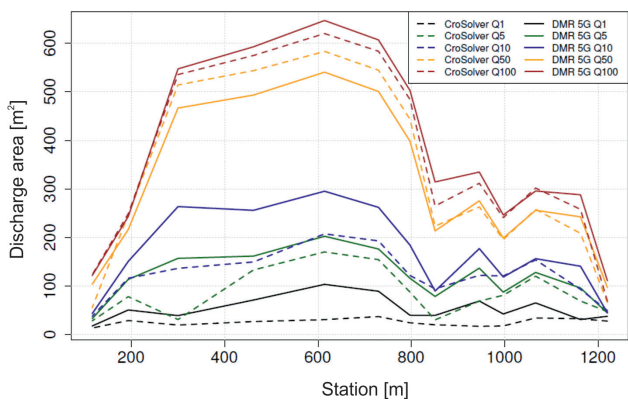


Fig. 18 Comparison of cross sectional areas along the longitudinal profile at individual discharges.

3.2.2 Comparison of cross sectional areas

Considering the rugged terrain and extensive spill, the cross sectional area was considerably variable here. Figures 18 and 19 show the ambiguous results for this characteristic.

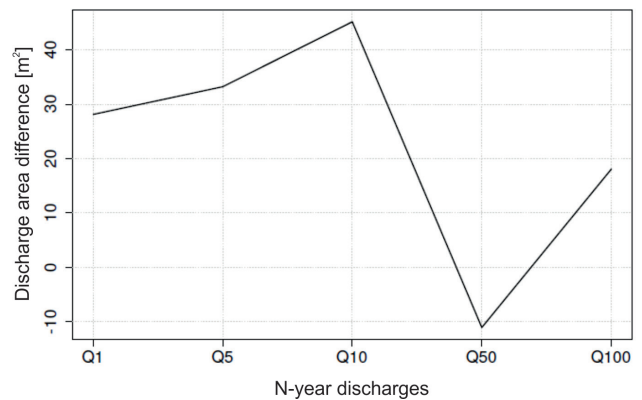


Fig. 19 Average deviation in cross sectional areas at individual discharges.

3.2.3 Comparison of top widths

The resulting top widths reflect once again the mode of water spill into the inundation area. Figures 20 and 21 show that differences in the top widths gradually dwindle up to Q_{50} and Q_{100} , where the courses of top widths are practically identical for the two model options.

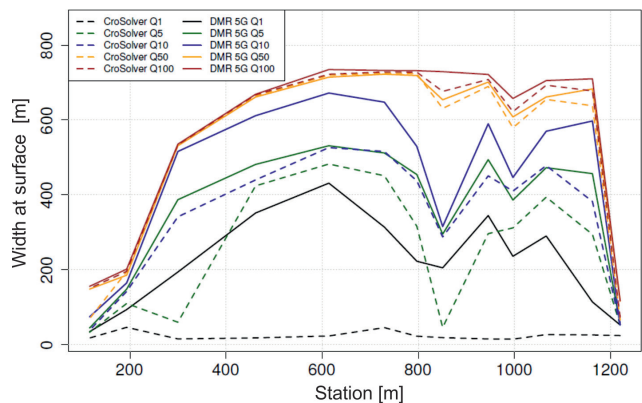


Fig. 20 Comparison of top widths along the longitudinal profile at individual discharges.

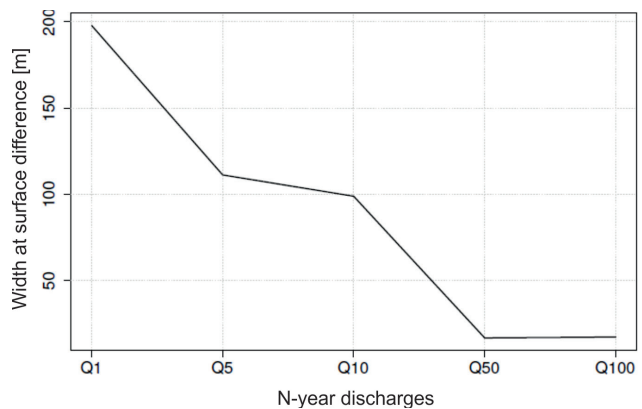


Fig. 21 Average deviation of top widths at individual discharges.

3.2.4 Comparison of inundation areas

A simulation of Q_1 was chosen for illustration. Figure 22 shows the difference in spills caused by the sufficient retention capacity of the channel in the model with calculated depth channel as compared with the insufficient channel capacity in the non-depth-calculated model. In the other variants, the difference was not so conspicuous due to the fact that bank overflow occurred also in the non-depth-calculated model.



Fig. 22 Comparison of inundation areas at discharge Q_1 at the Úhlava River site.

4. Discussion

This paper deals with the synthesis of data from hydrological measurements and ALS, which provide an alternative to the use of geodetic measurement data for hydrodynamic modelling. One of outputs is the assessment of the possibility for using ALS data in water management, while the development of specialized tools such as CroSolver attempts to eliminate errors in ALS-based input data for hydrodynamic modelling.

The main source of error when using the unmodified DTM derived from ALS data is neglect of the submerged part of the watercourse channel by which the size of the cross sectional area and the wetted perimeter in particular are affected.

It should be pointed out however that even the use of geodetic surveying itself may pose some problems, such as, for example, cross profiles of insufficient capacity or a too large distance between the cross profiles. When using the cross profiles from the DTM, these deficiencies can be easily eliminated; however, the use of geodetically oriented data requires, for example, additional elongation of the cross profile or cross file interpolation directly in the modelling software (HEC, 2010). These procedures may introduce errors into the computation.

Errors can also be introduced by using the CroSolver tool. Based on a sensitivity analysis, Roub et al. (2015) confirm that CroSolver is sufficiently robust in regards to input parameters (slope gradients, roughness coefficient). One of the disadvantages of this software however

is the impossibility of choosing the schematic shape of the watercourse channel cross section.

The tool currently uses trapezoidal schematization. Nevertheless, this shape cannot characterize natural channels. Podhoranyi and Fedorcak (2014) inform that the influence of the shape used for schematization on the results of modelling has not been clearly demonstrated so far. Complications can be brought also by objects along the watercourse, with which CroSolver currently cannot work satisfactorily. On the other hand, Roub et al. (2015) expect the tool's accuracy to improve along with the improving accuracy of DTM input data.

Other sources of error include inaccurately measured discharge used in determining depth with the software. Moreover, the ALS-based digital terrain model is very heavy in terms of data volume, and this factor may prove to be limiting in working with a large area. In this respect, it would be possible to reduce appropriately the use of TIN without impairing its accuracy (Roub et al. 2012a).

5. Conclusion

This paper aims at a comparison of outputs from hydrodynamic models based on two computational geometries: (1) cross profiles obtained from the DTM based on fifth generation DTM data and (2) cross profiles obtained from the DTM including watercourse channel depth calculated using the CroSolver tool.

The above-mentioned results indicate that outputs from the hydrodynamic model based on the fifth generation DTM are – as expected – overestimated compared with the model with calculated depths. These differences are most apparent at lower discharges (Q_1 and Q_5) on both studied reaches. In contrast, differences at Q_{50} and Q_{100} are negligible. These are corresponding results considering the fact that a lower influence of discharge reached during ALS (used for determining depth) was assumed at higher modelled discharges.

The differences were obvious when comparing the two monitored sites. While the differences of all characteristics on the Otava River were relatively insignificant with respect to the watercourse size, the differences on the Úhlava River were greater. This was due to the effect of terrain morphology as the deeply incised Otava River channel does not practically allow spill into the inundation area, whereas the Úhlava River floods nearly its entire inundation area after bank overflow. Thus, the significance of the CroSolver tool is best demonstrated in the inundation results as well as where thanks to depth calculation a sufficient channel capacity can be expected for handling the required discharge.

The results of our work demonstrate that the CroSolver tool has high potential for use. Further research could be focused on comparing the models with calculated depths directly with models based on geodetic measurements, possibly with the readout of discharge measured at

the time of scanning. At the same time, a more extensive comparison of the influence of watercourse morphology and size on resulting differences when using the CroSolver tool would be useful.

Acknowledgements

The results reported in this text were obtained with the support of the Czech Technology Foundation, programme Alpha, project TA04020042 – New technologies bathymetry of rivers and reservoirs to determine their storage capacity and monitor the amount and dynamics of sediments and BV II/2-VS, project VG3VS/229 – “Geographical information systems to support crisis situations and their connection to the automatic warning systems”.

REFERENCES

- BHARAT, L., MASON, D. C. (2001): Application of airborne scanning laser altimetry to the study of tidal channel geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 56, 100–120. [http://dx.doi.org/10.1016/S0924-2716\(01\)00041-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0924-2716(01)00041-7)
- BRÁZDIL, K. (2009): Projekt tvorby nového výškopisu území České republiky. *Geodetický a kartografický obzor* 55(7), 145–151.
- CROSSLVER (2014): CroSolver for ArcGIS, Nástroj CroSolver pro práci v prostředí ArcGIS, Ver 1.0 – Manual, online: <http://fzp.czu.cz/vyzkum/software.html>, cit. 9. 3. 2015.
- ČHMÚ (2015a): Evidenční list hlásného profilu Písek, online: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307230, cit. 18. 2. 2015.
- ČHMÚ (2015b): Evidenční list hlásného profilu Přeštice, online. http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=2505279, cit. 7. 3. 2015.
- DOLANSKÝ, T. (2004): Lidary a letecké laserové skenování. *Acta Universitatis Purkynianae*, 99, *Studia geoinformatica*. Univerzita J. E. Purkyně v Ústí nad Labem.
- DRBAL, K., ŠTĚPÁNKOVÁ, P., LEVITUS, V., ŘÍHA, J., DRÁB, A., SATRAPA, L., HORSKÝ, M., VALENTA, P., VALENTOVÁ, J., FRIEDMANNOVÁ, L. (2012): Metodika tvorby map povodňového nebezpečí a povodňových rizik. Ministerstvo životního prostředí, 91 s., online: http://cds.chmi.cz/dokumentace/Metodika_mapovani_2012-03-13.pdf (cit. 24. 3. 2015).
- ERNST, J., DEWALS, B. J., DETREMBLEUR, S., ARCHAMBEAU, P., ERPICUM, S., PIROTON, M. (2010): Micro-scale flood risk analysis based on detailed 2D hydraulic modelling and high resolution geographic data. *Natural Hazards* 55(2), 181–209. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-010-9520-y>
- HEC (2010): HEC-RAS River Analysis System. User's Manual. U.S. Army Corps of Engineers – Hydrologic Engineering Center – HEC, Davis, CA.
- CHARLTON, M. E., LARGE, A. R. G., FULLER, I. C. (2003): Application of airborne lidar in river environments: the river Coquet, Northumberland, UK, *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 299–306. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.482>
- LINDENSCHMIDT, K. E. (2008): Quasi-2D approach in Modeling the transport of contaminated sediments in floodplains during river flooding. Model coupling and uncertainty analysis. *Environmental Engineering Science* 25(3), 333–351. <http://dx.doi.org/10.1089/ees.2006.0192>
- Metodický pokyn (28181/2005-16000) k zadávání fotogrammetrických činností pro potřeby vymezení záplavových území v souvislosti s aplikací ustanovení § 66 odst. 1 zákona č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon), ve znění pozdějších předpisů, a vyhlášky č. 236/2002 Sb., o způsobu a rozsahu zpracování návrhu a stanovování záplavových území.
- NOVÁK, P., ROUB, R., HEJDUK, T. (2011): Využití hydrologického měření při tvorbě hydrodynamických modelů z dat leteckého laserového skenování. *Vodní hospodářství* 61(8), 297–302.
- ORŠULÁK, T., A PACINA J. (2012): 3D modelování a virtuální realita. Ing. Tomáš Kukulenka, Ústí nad Labem.
- PAVELKA, K. (2009) *Fotogrammetrie 1*. ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Praha, 200 s.
- PODHORANYI, M., FEDORCAK, D. (2014): Inaccuracy introduced by Lidar-generated gross sections and its impact on 1D hydrodynamic simulations. *Environmental Earth Sciences* 73(1), 1–11.
- ROUB, R., HEJDUK, T., NOVÁK, P. (2012a): Využití dat z tvorby nového výškopisu území České republiky metodou leteckého laserového skenování při analýze a mapování povodňových rizik. *Geodetický a kartografický obzor* 58(1), 4–8.
- ROUB, R., HEJDUK, T., NOVÁK, P. (2012b): Automating the creation of channel cross section data from aerial laser scanning and hydrological surveying for modeling flood events, *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 60(3), 227–241.
- ROUB, R., URBAN, F., HAVLÍČEK, V., NOVÁK, P., HEJDUK, T., BUREŠ, L., REIL A. (2015): Vývoj softwarových nástrojů CroSolver a CroSolver for ArcGIS pro přípravu výpočetní trať hydrodynamických modelů. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace* 57(1), 5–13.
- VALENTA, P. (2005): Využití numerických modelů proudění vody v protipovodňové ochraně. ČVUT v Praze, Fakulta stavební.
- VALENTOVÁ, J., VALENTA, P., WEYSKRABOVÁ, L. (2010): Assessing the retention capacity of a floodplain using a 2D numerical model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 58(4), 221–232.
- WEHR, A., LOHR, U. (1999): Airborne laser scanning – an introduction and overview, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54, 68–82. [http://dx.doi.org/10.1016/S0924-2716\(99\)00011-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0924-2716(99)00011-8)

RESUMÉ

Porovnání hydrodynamického modelu z dat DMR 5. generace a modelu z dat upravených pomocí nástroje CroSolver

Povodeň je přírodní jev, který se vyskytuje v různé intenzitě a nepravidelných časových intervalech. Povodně představují pro Českou republiku největší přímé nebezpečí v oblasti přírodních katastrof a mohou být i příčinou závažných krizových situací, při nichž vznikají nejenom rozsáhlé materiální škody, ale rovněž ztráty na životech obyvatel postižených území a dochází k rozsáhlé devastaci kulturní krajiny včetně ekologických škod. Z hlediska eliminace potenciálního ohrožení a samotných následků těchto událostí jsou významné informace předpovědní povodňové služby o charakteru a o rozsahu záplavových území pro jednotlivé N-leté povodňové průtoky a konkrétní povodňové scénáře. Adekvátní představu o hloubkách a rychlostech při povodňové události, v podélném či příčném profilu vodního toku, poskytují hydrodynamické modely. Získané informace z hydrodynamických modelů tak

zaujímají výsadní postavení z pohledu ochrany životů i zmírnění škod na majetku občanů.

Základním vstupem do hydrodynamických modelů jsou výškopisná data. Jedním ze způsobů získání dat je jejich pořízení metodou leteckého laserového skenování (LLS) pro tvorbu digitálního modelu reliéfu (DMR). Tato metoda je označována za jednu z nejpresnějších metod pro získání výškopisných dat. Jejím úskalím je však neschopnost zaznamenat geometrii terénu pod vodní hladinou, a to díky pohlcení laserového paprsku vodní masou. Absence geometrických dat o průtočné ploše vodního toku může citelně ovlivnit výsledky modelování, zejména pokud chybějící část koryta reprezentuje svou kapacitou významnou průtočnou plochu. Jedním ze způsobů odstranění této chyby je dodatečné zahloubení koryta pomocí softwarových nástrojů, jakým je například CroSolver.

Předkládaný příspěvek se zabývá sestavením hydrodynamického modelu s využitím dat DMR 5. generace a porovnává jeho výstupy při různých průtocích s modelem založeným na výškopisných datech upravených pomocí nástroje CroSolver. Jedná se o srovnání výstupů hydrodynamických modelů v programu HEC-RAS při použití zahloubených dat a při použití neupraveného DMR. Srovnání je provedeno na úsecích dvou vodních toků s odlišnou morfologií terénu a velikostí vodního toku. Doplňujícím výstupem je porovnání záplavových území vycházejících z obou variant modelů.

Z výsledků vyplývá, že rozdíly ve výstupech jsou významné především u nižších průtoků (Q_1 , Q_5), zatímco pro Q_{50} a Q_{100} je rozdíl zanedbatelný, přičemž velký vliv má samotná morfologie modelovaného území a velikost vodního toku.

Radek Roub, Marie Kurková, Luděk Bureš
Czech University of Life Sciences Prague
Faculty of Environmental Sciences,
Department of Water Resources and Environmental
Modeling
Czech Republic


Tomáš Hejduk
Czech University of Life Sciences Prague
Faculty of Environmental Sciences,
Department of Water Resources and Environmental
Modeling
Czech Republic

Research Institute for Soil and Water Conservation
Žabovřeská 250, Praha 5 – Zbraslav, 156 27
Czech Republic

Pavel Novák
Research Institute for Soil and Water Conservation
Žabovřeská 250, Praha 5 – Zbraslav, 156 27
Czech Republic
E-mail: novak.pavel@vumop.cz

ORIGINAL ARTICLE

Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods

Ludek Bures  | Radek Roub | Petra Sychova | Katerina Gdulova | Jana Doubalova

Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Environmental Sciences, Department of Water Resources and Environmental Modeling, Suchbát, Czech Republic

Correspondence

Ludek Bures, Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Environmental Sciences, Department of Water Resources and Environmental Modeling, Kamycka 1176, 165 21 Prague 6, Suchbát, Czech Republic.
Email: buresl@fzp.czu.cz

Funding information

Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Environmental Sciences, Internal Grant Agency (IGA), Grant/Award Number: IGA/20164233; Technologická Agentura České Republiky, Grant/Award Number: TJ01000132

Topographic data plays an essential role in hydraulic modelling of floods. A high-precision digital elevation model (DEM) including river bathymetry (bed topography) is required. DEMs can be derived from such various data sources as ground surveying or remote sensing techniques. This study is focused on (a) the DEM error that results from the inability to scan the morphology of the channel using remote sensing methods, and (b) assessment of its impact on the results of a one-dimensional (1D) hydraulic model. DEMs produced by remote sensing techniques were tested in combination with ground surveying and by software-updated remote sensing data. Differences in riverbed representation and thalweg position were evaluated. The 1D hydraulic model HEC–RAS was chosen to determine the impact of various DEM sources on the hydraulic quantities (water surface elevation, inundation area). The study was carried out on a reach of the River Vltava (Czech Republic). The best results were achieved by DEMs that combined remote sensing data with ground mapping. Good results also were obtained using software-updated remote sensing data. Neglecting of cross-sectional area in remote sensing data has an important impact on the results of hydrodynamic models.

KEYWORDS

DEM, digital elevation model, floods, hydraulic modelling, river bathymetry

1 | INTRODUCTION

A flood wave's movement through a riverbed is interesting to scientists from many points of view, including for its relationship to flooding, geomorphology, ecology, sociology, as well as the economy. Hydraulic models are used successfully for examining these phenomena.

Topographic data are essential for hydraulic modelling. Many models require topographic data in the form of a digital elevation model (DEM). Ground surveying is the long-traditional method used in topographic mapping. Although ground surveys have the advantage of high accuracy, their disadvantages are slow data collection, and high cost of data acquisition (Roub, Hejduk, & Novak, 2012). In recent decades, new methods for topographic mapping have been developed. The most commonly used are remote sensing

techniques utilising radar waves and laser altimetry (Baltsavias, 1999; Gao, 2009; Lyzenga, Malinas, & Tanis, 2006; Marcus & Fonstad, 2008).

The quality and usability of hydrodynamic model results depend on the accuracy and availability of topographic data. A DEM's vertical accuracy and spatial resolution are particularly important (Bates & De Roo, 2000; Horritt & Bates, 2001; Horritt, Bates, & Mattinson, 2006; Merwade, Cook, & Coonrod, 2008; Sanders, 2007). DEMs with global coverage are usually obtained from satellites. Although these DEMs usually have spatial resolution commonly inadequate for flood simulation, they are often used because of their low acquisition costs. The most commonly used DEMs are Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), having 30 m resolution, and Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), with 90 m resolution

(Ali, Solomatine, & Di Baldassarre, 2015; Domeneghetti, 2016; Schumann et al., 2008; Yan, Di Baldassarre, & Solomatine, 2013). SRTM data with 30 m resolution is also available. More detailed information about other data sources from satellites can be found in the work of Yan, Di Baldassarre, Solomatine, and Schumann (2015).

Aerial laser scanning (ALS) is the method most used for creating DEMs with high spatial resolution (Baltsavias, 1999). This method uses Light Detection and Ranging (LiDAR) technology attached to aircraft to scan the Earth's surface. The advantages of ALS are rapid data acquisition, high accuracy, and high resolution of the resulting DEM. The disadvantage is the financial cost of data acquisition. A fundamental problem of ALS is its inability to measure beneath the water's surface. This is because the infrared laser beam is absorbed by the water's surface (Casas, Benito, Thorndyraft, & Rico, 2006). For this reason, an improved form of ALS—termed dual LiDAR (DiAL)—has been developed that uses two laser beams to scan the Earth's surface. An infrared laser beam is used for scanning dry areas and a green (blue–green) laser beam is used for underwater scanning (Hilldale & Raff, 2008; Irish and Lillycrop, 1999; Mandlbürger, Hauer, Wieser, & Pfeifer, 2015). Although DiAL is able to produce a high-accuracy DEM, some limitations remain. The depth to which the green laser beam can penetrate an aquatic environment depends on turbidity of the water (Bailly, Le Coarer, Languille, Stigermark, & Allouis, 2010; Skinner, 2009).

Another option for creating a highly accurate, bathymetrically correct DEM is to merge ALS data with other bathymetric measurements. Sources of additional bathymetry data can include Sound Navigation And Ranging (SONAR), electronic theodolites, differential Global Positioning System (GPS) stations, and acoustic Doppler current profilers (ADCP) (Allouis, Bailly, Pastol, & Le Roux, 2010; Laks, Sojka, Walczak, & Wrozyński, 2017; Merwade et al., 2008; Schwendel, Fuller, & Death, 2012).

This article expands upon earlier work evaluating various DEM sources. Like other articles (Casas et al., 2006; Schumann et al., 2008; Schumann, Di Baldassarre, Alsdorf, & Bates, 2010; Werner, 2001; Yan et al., 2013), it uses a one-dimensional (1D) hydraulic model to evaluate the impact of various data sources on the results of hydrodynamic modelling. The article shows the precision of DEMs produced by ALS methods in a riverbed area and their influence on accuracy in hydraulic modelling. Also presented are options for modifying ALS data to obtain greater accuracy in the final DEM.

2 | MATERIALS AND METHODS

2.1 | Study area and data

The study area is a reach of the River Vltava near the city of České Budějovice in the Czech Republic (Figure 1). The Vltava is the Czech Republic's second largest river. Its length is 430 km and its basin encompasses an area of 28,090 km². The studied area is 2.75 km long and is situated between the river stations 226.35 and 229.10 km. The riverbed is composed of a combination of coarse sand, gravel, and stones. The average depth of the selected reach is approximately 3 m. The average bankfull width of the river along the study reach was between 26.2 and 77.4 m. The average annual discharge is 27.6 m³/s. This part of the River Vltava was chosen for study due to the good availability of hydrological and topographical data. N-year flow rate values for the reach are shown in Table 1.

Geomorphologically, the study area is located in a steep valley with floodplains. The upper part of the river is located in an urbanised area. The river in this part is lined with technical floodplains covered with short grass. These floodplains protect the urbanised area from the Q₁₀₀ flow. On the right side of the river is a floodplain, covered by a combination of

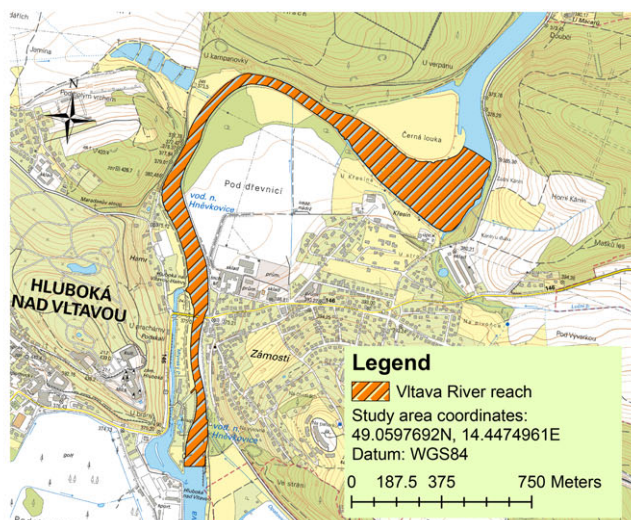
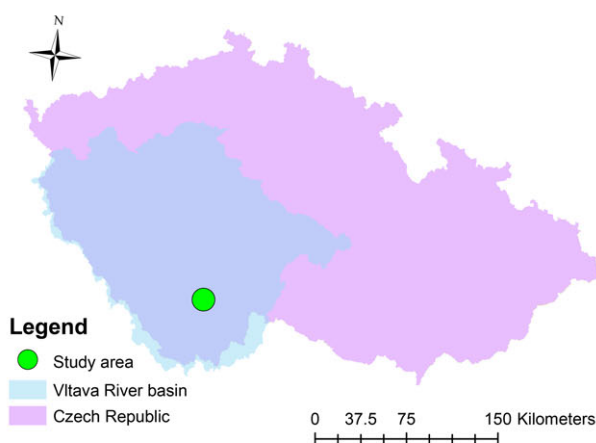


FIGURE 1 Map of the studied area and River Vltava reach

TABLE 1 N-year flow rates for the studied River Vltava reach

N-year flow rates	Q _{a.a.}	Q ₁	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
Flow rate (m ³ /s)	27.6	172	350	452	751	908

Note. Q_{a.a.} denotes average annual discharge (CHMU, 2018).

scattered greenery and agricultural land (which dominates). The lower part is bordered by steep hills from the right side. The left side forms a floodplain with grass surrounded by steep hills. Hills throughout the area are covered with mixed forests. Geologically, the studied area is formed by alluvial sediments in the floodplains and migmatites in the hills. The climatic region as defined by Köppen is humid continental (Dfb). The average annual precipitation is 629 mm and the average annual temperature is 8.2°C.

2.2 | Ground and bathymetry data

This section describes the DEMs used in this study, as well as their source data. All DEMs were built as raster models with spatial resolution of 0.5 m. All components for building the DEMs were processed in the ArcGIS environment. Table 2 provides a brief overview of each DEM and its data sources.

2.2.1 | ALS1 digital elevation model

The ALS1 DEM is derived using data from the Digital Terrain Model of the Czech Republic, 5th Generation (DTM 5G). DTM 5G data were provided by the Czech Office for Surveying, Mapping and Cadastre. These data were provided in the form of a list of points and are available for the entire Czech Republic. Aerial laser scanning (ALS) with one infrared laser beam was used for creating these data. The sampling density is dependent upon the slope of terrain. In flat terrain, the point density is around one point per square metre. In steep terrain, the point density is greater. The elevation accuracy of these points is ± 0.18 m in exposed terrain and ± 0.3 m in forests (Brazdil et al., 2012).

2.2.2 | ALS2 digital elevation model

The ALS2 DEM is derived from data obtained using DiAL with the Riegl VQ-880G system. The declared elevation accuracy is 25 mm (RIEGL, 2017). This device uses two laser beams. For the hydrography (bathymetry) scanning, a green (532 nm) laser beam is used. The terrestrial scanning

TABLE 2 Summary of the five elevation models used as topographical input

Model name	Topographic Data	Bathymetry Data	Resolution (m)
PVL	LiDAR	Contour maps	0.5
ALS1	LiDAR	LiDAR	0.5
ALS2	DiAL	DiAL	0.5
CRO	LiDAR	Software	0.5
ADP	LiDAR	ADCP	0.5

is by an infrared (1,064 nm) beam. Point density of the raw data is approximately 200 points per square metre (Meneses, Baier, Geist, & Schneider, 2017).

2.2.3 | PVL digital elevation model

The PVL DEM is derived from two data sources. A Meridataty MD500 echo sounder was used to schematize the main channel. These data were provided by Povodí Vltavy, State Enterprise. Guaranteed accuracy of these data is ± 0.02 m $+0.2\%$ of depth. Data resolution is 0.01 m. Depth range is 1–200 m (Meneses et al., 2017). These data were provided in the form of a contour map with a contour distance of 0.1 m. The second data source for schematization of the terrestrial areas (floodplains) was DMT 5G (see above).

2.2.4 | ADP digital elevation model

The ADP DEM is derived from two data sources. Data used for schematizing the main channel were from an acoustic Doppler current profiler (ADCP) measurement device. Accuracy of these data is $\pm 1\%$ of depth. Depth range is 0.2–80 m (SonTek/YSI, 2010). The data were sampled within the river reach. A total of 48,500 depth points (X, Y, Z format) were measured. The point density of the ADCP dataset was 0.3 point per square metre. The second data source for schematization of the terrestrial areas (floodplains) was DMT 5G (see above).

2.2.5 | CRO digital elevation model

The CRO DEM is derived from the DMT 5G data as transformed using CroSolver (Cross-section Solver ToolBox). CroSolver is a software for recessing of the original terrain in the space of the main channel. All remaining DMT 5G points (located outside the main channel) are used to determine the topography of the floodplains. The recess is determined by the chosen shape of the new cross-section (trapezoid or rectangular) and the area of the cross-section is determined by Chezy's equation (Roub et al., 2012). The specific settings used for the CroSolver are shown in Table 3.

2.3 | Evaluation of DEM data

DEM quality was evaluated by comparing mean values of vertical differences between measurements by individual DEMs and a reference DEM. PVL was chosen as the

TABLE 3 Parameters used in CroSolver

Parameter	Value
Calculation method (–)	Longitudinal gradient
Radius of the lowest point (m)	10.0
Manning's coefficient (s/m ^{1/3})	0.03
Bank slope 1:m (–)	0.5
Flow rate (m ³ /s)	16.1
Water level calculation (m)	100

reference DEM because the accuracy of its source data is guaranteed. Two types of DEM evaluation were used: first a cross-section comparison, then a thalweg comparison. Compared were a set of cross-sections and the thalweg derived from each DEM. Thirty comparative cross-sections were randomly selected in the studied river reach, their locations being identical for all tested DEMs (Figure 2). Root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) were used in assessing DEM quality. The equations for these evaluation criteria are as follow:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Elev}_{\text{DEM}} - \text{Elev}_{\text{REF}})^2}, \quad (1)$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\text{Elev}_{\text{DEM}} - \text{Elev}_{\text{REF}}|, \quad (2)$$

where Elev_{DEM} is the elevation value (m) derived from each DEM (ALS1, ALS2, CRO, and ADP, respectively) and Elev_{REF} is the corresponding reference value derived from PVL. N is the number of points defining the given cross-section or thalweg.

2.4 | Hydraulic modelling

Although two-dimensional (2D) models can better describe flow hydraulics, it may not provide the best results in real-world applications, because many sources of uncertainty affect the results of the model (Bates, Marks, & Horritt, 2003; Di Baldassarre, Schumann, Bates, Freer, & Beven, 2010; Pappenberger, Beven, Horritt, & Blazkova, 2005). The main source of uncertainty is spatial roughness and the equifinality in its determination. Another uncertainty can occur in the determination of the water surface elevation,

which can be in 2D model variable across the cross-section at one river stationing (Costabile, Macchione, Natale, & Petaccia, 2015; Horritt & Bates, 2002). 2D models also may provide less reliable results when evaluated for flood events of varying magnitudes (Di Baldassarre et al., 2010; Romanowicz & Beven, 2003; Werner, 2004). To eliminate these uncertainties, we decided to adopt the 1D HEC-RAS model.

HEC-RAS is a member of the software family maintained by the Hydrologic Engineering Center of the United States Army Corps of Engineers (Brunner, 1995). HEC-RAS enables simulating steady and unsteady flow conditions in river systems. For this purpose, HEC-RAS numerically solves 1D Saint-Venant equations. HEC-RAS has been employed in many studies focusing upon the impacts of topographic input data on the results of flood inundation models (Casas et al., 2006; Schumann et al., 2008, 2010; Werner, 2001; Yan et al., 2013).

The five simulations carried out in this study differ only by their topographic data source. Forty-one cross-sections were used to build the models' geometry. Manning's coefficient for the channel was set at $0.035 \text{ s/m}^{1/3}$. For left and right inundation, the value $0.030 \text{ s/m}^{1/3}$ was set. Selected values correspond to the field survey. N -year flow rates were used as upstream inflow conditions (see Table 1). The critical depth was used as the downstream boundary condition. The value of this condition is determined by the model automatically. In this study, steady flow conditions were set for all simulations. Steady state condition is a standard for flood inundation mapping, and is widely used (Cook & Merwade, 2009; Di Baldassarre et al., 2010; Reil, Skoulikaris, Alexandridis, & Roub, 2016; Roub, Kurkova, Hejduk, Novak, & Bures, 2016).

The flood inundation areas were post-processed from HEC-RAS model results. First, the water surface polygon was interpolated from water levels. Next, the intersection between

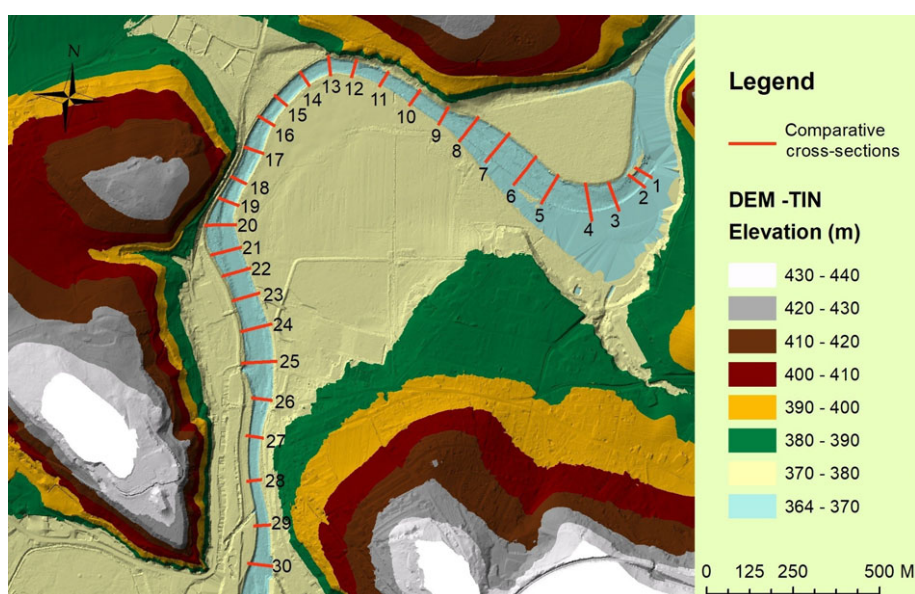


FIGURE 2 Comparative cross-sections distributed along the river reach

water surface polygon and appropriate digital elevation model was made. The line of the intersection was identified like a flood inundation area bounding line. For this procedure, a HEC–GeoRAS software was adopted (Ackerman, 2005). The uncertainty in inundation areas determined by this technique was evaluated in the work of Horritt and Bates (2002). In their work, a comparison between HEC-RAS and TELEMAC-2D was made. Results showed that the 1D model provides equally good predictions of inundation areas as the 2D model in single channel cases. That was also confirmed in the work of Cook and Merwade (2009) when HEC–GeoRAS was employed.

2.5 | Evaluation of hydraulic results

To evaluate the influence of various topographic data sources, the inundation areas (IA) and water surface elevations (WSE) were investigated. IA and WSE were evaluated for all N-year flow rates presented in Table 1. A similar evaluating system was used as that described above in the subsection “Evaluation of DEM data”. Using the PVL model as the source of reference data, IA and WSE were evaluated using Equations (1) and (2).

The following compliance criterion was used further to assess the extent of the inundation area:

$$IA_{\text{dif}} = \frac{|IA_{\text{DEM}} - IA_{\text{REF}}|}{IA_{\text{REF}}} \cdot 100, \quad (3)$$

where IA_{dif} is the difference in the extent of the inundation areas in percentage terms, IA_{DEM} is the inundation area (km^2) produced by other models, and IA_{REF} is the reference (PVL) inundation area (km^2).

3 | RESULTS AND DISCUSSION

3.1 | Comparison of cross-sections

A visual comparison of the cross-sections derived from the compared DEMs is presented in Figure 3. The ADP model

best matches the reference model (PVL). The CRO model differs significantly in the bottom of the riverbed. This is caused by trapezoidal schematization of the channel defined in CroSolver software (Roub et al., 2012). The models ALS1 and ALS2 significantly deviate in the space of riverbed.

Figure 4 describes the variance in the RMSE and MAE values achieved for all comparison cross-sections. It can be seen from the results that the smallest range of the RMSE and MAE error as well as smallest median value of the RMSE and MAE were provided by cross-sections derived from the ADP model. The CRO model produced the widest range of RMSE and MAE values, but its median value is smaller than those of the ALS1 and ALS2 models. As can be seen in Table 4, the overall RMSE value of the ALS1 model was 1.64 m. For ALS2, CRO, and ADP, respectively, these were 1.56, 1.15, and 0.31 m. The overall MAE value of the ALS1 model was 1.28 m, while those for ALS2, CRO, and ADP, respectively were 1.24, 0.83, and 0.15 m.

3.2 | Comparison of thalwegs

A visual comparison of thalwegs is shown in Figure 5. An assessment of thalwegs conformity can be seen in Table 5. The RMSE value for the ALS1 model was 2.48 m. Those for ALS2, CRO, and ADP, respectively, were 2.33, 1.12, and 0.10 m. The MAE value for the ALS1 model was 2.45 m. Those for ALS2, CRO, and ADP, respectively, were 2.30, 0.98, and 0.07 m.

The ADP thalweg very accurately copied the reference thalweg. Thalwegs produced by the ALS1 and ALS2 models fluctuate around the same level, which was close to the water's surface. This means these models neglect almost the entire flow area below the water's surface (Kinzel, 2009; Laks et al., 2017; Skinner, 2009). The CRO thalweg copied neither the reference thalweg nor even the water level. The CRO thalweg is driven by flow area and by the chosen shape of the cross-section. When flow area is equal to the entire

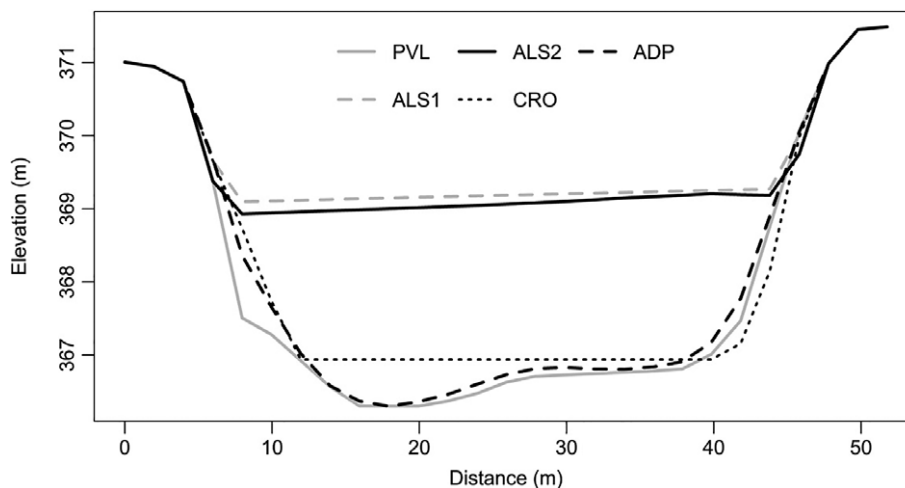


FIGURE 3 Visual comparison of the digital elevation models (comparison at cross-section 15)

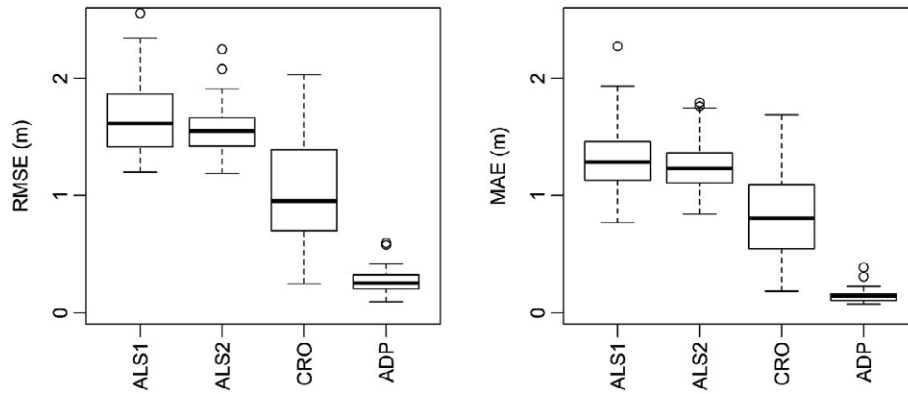


FIGURE 4 Variance of root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) values when comparing cross-sections

TABLE 4 Root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) values for the compared digital elevation models (DEMs; cross-sectional comparison)

	ALS1	ALS2	CRO	ADP
RMSE (m)	1.64	1.56	1.15	0.31
MAE (m)	1.28	1.24	0.83	0.15

river reach, then the depth is inversely proportional to the cross-section width (Roub et al., 2012).

3.3 | Comparison of water surface elevations

Figure 6 describes the variance in the WSE differences between the compared DEMs and the reference DEM. The results show that the poorest results were achieved with the ALS1 and ALS2 models and that the models have high variability in the WSE differences. The median of the differences, however, follows a decreasing trend with increasing flow rate. By contrast, with increasing flow rate the CRO model displayed a decreasing trend in both median value and variability. The CRO model had a significant error only at flow rate $Q_{a.a}$. When the flow rate was increased to Q_1 , the accuracy of the model also dramatically increased. The best median value and lowest variability in WSE were

TABLE 5 Variance of root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) values for the compared DEMs (thalweg comparison)

	ALS1	ALS2	CRO	ADP
RMSE (m)	2.48	2.33	1.12	0.10
MAE (m)	2.45	2.30	0.98	0.07

provided by the ADP model, which was closest to the reference model regardless of the modelled flow rate. A conformity assessment is presented in Table 6.

3.4 | Comparisons of inundation areas

Results from the IA comparison are presented in Table 7. In all cases, ALS1 and ALS2 significantly overestimated the extent of the IA. At $Q_{a.a}$, this overestimation exceeded 90% for both models. With rising flow rate, however, these difference diminished, reaching 19.5% in the case of ALS1 and 17.0% in that of ALS2 at flow rate Q_{100} . The CRO model showed large differences at $Q_{a.a}$ and Q_1 flow rates, but at higher flow rates its error in determining IA was less than 1.1%. Similar observations are reported in the works of Roub et al. (2016) and Reil et al. (2016). The smallest differences were achieved by the ADP model, except at the Q_{10} flow rate. This difference is due to the specific topographic

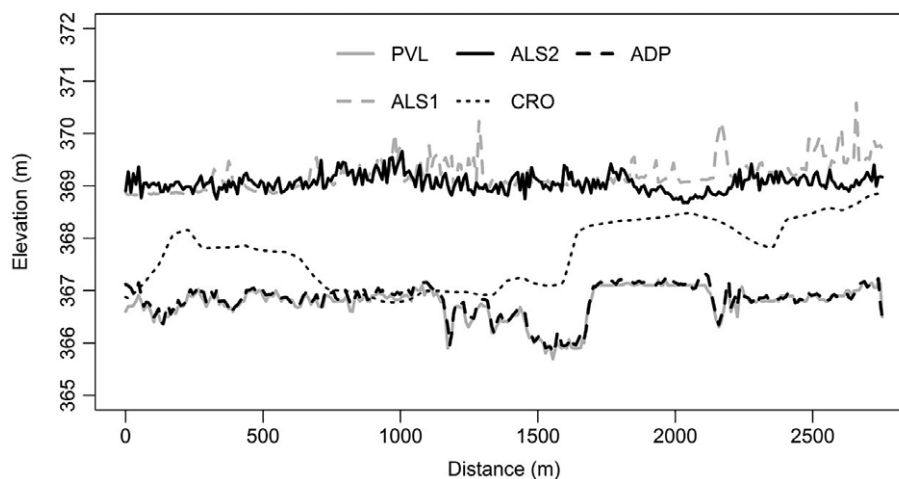


FIGURE 5 Comparison of thalwegs

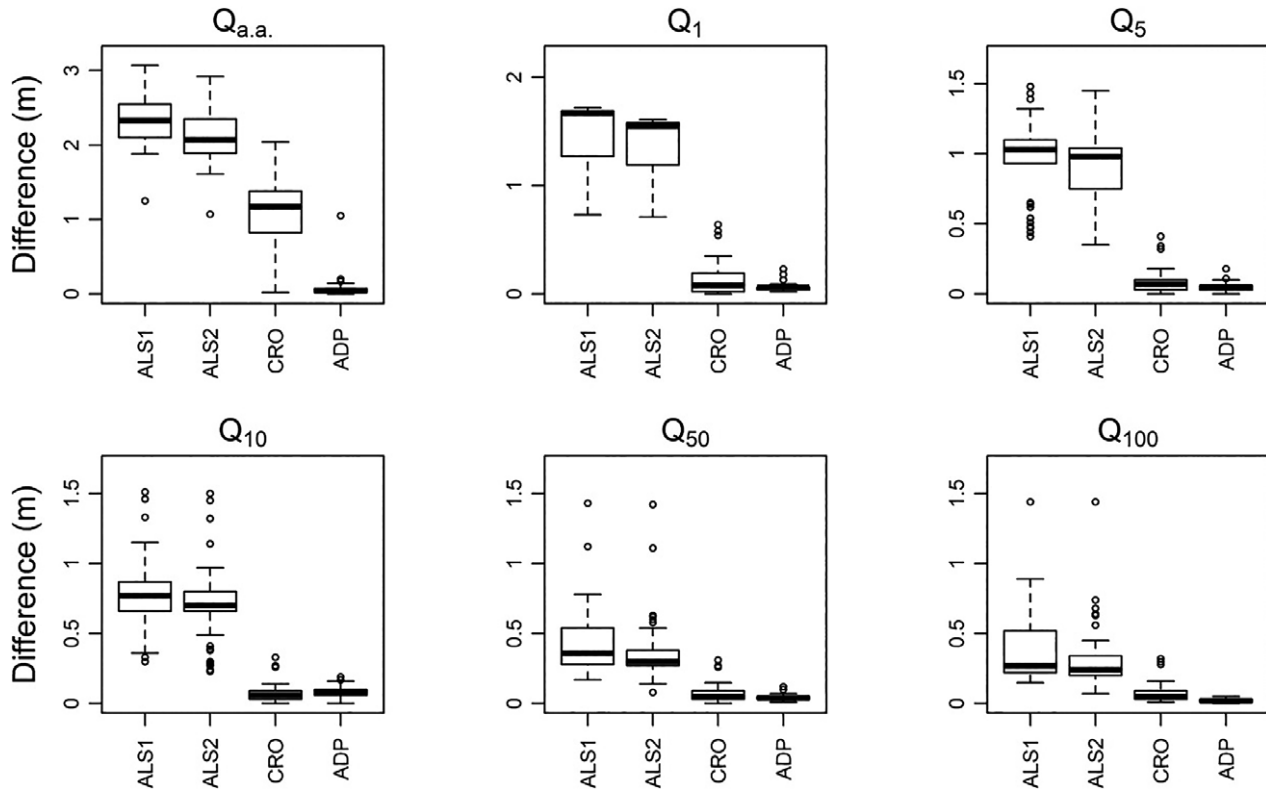


FIGURE 6 Variance of root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) values in determining water surface elevations in relation to various DEMs

TABLE 6 Water surface elevation (WSE) errors when using selected digital elevation models (DEMs) compared to the reference DEM for the N-year flow rates

		Q _{a.a.}	Q ₁	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
RMSE (m)	ALS1	2.36	1.50	1.01	0.81	0.51	0.48
	ALS2	2.13	1.40	0.96	0.77	0.45	0.40
	CRO	1.18	0.20	0.12	0.10	0.10	0.10
	ADP	0.18	0.07	0.06	0.09	0.04	0.02
MAE (m)	ALS1	2.33	1.46	0.97	0.77	0.45	0.40
	ALS2	2.10	1.37	0.91	0.71	0.38	0.32
	CRO	1.06	0.13	0.09	0.07	0.07	0.07
	ADP	0.07	0.06	0.05	0.08	0.04	0.02

Note. Q_{a.a.} denotes annual average discharge.

conditions between the cross-sections with river stationing 1,053 and 1,467 (middle part of the river). The water surface elevation of the reference model is 15 cm below the water surface elevation of the ADP model. This difference plays a key role. In the case of the reference model, the water remains inside the channel. In the case of the ADP model, however, the water surface is already above the right bank and it is flooding an almost horizontal part of the adjacent inundation.

The models ALS1 and ALS2 provided the poorest matches with the reference model. In the case of ALS1, the degree of disagreement in riverbed representation is due to the limits of the technology (infrared laser beam) used. The extent of this discrepancy depends upon the size of the flow

TABLE 7 Inundation areas and differences from reference calculated by a hydraulic model with inputs from selected digital elevation models for N-year flow rates

		Q _{a.a.}	Q ₁	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
Inundation area (km ²)	PVL	0.1141	0.1933	0.2690	0.3213	0.5536	0.5986
	ALS1	0.2195	0.3612	0.5329	0.5667	0.6714	0.7165
	ALS2	0.2221	0.3178	0.5294	0.5608	0.6238	0.7013
	CRO	0.1328	0.2205	0.2658	0.3219	0.5513	0.5945
	ADP	0.1189	0.1993	0.2733	0.3946	0.5547	0.6000
Difference in area (%)	PVL	—	—	—	—	—	—
	ALS1	92.41	86.89	98.15	76.39	21.26	19.70
	ALS2	94.66	64.44	96.85	74.55	12.66	17.16
	CRO	16.41	14.08	1.19	0.21	0.43	0.68
	ADP	4.21	3.09	1.61	22.82	0.19	0.24

area that has been neglected (Reil et al., 2016; Roub et al., 2016). For the ALS2 model (dual LiDAR technology), the channel should be scanned to a depth of several metres. Similarly, poor results in beam penetration had been reported by other authors (Hilldale & Raff, 2008; Irish & Lillycrop, 1999; Mandlbürger et al., 2015). According to those authors, this is probably caused by high turbidity. Turbidity blocks the green (blue–green) laser beam from penetrating to greater depths (Bailly et al., 2010; Kinzel, 2009; Laks et al., 2017; Skinner, 2009; Tripathi & Rao, 2002). The results from the CRO model suggest that updating of the LiDAR data in riverbed space can help to improve the resulting DEM (Papaioannou, Loukas, Vasiliades, & Aronica, 2016). The best match with the reference model was the ADP model. This suggests that ground surveying cannot yet be reliably replaced by other methods of topographic mapping (Tarekegn, Haile, Rientjes, Reggiani, & Alkema, 2010).

3.5 | Applicability and limitations of DEMs used

The PVL model is most appropriate for situations where maximum precision of hydraulic modelling is required. The largest limitation of its use is its high price due to the two datasets (bathymetric and topographic) needed for its creation. Another limitation may be that the PVL model can be developed only for rivers with a minimal depth of 1 m. The ADP model is also suitable for situations where the maximum precision of hydraulic modelling is required. The ADP model also is composed from two datasets. The advantage of the ADP model is that it can be created for rivers with depth greater than 0.2 m. The cost for acquiring bathymetric data is lower in this case than for the PVL model. The CRO model uses only one dataset that usually includes the topography of the area of interest but does not include riverbed topography. This can reduce the cost for its creation in comparison with the ADP or CRO model. Its disadvantages are lower accuracy (especially at low flow rates) and the need to use special software for its creation (Reil et al., 2016; Roub et al., 2012). The CRO model is broadly applicable to modelling floods within large areas at high flow rates. The ALS1 model as used in this study is a basic model, and it often is compared with other remote sensing models (Ali et al., 2015; Gao, 2009; Hong, Bonhomme, Soheilian, & Chebbo, 2017). In our case, its accuracy is lower than those of the other models to which it is compared. Nevertheless, it can be used successfully in a case that a sampled channel has almost zero actual depth of water, as may be the cases of empty river canals and small or seasonal streams. Many authors have successfully used the ALS2 model for hydraulic modelling (Bailly et al., 2010; Hilldale & Raff, 2008; Kinzel, 2009; Mandlbürger et al., 2015; Skinner, 2009). In our case, however, we encountered major limitations in using this model, above all a high sensitivity to water clarity at the time of scanning.

4 | CONCLUSIONS

This study examines the impacts of using various DEMs (compiled from various sources of topographic data) on the results of a 1D hydraulic model. A section of the River Vltava in the Czech Republic was used as the case study. Data sources used in building the DEMs were two types of ALS data, data combining ALS with ground surveying, and ALS data updated by software. Five DEMs were created, and one of them was used as a reference model (PVL, because the accuracy of source data was guaranteed).

The results of the study have shown that DEMs with identical spatial resolution derived from ALS data (ALS1, ALS2) deviated significantly (in DEM quality as well as in hydraulic results) from the reference DEM. In many studies, DEMs based on LiDAR data are considered to be very accurate. The results of the ALS1 and ALS2 models, however, show their description of the riverbed to be inadequate. The best results were achieved by the coupled ADP model, in which case the bathymetry was improved by ground survey data. This indicates possible limitations in the usability of ALS data for accurate hydraulic modelling, such as for flood mapping of city centres.

The study shows that a high degree of match between model and real topography can be achieved by combining ALS data with other field measurements. The higher accuracy, however, is achieved at a higher price for data acquisition.

The use of pure ALS data has particular limitations. The ALS1 model is suitable only for situations where the water depth in the river channel is minimal or the channel is dry. In rivers with considerable water depth, use of the ALS1 model is not appropriate. The inaccuracy rate of the ALS1 model will be directly proportional to the neglected flow area of the given channel. In the case of the ALS2 model, water turbidity at the time of aerial scanning is the most significant limitation of the model.

Finally, CRO is significantly improved by using the Cro-Solver software, and it outperforms the ALS1 digital elevation model that is developed using pure ALS data. This points out that the software modification of remote sensing data in the form of the recess of the riverbed brings significant improvement to the final DEM. Using this approach, it is possible to improve the data obtained by remote sensing techniques, thereby increasing their usefulness in broad practice. Hence, the ways of recessing the riverbed should be furthermore studied and improved.

ACKNOWLEDGEMENTS

The results reported in this article were obtained with support of the Czech Technology Foundation (TA), programme ZETA, project TJ01000132—Advanced data processing of airborne laser scanning for the purpose schematisation

waterways for the needs of mathematical modelling and the Internal Grant Agency (IGA) of the Faculty of Environmental Sciences (CULS) (IGA/20164233).

ORCID

Ludek Bures  <http://orcid.org/0000-0002-8358-8932>

REFERENCES

- Ackerman, C. T. (2005). *HEC-GeoRAS: GIS tools for support of HEC-RAS using ArcGIS. Users manual version 4*. US Army Corps of Engineers, Washington, DC, USA.
- Ali, A. M., Solomatine, D. P., & Di Baldassarre, G. (2015). Assessing the impact of different sources of topographic data on 1-D hydraulic modelling of floods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 631–643.
- Allouis, T., Bailly, J. S., Pastol, Y., & Le Roux, C. (2010). Comparison of LiDAR waveform processing methods for very shallow water bathymetry using Ra- man, near-infrared and green signals. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(6), 640–650.
- Bailly, J. S., Le Coarer, Y., Languille, P., Stigermark, C. J., & Allouis, T. (2010). Geostatistical estimations of bathymetric LiDAR errors on rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(10), 1199–1210.
- Baltsavias, E. P. (1999). Airborne laser scanning: Basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2–3), 199–214.
- Bates, P. D., & De Roo, A. P. J. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236(1–2), 54–77.
- Bates, P. D., Marks, K. J., & Horritt, M. S. (2003). Optimal use of high-resolution topographic data in flood inundation models. *Hydrological Processes*, 17(3), 537–557.
- Brazdil, K., Belka, L., Dusanek, P., Fiala, R., Gamrat, J., & Kafka, O. (2012). The technical report to the digital elevation model 5th generation dmr 5g. Tech. Rep.
- Brunner, G. W. (1995). Hec-ras river analysis system. Hydraulic reference manual. Version 1.0. Tech. Rep. Hydrologic Engineering Center, Davis CA.
- Casas, A., Benito, G., Thorndycraft, V. R., & Rico, M. (2006). The topographic data source of digital terrain models as a key element in the accuracy of hydraulic flood modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(4), 444–456.
- CHMU. (2018). Evidence card for profile no. 94 [online], 2018. Retrieved from http://hydro.chmi.cz/hpps/popup_hpps_prfdyn.php?seq=307049.
- Cook, A., & Merwade, V. (2009). Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 131–142.
- Costabile, P., Macchione, F., Natale, L., & Petaccia, G. (2015). Flood mapping using LIDAR DEM. Limitations of the 1-D modeling highlighted by the 2-D approach. *Natural Hazards*, 77(1), 181–204.
- Di Baldassarre, G., Schumann, G., Bates, P. D., Freer, J. E., & Beven, K. J. (2010). Flood-plain mapping: A critical discussion of deterministic and probabilistic approaches. *Hydrological Sciences*, 55(3), 364–376.
- Domenghetti, A. (2016). On the use of SRTM and altimetry data for flood modeling in data-sparse regions. *Water Resources Research*, 52(4), 2901–2918.
- Gao, J. (2009). Bathymetric mapping by means of remote sensing: Methods, accuracy and limitations. *Progress in Physical Geography*, 33(1), 103–116.
- Hilldale, R. C., & Raff, D. (2008). Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(5), 773–783.
- Hong, Y., Bonhomme, C., Soheilani, B., & Chebbo, G. (2017). Effects of using different sources of remote sensing and geographic information system data on urban Stormwater 2D–1D modeling. *Applied Sciences*, 7(9), 904.
- Horritt, M. S., & Bates, P. D. (2001). Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow. *Journal of Hydrology*, 253(1–4), 239–249.
- Horritt, M. S., & Bates, P. D. (2002). Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268(1–4), 87–99.
- Horritt, M. S., Bates, P. D., & Mattinson, M. J. (2006). Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow. *Journal of Hydrology*, 329(1–2), 306–314.
- Irish, J. L., & Lillycrop, W. J. (1999). Scanning laser mapping of the coastal zone: The SHOALS system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2–3), 123–129.
- Kinzel, P. J. (2009). *Advanced tools for river science: Eaarl and md swms. PN-MAP Special Publication: Remote sensing applications for aquatic resources monitoring* (pp. 17–26). Cook, WA: Pacific Northwest Aquatic Monitoring Partnership.
- Laks, I., Sojka, M., Walczak, Z., & Wrozyński, R. (2017). Possibilities of using low quality digital elevation models of floodplains in hydraulic numerical models. *Water*, 9(4), 1–19. <https://doi.org/10.3390/w9040283>.
- Lyzenga, D. R., Malinas, N. R., & Tanis, F. J. (2006). Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND Remote Sensing*, 44(8), 2251–2259.
- Mandlbürger, G., Hauer, C., Wieser, M., & Pfeifer, N. (2015). Topo-bathymetric LiDAR for monitoring river Morphodynamics and Instream habitats—a case study at the Pielach River. *Remote Sensing*, 7(5), 6160–6195.
- Marcus, W. A., & Fonstad, M. A. (2008). Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(1), 4–24.
- Meneses, C. N., Baier, S., Geist, J., & Schneider, T. (2017). Evaluation of green-LiDAR data for mapping extent, density and height of aquatic reed beds at Lake Chiemsee, Bavaria Germany. *Remote Sensing*, 9(12), 1–17.
- Merwade, V., Cook, A., & Coonrod, J. (2008). GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environmental Modelling & Software*, 23(10–11), 1300–1311.
- Papaioannou, G., Loukas, A., Vasiladias, L., & Aronica, G. T. (2016). Flood inundation mapping sensitivity to riverine spatial resolution and modelling approach. *Natural Hazards*, 83(1), S117–S132.
- Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M., & Blazkova, S. (2005). Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, 302(1–4), 46–69.
- Reil, A., Skoulikaris, C., Alexandridis, T. K., & Roub, R. (2016). Evaluation of riverbed representation methods for one-dimensional flood hydraulics model. *Journal of Flood Risk Management*.
- RIEGL. (2017). Riegl vq-880-g technical data. Tech. Rep., Horn, CA: RIEGL Laser Measurement Systems GmbH.
- Romanowicz, R., & Beven, K. (2003). Estimation of flood inundation probabilities as conditioned on event inundation maps. *Water Resources Research*, 39, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2001WR001056>.
- Roub, R., Hejduk, T., & Novak, P. (2012). Automating the creation of channel cross section data from aerial laser scanning and hydrological surveying for modelling flood events. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60(4), 227–241.
- Roub, R., Kurkova, M., Hejduk, T., Novak, P., & Bures, L. (2016). Comparing a hydrodynamic model from fifth generation dtm data and a model from data modified by means of crosolver tool. *AUC Geographica*, 51(1), 29–39.
- Sanders, B. (2007). Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling. *Advances in Water Resources*, 30(8), 1831–1843.
- Schumann, G., Di Baldassarre, G., Alsdorf, D., & Bates, P. D. (2010). Near real-time flood wave approximation on large rivers from space: Application to the River Po, Italy. *Water Resources Research*, 46, 1–8. <https://doi.org/10.1029/2008WR007672>.
- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M. E. J., Black, A., Hoffmann, L., & Pfister, L. (2008). Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 63(3), 283–296.
- Schwendel, A. C., Fuller, I. C., & Death, R. G. (2012). Assessing DEM interpolation methods for effective representation of upland stream morphology for rapid appraisal of bed stability. *River Research and Applications*, 28(5), 567–584.
- Skinner, K. D. (2009). Evaluation of lidar-acquired bathymetric and topographic data accuracy in various hydrogeomorphic settings in the lower Boise river, southwestern Idaho, 2007. Tech. Rep. US Geological Survey.
- SonTek/YSI. (2010). Riversurveyor s5/m9 system manual. Tech. Rep. SonTek, San Diego, CA.
- Tarekegn, T. H., Haile, A. T., Rientjes, T., Reggiani, P., & Alkema, D. (2010). Assessment of an ASTER-generated DEM for 2D hydrodynamic flood modeling. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12(6, SI), 457–465.

- Tripathi, N. K., & Rao, A. M. (2002). Bathymetric mapping in Kakinada Bay, India, using IRS-1D LISS-III data. *International Journal of Remote Sensing*, 23(6), 1013–1025.
- Werner, M. G. F. (2001). Impact of grid size in GIS based flood extent mapping using a 1D flow model. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 26(7–8), 517–522.
- Werner, M. G. F. (2004). A comparison of flood extent modelling approaches through constraining uncertainties on gauge data. *Hydrology AMD Earth System Sciences*, 8(6), 1141–1152.
- Yan, K., Di Baldassarre, G., & Solomatine, D. P. (2013). Exploring the potential of SRTM topographic data for flood inundation modelling under uncertainty. *Journal of Hydroinformatics*, 15(3), 849–861.
- Yan, K., Di Baldassarre, G., Solomatine, D. P., & Schumann, G. J.-P. (2015). A review of low-cost space-borne data for flood modelling: Topography, flood extent and water level. *Hydrological Processes*, 29(15), 3368–3387 DEMs.

How to cite this article: Bures L, Roub R, Sychova P, Gdulova K, Doubalova J. Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods. *J Flood Risk Management*. 2018;e12495. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12495>

Article

River Bathymetry Model Based on Floodplain Topography

Ludek Bures ^{1,*}, Petra Sychova ¹, Petr Maca ¹, Radek Roub ¹ and Stepan Marval ²

¹ Department of Water Resources and Environmental Modeling, Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague, Kamycka 1176, 165 21 Prague 6, Suchdol, Czech Republic; sychova@fzp.czu.cz (P.S.); maca@fzp.czu.cz (P.M.); roub@fzp.czu.cz (R.R.)

² Research Institute for Soil and water Conservation, Zabovreska 250, 156 27 Prague 5, Czech Republic; marval.stepan@vumop.cz

* Correspondence: Buresl@fzp.czu.cz; Tel.: +420-22438-2153

Received: 16 April 2019; Accepted: 17 June 2019; Published: 20 June 2019



Abstract: An appropriate digital elevation model (DEM) is required for purposes of hydrodynamic modelling of floods. Such a DEM describes a river's bathymetry (bed topography) as well as its surrounding area. Extensive measurements for creating accurate bathymetry are time-consuming and expensive. Mathematical modelling can provide an alternative way for representing river bathymetry. This study explores new possibilities in mathematical depiction of river bathymetry. A new bathymetric model (Bathy-supp) is proposed, and the model's ability to represent actual bathymetry is assessed. Three statistical methods for the determination of model parameters were evaluated. The best results were achieved by the random forest (RF) method. A two-dimensional (2D) hydrodynamic model was used to evaluate the influence of the Bathy-supp model on the hydrodynamic modelling results. Also presented is a comparison of the proposed model with another state-of-the-art bathymetric model. The study was carried out on a reach of the Otava River in the Czech Republic. The results show that the proposed model's ability to represent river bathymetry exceeds that of his current competitor. Use of the bathymetric model may have a significant impact on improving the hydrodynamic model results.

Keywords: DEM; hydrodynamic modelling; river bathymetry; floods; Bathy-supp

1. Introduction

Knowledge of terrain morphology is crucial for the hydrodynamic modelling of floods. The accuracy and applicability of hydrodynamic models is driven by the nature, availability, and accuracy of source topographic data [1–3].

The digital elevation models (DEMs) are required as a main input for hydrodynamic modelling. Topographic mapping is conventionally conducted by ground surveying. The main advantage of such a method is its high accuracy. Among the major limitations of measured data acquisition are its high cost and time-consuming data collection. Therefore, ground mapping is increasingly being replaced by remote-sensing methods. Radar and laser altimetry are among the most commonly used remote-sensing techniques [4–6].

A description of the river channel and its surrounding area is necessary to create a DEM for purposes of hydrodynamic modelling. The DEM must have precise vertical accuracy and spatial resolution [1,7]. DEMs obtained from satellites are commonly used on a global scale, but the spatial resolution of these models often does not meet the requirements of precise hydrodynamic modelling. The most commonly cited DEMs used for hydrodynamic modelling are the Advanced Spaceborne

Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [8–11].

Aerial laser scanning (ALS) can be another source of input data for a DEM intended for hydrodynamic modelling. This data source can produce DEMs with high spatial resolution [4]. The method is based on Light Detection and Ranging (LiDAR) technology. ALS methods usually use an infrared laser beam, which is unable to penetrate the water surface or scan the river bed [12]. This problem can be solved by using dual LiDAR (DiAL) technology, which uses a combination of two laser beams [13–15]. However, in some cases, this technology fails because the green laser beam (used for scanning water areas) is not able to penetrate an aquatic environment characterized by high turbidity [16–18].

The most commonly used method for creating a DEM with correct bathymetry is to merge topographic (e.g., ALS) data with another source of bathymetric data. Often used for this purpose are acoustic Doppler current profilers (ADCP), Sound Navigation and Ranging (SONAR) techniques, theodolites, and Global Positioning System (GPS) stations [3,19,20]. The main advantage of these methods is their high accuracy of the acquired data. The main disadvantage lies in the cost of the data's acquisition.

Interpolation approaches have been developed in an attempt to reduce the volume of measured data needed to represent river bathymetry [21,22]. Some interpolation techniques for the creation of bathymetry use cross-sections with various spacings as input data [21,23,24]. Nevertheless, measured data are still required.

Another option for representing river bathymetry can be to use mathematical modelling methods. In works of Dutch and Wang [25] and James [26], the cross-section shape of fluvial sediment deposits was estimated using analytical curves. Moramarco et al. [27] have used entropy-based methods for estimation of the cross-section. Roub et al. [28] introduced a bathymetric model, which estimates the river channel on the basis of hydraulic parameters. The river channel is thereby schematized into a trapezoidal shape. The flow area of this channel is determined using Chezy's equation.

This paper explores new possibilities in mathematical representation of river bathymetry. A new model of river bathymetry based on topographic data describing the area surrounding the river channel is proposed. In this work, the model's ability to represent actual bathymetry is evaluated. A two-dimensional (2D) hydrodynamic model is used to evaluate the influence of the bathymetric model on the results of hydrodynamic modelling. Also presented is a comparison of the proposed model with another state-of-the-art model, the Cross-section Solver ToolBox (CroSolver) [28].

2. Materials and Methods

The proposed bathymetry model is based on analytical curves. The curves are bent into the shapes of the cross-sections. The most precise values of the model parameters are needed in order to obtain the best description of the river bathymetry.

2.1. Input Data for the Bathy-Supp Model

Three types of input data are needed for a river bathymetric model. The first is a DEM, describing the floodplain topography. Also extracted from the DEM are the terrain characteristics, the altitudes for height adjustment of the new cross-sections, and a definition for the aquifer area of the river channel. The second type of input data is the design flow rate. The design flow rate is the flow rate at the time of elevation data acquisition. The last, but not least, type of input data is Manning's roughness coefficient for the river channel.

2.2. Construction of the Bathy-Supp Model

The proposed bathymetric model is constructed in four main steps:

1. The user defines the number and location of the new cross-sections (location of cross-section endpoints) from which a new bathymetry model will be composed.
2. Computation of the spatial terrain characteristics (predictor variables) derived from the floodplain DEM, and estimation of the model parameters m_1 and m_2 .
3. Cross-section construction and transformation.
4. River bed reconstruction.

2.2.1. Location of the New Cross-Sections

After displaying the input DEM, it is possible to identify the position of the river channel itself as a no-data region, which thereby divides the model into two (or more) parts. In this no-data region, the user defines the number of new cross-sections and their locations. The distance between the first and last cross-section defines that part of the river for which new bathymetry will be estimated. Each cross-section is defined by two endpoints. The distance between these endpoints defines the width of the channel. The endpoints have coordinates X and Y. A DEM point with the lowest altitude is searched in the circular space around each endpoint. The altitude of this lowest point is used as the Z coordinate of the endpoint. The radius of the circular space is called the lowest point search radius. An example of the cross-section location can be seen in Figure 1.

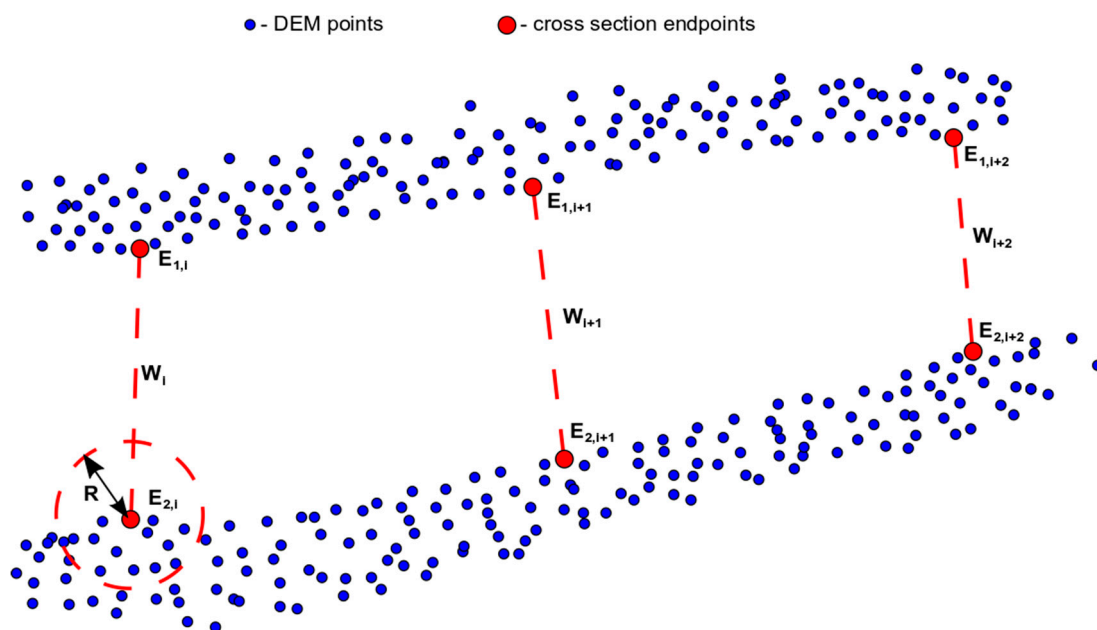


Figure 1. Defining the position of the new cross-sections. (width (W), endpoint (E), lowest point search radius (R)).

2.2.2. Explaining Model Parameters

Usually, the best-fit model parameters (m_1 , m_2) are unknown. To establish them (without using an inverse problem-solving method), it is necessary to find the relationship between the search parameters and other explanatory variables. Spatial terrain characteristics can be used as possible explanatory variables [21,26]. The overall curvature, planar curvature, profile curvature, overall slope, slope in the x-direction, and slope in the y-direction were, in the present case, selected for predicting individual model parameters. The characteristics were determined as described by Zevenbergen and Thorne [29]. The source of terrain characteristics was the DEM input. Terrain characteristics were calculated for the all raster cells located behind the bank lines around the river. The terrain characteristics of the nearest raster cell were used to estimate the parameters of a given endpoint. As explanatory variables,

the left bank terrain characteristics for model parameter m_1 and the right bank terrain characteristics for parameter m_2 were used.

Statistical learning methods were used for finding the dependence between model variables and terrain characteristics. Those statistical learning methods studied were multiple linear regression, extended linear regression, and random forest (RF).

A simple linear model (LM) is used for finding a linear relationship between a response and its predictor, and, in the case of multiple linear regressions, this relationship is based upon more than a single predictor. The LM is described in Equation (1):

$$y = \beta_0 + \sum \beta_i x_i + \varepsilon_i, \varepsilon_i \sim N(0, \sigma^2), i = 1, \dots, M, \quad (1)$$

where β_x are the linear parameters, x_i are predictor variables, ε_i is the error term, and M is the number of predictor variables. A mixed selection procedure, as described by Gareth et al. [30], was adopted for choosing the optimal number of variables.

An extended linear model with no random effects (GLS) was also used. This method extends linear regression with an ability to fit models with heteroscedastic and correlated within-group errors, but with no random effects [31]. The extended formula of the LM is described in Equation (2):

$$y = \beta_0 + \sum \beta_i x_i + \varepsilon_i, \varepsilon_i \sim N(0, \sigma^2 A^i), i = 1, \dots, M, \quad (2)$$

where A_i are positive-definite matrices composed using variance and covariance matrices, β_x are the linear parameters, x_i are predictor variables, ε_i is the error term, and M is the number of predictor variables. Again, the mixed selection procedure, as described by Gareth et al. [30], was adopted for choosing the optimal number of variables.

Random forest (RF) is a combined machine learning method for classification and regression. This method is based on an ensemble of a regression tree (RT) algorithm. RT deals with tree structure by dividing the dataset into homogenous groups. That division is driven by some classification criterion, such as minimizing the variance of a given set of variables. In the case of RF, a dataset is divided into multiple sub-datasets by a bootstrap aggregating algorithm. For each sub-dataset, an RF of its own is constructed. This creates a group of random trees, termed RF. For each predictor variable, a measure of variable importance can be determined. Based on variable importance values, it is possible to decide which variables have significant impact for the response and which can be omitted [32].

All statistical analyses in this work were performed using statistical software R. The extended linear model with no random effects was applied using the package nlme [33], and the package randomForest [34] was used for random forests.

The coefficient of determination (R^2) was used to evaluate the reliability of model parameters. As a second quality assessment, vertical differences between models based on the best model parameters and a model based on estimated parameters were calculated. For this comparison, a similar approach is used in Section 2.1.

2.2.3. Cross-Section Construction and Transformation

Once the model parameters are estimated, new cross-sections can be constructed. A tested theoretical cross-section model Equation (3) is able to estimate the natural river cross-section on the basis of estimated parameters [35]. The studied theoretical model of the river cross-section is explained as:

$$z(d) = m_1 m_2 d^{m_1 - 1} (1 - d^{m_1})^{m_2 - 1}, \quad (3)$$

where $z(d)$ is the depth of water at a distance d from the left endpoint of the cross-section, while m_1 and m_2 are theoretical model parameters that are unique for each river cross-section. An example of the estimated shapes of the cross-section is shown in Figure 2.

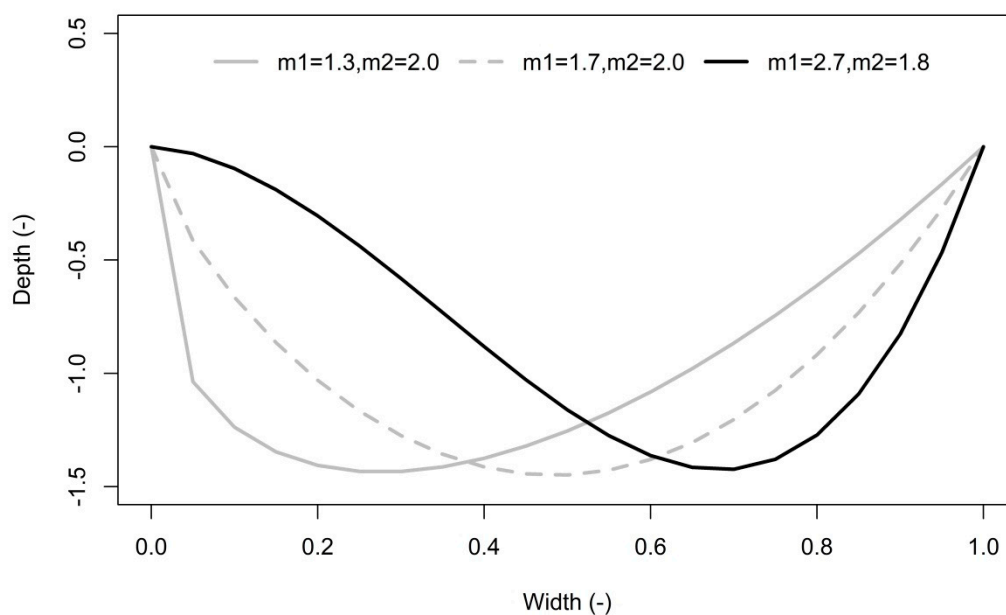


Figure 2. Example showing ability of the proposed bathymetric model to schematize a cross-section.

Due to the mathematical nature of the proposed model, a new cross-section width of 0–1 [35] must be selected in the first step. Note that the value 0 represents the left side of the cross-section. Additional points are inserted between the points 0 and 1. The user decides upon the number of points to insert. Once new stationing is defined, the depth value for each cross-section point is computed by applying Equation (3). New cross-sections produced by the proposed bathymetric model are in normative state (width and flow area are equal to (1)). Width transformation is simple. Stationing of the new cross-section is multiplied by the distance (W) between its endpoints (Figure 1). For the flow area transformation, an adequate flow area must be identified. This adequate flow area defines the flow area of the river channel required for the transfer of the design flow. The adequate flow area is determined using Chezy's equation on the basis of Manning's roughness coefficient, water surface slope, and design flow rate. This adequate flow area is compared with the area of the new cross-section. If the adequate flow area is smaller than the cross-sectional area, then the depths of the cross-section points are multiplied by the area multiplication parameter. This step is repeated until the adequate flow area is equal to or less than the area of the cross-section. Manning's coefficient, design flow rate, and area multiplication parameter are the input parameters. The water longitudinal surface slope and water surface elevation of each cross-section are extracted from the DEM. A similar approach had been used in the work of Roub et al. [28].

The final transformation step is to add the new cross-section into the coordinate system used. The XY coordinates of the first and last point of the cross-section correspond to the coordinates of the endpoints E_1 and E_2 , for which the cross-section has been created. All internal points are placed on the line connecting the endpoints. Therefore, the coordinates of the internal points can be calculated based on the coordinates of the endpoints and its station value. The method of calculating the coordinates of internal points may vary depending on the coordinate system used. The lower of the altitudes of both endpoints is determined as the water level of this cross-section. The altitude (Z value) of each point is obtained by subtracting the water level and its depth. All cross-section points have coordinates X , Y , and Z and stationing after transformation.

2.2.4. River Bed Reconstruction

To create a three dimensional (3D) bathymetric model composed of isolated linear structures, such as cross-sections, spatial interpolation between these cross-sections must be used. Many different bed reconstruction algorithms are available in the literature [23,24,36,37]. In this contribution,

we adopted the approach of Caviedes–Voullième [23]. This bed reconstruction algorithm is based upon cubic Hermite splines (CHS). Spline trajectory connects two depth points in two consecutive cross-sections, and it is driven by their normal vectors. The spatial interpolation (X, Y) of new bathymetric points is performed using CHS, and linear interpolation is performed for the height (Z). For a more detailed description, see the work of Caviedes–Voullième [23].

2.3. Model Suitability

Global optimization methods are used for estimating the best model parameters. The global optimization schemes are based on heuristics inspired by natural processes. Methods of differential evolution [38] are used for determining the solutions of inverse problems related to the parameters of a mathematical model of river bed surfaces. Differential evolution is a population-based stochastic optimization search algorithm that iteratively estimates a candidate solution with regard to a given measure of quality [38]. The analyzed objective function is a least squares method, determining the differences between the depths of the real cross-sections and the modelled cross-sections. We employed the *best1bin* algorithm in this work [38]. Analysis of the model’s suitability was made in the C++ programming environment.

Model Suitability Evaluation

For evaluating the model’s suitability, a vertical differences comparison between the model cross-sections (with the best model parameters) and the measured cross-sections (see Section 2.5.2) was made. The root mean square error (RMSE) and the mean absolute error (MAE) were calculated for this purpose. The equations for these evaluation criteria are as follows:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Elev_{MOD} - Elev_{REF})^2}, \quad (4)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Elev_{MOD} - Elev_{REF}|, \quad (5)$$

where $Elev_{MOD}$ represents the elevation (m) obtained from each model cross-section and $Elev_{REF}$ represents the equivalent reference point obtained from the measured cross-section (see Section 2.5.2). N represents the number of the cross-section points.

2.4. Case Study Area

A part of the Otava River in the Czech Republic was chosen as an area of interest (Figure 3). The full length of the Otava River is 111.7 km with the basin area of 3840 km². The studied river reach is located into the lower part of the river (between 22.83 and 24.58 river km) and is 1.75 km long. The average depth of the river reach fluctuates around 1 m. The average bankfull width is between 22.8 and 52.7 m. The average annual flow rate is 23.4 m³/s. The average water level is 354.84 m above sea level. The flow rates for N-year floods in the Otava River reach are shown in Table 1. $Q_{a.a.}$ denotes the average annual discharge.

Table 1. The flow rates for N-year floods in the Otava River reach [39].

N-year Floods	$Q_{a.a.}$	Q_1	Q_5	Q_{10}	Q_{50}	Q_{100}
Flow rate (m ³ /s)	23.4	146	300	394	680	837

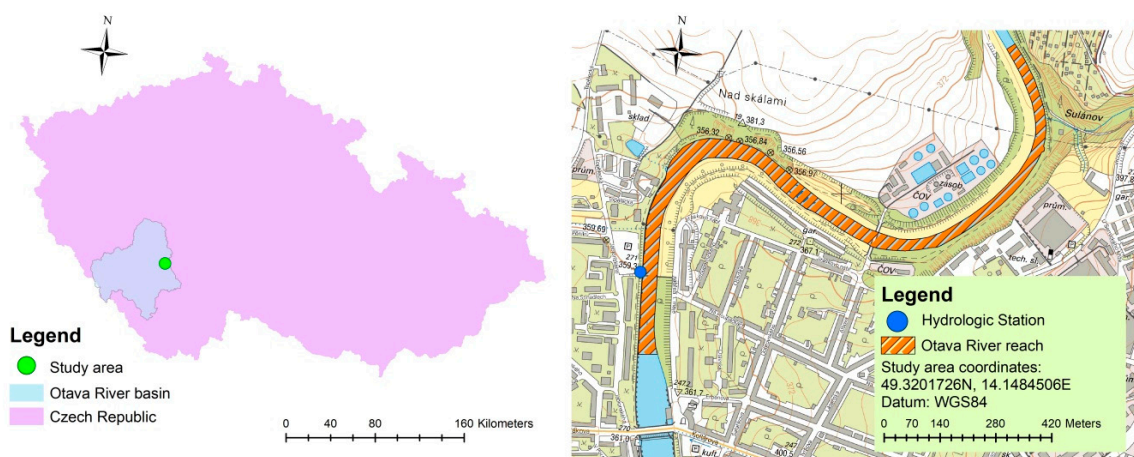


Figure 3. The study area: Otava River reach.

2.5. Ground and Bathymetry Data

This section of the paper describes the topographic source data and bathymetry data source used for identification of the model parameters and creating the DEMs.

2.5.1. Aerial Laser Scanning Data

The technology used for ALS data collection in this study was aerial laser scanning with one infrared laser beam. These ALS data were provided by the Czech Office for Surveying, Mapping, and Cadastre. Provided data were in the form of the list of elevation points. The point density per square meter varies depending on the slope of the terrain described. The point density starts with one point (flat area) and ends with dozens of points (steep area). Vertical data accuracy is ± 0.18 m in open areas and ± 0.3 m in forest areas. [40].

2.5.2. Acoustic Doppler Current Profiler Data

The data obtained by using an ADCP measurement device have the depth range 0.2–80 m and accuracy of $\pm 1\%$ of the depth. The ADCP technology was successfully applied in recent works [18,41,42]. The data were sampled as a set of single cross-sections. The distance between these cross-sections was approximately 5 m. The distance between points within the cross-sections was less than 0.5 m. A total of 375 cross-sections were measured. These data were used for testing the suitability of the bathymetric model as well as for determining the best model parameters.

2.5.3. Compared DEMs

A total of four DEMs, based upon different sources of bathymetric data, were compared in this practical demonstration. The first DEM (ALS) was created only from the ALS data. It contains no bathymetric data and represents models of that sort produced by remote-sensing techniques.

The second DEM (CRO) was composed using ALS data, which describe the floodplain, and data from the Cross-section Solver ToolBox (CroSolver) bathymetric model. CroSolver is a software tool for improving an existing DEM in the riverbed area. The newly formed channel is schematized as trapezoidal or rectangular. The Chezy equation is used to determine the channel flow area for the design flow rate. The depth of the new channel is determined on the base of the size of the flow area, channel width, and selected channel schematization [28]. Table 2 provides the settings overview for the CroSolver model.

Table 2. The Cross-section Solver ToolBox (CroSolver) software specific settings.

Parameter	Value
Calculation method	Longitudinal gradient
Lowest point search radius (m)	5
Manning's roughness ($s/m^{1/3}$)	0.031
Bank slope 1:m	2
Flow rate (m^3/s)	36.8
Water surface slope calculation (m)	100

The third DEM (BAT) was composed using ALS data, which describes the floodplain and the Bathy-supp model proposed in this paper. The cross-section distance for the bathymetry creation was about 100 m. Table 3 provides the settings overview for the proposed model.

Table 3. Bathy-supp model specific settings.

Parameter	Value
Lowest point search radius (m)	5
Manning's roughness ($s/m^{1/3}$)	0.031
Flow rate (m^3/s)	36.8

The last DEM (ADP) is a model composed using ALS data and ADCP data. This model is used as a reference model because it is based on measured data (i.e., on data with assured accuracy). Table 4 provides background information on the DEMs being compared.

Table 4. Overview of compared digital elevation models (DEMs).

Digital Elevation Model	Floodplain Data	Bathymetry Data	Resolution (m)
ALS	LiDAR	–	0.5
CRO	LiDAR	CroSolver	0.5
BAT	LiDAR	Bathy-supp	0.5
ADP	LiDAR	ADCP	0.5

2.5.4. DEM evaluation

For evaluation of the DEM quality, the vertical differences between compared DEMs (ALS, CRO, BAT), and the reference DEM (ADP) were assessed. This comparison was made for all corresponding cells in the river channel area. Comparison of the models in the floodplain is not relevant. Identical data were used for its description. RMSE Equation (4) and MAE Equation (5) values were employed for evaluation.

2.6. Hydrodynamic Modelling

All hydrodynamic simulations were performed using a 2D HEC-RAS model [43]. HEC-RAS 2D allows computations for steady and unsteady flow conditions. The hydrodynamic results are determined on the base of solving of 2D Saint–Venant equations. Many authors successfully employed HEC-RAS 2D for hydrodynamic simulations [44,45].

In this study, hydrodynamic simulations for four different DEMs were made (see Section 2.5.3). For each DEM, four simulations were made with chosen N-year flow rates. Manning's roughness coefficients were set separately for each land cover category. Values in the range 0.035–0.10 $s/m^{1/3}$ were determined for inundations and the value for the main channel was 0.031 $s/m^{1/3}$. Selection of the Manning's values was verified by a calibration-verification process. The validation of model parameters was based on a flood event from December 2012, where, for discharges of 143 m^3/s , the recorded water level (hydrological station located in the model river reach) was equal to 356.43 m. The normal

depth was used as the downstream boundary condition. The results of the basic hydrodynamic model (topography source was ADP DEM) for the given discharge provided a difference of 2 cm in the water level. That verified the accuracy of the model setup. All simulations began from a minimal start discharge, which then grew until eventually becoming steady [18,46,47]. Table 1 shows the selected N-year floods that were used as boundary conditions.

Water surface elevation (WSE) and Inundation areas (IAs) were evaluated to determine the influence of channel bathymetry representation. WSE was evaluated by comparing the differences between vertical measurements for the raster-based WSE (ALS, CRO, BAT) and those of the reference WSE (ADP). The RMSE (Equation (4)) and MAE (Equation (5)) values were used in the evaluation.

For IAs, the following compliance criterion was used:

$$IA_{dif} = \frac{|IA_{DEM} - IA_{REF}|}{IA_{REF}} \times 100 \quad (6)$$

where IA_{dif} represents the difference in inundation areas (%), IA_{DEM} represents the inundation area (km^2) of compared models (ALS, CRO, BAT), and IA_{REF} represents the inundation area of the ADP model (km^2).

3. Results and Discussion

3.1. Bathymetric Model Suitability

The ability of the proposed bathymetric model to schematize the measured cross-section was evaluated. The best model parameters were used for this purpose. The parameter range m_1 ranged from 1.0202 to 1.8219, and for the m_2 parameter from 1.0929 to 2.0376. Overall, 375 measured cross-sections were evaluated. The mean RMSE and MAE values were 0.16 m and 0.11 m, respectively. The variability of the RMSE and MAE values is shown in Figure 4.

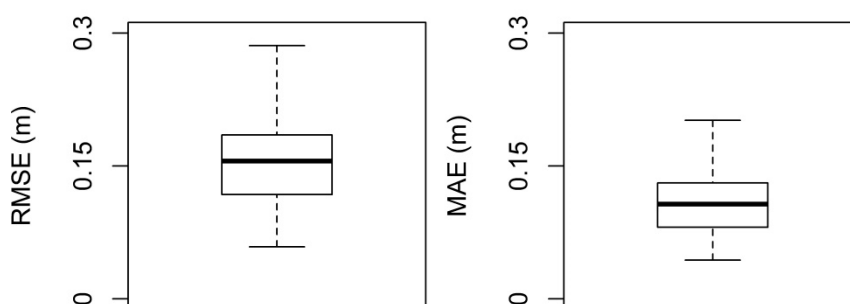


Figure 4. Comparing ability of the bathymetric model (with ideal parameters) to represent a measured cross-section. Shown are variances of root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) values.

3.2. Explaining Bathymetric Model Parameters

High-quality coefficient estimation is a prerequisite for correct bathymetric model creation. Therefore, various methods for its estimation were evaluated. For LM and GLS methods, overall curvature, planar curvature, overall slope, slope in the x direction, and slope in the y direction were considered as predictor variables. For the RF method, overall curvature, planar curvature, profile curvature, overall slope, slope in the x direction, and slope in the y direction were considered. LM and GLS methods provided similarly poor results. In contrast, the RF method produced a good result. Table 5 provides an overview of determination coefficients for the compared techniques. In view of these findings, the RT method was adopted for creating the bathymetric model.

Table 5. Coefficients of determination for the best-fit model parameters in comparing the estimation techniques linear model (LM), the extended linear model with no random effects (GLS), and the random forest (RF).

	LM	GLS	RF
$R^2 (m_1)$	0.145	0.161	0.918
$R^2 (m_2)$	0.085	0.118	0.914

Differences in parameter estimation quality may be due to nonlinear relationships in the data structure. More detailed analysis of the suitable regression structures and evaluation of its results are planned in follow-up research.

3.3. DEM Comparison

This comparison was made for cross-sections extracted from compared DEMs. The smallest divergence from the reference model (ADP) was achieved by the BAT model. The CRO model is unable to closely simulate the depth variability across the cross-section. This is due to the trapezoidal schematization of the channel. [28]. The ALS model almost completely neglects the riverbed area, which is specific for the sampling method used [4,12,40,48]. A graphical comparison is shown in Figure 5.

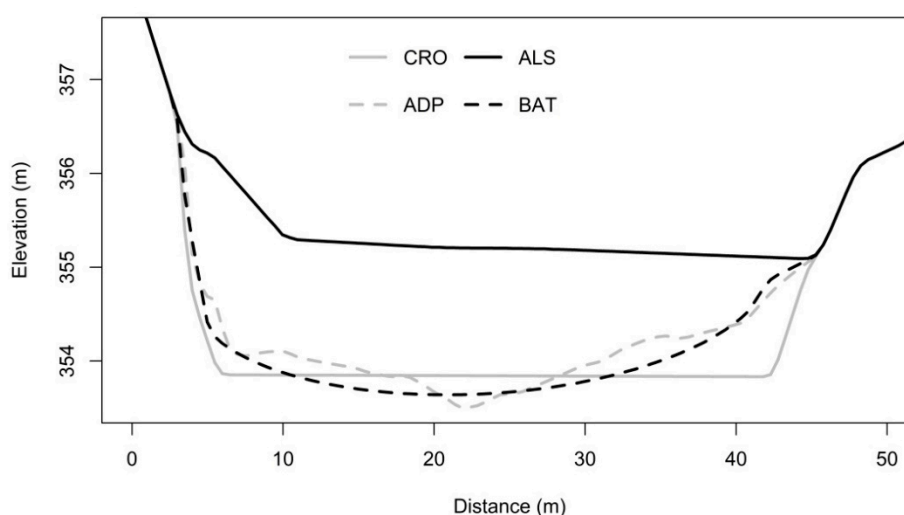


Figure 5. Visual comparison: Random cross-section derived from evaluated digital elevation models.

Table 6 describes the RMSE and MAE values achieved for the river channel (raster comparison). Both evaluated errors for the ALS model are >1 . Note that the mean water depth in the channel at the time of acquiring ALS data was around 1 m. This suggests that the ALS model neglected almost the entire flow area of the river channel [16,20,28,42]. The RMSE and MAE values for the CRO model were 0.46 and 0.36 m, respectively. The smallest error values, RMSE 0.30 and MAE 0.23 m, were achieved by the BAT model. The raster cell difference variability is shown in Figure 6. Greater difference variability was achieved by the ALS model, and the smallest variability was achieved by the BAT model.

Table 6. RMSE and MAE errors for the compared DEMs (channel comparison).

	ALS	CRO	BAT
RMSE (m)	1.19	0.46	0.30
MAE (m)	1.06	0.36	0.23

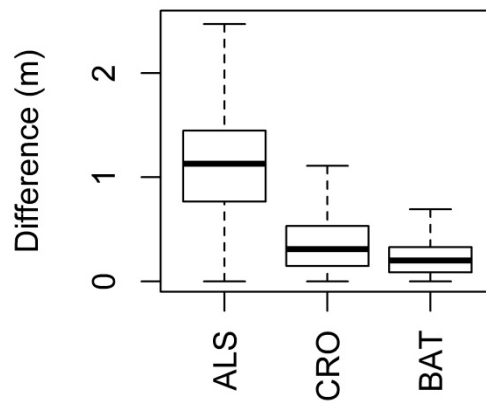


Figure 6. Variance of raster cell differences among compared digital elevation models.

Channel difference maps are shown in Figure 7. The biggest differences can be seen for the ALS model. The largest difference values are located along the thalweg (or stream centerline) location. Indeed, description of the river bottom was unrealistic. The error map presented for the CRO model identifies some areas with high cell difference values. These areas are located near embankment areas. The differences would probably be less significant if the cross-section were actually to have a trapezoidal shape (reflecting technical modification of the channel). For a natural river, the differences may be more significant. The BAT difference map provides the best results. Even here, however, it is possible to identify areas with a poor match. In this case, there was an excessive recess of one cross-section in the BAT model. The water surface slope derived from inundation data was slightly underestimated. This may be due to the accuracy of the data used to describe the floodplain [40].

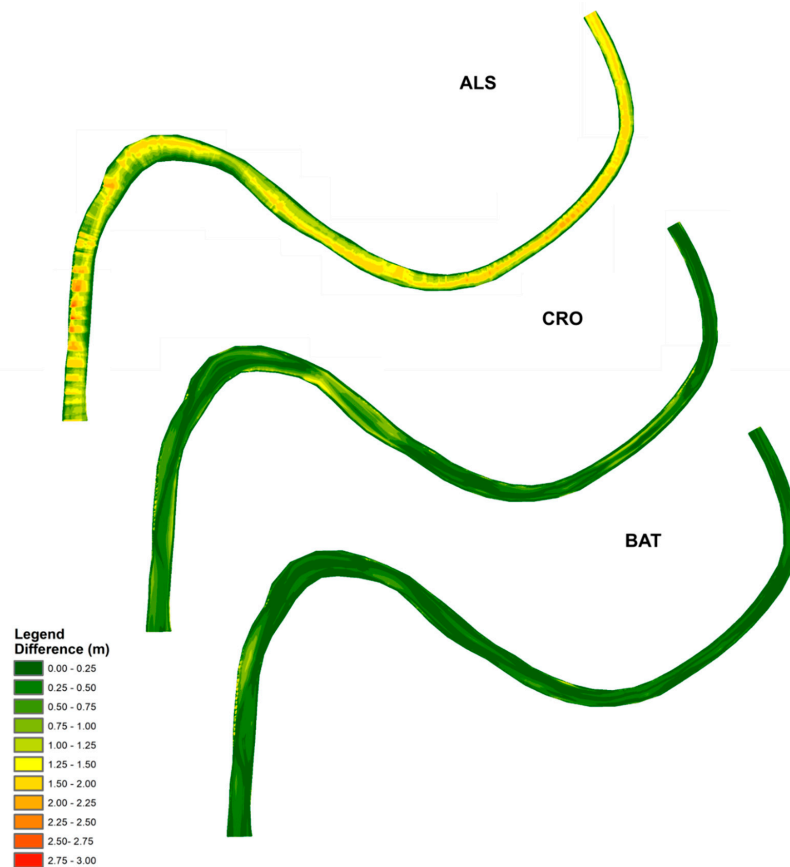


Figure 7. Error maps comparing evaluated digital elevation models (ALS, CRO, BAT) and the reference model (ADP).

3.4. Thalweg Comparison

The ALS model provided a poor match with the ADP model. Thalweg derived from the ALS model was shifted toward the water surface, where it fluctuated. Thus, it is evident that almost the entire flow area was neglected [16,20]. The CRO model had higher deviations relative to the BAT model. These deviations may occur in places where the channel narrows or expands locally. This is due to the fact that the local changes in flow velocity are not reflected in the CroSolver software [28]. The graphical comparison is shown in Figure 8, and the results of the numerical comparison of thalwegs are shown in Table 7.

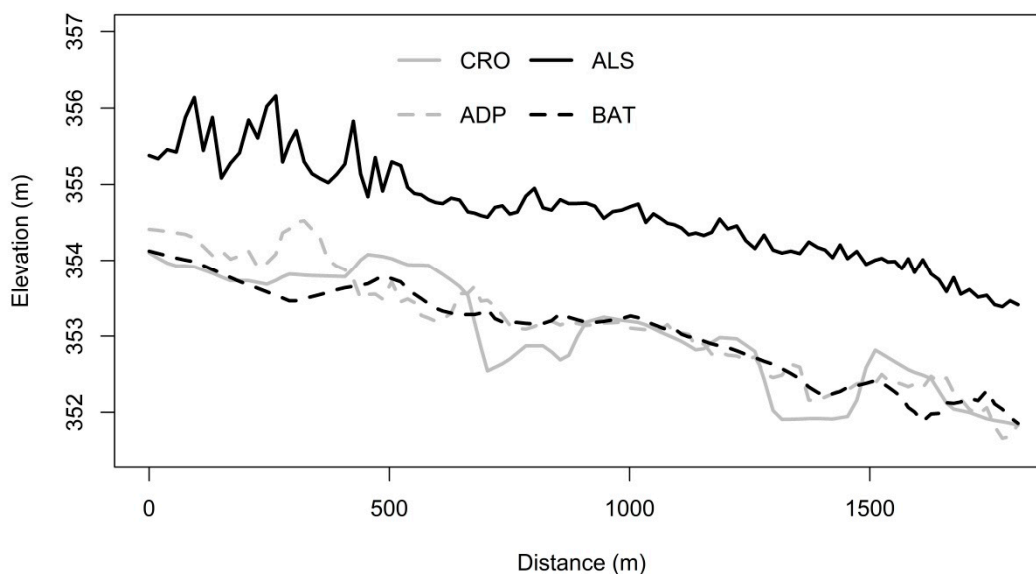


Figure 8. Visual comparison of thalwegs.

Table 7. RMSE and MAE values for the compared DEMs (thalweg comparison).

	ALS	CRO	BAT
RMSE (m)	1.52	0.37	0.30
MAE (m)	1.49	0.31	0.21

3.5. Water Surface Elevations Comparison

Figure 9 presents the variability in WSE errors between the compared DEMs (ALS, CRO, BAT) and the ADP DEM. The greatest deviations in WSE were seen in the ALS model, which manifested significant overestimation of WSE at all modelled flow rates. At flow $Q_{a.a.}$, the RMSE was more than 1.2 m, although the WSE variability was comparable to that for other models. For models CRO and BAT, the medians of the differences, as well as their variability, decreased with the increasing flow rate. The BAT model provided the smallest median values and the smallest variance for all rated flows. Table 8 presents RMSE and MAE values for WSE comparison.

Table 8. RMSE and MAE values for WSE comparison.

	Model	$Q_{a.a.}$	Q_1	Q_{10}	Q_{100}
RMSE (m)	ALS	1.24	0.87	0.80	0.85
	CRO	0.15	0.14	0.10	0.07
	BAT	0.13	0.06	0.04	0.03
MAE (m)	ALS	1.24	0.87	0.79	0.84
	CRO	0.13	0.12	0.09	0.05
	BAT	0.10	0.04	0.03	0.02

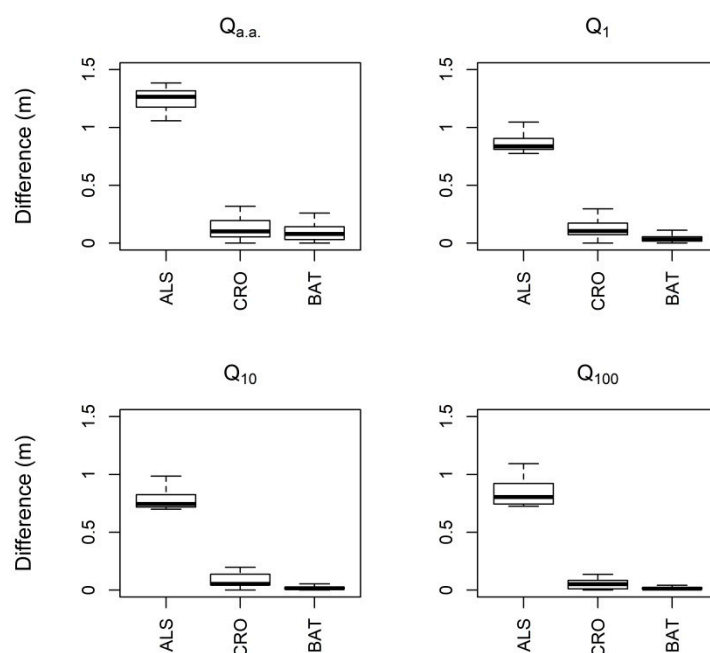


Figure 9. Variance of raster cell differences in water surface elevation between the compared digital elevation models (ALS, CRO, BAT) and the reference model (ADP).

3.6. Inundation Areas Comparison

Table 9 presents a comparison of inundation areas. The ALS model in all cases overestimated inundation vis-à-vis the reference ADP model. This overestimation was >50% in the case of $Q_{a.a.}$. These differences were diminishing with increasing flow, but nevertheless were >20% for the Q_{100} flow rate. Similar results had been presented in the works of Bures et al. [18] and Roub et al. [42]. In both those cases, software-modified DEMs (CRO, BAT) provided better results than the ALS model. The CRO model underestimated the ADP model values by as much as 4.5%. The BAT model underestimated them by as much as 3.8%. The fact that CRO and BAT consistently underestimate the results may reflect their similar model settings. The flow area for model cross-section transformation was set the same for the two models.

Table 9. Inundation area (IA) differences for compared DEMs.

	Model	$Q_{a.a.}$	Q_1	Q_{10}	Q_{100}
Inundation Area (km ²)	ADP	0.0540	0.0911	0.1288	0.1608
	ALS	0.0830	0.1182	0.1415	0.1953
	CRO	0.0536	0.0870	0.1277	0.1587
	BAT	0.0519	0.0898	0.1283	0.1598
Difference in Area (%)	ADP	-	-	-	-
	ALS	53.83	29.73	9.84	21.49
	CRO	0.6	4.5	0.87	1.27
	BAT	3.76	1.44	0.35	0.62

Overall, the ALS model showed the poorest results. That is because the technology used is unable to capture terrain under water. It was a LiDAR technology that, in our case, used an infrared laser beam [40]. Similar poor results could be expected from other remote-sensing methods [8–11]. The error produced by these models depends on the size of the neglected flow area of the river channel [18,42]. Although differential absorption LiDAR (DiAL) technologies may constitute exceptions to this general case [14,15], even using DiAL technology does not ensure any increase in accuracy. That is particularly the case when a high-turbidity river channel is measured [16–18,20].

The ALS model used in this study is a basic DEM, representative of the group of other remote-sensing models.

In the BAT model, the longitudinal water surface slope and water surface elevations were determined for all constructed cross-sections. Both of these parameters are derived from DEM inputs. The uncertainty in determining these parameters depends upon the accuracy of the data from which they are derived. It is possible, however, to assume that the development of remote-sensing techniques will reduce the uncertainty in determining water surface slope and elevations. Uncertainty in determining roughness parameters is the same for both models (CRO, BAT) and depends upon user experience. Further research in the field of model parameter estimation may bring improvement in this area. More appropriate regression relationships can be found, as can other explanatory variables. These variables might, for example, be the curvature of the flow centerline [21,38], mutual tilt of consecutive cross-sections [23], or ratio of the bank line distances.

In comparing the quality of the DEMs, we can see that the BAT model produced better results than the CRO model. The extent of the differences between the CRO and BAT models will probably depend upon the nature of the channel described. With respect to its adaptability, it can be assumed that the BAT model will produce better results in the case of natural channels. If the river channel has been technically adjusted (into trapezoidal shape), it can be assumed that the BAT model will produce similar results to a CRO model.

In the present bathymetric model, the interpolation mechanism introduced by Caviedes-Voullième [23] was used. Several interpolation methods can alternatively be used for this step [24,37,38]. Which of these methods will yield more reliable results remains an open question.

In the presented study, the importance of river bathymetry was evaluated mainly from the perspective of flood modeling. However, the proposed bathymetric model can find its place in other scientific disciplines, such as understanding the morphological changes of the river segment or understanding the hydrodynamic behavior of the river.

4. Conclusions

In this study, the new theoretical bathymetric model Bathy-supp was presented. The model is based on the analytical curves, which schematizes the river cross-sections. The shape of the analytical curves is driven by the floodplain topography. In the case study, the practical usability of the model was evaluated.

The vertical differences in the model's ability to represent the cross-sections were 0.16 m for RMSE and 0.11 m for MAE. For estimation of the model parameters, the three regression methods were used. The best parameter estimates were provided by the RF method. However, the regression relationships between model parameters and topographical characteristics need to be further investigated.

The study's results also show that, in the DEM quality assessment, the BAT model provides the best results in the river channel and thalweg representation. When assessing the WSE and IA, the BAT model provided better results than the CRO model, especially for high design flows rates.

Both DEMs created by merging ALS data with mathematical bathymetric models (CRO and BAT) provided significantly better results. The extent of this improvement was directly proportional to the size of the flow area neglected by using the ALS data itself.

The newly proposed Bathy-supp model was also compared with the state-of-the-art CroSolver model. The results showed that the Bathy-supp model describes the river bathymetry more accurately than the CroSolver model. This is because the analytical curves used in the Bathy-supp tool are more able to simulate the individual cross-sections of the channel than the trapezoidal shapes used by the CroSolver tool. Another advantage of the Bathy-supp model is in determining the flow area for each single cross-section from which the model is composed. This allows the model to take into account local narrows or expansions of the river channel.

The merging of bathymetric models with other types of remote-sensing data can significantly improve the DEMs, thereby enhancing their practical usefulness. Hence, the methods for mathematical schematizing of riverbeds should be further studied and improved.

The Bathy-supp model as an appropriate mechanism to improve DEM quality when other bathymetry measurements that are not available can be used. However, it will never be able to fully replace large bathymetric measurements.

Author Contributions: Conceptualization, L.B. and P.M.; methodology, L.B., P.M., and R.R.; validation, L.B., P.S., and R.R.; investigation, P.S.; data curation, L.B.; writing—original draft preparation, L.B.; writing—review and editing, P.S., S.M.; visualization, L.B. and S.M.; supervision, P.M. and R.R.; funding acquisition, R.R.

Funding: This research was supported from the European Union by the Operational Programme Prague–Growth Pole of the Czech Republic, project No. CZ.07.1.02/0.0/0.0/17_049/0000842, Tools for effective and safe management of rainwater in Prague city–RainPRAGUE and the Internal Grant Agency (IGA) of the Faculty of Environmental Sciences (CULS) (IGA/20164233).

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- Horritt, M.S.; Bates, P.D. Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow. *J. Hydrol.* **2001**, *253*, 239–249. [[CrossRef](#)]
- Horritt, M.S.; Bates, P.D.; Mattinson, M.J. Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow. *J. Hydrol.* **2006**, *329*, 306–314. [[CrossRef](#)]
- Merwade, V.; Cook, A.; Coonrod, J. GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environ. Model. Softw.* **2008**, *23*, 1300–1311. [[CrossRef](#)]
- Baltsavias, E.P. Airborne laser scanning: Basic relations and formulas. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **1999**, *54*, 199–214. [[CrossRef](#)]
- Lyzenga, D.R.; Malinas, N.R.; Tanis, F.J. Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2006**, *44*, 2251–2259. [[CrossRef](#)]
- Gao, J. Bathymetric mapping by means of remote sensing: Methods, accuracy and limitations. *Prog. Phys. Geogr.* **2009**, *33*, 103–116. [[CrossRef](#)]
- Bates, P.D.; De Roo, A.P.J. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *J. Hydrol.* **2000**, *236*, 54–77. [[CrossRef](#)]
- Schumann, G.; Matgen, P.; Cutler, M.E.J.; Black, A.; Hoffmann, L.; Pfister, L. Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **2008**, *63*, 283–296. [[CrossRef](#)]
- Ali, A.M.; Solomatine, D.P.; Di Baldassarre, G. Assessing the impact of different sources of topographic data on 1-D hydraulic modelling of floods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2015**, *19*, 631–643. [[CrossRef](#)]
- Domeneghetti, A. On the use of SRTM and altimetry data for flood modeling in data-sparse regions. *Water Resour. Res.* **2016**, *52*, 2901–2918. [[CrossRef](#)]
- Yan, K.; Di Baldassarre, G.; Solomatine, D.P.; Schumann, G.J.-P. A review of low-cost space-borne data for flood modelling: Topography, flood extent and water level. *Hydrol. Process.* **2015**, *29*, 3368–3387. [[CrossRef](#)]
- Casas, A.; Benito, G.; Thorndycraft, V.R.; Rico, M. The topographic data source of digital terrain models as a key element in the accuracy of hydraulic flood modelling. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **2006**, *31*, 444–456. [[CrossRef](#)]
- Irish, J.L.; Lillycrop, W.J. Scanning laser mapping of the coastal zone: The SHOALS system. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **1999**, *54*, 123–129. [[CrossRef](#)]
- Hilldale, R.C.; Raff, D. Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **2008**, *33*, 773–783. [[CrossRef](#)]
- Mandlbürger, G.; Hauer, C.; Wieser, M.; Pfeifer, N. Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and Instream Habitats-A Case Study at the Pielach River. *Remote Sens.* **2015**, *7*, 6160–6195. [[CrossRef](#)]
- Skinner, K.D. *Evaluation of Lidar-Acquired Bathymetric and Topographic Data Accuracy in Various Hydrogeomorphic Settings in the Lower Boise River, Southwestern Idaho*; US Geological Survey: Reston, VA, USA, 2007.

17. Bailly, J.S.; Le Coarer, Y.; Languille, P.; Stigermark, C.J.; Allouis, T. Geostatistical estimations of bathymetric LiDAR errors on rivers. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **2010**, *35*, 1199–1210. [CrossRef]
18. Bures, L.; Roub, R.; Sychova, P.; Gdulova, K.; Doubalova, J. Comparison of bathymetric data sources used in hydraulic modelling of floods. *J. Flood Risk Manag.* **2018**, e12495. [CrossRef]
19. Allouis, T.; Bailly, J.S.; Pastol, Y.; Le Roux, C. Comparison of LiDAR waveform processing methods for very shallow water bathymetry using Ra-man, near-infrared and green signals. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **2010**, *35*, 640–650. [CrossRef]
20. Laks, I.; Sojka, M.; Walczak, Z.; Wrozyński, R. Possibilities of Using Low Quality Digital Elevation Models of Floodplains in Hydraulic Numerical Models. *Water* **2017**, *9*, 283. [CrossRef]
21. Merwade, V.M.; Maidment, D.R.; Goff, J.A. Anisotropic considerations while interpolating river channel bathymetry. *J. Hydrol.* **2006**, *331*, 731–741. [CrossRef]
22. Jha, S.K.; Mariethoz, G.; Kelly, B.F. Bathymetry fusion using multiple-point geostatistics: Novelty and challenges in representing non-stationary bedforms. *Environ. Model. Softw.* **2013**, *50*, 66–76. [CrossRef]
23. Caviedes-Voullième, D.; Morales-Hernández, M.; López-Marijuan, I.; García-Navarro, P. Reconstruction of 2D river beds by appropriate interpolation of 1D cross-sectional information for flood simulation. *Environ. Model. Softw.* **2014**, *61*, 206–228. [CrossRef]
24. Schächli, B.; Perona, P.; Schneider, P.; Burlando, P. Integrating river cross-section measurements with digital terrain models for improved flow modelling applications. *Comput. Geosci.* **2010**, *36*, 707–716. [CrossRef]
25. Deutsch, C.V.; Wang, L. Hierarchical object-based stochastic modeling of fluvial reservoirs. *Math. Geol.* **1996**, *28*, 857–880. [CrossRef]
26. James, L.A. Polynomial and power functions for glacial valley cross-section morphology. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **1996**, *21*, 413–432. [CrossRef]
27. Moramarco, T.; Corato, G.; Melone, F.; Singh, V.P. An entropy-based method for determining the flow depth distribution in natural channels. *J. Hydrol.* **2013**, *497*, 176–188. [CrossRef]
28. Roub, R.; Hejduk, T.; Novák, P. Automating the creation of channel cross-section data from aerial laser scanning and hydrological surveying for modeling flood events. *J. Hydrol. Hydromech.* **2012**, *60*, 227–241. [CrossRef]
29. Zevenbergen, L.W.; Thorne, C.R. Quantitative analysis of land surface topography. *Earth. Surf. Proc. Landf.* **1987**, *12*, 47–56. [CrossRef]
30. Gareth, J. *An Introduction to Statistical Learning: With Applications in R*; Springer: New York, NY, USA, 2010.
31. Pinheiro, J.; Bates, D. *Mixed-Effects Models in S and S-PLUS*; Springer: New York, NY, USA, 2006.
32. Breiman, L. Random forests. *Mach. Learn.* **2010**, *45*, 5–32. [CrossRef]
33. Pinheiro, J.; Bates, D.; DebRoy, S.; Sarkar, D.; Package 'nlme'. Linear and Nonlinear Mixed Effects Models. Available online: <http://www.cran.r-project.org/web/packages/nlme/nlme.pdf> (accessed on 18 June 2018).
34. Liaw, A.; Wiener, M.; Package 'randomForest'. Breiman and Cutlers Random Forests for Classification and Regression; Version 4.6–12. Available online: <http://www.cran.r-project.org/web/packages/randomForest/randomForest.pdf> (accessed on 18 June 2018).
35. Kumaraswamy, P. A generalized probability density function for double-bounded random processes. *J. Hydrol.* **1980**, *46*, 79–88. [CrossRef]
36. Merwade, V. *Creating River Bathymetry Mesh from Cross-Sections*; School of Civil Engineering, Purdue University: West Lafayette, Indiana, 2017. Available online: <https://web.ics.purdue.edu/~vmerwade/research.html#river> (accessed on 10 February 2019).
37. Dysarz, T. Development of RiverBox—An ArcGIS Toolbox for River Bathymetry Reconstruction. *Water* **2018**, *10*, 1266. [CrossRef]
38. Storn, R.; Price, K. Differential evolution—A simple and efficient heuristic for global optimization over continuous spaces. *J. Global. Optim.* **1997**, *11*, 341–359. [CrossRef]
39. CHMI. Evidence Card for Profile No. 127. Available online: http://hydro.chmi.cz/hpps/popup_hpps_prfdyn.php?seq=307049 (accessed on 8 February 2019).
40. Brazdil, K.; Belka, L.; Dusanek, P.; Fiala, R.; Gamrat, J.; Kafka, O. *The Technical Report to the Digital Elevation Model 5th Generation DMR 5G*; VGHMÚř Dobruška: ZÚ Pardubice, Czech Republic, 2012.
41. Nihei, Y.; Kimizu, A. A new monitoring system for river discharge with horizontal acoustic Doppler current profiler measurements and river flow simulation. *Water Resour. Res.* **2008**, *44*, 1–15. [CrossRef]

42. Roub, R.; Kurkova, M.; Hejduk, T.; Novak, P.; Bures, L. Comparing a hydrodynamic model from fifth generation dtm data and a model from data modified by means of crosolver tool. *AUC Geogr.* **2016**, *51*, 29–39. [[CrossRef](#)]
43. Brunner, G.W. *HEC-RAS River Analysis System 2D Modeling User's Manual*; US Army Corps of Engineers—Hydrologic Engineering Center: Davis, CA, USA, 2016. Available online: <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/downloads.aspx> (accessed on 10 February 2019).
44. Quiroga, V.M.; Kurea, S.; Udoa, K.; Manoa, A. Application of 2D numerical simulation for the analysis of the February 2014 Bolivian Amazonia flood: Application of the new HEC-RAS version 5. *Ribagua* **2016**, *3*, 25–33. [[CrossRef](#)]
45. Maskong, H.; Jothityangkoon, C.; Hirunteeyakul, C. Flood hazard mapping using on-site surveyed flood map, HEC-RAS V. 5 and GIS tool: A case study of Nakhon Ratchasima municipality, Thailand. *Int. J. Geomate* **2019**, *16*, 1–8. [[CrossRef](#)]
46. Cook, A.; Merwade, V. Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. *J. Hydrol.* **2009**, *377*, 131–142. [[CrossRef](#)]
47. Di Baldassarre, G.; Schumann, G.; Bates, P.D.; Freer, J.E.; Beven, K.J. Flood-plain mapping: A critical discussion of deterministic and probabilistic approaches. *Hydrol. Sci.* **2010**, *55*, 364–376. [[CrossRef](#)]
48. Cavalli, M.; Tarolli, P. Application of LiDAR technology for rivers analysis. *Ital. J. Eng. Geol. Environ.* **2011**, *11*, 33–44. [[CrossRef](#)]



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).