

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie



Tomáš Kabelka

**STANOVENÍ KONSUMPČNÍCH KŘIVEK
NA VYBRANÝCH HYDROLOGICKÝCH PROFILECH
KFGG**

**DETERMINATION RATING CURVES AT SELECTED HYDROLOGICAL
PROFILES OF KFGG**

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

PRAHA 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 10. 08. 2016

.....

podpis

Poděkování

Zde bych rád poděkoval vedoucímu mé práce RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za věnovaný čas, cenné rady, připomínky a výbornou spolupráci. Velký dík patří také RNDr. Janě Bernsteinové, Ph.D. za pomoc při hydrologickém modelování. Děkuji také všem členům mé rodiny za všestrannou podporu při tvorbě této práce.

Zadání diplomové práce

Název práce

Stanovení konsumpčních křivek na vybraných hydrologických profilech KFGG

Cíle práce

Stanovit průběh konsumpčních křivek na profilech KFGG a na vybraných profilech provést extrapolaci. Zaměřit se na určení zejména vysokých průtoků. Detailně se seznámit s měřením pomocí ADCP, rešerší literatury a praktickým měřením najít slabá a silná místa a omezení metody. Zohlednit postupy používané v praxi.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Data o průtocích a vodních stavech budou použita z databáze KFGG, předpokládá se účast autora na měření v terénu. Tato databáze je vytvořena terénními měřeními pomocí hydrometrické vrtule, Flow Trackeru nebo ADCP. Data o geometrii profilů byla získána pomocí totální geodetické stanice. Zájmovým územím budou profily na šumavských vodních tocích, extrapolace budou určeny pro profil Roklanského potoka v Modravě a profil Křemelné u soutoku s Prášílským potokem. Extrapolace měrných křivek bude provedena pomocí 1D hydrologického modelu MIKE 11.

Datum zadání: 3. 3. 2014

Jméno studenta: Tomáš Kabelka

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D

Podpis vedoucího práce:

Stanovení konsumpčních křivek na vybraných hydrologických profilech KFGG

Abstrakt

Tato práce se zabývá problematikou tvorby konsumpčních křivek a hodnocením těchto křivek na měřicích profilech KFGG. Jsou zde popsány různé metody extrapolace průtoků do oblasti mimo instrumentálně měřená data. Na vybraných profilech je následně provedena extrapolace pomocí 1D hydrologického modelu MIKE 11. Data použitá v této práci jsou získána terénním měřením pracovníků KFGG.

Klíčová slova: konsumpční křivka, extrapolace, hydrologické modelování, ADCP, MIKE 11

Determination rating curves at selected profiles of KFGG

Abstract

This thesis deals with the creation of rating curves and evaluating these curves on profiles KFGG. There are described various methods of extrapolating discharge beyond instrumentally measured data. On selected profiles is performed extrapolation using 1D hydrological model MIKE 11. Data used in this work are obtained by field survey made by workers KFGG.

Key words: rating curve, extrapolation, hydrological modeling, ADCP, MIKE 11

Obsah

SEZNAM OBRÁZKŮ.....	10
SEZNAM TABULEK.....	13
1. Úvod.....	14
2. Metodika.....	15
2.1 Geodetická měření a určování charakteristik profilu	15
2.2 ADCP.....	16
2.2.1 Nastavení přístroje pro práci	19
2.2.2 Postup měření.....	19
2.2.3 Zpracování dat	21
3. Měrná křivka průtoku.....	25
3.1 Hystereze.....	28
3.1.1 Definice hystereze	29
3.1.2 Charakteristiky ovlivňující hysterezi a povodňovou vlnu	31
3.1.2.1 Vliv korytových charakteristik.....	33
3.1.2.1.1 Vliv zúžení	34
3.1.2.1.2 Vliv rozšíření.....	34
3.1.2.1.3 Vliv zúžení a následného rozšíření koryta	34
3.1.2.1.4 Vliv rozšíření a následného zúžení koryta	35
3.1.2.1.5 Vliv drsnosti koryta	35
3.1.2.1.6 Vliv záplavových ploch	35
3.1.2.1.7 Vliv neaktivního prostoru	35
3.1.2.1.8 Vliv sklonu dna	36
3.1.2.2 Index energie při nástupu povodňové vlny	36
3.1.3 Praktické využití hystereze.....	38
3.2 Extrapolace konsumpčních křivek	38
3.2.1 Extrapolace nízkých hodnot.....	39

3.2.2	Určení vztahu vodního stavu a průtoku během povodní	40
3.2.3	Extrapolace vysokých hodnot	41
3.2.3.1	Logaritmická metoda	43
4.	Hydrologické modelování	45
4.1	Hydrologické modely	45
4.2	Analýza pomocí jednotkového hydrogramu	46
4.2.1	Komponenty hydrogramu	47
4.3	Deterministické modely	49
4.3.1	Black box modely	50
4.3.1.1	Umělé neuronové sítě	51
4.3.2	Koncepční modely	53
4.3.2.1	Sacramento model	53
4.3.3	Distribuované modely	55
4.3.3.1	Evropský hydrologický systém	55
5.	Konsumpční křivky na profilech KFGG	56
5.1	Modravský potok.....	56
5.2	Filipohuťský potok	56
5.3	Roklanský potok v Modravě	57
5.4	Březnický potok	57
5.5	Ptačí potok.....	58
5.6	Cikánský potok.....	59
5.7	Černohorský potok	59
5.8	Rokytk.....	60
5.9	Javoří potok.....	61
5.10	Tmavý potok	61
5.11	Roklanský potok – hájenka	62
5.12	Antýgl	62

5.13	Ranklovský potok.....	63
5.14	Černý potok.....	64
5.15	Křemelná.....	64
5.16	Prášilský potok.....	64
5.17	Zhůřecký potok	65
5.18	Slatinný potok	65
5.19	Obecné zhodnocení	66
5.20	Povodeň 1. 12. 2015 na profilech KFGG	66
6.	Popis modelovaného území a tvorba modelu	69
6.1	Roklanský potok v Modravě	69
6.2	Křemelná u soutoku s Prášilským potokem.....	70
6.3	Modelování pomocí MIKE 11	72
6.3.1	Tvorba modelu pro simulaci povodně na Roklanském potoce	72
6.3.1.1	Říční síť.....	73
6.3.1.2	Profily	74
6.3.1.3	Okrajové podmínky	75
6.3.1.4	Hydrodynamické parametry.....	77
6.3.1.5	Simulace.....	78
6.3.2	Vytváření modelu pro simulaci povodně na Křemelné	78
6.3.2.1	Říční síť.....	79
6.3.2.2	Profily	79
6.3.2.3	Okrajové údaje	79
6.3.2.4	Hydrodynamické parametry.....	80
6.3.2.5	Simulace.....	80
7.	Výsledky.....	81
7.1	Výsledky simulace pro Roklanský potok	81
7.2	Výsledky simulace pro Křemelnou	84

8.	Diskuze a zhodnocení výsledků.....	86
8.1	Hodnocení konsumpčních křivek.....	86
8.2	Hodnocení hydrologického modelování.....	91
9.	Závěr.....	94
10.	Zdroje.....	95

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 2.1: Geodetické zaměrování profilů na Roklanském potoce a Křemelné	15
Obr. 2.2: Části typu S5 ADP	16
Obr. 2.3: Části typu M9 ADP	17
Obr. 2.4: Napájecí a komunikační modul	18
Obr. 2.5: SonTek hydroboard	18
Obr. 2.6: Ocean Science Riverboat	18
Obr. 2.7: Části profilu s měřenými a neměřenými oblastmi	19
Obr. 2.8: Data z profilu Křemelná, měřeno 1. 12. 2015	21
Obr. 2.9: Nastavení parametrů měření	22
Obr. 2.10: Nastavení parametrů okrajů toku	22
Obr. 2.11: Nastavení parametrů extrapolace profilu	23
Obr. 2.12: Nastavení parametrů prahu	23
Obr. 3.1: Různé vlivy na výsledný tvar konsumpční křivky	25
Obr. 3.2: Příklady hystereze na různě velkých tocích	30
Obr. 3.3: Vliv korytových charakteristik na šíření povodňové vlny	33
Obr. 3.4: Vztah mezi bezrozměrnou hodnotou hystereze a bezrozměrným logaritmickým úbytkem	37
Obr. 3.5: Aplikace jednobodové a hysteretické křivky ve vícerozměrném modelu	38
Obr. 4.1: Typy odtoku	47
Obr. 4.2: Jednotkový hydrogram	48
Obr. 4.3: Dělení deterministických modelů	50
Obr. 4.4: Zjednodušené schéma black box modelu	51
Obr. 4.5: Typická třívrstvá architektura předem naplněné sítě	52
Obr. 4.6: Schematické znázornění transformace	53
Obr. 4.7: Struktura modelu Sacramento	54
Obr. 4.8: Struktura Evropské hydrologického systému	55

Obr. 5.1: Konsumpční křivka na Modravském potoce	56
Obr. 5.2: Konsumpční křivka na Filipohuťském potoce.....	56
Obr. 5.3: Konsumpční křivka na Roklanském potoce v Modravě	57
Obr. 5.4: Konsumpční křivka na Březnickém potoce.....	58
Obr. 5.5: Konsumpční křivka na Ptačím potoce.....	58
Obr. 5.6: Konsumpční křivka na Cikánském potoce	59
Obr. 5.7: Konsumpční křivka na Černoorském potoce.....	60
Obr. 5.8: Konsumpční křivka na Rokytce.....	60
Obr. 5.9: Konsumpční křivka na Javořím potoce	61
Obr. 5.10: Konsumpční křivka na Tmavém potoce.....	62
Obr. 5.11: Konsumpční křivka na Roklanském potoce u hájenky	62
Obr. 5.12: Konsumpční křivka na Antýglu	63
Obr. 5.13: Konsumpční křivka na Ranklovském potoce	63
Obr. 5.14: Konsumpční křivka na Černém potoce	64
Obr. 5.15: Konsumpční křivka na Prášílském potoce.....	65
Obr. 5.16: Konsumpční křivka na Zhůreckém potoce	65
Obr. 5.17: Měření průtoku na Roklanském potoce - 1. profil	68
Obr. 5.18: Měření průtoku na Rokytce	68
Obr. 6.1: Profil na Roklanském potoce s měřicím čidlem	69
Obr. 6.2: Modelovaný úsek (žlutá linie) na Roklanském potoce	70
Obr. 6.3: Povodňová situace 1. 12. 2015	70
Obr. 6.4: Profil na Křemelné s měřicím čidlem	71
Obr. 6.5: Modelovaný úsek (žlutá linie) na Křemelné.....	71
Obr. 6.6: Základní komponenty modelu MIKE 11.....	72
Obr. 6.7: Volba souřadnicového systému pro profil na Roklanském potoce.....	73
Obr. 6.8: Zanesené body profilů a vykreslený tok Roklanského potoka s měřenými průřezy	74

Obr. 6.9: Základní nastavení jednotlivých profilů.....	74
Obr. 6.10: Hodnoty jednoho z profilů na Roklanském potoce.....	75
Obr. 6.11: Tvar jednoho z profilů na Roklanském potoce.....	75
Obr. 6.12: Rozhraní editoru okrajových podmínek.....	76
Obr. 6.13: Časová řada simulovaných průtoků.....	76
Obr. 6.14: Nastavení časové řady.....	77
Obr. 6.15: Parametry pro automatický výpočet tabulky Q/h.....	77
Obr. 6.16: Nastavení simulace.....	78
Obr. 6.17: Modelovaný úsek Křemelné s měřenými průřezy.....	79
Obr. 6.18: Časová řada průtoků povodňové vlny na Křemelné.....	80
Obr. 7.1: Úvodní nastavení pro zobrazení výsledků simulace.....	81
Obr. 7.2: Základní zobrazení výsledků simulace.....	81
Obr. 7.3: Celé modelované území.....	81
Obr. 7.4: Průběh povodňové situace v měřicím profilu.....	82
Obr. 7.5: Časová řada znázorňující vodní stav a průtok v měřicím profilu Roklanského potoka pro simulovanou povodňovou vlnu.....	82
Obr. 7.6: Konsumpční křivka v průtočném bodě nejbližší měřicímu profilu Roklanského potoka pro simulovanou povodňovou vlnu.....	82
Obr. 7.7: Srovnání výsledků modelu a měřených hodnot na Roklanském potoce.....	83
Obr. 7.8: Modelovaný úsek Křemelné.....	85
Obr. 7.9: Srovnání výsledků modelu a měřených hodnot na Křemelné.....	85
Obr. 8.1: Porovnání modelované křivky a měřených dat pro sklon hladiny 0.6941° (vlevo) s křivkou od Čurdy (2009)(vpravo).....	87
Obr. 8.2: Porovnání modelované křivky a měřených dat pro sklon hladiny 2.195° (vlevo) s křivkou od Čurdy (2009) (vpravo).....	87
Obr. 8.3: Porovnání konsumpčních křivek na Rokytce.....	88
Obr. 8.4: Porovnání konsumpčních křivek na Rokytce.....	88
Obr. 8.5: Porovnání konsumpčních křivek na Ptačím potoce.....	89
Obr. 8.6: Porovnání konsumpčních křivek na Černém potoce.....	90

Obr. 8.7: Porovnání konsumpčních křivek na Tmavém potoce	90
Obr. 8.8: Porovnání konsumpčních křivek na Javořím potoce	90

SEZNAM TABULEK

Tab. 3.1: Kritéria pro definování typu vlny.....	28
Tab. 3.2: Různé metody používané pro zobrazení hystereze	31
Tab. 3.3: Popis jednotlivých testovaných charakteristik.....	32
Tab. 3.4: Vstupní charakteristiky povodňových vln pro výpočet indexu energie.....	36
Tab. 5.1: Hodnoty povodňových průtoků ze dne 1. 12. 2015 v profilech KFGG.....	67
Tab. 5.2: Průměrná hodnota proměření profilu jednotlivých profilů	67
Tab. 7.1: Porovnání měřených a modelovaných průtoků pro měřené vodní stavy na Roklanském potoce.....	83
Tab. 7.2: Porovnání měřených a modelovaných průtoků pro měřené vodní stavy na Křemelné	85
Tab. 8.1: Porovnání měřených a modelovaných hodnot vodního stavu kulminace	93

1. Úvod

Průtok na řekách je široce aplikován v mnoha hydrologických odvětvích a říčním inženýrství. Automatické, nepřerušované a přesné měření průtoku za různých podmínek proudění, včetně nejnižších a nejvyšších vodních stavů, je tedy velmi důležité.

Cílem této práce je zhodnocení datové řady měřených průtoků a konsumpčních křivek na profilech katedry Fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze a na vybraných profilech provést extrapolaci křivek.

Průběžné a automatické monitorování průtoku se často provádí v nepřímém přístupu, který na základě konsumpční křivky počítá průtok ve všech vodních stavech. Přímá měření průtoku používaná k vývoji nových křivek se vytvářejí s použitím široké škály nástrojů, jako jsou proudové snímače, hydrometrické vrtule, elektromagnetické senzory, techniky zpracování obrazu, radiové proudové metry nebo ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (Rantz, 1982; Fujita et al., 1998; Oberg et al., 2005; Plant et al., 2005). Měření průtoku při použití současných automatických měřicích senzorů jsou za určitých podmínek proudění (jako jsou velké povodně) nespolehlivá (Costa et al., 2006). Při velkých povodních je obtížné zaznamenat správná data pro extrémní odtok pomocí standardních měřicích stanic, které mohou být zaplaveny, poškozeny povodní nebo dokonce úplně zničeny. V záznamu pak chybí důležitá data, a proto jsou hodnoty průtoku pro největší povodně často odhadovány a dopočítávány později. Pro měření vysokých vodních stavů na hodnocených křivkách v této práci byl použit ADCP. Tato práce je také zaměřena na podrobný popis funkcí ADCP a jeho použití.

Pokud jsou ignorovány skutečnosti, které ovlivňují data o průtoku, získáme zavádějící výsledky, které neumožňují spolehlivou aplikaci, např. při předpovídání povodní nebo vyhodnocování povodňových nebezpečí. Posouzení správnosti a přesnosti dat získaných při měření průtoku, případně při jeho odhadu má tedy zásadní význam.

Pro vytvoření konsumpční křivky, která bude co nejvíce odpovídat skutečnému stavu, se dnes často používají specializované modelovací systémy. Tyto programy jsou využívány nejen pro vykreslení křivky v rozsahu měřených dat, ale i pro extrapolace do nízkých nebo vysokých hodnot (Lang et al., 2010). Pro modelování povodňové situace v této diplomové práci byl použit 1D hydrologický model MIKE 11, který má široké využití v běžné hydrologické praxi.

2. Metodika

2.1 Geodetická měření a určování charakteristik profilu

Příčné profily byly zaměřeny pomocí totální geodetické stanice Leica TCR 705. Pro jednotlivé body byl zvolen souřadnicový systém S-JTSK, který je závazným geodetickým referenčním systémem na území ČR. Na Roklanském potoce bylo provedeno 8 měření a na Křemelné 9 měření, včetně dvou profilů na Prášilském potoce, který je přítokem Křemelné v blízkosti měřicího profilu. V obou případech byl zaznamenán tvar profilu, kde je umístěn hladinoměr. Dále byla provedena měření dvou profilů ve směru po proudu od čidla a ostatní měření byla uskutečněna v profilech ve směru proti proudu od čidla. Místa pro měření, byla určena podle aktuální situace proudění toku. Vybrány byly takové průřezy, které svým charakterem mohou nejvíce ovlivnit proudění v měřicím profilu. Na obr. 2.1 jsou zobrazeny polohy geodetické stanice pro měření profilů po proudu od čidla. Vzhledem k délce jednotlivých modelovaných úseků musela být stanice několikrát přemístěna, vždy však byla poloha vztažena k původnímu bodu měření.



Obr. 2.1: Geodetické zaměřování profilů na Roklanském potoce (vlevo) a Křemelné (vpravo) (foto autor)

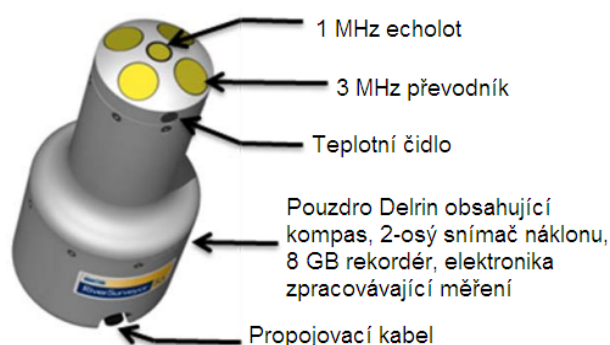
V průběhu měření topografie bylo provedeno také hodnocení charakteristik drsnosti aktuálního stavu koryta a inundačních oblastí. Každý profil je složen z více částí, a je tedy nutné pro každou část zvolit odpovídající hodnotu. Drsnostní koeficient byl přiřazen každému bodu měření. Více se problematikou určování drsností v korytě a příbřežních oblastech pojednává v mé bakalářské práci (Kabelka, 2013). Manningovo n bylo použito z tabulek Chow (1959). Hodnoty drsnosti uvedené v Chow (1959) používá také ČSN ISO 1070.

Metodika pro tvorbu simulace povodňové vlny v profilech Roklanského potoka a Křemelné je detailně popsána v kapitole 6.3.

2.2 ADCP

Acoustic doppler current profiler (ADCP) od firmy Sontek je speciálně navržen pro měření průtoku na řekách, 3D vodních proudů, hloubek a batymetrie z pohybujícího se nebo stojícího plavidla. Tento systém River Surveyor kombinuje osvědčené ADCP instrumenty. Stupeň přesnosti a snadnost použití umožňuje měřit s určitou jistotou, aniž by bylo nutné měnit nastavení měření pro různé říční podmínky. Pomocí tohoto zařízení byly zaznamenány povodňové stavy použité pro kalibraci modelů v této práci.

Systém River Surveyor se skládá z dvou vícefrekvenčních ADP (obr. 2.2 a obr. 2.3) a dalších potřebných součástí (propojovací a nabíjecí kabely, software, manuál).



Obr. 2.2: Části typu S5 ADP (SonTek, 2010 – upraveno)

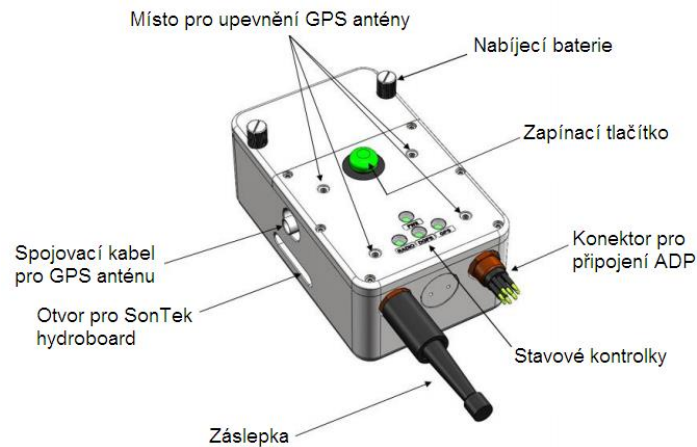


Obr. 2.3: Části typu M9 ADP (SonTek, 2010 – upraveno)

Na obr. 2.2 je popsán ADP s 5 senzory a rozsahem měřené hloubky od 0,2 do 5 metrů. Tato konfigurace je ideální pro použití v mělkých korytech. S5 má pouzdro Delrin o průměru 5 palců (13 cm), které se dále zužuje na 3,2 palce (8,1 cm). Má čtyři rychlostní převodníky o vlnové délce 3 MHz a echolot 1,0 MHz poskytující podrobné vertikální údaje.

Obr. 2.3 ukazuje typ M9. Tento přenosný ADP s 9 senzory s rozsahem měřené hloubky od 0,2 do 30 m je určen pro použití z pohyblivých nebo stacionárních lodí či jiných plovoucích zařízení. Lze ho použít v případě mělkých i hlubokých koryt. M9 má průměr 5 palců (13 cm). Má dvě sady snímačů pro měření rychlosti - čtyři snímače 3,0 MHz a čtyři snímače 1,0 MHz. 0,5 MHz sonar poskytuje podrobné údaje o hloubce profilu.

Nezbytnou součástí je také napájecí a komunikační modul (obr. 2.4), který se připojuje kabelem přímo k S5 nebo M9. Tento modul poskytuje energii ADP pomocí akumulátoru. Tím je umožněna vzdálená komunikace s počítačem nebo mobilním zařízením přes rádiové spojení. Existují dvě možnosti různé rádiové komunikace v závislosti na vzdálenosti. Modul s funkcí Bluetooth umožňuje vzdálenou komunikaci mezi ADP a počítačem nebo mobilním zařízením. Rozsah Bluetooth mobilního zařízení je přibližně 60 metrů. Pomocí dodávaného Bluetooth dongle zapojeného do počítače lze dosáhnout maximální vzdálenosti až 200 m. Tyto přibližné rozsahy předpokládají jasnou linii viditelnosti bez jakýchkoli překážek nebo špatného počasí. Modul s možností šíření rádiových vln zajišťuje vzdálenou komunikaci mezi modulem a stanicí připojenou k počítači. Akční rádius je cca 2 km.



Obr. 2.4: Napájecí a komunikační modul (SonTek, 2010 – upraveno)

Standardním doplňkem bývá také nosič měřicího přístroje. V praxi se nejčastěji setkáváme s jedním ze dvou zobrazených nosičů (obr. 2.5, obr. 2.6). Hydroboard je menší než žlutý katamarán. Menší velikost způsobuje horší stabilitu a při zvýšeném průtoku se může stát, že se překlopí. Při vysokých průtocích, které je důležité zaměřit s co největší přesností, je tedy obvykle používán Ocean Science Riverboat.



Obr. 2.5: SonTek hydroboard (SonTek, 2010)



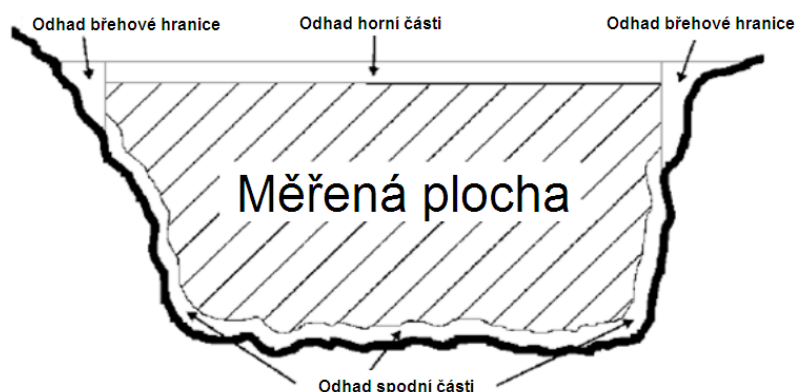
Obr. 2.6: Ocean Science Riverboat (SonTek, 2010)

2.2.1 Nastavení přístroje pro práci

Po zapojení všech částí do sebe je možné také připojit GPS. Měření však lze provést i bez GPS, ačkoliv je doporučeno tento modul mít. Jestli mezi sebou správně komunikují všechny bezdrátové komponenty, následuje minutový test systému, kontrolující funkčnost všech částí hardware (napětí baterií, kompas, SD karta, teplotní senzor). Když i tento test proběhne úspěšně, je nutné provést kalibraci kompasu zařízení, která se provádí pomalými krouživými pohyby s celým plovákem. Doporučená délka pro kalibraci jsou 2 minuty, během kterých by se měl člověk provádějící kalibraci otočit 2x kolem své osy. Při úspěšném pokusu je výsledek PASS, pokud takový výsledek nezískáme, tak je nutné kalibraci provést znovu.

2.2.2 Postup měření

Po správném nastavení měřicího zařízení a úspěšných testech následuje vlastní měření. Profil je při měření rozdělen do několika částí (obr. 2.7).



Obr. 2.7: Části profilu s měřenými a neměřenými oblastmi (SonTek, 2010 – upraveno)

Celkový průtok se počítá jako součet počátečního okraje, odhadu horní a spodní části měřené plochy a koncového okraje. Pouze měřená plocha je zaznamenána pomocí ADP. Je důležité si uvědomit, že všechny ostatní oblasti jsou vypočteny pomocí doporučených a schválených výpočtů. Omezení, které se vyskytují u všech zařízení ADP, způsobují rozdělení výpočtů celkového průtoku do několika složek. ADP nemůže měřit profil celého průřezu kvůli následujícím důvodům:

- 1) První důvod je minimální hloubka potřebná pro provedení měření. V hloubkách nižších než je minimum (20 cm), rychlost vody a tedy i průtok musí být odhadnut na základě měření rychlosti a hloubky na okrajích. Počáteční a koncový okraj se měří tímto způsobem.

- 2) Montážní hloubka a krátká vzdálenost od zařízení k začátku měřeného rychlostního profilu ponechává část vody na povrchu neměřené. Tato oblast je označována jako odhad horní části.
- 3) Potenciální kontaminace dat v poslední buňce (například buňka se částečně nebo úplně "dotýká" řečiště), nebo potenciální interference postranních výběžků na konci profilu, ponechává část vody v dolní části neměřenou. Tato oblast je označována jako odhad spodní části.

Pro výpočet rychlosti a průtoku v každé z těchto okrajových oblastí se používá rovnice pro extrapolaci rychlostí v profilu. Tento výpočet pro odhad rychlostí nad měřenou částí a pod ní uvádí např. Simpson a Oltmann (1990) nebo Chen (1991):

$$\frac{u}{u_*} = 9,5 \cdot \left(\frac{z}{z_0}\right)^b$$

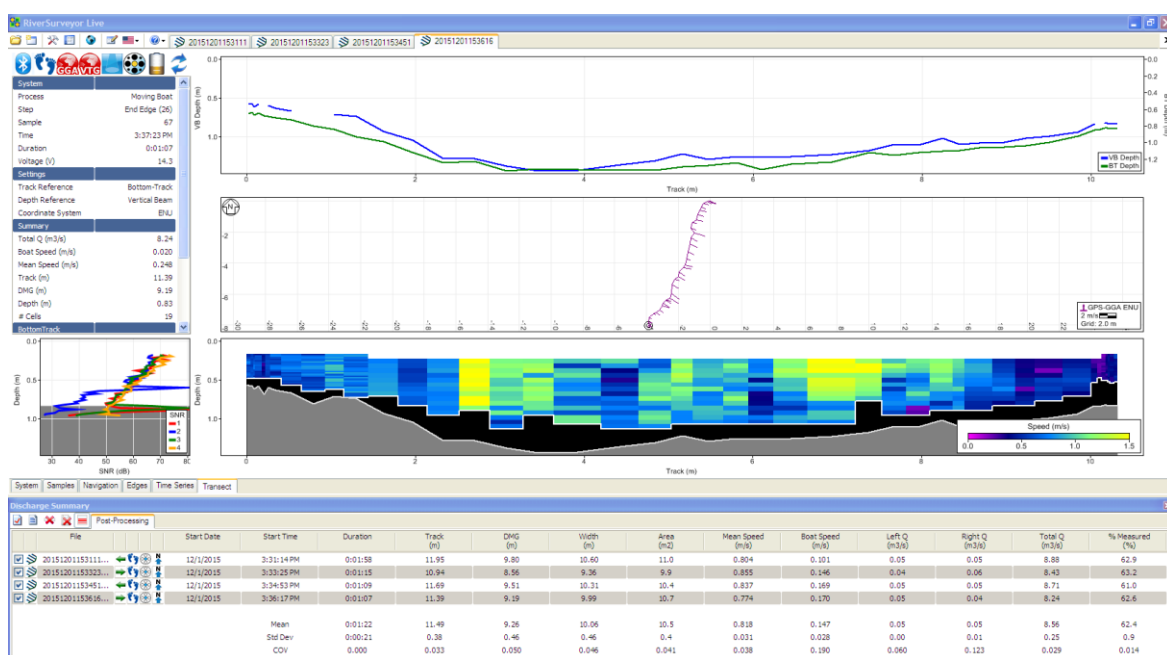
u je rychlost ve výšce z měřené ode dna řeky, u_* spodní rychlost, z_0 je výška, kam zasahuje vliv drsnosti podloží, b je konstanta (rovnající se 1/6 dle Chen, 1991). Použití této rovnice předpokládá, že proudy v profilu se pohybují přibližně stejným směrem. V situacích, kdy se nevyskytují tyto podmínky (např. u rozdělených toků nebo obousměrném proudění), by měli být použity další metody extrapolace, které nabízí systém River Surveyor. Tento software používá 1/6 z výsledku výše popsané rovnice pro výpočet rychlostí horních a spodních neměřených oblastí.

Průtok u okraje na počátku a konci měřeného profilu se počítá z průměrné rychlosti, která je vytvořena udržováním (relativně) stabilní pozice u okraje. Je důležité, aby byl plovák podle aktuálních podmínek co nejvíce stacionární. Rychlostní profily měřené v tomto okamžiku se spojí dohromady do jediného průměrného profilu. Výpočet průtoku u okraje je založen na výběru konstantního sklonu břehu nebo svislé stěny a využívá kombinace střední hloubky a rychlostního profilu na okraji.

V měřené oblasti je výpočet průtoku založen na hloubce, ujeté vzdálenosti a střední rychlosti proudění. Během této doby systém automaticky upravuje změny ve směru a rychlosti pohybu plováku. Jednou z hlavních výhod je, že počítač a mobilní software celý tento proces spolu s okamžitým výpočtem průtoku provádí automaticky.

2.2.3 Zpracování dat

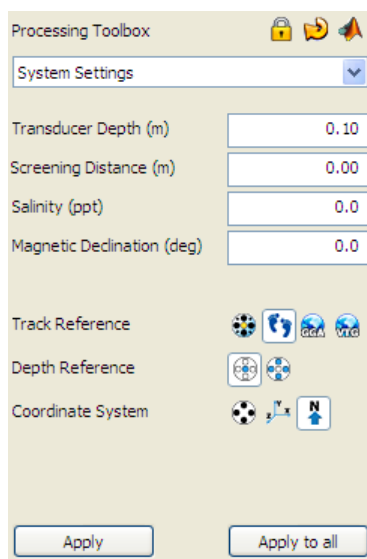
Zobrazení, zpracování a případná úprava dat následně probíhá v programu River Surveyor Live od společnosti SonTek. Měřená data jsou zobrazena několika způsoby (obr. 2.8). V horní části je vykreslen profil zaznamenaný echolotem (modrá linie) a čtyřmi převodníky (zelená linie). Uprostřed je dráha, kudy plovák projížděl. Dále je pro každou část profilu grafický přehled s jednotlivými daty o vzdálenosti, hloubce a rychlosti proudění. Ve spodní části jsou výsledné hodnoty jednotlivých měření. Na levé straně jsou údaje vztahující se k právě zobrazenému měření a možnost zobrazení křivek pro různé ukazatele.



Obr. 2.8: Data z profilu Křemelná, měřeno 1. 12. 2015

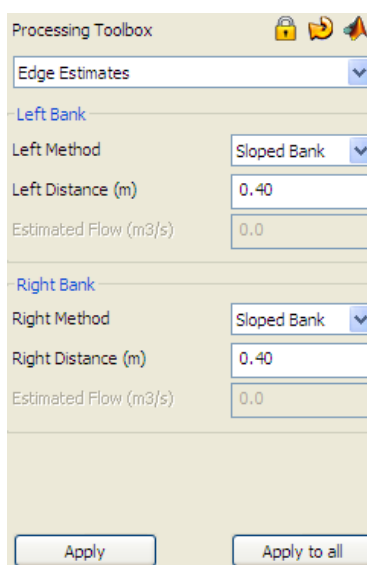
V systémovém nastavení lze dodatečně upravovat některé parametry měření (obr. 2.9). Mezi nejdůležitější data patří hloubka čidla pod hladinou (transducer depth), která udává, jak moc je měřicí zařízení ponořeno pod hladinu toku. Následující parametr je snímkovací vzdálenost (screening distance), která umožňuje nastavit hloubku, ve které se provádí měření. Toho se využívá, aby se odstranil vliv brázdy z lodi, pokud je na ní čidlo upevněno. Salinita a magnetická deklinace v našich podmínkách nemají velký význam. Tyto úpravy lze provádět jednotlivě pro každé měření nebo pro všechny najednou. Dále lze zvolit způsob zjišťování rychlosti plováku nebo lodi, kde je čidlo upevněné. Lze si vybrat mezi metodou zjištění rychlosti pomocí signálu odráženého ode dna nebo pomocí GPS. Údaje o hloubce můžeme zobrazit buď z vysoce přesného echolotu, nebo čtyř převodníků. Poslední možnou úpravou je nastavení koordinačního systému, kde volíme mezi ENU

(tradiční East, North, Up), “System“ (ADP je zde referenční hodnota, pouze pro vnitřní použití) a XYZ (3D relativní pozice, pouze pro specializované aplikace a zkušené uživatele).



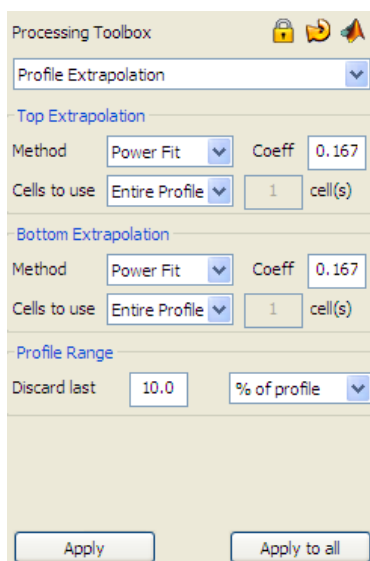
Obr. 2.9: Nastavení parametrů měření

Břehové hodnoty (obr. 2.10) lze také měnit. Na výběr jsou zde úpravy tvaru břehu. Nabízí se možnosti šikmý břeh (sloped bank), svislý břeh (vertical bank) a uživatelské nastavení. Dále lze upravit vzdálenost počátku měření od břehu a odhadovaný průtok v této části. Pro zpřesnění měření je možno odhadovaný průtok u okrajů koryta změřit např. pomocí hydrometrické vrtule a tuto hodnotu potom doplnit do příslušné kolonky v programu. Tyto modifikace lze provést na jednom nebo na obou březích.



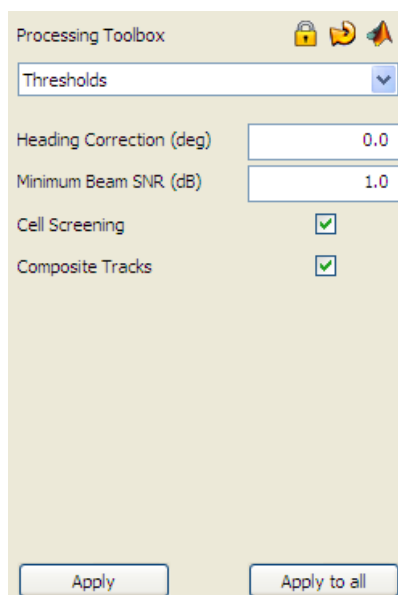
Obr. 2.10: Nastavení parametrů okrajů toku

Další z možností úprav dat je extrapolace profilu (obr. 2.11). Toto nastavení umožňuje změnit způsob, jak se vypočítávají odhady horní a dolní části. Obecně platí, že výchozí nastavení jsou dostačující pro většinu aplikací.



Obr. 2.11: Nastavení parametrů extrapolace profilu

Při nastavení prahu (obr. 2.12) můžeme zadat minimální prahovou hodnotu signálu SNR (signal to noise ratio) užívaný pro výpočet rychlosti vody (základní nastavení je 1,0 dB). Tato hodnota odpovídá minimální hodnotě SNR potřebné pro provedení měření rychlosti vody. V čisté vodě jsou hodnoty SNR nižší, a úprava může být provedena na práh jako náhrada za nízké zatížení sedimentem.

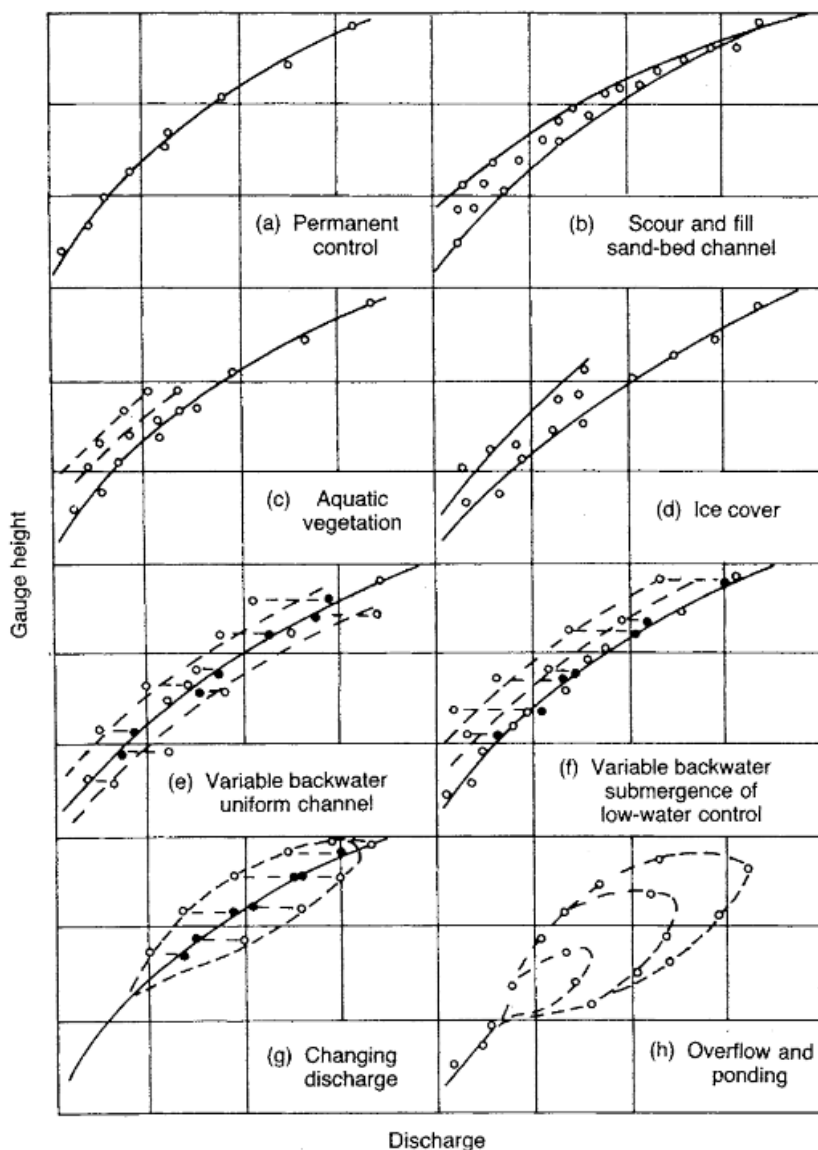


Obr. 2.12: Nastavení parametrů prahu

Vlastní práce s daty by měla probíhat následujícím způsobem. Po otevření všech měření z jednoho profilu nejdříve zkontrolovat systémové nastavení, jestli mají všechny parametry správné hodnoty a jsou stejné pro všechna měření. Pokud je to nutné, změnit zadanou trať a hloubku, aby hodnoty co nejlépe reprezentovaly měření v terénu. V kartě Navigace zhodnotíme data získaná skrz celý transekt. Pokud je aktivní zobrazení UTM, změníme ho na Autoscale (pravý klik myši na okno transektu). Dále proběhne kontrola tabulkových dat zobrazených na levé straně (např. doba trvání měření, kvalita GPS). Následuje vizuální kontrola každého měření, zhodnocení dat o hloubce měřených oběma způsoby (BT a GPS), abychom zjistili, jestli je v pořádku kompas, GPS nebo jestli není velký pohyb sedimentu u dna. Také se musíme ujistit, že měření pomocí GPS je v pořádku a nevykazuje žádné neobvyklé výsledky. V okně průřezu vyhodnocujeme různé grafy (změnu provádíme kliknutím pravým tlačítkem myši na vertikální osu). Zobrazením hloubky, měřené pomocí metody BT a GPS, zjistíme, jestli se obě linie podobají. V případě větších nesrovnalostí zjistíme důvod. Na stejném grafu vyhodnocujeme rychlost plováku a rychlost vody. V ideálním případě by rychlost lodi neměla překročit rychlost proudění ve vodním toku. Ujistíme se také, že hodnoty Heading, Pitch, Roll a teploty jsou relativně konstantní. Ověříme také, že údaje SNR a měřících paprsků platí, se zvláštním zaměřením na okraje a mělké vody, a SNR je platné pro graf ve spodní části. Při použití metody ENU pro rychlost proudění, by hodnoty U (up) a D (delta) měly být blížíci se nule. Zhodnotíme, jestli křivka průtoku a extrapolace profilu jsou použitelné. Ověříme, zda je platná rychlost v buňce obrysového grafu, podíváme se na screeningové vzdálenosti a zkontrolujeme, zda jsou graficky správné. Ve shrnutí všech měření průtoků je třeba se ujistit o správnosti následujících parametrů. Referenční systém a souřadnice by měly být stejné. Počáteční strana by se měla střídát. Čas měření by měl být po sobě následující. Doba měření by měla být podobná. Šířka koryta a průtočný profil by měly být také podobné. Pro identifikaci vybočujících měření lze použít statistiku, která je již součástí programu. Problematické záznamy lze odznačit (záznam se nezapočítává do statistiky) nebo vymazat.

3. Měrná křivka průtoku

Měrná křivka průtoku, která se běžně v hydrologii označuje jako konsumpční, udává vztah mezi vodním stavem a průtokem v konkrétním profilu. Na tento vztah působí velké množství faktorů, které mohou výrazně měnit tvar a polohu konsumpční křivky, nebo hysterezní smyčky. Mezi hlavní faktory, které ovlivňují výslednou konsumpci, jsou zahrnuty změny v průřezu koryta (zejména v důsledku eroze a usazování sedimentu), růst a odumírání vodní vegetace, ucpání toku různým materiálem (nakupení dřeva a další organický odpad, který blokuje průtok vody), proměnlivé stojaté vody, rychle se měnící průtok, průtok do nebo z oblastí mimo koryto nebo led (Rantz, 1982). Jednotlivé typy křivek a jejich rozdíl je znázorněn na obr. 3.1.



Obr. 3.1: Různé vlivy na výsledný tvar konsumpční křivky (Hersch, 2009)

I v případě, že probíhá neustálý monitoring (obr. 3.1a), je třeba provádět občasné měření pro potvrzení platnosti konsumpční křivky. Vztah mezi vodním stavem a průtokem pak může být vyjádřen jako jednoduchá exponenciální funkce.

Pokud je dno tvořeno písčítým materiálem, dochází k opakovanému vymílání a usazování drobných částic, čímž je ovlivněna především hydraulická drsnost, sinusoita kanálu a sklon energie proudění. Určení vztahu mezi průtokem a výškou hladiny je tedy obtížnější. Protože pohyb materiálu během časového období není konstantní, tak je stanovení změny ve tvaru křivky složitější. Největší odchylka nastává především při nízkých průtocích (obr. 3.1b).

Růst různých vodních rostlin snižuje transport vody v kanálu a mění drsnost. Důsledkem je zvýšení vodního stavu pro daný průtok. Opačně platí, že když vegetace odumírá, vztah průtoku a výšky hladiny se postupně vrací do původního stavu. V průběhu vegetačního období je tedy důležité pečlivě sledovat vývoj v korytě a zaznamenávat změny řadou měření. Za normálních okolností vývoj konsumpčních křivek pro různé podmínky růstu rostlin představuje nejlepší způsob kalibrování řek s tímto prostředím (obr. 3.1c). I v tomto případě platí, že největší odchylky nastávají při nízkých průtocích.

Ledová pokrývka (obr. 3.1d) v měřicí části zvyšuje hydraulický poloměr a drsnost, a snižuje plochu průřezu. Stejně jako v případě růstu vodní vegetace se výška hladiny pro daný průtok zvyšuje. Vliv tvorby ledu a jeho tání je složitý a časově omezený vztah vodního stavu a průtoku, který může být určen pouze sérií měření průtoků, za použití záznamů vodního stavu, teploty a srážek, které následně slouží jako vodítka pro interpolaci mezi měřeními.

Pokud je zkoumaný úsek s měřicí stanicí ve stejnoměrném korytě ovlivněn jezem, přehradou nebo soutokem, které mohou zvýšit či snížit sklon energie pro daný průtok, může se vytvořit proměnlivá stojatá voda, která ve výsledku posouvá konsumpční křivku na jednu či druhou stranu v závislosti na sklonu energie (obr. 3.1e). To znamená, že sklon v dosahu je zvýšen nebo snížen od normálu. V tomto případě by mělo být instalováno druhé měřidlo pod měřicí částí za účelem měření poklesu pro rozvoj vztahu vodní stav-pokles-průtok.

Některé úseky řek mají pod měřicími stanicemi ještě místní kontrolní úseky, jako jsou vodopády, peřeje nebo hráze, které určují vztah vodního stavu a průtoku při nízkých

průtocích, které však mohou být v určité době ponořeny kvůli většímu přísunu vody ze sousedního přítoku nebo při upouštění přehrady (obr. 3.1f). V tomto případě se křivka posouvá do vyšších vodních stavů. Pro úspěšnou kalibraci se stejně jako v případě stanice se stejnoměrným korytem a variabilní stojatou vodou instaluje druhé čidlo pod kontrolní oblastí za účelem měření poklesu.

U některých stanic, obecně u těch s nízkým sklonem energie, je vztah vodního stavu a průtoku ovlivněn rychlostí změny průtoku. V případě, že se průtok rychle zvyšuje, bude tento vztah větší než by byl při normálním stavu a naopak, pokud rapidně klesá, bude menší (obr. 3.1g). Tento stav je obecně nazýván hystereze.

V mnoha měřících stanicích se může také objevit významný vliv vyběžení toku ze svého původního koryta nebo vytvoření souvislé vodní plochy (jezera) v záplavových oblastech sousedících s korytem. Tyto aspekty výrazně mění tvar konsumpční křivky (obr. 3.1h). Během zvyšujícího se průtoku proudí část vody právě do těchto oblastí, což relativně zvyšuje sklon a průtok vzhledem k vodnímu stavu. Naopak, když se snižuje průtok, voda se vrací do kanálu ze zaplavených oblastí a vytváří stojaté vody a průtok pro daný vodní stav se snižuje. Každá povodeň vytváří svoji vlastní hysterezní smyčku. Dosud není k dispozici žádná uspokojivá metoda jednotného způsobu hodnocení za těchto podmínek. Hysterezi je vhodné vytvářet pro každou povodeň pomocí série měření průtoků pro tok v korytě kanálu a pro proudění mimo koryto. Součet těchto dvou částí udává celkový průtok (Herschy, 2009).

Protože parametry jako proměnlivost stojatých vod, rychle se měnící průtok či průtok do nebo z oblastí mimo koryto mají ve výsledku tvar smyčky, musí být obvykle upravovány přidáním dalších parametrů, jako jsou odhady sklonu vodní hladiny nebo velikost změny vodní hladiny v místě měření. Jestliže se tedy typ toku výrazně odchyluje od ustáleného stavu proudění, jednoduchý vztah vodního stavu a průtoku již není dostačující pro definování průtoku. Dalším parametrem, který by měl být zahrnut je sklon vodní plochy. Za těchto podmínek obvyklý přístup, tj. použití jednobodové křivky vodního stavu a průtoku pro výpočet hodnot průtoku, není možné použít. Průtok ovlivněný podmínkami stojaté vody a vysoce proměnlivého proudění nemůže být definován pouze vodním stavem (Braca, 2008).

3.1 Hystereze

V přírodních korytech je konsumpční křivka základním nástrojem pro přiřazení odpovídajícího průtoku pro měřený vodní stav. Tyto křivky, pozorované v laboratořích či v přírodě, jsou tvořeny buď jedním bodem, nebo body dvěma. Jednobodové křivky jsou nejvíce používané v hydrologické praxi a výzkumu, zatímco dvoubodovým, které se nazývají také hysteretické, se tolik pozornosti nevěnuje. Vzhledem k tomu, že velikost a tvar hystereze nezůstávají konstantní pro každou povodeň (Fread, 1973), je zřejmé, že jednobodová metoda je v těchto případech nepřesná. Studium hystereze je velmi důležité, protože výsledky při aplikaci hysteretické křivky obvykle udávají reálnější stav dosahu vody během povodně. Herschy (2009) také uvádí, že každá povodeň vytváří hysteretickou smyčku. Literatura (Henderson 1966; Cunge et al. 1980) zabývající se touto problematikou objasňuje několik základních skutečností o hysterezi. Hystereze je projevem prostoru koryta. Drsnost koryta způsobující nepravidelnost v proudění vytváří v profilu větší hysterezi křivky. Větší hystereze se vztahuje k většímu útlumu povodňové vlny a naopak.

Mishra a Seth (1996) popsali několik charakteristik povodňové vlny pomocí bezrozměrného typického příkladu. Těmito charakteristikami jsou rychlost vlny, fázový rozdíl Φ a útlum vlny. Dále vytvořili hodnotu η , která značí bezrozměrnou křivku hystereze (s předpokládaným rozsahem 0-1) a na této křivce stanovili kritéria pro definování různých druhů vln (tab. 3.1). Tyto vlny byly popsány jako kinematická, difuzní a dynamická. F_0 je Freudovo číslo a σ označuje bezrozměrné číslo vlny (Ponce, Simons, 1977). Jejich výsledky byly dále potvrzeny dalšími studii a byl popsán významný vztah mezi η a Φ (Mishra et al., 1997)

Tab. 3.1: Kritéria pro definování typu vlny (Mishra a Seth, 1996 - upraveno)

Typ vlny	Hystereze η (bezrozměrná)	Číslo vlny σ a Freudovo číslo F_0 (bezrozměrné)	Fázový rozdíl Φ (radián)
Kinematická	$\eta < 0,025$	$\sigma \leq 0,03$	$\Phi < 0,03$
Difuzní	$0,025 \leq \eta \leq 0,10$	$\sigma F_0 \leq 0,462$	$0,03 \leq \Phi \leq 0,13$
Dynamická	$\eta > 0,10$	$\sigma F_0 > 0,462$	$\Phi > 0,13$

Mishra et al. (1997) ještě rozšířil jejich dřívější studii o zhodnocení různých charakteristik koryta. Zabýval se především tvarem koryta, zvětšováním či zmenšováním hystereze a dále šířením povodňové vlny.

Menendez a Norcini (1982) popisují útlum vlny jako fázový rozdíl Φ , pro který bylo vytvořeno následující matematické vyjádření:

$$\Phi = \frac{2\pi}{T} (t_{ph} - t_{pQ})$$

kde Φ je vyjádřeno v radiánech, T = čas (h), t_{ph} = doba, za kterou dochází ke zvýšení základní vlny (stage wave) a t_{pQ} = doba, za kterou dochází ke zvýšení odtokové vlny (discharge wave). Menendez a Norcini (1982) charakterizují Φ jako kinematický parametr, jenž řídí útlum vlny.

Ponce and Simons (1997) navrhují pro popis útlumu vlny použití logaritmického úbytku δ , který se ukázal být související s Φ .

3.1.1 Definice hystereze

Hystereze η je smyčka v konsumpční křivce a může být definována jako oblast smyčky v bezrozměrné formě křivky. (Mishra et al., 1997). Matematicky může být vyjádřena:

$$\eta = \frac{1}{2} \int_0^r \left(q \frac{dh}{dt} - h \frac{dq}{dt} \right) dt$$

kde

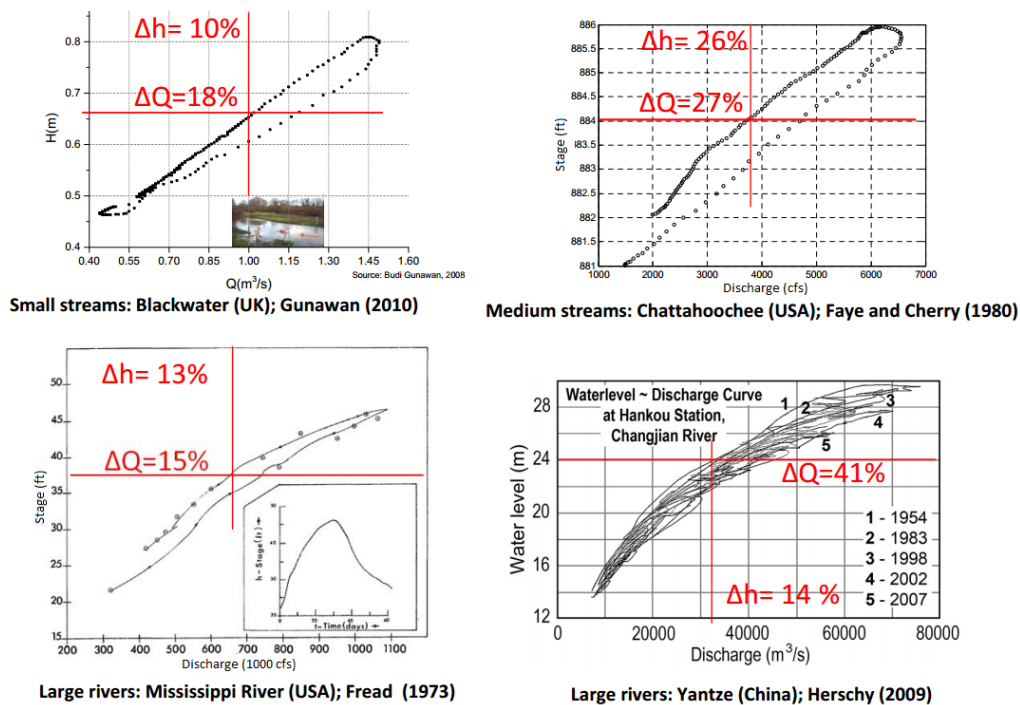
$$h = \frac{H - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$$

$$q = \frac{Q - Q_{min}}{Q_{max} - Q_{min}}$$

V těchto rovnicích T označuje časové období trvání povodňové vlny (doba vzestupu, kulminace a poklesu vlny), h je bezrozměrný stav (funkce času t) a H_{max} , H_{min} a H jsou maxima, minima a různé hloubky zaměřené v průběhu pozorování. Podobně Q a q

označují průtok a bezrozměrný průtok. Použitím analogie Hagenova faktoru popisují Mishra a Seth (1996) hysterezi jako index energie vynaložené povodňovou vlnou během doby jejího trvání. Tato definice je identická s definicí od Hayden et al. (1986), který tvrdí, že hystereze je energie rozptýlená během jednoho cyklu, který je shodný s oblastí pod křivkou ve stoupající fázi odečtenou od oblasti pod křivkou při sestupné fázi.

Hysterezi můžeme pozorovat na všech velikostech řek (obr. 3.2). Muste a Lee (2013) uvádí jako nejdůležitější faktory pro zachycení hystereze správné nastavení měřicího přístroje a intenzitu a dobu trvání povodňové události.



Obr. 3.2: Příklady hystereze na různě velkých tocích (Muste a Lee, 2013)

Existuje dnes množství nástrojů, pomocí kterých se můžeme pokusit zobrazit hysterezi v konsumpční křivce. Optimální situace je, když máme co nejvíce vlastních přímých měření průtoku z různých povodňových situací. Nevýhodou však jsou nemalé finanční prostředky na pořízení přístrojů, které jsou schopné změřit průtok při velmi nestabilních podmínkách proudění a pořízení softwaru na zpracování získaných dat. Kromě toho, to také vyžaduje být ve správný okamžik u měřeného profilu. Časová a finanční náročnost na pořízení takových dat tedy není zanedbatelná.

Další možností je zaznamenat hysterezi pomocí analytického výzkumu použitím zjednodušeného modelování. V tomto případě je dnes možné vybírat z více rozdílných

metod. U každé jsou potřeba různá data, která jsou vypsaná v tab. 3.2 u příslušných metod. Pro většinu těchto metod je však nutné znát původní průtok, výšku hladiny, omočený obvod, sklon proudění a drsnostní koeficient.

Tab. 3.2: Různé metody používané pro zobrazení hystereze (Muste a Lee, 2013)

	Method	Data required	Flood Routing
1	Jones	$Q_o, B, S_o, (\partial y/\partial t), (\partial Q_o/\partial z)$	Kinematic approximation
2	Henderson	$Q_o, S_o, (\partial y/\partial t), (\partial y/\partial x)$	Parabolic approximation
3	Di Silvio	$Q_b, Q_p, A, S_o, F_r, R, T_r, T_p, A_p, R_p, A_m, (\partial C/\partial A)$	Triangular approximation
4	Fread	$S_o, A, B, (\partial B/\partial y), (\Delta z/\Delta t), (\Delta U/\Delta t), Q_p, Q_b, T_r, h_p, h_b, A_m,$	Parabolic approximation
5	Marchi	$Q_s, B, S_o, A, (\partial B/\partial y), (\partial A/\partial t)$	Kinematic approximation
6	Faye & Cherry	$K, A, y_{(t \pm \Delta t)}, y_t, R, U_t, (\partial Q_o/\partial z), S_o, U_{(t \pm \Delta t)}, n$	Kinematic approximation
7	Fenton	$Q_s, A, K, U, S_o, Q_o, B, (\partial Q_o/\partial z), (\partial y/\partial t), (\partial^2 y/\partial t^2), (\partial^3 y/\partial t^3)$	Kinematic approximation
8	Perumal	$Q_s, B, S_o, (\partial Q_o/\partial z), (\partial y/\partial t), F_r, P, (\partial R/\partial y), (\partial A/\partial y), (\partial^2 y/\partial t^2)$	Approximate convection diffusion
9	Boyer	Plots of Q_m vs. $z, \partial z/\partial t$	Kinematic approximation
10	Lewis	$Q_m, \partial z/\partial t, \text{Plots of } Q_m \text{ vs. } z, J$	Kinematic approximation
11	Wiggins	Plots of R vs. $V_m, n, \text{Classification of bed surface, } \partial z/\partial t, Q_m$	No convective and local acceleration term
12	Peterson-Overleir	$\partial z/\partial t, \text{BFGS algorithm and its parameters}$	Kinematic approximation

Jako třetí způsob, jakým lze hysterezi zobrazit, udávají Muste a Lee (2013) 2D nebo 3D modelování, které je založeno na různých více fyzikálních parametrech zkoumaného území. Různé způsoby modelování a modelovací systémy jsou detailněji popsány dále.

3.1.2 Charakteristiky ovlivňující hysterezi a povodňovou vlnu

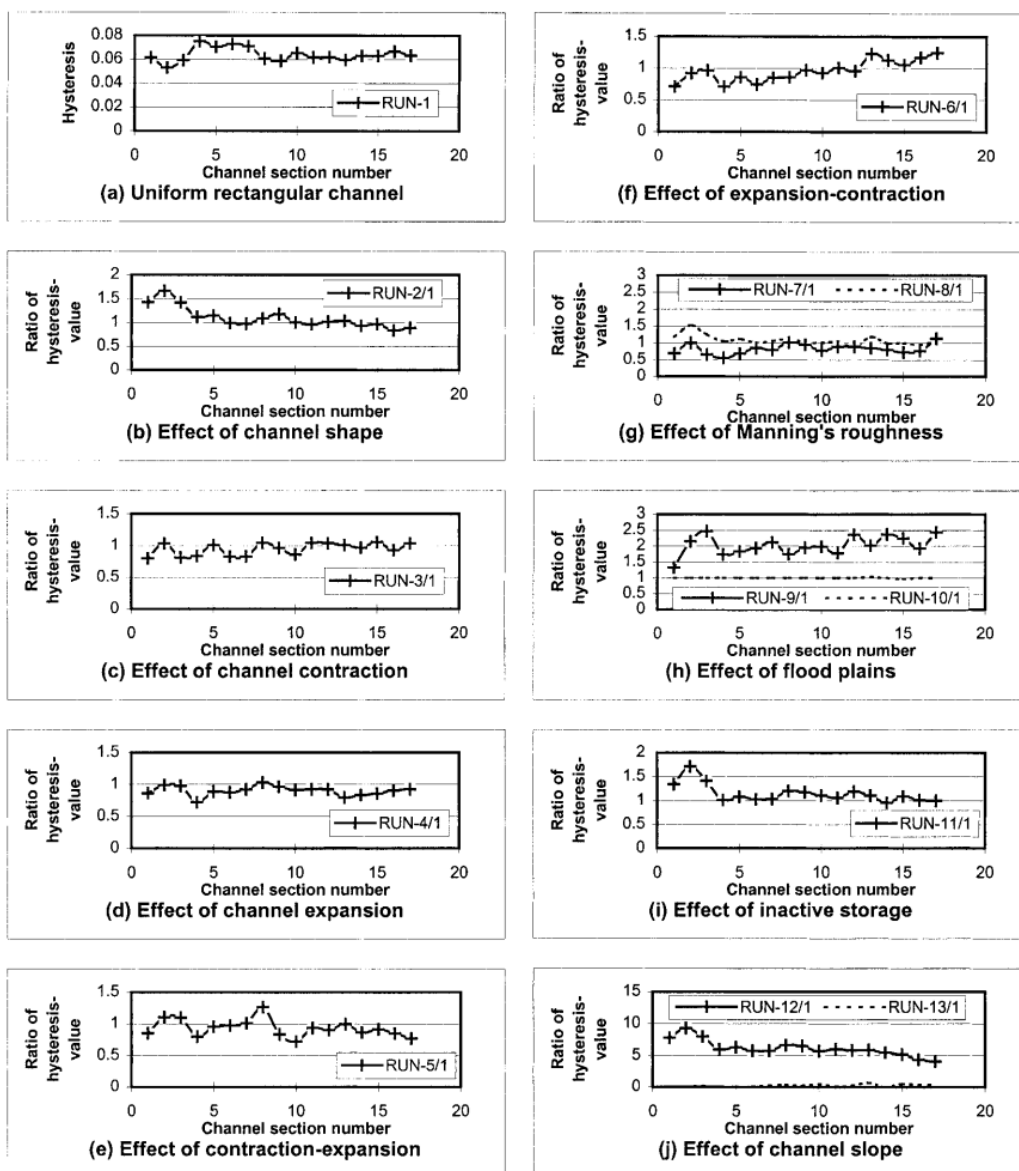
Použitím hysteretických křivek do modelu NWS DAMBRK se Mishra a Singh (1999) zaměřují na analýzu prvků, které ovlivňují hysterezi v konsumpčních křivkách během povodňových událostí. Model NWS DAMBRK využívá kombinaci záplavové vlny při protržení přehrady a směrovacích mechanismů povodně (NWS 1981, Fread 1984).

Vliv korytových charakteristik na průběh povodňové vlny byl posouzen na simulované povodni z přehrady Vaigai s hypotetickým tokem v délce 72 km pro rozdílné korytové geometrie. V tab. 3.3 jsou zobrazeny odhadované korytové charakteristiky. Vyšší hodnota hystereze reprezentuje větší oblast smyčky v konsumpční křivce a nižší hodnota značí menší prostor. Čím větší je hystereze, tím je povodňová vlna dynamičtější a naopak.

Tab. 3.3: Popis jednotlivých testovaných charakteristik (Mishra a Singh,1999)

Run number (1)	Channel Characteristics						
	Shape (2)	Expansion/contraction (3)	Expansion/contraction coefficient (4)	S_0 (m/km) (5)	Manning's roughness n (6)	Flood plain (7)	Inactive storage (8)
1	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.040	No	No
2	Triangular	No	0.0	1.6883	0.040	No	No
3	Rectangular	Contraction	0.1	1.6883	0.040	No	No
4	Rectangular	Expansion	0.5	1.6883	0.040	No	No
5	Rectangular	Contraction-expansion	0.1–0.5	1.6883	0.040	No	No
6	Rectangular	Expansion-contraction	0.5–0.1	1.6883	0.040	No	No
7	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.030	No	No
8	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.050	No	No
9	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.040	FP1	No
10	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.040	FP2	No
11	Rectangular	No	0.0	1.6883	0.040	No	Yes
12	Rectangular	No	0.0	0.1000	0.040	No	No
13	Rectangular	No	0.0	17.000	0.040	No	No

Modelovaný úsek byl rozdělen do 17 sekcí po 4,5 km (sekce 1 začíná na 0 km a sekce 17 končí na 72 km) a vliv byl porovnáván pomocí základních parametrů (run 1 v tab. 3.3) a zkoumané charakteristiky. Vypočtené hodnoty η jsou uvedeny na obr. 3.3 (a). Změna hystereze obecně vykazuje formu sinusové křivky. V první části se hystereze snižuje, v následujících dvou se zvyšuje a dále až do konce se postupně zmenšuje. Hodnota hystereze se obvykle pohybuje kolem 0,06, což značí difuzní typ vlny (tab. 3.1). Hodnota hystereze jednotlivého běhu v určitém místě se dělí hodnotou hystereze, která odpovídá run 1 na stejném místě. Tento poměr je znázorněn na obr. 3.3. Pokud je poměr větší než 1, je hodnota hystereze vyšší než v run 1, nebo nepřímo také ukazuje, že povodňová vlna je na tomto místě dynamičtější, než vlna vztažená k run 1 na stejném místě a naopak. Hodnoty η byly interpolovány mezi dvěma následujícími lokacemi s předpokládanou lineární změnou.



Obr. 3.3: Vliv korytových charakteristik na šíření povodňové vlny (Mishra a Singh, 1999)

3.1.2.1 Vliv korytových charakteristik

Na obr. 3.3 (b) je zřetelné, že téměř ve všech částech profilu je hodnota η větší než 1. To ukazuje, že mezi 0-63 km je útlum vlny na km vyšší u trojúhelníkových koryt než u obdélníkových. Trojúhelníkový tvar koryta tedy způsobuje větší ztrátu energie povodňové vlny při jejím šíření než obdélníkový. Zúžení, které představuje trojúhelníkové koryto, působí, že povodeň z protržené přehrady dosahuje větší hloubky proudění v částech, kde je poměr η větší než 1 (např. před sekci 6 a mezi 7 a 10), a tím se zvyšuje omočený obvod. Čím větší je omočený obvod, tím větší je ztráta třením, následně se zvyšuje hodnota η a nastává větší útlum vlny. Větší útlum tedy způsobuje pokles mezi 1. a 6. úsekem a mezi 7. a 10. snižuje intenzitu kulminace více než v obdélníkovém

korytě. Ve zbývajících úsecích jsou hodnoty η stejné nebo menší než 1, což ukazuje, že útlum na km v obdélníkovém korytě je větší nebo rovnající se trojúhelníkovému korytu. Větší útlum v obdélníkovém kanálu podporují Rutschmann a Hager (1996), kteří analyzovali difuzní vlny. Kontrastní chování v jiných úsecích (před sekci 10), by mohlo být přičítáno tvaru povodňové vlny příliš se odchylující od sinusového tvaru.

3.1.2.1.1 Vliv zúžení

Obr. 3.3 (c) ukazuje hodnotu η menší než 1 ve většině částí (v sekcích 2, 5, 8, 11, 12 a 15 je nižší), což označuje, že hystereze je větší v případě stejnoměrného koryta než v případě zužujícího se koryta. Neustálé postupné boční zúžování toku směrem po proudu způsobuje, že vlna dosahuje vyšší rychlosti než by tomu bylo v stejnoměrném korytě. Čím větší je tedy průměrná rychlost proudění v úseku, tím větší je rychlost vlny toku a to způsobuje celkově menší útlum (Mishra a Seth 1996). Lze tedy tvrdit, že hodnoty η v bočně zúženém kanálu budou nižší než ve stejnoměrném.

3.1.2.1.2 Vliv rozšíření

Z obr. 3.3 (d) je vidět, že η pro boční rozšíření jsou obecně nižší nebo rovné 1, což znamená, že hodnota η je nižší nebo rovna těm v pravidelném obdélníkovém korytu. V první polovině zkoumaného 72 km úseku jsou hodnoty η blíže k 1 než ty u vlivu zúžení (obr. 3.3 (c)), a pro zbývajících polovinu to platí opačně. V místě rozšíření koryta pro daný objem průtoku vykazuje první polovina vyšší rychlosti způsobující nižší útlum, který vytváří nižší rozsah hystereze. Tok dále po proudu (druhá polovina úseku) však dosahuje menší hloubky proudění vzhledem k rozšíření plochy koryta, což má za následek menší smáčený obvod, který je přičítán menší ztrátě energie. Větší ztráta energie nastává v pravidelném obdélníkovém korytě při zúžení i při rozšíření. Na obr. 3.3 (c) a 3.3 (d) také vidíme, že v první polovině úseku jsou hodnoty η blíže k 1 při rozšíření než při zúžení, a tedy vykazují větší ztrátu energie při zvětšení než při zmenšení koryta, za předpokladu, že rozsah bočního rozšíření nebo zúžení je stejný. Pro druhou polovinu to platí opačně.

3.1.2.1.3 Vliv zúžení a následného rozšíření koryta

Na obr. 3.3 (e) vidíme, že hodnota η se pohybuje pod 1 v celém profilu, kromě 3 sekcí (2, 3 a 8), kde je větší. Nejvyšší dosahuje v sekci 8, kde je nejmenší hloubka a na začátku se projevuje vliv zúžení a na konci rozšíření. Z toho vyplývá, že k největší ztrátě energie dochází na místě, kde proud přechází ze zrychlujícího se režimu do zpomalujícího. V dalších částech je chování toku téměř stejné jako výše popsané vlivy zúžení a rozšíření.

3.1.2.1.4 Vliv rozšíření a následného zúžení koryta

Zvětšení a následné zmenšení koryta (obr. 3.3 (f)) ukazuje stejný trend v poměru variace η podél koryta, stejně jako rozšíření (obr. 3.3 (d)) až k sekci 12, a dále je trend podobný jako v zúžení (obr. 3.3 (c)), avšak je ještě výraznější. Maximální ztráta energie nebo útlum se neobjevuje v prostřední části (na 36 km), ale spíše v částech dále po proudu.

3.1.2.1.5 Vliv drsnosti koryta

Vliv korytové drsnosti (Manning n) je znázorněn na obr. 3.3 (g). Čím větší je hodnota Manningova n , tím vyšší je hodnota η . Když $n = 0,03$ (menší než v run 1), je ztráta energie menší než v run 1, když $n = 0,05$ (větší než v run 1), ztráta energie je větší. Totéž se odráží v obr. 3.3 (g) na téměř všech místech. Toto zjištění je v souladu se závěrem Cunge et al. (1980), který ji však připisuje spíše zvýšení nestálosti proudění než ztrátě energie.

3.1.2.1.6 Vliv záplavových ploch

Účinek údolní nivy na šíření povodňové vlny je zkoumán pomocí dvou případů - FP1 a FP2. FP1 označuje menší záplavovou plochu a FP2 větší. Celková horní šířka nad určitou hloubkou je však stejná v obou případech. Obr. 3.3 (h) ukazuje, že v případě FP1 jsou hodnoty poměru η na všech místech mnohem větší než 1, což znamená větší hysterizi nebo útlum či menší rychlost ve všech místech kromě těch, která mají obdélníkový tvar (v run 1). FP2 však nevykazuje žádnou odchylku hodnot η od hodnot ve stejnoměrném obdélníkovém kanálu (run1), protože hodnoty η jsou ve všech částech v blízkosti 1. Výsledky modelu ukázaly, že zúžení kanálu na 500 m (FP1) v horní části a na 250 m (FP2) ve spodní části úseku, zvýšilo hloubku průtoku o 1 m. To by mohlo odstranit roli výrazně zúžené šířky koryta (rovnající se 25% pravidelného obdélníkového kanálu jako v run 1) v rozlišování chování toku od koryta obdélníkového tvaru. To znamená, že ze stejných hodnot hysterize při run 10 a run 1 lze usuzovat, že větší hloubky a nepravidelnosti podloží významně neovlivňují chování proudění v otevřených kanálech. Záplavové oblasti (nebo zúžení kanálu) tedy významně ovlivňují vlastnosti toku při menších hloubkách, jak bylo vysvětleno výše pro FP1 (run 9).

3.1.2.1.7 Vliv neaktivního prostoru

Neaktivní prostory jsou taková místa, kde se může voda akumulovat a nepřispívá k proudění v toku. Dříve pouze dočasně uchovávaly přebytečnou vodu během rostoucí fáze hydrogramu, následně ji uvolňovaly během poklesové fáze a tím způsobovaly útlum povodňové vlny více než při stejné velikosti aktivního prostoru. Neaktivní plochy tedy

zvysují hysterezi a opačná analogie platí pro plochy aktivní. Z obr. 3.3 (i) vyplývá, že započtením neaktivního prostoru koryta nastává větší hystereze, než bez neaktivních ploch v run 1 ve všech zkoumaných částech. Účinek je výraznější v horní části profilu než v úseku dále po proudu. Čím větší je poměr η (obr. 3.3 (i)), tím menší je rychlost a větší útlum vlny oproti těm, které mají obdélníkový kanál bez neaktivních prostor.

3.1.2.1.8 Vliv sklonu dna

Obr. 3.3 (j) ukazuje efekt sklonu koryta kanálu na šíření povodňové vlny. Přibližně sedmnásobné snížení sklonu dna (run 12), má významnější vliv na hodnoty hystereze ve všech lokalitách. Když poměr η kolísá kolem 5 (obr. 3.3 (j)), znamená to, že hodnoty η jsou pětkrát větší než ty v pravidelném korytě. Zvýšení sklonu kanálu o přibližně stejné velikosti (run 13) však snižuje poměr hodnoty η na přibližně 0 na všech místech, což znamená, že strmější sklon vytváří typ kinematické vlny.

3.1.2.2 Index energie při nástupu povodňové vlny

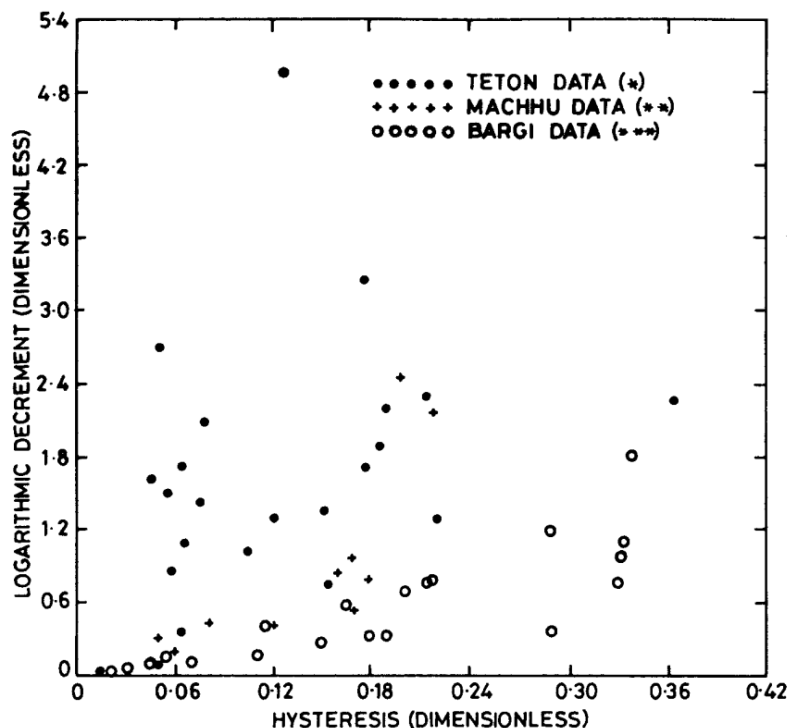
Obr. 3.4 znázorňuje vztah mezi bezrozměrnou hodnotou hystereze η a bezrozměrným logaritmickým úbytkem δ . Na něm jsou zřejmé tři různé trendy vyjadřující závislost útlumu na neznámém třetím parametru. V souvislosti s energií nástupu povodňové vlny (tab. 3.4) bylo zjištěno, že zadané Φ ukazuje, že záplavová vlna s větším přísunem počáteční energie má větší útlum než vlna s menší energií v počáteční fázi. Za tímto účelem byl vyvinut index vstupní energie, který je definován jako součin průtoku a amplitudy hloubky dělený druhou mocninou času, kde T je počítáno v sekundách:

$$\text{Index Energie} = \frac{(Q_{\max} - Q_{\min})(H_{\max} - H_{\min})}{T^2}$$

Z obr. 3.4 je vidět, že když index energie stoupá, stoupá také útlum pro danou hodnotu η . Ve výsledku lze tedy říci, že δ je funkcí η , která je výsledkem Φ s jeho vznikem ve ztrátě energie.

Tab. 3.4: Vstupní charakteristiky povodňových vln pro výpočet indexu energie (Mishra a Singh, 1999)

Dam (1)	Location (2)	Q_{\max} (s^3) (3)	Q_{\min} (s^3) (4)	H_{\max} (ft) (5)	H_{\min} (ft) (6)	T (h) (7)	Energy index (8)
Teton	Idaho, U.S.	1,640,429	13,000	96.09	11.90	5.80	0.3143
Machhu II	Gujarat, India	1,936,970	278,920	59.35	34.50	7.20	0.0613
Bargi	Madhya Pradesh, India	4,316,030	1,480,206	174.54	103.30	34.00	0.0135

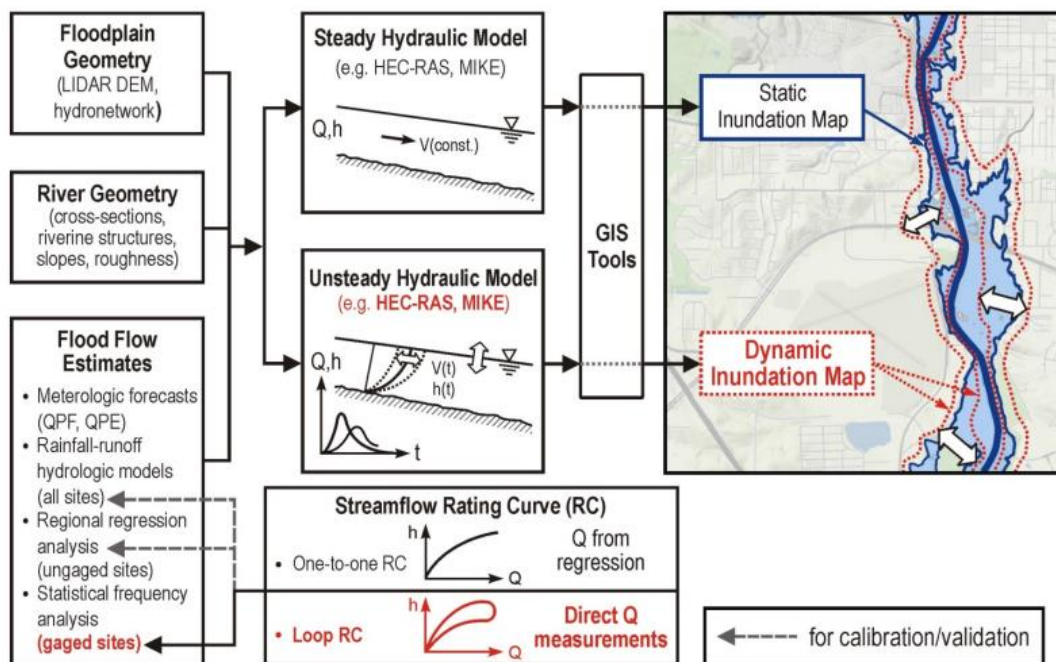


Obr. 3.4: Vztah mezi bezrozměrnou hodnotou hystereze a bezrozměrným logaritmickým úbytkem (Mishra a Singh, 1999)

Hystereze a fázový rozdíl popisují útlum. Jejich původ se nachází ve ztrátě energie. Větší hystereze znamená větší fázový posun, větší útlum, větší energetické ztráty a menší rychlost povodňové vlny. Existence jedinečného vztahu mezi parametry útlumu jsou platné pro kinematické vlny. Z výsledků testů lze vyvodit několik obecně platných závěrů. Trojúhelníkový kanál vykazuje menší útlum než kanál obdélníkový. Boční zúžení nebo rozšíření má tendenci snižovat ztrátu energie, hysterezi nebo útlum. Největší ztráta energie nebo útlum nastává v místě, kde proudění přechází ze zrychlujícího do zpomalujícího se. Při rozšíření a následném zúžení, stejně jako v opačném případě, vykazují rozšiřující se kanály větší ztrátu energie nebo útlum v zužující se části kanálu než v obdélníkovém korytě. Čím větší je drsnost koryta, tím větší je ztráta energie a naopak. Záplavová území inklinují ke zvýšení energetické ztráty nebo útlumu při nižších hloubkách toku. Ve větších hloubkách proudění v inundaci nerovnosti dna významně neovlivňují chování toku. Neaktivní nádrže mají tendenci zvyšovat hysterezi, energetické ztráty nebo útlum v šíření vln. Mírný sklon koryta vykazuje větší hysterezi nebo útlum než strmější sklon (Mishra a Singh, 1999).

3.1.3 Praktické využití hystereze

Využití modelování hystereze může v praxi výrazně zpřesnit plánování v oblasti protipovodňové ochrany. Jednobodová křivka se může ukázat jako nedostatečná pro zobrazení reálného rozlivu toku během povodně. Muste a Lee (2013) popisují uplatnění hysteretické křivky ve vícerozměrném modelu (obr. 3.5).



Obr. 3.5: Aplikace jednobodové a hysteretické křivky ve vícerozměrném modelu (Muste a Lee, 2013)

3.2 Extrapolace konsumpčních křivek

Konsumpční křivka, která byla nastavena pomocí různých měření pokrývajících celou řadu pozorovaných průtoků na stanicích má malou nejistotu, která způsobuje, že hystereze a nestabilita koryta se projevuje zanedbatelně. Určitá nejistota však zůstává i nadále, zejména v počátku křivky, kde se objevují nejnižší hodnoty průtoků. Tato nejistota vzniká v důsledku rozptylu způsobeného nepřesností při měření a segmentací. V těchto případech poskytuje hydrologická literatura vhodné metody pro výpočet nejistoty hodnot průtoků odvozené z dříve měřených časových řad (Venetis 1970, Reitan a Petersen-Overleir, 2009). Extrapolace mimo oblast pokrytou měřenými daty mohou vést k velkým nejistotám. Ačkoliv je vysoká pravděpodobnost vytvoření chyby, konsumpční křivky jsou často extrapolovány daleko za oblast měřených hodnot a používány při analýze (Petersen-Overleir, 2014).

Za předpokladu, že horní nebo dolní část konsumpční křivky platí v extrapolované oblasti, lze extrapolovat nejistotu z měřené části. Často vidíme, že nejistota segmentace, což je variabilita v horní části vzhledem k místu, kde se nachází poslední bod segmentace, se brzy stává velmi významnou. Počet, rozptyl, rozsah a rozmístění měření se aplikují tak, aby se dala použít v koncových segmentech, což také samozřejmě významně přispívá k velikosti limitů nejistoty. Největší nejistota je však vytvářena přidáním nových a nepozorovaných měření, které způsobují posuny v neměřené oblasti. Modelování této nejistoty je velmi obtížné, a v literatuře dosud není žádná široce přijímaná metodika pro řešení této problematiky. Některé studie (Di Baldassarre, Claps, 2011), které se týkají teoretické hydrauliky a měření geometrie koryta, navrhly metody extrapolace, které více podléhají analýze nejistoty a citlivosti v oblasti nepokryté přímým měřením. Statistická vhodnost těchto metod a jejich vhodnost při studiu šíření chyb v následné analýze je však nejasná. Z tohoto důvodu lze považovat chybu extrapolace konsumpční křivky za nejvýznamnější dosud nevyřešený problém při analýze nejistoty konsumpční křivky (Petersen-Overleir, 2014).

3.2.1 Extrapolace nízkých hodnot

Charakteristiky nízkého průtoku hrají ústřední roli v mnoha specializovaných aplikacích, například pro analýzu sucha, které se stalo důležitou otázkou v hydrologii v průběhu posledních dvou desetiletí na mnoha místech v Evropě (v ČR např. léto 2015). Je důležité si také uvědomit, že nízké průtoky tvoří ve většině případů velkou část ročního hydrogramu. Z tohoto důvodu je přesnost údajů o nízkém průtoku důležitá otázka. V přírodním korytě je velmi obtížné dosáhnout požadovanou přesnost (Petersen-Overleir, 2014).

Příčinou je vysoká variabilita konsumpční křivky v její nízké části. Měření nízkých průtoků je obtížné provést, protože se často jedná o měření v profilech, které mají nízkou rychlost proudění a jsou mělké. Za takových podmínek neumožňují současné techniky měření dostatečnou přesnost. V těchto situacích získáváme často vysoký rozptyl hodnot. Změny koryta, které nejsou zjištělné ve zbývající části konsumpční křivky, se mohou stát dominantními při nízkých průtocích. Tyto změny přispívají k rozptylu výsledku extrapolace, ale jsou často náhodného charakteru a není snadné je odhalit a vysvětlit. Také posouzení vlivu okolí na nízké průtoky v přírodních tocích nemusí být dostatečně citlivé a pak se i malá chyba v určení vodního stavu může stát významnou (Petersen-Overleir,

2014). Smakhtin (2001), který se zabývá touto problematikou, uvádí, že se zanedbává význam nepřesnosti dat a prostředků k jejich zmírnění.

Pokud se v případě extrapolované křivky objeví situace, že tok přestane proudit a průtok se dostane k hodnotě 0 během platného období konsumpční křivky, stav H_0 spojený s tímto nulovým průtokem by měl být první bod konsumpční křivky. Je však důležité, že v některých vodních tocích se hodnota H_0 liší od 0. Když známe koncový bod křivky, extrapolace pod poslední měřený bod je velmi snadná. Extrapolace musí proběhnout v souladu s tvarem (zakřivením) křivky (Volta-HYCOS, 2007).

Pokud během měřeného období tok neustále proudí, a nedosáhne tedy nulového průtoku, tak dosud není obecně jednotně přijímaný přístup pro extrapolaci nízkých hodnot v těchto případech. Volta-HYCOS (2007) uvádí několik postupů pro tyto situace:

- V případě, že minimální pozorovaná výška hladiny je blízko minimální měřené hodnotě, protažení křivky má být provedeno v souladu s obecným tvarem křivky v této části grafu.

- V případě, že minimální pozorovaná výška hladiny je zcela odlišná od minimální měřené hodnoty, minimální průtok bude odhadnut na základě snížení průřezu a rychlosti.

- V případě, že stanice je v kontrolním úseku dále po proudu, extrapolace může být provedena pomocí logaritmické metody, kde hodnota H_0 se rovná nižšímu bodu převýšení z kontrolní části.

3.2.2 Určení vztahu vodního stavu a průtoku během povodní

Standardní způsob pravidelného odhadování průtoku Q je spojit souvislou řadu pozorovaných vodních stavů H a vytvořit křivku, která ukazuje jejich vztah. Umístění čidla snímající výšku hladiny je důležité zejména při typu říčního proudění (kde hodnota Freudova čísla je menší než 1), aby se zabránilo efektu vzduť. Nejlepší konfigurace odpovídá vodnímu stavu měřenému těsně nad přírodním vodopádem nebo umělou betonovou konstrukcí. Stabilita geometrie takové stanice zajišťuje jednoznačný vztah mezi vodním stavem a průtokem. Bez takového nastavení místa měření mohou různé kombinace průtoku a podmínek dále po proudu vytvořit stejnou výšku vodní hladiny ve stanici. Tato situace může nastat například v blízkosti pobřeží v důsledku přílivu a odlivu, nebo když se vlévá menší řeka do větší řeky nebo velké nádrže (Lang et al., 2010).

Druhým důležitým parametrem je citlivost na hydrauliku toku: 1 cm rozdíl ve vodním stavu by měl vytvořit pouze malou odchylku v průtoku ($\Delta Q / Q < 4-5\%$). Toto platí pro říční úseky s rovnoměrnou hloubkou a při značné výšce vodního stavu. Na rozdíl od toho několik desítek centimetrů vodního stavu u velké řeky (10-50 m) může vyvolat značnou nejistotu v předpokládaném průtoku, protože vysoké rychlosti mohou vytvořit jiný vztah průtoku a výšky vodní hladiny, který však bude necitlivý vůči těmto parametrům.

3.2.3 Extrapolace vysokých hodnot

Standardní metody pro vytvoření vztahu průtoku a výšky hladiny jsou používány již více než sto let a z velké části byly vyvinuty US Geological Survey (Rantz, 1982) a prostřednictvím mezinárodních standardů (WMO, 1980, ISO 1998). Grafické metody založené na logaritmickém přístupu nebo regresní modely jsou nejjednodušší způsoby, jak vytvořit tento vztah (Herschy, 1993). Extrapolace konsumpční křivky je obvykle založena na hydraulickém zhodnocení. Rovnice ve tvaru:

$$Q = k (H - H_0)^b$$

je obvyklá forma vícesegmentové křivky (Lambie, 1978, ISO 1998). Venetis (1970) odvodil statistický rámec pro odhad nejistoty spojené s touto křivkou. Při hodnocení extrapolace křivky je však třeba pamatovat na specifické hydraulické podmínky během povodní. K významným chybám může vést zanedbání následujících faktorů:

- 1) Závislost průtoku na vodním stavu se může náhle změnit při dosažení určité hraniční fáze v důsledku:
 - změny tvaru průtočného průřezu při stoupající vodní hladině (např. přetékáající do údolní nivy, přetékáající dodatečnými oblouky pod mostem)
 - změny charakteristik průtoku dále po proudu (např. při zapojení stojatých vod z vodních děl nebo při vylití toku z koryta; nadkritické proudění způsobující hydraulický skok v blízkosti měřicí stanice)
 - změny drsnosti (např. protékající voda vegetací v nivě)
 - změny v hydraulickém chování struktury proudění (tlak proudění nebo přelití přes most nebo propustku)

- sekundárního oběhu v části řeky, což vede k ztrátě energie
 - proudění, které se objevuje výše proti proudu před místem měření a obtéká stanicí tak, že hodnota průtoku není zaměřena do extrapolace
- 2) Vztah průtoku a výšky hladiny lze odvodit pomocí hydrodynamických vlivů. Průtok je také gradientem podélného sklonu vodní hladiny a setrvačné síly v části toku (Perumal et al., 2004)
- 3) V hydraulických podmínkách může nastat během povodně dočasná změna, která je způsobena:
- změnou ve tvaru průřezu vyvolanou erozí nebo ukládáním sedimentu;
 - ledem nahromaděným během chladných období;
 - vegetací a kusy dřeva či jiného materiálu, které se zasekly u mostu

Jarrett (1987) uvádí hlavní faktory, které mají vliv na hodnocení vrcholového průtoku v horských potocích a mají obecnou platnost. Jsou to koeficient drsnosti, množství akumulovaného nebo zerodovaného materiálu, viskozita, neustálenost proudění, počet profilů, stav toku a sklon hladiny. Quick (1991) tvrdí, že při povodních s velkým pohybem splavenin je zapotřebí jedna třetina sklonu koryta pro pohyb sedimentu, takže pouze dvě třetiny sklonu jsou k dispozici pro transport vody. Burnham a Davis (1990) zkoumali vliv přesnosti průzkumu na přesnost stanovení profilu povrchu vody počítané pomocí hydraulického modelu za ustálených podmínek proudění. Hodnotili data z terénního průzkumu, letecké fotogrammetrie a hydrografického průzkumu. Navrhli regresní rovnice pro odhad vypočtených chyb při ustáleném proudění v závislosti na metodách průzkumu, přesnosti specifikací průzkumu, spolehlivosti Manningovy hodnoty a proměnných hydraulických parametrech.

Extrapolovat horní část křivky však nadále zůstává obtížné, protože ve většině případů nejsou pro kalibraci k dispozici žádné nebo jen málo kalibrované hodnoty. Proto se doporučuje zahrnout i hydraulické expertizy, přihlídnout k základní fyzice proudění v přírodním korytě (Schmidt a Garcia, 2003) a k jeho dopadu na koeficient drsnosti (Kean a Smith, 2005). Empirické metody, jako je třeba metoda rychlosti a plochy nebo metoda transportu a plochy (WMO, 1980; Rantz, 1982), dávají přijatelné extrapolace, ale pouze za předpokladu ustáleného proudění, což se může ukazovat jako příliš omezující. Franchini

et al. (1999) navrhuje pro přenos informací ze spolehlivé konsumpční křivky na další stanice použití zjednodušeného hydraulického modelu Muskingum-Cunge.

3.2.3.1 Logaritmická metoda

Sivapragasam a Muttill (2005) uvádí logaritmickou metodu jako tradiční pro extrapolace křivek. Při aplikaci této metody se používá rovnice v tomto tvaru:

$$Q = k (H - H_0)^b$$

protože se předpokládá, že vhodně vyjadřuje vztah mezi průtokem Q a výškou hladiny v řece H . Konstanty H_0 , b a k jsou stanoveny použitím pozorovaných dat Q a H . Hodnota H_0 je hypotetický parametr, který odpovídá nulovému průtoku v korytě a nemůže být měřen v terénu.

Vodní stav se zaznamená naproti průtoku, na papír pro tvorbu logaritmických grafů nebo ve specializovaném softwaru, vztahem daným touto rovnicí. Nejlepšího zobrazení u lineárního vztahu je dosaženo pro hodnoty naměřené ve vysokých vodních stavech. Křivka je následně prodloužena, aby pokryla rozsah extrapolace. Koeficienty předchozí rovnice lze případně získat metodou chyby nejmenších čtverců podle regrese X na Y , která může být zapsána jako:

$$X = \alpha Y + C$$

kde závislá proměnná $X = \log (y - y_0)$ a $Y = \log Q$. Pokud N je hodnota, která leží v oblasti vysokých vodních stavů, potom jsou koeficienty α a C získány následujícími rovnicemi:

$$\alpha = \frac{N(\sum XY) - (\sum X)(\sum Y)}{N(\sum Y^2) - (\sum Y)^2}$$

a

$$C = \frac{(\sum X) - \alpha(\sum Y)}{N}$$

Vztah řídicí vodní stav a průtok je tedy

$$(y - y_0) = C_1 Q^\alpha \text{ kde } C_1 = \text{antilog } C$$

Tato rovnice může být použita k určení průtoku odpovídajícímu vysokým vodním stavům. Existuje mnoho přístupů používaných při hledání y_0 (Subramanya, 1984). Například se předpokládá, že zkušební hodnota y_0 je odhadnuta a křivka je vytvořena mezi Q a $(y - y_0)$.

Procedura pokusů a omylů pokračuje do okamžiku, kdy je křivka téměř rovná. V případě, že je křivka konkávní směrem nahoru, hodnota y_0 je snížena a v případě, že je konkávní směrem dolů, hodnota y_0 se zvýší při následujícím pokusu a křivka je překreslena.

Sivapragasam a Muttill (2005) používají následující způsob:

Nejdříve je měřený vodní stav a průtok zanesen v aritmetickém měřítku, následně je vykreslena křivka. Na křivce jsou vybrány 3 hodnoty průtoku Q_1 , Q_2 a Q_3 tak, že $Q_1/Q_2 = Q_2/Q_3$. Z vybraných bodů jsou získány odpovídající vodní stavy G_1 , G_2 a G_3 . Y_0 je stanoveno použitím tohoto vztahu:

$$y_0 = \frac{(G_1 * G_3 - G_2^2)}{(G_1 + G_3 - 2G_2)}$$

Za předpokladu, že y_0 získáme pomocí zmíněné rovnice jako prvotní pokusnou hodnotu, vykreslíme křivku udávající vztah Q a $(y - y_0)$. Jestliže v grafu není přímka, hodnota y_0 je lehce upravena, aby byl získán lepší tvar.

4. Hydrologické modelování

Modelování hydrologických procesů je v současné době běžnou součástí hydrologické praxe. Často se také uplatňuje při tvorbě konsumpčních křivek. Zde jsou uvedeny některé vybrané modely a jejich funkcionalita. Předpovídání povodní a jeho modelování se vztahují k procesům transformace srážek do povodňového hydrogramu a přenesení tohoto hydrogramu do celého povodí nebo jakéhokoliv jiného hydrologického systému. Předpověď povodní a modelování obvykle zahrnuje přibližné popisy srážkoodtokových transformačních procesů. Tyto popisy jsou založeny buď na empirických, nebo fyzikálních datech anebo na fyzickém popisu založeném na fyzikálních procesech. I když může konceptualizace zanedbat nebo zjednodušit některé základní hydrologické transportní procesy, výsledné modely jsou užitečné v praxi, protože jsou jednoduché a poskytují odpovídající odhady povodňových hydrogramů (Ramirez, 2000).

Při modelování jednotlivých povodní jsou zanedbány vlivy evapotranspirace, stejně jako interakce mezi vodním tokem a propustným podložím, kde dochází k depozici či transportu vody. Evapotranspirace nebývá zahrnuta, protože její velikost během časového období, kdy se vlna vytváří, je zanedbatelná ve srovnání s ostatními vlivy. Podobně se také neuvažuje vzájemné působení vodního toku a propustných hornin, které mohou obsahovat nebo propouštět podzemní vody, protože časová odezva kapilárního podzemního systému je mnohem delší než časová odezva povrchového nebo bezprostředního odtokového procesu (Ramirez, 2000). Modelování jednotlivých hydrologických událostí obvykle zahrnuje tyto aspekty:

a) zhodnocení celkového srážkového úhrnu v povodí, který je zobrazen jako funkce prostoru a času;

b) zhodnocení přebytečné srážkové vody nebo efektivního srážkového odtoku jako funkce prostoru a času (efektivní srážky jsou srážky, které se podílejí přímo na odtoku);

c) proudění přebytečné vody směřuje k vyústění z povodí, aby mohl být určen příslušný odpovídající povodňový hydrogram.

4.1 Hydrologické modely

V průběhu času bylo vytvořeno mnoho druhů modelů a také jejich způsobů, jak je třídit. V dnešní době jsou nejčastěji používané matematické modely především proto, jaké výpočetní možnosti dnes nabízejí běžně dostupné přístroje (WMO, 2009). Matematické

modely popisují chování systému pomocí matematických rovnic reprezentujících vztah mezi stavem systému; množstvím vody, která přiteče, naprší či roztaje a množstvím, které odeče (Daňhelka et al., 2002). Tento vztah je vymezen jako soubor různých fyzikálních reakcí, které ovlivňují vstupní data, z nichž se následně vypočítávají výsledné hodnoty. V podstatě každé použití matematického vztahu k reprezentaci propojení hydrologických veličin, nebo časové či prostorové struktury k jedné proměnné, může být nazýván matematickým modelováním. Pojem matematické modelování hydrologických procesů zahrnuje analýzu časových řad a stochastické modelování, kde je kladen důraz na reprodukci statistické charakteristiky hydrologické časové řady hydrologické proměnné. Právě modelování průtoku se stalo důležitým prvkem v plánování, řízení vodních zdrojů a kontrolních systémů a při poskytování říční předpovědi a výstražné služby (WMO, 2009).

4.2 Analýza pomocí jednotkového hydrogramu

Koncept jednotkového hydrogramu poprvé navrhl Sherman (1932) a definoval ho jako hydrogram přímého odtoku vyplývajícího z objemu přebytečných srážek s konstantní intenzitou, které jsou rovnoměrně rozmístěné v celém povodí. Doba trvání účinného množství srážek, někdy také označována jako efektivní doba, definuje a označuje konkrétní jednotkový hydrogram. Jednotka používaná v hydrogramech je obvykle 1 cm (1 palec) efektivních dešťových srážek rozdělených rovnoměrně po celé ploše povodí. Základní předpoklady pro použití jednotkového hydrogramu pro modelování hydrologických procesů jsou následující:

a) Povodí se chová jako lineární systém. To znamená, že intenzita efektivních srážek (objem) různých velikostí vytváří v povodí odezvu, která je odpovídajícím způsobem upravena, ale také že princip superpozice se použije tak, že reakce z několika různých bouří může být spojena, aby tím byla získána kompozitní odezva povodí.

b) Intenzita efektivních srážek je stejnoměrně rozdělena po celé ploše povodí.

c) Srážkový přebytek má konstantní intenzitu po celou dobu trvání srážek.

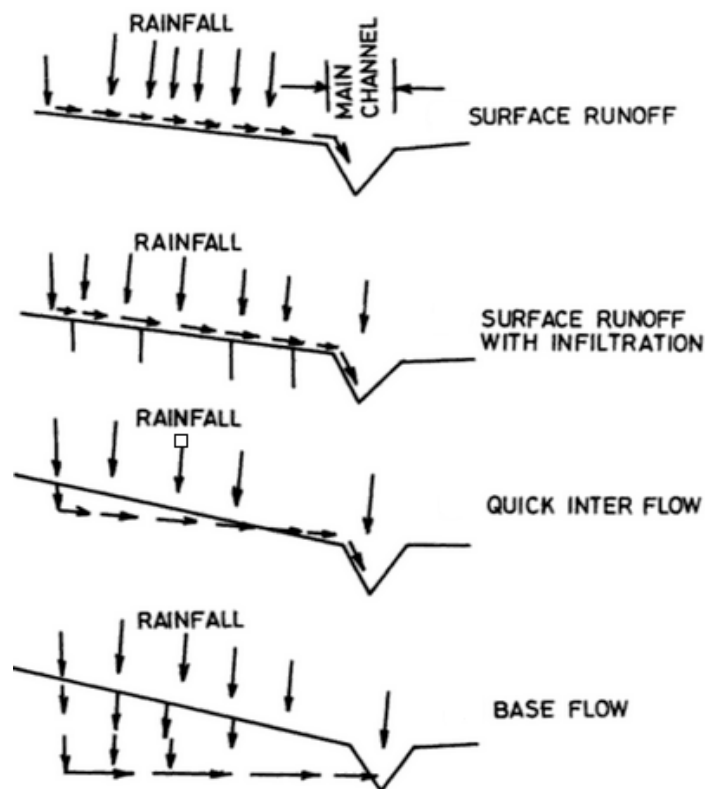
d) Doba trvání přímého odtoku hydrogramu je nezávislá na efektivní intenzitě srážek, ale závisí pouze na skutečné době trvání srážek.

4.2.1 Komponenty hydrogramu

Celkový průtok během srážkové události zahrnuje základní odtok v povodí před bouřkou a odtok během dané dešťové události. Celkové hydrogramy průtoku jsou tvořeny z následujících částí:

a) Přímý odtok je složen z povrchového (surface runoff) a rychlého mělkého podpovrchového proudění (quick interflow – tok kopírující povrch). Jednotkový hydrogram se vztahuje pouze k přímému odtoku.

b) Základní odtok je složen ze zpožděného podpovrchového proudění a podpovrchového odtoku.



Obr. 4.1: Typy odtoku (Singh a Singh, 2001)

Povrchový odtok zahrnuje veškeré proudění na povrchu stejně jako všechny srážky padající přímo do koryta toku. Povrchový odtok je hlavním přispěvatelem vrcholového průtoku.

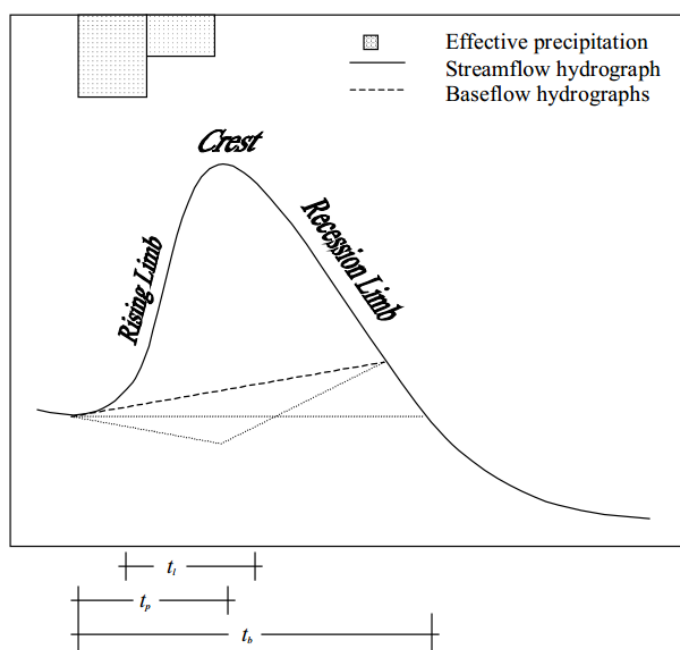
Mělké podpovrchové proudění je část proudění, do kterého přispívá infiltrovaná voda. Tento proud se pohybuje laterálně pod povrchem, dokud nedoteče do koryta. Je to o něco pomalejší proces než povrchový odtok. Složky tohoto proudění jsou rychlé, které

přispívají k přímému odtoku, a opožděné, které přispívají k základnímu odtoku (Chow, 1964).

Podpovrchový odtok je součástí odtoku, který přispívá do koryta podzemní vodou. Tento proces je extrémně pomalý ve srovnání s povrchovým odtokem.

Na obr. 4.2 je schematicky znázorněn hydrogram rozdělený na tyto úseky:

- a) Rostoucí část hydrogramu, složené převážně z povrchového odtoku.
- b) Vrchol hydrogramu, což je pásmo kolem maximálního průtoku.
- c) Poklesová část hydrogramu po maximálním průtoku, která se skládá převážně z vody uvolněné z reservoárů v povodí. Spodní část tohoto poklesu odpovídá příspěvku podzemního toku.



Obr. 4.2: Jednotkový hydrogram (Ramirez, 2000)

Hlavní faktory, které ovlivňují tvar hydrogramu jsou následující:

- a) Charakteristika povodí: plocha povodí, tvar, sklon, typ půdy a využití půdy, hustota odvodnění a kanalizační sítě. Většina změn ve využití půdy mají tendenci zvyšovat množství odtoku pro danou bouři.
- b) Charakter srážek: intenzita srážek, trvání a jejich prostorové a časové rozložení; směr pohybu bouře (bouře pohybující se ve směru proudu toku má tendenci produkovat větší

maximální průtok než bouře pohybující se proti směru (např. Chow et al., 1988; Singh, 1989; Bras, 1990).

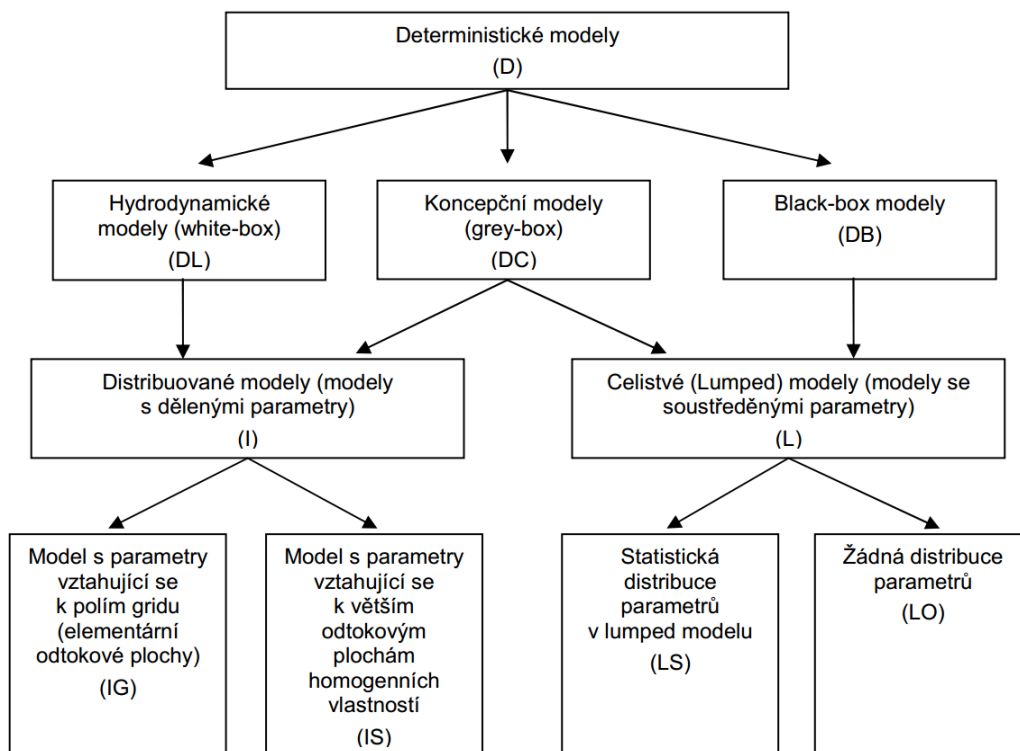
Hydrogram lze také popsat dalšími charakteristikami, jako jsou doba ke kulminaci (t_p), doba koncentrace (t_c) a doba zpoždění (t_l). t_p je doba od počátku stoupání hladiny do vrcholového průtoku. Doba do maximálního průtoku je do značné míry ovlivněna vlastnostmi odvodňování povodí, jako je hustota odvodňování, sklon, drsnost kanálu a infiltrační vlastnosti půdy. Rozložení srážek v prostoru také ovlivňuje dobu ke kulminaci. t_c je časové období, během kterého se voda z hydraulicky nejvzdálenějšího místa dostane k výtoku z povodí. Pro srážkové události trvající velmi dlouhou dobu je doba koncentrace spojena s dobou potřebnou pro systém k dosažení maximálního nebo rovnovážného průtoku. Kibler (1982) a Chow et al. (1988) shrnují některé z mnoha empirických rovnic a rovnic s fyzikálním základem pro výpočet t_c , které byly vyvinuty. Odtokové charakteristiky délky a sklonu spolu s hydraulickými vlastnostmi průtokových cest stanovují dobu koncentrace. t_l je doba mezi efektivními srážkami a přímým odtokem hydrogramu.

4.3 Deterministické modely

Dnes existuje mnoho různých matematických modelů, mohou být statické nebo dynamické. Vztah mezi hodnotami dvou proměnných, například mezi vodním stavem a průtokem v průřezu, může být ve stejném časovém okamžiku interpretován jako statický, nebo v ustáleném stavu, a popsán pomocí algebraické rovnice. Příklad dynamického modelu je kvantitativní vztah mezi prouděním v průřezu v daném časovém okamžiku a souborem dřívějších hodnot srážek nad povodím ukončeným tímto průřezem. Dynamické modely jsou typicky formulovány v podmínkách diferenciálních rovnic. Více se o dynamických modelech zmiňuje Singh (1988).

Kategorie dynamických hydrologických modelů je velmi obecná a pokrývá celé spektrum přístupů. Čistě empirický model (black box) se nesnaží modelovat vnitřní strukturu, ale pouze k sobě vhodně spojuje vstupní a výstupní hodnoty v povodí. Speciální kategorií black box modelů jsou umělé neuronové sítě (artificial neural network – ANN). Techniky zahrnující složité soustavy rovnic na základě fyzikálních zákonů a teoretických konceptů, které jsou řízeny hydrologickými procesy, jsou takzvané hydrodynamické modely. Mezi těmito dvěma extrémy existují různé koncepční modely. Tyto modely představují konstrukce zhotovené z jednoduchých koncepčních prvků, které přibližným způsobem

simulují procesy probíhající v povodí. Ať už je použit model typu black box, koncepční nebo hydrodynamický, dostáváme výsledek bez možnosti vyhodnocování pravděpodobnosti výskytu. Z tohoto důvodu, jsou tyto modely často označovány jako deterministické. Schematické dělení deterministických modelů představuje obr. 4.3.



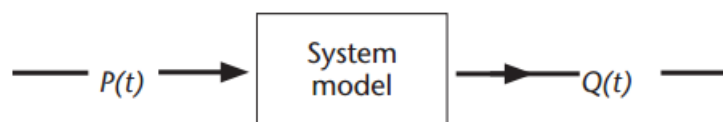
Obr. 4.3: Dělení deterministických modelů (dle Becker a Serban, 1990 in Jeníček, 2014)

Celistvé modely mají konstantní parametry, které se nemění v prostoru a jsou typicky popsány pomocí obyčejných diferenciálních rovnic, zatímco parametry distribuovaných modelů, jejichž fyzika je popsána parciálními diferenciálními rovnicemi, se mohou v prostoru lišit. Distribuované a polodistribuované modely se staly běžné, protože dokáží využívat distribuovaných datových polí, která jsou dostupné z dálkového průzkumu. Modely mohou být také stacionární. Jejich podmínkou je, že vztah mezi vstupními a výstupními parametry modelu se nemění s časem. Nastane-li změna v čase, hovoříme o nestacionárních modelech. Modely mohou být kontinuální a popisují je diferenciální rovnice a integrály, nebo diskrétní, které jsou charakterizovány pouze pomocí rovnic a součtů (WMO, 2009).

4.3.1 Black box modely

Black box modely pracují s předpokladem, že povodí lze považovat za dynamický systém s parametry, které jsou neměnné a transformují vstupní faktory (srážky a tání sněhu)

do hydrogramu odtoku z povodí. Totéž platí pro část řeky, ale na její horní části musí být udána hodnota průtoku jako další vstupní faktor. Takové systémy mohou být vyjádřeny způsobem znázorněným na obr. 4.4, kde $P(t)$ je vstupní a $Q(t)$ výstupní hodnota. Obě tyto hodnoty jsou funkcí času t . Z hlediska teorie dynamických systémů se hydrologické systémy chovají jako lineární systémy, pokud splňují princip superpozice. To znamená, že reakce systému na kombinaci vstupů se rovná součtu svých odpovědí na jednotlivé vstupy, a systémové parametry jsou tedy nezávislé na zadaných vstupních nebo výstupních hodnotách. Hydrogram odtoku z povodí lze předpovědět z úhrnu srážek a tání sněhu pouze za předpokladu, že variabilita dalších přírodních vstupů, jako je například evapotranspirace, je malá nebo zanedbatelná (WMO, 2009).

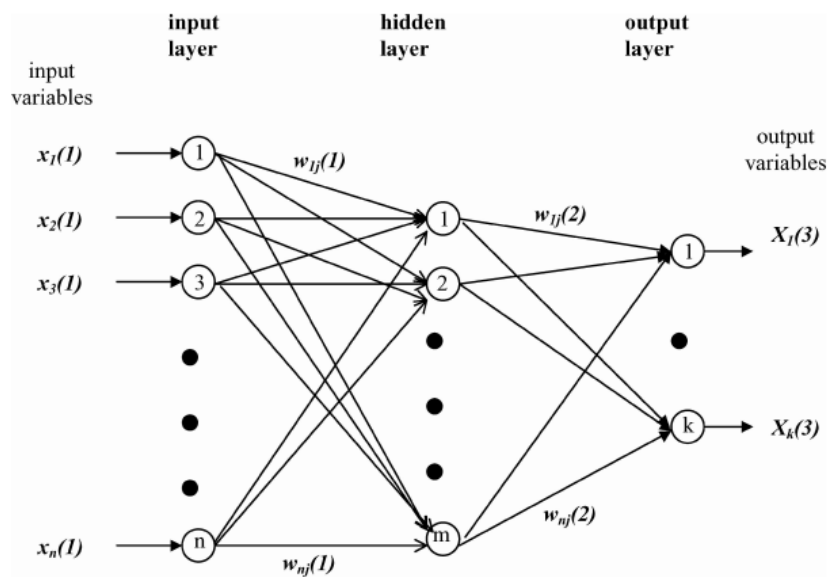


Obr. 4.4: Zjednodušené schéma black box modelu (WMO, 2009)

4.3.1.1 Umělé neuronové sítě

Umělá neuronová síť (Artificial Neural Networks - ANN) je speciální příklad black box modelu. ANN je síť tvořená mnoha malými jednoduchými elementy nazývanými neurony, z nichž každý nese malé množství lokální informace. Neurony jsou spojeny prostřednictvím komunikačních kanálů nebo spojení, která nesou číselná data zakódovaná různými prostředky. Každý neuron funguje pouze tehdy, když přijímá data prostřednictvím komunikačních kanálů.

Vícevrstvá síť s algoritmem BP (backward propagation of errors) je jedna z nejpoužívanějších architektur uspořádání neuronové sítě, která je široce používána v mnoha oblastech. Architektura sítě, která je nejdříve naplněna daty, umožňuje spojení pouze v jednom směru. To znamená, že není zpětné spojení mezi neurony. Neurony jsou uspořádány ve vrstvách, a to od první vstupní vrstvy do poslední konečné výstupní vrstvy s jednou nebo více skrytými vrstvami. Informace prochází ze vstupní do výstupní strany. Typická třívrstvá architektura předem naplněné sítě je uvedena na obr. 4.5. Tyto tři vrstvy se skládají ze vstupní vrstvy, skryté vrstvy a výstupní vrstvy (Sivapragasam a Muttil, 2005).



Obr. 4.5: Typická třívrstvá architektura předem naplněné sítě (Sivapragasam a Muttil, 2005)

Každá vrstva je tvořena z několika neuronů a vrstvy jsou propojeny sadami, které mají určitou váhu. Neurony ve vstupní vrstvě obdrží vstup přímo ze vstupních proměnných. Tyto neurony ve skryté a výstupní vrstvě obdrží vstup od mezičlánků. Neurony pracují na vstupu a proměňují ho na analogový výstup. Transformace, zobrazená na obr. 4.6, se provádí ve dvou stupních:

1. Vytvoření vážené sumy

Vstup z každého neuronu se násobí s váhou a vážená suma se provádí:

$$Y_j(s) = \sum_{i=0}^n w_{ij}(s-1) * x_i(s-1)$$

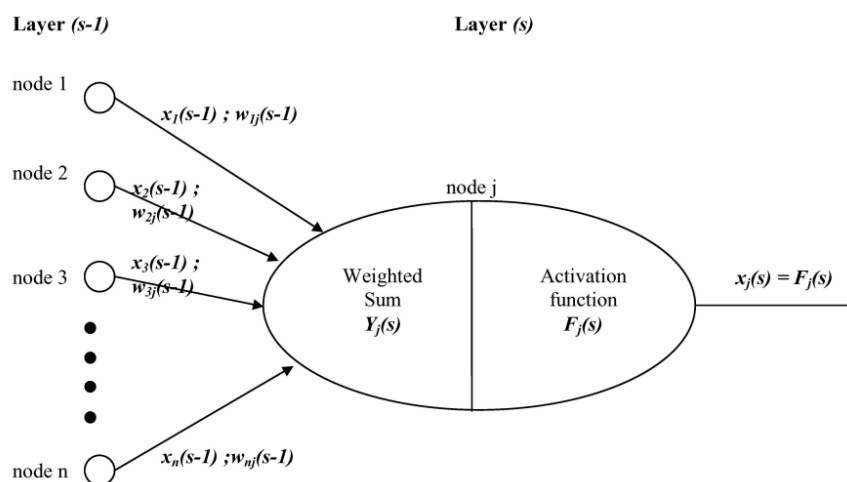
kde $Y_j(s)$ = vážená suma pro neurony j ve vrstvě s ; $w_{ij}(s-1)$ = váha ve spojení mezi neuronem j ve vrstvě s a neuronem i ve vrstvě $(s-1)$; a $x_i(s-1)$ = vstup od neuronu i ve vrstvě $(s-1)$.

2. Výběr aktivační funkce

Aktivační funkce $F(s)$, je vyjádřena jako

$$F_j(s) = \frac{1}{1 + e^{-Y_j(s)}}$$

$F_j(s)$ je výstup neuronu j ve vrstvě s , což je vstup do neuronů v následující vrstvě $(s+1)$.



Obr. 4.6: Schematické znázornění transformace (Sivapragasam a Muttil, 2005)

Hlavní výhodou neuronových sítí spočívá v jejich schopnosti reprezentovat lineární a nelineární vztahy a schopnost učit se tyto vztahy přímo z dat, která jsou modelována. Tradiční lineární modely jsou nedostatečné, pokud jde o modelování dat, která obsahují nelineární charakteristiku, jako je tomu u většiny hydrologických systémů. Tím, že jsou však umělé neuronové sítě black box model, naráží na nepříliš velkou ochotu používání v praxi (WMO, 2009).

4.3.2 Konceptní modely

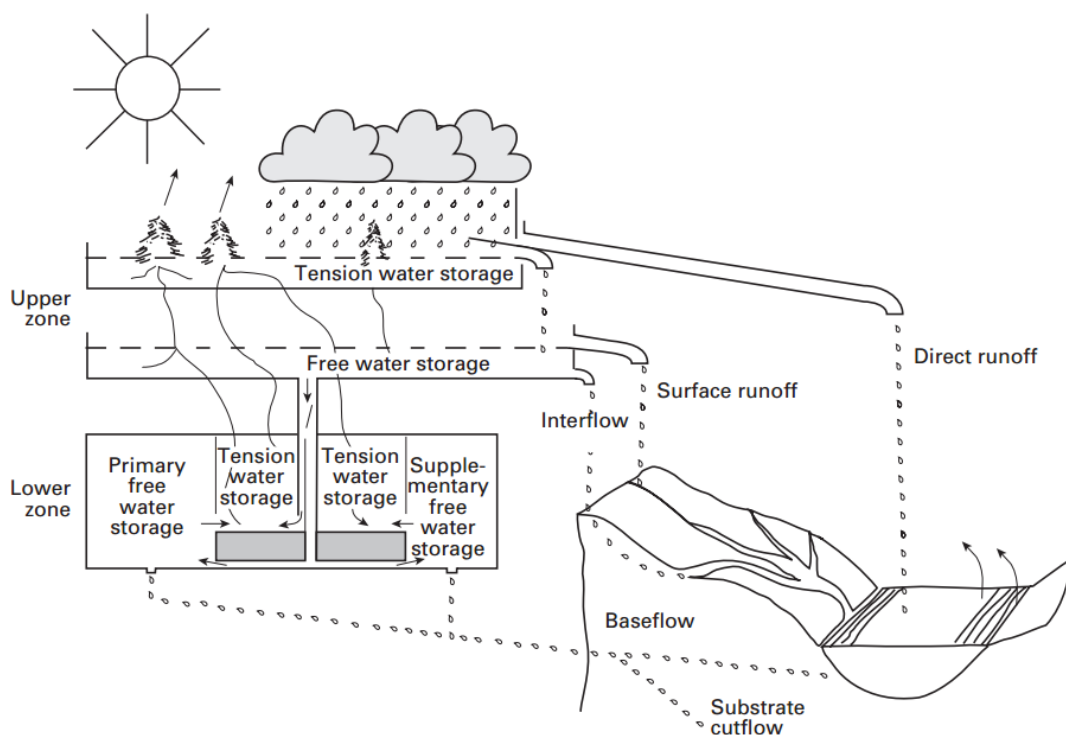
Jako konceptní modely jsou běžně označovány takové, které využívají při své práci zjednodušené koncepty fyzikálních procesů proudění. Uplatňují se především při modelování povodí, kde je nutné zahrnout dopady proměnlivosti a změny klimatu, změny ve využívání půdy a jiných lidských činností.

Jedním z nejlépe obtížných aspektů použití konceptních modelů je kalibrace vybraného modelu pro konkrétní povodí. Většina parametrů je určena opakovanými procesy, které používají vstupní a výstupní data z minulosti. Vzhledem k datovým omezením, nedokonalosti modelů a vzájemným vztahům mezi jednotlivými parametry může mít malé zvýšení počtu parametrů významný a negativní vliv na náročnost celkové kalibrace. Je proto nezbytné, aby byl počet parametrů v souladu se spolehlivostí vstupních dat a požadovanou přesností (WMO, 2009).

4.3.2.1 Sacramento model

Tento model používá algoritmus celkové vlhkosti pro odvození několika odtokových komponent, zatímco empirická metoda se používá k převedení těchto vstupů

do hydrogramu odtoku. Vrstva půdy se dělí na dvě části, horní zónu a dolní zónu, přičemž každá část má kapacitu pro vázanou vodu (tension water) a vodu volně se pohybující (free water). Vázaná voda je úzce spojena s půdními částicemi a může být vyčerpána pouze evapotranspirací. Prostor mezi částicemi je určen pro vodu, která se volně pohybuje směrem dolů a vodorovně. Kapacity pro tyto druhy vod v jednotlivých zónách jsou specifikovány jako modelové parametry. Voda vstupující do půdy se nejdříve váže na částice půdy a teprve, až je tato kapacita naplněna, přidá se přebytek k volné vodě. Část jakékoliv srážky se ihned rozmístí v povodí jako přímý odtok. To je část srážek, která spadá do koryta a na nepropustné oblasti vedle něj. Rozsah této oblasti je v modelu časově variabilní. Do horního pásma vstupují všechny srážky a sníh kromě těch, které tvoří přímý odtok. Nevázaná voda v horní zóně je vyčerpána buď jako odtok, nebo průsak do spodní zóny. V případě, že rychlost dodání vlhkosti do horní zóny je větší než míra vyčerpání, přebytek se stává součástí povrchového odtoku. Volné vody v dolním pásmu jsou rozděleny mezi primární, pomalé odvodnění a sekundární úložiště. Obr. 4.7 zobrazuje strukturu modelu Sacramento (WMO,2009).



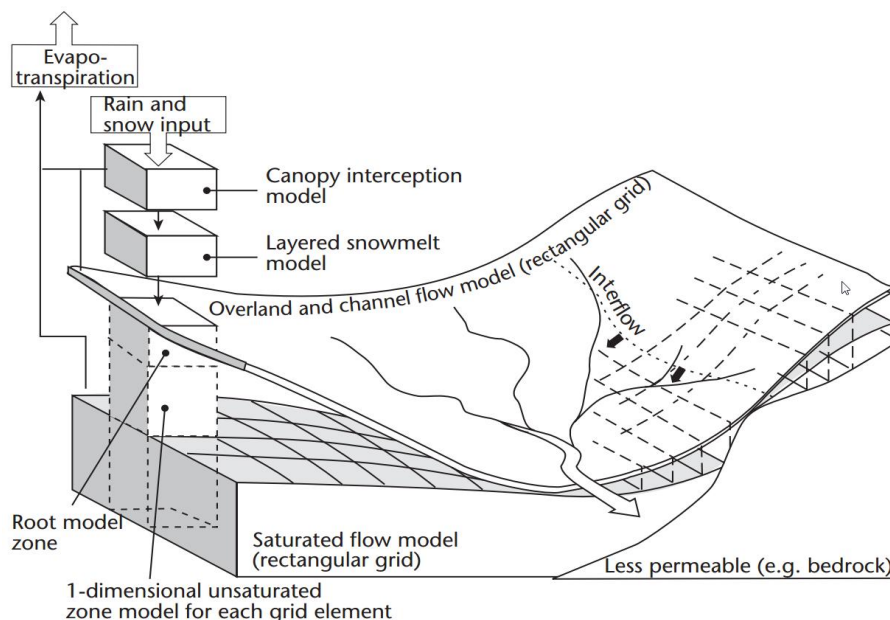
Obr. 4.7: Struktura modelu Sacramento (WMO, 2009)

4.3.3 Distribuované modely

Tyto modely si kladou za cíl sledovat hydrologické procesy detailněji, a proto zahrnují do výpočtů různé meteorologické prvky a parametry povodí. Jejich výsledek může být například řada dat ukazující proudění, kvalitu vody nebo podpovrchové vody. Základní vstup jsou údaje o srážkách. Pro faktory jako jsou sněžení, teplota, radiace a potenciální evapotranspirace se obvykle vytváří různá další upřesnění. Modely městských povodí mohou obsahovat popis jejich odvodňovací sítě. Modely pro venkovská povodí mohou obsahovat jednotkové hydrogramy nebo křivky času a plochy. Početné parametry distribuovaného modelu založeného na fyzických datech však nelze měřit v terénu, proto je kalibrace takového modelu obtížný úkol. Určitá zjednodušení během kalibrace tak mohou ohrozit přesnost modelu (WMO, 2009).

4.3.3.1 Evropský hydrologický systém

Evropský hydrologický systém (DHI, 1985) je příkladem distribuovaného hydrodynamického modelu a jeho princip je znázorněn na obr. 4.8. Tento systém je model s distribuovanými parametry, které byly vypočítány pomocí parciálních diferenciálních rovnic popisujících fyzikální procesy v povodí. Tyto procesy jsou intercepce, evapotranspirace, průtok v korytě i mimo koryto, pohyb vody v nenasycených a nasycených zónách, a tání sněhu.



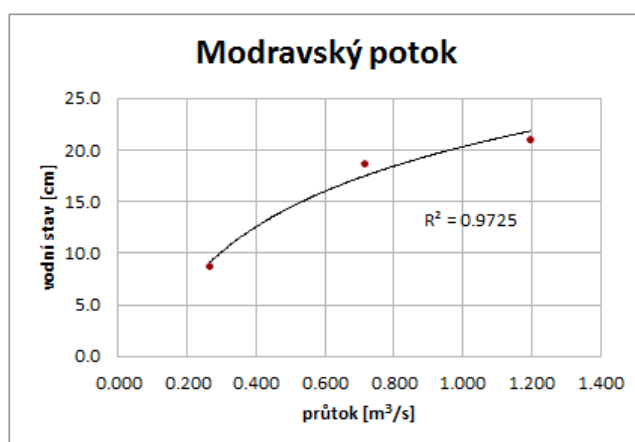
Obr. 4.8: Struktura Evropské hydrologického systému (WMO, 2009)

5. Konsumpční křivky na profilech KFGG

Zhodnocení konsumpčních křivek proběhlo pomocí výběru dat pro přiřazení funkce s nejvyšší hodnotou spolehlivosti.

5.1 Modravský potok

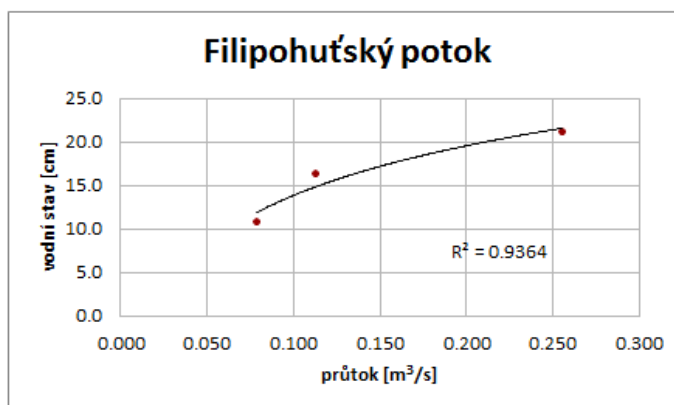
Od 17. 5. 2015 je vytvořen nový profil měření hladiny nad soutokem s Filipohuťským. Nyní jsou zde 3 měřené hodnoty. To je však nedostatečné pro vykreslení spolehlivé konsumpční křivky. Logaritmická křivka udává R^2 0,9725, což je vysoká spolehlivost, ale pro zvýšení věrohodnosti je nutné přidat další data.



Obr. 5.1: Konsumpční křivka na Modravském potoce

5.2 Filipohuťský potok

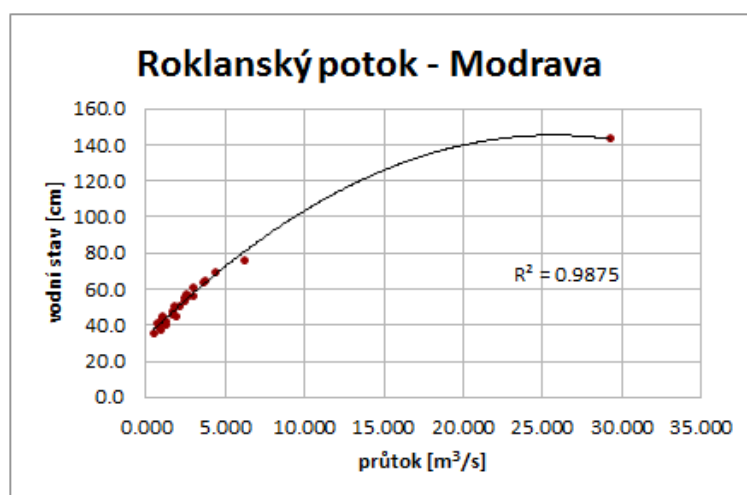
V tomto případě se jedná o nový profil s počátkem měření v roce 2015. Stejně jako u Modravského potoka jsou k dispozici pouze 3 průtoky. Proto tato konsumpce nemá dostatečnou váhu pro používání.



Obr. 5.2: Konsumpční křivka na Filipohuťském potoce

5.3 Roklanský potok v Modravě

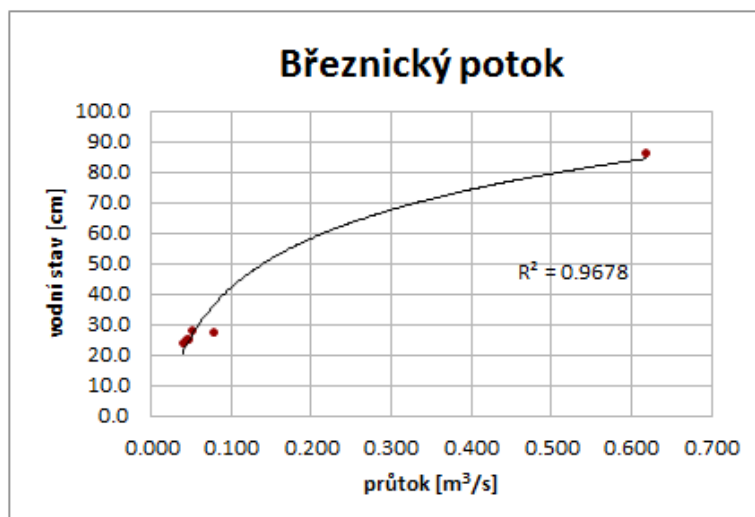
Toto je jeden z nejstarších profilů, na kterém se měří. První data jsou z roku 2005 a tím, že je profil velmi stabilní a jeho prostředí není výrazně narušováno, tak po vyřazení hodnot, které se vyskytovaly výrazně mimo trend, udává polynomická funkce 2. řádu R^2 0,9875. To však značí určitý zlom v průběhu křivky mezi první a druhou měřenou hodnotou. Protože je tento rozptyl příliš velký, nelze jednoznačně říct, kde ke zlomu dochází. Na tomto profilu je dostatečné množství měření mezi vodními stavy 35-80 cm. Zachycený povodňový průtok s vodním stavem 143,2 cm však vytváří rozdíl více než 60 cm vodního stavu, kde není zaměřen žádný průtok. Pro lepší hodnocení je třeba doplnit další měření. Pro tento profil byla vytvořena extrapolace pomocí hydrologického modelování.



Obr. 5.3: Konsumpční křivka na Roklanském potoce v Modravě

5.4 Březnický potok

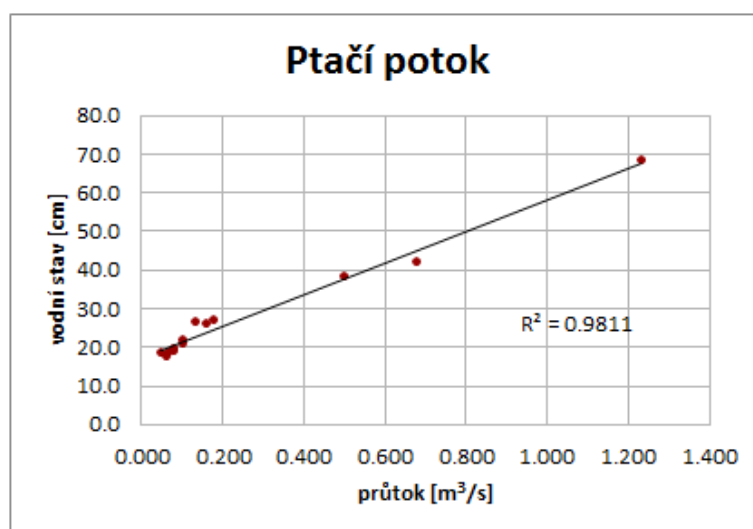
Na Březnickém potoce probíhá měření od roku 2006. Po výměně záznamové jednotky v roce 2013 bylo provedeno 6 měření, kterým nejlépe odpovídá logaritmická křivka s hodnotou spolehlivosti R^2 0,9678. Při použití všech dat byl velký rozptyl mezi jednotlivými body a konsumpce udávala malou spolehlivost. Pro hodnocení této konsumpce byla tedy použita data od roku 2013 do současnosti. Křivka však potřebuje doplnit o další hodnoty, protože mezi prvními dvěma nejvyššími průtoky je příliš velký rozdíl.



Obr. 5.4: Konsumpční křivka na Březnickém potoce

5.5 Ptačí potok

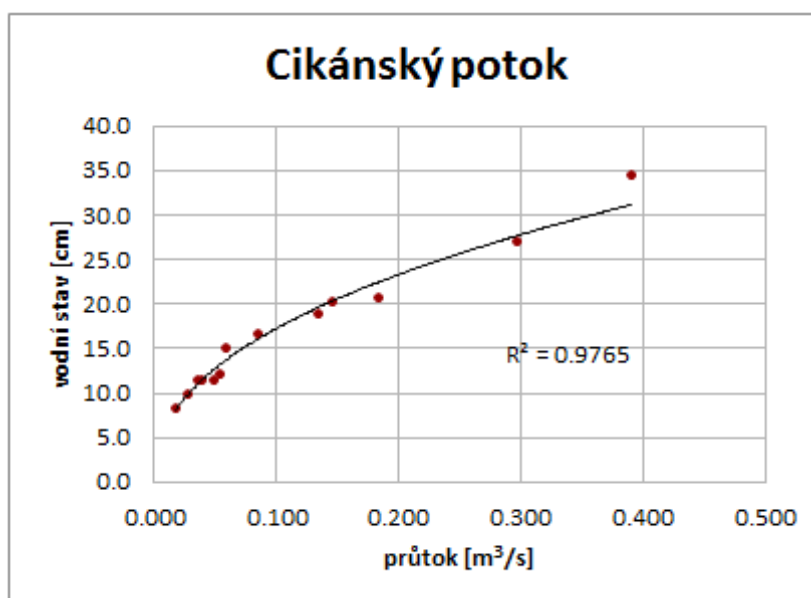
Ptačí potok má od svého počátku v roce 2006 poměrně stabilní křivku. Pro celý soubor dat se zde nejlépe uplatňuje lineární typ s hodnotou R^2 0,8218. Pokud opět použijí pouze novější data (od roku 2010), bez jedné hodnoty mimo trend, má lineární křivka hodnotu R^2 0,9811 (s odchýlenou hodnotou je R^2 0,9613). I v tomto případě tedy lze předpokládat, že došlo ke změnám v profilu, které ovlivňují tvar křivky. Celkově je však tato konsumpce jedna z nejlepších. I povodeň 1. 12. 2015 potvrzuje tvar lineární křivky při vysokých vodních stavech. V tomto profilu má většina měření nízké vodní stavy. Pouze tři měření mají vodní stav vyšší než 30 cm. Jejich poloha však potvrzuje průběh křivky a zvyšuje její spolehlivost.



Obr. 5.5: Konsumpční křivka na Ptačím potoce

5.6 Cikánský potok

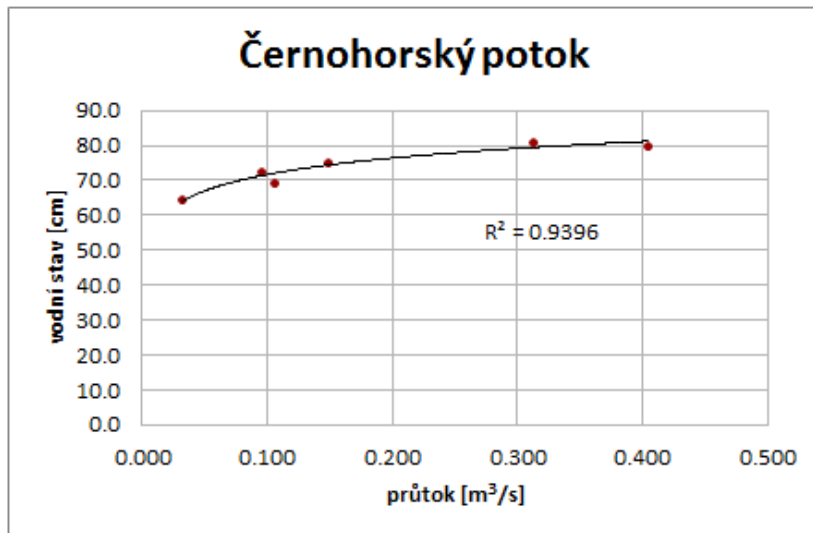
I zde začíná řada měření roku 2006, ale už na první pohled je zřejmé, že v průběhu času se změnil vztah vodního stavu a průtoku, protože zobrazení všech dat nápadně vykazuje tvar dvou křivek v různých polohách. Použitím dat od roku 2010 do současnosti získáváme při použití logaritmické křivky hodnotu R^2 0,9765. V tomto profilu bohužel nebyla zaměřena povodeň z prosince 2015, a tedy není jisté, jestli je nejvyšší měřená hodnota anomálie nebo potvrzuje trend křivky ve vyšších vodních stavech. Celkový rozsah měřených průtoků dobře pokrývá oblast křivky, protože je dostatek měření pro jednotlivé průtoky.



Obr. 5.6: Konsumpční křivka na Cikánském potoce

5.7 Černoorský potok

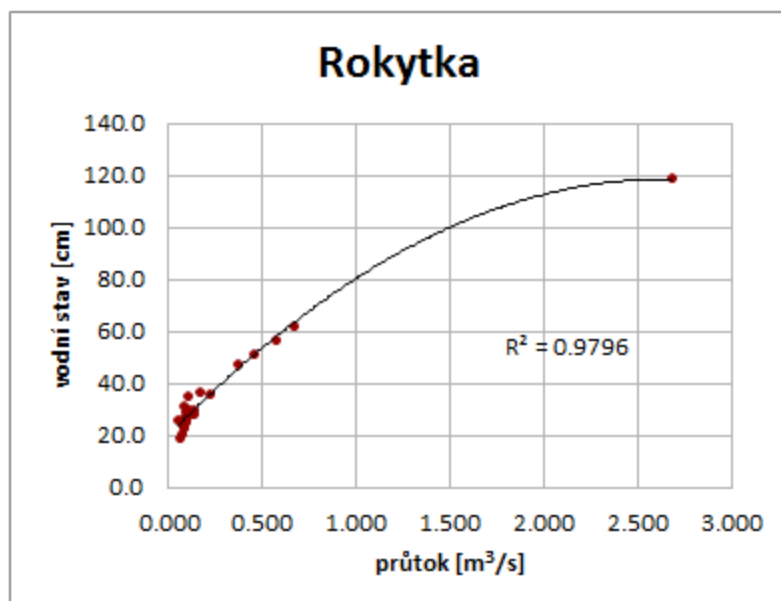
V tomto profilu začíná řada měření roku 2007, ale do současnosti je zde pouze 12 kompletních měření. Použití logaritmické křivky ukazuje R^2 0,7515 pro všechna data, a pro data od roku 2011 (6 měření) R^2 0,9396. Vzhledem k tomu, že tento profil má všechna měření s více než 60 cm vodním stavem, ale poměrně nízkými průtoky, je zřejmé, že každé měření musí být prováděno co nejpečlivěji, protože drobné ovlivnění proudění při měření může způsobit velkou chybu ve výsledku. Měření pokrývají celkem spolehlivě rozsah zobrazené křivky, ale pro zvýšení věrohodnosti je nutné přidat další hodnoty.



Obr. 5.7: Konsumpční křivka na Černoهورském potoce

5.8 Rokytká

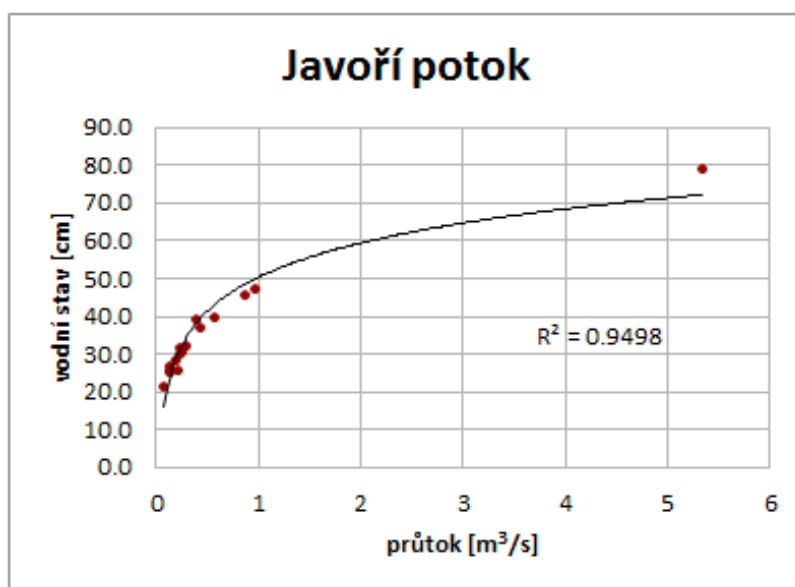
Řada 23 měření od roku 2006 na Rokytkce ukazuje nejlepší shodu s polynomicou funkcí 2. řádu, kde získává R^2 0,9796. Zachycená povodeň v prosinci 2015 ukazuje, že pro vysoké vodní stavy nastává v křivce mírný zlom. Při kterém vodním stavu však nastává, je nutné zjistit pomocí dalších měření průtoků při vyšších vodních stavech. Zde nastává podobná situace jako v případě Roklanského potoka. Rozdíl vodních stavů mezi první a druhou nejvyšší měřenou hodnotou průtoku je více než 50 cm. Pro potvrzení tvaru křivky je tedy nutné doplnit hodnoty průtoku pro tuto oblast.



Obr. 5.8: Konsumpční křivka na Rokytkce

5.9 Javoří potok

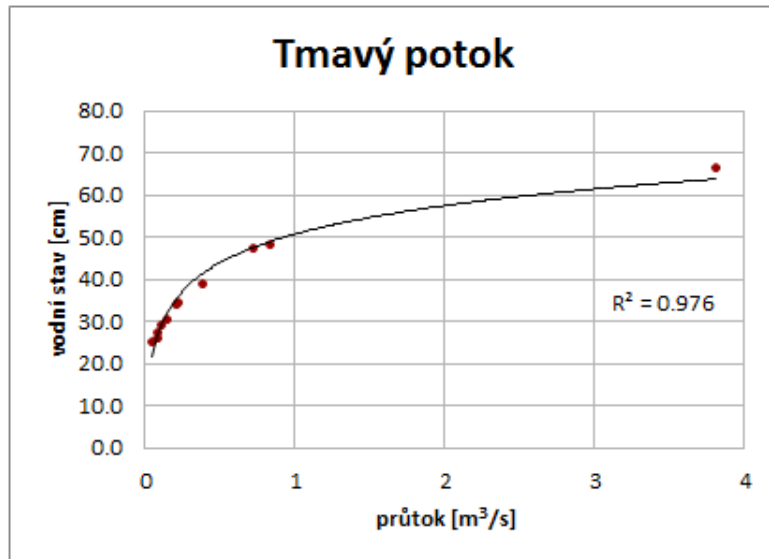
Tento profil patří do skupiny profilů, kde se od počátku měření pravděpodobně nezměnily podmínky proudění a není tedy výrazná změna v trendu mezi prvními hodnotami v roce 2007 do současnosti. Celkem 16 měření udává R^2 0,9498 pro logaritmickou křivku. Povodňový průtok z prosince 2015 je sice mimo trend, ale je důležité s takovým údajem počítat. Díky povodňovému průtoku je celá střední část křivky bez měřeného průtoku a tedy rozsah měřených hodnot nepokrývá celou měrnou křivku. Následná měření mezi první a druhou hodnotou mohou potvrdit platnost tvaru konsumpční křivky.



Obr. 5.9: Konsumpční křivka na Javořím potoce

5.10 Tmavý potok

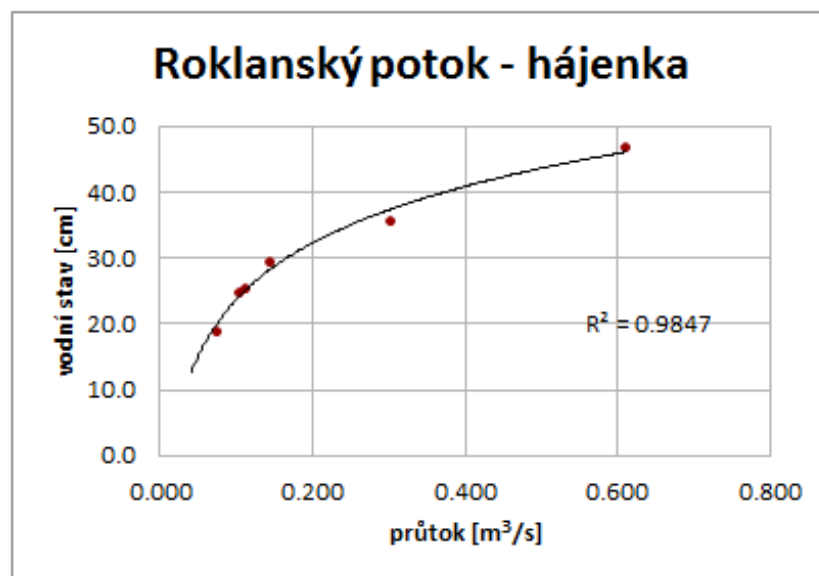
V tomto profilu se měří od roku 2010, pokud se však odstraní dvě nejstarší hodnoty, které jsou mimo trend, logaritmická křivka udává R^2 0,976. I v tomto případě je povodňový průtok lehce podhodnocen. Celkově má ale křivka vysokou spolehlivost. Rozsah měření je téměř identický jako v případě Javořeho potoka. V tomto profilu je však výraznější sklon křivky, takže kolem výšky vodního stavu přibližně 45 cm dochází k rozlivu toku a následuje výrazný nárůst průtoku oproti relativně malému nárůstu vodního stavu. Rozdíl průtoku mezi prvním a druhým měřením má hodnotu 2,972 m³/s, zatímco vodní stav se změnil pouze o 18,4 cm.



Obr. 5.10: Konsumpční křivka na Tmavém potoce

5.11 Roklanský potok - hájenka

Profil Roklanský potok-hájenka byl založen roku 2008, ale první měřené údaje jsou až z roku 2011. Dosavadních 6 měření, které vhodně pokrývají celý úsek měřených dat, je nejlépe zhodnoceno logaritmickou křivkou s hodnotou spolehlivosti R^2 0,9847. Pro zvýšení věrohodnosti je vhodné doplnit další měřené průtoky.

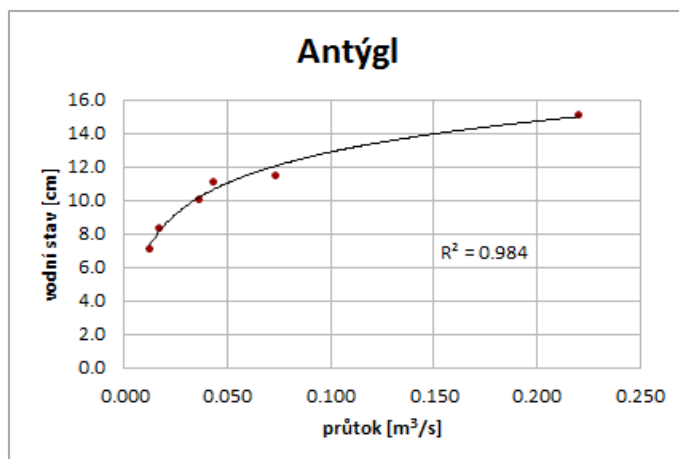


Obr. 5.11: Konsumpční křivka na Roklanském potoce u hájenky

5.12 Antýgl

Zde jsou první měřená data z roku 2011. Přílišný rozptyl všech dat však naznačuje, že v průběhu doby nastala změna profilu. Jsou-li použita data od roku 2013, logaritmická

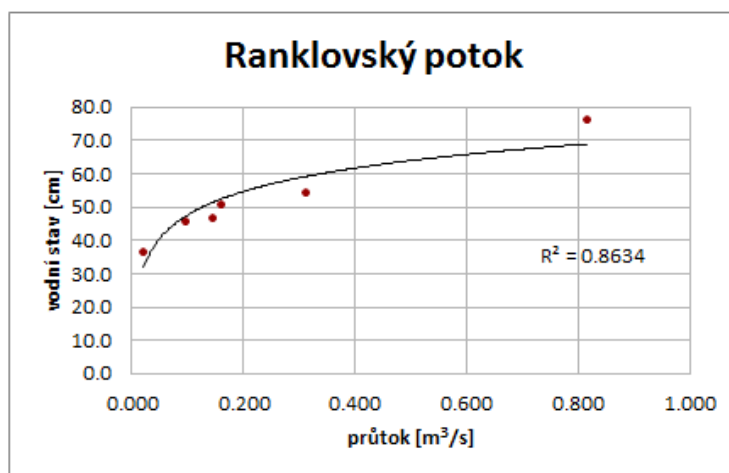
křivka udává R^2 0,984. Při použití celého souboru dat by R^2 bylo pouze 0,7136. Tento profil je však velmi mělký s nízkými průtoky. Průtoky měřené na tomto profilu byly získány pomocí Flow Trackeru. Při použití tohoto přístroje v takto mělkém profilu je však velmi důležité vybrat vhodné místo pro provedení měření, aby případná nejistota byla co nejmenší.



Obr. 5.12: Konsumpční křivka na Antýglu

5.13 Ranklovský potok

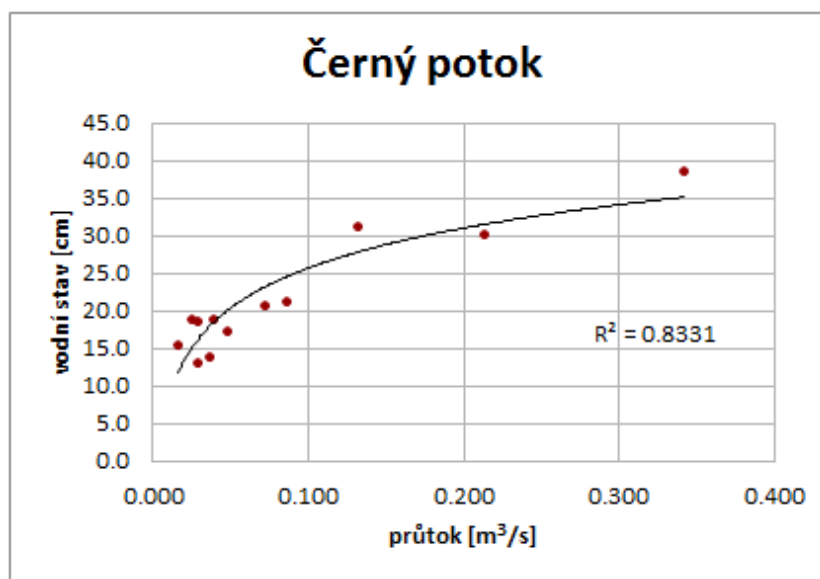
První měření v tomto profilu jsou z roku 2007. Opět se však z měřených dat zdá, že se profil změnil. Při použití dat od roku 2013 má logaritmická křivka hodnotu R^2 0,8634. To je způsobeno především velkým rozptylem dvou nejvyšších vodních stavů mimo trend křivky. Opět pouze následná měření potvrdí, který z těchto údajů je skutečná anomálie. Rozsah dat pokrývá dobře spodní část křivky. Pro zvýšení spolehlivosti by však bylo vhodné doplnit měření mezi dva nejvyšší průtoky.



Obr. 5.13: Konsumpční křivka na Ranklovském potoce

5.14 Černý potok

Na Černém potoce jsou také první měření z roku 2007. Celkově má však řada velmi nevyrovnaný průběh s mnoha údaji mimo trend. Ani úprava pomocí použití pouze vybraných hodnot nepřináší dostatečnou spolehlivost pro použití křivky. Při odebrání dvou nejvíce vychýlených hodnot ukazuje logaritmická křivka R^2 pouze 0,8331. Rozsah měření pokrývá oblast křivky dostatečně, ale jejich rozkolísanost udává nízkou spolehlivost.



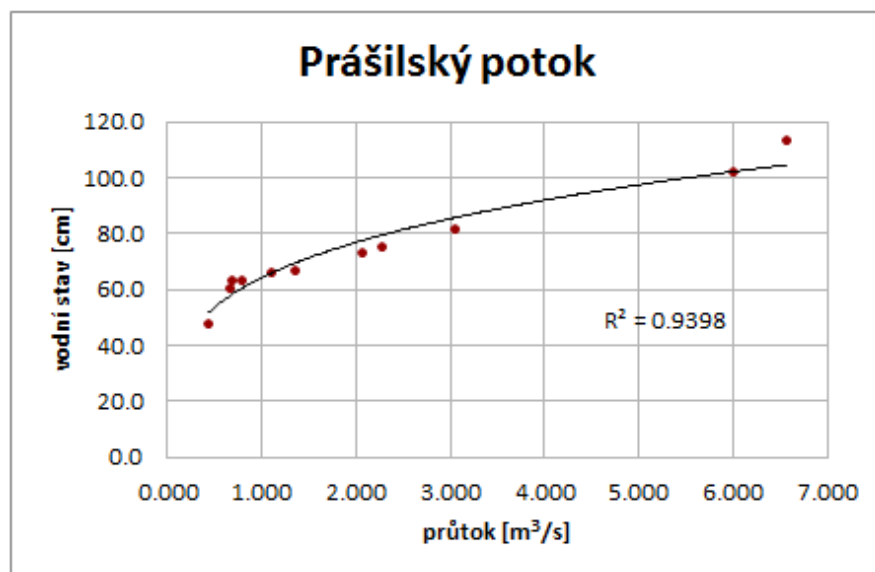
Obr. 5.14: Konsumpční křivka na Černém potoce

5.15 Křemelná

Na tomto profilu byla vytvořena nová řada průtoků po instalaci ultrazvukového čidla. Od té doby byly provedeny pouze dvě měření, takže vykreslovat konsumpční křivku nemá význam. Tento profil byl však zvolen pro modelování povodňové situace a tvorby konsumpční křivky.

5.16 Prášilský potok

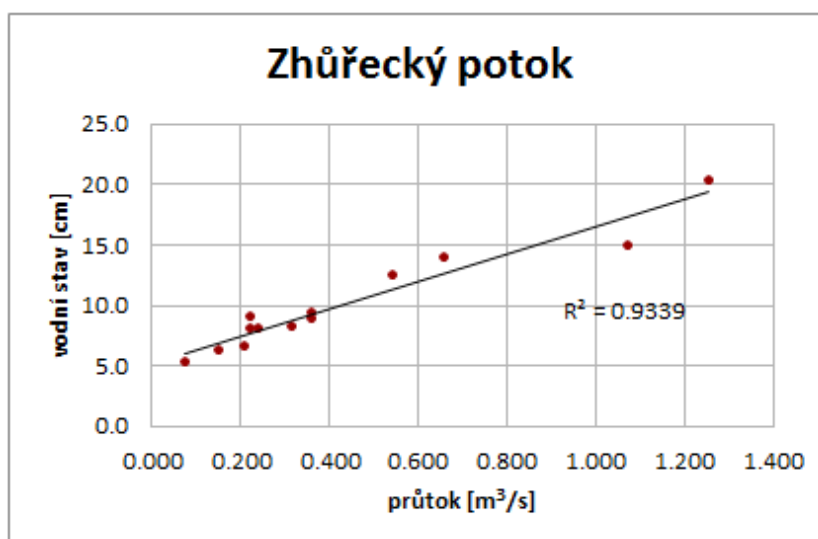
Toto je téměř stejný případ jako Cikánský potok. Měření začínají rokem 2005 a při vykreslení grafu jsou zřejmé dvě linie dat. Pokud se tedy použijí pouze měření od roku 2010, logaritmická křivka ukazuje R^2 0,9398. Pro data v období 2005-2007 zobrazuje lineární funkce R^2 0,9843. V letech 2008 a 2009 je pouze jedno měření výrazně mimo trend obou řad. Je tedy velmi pravděpodobné, že v tomto období došlo ke změně profilu. Data pokrývají rozsah křivky dostatečně a výhodou tohoto profilu jsou dva zaměřené povodňové průtoky, které výrazně ovlivňují tvar křivky.



Obr. 5.15: Konsumpční křivka na Prášilském potoce

5.17 Zhůrecký potok

Na Zhůreckém potoce se měří od roku 2006 s dosavadním počtem 13 měření. Po selekci dvou měření mimo trend udává lineární funkce R^2 0,9339. Ještě vyšší spolehlivost by byla při zanedbání druhé nejvyšší hodnoty (R^2 0,9704). I zde měření dostatečně pokrývají rozsah křivky.



Obr. 5.16: Konsumpční křivka na Zhůreckém potoce

5.18 Slatinný potok

Po instalaci nového ultrazvukového čidla v roce 2015 bylo provedeno pouze jedno měření. Konsumpční křivku zde tedy nelze vytvořit.

5.19 Obecné zhodnocení

Na některých profilech je nedostatek použitelných měření a proto tedy není možné sestavit konsumpční křivku, kterou by bylo možné spolehlivě používat pro určování průtoků (Modravský potok, Filipohuťský potok, Křemelná a další). To může být způsobeno instalací nového ultrazvukového čidla a tedy vytvořením nové konsumpce anebo se jedná o nové profily, kde dosud nebylo provedeno dostatek měření.

Profily, které mají hodnotu spolehlivosti R^2 menší než 0,95 mají obvykle větší rozptyl mezi měřenými hodnotami. Lze vidět, že nízká hodnota spolehlivosti se objevuje u profilů, kde dvě nejvyšší měřené hodnoty leží mimo trend (Ranklovský a Zhůrecký potok), proto je důležité doplnit další hodnoty pro potvrzení platnosti křivky. Černý potok však vykazuje velký rozptyl dat i v nižších vodních stavech a je tedy pravděpodobné, že tento profil prochází častými změnami.

Na některých zkoumaných profilech byla zaměřena hodnota průtoku během povodně v prosinci 2015. Tím byl vytvořen velký rozsah mezi prvním a druhým největším zaznamenaným průtokem. Na Rokytce, Roklanském, Ptačím, a Tmavém potoce tyto povodňové průtoky poměrně dobře pokračují v trendu křivky. Prášilský a Javoří potok však mají tyto hodnoty mimo trend. To znamená, že při zvýšeném vodním stavu dochází ke změně ve tvaru křivky.

U více profilů došlo k jednoznačné změně konsumpční křivky během doby pozorování. Při použití pouze novějších dat byla následně pozorována vysoká spolehlivost (Ptačí potok, Cikánský potok, Černoهورský potok a Antýgl). Lze tedy prohlásit, že s přihlédnutím k hydraulickým podmínkám profilu a jeho okolí se dají křivky s hodnotou spolehlivosti R^2 větší než 0,95 použít pro odečet průtoku.

5.20 Povodeň 1. 12. 2015 na profilech KFGG

Povodeň ze dne 1. 12. 2015 byla významnou událostí, kdy se povedlo zaměřit hodnoty průtoků na některých profilech KFGG. Ve všech profilech, kde bylo provedeno měření, je tato hodnota průtoku nejvyšší od počátku monitoringu a výrazně zpřesňuje průběh konsumpčních křivek daných profilů. Měřené povodňové průtoky s odpovídajícími vodními stavy jsou zobrazené v tab. 5.1. Zpráva ČHMÚ (2015) udává, že kulminační průtok v profilu Vydry v Modravě byl 5–10letý. Vydra vzniká soutokem Roklanského a Modravského potoka, takže lze očekávat, že 5–10letá hodnota se objevuje i na těchto

tocích. Tato událost také posloužila při simulaci povodňové vlny na Roklanském potoce a Křemelné, kde byla provedena extrapolace za hranici měřených průtoků.

Tab. 5.1: Hodnoty povodňových průtoků ze dne 1. 12. 2015 v profilech KFGG

Měřicí profil	Vodní stav [cm]	Průtok [m ³ /s]
Roklanský potok - Modrava	143.2	29.232
Ptačí potok	68.3	1.233
Rokytká	118.6	2.681
Javoří potok	78.8	5.341
Tmavý potok	66.7	3.806
Křemelná	112.0	8.417
Prášílský potok	113.4	6.560

Měření jednotlivých průtoků bylo provedeno pomocí ADCP (obr. 5.17 a 5.18). Ve všech profilech byl vodní tok rozlitý mimo své koryto a hloubka v inundaci na některých místech nedosahovala potřebné hloubky pro správné měření, celkový průtok může být tedy vyšší. Hodnota proměření různých profilů byla velmi kolísavá. Jejich hodnoty jsou uvedeny v tab. 5.2. V závislosti na míře proměření může být ovlivněn průtok. Dopotčítávání průtoků v neměřené části bylo popsáno v předchozí části.

Tab. 5.2: Průměrná hodnota proměření profilu jednotlivých profilů

Měřicí profil	Průměrná hodnota proměření profilu
Roklanský potok – 1.profil	62, 8 %
Roklanský potok – 2. profil	42,5 %
Roklanský potok – 3. profil	39,7 %
Ptačí potok	49,6 %
Rokytká	47,9 %
Javoří potok	46,3 %
Tmavý potok	25 %
Křemelná	62,4 %
Prášílský potok	40,8 %

Na Roklanském potoce v Modravě nebylo možné provést měření přímo na měřicím profilu, proto byla tato hodnota vypočtena z měření ve třech profilech asi 1 km proti proudu od čidla, které se do sebe vlévají.



Obr. 5.17: Měření průtoku na Roklanském potoce - 1. profil (foto L. Vlček)



Obr. 5.18: Měření průtoku na Rokytce (foto L. Vlček)

6. Popis modelovaného území a tvorba modelu

6.1 Roklanský potok v Modravě

První modelované území se nachází na Roklanském potoce v Modravě. Čidlo je umístěno na silničním mostě (obr. 6.1). Toto místo je vhodné pro modelování průtoku z několika důvodů. Dlouhý rovný úsek před čidlem a stabilní profil vytvářejí vhodné podmínky pro rovnoměrné proudění, proto je logické umístění čidla pro snímání výšky hladiny na silniční most. Profil je také vhodný pro provádění měření průtoku pomocí Flow Trackeru nebo ADCP. Časová řada měření na tomto profilu sahá až do roku 2006. Při použití Flow Trackeru je nutné vybrat takový transekt, kde se nevyskytují velké kameny, které ovlivňují směr proudění. Dno průtočného profilu je pokryto kameny, které se objevují i na obou březích, kde jsou však obrostlé vegetací a v závislosti na vodním stavu jsou více či méně ponořené. Strany profilu tvoří kamenné zdivo. Modelovaný úsek má po celé své délce podobné charakteristiky dna. V ostatních oblastech zkoumaného úseku, které nejsou opevněné kamenným zdivem, se vyskytuje inundační plocha pokrytá travnatou vegetací s občasným výskytem stromů (obr. 6.2).



Obr. 6.1: Profil na Roklanském potoce s měřicím čidlem (foto autor)



Obr. 6.2: Modelovaný úsek (žlutá linie) na Roklanském potoce (ČÚZK, 2014)



Obr. 6.3: Povodňová situace 1. 12. 2015 (foto L. Vlček)

6.2 Křemelná u soutoku s Prášilským potokem

Druhý modelovaný úsek se nachází na Křemelné. I v tomto případě je měřicí čidlo instalováno na silničním mostě (obr. 6.3). Tento profil má také stabilní podmínky proudění a dobré podmínky pro hydrometrování. První měření v tomto profilu proběhlo již v roce 2005, ale kvůli stavbě cyklistického mostu, který ovlivnil tvar průtočného profilu, musela být založena nová konšumpční křivka. Výměnou ultrazvukového čidla v červnu 2015 byla tedy vytvořena nová řada měření. V tomto úseku je dno průtočného profilu tvořeno spíše

menšími kameny a štěrkem a stěny mostu tvořené kamenným zdivem navazujícím přímo na dno koryta. Také v tomto případě je dno koryta v celé modelované oblasti podobné jako v profilu s měřicím čidlem. Příbřežní oblasti před mostem, na kterém je umístěno čidlo, pokrývá z obou stran shluk keřů a stromů. V ještě větší vzdálenosti pak je oblast porostlá trávou. Za silničním mostem je postaven nový cyklistický most, za kterým se nedaleko nachází soutok Prášilského potoka a Křemelné. Tato skutečnost ovlivňuje měřenou oblast tím, že působí vzduť a tedy mění sklon hladiny. Břehy od soutoku dále po proudu jsou lemovány stromovým a keřovým porostem (obr. 6.4). Všechny tyto parametry byly zhodnoceny při tvorbě modelu.



Obr. 6.4: Profil na Křemelné s měřicím čidlem (foto autor)



Obr. 6.5: Modelovaný úsek (žlutá linie) na Křemelné (ČÚZK, 2014)

6.3 Modelování pomocí MIKE 11

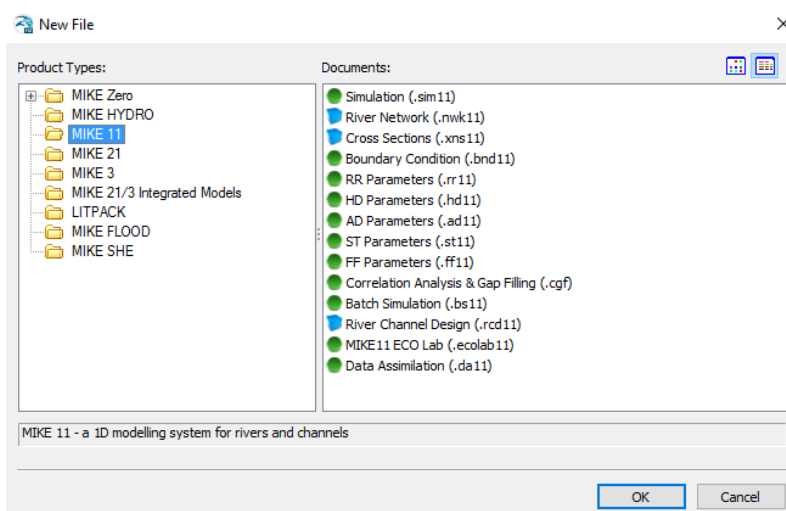
Pro simulaci povodňové vlny a extrapolaci konsumpční křivky byl použit hydrologický model MIKE 11. MIKE 11 je profesionální hydrologický software modelující proudění toků, kvalitu vody a splavenin v ústích řek, závlahové systémy, kanály a jiné vodní plochy. MIKE 11 je plně dynamický 1D modelovací nástroj pro detailní analýzu, tvorbu, management a provoz jednoduchých i složitých říčních a kanálových systémů.

Hydrodynamický 1D Modul je jádrem modelovacího systému MIKE 11 a tvoří základ pro většinu modulů včetně předpovídání povodní a dalších hydrologických situací. Mezi hlavní aplikace HD modulu MIKE 11 patří:

- předpovídání povodní a řízení nádrží
- simulace protipovodňových opatření
- vytváření systémů kanálů
- provoz povrchových odvodňovacích systémů a sítí pro zavlažování
- studie vlivu přílivu a bouřek

6.3.1 Tvorba modelu pro simulaci povodně na Roklanském potoce

Pro správnou simulaci je třeba zadat do modelu různá data. Nejdříve je tedy nutné vytvořit soubor simulace (simulation v obr. 6.6), do kterého se následně budou doplňovat potřebné soubory s měřenými údaji.



Obr. 6.6: Základní komponenty modelu MIKE 11

6.3.1.1 Říční síť

Editor říční sítě podává přehled o aktuálním nastavení a poskytuje společnou vazbu k dalším editorům různých parametrů modelu. Tento editor má dvě hlavní funkce:

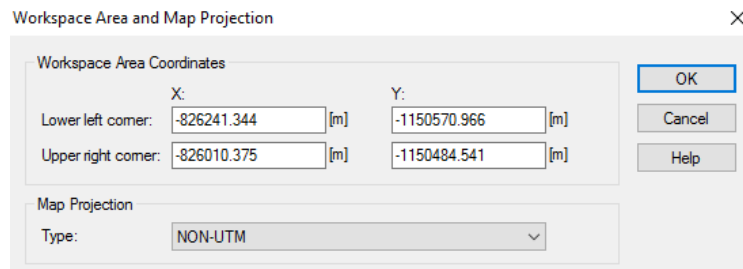
1) Vytvoření a editaci sítě.

- Digitalizaci říční sítě
- Vymezení vodních děl (jezy, propustky apod.)
- Definování bodů pro přítok v povodí (pro srážkoodtokový model)

2) Přehled všech modelových informací v aktuální simulaci.

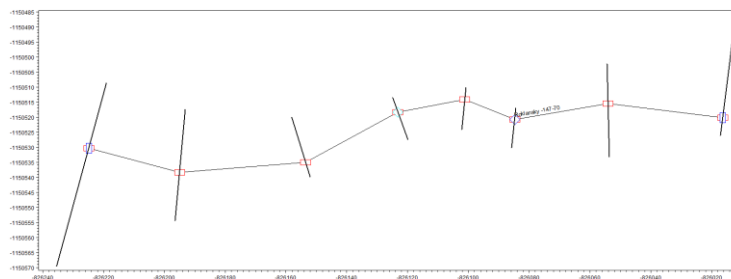
Editor poskytuje náhledové zobrazení v grafickém okně. Nastavení pro grafické zobrazení se nachází v menu Nastavení.

Jako první se zakresluje říční síť (river network v obr. 6.6). Lze si vybrat, jestli bude říční síť zanesena v určitém souřadnicovém systému (obr. 6.7) anebo stačí pouze bezrozměrné schéma. Pro model v této práci byly zvoleny souřadnice měřené pomocí totální geodetické stanice tak, aby se správně vykreslil tok.



Obr. 6.7: Volba souřadnicového systému pro profil na Roklanském potoce

Body měření se zadávají pomocí volby Add New Points z nabídky v horní liště. Každý bod značí jeden měřený transekt. Pokud bod neleží na přesném místě, jednoduše mu lze zadat konkrétní polohu díky možnosti editace (pravé kliknutí na bod s výběrem point properties). Po zanesení bodů jednotlivých profilů do modelu (obr. 6.8) se vytvoří tok pomocí volby Auto Route Branch z horní lišty. Touto volbou se spojí dohromady všechny body. Otevřením tabelárního zobrazení (ctrl+T), se zobrazí údaje o toku a jednotlivých bodech. Zde se zadává název toku a Topo ID. Také jsou zde přehledně vypsané všechny body, které se v tomto zobrazení dají snadno upravovat. Pokud se na toku vyskytují různé jevy a objekty (jezy, propustky, mosty ad.), které ovlivňují proudění, lze je také zadat v tabelárním zobrazení.



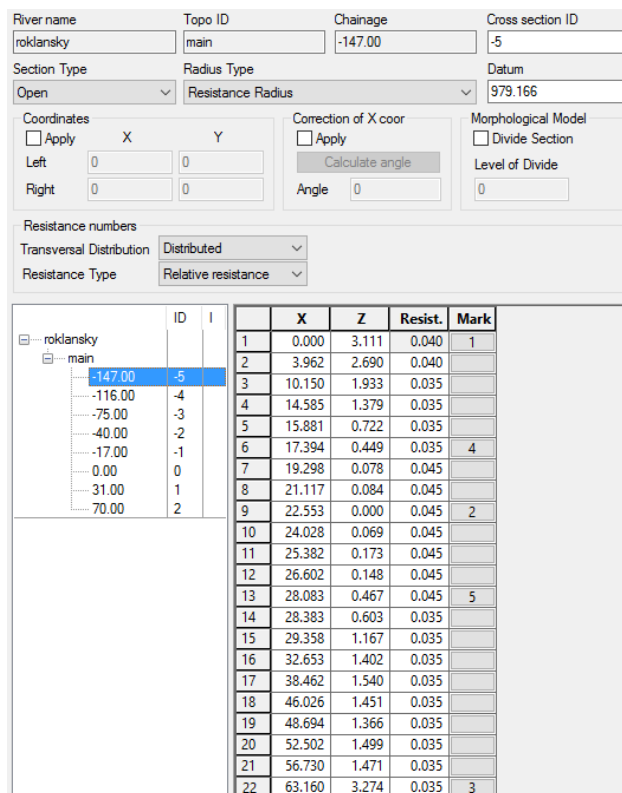
Obr. 6.8: Zanesené body profilů a vykreslený tok Roklanského potoka s měřeními průřezy

6.3.1.2 Profily

Po vytvoření říční sítě následuje zakreslení jednotlivých měřených průřezů. Tyto průřezy byly zaměřeny pomocí totální geodetické stanice. Nejdříve se zadává, na kterém vodním toku se profil nachází, Topo ID a jaká je hodnota staničení (obr. 6.9).

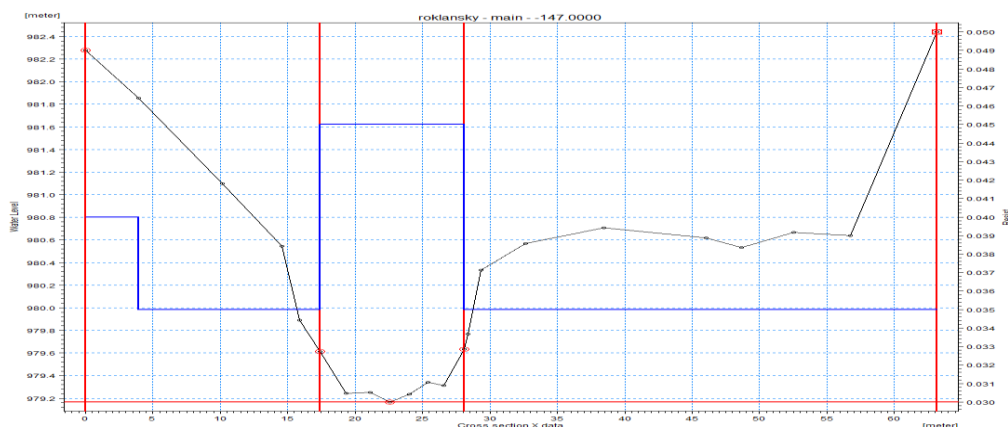
Obr. 6.9: Základní nastavení jednotlivých profilů

Pro zobrazení průřezu se musí zadat hodnoty X, které značí vzdálenost a hodnoty Z, které udávají výšku, resp. hloubku, průřezu (obr. 6.10). Po zanesení těchto údajů se profily zobrazí také v souboru říční sítě (obr. 6.8). Pokud je nejnižší bod každého profilu označený jako 0 m hloubky, a od něj se počítá rozdíl výšek v profilu, musí se do pole „Datum“ uvést jeho nadmořská výška. Toto není nutné v případě, že hloubka všech průřezů bude vztažena k prvnímu nejvýše položenému průřezu. Jako hodnotu Z tedy mohou zapsat přímo nadmořské výšky, případně výšky vztažené k určitému bodu. U všech profilů se také volí způsob pro výpočet drsnosti. Možnosti pro určení drsnosti jsou Manningovo n, Manningovo M, Chezyho koeficient, Darcy-Weisbachovo k nebo relativní drsnost. V této práci bylo použito Manningovo n, které je určeno pro každý jednotlivý bod měření v profilu. Hodnoty drsnostního koeficientu jsou zadány dle Chow (1959). Součástí správné funkce modelu je také zadání nejnižšího bodu (mark 2), okrajového bodu na levé a pravé části profilu (mark 1 a 3) a stavu pro nízký průtok také na obou stranách (mark 4 a 5).



Obr. 6.10: Hodnoty jednoho z profilů na Roklanském potoce

Po zadání všech požadovaných hodnot, se v náhledu vykreslí tvar profilu (obr. 6.11). Červené linie označují místa, která jsou označena jako mark 1-5. Modrá linie znázorňuje hodnotu drsnostního součinitele, takže je snadno vidět, jestli zadaná drsnost odpovídá konkrétní pozici (koryto, levá a pravá inundační oblast).



Obr. 6.11: Tvar jednoho z profilů na Roklanském potoce

6.3.1.3 Okrajové podmínky

Okrajové podmínky jsou oblasti podél hranic modelované zóny, kde jsou známy podmínky nebo je lze předpokládat. Editor okrajových podmínek je rozdělen na 3 části. V horní části

jsou celkové údaje o podmínkách a obsah dalších částí závisí na specifikaci právě aktivní řady (obr. 6.12). Nejdříve se zadává Boundary Description, kde je výběr z 6 možností. Pro podmínky úseku, který modeluji, byla zvolena možnost Open. Tato varianta následně vyžaduje přiřazení toku, staničení a typu okraje.

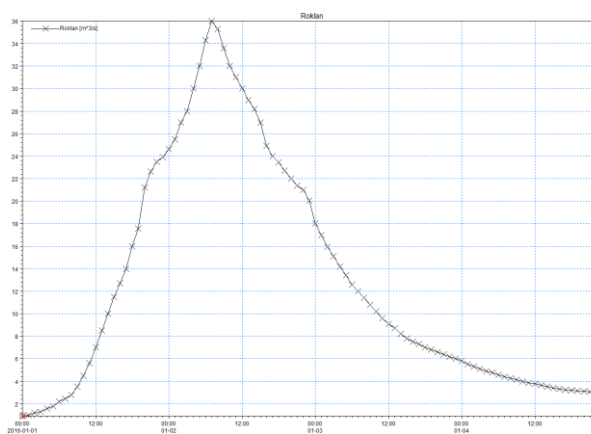
	Boundary Description	Boundary Type	Branch Name	Chainage	Chainage	Gate ID	Boundary ID
1	Open	Q-h	Roklansky	70	0		DOP
2	Open	Inflow	Roklansky	-147	0		HOP

<input checked="" type="checkbox"/> Include HD calculation
<input type="checkbox"/> Include AD boundaries

	Data Type	TS Type	File / Value	TS Info
1	Discharge:	TS Fil	Roklan.dfs0 ... Edit	Roklan

Obr. 6.12: Rozhraní editoru okrajových podmínek

Pro horní okrajovou podmínku byl zvolen typ Inflow. Tento typ vyžaduje časově variabilní nebo konstantní hydrogram (obr. 6.13). Jako modelová situace byla použita povodeň ze dne 1. 12. 2015. U časové řady se nejdříve zadává typ osy. V této práci byla zvolena možnost Equidistant calendar axis. Následuje zadání délky časového kroku a počet těchto kroků. Poslední nastavení jsou typ modelované řady a jednotky použité v grafu. Výběr je z velkého množství typů s mnoha různými jednotkami, které lze zvolit pro potřeby modelované situace. Zadané hodnoty pro Roklanský potok jsou zobrazeny v obr. 6.14. U časové řady lze volit mezi možnostmi zobrazených dat. Nejčastěji používané jsou však hodnoty průtoku nebo vodního stavu. Pokud křivka nemá požadované hodnoty průtoku, je snadné v grafickém rozhraní body posunout a tím upravit celkový tvar časové řady.



Obr. 6.13: Časová řada simulovaných průtoků

Obr. 6.14: Nastavení časové řady

Pro dolní okrajovou podmínku byl zvolen typ Q-h, který modeluje vztah průtoku a vodního stavu. Tuto možnost lze použít pouze za předpokladu, že je známý vztah mezi vodním stavem a průtokem, které se zadávají v HD parametrech. Z nabídky Tools byla zvolena možnost Auto calculation of Q/h table. Zvolené parametry jsou 0.006941 pro sklon a 0.045 pro Manningův součinitel drsnosti n (obr. 6.15).

Obr. 6.15: Parametry pro automatický výpočet tabulky Q/h

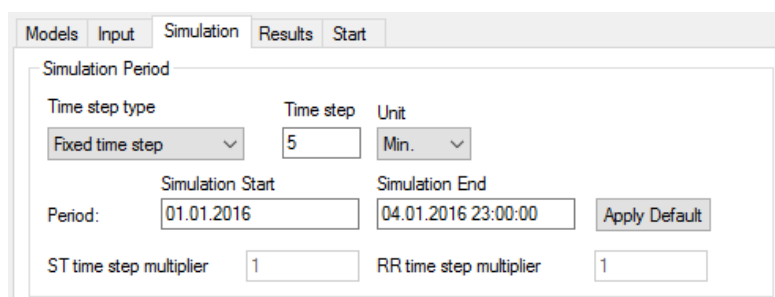
6.3.1.4 Hydrodynamické parametry

Editor hydrodynamických (HD) parametrů se používá pro nastavení doplňujících údajů použitých pro simulaci. Téměř všechny parametry v tomto editoru mají zadané výchozí hodnoty, které jsou ve většině případů dostatečné pro získání uspokojivých výsledků simulace, takže se nemusí výrazně upravovat. Při speciálních požadavcích má však tento editor řadu možností pro detailnější úpravy. Jsou to např. vliv větru, tepelná bilance, koeficient směšování, stratifikace ad. Pro potřeby mé simulace zde nastavuji počáteční podmínky (Initial conditions). Počáteční hodnoty jsou stanoveny jako data o průtoku a výšce hladiny nebo hloubce vody. Specifické místní hodnoty mohou být uvedeny zadáním názvu řeky, staničení a počáteční hodnoty. Lze také zadat globální hodnotu, která je použita v celé síti na začátku výpočtu. Místní hodnoty však přepisují globální

specifikaci. Do mého modelu byla použita místní hodnota pro profil, kde se nachází měřicí čidlo (staničení 0). Tato data jsou nejnižší měřený průtok s hodnotou 0,478 m³/s a vodní stav 0,036 m.

6.3.1.5 Simulace

Pokud jsou vyplněny všechny nezbytné soubory pro simulaci, je nutné nastavit parametry simulace (obr. 6.16). Zde se volí časový krok simulace, její počátek a konec. Pro modelování povodňové situace na Roklanském potoce byl zvolen časový krok 5 minut. Časové období simulace je možné zadat pomocí Apply Default. Tato možnost automaticky zadá periodu, která je nastavena jako časová řada (obr. 6.12) v editoru okrajových podmínek.



Obr. 6.16: Nastavení simulace

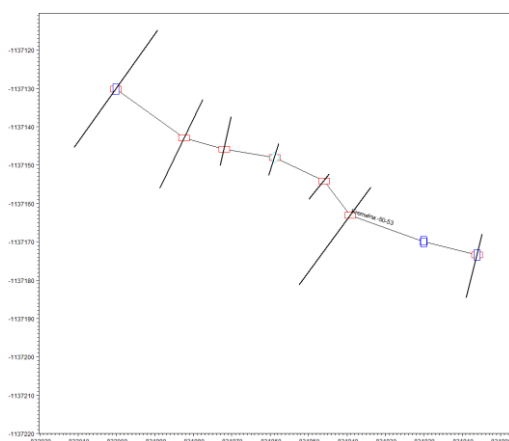
Když jsou všechna data nastavena tak, aby mohla proběhnout simulace, Run Parameters a HD parameters jsou zbarveny zeleně. Pokud mají červenou nebo žlutou barvu, chybí některá část modelu a v okně Validation messages se zobrazí popis s chybou, kvůli které není možné simulaci provést. Pokud je vše v pořádku, použije se možnost MIKE 11 Classic pro spuštění modelu. Při úspěšném pokusu proběhne simulace a zobrazí se výsledek Completed ve spodní části okna. Může se také stát, že se během simulace objeví varování nebo chyba. V takových situacích simulace nepřinese žádný výsledek a je nutné upravit hodnoty modelu nebo simulace. Při simulaci tohoto modelu se nejčastěji objevovala chyba č. 25. Tato chyba byla nakonec vyřešena úpravou časového kroku v parametrech simulace.

6.3.2 Vytváření modelu pro simulaci povodně na Křemelné

Postup pro vytvoření modelu pro profil na Křemelné byl téměř identický s postupem tvorby pro Roklanský potok. Hlavní odlišností byla potřeba vyjádřit soutok Křemelné a Prášílského potoka.

6.3.2.1 Říční síť

Říční síť pro modelovaný úsek Křemelné byla také vykreslena pro souřadnice zaměřené pomocí totální stanice. Stejně jako v předchozím případě byly zadány jednotlivé body s jejich souřadnicemi do modelu, kde spojením vytvořily schéma říčního toku. V tabelárním zobrazení následně zadávám název řeky a její další specifikace. Na obr. 6.17 je zobrazen modelovaný profil Křemelné.



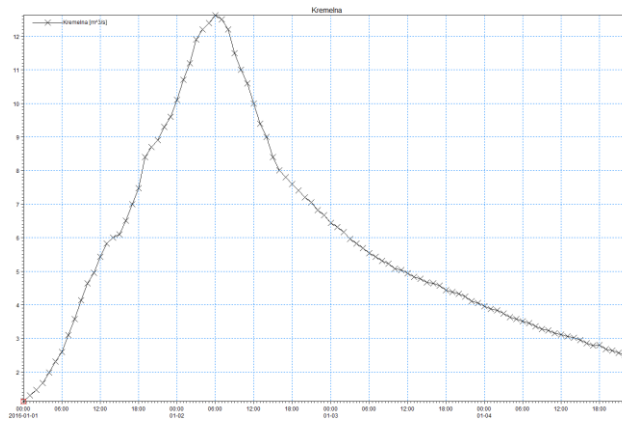
Obr. 6.17: Modelovaný úsek Křemelné s měřenými průřezy

6.3.2.2 Profily

Po zakreslení říční sítě byla zadána data jednotlivých měřených průřezů do simulace. Tyto údaje se následně vykreslují do schématu říční sítě (obr. 6.17). Zde je postup stejný jako v předchozím případě. Nejdříve se udávají horizontální body X a vertikální body Z do každého profilu. Následně se ke všem hodnotám přiřazují příslušné hodnoty drsnostního koeficientu n podle Manninga, zadává se nejnižší bod a okrajové části na obou stranách měřeného profilu.

6.3.2.3 Okrajové údaje

Zde se nastavuje horní a dolní okrajová podmínka. Horní je zadána opět typ Inflow s časovou řadou průtoků (obr. 6.18). Dolní okrajová podmínka zůstává typ Q-h, která je opět vypočítána pomocí automatické funkce. V tomto případě jsou zadané hodnoty pro sklon 0.0016 a Manningovo n 0.04. Protože se nedaleko po proudu od čidla vlévá Prášilský potok do Křemelné, musí se tato skutečnost zobrazit také v modelu. Proto je vytvořen další okrajový bod pro soutok, kde je opět zvolen typ Inflow a vložena časová řada s průtoky.



Obr. 6.18: Časová řada průtoků povodňové vlny na Křemelné

6.3.2.4 Hydrodynamické parametry

V editoru hydrodynamických parametrů byly vloženy hodnoty 0,35 m pro výšku hladiny a 0,53 m³/s pro průtok v měřicím profilu s čidlem. Ostatní nastavení byla ponechána v základním módu.

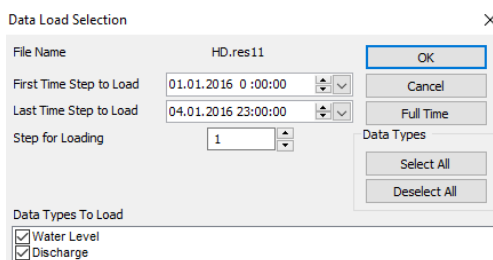
6.3.2.5 Simulace

Po správném vložení všech potřebných dat se nastavují parametry pro simulaci stejným způsobem jako v předchozím modelu. Kvůli opakovaným chybám během simulace byl však nakonec zvolen časový krok 5 sekund.

7. Výsledky

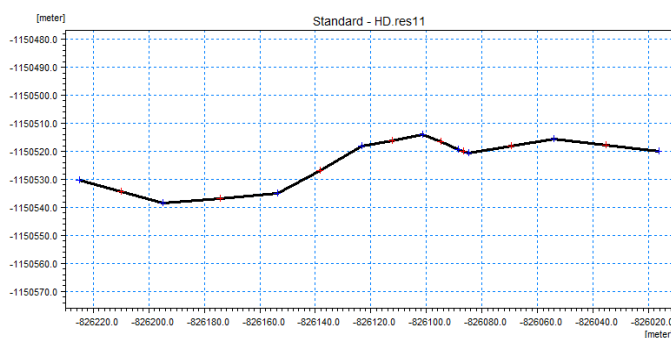
7.1 Výsledky simulace pro Roklanský potok

Výsledky simulace se zobrazují v programu MIKE View. Po otevření modelované simulace si lze vybrat zobrazení celého průběhu simulace nebo pouze některého úseku. Je zde také volba dat, která se mohou zobrazit (obr. 7.1). Pro potřeby této práce byly zobrazeny údaje o vodním stavu a průtoku.

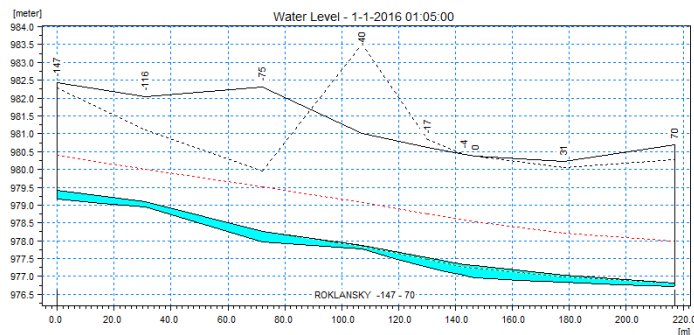


Obr. 7.1: Úvodní nastavení pro zobrazení výsledků simulace

MIKE View používá pro zobrazení výsledků simulace střídavé výpočetní schéma. Průtokové body jsou označeny červenými křížky a profily modrými křížky (obr. 7.2). Výsledky simulace mohou být znázorněny pomocí několika nástrojů. Pro celé modelované území si mohou zobrazit průběh povodňové vlny (obr. 7.3).

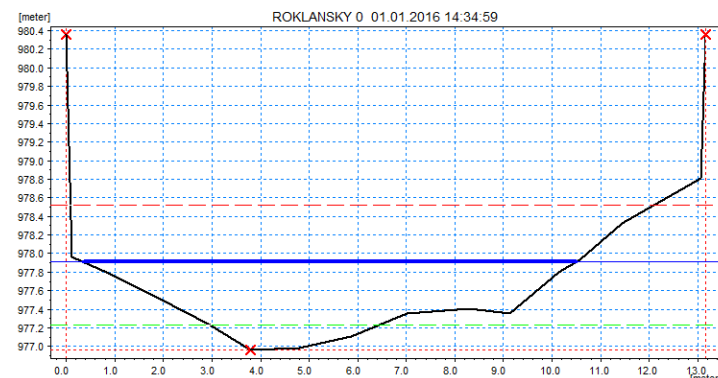


Obr. 7.2: Základní zobrazení výsledků simulace

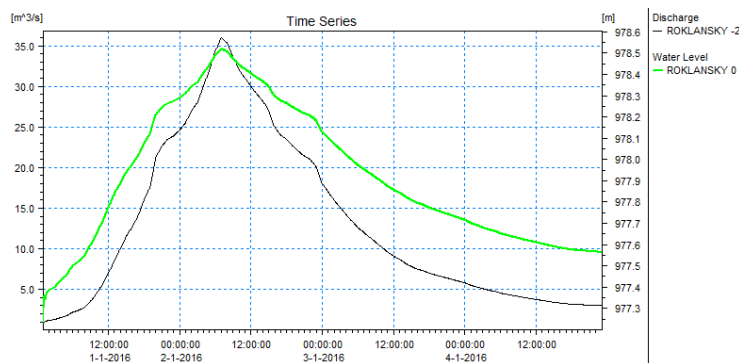


Obr. 7.3: Celé modelované území

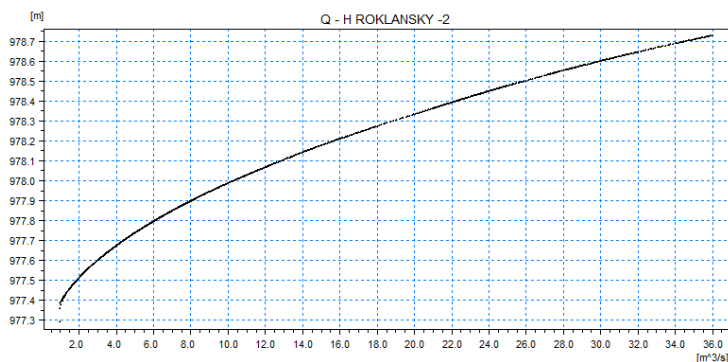
Pro každý profil lze zobrazit časovou řadu udávající vodní stav, případně zvolit animaci, která ukazuje průběh povodňové vlny přímo v daném profilu (obr. 7.4). Průtokové body v sobě obsahují informaci o vypočítaném průtoku a v těchto bodech tedy lze zobrazit konsumpční křivku (obr. 7.6), případně časovou řadu zobrazující průtok. Mohu si také vykreslit časovou řadu průtoku z jednoho průtočného bodu a vodní stav z nejbližšího profilu (obr. 7.5). Poslední možnost zobrazení výsledků je vykreslení celého modelovaného úseku s animací průběhu povodňové vlny.



Obr. 7.4: Průběh povodňové situace v měřicím profilu

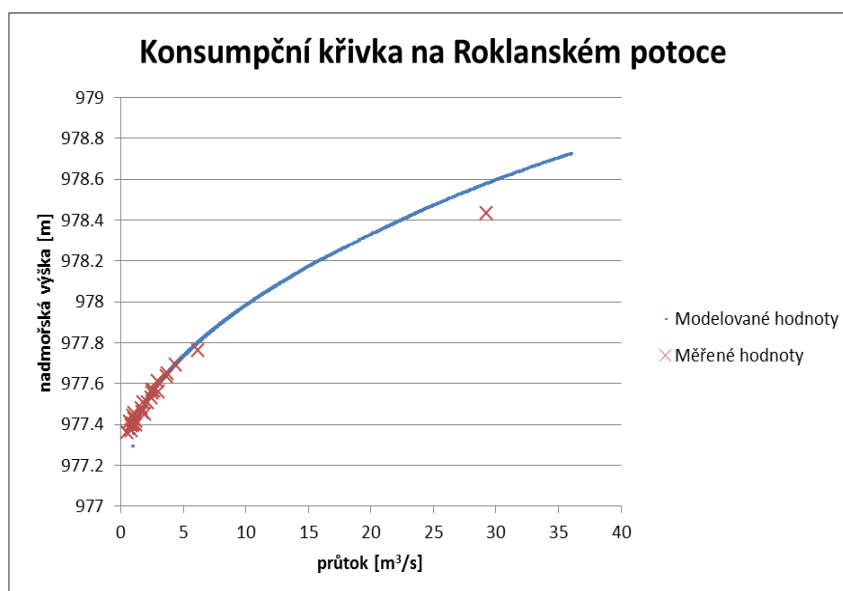


Obr. 7.5: Časová řada znázorňující vodní stav a průtok v měřicím profilu Roklanského potoka pro simulovanou povodňovou vlnu



Obr. 7.6: Konsumpční křivka v průtočném bodě nejbližší měřicímu profilu Roklanského potoka pro simulovanou povodňovou vlnu

Porovnání měřených a modelovaných hodnot je zobrazeno v obr. 7.7. Modelované průtoky poměrně dobře odpovídají měřeným průtokům při výšce vodních stavů v rozmezí 46-57 cm, kromě několika odchylek. Vodní stavy nižší než 46 cm jsou spíše podhodnoceny modelovanou křivkou a naopak vodní stavy vyšší než 57 cm jsou všechny nadhodnoceny v porovnání s měřenými daty. To může být vlivem sklonu hladiny, který se při vysokém průtoku zvyšuje, čímž se zvyšuje rychlost proudění a průtok, takže ve výsledku může být křivka níže. Nejvyšší měřený údaj má hodnotu průtoku 29,232 m³/s při vodním stavu 143,2 cm (978,432 m n. m.), modelovaný průtok však udává pro tento vodní stav pouze 23,445 m³/s. Ostatní vodní stavy měřených hodnot jsou s oběma průtoky a jejich odchylkami v tab. 7.1. Kulminační průtok pro simulovanou povodeň má hodnotu 35,98 m³/s s vodním stavem 172,6 cm.



Obr. 7.7: Srovnání výsledků modelu a měřených hodnot na Roklanském potoce

Tab. 7.1: Porovnání měřených a modelovaných průtoků pro měřené vodní stavy na Roklanském potoce

Vodní stav [cm]	Měřené hodnoty průtoku [m ³ /s]	Modelované hodnoty průtoku [m ³ /s]	Odchylka průtoku [m ³ /s]
40	0.985	1.149	0.164
40	1.257	1.149	-0.108
42	1.229	1.225	-0.004
42.8	1.051	1.263	0.212
44	0.998	1.356	0.358
45	1.972	1.443	-0.529
45.4	1.113	1.465	0.352

Tab. 7.1: Porovnání měřených a modelovaných průtoků pro měřené vodní stavy na Roklanském potoce – pokračování z předchozí strany

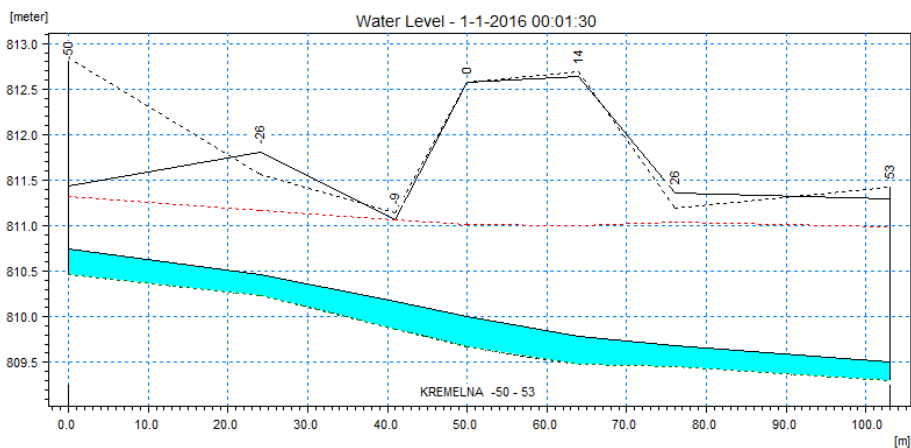
Vodní stav [cm]	Měřené hodnoty průtoků [m ³ /s]	Modelované hodnoty průtoků [m ³ /s]	Odchylka průtoků [m ³ /s]
46	1.693	1.53	-0.163
48	1.658	1.693	0.035
50.8	1.793	1.972	0.179
50.9	2.152	1.972	-0.18
53.2	2.413	2.188	-0.225
55.7	2.49	2.475	-0.015
56	3.047	2.5125	-0.5345
56.3	2.67	2.542	-0.128
57	2.52	2.625	0.105
61	2.964	2.52	-0.444
63.7	3.643	3.487	-0.156
65	3.713	3.655	-0.058
69	4.391	4.248	-0.143
76.1	6.187	5.4	-0.787
143.2	29.261	23.445	-5.816

7.2 Výsledky simulace pro Křemelnou

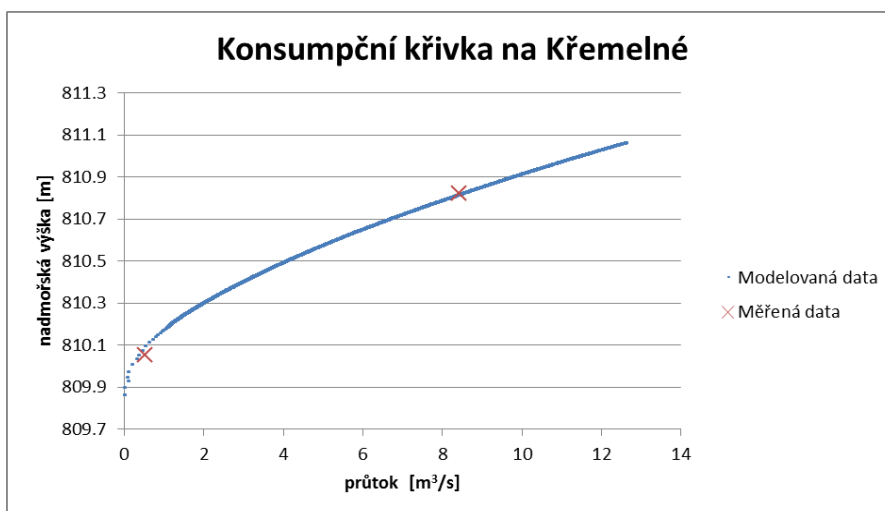
Celkový modelovaný úsek je zobrazen na obr. 7.8 a konsumpční křivka vytvořená modelem je znázorněna na obr. 7.9. Vzhledem k tomu, že od okamžiku založení nové řady měření, po tom co bylo instalováno nové ultrazvukové čidlo, jsou k dispozici pouze dva měřené průtoky, je modelovaná křivka poměrně přesná ve vztahu k těmto bodům, ale pouze následná měření mohou potvrdit nebo vyvrátit, jestli modelované hodnoty odpovídají skutečnosti. Protože je však profil stabilní a bez výraznějších struktur, které by měnily podmínky proudění, křivka by nemusela být výrazně odlišná. Největší odchylku bude pravděpodobně vytvářet vzduší hladiny na soutoku Prášilského potoka a Křemelné. Zvýšení hladiny na soutoku snižuje celkový sklon hladiny a také ovlivňuje rychlost proudění. Záleží tedy na objemu vody, která přitéká z Prášilského potoka. Pro přesnější modelaci takové situace by však bylo potřeba vytvořit komplexnější analýzu obou toků a také použití vícerozměrného modelu. V tab. 7.2 jsou zobrazeny vodní stavy pro měřené a simulované průtoky a jejich porovnání.

Tab. 7.2: Porovnání měřených a modelovaných průtoků pro měřené vodní stavy na Křemelně

Vodní stav [cm]	Měřené hodnoty průtoku [m ³ /s]	Modelované hodnoty průtoku [m ³ /s]	Odchylka průtoku [m ³ /s]
35	0.53	0.199	-0.331
112	8.417	8.481	0.064



Obr. 7.8: Modelovaný úsek Křemelně



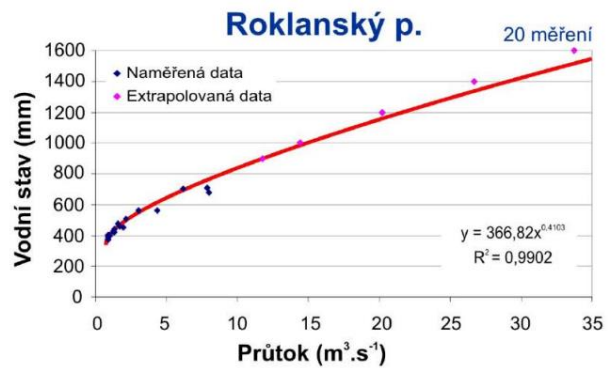
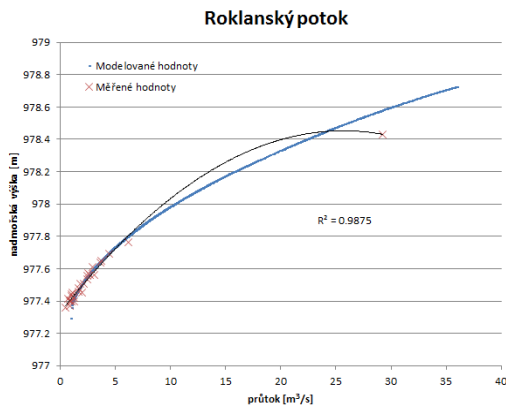
Obr. 7.9: Srovnání výsledků modelu a měřených hodnot na Křemelně

8. Diskuze a zhodnocení výsledků

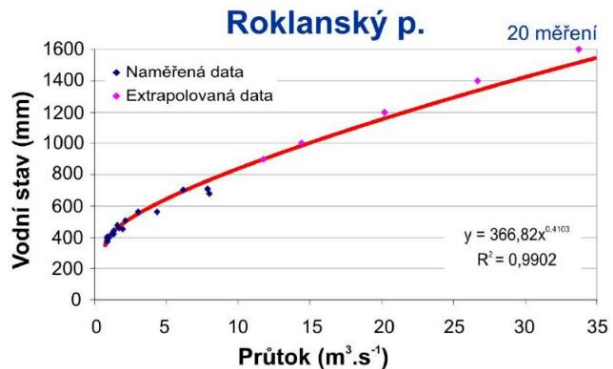
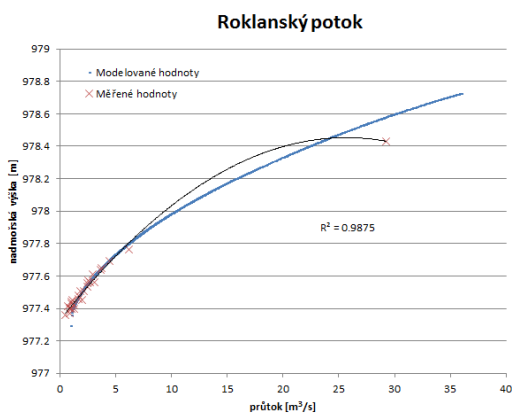
8.1 Hodnocení konsumpčních křivek

Zhodnocení profilů KFGG proběhlo pomocí zobrazení funkce s nejvyšší mírou spolehlivosti. Na Roklanském potoce v Modravě a Křemelné následně proběhlo hydrologické modelování pomocí 1D modelu MIKE 11. Díky pracím Čurdy (2009), Fialové (2012) a Kaiglové a Langhammera (2014), lze porovnat stav některých profilů. Čurda (2009) ve své práci použil pro výpočet vysokých průtoků metodu matematické extrapolace, založené na principu proložení již vytvořené konsumpční křivky polynomem n -tého stupně a následné extrapolaci. Fialová (2012) provedla na vybraných profilech extrapolaci pomocí hydraulického výpočtu. Kaiglová a Langhammer (2014) použili modelovací program MIKE 11.

Na Roklanském potoce udává Čurda (2009) křivku, která má lineárnější průběh v extrapolovaných hodnotách v porovnání s konsumpční křivkou modelovanou v této práci. Protože nebyly v datech detekovány výrazné změny, které by ovlivnily místo měření, lze tyto křivky porovnávat. Kamenité až balvanité dno profilu má vliv zejména na nízké průtoky, což způsobuje větší nárůst vodního stavu oproti průtoku. Při vodním stavu vyšším než 1 m jsou však tyto nepravidelnosti v korytě zatopené a od tohoto bodu lze pozorovat v obou případech téměř rovnou křivku, která je výrazem především pravidelného obdélníkového tvaru průtočného profilu. Při vyšších vodních stavech má velký význam změna sklonu hladiny. Při běžném vodním stavu je sklon obvykle nižší v porovnání se sklonem hladiny během povodně, což je způsobeno vyšší rychlostí proudění. Během poklesu se však rychlost snižuje a tím se mění sklon. V takovém případě hovoříme o hysterezi, která byla v této práci detailně popsána. Zachycení hystereze však vyžaduje průběžné měření během celé povodňové události. Na obr. 8.1 a 8.2 je porovnání křivek s rozdílnými sklony s křivkami v práci Čurdy (2009).



Obr. 8.1: Porovnání modelované křivky a měřených dat pro sklon hladiny 0.6941° (vlevo) s křivkou od Čurdy (2009)(vpravo)

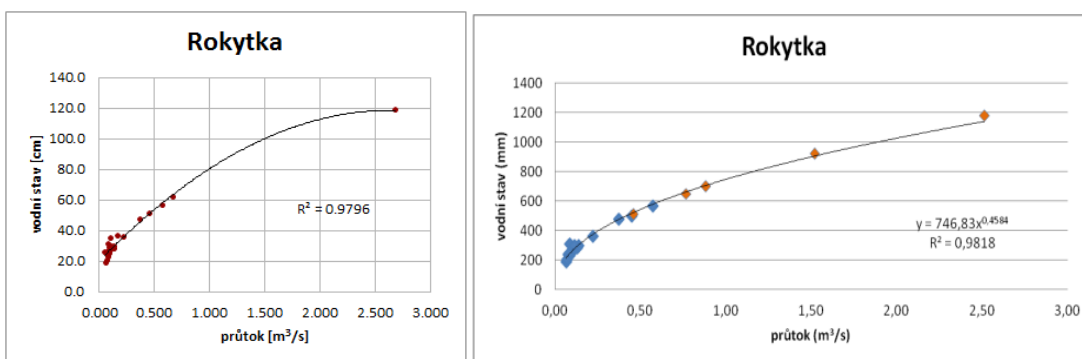


Obr. 8.2: Porovnání modelované křivky a měřených dat pro sklon hladiny 2.195° (vlevo) s křivkou od Čurdy (2009) (vpravo)

Celkové výsledky hydrologického modelování ukazují, že nízké hodnoty jsou spíše podhodnoceny oproti měřeným průtokům a vysoké průtoky naopak nadhodnocovány. Jako hlavní vlivy, které určují tvar konsumpční křivky, jsou v tomto případě sklon hladiny a drsnost jednotlivých částí profilu. Kulminační průtok 35,98 m³/s pro simulovanou povodeň se sklonem hladiny 0.6941° má vodní stav 172,6 cm a pro sklon hladiny 2.195° má hodnotu 157,3 cm, což mnohem lépe odpovídá povodňovému průtoku měřenému pomocí ADCP. Protože však měření tohoto průtoku neprobíhalo přímo v místě měřicího profilu, ale výše proti proudu, kde byla celková hodnota získána součtem 3 měřených oblastí v různém stádiu rozlivu v inundaci, je velmi pravděpodobné, že skutečný průtok se liší od měřené hodnoty.

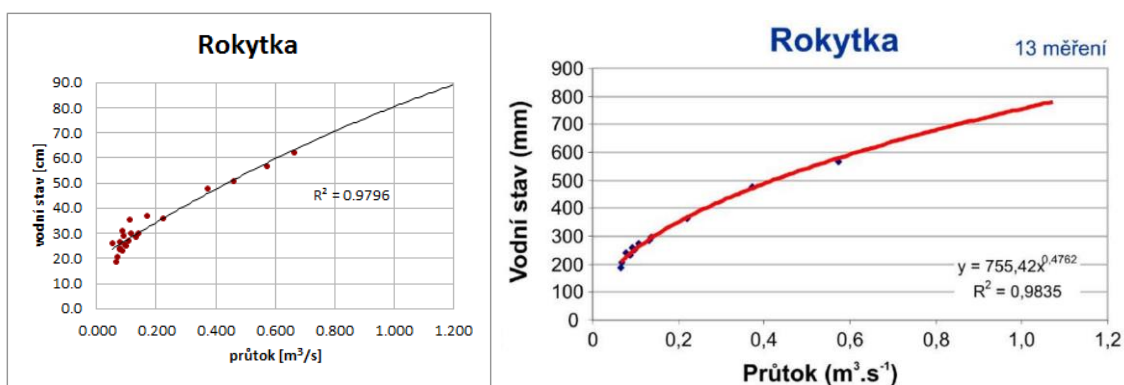
Extrapolace na Rokytce provedená Fialovou (2012) ukazuje, že v tomto profilu lze pomocí zhodnocení hydraulických podmínek poměrně spolehlivě určit vodní stav v neměřených hodnotách. Nejvyšší měřená hodnota průtoky z prosince 2015 se blíží nejvyšší hodnotě

vypočítané Fialovou (2012). Průběh křivek je však rozdílný především z důvodu, že nejvyšší hodnotu spolehlivosti pro řadu dat použité v této práci vykazovala polynomická funkce. Použití této funkce však znamená, že při určitém vodním stavu nastává v průběhu křivky změna.



Obr. 8.3: Porovnání konsumpčních křivek na Rokytkce - současná data vlevo, data Fialová (2012) vpravo (modré body jsou měřené hodnoty, žluté body jsou dopočítané)

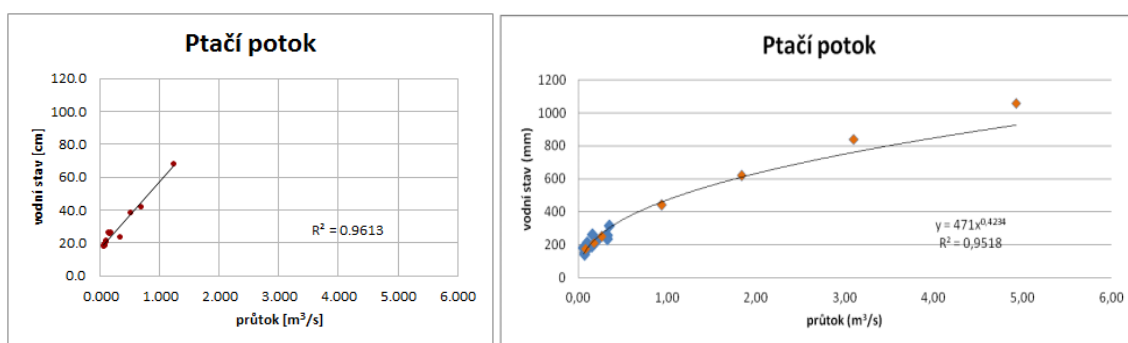
Při porovnání současné křivky a křivky vytvořené Čurdou (2009), lze v obou případech pozorovat podobný tvar. Na tomto profilu byl zachycen prosincový povodňový průtok (vodní stav 118,6 cm s průtokem 2,681 m³/s), ale kvůli nastavení stejných parametrů vodorovné a svislé osy pro potřeby porovnání, zde není vyobrazen. Křivka je však protažena až do tohoto bodu. Tento profil tedy vykazuje stejné podmínky od počátku měření a obě křivky udávají vysokou míru spolehlivosti. Tato konsumpce tedy může být doporučena pro odečítání průtoků z vodních stavů. Dodatečná měření mezi prvním a druhým průtokem jsou však nutné pro identifikaci změny průběhu křivky.



Obr. 8.4: Porovnání konsumpčních křivek na Rokytkce – současná data vlevo, data Čurda (2009) vpravo

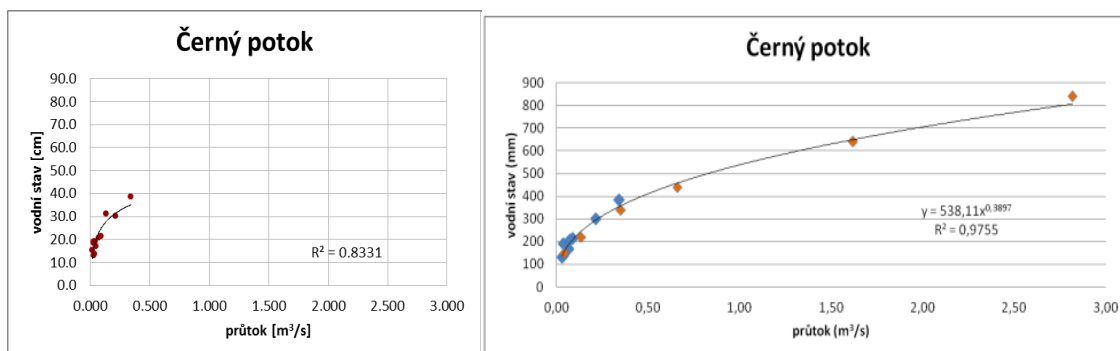
Při měření povodňového průtoku na Rokytce bylo za hrází klauzy napuštěno jezero a vyšší vodní stav už tedy nebude zaměřen. Je však možné, že s rostoucí výškou hladiny za hrází se bude zvyšovat průtok.

Na Ptačím potoce byla také zaměřena hodnota povodňového průtoku, která ukazuje, že hydraulický výpočet zde vůbec neodpovídá. To však může být způsobeno předpokládanou změnou profilu v roce 2010, kterou odhalila výrazná nehomogenita dat pro předcházející období v porovnání s daty po roce 2010, která jsou použita v této práci. Z tohoto důvodu do srovnání není zahrnuta konsumpční křivka vytvořená Čurdou (2009). Data použitá Fialovou (2012) jsou v období 2006-2012 a je tedy pravděpodobné, že změna profilu nemusela být z údajů v tomto období patrná. Měřené průtoky použité Fialovou (2012) mají navíc pouze nízké hodnoty, což zvyšuje nejistotu výpočtu vysokých průtoků a extrapolace se v tomto případě ukazuje jako neodpovídající skutečnosti.



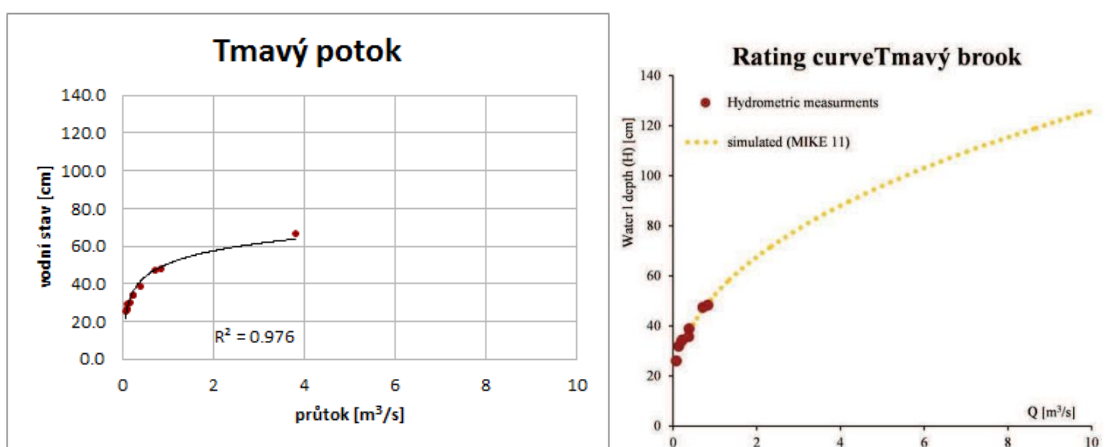
Obr. 8.5: Porovnání konsumpčních křivek na Ptačím potoce - současná data vlevo, data Fialová (2012) vpravo (modré body jsou měřené hodnoty, žluté body jsou dopočítané)

V případě Černého potoka nebyl zaměřen průtok během povodně, a tedy chybí porovnání extrapolovaných a měřených hodnot. Ačkoliv má konsumpční křivka vykreslená z dosavadních měření nízkou spolehlivost (R^2 0,8331), její průběh se shoduje s tvarem, který získala Fialová (2012) při extrapolaci hydraulickým výpočtem. Zaměřený vysoký vodní stav může potvrdit platnost této křivky.

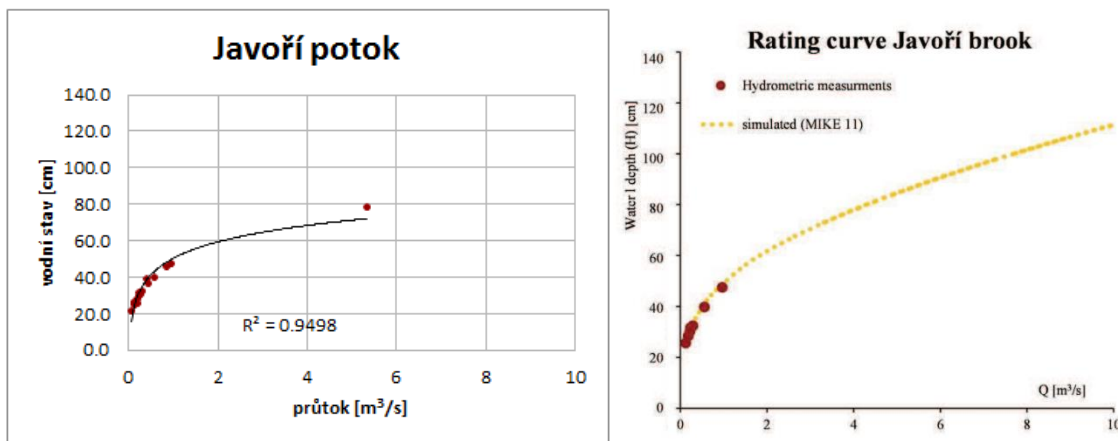


Obr. 8.6: Porovnání konsumpčních křivek na Černém potoce - současná data vlevo, data Fialová (2012) vpravo (modré body jsou měřené hodnoty, žluté body jsou dopočítané)

Ve studii Kaiglové a Langhammera (2014) byla provedena extrapolace měrných křivek v profilech Tmavého a Javořího potoka pomocí hydrologického modelu MIKE 11. Porovnání konsumpčních křivek Tmavého a Javořího potoka je znázorněno na obr. 8.7 a 8.8. Zaměřené povodňové průtoky z prosince 2015 ukazují, že výsledek hydrologického modelu je výrazně nadhodnocen oproti skutečnému průtoku. To však může být způsobeno extrapolací do velmi vysokých průtoků při použití měření s malými hodnotami průtoků. V době publikování této studie (Kaiglová, Langhammer, 2014) nebyla žádná vysoká měřená hodnota, kterou by bylo možné použít pro kalibraci křivky pro vyšší vodní stavy.



Obr. 8.7: Porovnání konsumpčních křivek na Tmavém potoce - současná data vlevo, data Kaiglová a Langhammer (2014) vpravo



Obr. 8.8: Porovnání konsumpčních křivek na Javořím potoce - současná data vlevo, data Kaiglová a Langhammer (2014) vpravo

Hodnocení výsledků simulace povodňové události a extrapolace konsumpční křivky na Křemelně je obtížné z důvodu malého počtu terénních měření, které by bylo možné

použit pro kalibraci v celkovém rozsahu modelované situace. Hydrologické modelování na Křemelné má význam spíše pro následující měření, která určí správnost průběhu konsumpční křivky. Hodnota měřeného nízkého průtoku je podhodnocena modelovanými daty a hodnota povodňového průtoku leží v těsné blízkosti modelované křivky. Tento profil však bude vždy ovlivňován přítokem Prášilského potoka. V závislosti na objemu vody z přítoku se bude měnit sklon hladiny a modelování těchto podmínek tedy vyžaduje komplexnější průzkum obou toků a využití vícerozměrného hydrologického modelu. Tuto křivku lze doporučit k používání pouze za předpokladu, že si je uživatel vědom úskalí, která tato konsumpce má.

Další profily, které hodnotil Čurda (2009) z různých důvodů není možné použít ke srovnání. Modravský a Filpohutský potok mají novou konsumpční křivku od roku 2014, na Březnickém potoce došlo v roce 2013 k výměně záznamové jednotky, která změnila konsumpční křivku, a na Cikánském a Černoorském potoce pravděpodobně došlo ke změně profilu v různých obdobích po roce 2009 a tedy data před touto změnou nejsou zahrnuta do analýzy v této práci.

8.2 Hodnocení hydrologického modelování

Celková úspěšnost výsledků hydrologického modelování závisí z velké části na vstupních datech, jak bylo zmíněno v této práci. Údaje použité pro tvorbu modelu byly získány terénním měřením. Data o průtocích byla získána pomocí hydrometrické vrtule, Flow Trackeru (FT) nebo ADCP a údaje o tvarech koryta a profilů byly zaměřeny pomocí totální geodetické stanice. Drsnost koryta byla stanovena dle aktuální situace během terénního měření. Hodnoty Manningova n byly určeny z tabulek, které uvádí Chow (1959) a jsou běžně používané v hydrologické praxi. Každý profil se skládal z více částí s rozdílnými drsnostmi a pro každý bod byla tedy určena odpovídající hodnota. Pro určení okrajových podmínek, vytvoření časových řad a simulaci povodňové vlny byla použita situace z prosince 2015, kde byly zaměřeny průtoky na některých profilech KFGG.

Modelování hydrologických procesů v sobě zahrnuje velké množství parametrů, které mají častokrát různou míru nepřesnosti. Burnham a Davis (1990) popisují vliv těchto chyb na výpočet průtoku. Pro získávání dat o průtocích na jednotlivých měřicích profilech byly použity hydrometrická vrtule, Flow Tracker (FT) nebo ADCP. Všechny tyto přístroje jsou vhodné pro aplikaci v přírodních tocích, ale mají své limity. Nejdůležitější podmínka pro použití FT je směr proudění. Zvláště při nízkých vodních stavech, kdy se výrazněji

uplatňují nerovnosti dna, je třeba pečlivě vybrat místo pro provedení měření, aby se v něm nevyskytovaly žádné lokální změny proudění. ADCP se uplatňuje nejvíce na větších vodních tocích, protože potřebuje pro měření hloubku minimálně 0,2 m. Zvláště u menších koryt tedy může vzniknout určitá nepřesnost ve stanovení průtoku, pokud je proměřena pouze malá část profilu a zbytek je dopočítán automaticky pomocí rovnic zadaných v systému. Stejně jako FT, tak i ADCP vyžaduje co nejstabilnější rovnoměrné proudění. Výsledky studie Mueller et al. (2007) ukazují, že rychlosti proudění měřené v blízkosti ADCP, jsou narušeny, stejně jako rychlost proudového pole. V této studii je udán rozsah ovlivnění od více než 25% do vzdálenosti 5 cm od snímačů, na méně než 1% při přibližně 50 cm od snímače pro simulované scénáře. Rovnoměrnost proudění tedy přispívá k větší přesnosti měření průtoků pomocí ADCP. Gunawan et al. (2009) však poukazuje, že měření pomocí ADCP na menších tocích je možné, pokud se věnuje dostatek pozornosti následné korekci dat v programu.

Pro zjištění topografie modelovaného úseku byla použita totální geodetická stanice, která zajišťuje velmi přesné zaměření lokálních bodů. Rozsah zaměřovaných bodů v měřicích profilech byl však větší než je používán při měření průtoků pomocí FT nebo hydrometrické vrtule. To může mít vliv na modelované nízké průtoky. Protože však měřené hodnoty na Roklanském potoce vykazují odchylky na obě strany od modelované křivky a na Křemelné je pouze jedno měření s nízkým průtokem, nelze jednoznačně prokázat toto tvrzení. V případě, že by modelované území bylo větší, než by bylo možné zaměřit pomocí terénního měření, je možné využít satelitního snímání, letecké fotogrammetrie nebo digitálního modelu terénu. Čím je zdroj dat detailnější, tím přesnější může být i následná simulace modelu. Záleží také na velikosti modelovaného toku, aby rozlišení snímků nebo modelu terénu bylo odpovídající.

Výsledky také ovlivňuje volba modelu. V této práci byl použit hydrologický model MIKE 11. Pro srovnání lze použít modelovací systém HEC-2, který má podobné funkce a využití. Hlavním cílem obou programů je simulace vztahu vodního stavu a průtoku. Základní předpoklady pro použití HEC-2 jsou ustálenost proudění a jeho postupná změna, jednorozměrný průtok (rychlost v jiném směru než je směr proudění není započtena) a říční kanál s malým sklonem. Ahmad a Simonovic (1999) však uvádějí, že právě podmínka ustáleného proudění je hlavní omezení, které HEC-2 má. MIKE 11 však umí modelovat i podmínky při neustáleném proudění.

Většina 2D modelů bude ve srovnání s 1D modely vyžadovat značné množství času a dat (topografie) pro vytvoření a průběh analýzy. 2D modely však mohou poskytnout lepší popis profilů průtoku a hladiny vody, rychlosti a proudění. Celková přesnost by měla být srovnatelná, avšak podrobný dvoudimenzionální model by měl poskytovat lepší výsledky. Ve své studii však Ahmad a Simonovic (1999) udávají přesnější hodnoty získané pomocí 1D modelu (tab. 8.1). Je tedy důležité posoudit, jaké data a s jakou přesností potřebují zjistit a v závislosti na tom vybrat příslušný model.

Tab. 8.1: Porovnání měřených a modelovaných hodnot vodního stavu kulminace (Ahmad a Simonovic, 1999)

Location	Recorded Peak (ft)	Modeled Peak MIKE 11	Modeled Peak MIKE 21	Difference 3-2 (ft)	Difference 4-2 (ft)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Main River					
Ste. Agathe	776.5	776.2	776.3	-0.3	-0.2
Ste. Adolphe	772.5	772.5	771.6	0	-0.9
Floodway Inlet	771.5	771.5	770.4	0	-1.1
Floodplain					
Near Ste. Agathe	779.6	779.6	779.3	0	-0.3

Existují však určité aspekty modelování, které nemohou být vyřešeny pomocí 1D modelu. Tyto aspekty jsou např. stanovení průtokové cesty povodňové vlny, rychlosti a proudění v záplavových územích kolmém k průtoku v hlavní řeky, a stanovení záplavových oblastí na základě topografie. V těchto konkrétních případech je nutné použít vícerozměrný model.

Závěry mé práce jsou totožné s tvrzením Lang et al. (2010), že pro hlubší pochopení fyzikálních mechanismů při povodních je doporučeno použít multidisciplinární přístup. Extrapolace konsumpčních křivek lze jen těžko považovat za prostou extrapolaci křivky podle údajů pro průtok, protože může dojít k nespojitosti ve vztahu průtoku a vodního stavu při povodni mimo dosah měřených hodnot. Hydraulické modelování poskytuje nadějný přístup předvídat takové změny s ohledem na prostředí kolem měřicí stanice.

9. Závěr

Tato diplomová práce se zabývá problematikou stanovení konsumpčních křivek a jejich extrapolací do neměřených povodňových průtoků. Konsumpční křivky jsou důležitým hydrologickým nástrojem, protože v závislosti na těchto křivkách jsou odečítány průtoky z dat, které získávají automatické měřicí stanice. Pro modelování povodňové situace byl použit 1D hydrologický model MIKE 11, který je pro tento způsob simulace dostačující.

Výsledky pro Roklanský potok ukazují, že konsumpční křivka pro simulované hodnoty odpovídá měřeným průtokům ve střední části křivky. Pro nižší stavy má tendenci spíše podhodnocovat údaje o průtocích a pro vyšší vodní stavy tyto údaje nadhodnocuje. Hlavní příčinou tohoto jevu může být změna sklonu hladiny při nízkém či středním průtoku v porovnání s povodňovým průtokem.

Konsumpční křivka pro profil na Křemelné byla vytvořena podle dostupných měřených dat. Vzhledem k tomu, že od vytvoření nové řady měření průtoků, jsou dispozici pouze dva údaje, byla její kalibrace pouze informační. Přesto může tato konsumpce posloužit jako základ pro následující měření a v průběhu doby lze upravovat její tvar, aby co nejvíce odpovídal reálným hodnotám.

Dnes existuje množství hydrologických modelovacích programů, které se v průběhu doby stále častěji používají v hydrologii pro různé analýzy jednotlivých dílčích aspektů hydrologické praxe. Tvorba a úprava konsumpčních křivek je jedním ze základních činností, kde tyto programy nacházejí své uplatnění.

Možnost navázání na tuto diplomovou práci vidím především v rozšíření zájmového území a použití vícerozměrného modelovacího programu, který sice vyžaduje více vstupních parametrů, ale při správném nastavení celého modelu udává podrobnější výsledky.

10. Zdroje

AHMAD, S., SIMONOVIC, S. P. (1999): Comparison of One-Dimensional and Two-Dimensional Hydrodynamic Modeling Approaches For Red River Basin. Canada, Natural Resources Institute, 51 s.

BECKER, A. SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. Geneva, WMO Operational Hydrology Report No 34, s. 80

BRACA, G. (2008): Stage-discharge relationships in open channels: Practices and problems. Agency for Environmental Protection and Technical Services, s. 32, ISBN 978–88–8443–230–8

BRAS, R. L., (1990): Hydrology, an Introduction to Hydrologic Science. Addison Wesley, s. 643

BURNHAM, M. W., DAVIS, D. W. (1990): Effects of data errors in computed steady-flow profiles. J. Hydraul. Engng 116, s. 914–928

COSTA, J. E., CHENG, R. T., HAENI, F. P., MELCHER, N., SPICER, K. R., HAYES, E., PLANT, W., HAYES, K., TEAGUE, C., BARRICK, D. (2006): Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods, Water Resour. Res., 42, s. 14.

CUNGE, J. A., HOLLY, F. M., Jr., VERWEY, A. (1980): Practical aspects of computational river hydraulics. Pitman Advanced Publishing Program, Boston. 420 S.

ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) (2015): Zpráva o povodni v povodí horní Vltavy, České Budějovice, 22 s.

ČURDA, J. (2009): Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. Diplomová práce. PřF UK, KFGG, Praha, 149 s

DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J. (2002): Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZÚ, Praha, s. 214

DHI (Danish Hydraulic Institute) (1985): Introduction to the SHE-European Hydrologic System, Horsholm.

- DI BALDASSARRE, G., CLAPS, P. (2011): A hydraulic study on the applicability of flood rating curves. *Hydrol. Res.* 42, s. 10-19
- FIALOVÁ, P. (2012): Srovnávací analýza odtoku v experimentálních povodích horní Otavy. Bakalářská práce. PřF UK, KFGG, Praha, 71 s.
- FRANCHINI, M., LAMBERTI, P. DI GIAMMARCO, P. (1999): Rating curve estimation using local stages, upstream discharge data and a simplified hydraulic model. *Hydrol. Earth System Sci.* 3, s. 541– 548.
- FREAD, D. L. (1973): Technique for implicit dynamic routing in rivers with tributaries. *Water resources, Res.* 9, s. 918-926
- FREAD, D. L. (1984): Dam break flood forecasting model (DAMBRK), user manual. National Weather Service, Springfield, Md.
- FUJITA, I., M. MUSTE, M., KRUGER A. (1998): Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications, *J. Hydraul. Res.*, 36(3), s. 397 – 414.
- GUNAWAN, B., STERLING, M. KNIGHT, D. W. (2010): Using an acoustic Doppler current profiler in a small river. *Water & Environment Journal.* vol. 24, Issue 2, s. 147-158
- HAYDEN, H. W., MOFFATT, W. G., WULFF, J. (1986): The structure and properties of materials: mechanical behaviour. Vol. III, Wiley Eastern Limited, New Delhi. s. 247
- HENDERSON, F. M. (1966). *Open channel flow.* Macmillan, New York. s. 522
- HERSCHY, R. (1993): The stage–discharge relation. *Flow Meas. Instrum.* 4, s. 11–15.
- HERSCHY, R. W. (2009): *Streamflow Measurement,* Chapman & Hall, Third Edition, s. 536
- CHEN, C. (1991): Unified theory on power laws for flow resistance, *J. Hydraul. Eng.*, 117, 3, s. 371–389
- CHOW, V. T. (1959): *Open-channel hydraulics.* McGraw-Hill, Tokyo, 680 s.
- CHOW, V. T. (1964): *Handbook of Applied Hydrology.* New York: McGraw Hill. 1376 s.

CHOW, V. T., MAIDMENT, D., MAYS, L. W. (1988): Applied Hydrology. McGraw Hill, s. 572

ISO (1998): Measurement of liquid flow in open channels - Part 2: Determination of the stage–discharge relation. ISO 1100–2: 1998

JARRET, R. D. (1987): Errors in slope-area computations of peak discharges in mountain streams. J. Hydrol. 96, s. 53–67

JENÍČEK, M. (2014): Klasifikace hydrologických modelů. Praha, studijní materiál pro potřeby posluchačů předmětu „Modelování hydrologických procesů“, 6 s.

KABELKA, T. (2013): Možnosti odvození průtoků vysokých vodních stavů na vybraných profilech KFGG, Bakalářská práce. PřF UK, KFGG, Praha, 67 s.

KAIGLOVÁ, J., LANGHAMMER, J. (2014): Numerical modelling of gravel remobilization competence in mountain stream. In: Hudec, M., Csáky, A., 2014. Scientia Iuvenis, UKF, Nitra, s. 208-216.

KEAN, J. W., SMITH, J. D. (2005): Generation and verification of theoretical rating curves in the Whitewater River basin, Kansas. J. Geophys. Res. 110, s. 17

KIBLER, D. F. (1982): Desktop Methods for Urban Stormwater Calculation. Chapter 4. In D. F. Kibler (eds.) Urban Stormwater Hydrology, Water Resources Monograph 7, American Geophysical Union, Washington, DC. s. 265

LAMBIE, J. C. (1978): Measurement of flow-velocity-area methods. In: Hydrometry: Principles and Practices. 1st edn. (R. W. Herschy, ed.), s. 1–52.

LANG, M., POBANZ, K., RENARD, B., RENOUF, E., SAUQUET, E. (2010): Extrapolation of rating curves by hydraulic modelling, with application to flood frequency analysis. Hydrol. Sci. J. 55(6), s. 883–898.

MENENDEZ, A. N., NORSCINI, R. (1982): Spectrum of shallow water waves: An analysis. J. Hydr. Div., ASCE, 108(1), s. 75–94.

MISHRA, S. K., SETH, S. M. (1996): Use of hysteresis for defining the nature of flood wave propagation in natural channels. Hydrological Sci., 41(2), s. 153–170

- MISHRA, S. K., JAIN, M. K., SETH, S. M. (1997): Characterization of flood waves by rating curves. *J. Nordic Hydro.*, 28(1), s. 51–64.
- MISHRA, S. K., SINGH, V. (1999): Hysteresis-Based Flood Wave Analysis. *J. Hydrol. Eng.*, vol. 4, s. 358-365.
- MUELLER, D, ABAD, J, GARCIA, C, GARTNER, J, GARCIA, M, OBERG, K. (2007): Errors in Acoustic Doppler Profiler Velocity Measurements Caused by Flow Disturbance: *Journal of Hydraulic Engineering*, 133, 12, s. 1411-1420
- MUSTE, M., LEE K. (2013): Hysteresis in River Discharge Rating Curves. Madrid, IIHR-Hydroscience & Engineering, conference presentation
- NWS. (1981): The NWS dam-break flood forecasting model: Users manual. National Weather Service, Davis, Calif. s. 27
- OBERG, K. A., MORLOCK, S. E., CALDWELL, W. S. (2005): Quality-assurance plan for discharge measurements using acoustic Doppler current profilers, U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep., s. 1 – 35.
- PERUMAL, M., SHESTHA, K. B. CHAUBE, U. C. (2004): Reproduction of hysteresis in rating curves. *J. Hydraul. Engng* 130(9), s. 870–878.
- PETERSEN-OVERLEIR, A. (2014): Some challenges in hygrometry. *La Houille Blanche*, 4, s. 53-56.
- PLANT, W. J., KELLER W. C., HAYES, K., SPICER, K. R. (2005): Streamflow properties from time series of surface velocity and stage, *J. Hydraul.Eng.*, 131(8), s. 657–664.
- PONCE, V. M., SIMONS, D. B. (1977): Shallow wave propagation in open channel flow. *J. Hydr. Div., ASCE*, 103(12), s. 1461–1476.
- QUICK, M. C. (1991): Reliability of flood discharge estimates. *Can. J. Civ. Engng* 18(4), s. 624–630.
- RAMIREZ, J. A. (2000): Prediction and Modeling of Flood Hydrology and Hydraulics. Chapter 11 of *Inland Flood Hazards: Human, Riparian and Aquatic Communities* Eds. Ellen Wohl; Cambridge University Press. s. 293-333

- RANTZ, S. E. (1982): Computation of discharge. U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap., s. 2175.
- REITAN, T., PETERSEN-OVERLEIR, A. (2009): Bayesian methods for estimating multi-segment discharge rating curves Stoch. Environ. Res. Risk Assess. 23, s. 627-642
- RUTSCHMANN, P., HAGER, W. H. (1996): Diffusion of flood waves. J. Hydro., Amsterdam, 178, s. 19–32.
- SHERMAN, L. K. (1932). Streamflow from Rainfall by the Unit Graph Method. Eng. News Rec., 108, s. 501-505
- SCHMIDT, A. R. GARCIA, M. H. (2003): Theoretical examination of historical shifts and adjustments to stage–discharge rating curves. ASCE Conf. Proc. 118, s. 233
- SIMPSON, M., OLTMANN, R. (1990): Acoustic Doppler discharge-measurement system. San Diego. Conference paper, s. 903-908
- SIVAPRAGASAM, C., MUTTIL, N. (2005): Discharge Rating Curve Extension – A New Approach. Water Resources Management, 19, 5 , s. 505-520
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): Snow and glacier hydrology. Kluwer Academic Publishers, Boston, Water Science & Technology Library, s. 756
- SINGH, V. P. (1988): Hydrologic Systems, vol. I: Rainfall–Runoff Modeling. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA. s. 960
- SINGH, V. P., (1989). Hydrologic Systems. Watershed Modeling. Volume II. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, s. 320
- SIVAPRAGASAM, C., MUTTIL, N. (2005): Discharge Rating Curve Extension – A New Approach. Water Resources Management, 19, 5, s. 505-520
- SMAKHTIN, V. U. (2001): Low flow hydrology: a review. J. Hydrol. 240, s. 147-186
- SONTEK (2010): RiverSurveyor S5/M9 System Manual, San Diego, 115 s.
- SUBRAMANYA, K., 1984, Engineering Hydrology, Tata McGraw Hill, New Delhi. s. 392

VENETIS, C. (1970): A note on the estimation of the parameters in logarithmic stage-discharge relationships with estimation of their error. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol. 15, s. 105-111

VOLTA-HYCOS (2007): Training session on calibration of rating curves, Accra, s. 18

WMO (1980): Manual on Stream Gauging, Vols I and II. Operational Hydrology Report no. 13, WMO-No. 519. Geneva: World Meteorological Organization.

WMO (2009): Guide to Hydrological Practices Volume II: Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. Geneva, s. 302

Mapové podklady

ČÚZK – ČESKÝ ÚŘAD ZEMĚMĚŘICKÝ A KATASTRÁLNÍ (2014): Data z mapového serveru přístupná online z < <http://geoportal.cuzk.cz> >.