

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra plánování krajiny a sídel

**Hodnocení geomorfologické klasifikace podhorských
toků v modelové oblasti Podorlicka**

Diplomová práce

Vedoucí práce: Ing. Martin Sucharda

Diplomant: Bc. Kryštof Dolejší

© 2021 ČZU v Praze

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Kryštof Dolejší

Zemědělská specializace
Krajinné a pozemkové úpravy

Název práce

Hodnocení geomorfologické klasifikace podhorských toků v modelové oblasti Podorlicka

Název anglicky

Evaluation of geomorphological classification of foothill streams in the model area of Podorlicko

Cíle práce

Hydromorfologie podhorských toků je v prostředí České republiky relativně neprozkoumaným tématem. Stávající poznání se i v zahraničí soustředilo především na meandrující toky širokých niv, nebo vysoko-splaveninové toky horských oblastí. Objasnění hydromorfologického procesu povede ke zlepšení inženýrských aplikací, při revitalizacích a přírodě blízkých úpravách vodních toků.

Cíle práce:

1. Komplexní zmapování a vyhodnocení vybraných úseků vodních toků
2. Shromáždění a vyhodnocení dalších přírodovědných, technických a kulturních poznatků týkajících se vybraného vodního toku
3. Podrobný popis geomorfologie přírodních úseků vodního toku
4. Kritické srovnání se stávajícími světovými i českými typologiemi vodních toků
5. Objasnění hlavních dějů hydromorfologického procesu
6. Návrh na zlepšení typologie v rozsahu zkoumaného GMF typu

Metodika

Provedte podrobné hydromorfologické mapování a vyhodnocení vybraného vodního toku. Pro práci využijte stávající hydromorfologické typologie a metodiku: „Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření“ (MŽP, 2008).

Shromážděte podkladové údaje o vodním toku a jeho povodí. Identifikujte přírodní úseky, proveďte podrobné hydromorfologické vyhodnocení. Podrobně popište charakter vodního toku, identifikujte klíčové parametry a jevy. Navrhněte metodiku srovnávací analýzy se stávajícími hydromorfologickými typologiemi. Navrhněte rozšíření nebo úpravu typologií ve zkoumaném rozsahu typu podhorského vodního toku.

Doporučený rozsah práce

50 stran, přílohy ve formě map, výkresů a schémat

Klíčová slova

hydromorfologie, fluvialní typologie, vodní tok, říční vzor, geomorfologický typ, revitalizace vodních toků

Doporučené zdroje informací

FRYIRS, K A. – BRIERLEY, G J. *Geomorphic analysis of river systems : an approach to reading the landscape.* Chichester, West Sussex, UK ; Hoboken, NJ: Wiley, 2013. ISBN 9781405192743.

JUST, T. Revitalizace vodního prostředí. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, 2003. 144 s. ISBN 8086064727.

ŠINDLAR, Miloslav. Geomorfologické procesy vývoje vodních toků. Část I., Typologie korytotvorných procesů. Vyd. 2. Hradec Králové: Sindlar Group, 2012. 148 s. ISBN 9788025424452.

Věstník MŽP XVIII/11, listopad 2008, dostupné (citace 25.3.2018):

http://www.opzp2007-2013.cz/soubor-ke-stazeni/46/13885-zjednodusena_metodika.pdf

Předběžný termín obhajoby

2020/21 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Martin Sucharda

Garantující pracoviště

Katedra plánování krajiny a sídel

Elektronicky schváleno dne 5. 3. 2021

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 6. 3. 2021

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 30. 03. 2021

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou/závěrečnou práci na téma: Hodnocení geomorfologické klasifikace podhorských toků v modelové oblasti Podorlicka vypracoval/a samostatně a citoval/a jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil/a a které jsem rovněž uvedl/a na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědom/a, že na moji diplomovou/závěrečnou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědom/a, že odevzdáním diplomové/závěrečné práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 30. 03. 2021

.....

Poděkování

Mé poděkování patří zejména Ing. Martinu Suchardovi za odborné vedení a praktické rady při konzultacích. Také chci poděkovat svým rodičům za podporu, kterou mi při zpracovávání této práce poskytli.

V Praze dne 30. 03. 2021

.....

Abstrakt

Účel této práce spočívá v hydromorfologické analýze vybraných podhorských toků v modelové oblasti Podorlicka a má několik dílčích cílů, kterými jsou shromáždění nejnovějších poznatků o hydromorfologii podhorských toků, hydromorfologická analýza vybraných přírodních úseků na toku, klasifikace dle platných metodik, posouzení platnosti metodik a navržení vlastní srovnávací analýzy použitelné pro účely klasifikace podhorských toků. Vyhodnocení probíhalo na základě zpracování poznatků získaných při terénním mapování. Posouzení platnosti metodik odhaluje, že různé metody přichází s různými výsledky, které se mohou vlivem místních podmínek zásadně lišit. Není možné určit jednu nejvíce obecně platnou metodiku, avšak pro určení aktuálního stavu podhorských toků se jako nejvíce platná a zároveň relativně snadno použitelná jeví metodika Montgomery-Buffington. Metodika MŽP odhaluje, že žádný ze zkoumaných úseků se nenachází ve stavu dynamické rovnováhy. Pro přehlednější určení stavu podhorských toků je navrženo používání kombinace metodiky MŽP a přístupu metodiky Montgomery-Buffington. Jako doplňkový přístup hodnocení podhorských toků je navržena analýza jednotkového výkonu vodního toku, u které je doporučen další výzkum pro ověření možného využití jako doplňkové klasifikační analýzy k té stávající.

Klíčová slova

Fluviální morfologie, Říční vzory, Vodní toky, Korytové formace

Abstract

The purpose of this diploma thesis lies in hydromorphological analysis of selected foothill streams in the model area of Podorlicko and has several different partial objectives, which are to gather information on the newest discoveries about foothill streams, hydromorphological analysis of natural parts of selected streams, classification based on valid classification systems, relevance assessment of those systems, and proposal of new comparative analysis useful for foothill stream classification. The evaluation was based on information obtained during several field researches. Different classification schemes come up with different results, which can vary highly, based on local conditions and neither approach can be proclaimed as most valid. However the Montgomery-Buffington stream classification appears to be sufficiently accurate and relatively easy to use, thus being the preferred approach to foothill stream classification. The Czech approach of Ministry of Environment reveals, that none of the researched streams are in the state of dynamic balance. For clearer determination of the current stream state was recommended usage of combination of Czech approach and Montgomery-Buffington classification. As a new comparative analysis for foothill streams classification was suggested analysis of unit stream power, where future research could be directed, for verification if this method has a potential to be additional classification analysis to the current one.

Key words

Fluvial morphology, River styles, Watercourses, Instream geomorphic units

Obsah

1	Úvod	1
1.1	Cíle práce	2
2	Horské a podhorské toky	3
2.1	Morfologie svahů a erozní procesy	4
2.2	Klima a hydrologie	5
2.3	Odtok	5
2.4	Hydraulická geometrie	6
2.5	Energie proudící vody	7
2.6	Splaveninový režim	8
2.6.1	Přírozený přenos sedimentů	8
2.6.2	Vztah splavenin k morfologii koryta	9
2.7	Morfologie údolí	10
2.8	Podélný profil	11
2.9	Procesy zařezávání koryta	12
2.10	Knickpointy a rokle	13
2.11	Údolní niva	13
2.12	Záplavy	14
2.13	Morfologie koryta	15
2.14	Korytové formace	17
2.14.1	Utvářené skalní a balvanité jednotky	18
2.14.2	Nánosové jednotky v korytě	20
2.14.3	Nánosové pobřežní jednotky	21
2.14.4	Utvářené jednotky velmi jemného materiálu	21
3	Klasifikace vodních toků	23

3.1	Klasifikace dle Schumma	24
3.2	Klasifikace dle Montgomery – Buffingtona	25
3.2.1	Aluviální toky	26
3.2.2	Koluviální toky	32
3.2.3	Toky na skalním podloží	33
3.2.4	Vynucené morfologie	33
3.2.5	Přechodné morfologie.....	34
3.3	Klasifikace dle Rosgena	35
3.3.1	První úroveň – Geomorfologická charakterizace	37
3.3.2	Druhá úroveň – morfologický popis.....	41
3.3.3	Charakterizace úseků	46
3.4	Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření	47
3.4.1	Korytotvorné procesy	48
3.4.2	Oblast erozních procesů – Hloubková eroze	48
3.4.3	Oblast transportních procesů	49
3.4.4	Oblast akumulčních procesů	50
3.4.5	Oblast erozně-akumulčních procesů.....	51
3.4.6	Postup identifikace GMF typů.....	53
3.5	Očekávaná korespondence mezi metodikami.....	58
4	Praktická část.....	60
4.1	Předmět zkoumání	60
4.2	Pracovní postup	61
4.2.1	Sběr potřebných dat	62
4.3	Geologie, půdní poměry a krajinný pokryv modelové oblasti Orlických hor a Podorlicka.....	64
4.3.1	Geomorfologické členění oblasti.....	64

4.3.2	Půdní poměry oblasti Orlických hor a Podorlicka	66
4.3.3	Krajinný pokryv oblasti Orlických hor a Podorlicka.....	67
4.4	Geomorfologické hodnocení vybraných vodních toků	68
4.4.1	Metuje.....	68
4.4.2	Olešenka	73
4.4.3	Zdobnice	80
4.4.4	Bělá.....	87
4.5	Vyhodnocení platnosti vybraných metodik pro podhorské toky.....	95
4.5.1	Rosgen	95
4.5.2	Montgomery Buffington.....	96
4.5.3	Metodika MŽP.....	98
4.5.4	Srovnání metodik.....	101
4.6	Srovnávací analýza.....	103
4.6.1	Analýza jednotkového výkonu	104
4.6.2	Analýza tečného napětí.....	106
4.6.3	Analýza poměru šířky ku hloubce ve vztahu ke sklonu	108
4.6.4	Návrh nového přístupu k hodnocení podhorských toků.....	110
5	Výsledky.....	112
6	Diskuze	114
7	Závěr.....	116
8	Zdroje	118

1 Úvod

Voda je nedílnou součástí života na Zemi a není proto náhodou, že její kvalita i možnosti je jedním z hlavních témat moderní společnosti, které se věnují instituce a odborníci po celém světě. V Evropské Unii je kvalita podzemní i povrchové vody zajištěna Rámcovou Směrnicí o Vodách 2000/60/ES, která mimo jiné ukládá členským státům povinnost zajistit dobrou hydromorfologickou kvalitu vod. Hydromorfologie jako vědní obor je stále mladá a zejména problematika podhorských toků je v tomto oboru dosud málo prozkoumána. Jedním z prvních kdo popsal hydromorfologický proces byl S. Schumm (1977) a od té doby vzniklo množství dalších přístupů a inovativních myšlenek, které je nutné stále rozvíjet a ověřovat.

Mezi zahraniční typologie, které jsou z hlediska hydromorfologie zásadní a stále aktuální, patří zejména Rosgenovo dílo „Classification of natural rivers“ (1994), dílo autorů Montgomery a Buffington „Channel-reach morphology in mountain drainage basins“ (1997), které slouží pro zhodnocení a kategorizaci aktuálního stavu vodního toku nejen pro podhorské oblasti, a přístup označovaný jako „River styles framework“ (2014), vyvinutý autory Fryirs a Brierley, který shrnuje dosavadní poznatky v ucelený koncept řešení péče o říční systémy. Česká metodika „Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření“ vydána Ministerstvem životního prostředí (2008), hodnotí zejména potenciál dynamické rovnováhy na základě novátorského přístupu hodnocení energie údolí a v České republice se jedná o dokument, na základě kterého probíhá hodnocení toku pro návrhy revitalizačních opatření.

Porozumění chování říčních systémů napomáhá určení efektivního přístupu nejen při revitalizačních opatřeních, ale i při ochraně dosavadních přírodních úseků a jejich zachování pro budoucí generace v souladu se zásadami trvale udržitelného rozvoje. Dosavadní poznatky se soustředí zejména na nízkoenergetické nížinné toky a na vysokoenergetické toky horských oblastí. Na středně energetické toky, kde často dochází k vysokému množství různých korytových procesů je tak možné pohlížet jako na částečně chybějící mezičlánek úplného pochopení hydromorfologických procesů. Doplnění těchto

znalostí a podnícení dalšího výzkumu na toto téma může vést ke zkvalitnění inženýrských prací a péče o vodní toky.

1.1 Cíle práce

V teoretické části této práce je cílem shrnutí dosavadních poznatků týkajících se hydromorfologie a geomorfologie horských a podhorských toků a oblastí. Dále pak shrnutí přístupů vybraných metodik a typologií a identifikace společných a odlišných znaků a jejich kritické srovnání.

Praktická část má několik dílčích cílů, kterými jsou:

- Shromáždění aktuálních poznatků o vybraných podhorských vodních tocích
- Zmapování vodních toků na základě terénního měření, identifikace přírodních úseků a popis hlavních probíhajících dějů v korytě
- Objasnění hydromorfologického procesu podhorských toků
- Hydromorfologická klasifikace přírodních úseků na základě vybraných metodik
- Kritické srovnání platnosti jednotlivých metodik a jejich vzájemného vztahu
- Navrhnout srovnávací analýzu vedoucí k lepšímu rozlišení zkoumaných typologií

Tato práce jako celek má přispět k pochopení chování podhorských toků a poukázat na odlišnosti, přednosti i nedostatky současně používaných přístupů a ověřit jejich platnost ve vztahu k dosavadním poznatkům a vlastním zjištěním. Díky poznatkům získaným terénním průzkumem a dobré znalosti odlišných metodik, pak budou doporučeny inovativní návrhy pro zlepšení stávající české metodiky v oblasti podhorských toků a navrženy možné nové přístupy srovnávacích analýz, které mohou vést ke zlepšení rozlišovacího procesu mezi jednotlivými dosavadními typologiemi říčních vzorů. Cílem této práce je zejména určit možné směry dalších výzkumů týkajících se problematiky podhorských toků.

2 Horské a podhorské toky

Každý z kontinentů má alespoň jeden velký horský region. Hory pokrývají zhruba 52% Asie, 36% Severní Ameriky, 25% Evropy, 22% Jižní Ameriky, 17% Austrálie a 3% Afriky. Horské toky jsou tudíž běžnou součástí našeho světa a jsou prameništěm mnoha významných řek. Vzhledem k prudké topografii horských oblastí, mají horské a podhorské řeky typicky gradient vyšší než 0,002 m/m (2 %) podél větší části toku, často s prudce se měnící typologií jednotlivých úseků vlivem rozmanité topologie těchto oblastí. Důsledkem těchto častých změn je rozdílný hydrologický režim, velikost a frekvence splavenin či různá vodní i rostlinná biota. Významný vliv na režim horských toků má jarní tání sněhu, kdy je typicky vyšší průměrný průtok než po zbytek roku. Možná jedinnou relativně neměnnou vlastností horských toků je jejich vyšší sklon, se kterým souvisí další typické charakteristiky, mezi které patří (Wohl, 2010):

- Erozi odolávající a hydraulicky drsné břehy a dna toku, často spojené s kamenným podložím
- Velmi turbulentní dynamika proudu s častými proměnnými v podobě podkritického a superkritického proudění
- Omezená dodávka jemného sedimentu
- Dnový materiál málo pohyblivý s vysokou mírou resistance
- Velmi sezonní chování ve vztahu k objemu proudění, často způsobené jarním táním ledu a sněhu či vlivem sezónních dešťů
- Velká variabilita podélné geometrie spojená s vysokou variabilitou horského terénu
- Omezený rozvoj záplavových území a změn trasy koryta
- Absence širokých údolí

Horské řeky vykazují vysokou míru propojenosti s okolím. Krajina je propojená, protože jednotlivé krajinné prvky, třeba svahy a kanál toku jsou těsně spjaté s údolím kde proudí voda. Hydrologická konektivita je vysoká, protože voda proudí údolím vysokou rychlostí a není v krajině tolik zadržována. Sedimentační propojenost je vysoká, protože omezená dodávka a uložení sedimentu má za následek rychlý přesun splaveniny od místa vzniku dál po proudu. Toto všechno jsou indikátory vysoké dynamičnosti systému (Wohl, 2010).

Dle Schumma (1977) se dělí fluviální systém na zóny vysoko po proudu, které slouží jako primární zdroj sedimentu, střední zóny přenosu a spodní zóny kde dochází

k ukládání sedimentu (viz Klasifikace dle Schumma). Horské i podhorské toky spadají zejména do horní zóny smyvu sedimentu a jsou odrazem klimatických poměrů, geologie a využití území, což jsou hlavní faktory ovlivňující množství uvolněných splavenin (Schumm, 1977).

2.1 Morfologie svahů a erozní procesy

Morfologie sklonu svahů je ovládána tektonickými procesy, litologií, klimatem a vegetací. Vyšší nadmořská výška má za následek obecně větší množství srážek a tudíž vyšší míru eroze. Prudké svahy vedou pohyb vody se splaveninami směrem do nižších poloh, kde se dostávají do koryt toků (Marston, 2010). Místní poměry hrají zásadní roli při formování údolí, proměnné jako je převládající směr větru a deště, materiál svahu a podloží mohou sehrát klíčovou roli ve výsledné morfologii údolí. Kupříkladu zaoblené svahy s konvexní vrchní částí a konkávní spodní částí se častěji vyskytují ve vlhkých klimatických zónách s vyšším podílem srážek, tlustší vrstvou regolitu a charakteristický pro ně je postupný pohyb sedimentu směrem do spodních částí. Naopak hranaté svahy s převisy a napadanými sutinami jsou daleko více běžné v suchých a studených regionech, s nízkým podílem srážek a vyšším množstvím zvětrávání hornin. Typičtějším jevem je častý a náhlý přesun velkého množství materiálu (Wohl, 2010).

Selby (1982) popisuje zpětnou vazbu mezi morfologií sklonu svahu a chováním vody a sedimentu. Tvrdí, že na dlouhých rovných svazích převládá zejména podpovrchový odtok vody a dochází zde zejména k rozpouštění a suspenzi hornin. Tyto svahy nejsou náchylné k sesuvu a pokud se tak stane, je to zejména vlivem extrémních podmínek jako zemětřesení, bouřky atp. Skalní výběžky nejsou k erozi náchylné, přestože na nich voda proudí velmi rychle (Selby, 1982).

Nejvíce erodovatelná jsou místa, kde se sbíhá podpovrchový a povrchový odtok vody ve svahových vydutostech, zde dochází k rozpouštění a odnosu částic, protože v těchto místech je tlak v zemních pórech největší (Iverson et Reid, 1992). Velmi důležitou součástí sedimentačních procesů jsou periodicky se opakující disturbance, jako déšť či sníh. Tání sněhu a ledu je jedním z největších erozních činitelů v horských oblastech (Fenn, 1987).

2.2 Klima a hydrologie

Horské oblasti poskytují vodu velké části světa, ukládají sezonní vodu ve formě sněhu, jezer, ledovců atp. Voda ve výše položených oblastech může být využívána člověkem, ať už z hlediska samotné zásoby vody, tak pro výrobu elektrické energie, díky svému velkému energetickému potenciálu (Bandyopadhyay et al., 1997). Z horských oblastí proudí voda níže do údolí skrze středně energetické a erozně transportní podhorské části a zásobuje tak řeky v nížinách. Celosvětově horská voda zásobuje až polovinu veškeré lidské populace (Price, 2002).

Kvalita a množství horské vody je proto zásadní. V dnešní době je její zranitelnost vyšší než kdy dříve, zejména co do jejího objemu a kvality. Mezi potenciální ohrožení patří limitované množství podzemních zásobáren, nerovnoměrné rozložení z hlediska času a místa, atmosférické znečištění a typicky krátké a rychlé hydrologické propojení mezi jednotlivými komponenty hydrologického systému, jako je například propojení svahů s pobřežní zónou a samotným korytem (Wohl, 2010).

Hydrologický režim horských a podhorských toků zejména reflektuje klima, vyjádřené přímo skrze srážky a nepřímo skrze zvětrávání, složení půdy a vegetaci, což má vliv na odtok a infiltraci. Hydrologický režim v horách je možné rozdělit dle dominantních procesů odtoku, což jsou tání ledovců, tání sněhů a déšť (Barry, 2008). Srážky jsou silně ovlivněné orografickým aspektem a nadmořskou výškou. S vyšší nadmořskou výškou množství srážek obecně stoupá, stejně tak podíl tuhé ku kapalnému podílu vody (Ives, 1980). Sezonní tání sněhu je zásadním faktorem zejména pro řeky od nadmořské výšky nad 2300 m n. m., pro řeky ležící níže má také značný vliv, avšak pro tyto řeky jsou dominantnějším jevem srážky dešťové (Jarrett, 1990a).

2.3 Odtok

Procesy, kterými se voda pohybuje po svazích směrem do koryta, jsou zásadní pro hydrologii horských řek. Více než 95 % vody v toku se tam dostalo odtokem ze svahu a regolitu (Kirkby 1988). Voda dopadající na svah může být zadržena vegetací a následně se do atmosféry dostane skrze evaporaci či transpiraci. Pro bylinnou vegetaci je podíl takovychto ztrát kolem 10 až 20 %, pro lesy je to až 50 % (Selby 1982).

Půdní pokryv svahu je velmi dynamickou soustavou, která se mění v závislosti na pohybu vody, sedimentu a zvětrávání (Grant et al., 2004). Pro úspěšné hydrologické modelování jsou dále zásadní hloubka a vlhkost půdy. Srážky dopadající na povrch mohou téct po svahu jako takzvaný hortonský odtok [*hortonian overland flow*], což je jev nastávající pokud je překročena infiltrační kapacita půdy při intenzivních srážkách. Tento jev se odehrává zejména na místech s řídkou vegetací a tenkým regolitem (Pearce et McKerchar, 1979).

Srážky se také mohou po dopadu pohybovat jako odtok ze saturace [*saturation overland flow*], který se skládá z přímých srážek na saturovaná místa, kde se voda vsákne a následně odtéká formou podpovrchového odtoku. Závisí na vlhkosti regolitu před, v průběhu a po srážce. Saturační odtok se pohybuje pomaleji než hortonský (Knighton, 1984). Infiltrace závisí na intenzitě a průběhu srážek, předešlé vlhkosti půdy, pórovitosti a permeabilitě povrchu, vertikální konduktivitě a retenci vody (Sueker et al., 2000).

2.4 Hydraulická geometrie

Hydraulická geometrie udává vztah mezi šířkou koryta (w), hloubkou koryta (d) a rychlostí proudění vody (v) v závislosti na průtoku vody (Q). Popisuje změny tvaru koryta v závislosti na průtoku. Počítá se pro koryto v určitém místě [*At-a-station*] a pro změny podél ramene toku [*downstream variation*] (Wohl, 2004):

$$w = aQ^b$$

$$d = cQ^f$$

$$v = kQ^m$$

kde a , b , c , f , k a m jsou numerické proměnné a platí pro ně vztah $w * d * v = Q$; $b + f + m = 1$; $a * c * k = 1$.

Tento jednoduchý model výpočtu byl původně vyvinut na řekách s nízkým sklonem, jeho platnost pro více dynamické systémy není zcela potvrzena (Wohl, 2004). K hodnocení hydraulické geometrie se v praxi běžně používá průměrný roční průtok Q_a (Park, 1977b). Je však nutné podotknout, že výzkumy naznačují, že hydraulická geometrie se může místně zásadně lišit (Wohl, 2010).

Navrátil a Albert (2010) proto navrhuji raději použití dvou dominantních funkcí vztahených k průtoku. Jednu pro nízký průtok a druhou pro vysoký průtok a zdůrazňují

důležitost nalezení lomového bodu mezi těmito dvěma průtoky. Tento přístup by měl potenciálně prohloubit pochopení hydraulické geometrie a procesy které se od nich odvíjí (Navrátil et Albert 2010).

Hydraulická geometrie koryta se zejména hodí pro monitoring místního průtoku a tudíž pro modelování minimálního stavu vody potřebného pro život ryb či plavbu lodí (Ferguson, 1986). Změny šířky, hloubky nebo rychlosti proudění se mění v závislosti na drnlosti a možnosti ramene pohybovat se laterálně [*Channel confinement*], společně s měnícím se průtokem (Wohl, 2007). Každý region proto může mít unikátní místní poměry, které ovlivňují tvary koryt v této oblasti (Stewardson, 2005).

Hydraulická geometrie podél toku [*downstream geometry*] se používá pro modelování stabilních kanálů, předpovídání efektů regulace průtoku a porozumění geomorfologické roli povodní, případně odvozování velikosti dávných velkých povodní (Ferguson, 1986). Stejně jako geometrie koryta, i podélná geometrie se neodvíjí pouze od výše popsaných vztahů, ale značný vliv mají i nefluviální procesy jako sesuvy sutě, materiál substrátu, materiál a rozměry splavenin či ledovcová činnost (Wohl 2004). Limitující faktory, tedy například přítomnost hrubého sedimentu či boční zúžení mohou vést k místnímu zvýšení průtoku a vzniku peřejí, kaskád, schůdků a dalším změnám morfologie, které nejsou v souladu s celkovou podélnou hydraulickou geometrií (Vianello et D'Agostino, 2007).

2.5 Energie proudící vody

Voda proudící korytem na něj působí určitou silou, které může být vyjádřena jako síla působící na jednotku plochy, tedy tlak. V hydromorfologii je tato síla nazývána tečné neboli smykové napětí, také známé jako tangenciální napětí [*shear stress*] proudící vody působící na dno řeky. Označuje se jako řecké písmeno Tau (τ) a jednotkou je ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$). Tečné napětí je pro ustálené rovnoměrné proudění nejčastěji vyjádřeno vztahem (Galia, 2017):

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot R \cdot S$$

Kde ρ je hustota vody ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), g je gravitační zrychlení ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$), R je hydraulický poloměr (m) a S je sklon (m/m) (Galia, 2017).

Další běžně užívaný parametr vyjadřující působení síly vody vůči korytu je výkon toku [*stream power*], což je práce vykonaná za jednotku času, označovaná jako tiskací řecké písmeno omega Ω s jednotkou ($W \cdot m^{-1}$). Počítá se pro jednotkovou délku korytového úseku vztahem (Galia, 2017):

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S$$

Kde ρ je hustota vody ($kg \cdot m^{-3}$), g je gravitační zrychlení ($m \cdot s^{-2}$), Q je průtok ($m^3 \cdot s^{-1}$) a S je sklon (m/m) (Galia, 2017).

Pro určení výkonu toku s ohledem na jeho velikost je často využívanou veličinou takzvaný jednotkový výkon, označovaný psacím řeckým písmenem omega ω ($W \cdot m^{-2}$), který je možné vyjádřit jako (Galia, 2017):

$$\omega = (\rho \cdot g \cdot Q \cdot S) / w$$

Kde $(\rho \cdot g \cdot Q \cdot S)$ je výkon a w je šířka omočeného koryta toku (m) za určitého průtoku (Q) (Galia, 2017).

Pomocí jednotkového výkonu je možné vyjádřit energii toku, která může být vynaložena na erozi dna a břehů koryta, nebo na transport sedimentů během korytového či povodňového průtoku (Galia, 2017).

2.6 Splaveninový režim

2.6.1 Přírozený přenos sedimentů

Směrem po proudu se obecně ve větším měřítku, desítek až stovek kilometrů, velikost zrna snižuje. Výjimkami mohou být lokality ovlivněné sesuvy půdy ze strání, přítokem jiných toků (Wohl et Pearthree, 1991), nebo erozí knickzóny [*knickzone erosion*] (Deroanne et Petit, 1999), což je část koryta výrazně vyšší než její okolí proti i po proudu (viz knickpointy a rokle). Tyto úseky se vlivem eroze časem posouvají směrem k rozvodí, nebo mohou být časem zcela vyhlazeny (Seidl et al., 1997). V horských povodích, kde jsou svahy úzce spjaté s tokem, je rozptyl velikosti zrna odrazem složení svahového sedimentu, protože pravidelný přísun těchto splavenin převažuje nad abrazí a odnosem proudem vody v korytě (Sklar et al., 2006). Dominantní roli v přísunu materiálu hrají zejména rychlost

zvětrávání a litologie, které výrazně ovlivňují velikost zrna dále po proudu (Attal et Lavé, 2006).

Z hlediska chování sedimentů v korytě se splaveniny dělí na rozpuštěné [*dissolved load*], suspendované [*suspended load*], což jsou sedimenty volně unášené v celém vodním sloupci toku, a dnové splaveniny [*bedload*], tedy hrubší materiál pohybující se v kontaktu se dnem a to zejména sunutím, válením a saltací (Galia, 2017). Rozpuštěný sediment může tvořit až 50 % přenášeného sedimentu velkých řek, avšak u horských i podhorských řek se jedná o zanedbatelné procento. Suspendované částice se pohybují přibližně rychlostí proudu a vznikají erozí dna, břehů, anebo jsou splachovány z okolních svahů. Jejich koncentrace se směrem k hladině snižuje. Dnový sediment jsou částice tak velké, že je běžný proud nemá sílu unášet, jejich pohyb je řádově pomalejší než proud vody. Jejich přeskupení a pohyb jsou typicky spojené s vyššími průtoky (Fryirs et Brierley, 2013).

2.6.2 Vztah splavenin k morfologii koryta

Dochází-li běžně k přenosu dnového sedimentu, v poměru 11 % a více, bývá poměr šířky ku hloubce koryta [*width to depth ratio*] velký a vznikají soustavy divočících vinoucích se koryt [*braided rivers*], zejména kvůli vysoké energii proudu v kombinaci se nesoudržným materiálem koryta (Fryirs et Brierley, 2013). Tyto soustavy vznikají zejména v horských oblastech, nebo v suchých oblastech, kde vegetace nemá možnost se udržet (Sindlar et al., 2012).

Řeky, u kterých nedochází k časté reorganizaci dna, jsou více předvídatelné a stabilní. Jsou to toky se soudržnými břehy a s nižším poměrem šířky ku hloubce, kde na mělčí konvexní straně břehu dochází k ukládání materiálu a na hlubší konkávní naopak k vymílání a odnosu. Vlivem toho vzniká více či méně meandrující koryto, což je do jisté míry typické pro většinu řek, které nejsou uzamčené do vynucené morfologie údolí. Tyto řeky se vyskytují jak v horských tak nížinných oblastech (Fryirs et Brierley, 2013).

Pro toky, ve kterých dominuje přenos suspendovaného a rozpuštěného materiálu je hlavním jevem ukládání. Břehy i dno koryta jsou tvořené jemným materiálem, který utváří stabilní a soudržné koryto s nízkým poměrem šířky ku délce. Tyto toky se nachází v nízkých polohách s malým sklonem, typickým říčním vzorem pro tyto kanály je anastomózní větvení (Fryirs et Brierley, 2013).

Změny vyvolané v geometrii průřezu koryta v řádech desítek až stovek metrů, a s tím spojené změny v transportní kapacitě, mohou vytvořit podstatné změny ve velikosti splavenin (Constantine et al., 2003). Antropogenní zásahy do tvaru koryta mohou tudíž často ovlivnit velikost zrna v níže položených oblastech (Surian, 2002). Zjemňování materiálu je důsledkem unášení, transportu a depozice (Brierley et Hickin, 1985), obrušování (Schumm et Stevens, 1973), případně kombinaci předchozích (Mikos, 1994), anebo fraktuře či rozdrobení (Chatanantavet et al., 2010). Je nutné se zaměřit na další výzkum a komplexnější porozumění vztahů mezi litologií podloží, klimatem, rychlostí eroze, tvorbou a transportem svahových sedimentů do horských toků. Více práce je také potřeba věnovat kvantifikaci abrazních procesů dnového materiálu (Sklar et al., 2006). Nové modely by tak mohly brát v potaz tyto procesy, což povede k hlubšímu porozumění této problematiky.

2.7 Morfologie údolí

Údolí je podkladem, na kterém se formují říční procesy, protože tvar údolí se mění pomaleji než morfologie říčních kanálů, limity údolí udávají možnosti do jaké míry se tok může sám formovat (Fryirs et Brierley, 2013). Büdel (1982), rozlišuje údolí v periglaciálních oblastech, které mají hladké podélné profily, široká šterková dna a bývají prudce zaříznutá. Naproti tomu jsou údolí schodovitá a rovná, která mají dna tvořená holou skálou, ty se nachází v teplých oblastech. Další odborníci se shodují, že tektonický režim, litologie, struktura a tvrdost kamene jsou dominantními jevy formující tvar údolí (Harden, 1990; Ehlen et Wohl, 2002; Lifton et al., 2009).

Typickým společným jevem horských a podhorských povodí jsou asymetrické svahy na opačných stranách údolí. Tato asymetrie se vyskytuje ve všech klimatických regionech a je způsobena rozdílem v lokálních klimatických podmínkách a zvětrávacích procesech na obou stranách údolí, kde hraje roli převládající směr větru, sklon ke světové straně, zástin atd. Tento rozdíl krásně ilustruje rozdílné působení přírodních podmínek na totožnou litologii (Leopold et al., 1964, Melton 1960).

Údolí je ve stavu neustálého vývoje, vodní tok formuje údolí procesem hloubkové a boční eroze a tektonické procesy vyzdvihování terénu mohou působit jako protiváha erozních činností toku. Z této logiky je pak odvozeno několik typologií údolí podle poměru

svahů a šířky údolního dna. Maximálně zahluobené toky vytváří údolí soutěskovitá či kaňony. Taktového údolí vykazuje minimální poměr mezi šířkou dna, tedy samotného toku a horními hranami údolí. Údolí tvaru „V“ se vyskytují v horských oblastech, svahové a fluviální procesy jsou v relativní rovnováze, propojenost dna a svahů je vysoká. Údolí tvaru „U“ je typickým výsledkem ledovcové činnosti, vodní tok v tomto případě teprve způsobuje své fluviální procesy tvaru údolí. Neckovitá údolí vznikají, pokud převažuje boční eroze vodního toku nad hloubkovou. V těchto typech údolí vznikají meandrující vodní toky, jejichž niva však může být bočně omezena příkrými svahy. Posledním typem údolí je úvalovité, pro které je charakteristický méně patrný přechod mezi nivou a okolní krajinou. Taktovéto údolí je široké a ploché a meandrujícím či anastomózním říčním vzorem (Galia, 2017).

2.8 Podélný profil

Sklon podélného profilu řeky je obecně tím nižší, čím dále po proudu řeky je měřen, řeky tedy vykazují obecně konkávní profil. Hack (1957) vyjádřil vztah spádu řeky jako:

$$S = kL^n$$

Kde S je Sklon, k je průměrná velikost zrna, L je vzdálenost a n je index profilu konkavity.

Horské řeky také mají zejména konkávní profil, avšak mohou mít i profil rovný, či konvexní s knickpointy. To je způsobeno skutečností, že rychlost zařezávání řeky do kamenného podloží údolí je často nižší, než tektonické vyzdvihování, příval sedimentu, klimatická změna či působení ledovců (Howard et al., 1994). Jedním z klíčových komponentů pochopení podélného profilu horských řek je porozumění procesům, díky kterým se řeka zařezává do údolí (Hancock et al., 1998). Z tohoto hlediska jsou velmi důležité toky se skalním dnem, protože rychlost zařezávání může limitovat rychlost s jakou se mění obecná výška povodí (Tinkler et Wohl, 1998). Přírodní nesouvislosti nebo mezní hodnoty se objevují podél toku mezi různými typy substrátu, skálou, hrubým sedimentem a jemnými částicemi náplav (Howard, 1980; Schumm, 1956). Gradient naplavených kanálů se odvíjí od hydraulického režimu (Moshe et al., 2008), kdežto gradient skalních kanálů je spíše variabilní proměnnou kde zvětrávání musí předcházet erozi (Howard, 1980).

Aluviální segmenty vznikají na místech, kde místní nebo celková úroveň terénu zůstává konstantní nebo se velmi pomalu snižuje, případně pokud gradient skalního podloží je nižší než takový, který by odnášel sediment z vyšších poloh (Howard, 1980). Místní úroveň může být stejná vlivem odolného podloží (Kobor et Roering, 2004), napadaným kamenům či velkým kusům dřeva (Montgomery et al., 1996), nebo vlivem masivního sesuvu, který není energie toku schopna odnést (Lancaster and Grant, 2006).

Horské řeky se spíše vyznačují hrubým dnovým sedimentem až skalním podložím bez sedimentu. K vymílání či odnosu dnového sedimentu dochází až při maximálních průtocích či extrémních událostech jako je například povodeň, tedy při jevech, které se objevují epizodicky (Howard et al., 1994).

2.9 Procesy zařezávání koryta

Eroze skal podél horských řek ovlivňuje stabilitu svahu a míru eroze přilehlých břehů (Burbank et al., 1996) a tudíž ovlivňuje míru splavenin proudících v toku (Korup et al., 2004). Zvýšený přísun sedimentu může zahltit místní transportní kapacitu, a tak vytvořit aluviální pokryv na skalním dně, což následně zamezuje zařezávání do dna (Sklar and Dietrich, 1998), dokud sediment není zcela splaven dále po proudu. Protože zpětná vazba mezi svahy a tokem je tak zásadní, a protože zařezávání do skály limituje změny v podélném profilu, je pochopení procesů rychlosti eroze skalního podloží zásadní pro pochopení dynamiky horských řek a podhorských řek (Wohl, 2010).

Spád a poměr šířky ku hloubce ovlivňují dynamiku průtoku a rozložení stresu a abraze suspendovanými částicemi v korytě. Sktruktura proudu společně s erozními procesy velmi silně ovlivňují morfologii kanálu, typ a rozložení vytvořených útvarů a relativní erozi dna (Wohl and Ikeda, 1997). Za použití experimentálního kanálu Finnegan et al. (2007) demonstrovali, že pokud se v korytě nenachází žádný sediment, je zařezávání orientováno do velmi malé části dna a liší se na základě transportní kapacity proudu. Zavedení splavenin do koryta rozšíří areál zářezu, což zároveň vede k větší variabilitě dnového povrchu, to má za následek větší hrubost dna, a tudíž vede ke snížení schopnosti přenášet sediment (Finnegan et al. 2007). Toto tvrzení ověřují Goode a Wohl (2010) a potvrzují, že vzdálenost pohybu částic je nižší se zvyšující se komplexitou tvaru dna.

2.10 Knickpointy a rokle

Knickpoint je schodovitá diskontinuita v podélném profilu říčního kanálu. Oproti schodovitým útvarům je to samostatně se vyskytující jev, a eroduje směrem vzhůru, kdežto schody téměř neerodují. Nejvíce se knickpointy tvoří ve skále nebo v soudržném aluviu. Příklady známých knickpointů jsou například vodopády Sutherland na Novém Zélandu, Kjelfossen v Norsku či Yosemiteké vodopády v USA. Knickpointy mohou vzniknout vlivem morfologie údolí, kdy náhlá změna gradientu zvyšuje vymílací schopnosti proudu v určitém místě, odkud pak směrem proti proudu vzniká stále větší rozdíl výšky (Crosby and Whipple, 2006). Knickpointy se vyskytují spíše na hlavních trasách toku, než na postranních přítocích (Seidl and Dietrich, 1992). Mohou vzniknout také jako výsledek zvýšení poměru průtoku vody a sedimentu, například vlivem záplavy. Takto vzniklá nerovnost však časem pravděpodobně opět zanikne (Biedenharn, 1989). Další možnou příčinou vzniku je tektonická činnost, anebo ledovcová eroze (Wohl, 2010).

Eroze proti proudu skrze odolný substrát po sobě může zanechat navrstvené terasy a hluboké rovné kaňony se stěnami pouze minimálně ovlivněnými erozní činností, což nazýváme roklemi (Harbor et al., 2005; Ward et al., 2005). Rokle jsou charakteristické sériemi tůní a peřejí. Tůně se tvořily v průběhu období pomalé migrace knickpointu proti proudu, kdežto peřeje reprezentují dobu rychlého klesání, která vyústila v ukládání erodovaného materiálu po proudu (Philbrick, 1970). Peřeje mohou také vzniknout lokalizovaným přísunem hrubého sedimentu spojeného s přítokem, nebo zónou zvýšené frakce materiálu (Wohl, 2010).

2.11 Údolní niva

Údolní nivu je obecně možné charakterizovat jako relativně plochou oblast v okolí koryta toku, kde dochází k pravidelným záplavám. V odborné literatuře panuje neshoda mezi vymezením přesného intervalu. Často je uváděn alespoň dvouletý interval zaplavení, avšak je možné setkat se i s intervaly v řádu desítek let. Pro potřeby územního plánování a vyhodnocování rizikových oblastí je možné se v České republice setkat s intervaly pěti, dvaceti a sty let. Obecně je možné tvrdit, že šířka nivy se zvyšuje s rostoucí vzdáleností od pramene (Galia, 2017).

Nivy v horských a podhorských oblastech vykazují vysokou míru energie a nekohezní sedimenty, jednotkový výkon mají $300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ a více. Dochází v nich především k vertikální akreci velmi hrubých sedimentů jako jsou štěrky, valouny a balvany. Tyto hrubé sedimenty vyplavené mimo koryto mohou následně omezit boční migraci koryta toku a zpomalit tak vývoj. Středně energetické nivy jsou také charakteristické nehozenými sedimenty a převažuje u nich laterální akrece zejména v důsledku překládání meandrů nebo koryt v divočicích soustavách, které se nachází v dynamické rovnováze. Jednotkový výkon se pohybuje v rozmezí $10\text{--}300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Nízkoenergetické nivy se nachází u nížinných meandrujících řek, kde se již často vyskytují kohezní sedimenti, omezující boční migraci toku a vytvářející stabilní koryto. Převažuje zde vertikální akrece, nebo vývoj drobnějších avulzních koryt (Galia, 2017).

2.12 Záplavy

Záplavy podél horských řek se často liší od těch v nízkých nadmořských výškách kvůli úzce semknutým svahům. Pokud voda nemá možnost efektivního rozlivu a disipace energie do nivy, dochází k agresivnímu smyvu materiálu z přilehlých svahů. Odnos sedimentu a sesuvy mohou do koryta introdukovat velké množství mrtvé dřevní hmoty, což může vést k uložení dále po proudu a vytvoření zátaras v korytě, které vytvoří efektivní přehrazení a nahromadění vody. Takto nahromaděná bariéra zadržující vodu se může náhle prolomit, což vede k náhlému extrémnímu uvolnění energie, vlivem čehož může dojít k narušení a poškození koryta (Comiti et al., 2008a).

Původcem záplav v horských oblastech může být extrémní déšť, náhlé tání sněhu nebo selhání at' už přirozené nebo umělé příčné překážky v korytě (Weingartner et al., 2003). Disturbance jako je požár či náhlá změna užívání území také může vést k náhlému zvýšení povrchového odtoku a způsobit povodeň (Wohl, 2010).

Geomorfické prvky vzniklé vlivem záplav mohou být vysoce variabilní a jsou výsledkem rovnováhy mezi hnacími silami záplavy a odolnosti koryta (Miller, 1990b). Tato rovnováha se může místě výrazně lišit v závislosti na průběhu povodně, maximálním průtokem, morfologii koryta a to zejména na poměru šířky ku hloubce a sklonu (Procter et al., 2010), na hrubosti, typu, množství a zásobě sedimentu, či odhalení skály (Miller, 1995).

Depoziční jednotky spojované se záplavami v horských oblastech jsou štěrkové lavice [*gravel bars*], štěrkové kužely [*gravel splays*], štěrkové či pískové desky [*sand or gravel sheets*], náplavy [*deposits*], bermy [*berms*], nová ramena a mnoho dalších (Wohl, 2010).

Erozní jednotky vzniklé v důsledku povodní můžou být výmoly [*potholes*], podélné rýhy [*longitudinal grooves*], vymleté tůně [*scour pools*], nové kanály, knickpointy, rozpadlé klasty, atp. Změny v korytě mohou vlivem náhlé eroze být například rozšíření kanálu, zařiznutí kanálu, anastomózní erozní kanály, odstavená ramena a tak dále (Wohl, 2010). Změny vyvolané povodní mohou být tak zásadní, že vlivem jedné záplavy může být plocha dna rozšířena až více než dvojnásobě (Naef and Bezzola, 1990).

2.13 Morfologie koryta

Horské i podhorské řeky mívají zdatelně segmentovaný podélný profil, který může být rovný, konkávní i konvexní. Charakter profilu může být ovlivněn následujícími faktory:

- Síla proudu je relativně malá ku odporu substrátu a tudíž se kanál nedokáže zařiznout (García, 2006).
- V systémech, kde je dominantním podložím skála, mohou litologie a substrát silně ovlivnit přísun sedimentu. Pokud údolí zajišťuje dostatek přísunu sedimentu, může být široké a málo strmé, naopak kde nedochází k narušování je údolí úzké a strmé (Ehlen et Wohl, 2002).
- Klimatická a ledovcová historie mohla zapříčinit různou míru a velikost zásob sedimentu, a tudíž ovlivnit morfologii dále po proudu. Ledovcové údolí mohou mít gradient nezávislý na průtoku a povodí (Ferguson and Ashworth, 1991).

Jednou z primárních charakteristik tvaru horských a podhorských toků je silná variabilita podélného profilu a gradientu, šířky údolí a velikosti zrna, což je odrazem rezistencí substrátu, klimatické a tektonické minulosti. Obecně lze říct, že oblasti s širším údolím mají tendenci k nižšímu sklonu a korytu formovanému v jemném sedimentu, kdežto v užších částech údolí bude spíše strmější sklon a skalní podloží (Wohl, 2010).

Změny v korytě podhorských toků jsou často spojovány s extrémními a často periodickými událostmi. Typicky se jedná o náhlé zvýšení průtoku či záplavy, sesuvy atp

(Wohl, 2010). Styl jakým řeka bude reagovat na disturbance nebo dlouhotrvající změny v množství vody či přísunu sedimentu je dána velikostí a dobou trvání jednotlivých externích změn a na stabilitě kanálu. Velmi rychlé změny se mohou projevit v náhlé změně poměru šířky/hloubky nebo velikosti zrna, kdežto změny související s údolím či povodím trvají v řádu desetiletí a více (Knighton, 1984, 1998).

Pro modelování a hodnocení korytotvorných procesů se hojně využívá průtok plného koryta [*bankfull discharge*], ten se měří přímo či se nepřímo vypočítává a slouží k stanovení vodní zásoby a kvantifikaci sil figurujících v kanálu, na základě kterých se odvodí síly potřebné k transportu sedimentu, velikost a frekvence záplav atd. Průtok plného koryta je jedním z nejčastěji používaných konceptů ve fluvialní geomorfologii (Wohl, 2010). Původně byl tento průtok odvozený z momentu, kdy se voda začne rozlévat z koryta (Wolman et Leopold, 1957). Mnohé studie se shodují, že tento průtok nastává zhruba jednou za 1 až 2 roky a při tomto průtoku dochází k pohybu většiny materiálu v korytě. Nicméně tento způsob určení se jeví jako problematický z mnoha důvodů. Většina koryt má heterogenní břehy, různé podélné i příčné sklony v různých částech koryta, různé výšky břehů v konvexních a konkávních stranách a tudíž nelze často jednoznačně učit, k tomuto průtoku dochází (Wohl, 2010).

Mnozí autoři (Pickup et Warner, 1976; O'Connor et al., 1986; Phillips, 2002; Surian et al., 2009; Turowski et Rickenmann, 2009) se shodují, že určení stavu plného koryta často vede k přílišnému zjednodušení této problematiky a jako efektivnější se jeví určení více druhů stejně podstatných průtoků, které se periodicky opakují. Raději než určit pouze dominantní průtok [*dominant discharge*], který je ekvivalent průtoku plného koryta (Crowder et Knapp, 2005), je přesnější určit efektivní průtok [*effective discharge*], což je průtok který transportuje největší množství sedimentu (Schmidt et Morche, 2006), záplavu opakující se s frekvencí jednoho roku [*annual flood*] a 1,5-roční průtok [*1.5-year flow*]. Tyto tři různé proměnné daleko lépe reflektují realitu korytotvorných procesů, než pouze dominantní průtok (Wohl, 2010).

Dlouhodobý průměrný průtok je veličinou často užívanou k stanovení vlastností koryta a určení budoucího vývoje. Tato veličina je pro významější toky v ČR často dostupná ze stránek Českého hydrometeorologického úřadu. Pro toky kde není tento údaj dostupný je možné ho estimovat ze vztahu plochy povodí nad měrným profilem jako (Galia, 2017):

$$Q = c \cdot A^d,$$

Kde c a d jsou regionální koeficienty odvozené měřením průtoku v tocích s různou plochou povodí, A je plocha povodí. Díky dostupnosti je také možné odečítat velmi přesně sklony koryt (Bizzi et Lerner, 2015).

2.14 Korytové formace

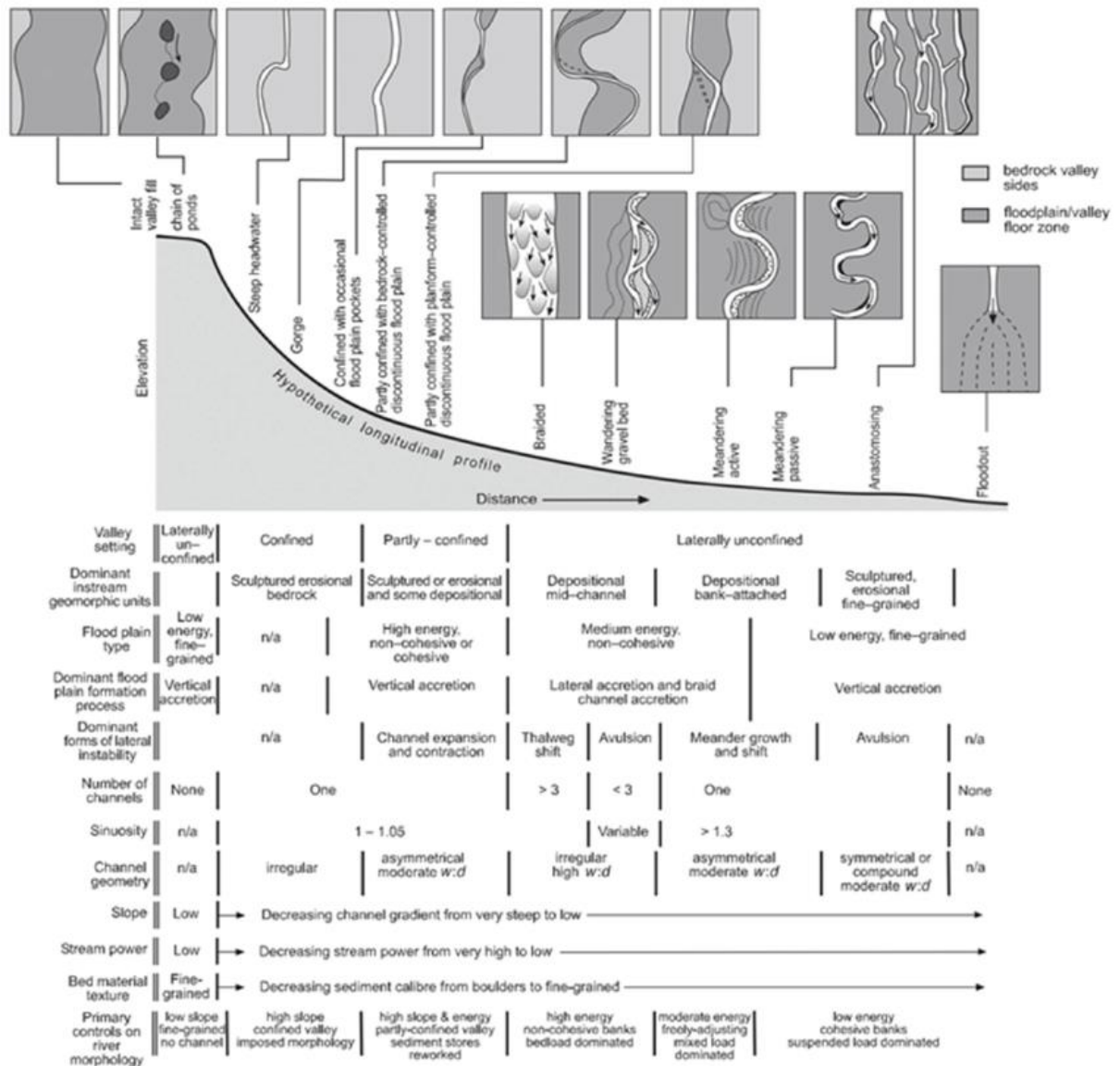
Vlivem říčních procesů vzniká v korytě množství geomorfologických prvků, česky též označovaných jako korytové formace, které jsou specifické pro erozní, sedimentační nebo kombinované procesy. Na základě jejich identifikace je možné blíže specifikovat procesy probíhající v toku a tak jeho minulé či budoucí podoby. Geomorfické jednotky jsou stavebním prvkem říčního systému, liší se od sebe tvarem, sedimentačním složením, soudržností a umístěním v korytě. Některé prvky jsou pouze dočasné, proměnlivé a jejich výskyt závisí na aktuálních podmínkách, zatímco jiné jsou stálé a mění se jen velmi pomalu či za extrémních podmínek. Geomorfické jednotky jsou přímo vázané na dominantní proces v korytě, kterým je buď eroze, ukládání či transport a přímo korespondují s těmito podmínkami (Fryirs et Brierley, 2013).

Na základě dominantního procesu je možné rozeznat 4 základní geomorfické jednotky, které na sebe vzájemně navazují tak, jak jsou seřazené od nejvyššího energetického nastavení po nejnižší.

- Utvářené erozní skalní a balvanité jednotky [*sculpted erosional bedrock and boulder units*]
- Nánosové jednotky v korytě [*mid-channel depositional units*]
- Nánosové jednotky v březích [*depositional bank-attached units*]
- Utvářené erozní jednotky velmi jemného materiálu [*sculpted erosional fine-grained units*]

Nánosové jednotky v březích jsou spojovány s nízkou energií, nižšími sklony, kde má proud malou přenosní kapacitu. Prvky jsou stále většinou tvořené ze štěrku a písku (Fryirs et Brierley, 2013).

Utvářené erozní jednotky velmi jmeného materiálu jsou v tocích se velmi malou energií, velmi malou přesností kapacitou, dominuje zde suspendovaný materiál. Tvoří se jak v korytě, tak na březích. Tyto jednotky je tvořené zejména z hlíny a jílu (Fryirs et Brierley, 2013).



Obr. 1, Morfologie koryta a vztahy korytotvorných procesů podle Fryirs et Brierley (2013).

2.14.1 Utvářené skalní a balvanité jednotky

Utvářené erozní skalní a balvanité jednotky se vyskytují ve výše položených oblastech toků s vysokou energií a strmým sklonem, typickým dnovým materiálem jsou balvany a valouny. Jsou vytvořené vlivem erozního působení vody na skalní nebo

balvanité podloží. Skála a balvan jsou téměř neměnné jednotky, kde dochází k proměnám velmi pozvolna. Nachází se ve strmých gradientech s nízkým přísunem sedimentu.

Patří sem zejména: Vodopády [*waterfalls*], kaskády [*cascades*], stupeň-tůň [*step-pool*], peřeje [*rapid*], vynucené peřeje [*forced riffle*], rovné-dno [*run, plane-bed*], vynucené tůňe [*forced pool*] (Fryirs et Brierley, 2013).

Vodopády [*waterfalls*] jsou charakteristické přepadem vody přes skálu nebo velký balvan. Mají téměř vertikální sklon s přepadem vyšším než 1 metr, pod ním se tvoří vymleté tůňe, kde dochází k násilnému mísení vody, což přispívá k prohlubování tůňe (Fryirs et Brierley, 2013).

Kaskády [*cascades*] jsou typické podélně i příčně zaseklými balvany, mezi kterými dochází k téměř neustálému turbulentnímu mísení vody. Vyskytují se obvykle ve sklonech větších než 0,1 m/m (Fryirs et Brierley, 2013).

Stupně a tůňe [*steps and pools*] jsou morfologické jednotky běžně se vyskytující ve sklonech mezi 0,03 – 0,1 m/m, svým podélným vývojem připomínají schody z klastů přes které přepadá voda do klidnějších tůň, kde dochází k ukládání i jemného materiálu. Jedná se o relativně stabilní morfologii, kde ke změnám dochází pouze při extrémních podmínkách (Fryirs et Brierley 2013). Fryirs et Brierley (2013) tvrdí, že sekvence stupeň tůň jsou od sebe vzdálené přibližně 2 až 3 šířky koryta. Montgomery et Buffington (1997) hovoří o rozmezí mezi 1 až 4 šířkami koryta.

Peřeje [*rapids*] jsou hřbetovité uskupení kamenů ve strmých sklonech. Jednotlivé částice v toku jsou dostatečně velké na to, aby rozdělili proud do nesourodé podoby vlivem velmi členitého dna. Peřeje jsou tvořené při událostech periodicky se opakujících v řádu let (Fryirs et Brierley, 2013).

Proudění [*runs*] jsou obecně jednotvárné, homogenní úseky, kde jednotlivé prvky výrazně nevybočují. Tvoří se nejvíce v rozmezích sklonu 0,01 – 0,03 m/m. V těchto místech přísun hrubého sedimentu převyšuje transportní kapacitu, výsledkem čehož je homogenní dnový profil. Rovné dno je přechodovou morfologií na tůň-peřeje, což autoři považují za zejména v uzavřených údolích vynucenou morfologii (Fryirs et Brierley, 2013).

Vynucené tůňe a peřeje [*forced riffles and pools*] je morfologie, vyskytující se ve sklonech menších než 0,01 m/m. Na rozdíl od volně se formujících morfologií je tato

nepravidelná. Tůňe, tedy místa klidu, i peřeje, místa rychlého proudění vody, se vyskytují v nepravidelných intervalech. Tato typologie může být důsledkem velké dřevní hmoty, nebo změnami v podloží, změnami ve šířce nebo umístění údolí. Je také možné, že se jedná o výsledek náhlého velkého přísunu sedimentu ze strání (Fryirs et Brierley, 2013).

2.14.2 Nánosové jednotky v korytě

Nánosové jednotky v korytě se nejčastěji vyskytují ve středních energetických hladinách a sklonech, kde je koryto limitováno okolními podmínkami, typickým složením prvků je štěrk a písek (Fryirs et Brierley, 2013).

Tyto jednotky bývají svými rozměry relativně proporční vůči dimenzím koryta ve kterém se formují. Vykazují velkou míru provázanosti s ostatními procesy v korytě. S pohybem níže po proudu se obecně snižuje velikost zrna a sklon a zvyšuje se průtok. Nejčastějším prvkem koryta pro nánosové jednotky je překážka tvořená akumulací naplavenin (Fryirs et Brierley, 2013).

Lavice [*bar*] je volně se formující akumulární útvar ze sedimentů přibližně stejné velikosti jako je dno toku. Délku mají přibližně stejnou jako je šířka kanálu nebo větší. Překážky jsou tvořené naplavením hrubého materiálu, ke kterému se pak připojují další splaveniny. Tvoří se zejména ve v písčitéch až štěrkonosných korytech, hodnotí se zejména na základě tvaru a složení. Autoři dělí překážky podle tvaru na podélné [*longitudinal bars*], příčné [*transverse bars*], diagonální [*diagonal bars*], středové [*mid-channel bars*] či rozšiřující se. Podle složení pak skalní, balvanité, šterkové a písčité. Tyto útvary mají zejména kombinované složení, které má základ v hrubším materiálu, náplavách dřeva atd. Tyto překážky jsou více náchylné ke změnám vlivem eroze než břehy koryta a často se jejich tvar mění v závislosti na průtocích. Pokud na překážce začne růst vegetace a dojde tak k dostatečnému zpevnění, je možné o nich mluvit jako o ostrovech (Fryirs et Brierley, 2013).

Aluviální tůňe a peřeje [*alluvial pools and riffles*] jsou oscilující dnové útvary, kde erozně akumulární procesy vytváří více či méně pravidelný systém střídajících je tůň a peřejí. Peřeje jsou tvořené šterkovým až valounovitým dnem, s nízkou výškou hladiny. Akcelerovaná eroze v konkávních březích zde formuje tůňe, ve kterých se ukládá jemnější materiál, který bývá splaven při náhlých vyšších průtocích. Obecně platí, že peřeje jsou

širší a mělčí než tůně a voda zde proudí rychleji. V místech vnitřku meandru se vyskytují naplavené vrcholové lavice [*point bars*] vlivem zpomalující vody a zachytávání materiálu u břehu (Fryirs et Brierley, 2013).

2.14.3 Nánosové pobřežní jednotky

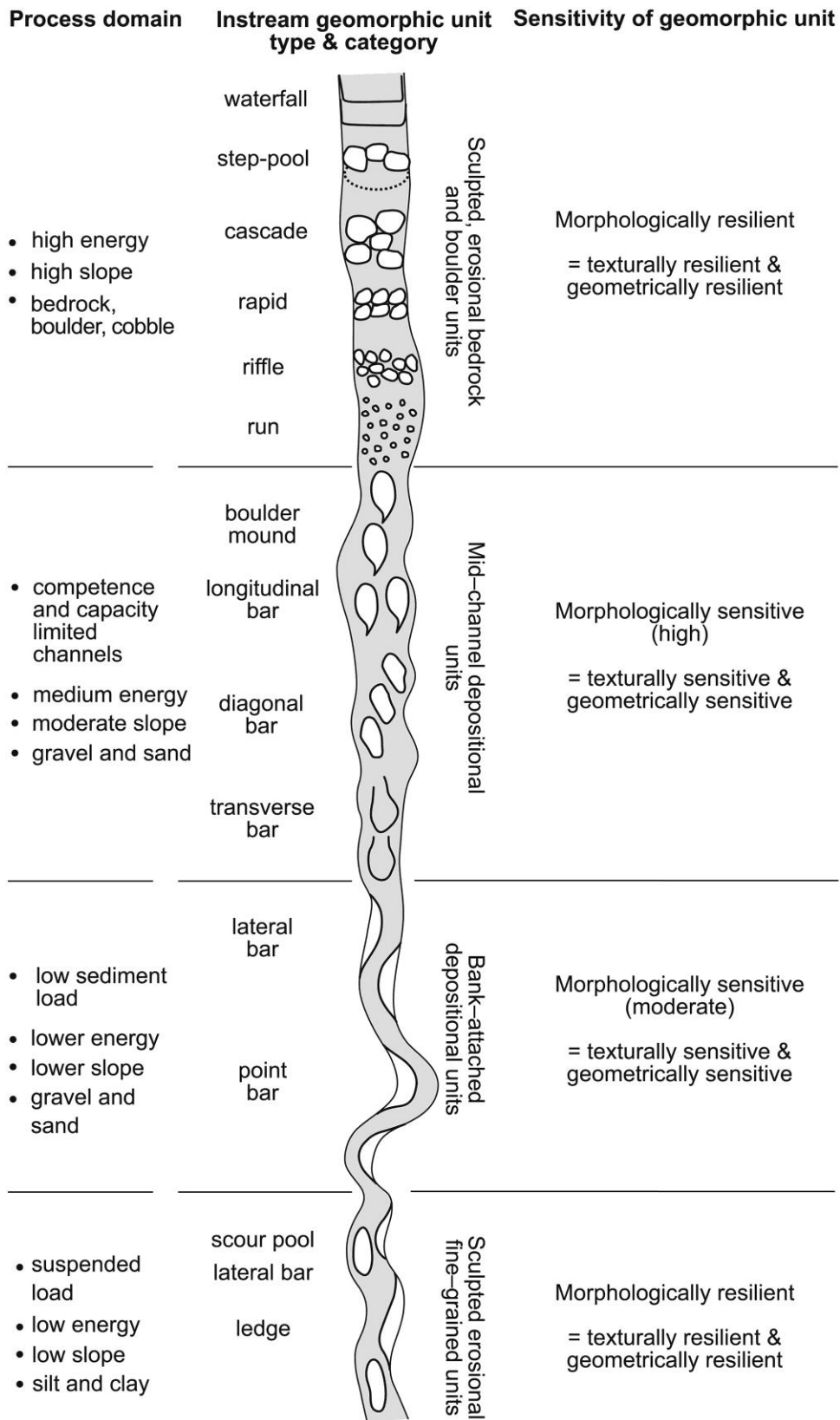
Tyto jednotky se tvoří v přímé návaznosti na břehy a jsou výsledkem sedimentačních procesů na jedné straně břehu a erozním procesům na straně druhé. Patří sem zejména různé typy překážek v korytě, které svojí morfologií působí jako pobřežní zóna při běžných průtocích. Tvoří se zpravidla ve vnitřních stranách meandrů, vlivem snížení rychlosti proudění a tudíž zvýšenému procesu ukládání (Fryirs et Brierley, 2013).

Vlivem těchto procesů vznikají v korytě zejména podélné lavice [*lateral bar / side bar*], posuvné lavice [*scroll bar*], vrcholové lavice [*point bars*], rampy [*ramps*], římsy [*ledge*] a mnoho dalších (Fryirs et Brierley, 2013).

2.14.4 Utvářené jednotky velmi jemného materiálu

Tyto jednotky vznikají vlivem naplavení velmi jemných částic společně s relativně nízkou energií toku. Variabilita těchto jednotek není příliš velká právě kvůli omezené schopnosti proudu jednotky formovat. V tomto případě platí, že i velmi podobné jednotky mohou vznikat odlišnou kombinací procesů (Fryirs et Brierley, 2013).

I pro tento typ jsou nejdominantnějším jevem překážky proudu, tedy lavice [*bars*], ale jejich tvar se omezuje zejména na laterální a ty v konvexních březích meandrů. Dále sem patří utvořené rovné dno [*sculpted run*] či vymílaná tůň [*scour pool*]. Rovné dno vzniká naplavením jemného materiálu na dno, po kterém voda snadno klouže a nemá energii dno výrazně narušit, naopak vymílaná tůň je místo, které se může vyskytovat i ve prostředí koryta, kde se voda do jemného sedimentu zahlubuje a vytváří tak zónu klidnější a hlubší vody (Fryirs et Brierley, 2013).



Obr. 2, Výskyt typických geomorfických jednotek v korytě v závislosti na energii a přísunu sedimentu podle Fryirs et Brierley (2013).

3 Klasifikace vodních toků

Klasifikací se rozumí organizace dat o vodních tocích do určitých kombinací. Podle potřeby jsou pak tyto kombinace podrobně rozděleny do určitých kategorií, ze kterých vzniká typologie vodních toků. Čím detailnější informace je možné o vodním toku získat, tím podrobnější je možné provést klasifikaci, což je potřebné zejména z hlediska budoucí predikce chování toku, například při extrémních událostech, nebo pro určení směru vývoje.

Existuje mnoho různých způsobů, jak klasifikovat horské toky, vzhledem k vysoké variabilitě podmínek, která je pro ně typická. Řeky je možné dělit na základě zdroje, průtoku, věku, evoluce, tvaru atd. (Church, 1992; Howard, 1967; Schumm, 1985, 2005). Nejvýraznějším klasifikátorem říčního systému je morfologie. Jednou z prvních a ve světě fluvialní geomorfologie jednou z nejvíce citovaných je **klasifikace dle Schumma (1977)**, která stojí na základě indentifikace dominantního splaveninového režimu. Identifikuje tři základní zóny, kterými jsou vznik splavenin, přenos a ukládání.

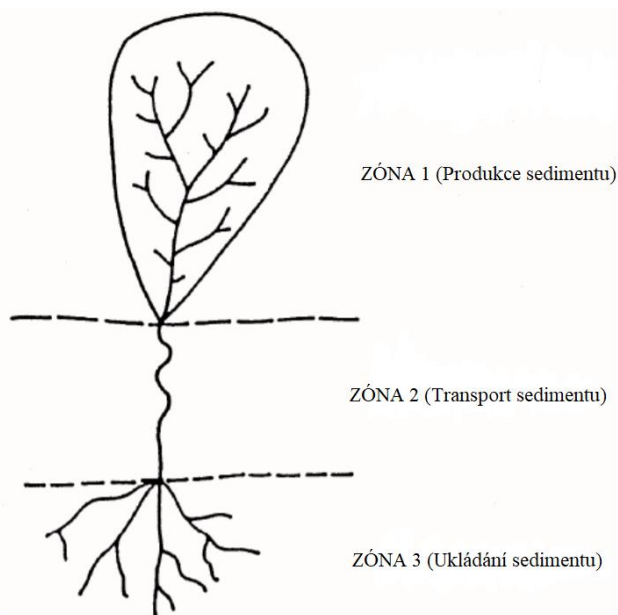
Montgomery a Buffington v roce 1993 identifikovali posloupné změny v morfologii kanálu závislé na změně gradientu, velikosti zrna a výdeji energie průtokem. O pár let později pak vzniká klasifikace, známá též jako **klasifikace Montgomery-Buffington (1997)** je jednou z nejrozšířenějších klasifikací používaných k hodnocení horských toků.

Další velmi známou a zřejmě obecně nejvíce používanou klasifikační metodikou je **Rosgenova klasifikace (1994)**. Tato klasifikace má na rozdíl od předchozí zmíněné širší záběr a zabývá se všemi typy vodních toků.

V České republice se zejména mluví o **Metodice odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření (2008)**, která se věnuje především klasifikaci toků na území České republiky. V odborných okruzích též známá jako **Šindlarova klasifikace**, protože se touto problematikou podrobně zabývá ve své knize Geomorfologické procesy vývoje vodních toků, část I a je autorem webové aplikace fluvialmorphology, která je pro hodnocení vodních toků zásadní.

3.1 Klasifikace dle Schumma

Tato klasifikace je vydána v knize *The fluvial system*, kterou publikoval roku 1977 S. A. Schumm a tím výrazně přispěl k rozvoji fluviální geomorfologie ve světě. Schumm identifikoval 3 základní zóny řeky, podle chování sedimentu. Tato ilustrace (viz Obr. 3) byla od té doby mnohokrát citována a dala základ dalším vzniklým klasifikacím, které také vycházejí z identifikace dominantních procesů splaveninového režimu.

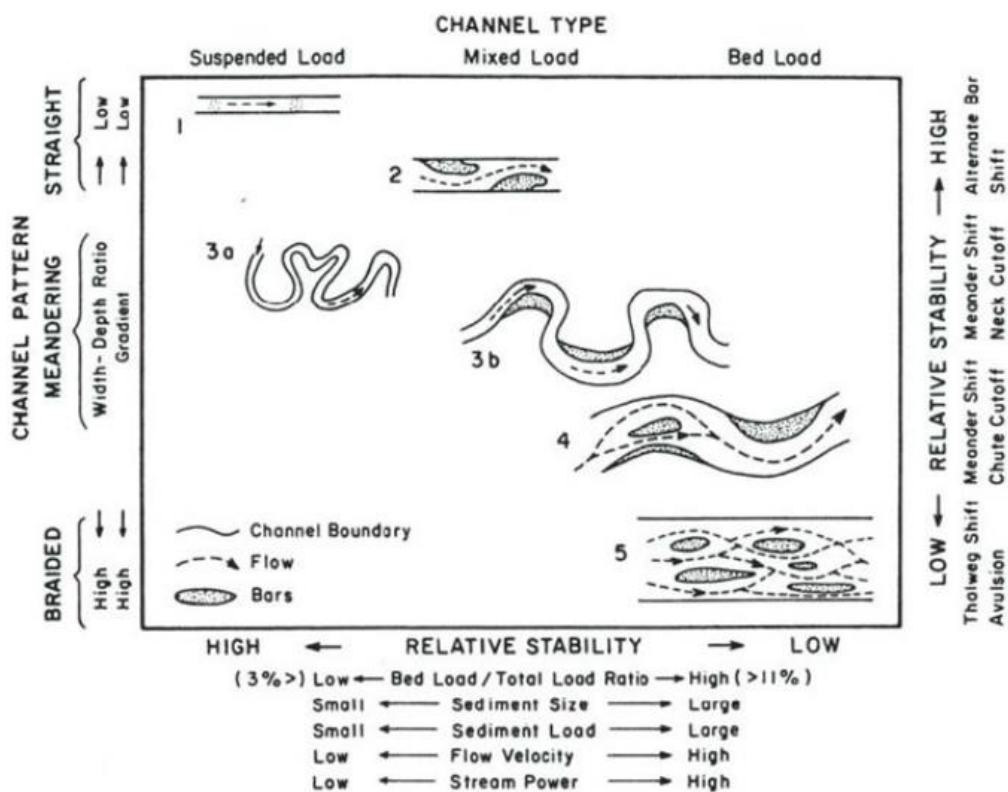


Obr. 3, dělení řeky na zóny podle převládajícího splaveninového režimu dle Schumma (1977)

Z této prvotní myšlenky členění na zóny pak vychází klasifikační systém, který se opírá o další proměnné, které jsou v průběhu studie identifikovány jako podstatné. Těmito proměnnými jsou například sklon, poměr šířky ku délce, velikost splavenin či energie toku a další (viz obr. 4). Schummovu metodiku upravil roku 1992 Church, rozšířil nějaké poznatky a dal tak vzniknout ucelenějšímu pohledu na typologii vodních toků.

Metodika také známá jako Church-Schummova klasifikace dělí kanály na takové, kde dochází k přenosu suspendovaných částic, dnových částic nebo kombinace obojího. Od toho jsou dále odvozeny tři základní morfologické tvary, kterými jsou kanál rovný, kde dominuje přenos suspendovaných částic v kombinaci s přenosem dnových částic, pak kanál meandrující, kde přenos částic závisí zejména na poměru délky ku šířce a obecně

platí že čím širší koryto, tím více dochází k vymílání dna, a poslední typ je koryto divočí, kde dochází zejména k odnosu dnových částic (viz obr. 4) (Church, 1992).



Obr. 4 schéma klasifikace vodních toků dle Schumma (1977) upraveno Churchem (1992).

Z dnešního pohledu se toto jednoduché schéma nemusí zdát jako mnoho, ale jedná se o revoluční poznatek z hlediska fluvialní geomorfologie a klasifikace vodních toků. S nadsázkou se dá říci, že Schummova práce je základním kamenem poznání erozně sedimentačních procesů ve vztahu k morfologii koryta, na kterém stojí další zmíněné metodiky.

3.2 Klasifikace dle Montgomery – Buffingtona

Tento klasifikační systém byl poprvé představen v roce 1993 v práci Channel Classification, Prediction of Channel Response, and Assessment of Channel Condition. Následně roku 1997 vydali autoři práci Channel-reach morphology in mountain drainage basins, kde se věnují podrobně horským tokům a vyvíjejí unikátní klasifikační metodiku, která se opírá zejména o vizuální charakteristiku koryta a od ní odvozuje specifické vlastnosti každému typu. Roku 2013 byla Montgomerym a Buffingtonem vydána

aktualizace této klasifikace pod názvem Geomorphic Classification of Rivers, kde se autoři zaměřují zejména na zpřesnění dat díky novým poznatkům a vícero měřením.

Autoři rozlišují tři základní typy podloží, což jsou skála, koluvium a aluvium (Montgomery et Buffington, 1997). Koluvium je sediment nanesený erozně-akumulační činností vody, zejména ze svahů a strání. Aluvium je materiál přenášený a uložený vodním tokem (Strahler, 1999).

Skalní toky jsou typicky zaříznuté do skalních stěn a mají strmý sklon. Opakem jsou aluviální toky, které vykazují různorodou morfologii, která je dána zejména místními podmínkami sklonu a umístění. Mohou být také zaříznuté bez návaznosti na nivu, nebo nezaříznuté s dobře vyvinutou nivou. Mezi typické morfologie tohoto typu patří kaskády, stupeň-tůň, rovné dno, tůň-peřeje a duna-čeřina (viz 3.2.1 Aluviální toky). Koluviální kanály jsou podobné aluviálním s tím rozdílem, že typicky nemají dostatek energie pro přesun materiálu v korytě. Jsou spíše malé, tekoucí přes sesunutý či napadaný materiál (Montgomery et Buffington, 1997).

3.2.1 Aluviální toky

3.2.1.1 Kaskády

Kaskády [*Cascades*] jak už je z názvu patrné odráží skutečnost divoké vody, která padá. V případě Montgomery-Buffington klasifikace jsou kaskády charakterizované jako tok, kde je dominantním jevem vymílavá voda s vysokou energií, která padá přes jednotlivé velké překážky či klasty. Obvykle je pro tento morfologický typ specifický strmý sklon, tok rovně zaříznutý do údolí, ve kterém se nachází různorodý dnový materiál, který je zejména tvořen balvany a valouny. Malé tůně, střídající divoké přepady vody se obvykle nachází v rozmezí necelé šířky koryta a jsou typické pro kaskádovou morfologii. Energie vodního proudu se obvykle v těchto tůních rozptýlí, než opět dojde k přepadu a náhlému velkému výdeji energie (Montgomery et Buffington, 1997).

Relativně malá energie vody v tůních obvykle nestačí pro přesun větších splavenin a proto k přesunu tohoto materiálu dochází zejména při nepravidelných extrémních událostech (Grant et al., 1990). V okolí a pod většími kusy kamení se však často usazují i malé zrnité materiály, proto jsou i menší disturbance často provázeny náhlým zvýšením

splaveného drobného materiálu do nižších poloh (Schmidt and Ergenzinger, 1992). Na kaskádové útvary je proto možné nahlížet jako na zóny transportu, které rapidně zásobují sedimentem zóny nižších poloh (Montgomery et Buffington, 1997).

Kaskádové morfologie se typicky vyskytují na místech, kde je sklon vyšší než 0,065 m/m (Montgomery et Buffington, 1997), dle nového vydání z roku 2013 je tato hranice posunuta až na 0,075 m/m. Poměr šířky ku hloubce [*width/depth ratio*] se obvykle pohybuje v rozmezí 6–14. Tečně napětí ve dne je vyšší než 2,3 (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.1.2 Stupeň tůň

Stupeň-tůň [*step-pool*] je úsek charakteristický střídáním mezi stupni, které mohou být tvořeny dřevní hmotou, klasty (kameny, balvany, valouny), případně skálou a jsou odděleny tůňmi, ve kterých se nachází jemnější materiál (Chin, 1989; Grant et al., 1990; Montgomery et Buffington, 1997). Primární oscilace proudu a dna je vertikální spíše než laterální jako například u typu tůň-peřeje (viz 15.2.1.4 Tůň peřeje). Vyšší sklon dna má za následek střídání kritického až superkritického proudu přes stupně se subkritickým proudem v tůňích. Tůně jsou od sebe vzdáleny jednu až čtyři šířky koryta (Chin, 1989; Grant et al., 1990; Montgomery et Buffington, 1997). Výrazně méně, než je tomu u morfologie tůň-peřeje, kde se vzdálenost pohybuje v rozmezí pěti až sedmi šířek koryta (Montgomery et Buffington, 1997).

Typicky je stupeň-tůň morfologie asociována s náhlými přechody elevace, obecně strmým gradientem, malým poměrem šířky ku hloubce a zařízutím do údolí. Klast se může vytvořit přirozenou morfologií terénu, nebo v místě nánosu velkých částic, které se do sebe postupem času zaklínily a působí tak proudu vody místně velký odpor, což zapříčinuje kontinuální naplavování a zvyšování odporu. Stupně se tedy tvoří za podmínek vysokých průtoků a extrémních události společně s nízkým přísunem sedimentu. Niva u tohoto typu prakticky neexistuje (Montgomery et Buffington, 1997).

Montgomery a Buffington (1997) uvádějí, že nejčastěji se stupeň-tůň nachází především v rozmezí sklonu 0,03 až 0,065 m/m, v metidoce z roku 2013 se již uvádí rozmezí 0,03 – 0,075 m/m, nicméně jiní autoři uvádí i vyšší sklony (Grant et al., 1990).

Typický poměr šířky ku hloubce je mezi 9–19. Tečné napětí ve dně je vyšší než 1,1 (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.1.3 Rovné dno

Rovné dno [*plane-bed*] je morfologie, která je charakteristická absencí jasných přechodů a změn. Rovné dno se formuje ve středních sklonech v relativně rovných kanálech, které mohou a nemusí být zaříznuté do údolí. Dno je typicky tvořeno vším od písku po balvany. Nejčastějším materiálem dna je štěrk a valouny. Rozdíl mezi rovným dnem a morfologiemi stupeň-tůň či tůň-peřeje je absence pravidelných dnových útvarů, naopak se jedná o dlouhé monotónní kanály bez dnových forem. Důvodem je nedostatečná rozmanitost a přílišná drsnost dna, která rozděluje proud na velké množství menších cirkulačních jednotek. Proud sám nemá možnost vytvářet větší heterogenní útvary, avšak introdukce překážek, například velké dřevní hmoty, do proudu může vést ke změně morfologie a tvoření tůň (Montgomery et Buffington, 1997). Občas může být rovné dno narušeno nahodilými peřejemi nebo tůň, jelikož se jedná o mezistupeň stupňů-tůň a tůň-peřejí (Wohl and Merritt, 2005, 2008).

Dno je typicky soudržné, k narušení jsou potřeba extrémní průtoky blížíící se maximální kapacitě koryta. Schopnost nést materiál je obvykle větší než jeho dispozice. Rovné dno je přechodovou fází mezi zásobárnou a transportem splavenin, žádný z těchto procesů zde není zcela dominantní a záleží na aktuálních podmínkách (Montgomery et Buffington, 1997).

Rozmezí sklonu, ve kterém se nachází tento typ morfologie se pohybuje nejčastěji mezi 0,015 – 0,03 m/m. Dle metodiky z roku 2013 je to rozmezí 0,01 – 0,03 m/m, typický poměr šířky ku hloubce je 12–24. Tečné napětí ve dně je větší než 1. (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.1.4 Tůň peřeje

Tůň-peřeje [*pool-riffle*] jsou vertikálně meandrující úseky vytvářené z pravidelně se vyskytujících hlubších tůň s intervaly mělkých peřejí. Laterální oscilace odlišuje tuto morfologii od výše zmíněných (Montgomery et Buffington, 1997). Vyskytují se jak na

aluvium, tak ve skále (Keller et Melhorn, 1978), nejčastěji jsou tvořeny štěrkem, méně často jsou písčité či balvanité a platí, že dna tůní jsou tvořena jemnějším materiálem než přeje (Leopold et al., 1992). Tůně jsou rytmicky rozmístěné přibližně každých pět až sedm šířek kanálu (Leopold et al., 1964; Keller et Mellhorn, 1978; Montgomery et Buffington, 1997), nicméně koryta ve kterých je přítomno větší množství velké dřevní hmoty vykazují rozmístění tůní v kratších intervalech.

Nachází se většinou ve středních až nižších sklonech, většinou nejsou zařízlé a mají dobře vyvinutou nivu. Velikost dnového materiálu se pohybuje od písku po valouny, většinou je však tvořen štěrkem. Topografie vzorů je obvykle spjatá s místní konvergencí a divergencí, volně formovaná přesunem a ukládáním sedimentu, případně vynucená překážkami v korytě (Lisle, 1986). Volné formování tůní a přeje je výsledkem vnitřního rozrušování proudem, který na jedné straně břehu odnáší sediment a následně se sbíhá v místech tůní, kde sediment ukládá. Složení a odpor dnového sedimentu je zásadním prvkem, který formuje přeje a tůně (Montgomery et Buffington, 2013).

Dno je obvykle heterogenní, vykazuje rozmanitost třídění a shlukování materiálu, běžně s hrubší vrstvou na povrchu dna a jemnější uloženou pod ní. K výraznějšímu narušení je potřeba téměř maximální korytotvorný průtok. Narušení větší částice obvykle vede k uvolnění jemnějšího sedimentu uloženého pod ní, což vede k náhlému většímu přísunu splavenin (Montgomery et Buffington, 1997). S rostoucím stresem dna tedy výrazně přibývá splavovaný materiál (Emmett, 1984). Narušený materiál je obvykle uložen v nejbližší tůni (Montgomery et Buffington, 1997).

Stejně jako rovné dno, tůň-přeje vykazuje směs charakteristik tvorby i přenosu sedimentu, v závislosti na odporu dna a lomového bodu extrémních událostí. Nezpevněné dno indikuje rovnováhu mezi zdrojem a přenosem sedimentu, naopak pevné dno indikuje limitovanou schopnost vytvářet splaveniny, dokud se nevyskytnou turbulentní jevy (Montgomery et Buffington, 1997; Dietrich et al., 1989). Vzhledem k výskytu tůní je možné považovat tůň-přeje za více omezené, co se možnosti transportu materiálu týče (Montgomery et Buffington, 1997).

Formování lavic a překážek v proudu je možné při dostatečné šířce koryta a nadbytku splaveninového materiálu. Lavice se mohou tvořit v korytě a dělit tak proud do dvou směrů, který překážku obtéká a může erozně působit na břehy a zapříčinit tak

dalšímu rozšiřování koryta, což následně vede k většímu ukládání materiálu v lavici a jejímu růstu (Montgomery et Buffington, 1997).

Typicky se tento typ toku vyskytuje v gradientu v rozmezí 0,002 až 0,01 m/m. Poměr hloubky ku šířce bývá v rozmezí 15–33. Tečné napětí ve dně je větší než 0,9. (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.1.5 Duna-čeřina

Morfologie duna-čeřina [*dune-ripple*] je nejčastěji spojována s nízkým gradientem a písčítým dnem, kde je primárním zdrojem odporu dno v závislosti na vlastnostech proudu. Konfigurace dnových útvarů se odvíjí od hloubky proudu, rychlosti, velikosti zrn na povrchu dna a transportu sedimentu. Mezi dnové útvary patří čeřiny, duny, písečné vlny, rovné dno a antiduny a specifická konfigurace útvarů je závislá na kombinaci výše uvedených vlastností proudu a koryta (Montgomery et Buffington, 1997).

Dno je pohyblivé, proměnlivé, má malý relativní odpor a dnové útvary se po něm posunují, přetváří se. Tento jev není zcela objasněn, ale závisí právě na relativně nízkém odporu a tudíž častému přesunu částic, dno této morfologie je často označováno jako „živé dno“ [*live bed*], což je v kontrastu s relativně stálým dnem morfologií stupeň-tůň či rovné dno (Montgomery et Buffington, 1997).

Tato morfologie se vyskytuje v nižších sklonech menších než 0,002 m/m. Poměr šířky ku hloubce je typicky v rozmezí 12–47. Tečné napětí ve dně je větší než 26. (Montgomery et Buffington, 2013).

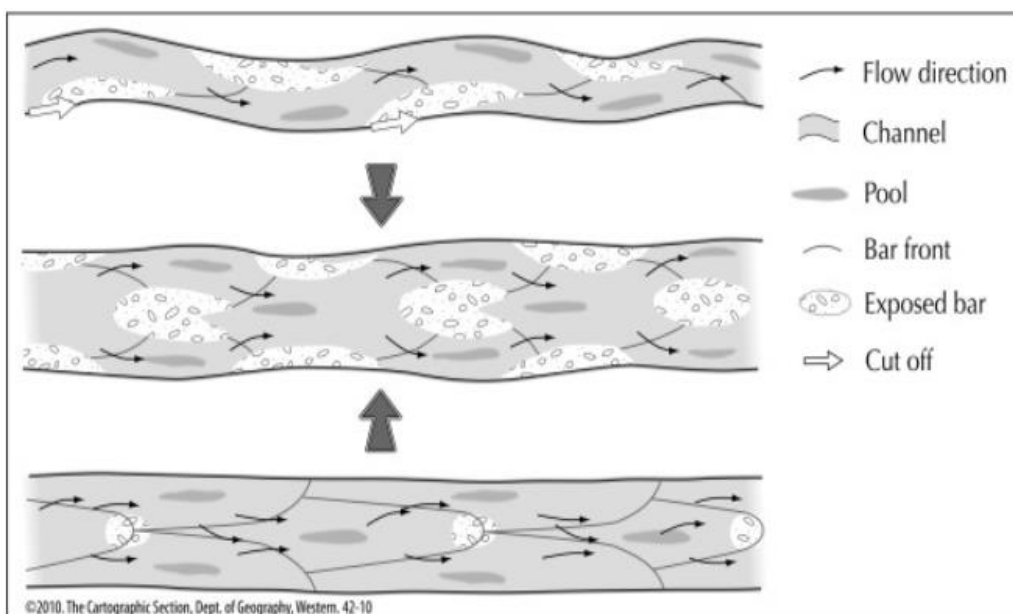
3.2.1.6 Divočící koryta

Divočící soustava koryt [*Braded – Multithread*] je soustava více než jednoho kanálu. Jsou to velice široké a mělké řeky s různými sklony, které však většinou nepřekračují 0,01 m/m. Dna těchto řek bývají různého materiálu, zejména však písečná či šterkovitá. Dno bývá nestabilní, náchylné k odnosu proudem. Jednotlivá ramena řeky mohou dokonce vykazovat různé typy morfologií, zejména tůň-peřeje či peřeje střídající se s ostrůvky bez přítomnosti tůň. K vymílání typicky dochází na místech, kde se sbíhají ramena, divočení je výsledkem

vysokého přísunu sedimentu nebo rozšiřování koryta vlivem nestabilních břehů (Montgomery et Buffington, 2013).

Tato morfologie se běžně vyskytuje v místech tání ledovců, kde dochází ke zvýšenému smyvu materiálu, nebo na místech s obecně velmi vysokým přísunem sedimentu, dále v místech aluviálních údolí, kde došlo z nějakého důvodu k zásadní destabilizaci břehů, například vlivem mícení vegetace či pastvy, anebo v semiaridních oblastech, kde není dostatečný prostor pro růst vegetace, která by stabilizovala břehy. U tohoto typu morfologie dochází k extenzivnímu ukládání splavenin ve dně (Montgomery et Buffington, 2013).

Peter Ashmore (2019), se ve své práci zaměřuje na vývoj divočícího koryta a tvrdí, že rovný kanál se v divočící vyvíjí postupně nejprve utvořením samostatné středové lavice, jejíž výskyt pak napomáhá vzniku dalších. Lavice rozděluje proud, který následně působí erozní silou na břehy, kde vymílací síla vede k rozšiřování a zvýšené sinuosidě, následkem čehož vznikají průrhy a nová ramena (Bertoldi et Tubino, 2005). S postupným vývojem divočení se objevují velké středové i boční lavice, a tůň se přeměňují na soutokové lavice [*confluence-bars*] či rozdvojení [*confluence-bifurcations*], což je základním prvkem divočících soustav (Ashmore, 2019).



Obr. 5, proces tvorby divočícího koryta, převzato od Ashmora (2019)

Sklon pro divočící koryta bývá menší než 0,001, poměr houbky šířky je v rozmezí 33 až 130. Tečné napětí ve dně je pro štěrkové dno větší než 1,2 a pro písčné dno větší než 23 (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.1.7 Přehled parametrů aluviálních toků

Každá popsaná morfologie je asociována se specifickými vlastnostmi, které ji určují. Montgomery a Buffington nejsou zastánci přílišné kategorizace jednotlivých jevů, zejména kvůli vlivu místních procesů, které mohou morfologii ovlivnit. Jejich klasifikace je primárně postavena na základě vizuálního hodnocení. Přesto však popisují základní typické parametry jednotlivých tvarů, do kterých by se hodnocený úsek měl typicky vejít, avšak nejedná se o pravidla. Jejich přehled je znázorněn v tabulce 1.

Typ toku	Sklon %	Šířka / hloubka	Relativní ponořenost *	Dominantní složení dna	Rozestup tůň ku šířce koryta	Zařiznutí
Kaskády	$S > 7,5 \%$	6 - 14	3 - 7	Balvany, valouny, štěrk	< 1	Ano
Stupeň-tůň	7,5 - 3 %	9 - 19	3 - 7	Balvany, valouny, štěrk	1 - 4	Ano
Rovné dno	3 - 1%	12 - 24	5 - 11	Valouny, štěrk	-	Různé
Tůně-peřeje	1 - 0,2 %	13 - 33	13 - 40	Štěrk, písek	5 - 7	Ne
Duna čeřina	$S < 0,2 \%$	12 - 47	3000 - 32000	Písek	5 - 7	Ne
Divočení	$S < 1 \%$	33 - 130	14 - 64 štěrk ; 5000 - 11000 písek	Štěrk, písek	-	Ne

Tabulka 1, přehled parametrů typicky asociovaných s jednotlivými morfologiemi koryta aluviálních toků.

*Relativní ponořenost se počítá jako poměr hloubky vody ku průměrné velikosti zrna

3.2.2 Koluviální toky

Koluviální toky [*colluvial channels*] jsou malé toky blízko pameniště, které protékají různorodým prostředím a ještě nemají dostatek energie pro fluviální transport. Velmi málo výzkumů se zabývá hodnocením koluviálních toků, přestože toky prvního řádu jsou celkem přibližně polovina celkové délky říční sítě (Montgomery et Buffington, 1997). Mělký průtok v koluviálních korytech má velmi malou vymílací schopnost, proto většina sedimentu který unáší má původ v erozi svahů. Malá síla proudu nedokáže ale nedokáže unášet všechny materiál, ten se zde proto usazuje a nedostává se do aluviálních částí toku.

Swanson et al. (1982) odhadují, že toky prvního řádu unášejí zhruba 20 % vzniklého sedimentu. Dietrich et Dunne (1978) zjistili, že sediment v nejhornějších částech toku dosahuje stáří i stovek let. Na to navazuje Kelsey (1980) se zjištěním, že sediment v koluviálních tocích je smyt zhruba každých 300 až 500 let.

Benda (1990) pak navrhuje koncepční model, podle kterého je evoluce koluviálního kanálu cyklický proces, který je odrazem právě dlouhých sedimentačních procesů, střídaných extrémními disturbancemi, které vyústí ve smyv.

3.2.3 Toky na skalním podloží

Toky, které tečou po pevném skalním podloží [*bedrock channels*], jsou takové kterým chybí kontinuální aluviální podloží. Patří sem tedy i toky, které místy mají ve dně uložený materiál například v místech děr či za překážkami. Z výzkumů je evidentní, že tyto toky jsou obecně strmější než aluviální, přestože se mohou vyskytovat ve stejném povodí (Howard et Kerby, 1983; Montgomery et al., 1996). Obecně se považuje absence dna za výsledek vysokého transportního potenciálu spojeného se strmým sklonem. Tyto toky mohou být také výsledkem katastrofické události spojené s vysokou mírou vymílání (Gilbert, 1914; Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.4 Vynucené morfologie

Vynucené morfologie [*Forced morphologies*] se vyskytují v místech, kde se nachází překážka, která způsobí náhlou změnu místních poměrů sedimentačního režimu, nebo ovlivní transportní kapacitu. Zdrojem takovéto změny může být například padlý strom, který zabrání přenosu sedimentu do nižších poloh, změni dynamiku proudu a způsobí místní vymílání atp (Montgomery et Buffington, 2013).

Vynucené stupně-tůně či tůně-peřeje jsou nejčastějším jevem vázaným na náhlé obstrukce. Tato změna morfologie se nemusí projevovat pouze v místě problému, ale i dále po proudu. Při hodnocení toku je proto nutné tento fakt brát v potaz (Montgomery et Buffington, 2013).

3.2.5 Přejídné morfologie

Přejídné fáze [*intermediate morphologies*] mezi jednotlivým morfologickými typy jsou běžnou součástí každého toku. Řeka je kontinuum a změny většinou probíhají povolna. Mezi přejídné morfologie patří například: peřejje-lavice [*riffle-bar*], což je přechod mezi tůň-peřejí a rovným dnem; peřejje-stupeň [*riffle-step*], tedy přechod mezi rovným dnem a stupněm-tůň; kaskáda-tůň [*cascade-pool*], neboli přechod mezi stupněm-tůň a kaskádami (Montgomery et Buffington, 1997). Galia et Hradecký (2014), identifikují přejídný typ morfologie stupeň-rovné dno [*step-plane bed*], jako přechod mezi stupeň-tůň a rovným dnem a ve své práci ji označují za samostatnou morfologii.

Pro běžné účely identifikace říčních typů se tyto mezistupně běžně nepoužívají, ilustrují ale fakt, že řeka je proměnlivé kontinuum a pokud se s řekou pracuje v tom nejdetaillnějším stupni, mohou být i tyto mezistupně označeny za samostatné říční typy (Montgomery et Buffington, 2013).

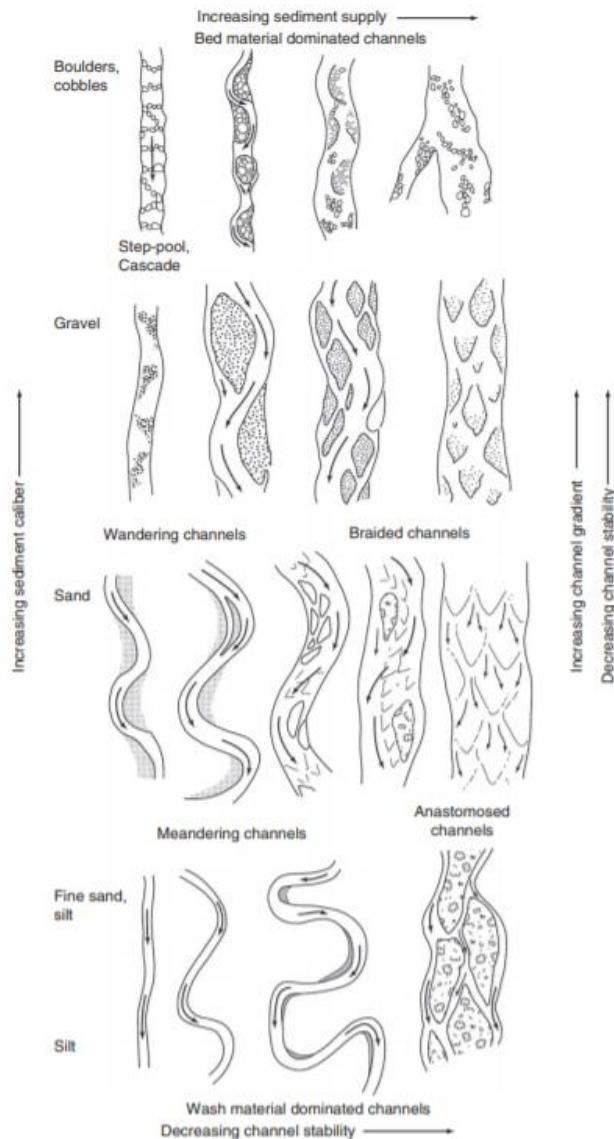


Figure 5 Schumm's (1977, 1981, 1985) classification of channel pattern and response potential as modified by Church (2006). Reproduced from Church, M., 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325-354, with permission from Annual Reviews, Inc.

Obr. 6, Změny v morfologii koryta v závislosti na přísunu sedimentu, sklonu a velikosti sedimentu. Převzato od Montgomery-Buffington (2013).

3.3 Klasifikace dle Rosgena

Prvně Rosgen představil svůj klasifikační systém v roce 1994 v práci s názvem „A classification of natural rivers“. Řeky dělí na sedm základním homogenních typů podle jejich specifických vlastností, mezi které patří režim, sklon, poměr šířky ku hloubce a

sinuosida. Každý základní typ je dále dělen do šesti podtypů podle dominantního dnového materiálu od skály až po jíl (Rosgen, 1994).

Rosgen identifikoval, že současný tvar řeky je výsledkem přizpůsobení se daným hodnotám průtoku společně s režimem sedimentace. Říční forma a fluvialní procesy se vyvíjí společně prostřednictvím vzájemného ovlivňování, které vždy směřuje směrem ke stabilitě. Morfologie trasy koryta se odvíjí od daných fyzikálních zákonů, které je možné odvodit z pozorovatelných vlastností trasy a souvisejících říčních procesů. Morfologický tvar je přímo vázaný na osm základních proměnných, kterými jsou šířka, hloubka, rychlost proudění, přítok, sklon, drsnost prostředí, množství a velikost sedimentu. Změna jakýchkoliv z těchto vlastností může odstartovat sérii procesů, které povedou ke změně typologie. Z toho důvodu by měly být sledovány všechny tyto vlastnosti a na základě nich pak určit kritéria klasifikace (Rosgen, 1994).

Metodika byla vyvinuta na základě měření na 450 řekách zejména v Severní Americe a Novém Zélandu a zahrnuje řeky z širokého spektra různých podmínek, velikostí i nadmořských výšek (Rosgen, 1994). Výhodou a zároveň nevýhodou tohoto systému je jeho schématicnost a dělení na základě pevně daných parametrů, což ji dělá vhodnou i pro méně zkušené řešitele, avšak řeka je dynamický systém plný proměnných, což v případě přílišné schématicnosti může vést k zavádějícím výsledkům.

Samotná klasifikace je v rosgenově metodice rozdělena do čtyřech úrovní detailu. První úroveň se věnuje obecnému určení morfologických procesů. Sem patří proměnné jako půdní typ, klima, tvar údolí, obecný tvar řeky atp. Toto nejzákladnější určení charakteristik vede k prvotní identifikaci fluvialních procesů (Rosgen, 1994).

Druhá úroveň popisuje morfologii samotného toku. Nejzásadnějšími informacemi nutnými pro identifikaci jsou tvar kanálu, zařiznutí koryta [*entrenchment ratio*], poměr šířky/hloubky, vlnitost, dnový materiál a sklon. Z těchto informací je možné rozlišit homogenní úseky vodního toku, které je možné rozdělit do kategorií a tím určit specifické morfologické procesy vývoje (Rosgen, 1994).

Třetí úroveň se věnuje stavu a kondici úseků. Pro zjištění těchto informací je nutné zjistit proměnné jako jsou stav vegetace v korytě, sedimentační procesy, podmínky pro život organismů, erodibilita, index stability atp. Tyto informace poskytují vhled na aktuální stav úseku vodního toku, z čehož je možné dále predikovat budoucí vývoj (Rosgen, 1994).

Čtvrtá úroveň se zabývá verifikací předchozích. Pro verifikaci je nutné mít přímé a ověřené informace naměřené v terénu. Například o sedimentačním režimu, erozi břehů, o agregčních a degradačních procesech, hydraulice, rybí populaci, pobřežní vegetaci atp. Tato přímá a exaktní data slouží k přesným výpočtům a modelací specifických procesů, díky kterým je možné ověřit dosavadní poznatky (Rosgen, 1994).

3.3.1 První úroveň – Geomorfologická charakterizace

Nezákladnější a nejobecnější členění je možné určit z podélného profilu, tvaru údolí, průřezu a půdorysu. Podélný profil, tedy sklon, je nejdůležitější veličinou při určování energie toku (Rosgen, 1994).

Na základě těchto parametrů Rosgen dělí toky do sedmi základních kategorií, které pojmenovává písmeny A až G (Rosgen, 1994). Význam jednotlivých kategorií a vztah k hodnoceným proměnným je popsán a znázorněn níže.

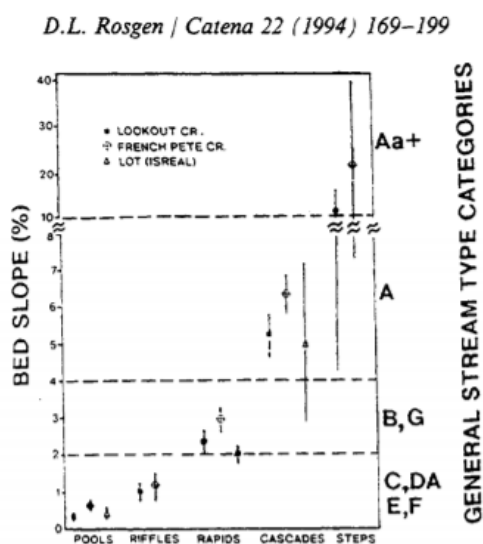
3.3.1.1 Podélný profil / sklon

Podélný profil [*longitudinal profile*] je možné určit z topografických map, slouží jako úplný základ pro dělení úseků vodních toků. Získá se vydělením rozdílu nadmořských výšek s délkou úseku. Je možné ho rozdělit do rozmezí hodnot, které odráží následnou morfologii vodního toku (Rosgen, 1994).

Toky typu Aa+ jsou velmi strmé, mají sklon více jak 10 %, typické pro ně jsou kaskádovitě střídání vertikálních vodopádů s vyhloubenými tůňmi. Toky typu A jsou strmé, sklon je v rozmezí 4 až 10 %, také zde nalezneme vodopády a tůně, spíše schodovitěho typu. Typ B, sklon 2 až 4 %, se vyznačuje rychle tekoucí vodou s velkým množstvím peřejí, s nepravidelnými tůňmi. Typy C, DA, E a F, jsou pak toky v mírném sklonu, kde můžou objevovat rozličné úseky střídající peřeje, tůňky a pomalu tekoucí voda. Typ toku G jsou rokly typicky schodovitě tůňovité. Typ D je specifický, jsou to spletané kanály, které se sbíhají a rozbíhají a tvoří tak ostrůvky splavenin, které střídají místa eroze (Rosgen, 1994).

Z výsledků pozorování vychází, že ruku v ruce se sklonem jde tvar dna, každá součást vodního toku ať už tůň, peřeje, kaskáda či schod, má specifický typ tvaru podloží a

to v přímé závislosti na sklonu. Podobně klasifikovatelné vlastnosti dna vykazují skupiny typů C, E a F, což jsou skupiny se sklonem menším jak 2 % a typickými tvary tůň a úseky s rychle tekoucí mělkou vodou (brody), dále pak B a G, se sklonem od 2 do 4 % a typickými přejezi, kaskády se běžně vyskytují pro sklon nad 10 %, tedy typ Aa+, schůdky pak pro sklon od 4% výše, zahrnuje tedy zejména typ A, ale i Aa+ (Rosgen, 1994).



Obr. 7, vztah sklonu a jednotlivých typologií identifikovaných Rosgenem (1994).

3.3.1.2 Průřez koryta

Rozeznáváme dva protichůdné tvary průřezu koryta [*cross-section morphology*] a jejich kombinace, jeden je úzký a hluboký, druhý široký a mělký. Každý z typů vodních toků má svůj specifický tvar koryta, například typ toku A má koryto rovné, hluboké, úzké a zaříznuté. Šířka koryta bývá podobná šířce celého údolí. Opakem je koryto typu C, kde je koryto široké, mělké s dobře vyvinutou nivou a velmi širokým údolím. Typ E má rovné a hluboké koryto s nízkým poměrem šířky/hloubky, ale má velmi širokou a dobře vyvinutou nivou. Typ F se vyznačuje širokým a mělkým korytem, ale má meandrující tvar bez dobře rozvinuté nivy. Typ G mají nízký poměr mezi šířkou/hloubkou podobně jako typ E, jenže nemají údolní nivou, jsou prudší a méně sinusoidní než typ E (Rosgen, 1994).

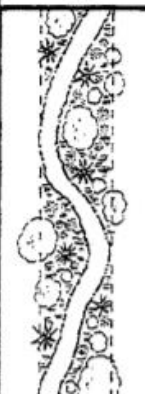







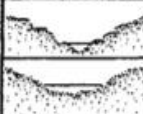



Dominant Bed Material	A	B	C	D	DA	E	F	G
1 BEDROCK								
2 BOULDER								
3 COBBLE								
4 GRAVEL								
5 SAND								
6 SILT/CLAY								
ENTRH.	<1.4	1.4–2.2	>2.2	N/A	>2.2	>2.2	<1.4	<1.4
SIN.	<1.2	>1.2	>1.4	<1.1	1.1–1.6	>1.5	>1.4	>1.2
W/D	<12	>12	>12	>40	<40	<12	>12	<12
SLOPE	.04–.099	.02–.039	<.02	<.02	<.005	<.02	<.02	.02–.039

Obr. 8, příčný průřez korytem a vztah k říčním vzorům dle Rosgena (1994).

3.3.1.3 Půdorys

Tvar půdorysu [*plan view*] se rozlišuje podle množství kanálů a tvaru. Toky s jedním kanálem se dělí na poměrně rovné (typ A), málo sinusoidní (typ B), meandrující (typ C) a extrémně meandrující (typ E). Více komplexní tvary pak tvoří divočící koryto (typ D) a anastomózní koryto (typ DA). Pro hodnocení se používá proměnná nazvaná sinuosida [*sinuosity*], která může být spočítána z leteckých snímků jako poměr skutečné délky úseku ku délce vzdušné čáry a stejně jako sklon je díky ní možné poměrně rychle a přesně určit dominantní morfologický typ (Rosgen, 1994).

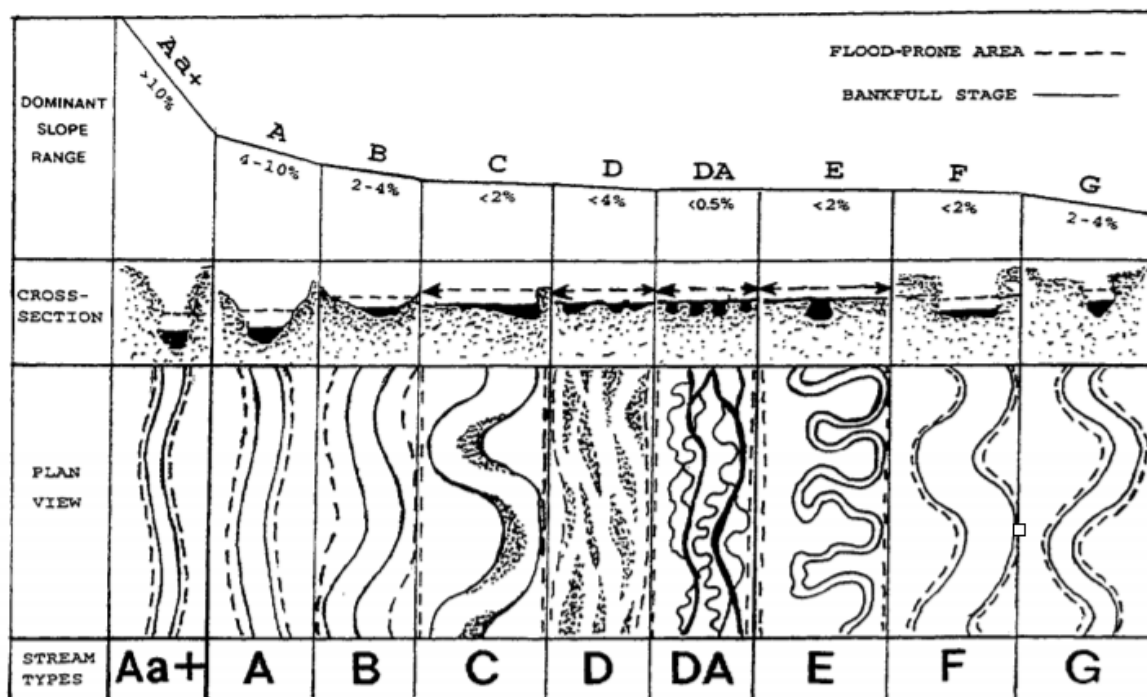
Poměr šířky meandru [*meander width ratio*] se počítá jako šířka meandru v záplavovém území ku šířce meandru při plném stavu koryta [*belt width/bankfull surface width*] a slouží jako dobrý pomocný ukazatel při klasifikování meandrujících typů řek (Rosgen, 1994).

STREAM TYPE	A	D	B & G	F	C	E
PLAN VIEW						
CROSS-SECTION VIEW						
AVERAGE VALUES	1.5	1.1	3.7	5.3	11.4	24.2
RANGE	1–3	1–2	2–8	2–10	4–20	20–40

Obr. 9, typický půdorys určených morfologických tvarů určených dle Rosgena (1994).

3.3.1.4 Výsledné hodnocení

Rosgen určil pravděpodobnou korespondenci mezi vybranými parametry a na základě jejich kombinace určil 7, respektive 9, základních hydromorfologických typů. Tyto typologie poukazují na posloupnost, jakým se mění tvar koryta a toku v závislosti na změnách v podélném sklonu, průřezu koryta a půdorysu. Tyto základní morfologické kategorie jsou v druhé fázi hodnocení do subtypů, zejména na základě dominantního dnového substrátu a propojení s okolím.



Obr. 10, výsledná klasifikační tabulka pro první úroveň hodnocení obecného charakteru toku dle Rosgena (1994).

3.3.2 Druhá úroveň – morfologický popis

Tato detailnější úroveň navazuje na úroveň první, kterou lze určit obecný charakter toku. Prohlubuje znalost o úsecích vodního toku a přidává tak metodice na detailnosti a preciznosti. Tato úroveň popisuje celkem 42 unikátních typologií na základě určených proměnných. V ojedinělých případech je možné, že jedna z proměnných nezapadá do určeného rozsahu, v takovém případě se nejedná o nový typ. Může se jednat pouze o výkyv místního poměru, který indikuje proměnu morfologického typu, což může být záležitost velmi dlouhého časového rozsahu (Rosgen, 1994).

Jednotlivé úseky se mohou na vodním toku zásadně lišit, některé typologie se dají určit pro délku jen několika metrů, jiné se mohou táhnout napříč kilometry. V grafu pro určení typologie (viz obr. 12) se začíná nejhornější položkou a postupně se výběr zužuje klasifikační kritérií směrem dolů v grafu (Rosgen, 1994).

3.3.2.1 Koncept kontinua

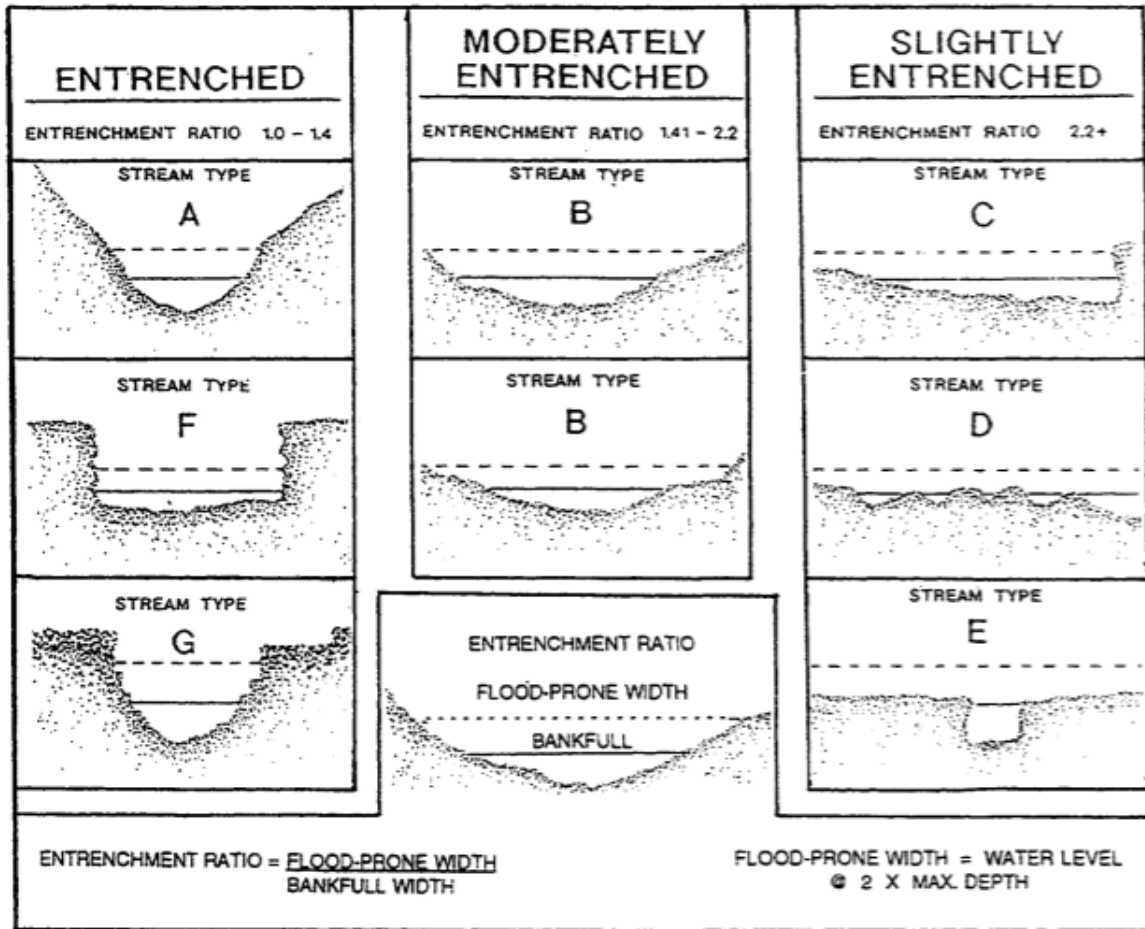
Když se mění proměnné používané pro hodnocení vodního toku, mění se společně s tím i výsledná morfologie. Uvedené proměnné odráží jakýsi pozvolný přechod mezi typy a s tím jsou spojené i různé výjimky, které mohou odrážet vlastnosti místních poměrů a nemusí nutně zapadat do daných hodnot. Menší výkyvy jsou možné bez změny morfologie, nebo mohou být indikátorem dlouhého pozvolného procesu změny (Rosgen, 1994).

Pro potřeby uvedené klasifikace je proto možné narazit na kritérium, které se svým hodnocením vymyká. Nejedná se o chybu a tato nesrovnalost může být tolerována. U každého z hodnotících kritérií je proto uveden možný výkyv, která stále spadá do akceptovatelné odchylky (Rosgen, 1994).

3.3.2.2 Poměr zaříznutí toku

Zaříznutí toku [*entrenchment*] v údolí je velmi důležitou součástí hodnocení. Tento vztah udává, jestli je tok hodně vrytý do údolí, nebo naopak. Je definovaný jako poměr nivy ku šířce koryta v plném stavu vody. Šířka nivy se odvozuje od šířky rozlité vody, jakou zabere při výšce vodního sloupce dvakrát tak vysokého, jako je výška plného koryta. Z pozorování vyplývá, že takto se řeka rozvodní v průměru jednou za 50 let (Rosgen, 1994).

Poměr zaříznutí od 1 do 1,4 představuje zařízlé toky, 1,41 – 2,2 středně zařízlé toky, a 2,2 + představuje málo zařízlé toky, s dobře vyvinutou údolní nivou. Koncept kontinua v tomto případě akceptuje odchylky $\pm 0,2$ jednotky (Rosgen, 1994).



Obr. 11, grafické vyjádření poměru zaříznutí odvozené podle Rosgena (1994).

3.3.2.3 Poměr šířky/hloubky

Poměr šířky a hloubky [*width/depth ratio*] popisuje rozměry a tvar jako poměr mezi šířkou a hloubkou mezi korytem v plném stavu vody. Plný stav je definovaný maximálním průtokem, který se opakuje několik dní v roce a často souvisí s jeden a půl ročním intervalem. Pro potřeby této klasifikace je poměr pro řeky s jedním ramenem rozdělen na více a méně než 12. Méně než 12 je malý poměr, více než 12 střední či velký poměr. Pro toky s více rameny pak méně a více než 40 (Rosgen, 1994).

V klasifikačním systému se nepřesnosti v rozmezí ± 2 jednotky poměru šířky/hloubky dají považovat za zanedbatelné, pokud ostatní znaky poukazují na určitý

morfologický typ. Tento fakt odráží skutečnost, že klasifikační systém je kontinuum a umožňuje jistý stupeň pružnosti (Rosgen, 1994).

3.3.2.4 Sinuosida

Sinuosida [*sinuosity*] je poměr reálné délky úseku ku délce úseku vzdušnou čarou. Také je možné tento parametr popsat jako poměr sklonu údolí ku sklonu toku. Sinuosidu je často možné mapovat z leteckých snímků. Obecně je možné tvrdit, že čím větší je, tím jemnější jsou splaveniny a gradient. Je dokázáno, že sinuosida má přímý vztah s tvarem a frekvencí meandrů. Jedná se o jedno z nejzásadnějších kritérií při klasifikaci toků (Rosgen, 1994). Pro sinuosidu je možné v rámci konceptu kontinuity zanedbat rozdíl v rozmezí $\pm 0,2$ jednotky (Rosgen, 1994).

3.3.2.5 Materiál kanálu

Složení dna a břehů je velmi důležité nejen pro transport sedimentu a hydraulické vlivy, ale také modifikuje tvar, půdorys a příčný profil řeky. V tomto ohledu je důležitá dobrá znalost půdního profilu pro správnou předpověď chování kanálu do budoucna. Určení dominantního typu částic se odvozuje od poměrného zastoupení. Ten typ částic, jehož kumulativní procento přesáhne 50 % stejně velkých nebo menších částic je brán jako dominantní a odvozuje se od něj typologie úseku (Rosgen, 1994).

3.3.2.6 Sklon

Sklon vodní hladiny má velmi zásadní vliv na tvar toku, sediment, hydrauliku a biologické funkce. Určuje se měřením rozdílu nadmořské výšky vodní hladiny na začátku a konci zkoumaného úseku. Je možné, stejně jako u ostatních proměnných, že se rozmezí sklonu může lehce lišit od daných zprůměrovaných hodnot, což nemusí nutně mít vliv na ostatní proměnné a nemusí nutně vést k zásadním změnám v morfologii (Rosgen, 1994).

Typicky se sklon měří alespoň přes dvacetinásobek šířky kanálu, nebo dvojnásob délky meandru. Je často možné zjistit sklon z leteckých snímků měřením sinuosidy a sklonu údolí (sklon údolí / sinuosida = sklon toku) (Rosgen, 1994).

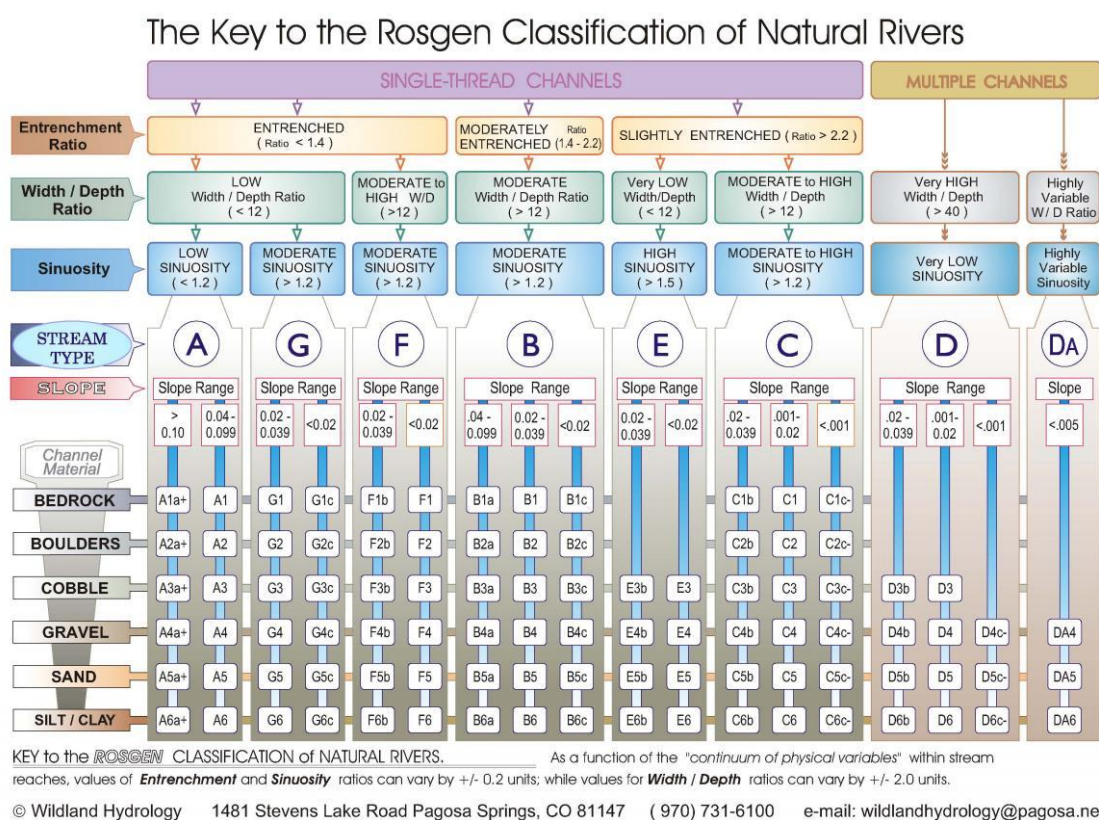
3.3.2.7 Další proměnné

Z vyčtených základních veličin a energie toku je možné odvodit výše zmíněné morfologické typologie. Zejména při terénním mapování lze vzít v úvahu mnoho dalších proměnných, které ovlivňují typologický tvar. Dobrým příkladem může být vliv hlubokého drnového či kořenového systému na toky typu E, což může mít za následek snížení poměru šířky/hloubky, menší délku meandrů či zvýšení šířky meandrů, anebo menší rádius zakřivení (Rosgen, 1994).

Vegetaci je také nutné brát v potaz při mapování, avšak její vliv na výslednou morfologii není tak zásadní. Nucená změna vegetace však může vést k odpovídajícím úpravám zejména pro typ C (Rosgen, 1994).

Mapování a následná klasifikace říčních typů zajišťuje počáteční rozřídění na obecné úrovni, což je dále možné využít pro organizaci a stanovení priorit pro detailnější klasifikaci (Rosgen, 1994).

Rosgenův klasifikační klíč



Obr. 12 klasifikační klíč pro určení detailní morfologie hodnoceného úseku dle Rosgena (1994).

3.3.3 Charakterizace úseků

Typ toku	Sklon (S)	Šířka / hloubka (W/D)	Vlnitost (Si)	Poměr zařiznutí (Entr)	Obecná charakteristika	Typické morfologické jednotky
Aa+	S > 10 %	W/D < 12	1 - 1,1	Entr < 1,4	Velmi strmé, hluboce zařizlé, turbulentní toky s vysokou transportní kapacitou. Podloží erozní nebo skalní.	Vertikální schody s hlubokými tůněmi, vodopády.
A	4 - 10 %	W/D < 12	1 - 1,2	Entr < 1,4	Strmé, zařizlé, vysokoenergetické toky s vysokou transportní kapacitou. Velmi stabilní, pokud jsou tvořené skálou nebo balvany.	Kaskády, pravidelně rozmístěné hluboké tůně, stupně a tůně.
B	2 - 3,9 %	W/D > 12	Si > 1,2	1,4 - 2,2	Středně zařizlé, středně strmé, stabilní toky se stabilními břehy. Koluviální depozice a struktura. Rovné svažující se údolí.	Divoké i mírné peřeje s nepravidelně rozmístěnými vymletými tůněmi.
C	S < 2 %	W/D > 12	Si > 1,4	Entr > 2,2	Málo strmé, meandrující aluviální toky s širokou dobře vyvinutou nivou. Široké údolí s terasami a naplaveninami.	Meandry s vrcholovými lavicemi, mírné peřeje a tůně.
D	S < 4 %	W/D > 40	-	-	Divočící kanály s velmi nestabilní morfologií. Koryto je velmi široké s erodujícími břehy. Častý laterální pohyb a nadbytek sedimentu. Údolí je široké s množstvím naplavenin.	Mnoho ramen s nestabilními podélnými a příčnými lavicemi. Konvergentní/divergentní dnové útvary.
DA	S < 0,5 %	-	-	Entr > 2,2	Anastomózní kanály, rovné a hluboké koryto s dobře vyvinutou vegetací a zarostlou nivou. Sklon je velmi mírný, vlnitost a šířka ku hloubce velmi proměnlivé. Břehy jsou velmi stabilní.	Více kanálů, lavice z jemného materiálu, porostlé vegetací se stabilními břehy.
E	S < 2%	W/D < 12	Si > 1,5	Entr > 2,2	Nízký sklon s malým poměrem šířky ku hloubce a nízkou mírou ukládání splavenin, vysoká vlnitost. Jedná se o účinné a stabilní toky s vysokým poměrem šířky meandru. Údolí je široké s naplaveným materiálem.	Velké meandry s mírnými peřejemi a tůněmi, dobře rozvinutá vegetace ve březích.
F	S < 2%	W/D > 12	Si > 1,4	Entr < 1,4	Zařizlé koryto v nízkých sklonech a vysokým poměrem šířky ku hloubce. Tvoří se na zvětralém materiálu.	Meandry laterálně nestabilní, vysoká břehová eroze. Zejména mírné peřeje a tůně.
G	2 - 3,9%	W/D < 12	Si > 1,2	Entr < 1,4	Zařizlé koryto v rovných roklich s nízkým poměrem šířky ku hloubce v středních sklonech. Údolí je úzké nebo velmi zařizlé v aluviálních i koluviálních materiálech. Nestabilní systém s vysokou mírou břehové eroze.	Rokle, strže, úžlabiny, zejména stupně a tůně.

Tabulka 2, základní vlastnosti a obecná charakterizace typologií dle Rosgena 1994 s určením předpokládaných geomorfických jednotek v korytě.

3.4 Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření

Tato česká metodika vydaná Ministerstvem životního prostředí v roce 2008 se věnuje hydromorfologické klasifikaci vodních toků a určování jejich stavu dynamické rovnováhy a reálnému stavu a hodnocení stupně přirozenosti. Jejím spoluautorem je Miloslav Šindlar, který se věnuje fluvialní geomorfologii již od 90. let minulého století a to vyústilo zejména v sepsání knihy „Geomorfologické procesy vývoje vodních toků, část I. Typologie korytotvorných procesů“ z roku 2012, kde autor shrnuje dosavadní poznatky a obohacuje je na základě vlastní praxe pro potřeby fluvialní geomorfologie na území České republiky. Dále publikuje webovou aplikaci fluvialmorphology.cz, sloužící pro hodnocení hydromorfologického stavu vodních toků, součástí které je vyhodnocení typologie vodního toku na základě dlouhodobého průtoku a podélného sklonu.

Šindlar a kol. zjistili, že při stejném sklonu údolnice se mění geomorfologické typy podle měnicích se průtoků a odporu prostředí. Bylo prokázáno, že pro meandrující toky je korytotvorným průtokem při stavu dynamické rovnováhy průtok Q_{30d} (Šindlar et al., 2012), což je takový průtok, který je v dlouhodobém období dosažen nebo překročen pro 30 dní v roce (Galia, 2017), se zvyšující se energií toku stoupá korytotvorný průtok na hodnotu Q_{10} pro větvicí se toky, tedy průtok dosažený nebo překročení jednou za 10 let (Galia, 2017) a následně prudce klesá na Q_1 pro toky divočící, což průtok dosažený nebo překročení jednou za rok (Galia, 2017) pro toky divočící (Šindlar et al., 2012).

Výsledný geomorfologický typ, (GMF typ) je tedy určený na základě analýzy energie údolí, která je odvozena z odtokových charakteristik povodí a podélným sklonem pro hodnocený úsek. Pro identifikaci GMF typu tedy na rozdíl od ostatních metodik stačí pouze podélný sklon S a roční průměrný průtok Q_a (Šindlar et al., 2012).

3.4.1 Korytotvorné procesy

Jsou definovány tři základní skupiny procesů, kterými jsou vícekrát zmíněné oblasti erozních procesů, oblasti transportních procesů a oblasti akumulčních procesů odvozené od Schumma (1977). Pro každou oblast jsou charakterizované typologie vodních toků podle dominantních procesů v korytě (Šindlar et al., 2012).

Pro oblast erozních procesů jsou typické toky s nepravidelnou trasou a přímými úseky, střídání peřejí a tůní v závislosti na šířce a podélném sklonu koryta. Šindlar tuto typologii označuje jako DE [*deep erosion*] – hloubková eroze, nejedná se ovšem o stav dynamické rovnováhy a tok vývojem směřuje k jednomu z níže uvedených typů (Šindlar et al., 2012).

V oblasti transportních procesů se vyskytují toky vinoucí až meandrující, větvení do nivních koryt, střídání brodů a tůní v závislosti na vinutí koryta toku. Do této kategorie spadají toky BR [*braided rivers*] – divočení soustavy vinoucích se koryt, GSB [*gravel sand branching*] – větvení šterkonosného nebo písčitého vinoucího se koryta a AB [*anastomotic branching*] – anastomózní větvení vinoucích se až meandrujících koryt (Šindlar et al., 2012).

Oblast akumulčních procesů je typická meandrujícími vodními toky a delty, které vytvářejí odstavená ramena a střídají se u nich brody a tůně. Patří sem MD [*meander*] – plně vyvinuté meandrování, DL [*delta*] – větvení toku v deltě (Šindlar et al., 2012).

Šindlar rozeznává ještě jednu kategorii a to je kombinace erozně – akumulčních procesů s vysokou dynamikou vývoje. Sem spadá typ AE [*accelerated erosion*] – akcelerovaná eroze a subtypy AE [*incompleted development*] – nedokončené vývoje akcelerované eroze směřující do stavu dynamické rovnováhy (Šindlar et al., 2012).

3.4.2 Oblast erozních procesů – Hloubková eroze

Hloubková eroze (DE) vzniká v oblastech vzniku splavenin v ploše nivy, v korytě nebo erozí ve svazích. Objem vzniklých splavenin určuje utváření níže ležících toků a niv. Tyto toky se přirozeně zahlubují a vytváří údolí ve tvaru písmene V, vlivem toho je jejich aktivní niva velmi malá nebo žádná. Jsou to převážně vysokoenergetické toky, pokud

narazí na skalní dno, jejich vývoj podélného profilu se zásadně zpomalí (Šindlar et al., 2012).

Toky v této oblasti jsou přímé, střídají se u nich skoky/stupně a tůně zejména v závislosti na šířce a podélném sklonu (Šindlar et al., 2012).

3.4.3 Oblast transportních procesů

Jsou oblasti, kde přestává dominovat proces eroze a vzniku splavenin, ale probíhá spíše jejich transport a dočasná akumulace v řečišti nebo nivě. Naplavené a usazené materiály jsou transportovány v při zvýšených a povodňových průtocích a tak se přesouvají do nižších poloh. Tento stav se označuje jako dynamická rovnováha mezi tokem a nivou. Tento stav spolu s okrajovými podmínkami určuje výsledný GMF typ toku vinoucího se až meandrujícího hlavního koryta, které má soustavu větvících se nivních ramen (Šindlar et al., 2012).

3.4.3.1 Divočení soustavy vinoucích se koryt

Divočení soustavy vinoucích se koryt (BR) vzniká v místech, kde se nemá možnost uchytit vegetace vlivem erozních a akumulačních podmínek. Charakterizuje je více hlavních ramen o podobné kapacitě. Vzniká zejména v místech extrémního vstupu splavenin v kombinaci s vysokoenergetickým tokem s celoročními, nebo kolísavými průtoky (např. horské bystřiny, ledovcové toky, nebo semiardidní oblasti kde se nedokáže uchytit vegetace) (Šindlar et al., 2012). Divočící toky mají nízkou sinusoidu, menší než 1,3. Je-li dnovým materiálem štěrk, jsou v korytě patrné zejména podélné ostrůvky, kdežto u písčitéch jsou to ostrůvky spíše příčné (Fryirs et Brierley, 2013).

3.4.3.2 Větvení štěrkonosného nebo písčitého vinoucího se koryta

Větvení štěrkonosného nebo písčitého vinoucího se koryta (GSB) nastává v přechodné oblasti mezi vysokoenergetickými a nízkoenergetickými toky, vytváří se zde jedno hlavní štěrkonosné koryto, které se větví do soustavy menších ramen. Vegetace již má šanci se uchytit a postupně stabilizovat koryta, která se vlivem periodických disturbancí časem

různě překládají. Stále se jedná o proměnlivou soustavu, které dominují šterkové nebo písčité náplavy (Šindlar et al., 2012).

Větvící se toky mají zejména šterkové dno, jsou přechodem mezi divočením a meandrováním. Sinuosita může být v rozmezí nízké až středně vysoké, stejně tak laterální stabilita může být velmi rozdílná. Ramena se často různě překládají, vznikají odstavená ramena a jiná vznikají, často na stejných místech, kde již byla. Vznikají tak v korytě ostrůvky, které mohou být pokryta vegetací, u břehů se zachytává a ukládá jemnější materiál (písek, bahno) (Fryirs et Brierley, 2013).

3.4.3.3 Anastomózní větvení vinoucích se až meandrujících koryt

Anastomózní větvení vinoucích se až meandrujících koryt (AB) je nízkoenergetickým tokem, kde je hlavním stabilizačním prvkem vegetace v aktivní nivě, která kořenovým systémem zpomaluje erozní procesy v konkávních březích a stabilizuje systém ostrůvků a říčních ramen. Tyto řeky mají minimální podélný sklon, ale průměrné průtoky svojí energií neumožňují meandrování toku (Šindlar et al., 2012).

Tyto morfologie mají společnou typologii vinoucích se až meandrujících koryt, které se větví do nivy, střídají se zde brody a tůně v závislosti na vinutí koryta toku (Šindlar et al., 2012). Jsou to laterálně stabilní systémy s různou mírou vlnitosti, často mají velmi širokou nivní plochu. Dominují jim suspendované částice a zanedbatelný podíl větších kamenů. Prvky v korytě se omezují na ty tvořené jemným materiálem, což vede k jisté uniformitě toku. Ramena se často rozbíhají i na vzdálenost několika kilometrů, než se opět spojí opět kolem velkých ostrovů (Fryirs et Brierley, 2013).

3.4.4 Oblast akumulčních procesů

V oblasti akumulčních procesů je typicky nízký podélný sklon a pomalá rychlost proudu vody. V důsledku toho nemá proud dostatečnou energii erodovat koryto, ani přenášet splavené částice. Výsledkem toho jsou toky s jemným sedimentem s dobře vyvinutou nivou ve které dochází k akumulaci splavenin při rozlivu (Šindlar et al., 2012).

3.4.4.1 Plně vyvinuté meandrování

Plně vyvinuté meandrování (MD), jsou toky ve stavu dynamické rovnováhy s dominantním typem procesu meandrování v širokých údolních nivách. Velmi malým podélným sklonem toku a nivy protéká pomalý proud vody, kterému klade odbor většinou dobře rozvinutá pobřežní a nivní vegetace. Vegetace v kombinaci s pomalým průtokem vede zejména k zachytávání a ukládání i velmi jemných částecek splavené hlíny. Charakteristickým jevem meandrujících řek jsou odstavená ramena, která byla vytvořena protržením meandrové šíje při vývoji trasy toku. Odstavená ramena přirozeně zanikají zazemněním, na kterém se podílí sukcesní a erozní procesy (Šindlar et al., 2012).

Mají vysokou sinuosidu, větší než 1,3. Typická pro ně je přizpůsobivost přísunu a absenci sedimentu, ze které vychází laterální pohyb řeky po nivě. Limitovaný přísun dnového materiálu zabraňuje tvorbě ostrůvků a prvků v korytě (Fryirs et Brierley, 2013).

3.4.4.2 Větvení toku v deltě

Větvení toku v deltě (DL) je konečnou oblastí akumulace splavenin, nachází se u ústí do toků, jezer či moří. V této oblasti je typicky až nulový sklon a tudíž jsou zde podmínky pro usazování všech, i těch nejmenších splavenin. Tato morfologie se velmi podobá procesu anastomózního větvení, ale velké množství dílčích procesů je zde takové, že je lepší použít pro delty samostatnou kategorii. Pro upřesnění procesů je možné přidat index (AB / MD) pro lepší určení procesu utváření ramen, přičemž se používá obou indexů v kombinacích AB/AB, AB/MD a MD/MD. První index značí procesy v hlavním toku a druhý index procesy ve vedlejších ramenech. Pokud hlavní koryto není možné identifikovat, použije se prázdná hodnota, např -/AB (Šindlar et al., 2012).

3.4.5 Oblast erozně-akumulačních procesů

Je oblast s vysokou dynamikou vývoj, kde je narušen stav rovnováhy, zejména vlivem antropogenní činnosti, změně splaveninového režimu, změna erozní báze toku nebo změna rozlivu vody do nivy. Tento tok je ve fázi směřování do stavu rovnováhy, jeho budoucí podoba lze odhadnout na základě správné identifikace procesů (Šindlar et al., 2012).

3.4.5.1 Akcelerovaná eroze

Akcelerované eroze (AE) je stav, kdy si tok tvoří novou nivu erozí dna a břehů nebo agradací nadměrného přísunu materiálu. Vstup splavenin v první fázi je zejména erozí dna a v druhé fázi sesuvy přílehlých svahů. Jelikož se jedná o změnu morfologie z jednoho typu do druhé, Šindlar zavádí označení pomocí indexů, které značí z jakého do jakého typu eroze směřuje. Například AE / AB – MD, kdy první index značí původní stav a druhý cílový. V naznačeném případě se tedy jedná o akcelerovanou erozi z typu anastomózního větvení (AB) do plně vyvinutého meandrování (MD) (Šindlar et al., 2012).

3.4.5.2 Nedokončený vývoj akcelerované eroze do stavu dynamické rovnováhy

Nedokončený vývoj akcelerované eroze do stavu dynamické rovnováhy (AE – incompleted developement), je stav ve kterém je niva toku dostatečně široká, aby se mohly projevit základní korytotvorné procesy a morfologické charakteristiky cílového rovnovážného stavu. Tento subtyp akcelerované eroze se označuje indexem ID, například AB / ID, kdy AB značí cílový stav a index ID udává informaci o nedokončeném vývoji (Šindlar et al., 2012).

Zkratka GMF typu	Základní popisné charakteristiky vodního toku, nivy a údolí	Základní popisné charakteristiky odstavených a aktivních ramen v nivě
GMF typy mimo jejich dynamickou rovnováhu, oblast hlavní tvorby splavenin		
DE	Údolí tvaru V bez nivy, svahy v dlouhodobém vývoji, eroze dna je dlouhodobým charakteristickým znakem, skalní podloží udržuje relativní stabilitu podélného profilu.	Nevznikají.
AE	Nestabilní údolí charakteristické kolmými erodovanými svahy kaňonu, rozšiřující se nová niva, viz popis procesů (kapitola č. 2)	Nevznikají.
GMF typy pro úseky vodních toků v dynamické rovnováze		
BR	Široké štěrkonosné řečiště s několika hlavními, vinoucími se koryty často překládajícími trasu, soustava ramen v řečišti protékána při zvýšených stavech se velmi často překládá (v průběhu roku).	Štěrkonosná větvičí se ramena protékána a překládána během průtoků Q_1 , velmi dynamický vznik a zánik, morfologické tvary starých ramen jsou likvidovány akumulacemi štěrku a boční erozí nových koryt.
GB	Široké štěrkonosné řečiště s jedním hlavním, vinoucím se korytem často překládajícím svoji trasu, soustava ramen v štěrkonosném řečišti protékána při zvýšených průtocích se často překládá, ale okrajové části jsou již stabilizovány vegetací.	Štěrkonosná ramena protékána a překládána během průtoků Q_{10} , okrajová dlouhodobě stabilizována vegetací, dynamický vznik a zánik, morfologické tvary starých ramen jsou likvidovány akumulacemi štěrku a boční erozí nových koryt.
AB	Široká niva s jedním nebo více hlavními koryty, soustava ramen a ostrovů je stabilizována vegetací a vývoj je vázán na pozvolnou boční erozi břehů při procesu vinutí nebo meandrování koryt.	Větvičí se ramena vytváří samostatná nivní koryta dlouhodobě stabilizovaná vegetací s trvalým nebo občasným průtokem a samostatně se vyvíjející i v odlišném GMF typu než hlavní koryto, korytotvorné průtoky působí pozvolna, ale systematicky.
MD	Jedno meandrující koryto v meandrovém pásu vinoucím se kolem údolnice, meandry se prohlubují pozvolnou boční erozí až do protržení meandrové šíje, nivní vegetace zpomaluje korytotvorné procesy.	Odstavená ramena vznikají protržením meandrové šíje, nejdříve se zazemní vtok do slepého ramena, potom dolní napojení a následně celé rameno, jedná se o přirozený vývoj odstavených ramen meandrujících toků.

Tabulka 3, Charakteristika základních GMF typů, převzato od MŽP (2008)

3.4.6 Postup identifikace GMF typů

Tok je rozdělen na charakteristické úseky podle změn sklonu údolnice, změn šířky údolní nivy, změn průtoků (přítoky atp.), vývoje plochy povodí a vyhodnocením struktury vodopisné sítě. Přesnost rozdělení je adekvátní zvolit na jednu vlnovou délku meandru přirozeného vinutí toku. Tyto charakteristiky je možné získat z dálkového průzkumu země a různých podkladů. Následně je terénním mapováním docíleno zpřesnění dat získaných dálkovými podklady a provedeno vyhodnocení energie toku (MŽP, 2008).

U vysokoenergetických toků je pak zvolen příslušný trend vlivu zvýšeného zdroje splavenin nebo vlivu sníženého odporu prostředí, který je vyhodnocen na základě splaveninového režimu povodí. Z trendových křivek je následně odečten daný

geomorfologický typ, který odpovídá stavu dynamické rovnováhy v dané lokalitě (MŽP, 2008).

Zpřesnění analýzy energie a určení podtypu korytotvorných procesů je možné provést pomocí výpočtu šířky meandrového pásu (W_b), které se podle Williamse (1986) počítá jako:

$$W_b = 4,3 * W_{b_{kf}}^{1,12}$$

W_b – Šířka meandrového pásu

$W_{b_{kf}}$ – šířka koryta v břehových hranách

Následně je vypočtena šířka vinutí meandrového pásu a to stejným vzorcem podle Williamse, tentokrát však dosazením W_b místo $W_{b_{kf}}$. Dle Šindlara et al. (2006) takto:

$$W_{mb} = 4,3 * W_b^{1,12}$$

W_{mb} – Šířka vinutí meandrového pásu

W_b – Šířka meandrového pásu

Takto provedený výpočet platí pro proces plně vyvinutého meandrování (MD), pro ostatní typy korytotvorných procesů jsou výsledky vynásobeny redukčním koeficientem (M_r). Šindlar uvádí, že redukční koeficient M_r je výsledkem analýzy poměrně malého souboru dat, je proto nutný další výzkum upřesňující tento koeficient (Šindlar et al., 2012).

Výsledné hodnoty pro jiný typ než MD se tedy určí takto (Šindlar et al., 2012):

$$W_{br} = W_b * M_r$$

W_{br} – výsledná šířka meandrového pásu

W_b – Šířka meandrového pásu

M_r – Redukční koeficient

$$W_{mbr} = W_{mb} * M_r$$

W_{mbr} – výsledná šířka vinutí meandrového pásu

W_{mb} – Šířka vinutí meandrového pásu

M_r – Redukční koeficient

Tabulka redukčních koeficientů v závislosti na velikosti toku a GMF typu

GMF typ korytotvorných procesů	Průtok Q_a (m ³ /s)	$Q_a < 0,1$ Střední potoky	$Q_a = 0,1 - 1$ Velké potoky	$Q_a = 1 - 10$ Malé řeky	$Q_a = 10 - 100$ Střední řeky	$Q_a = 100 - 1000$ Velké řeky	$Q_a > 1000$ Veletoky	
	Zkratka	M_r	M_r	M_r	M_r	M_r	M_r	M_r
Divočení koryt v štěrkovém nebo písčitém řečišti - průměrný zdroj splavenin v povodí	BR	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,25	0,2
Divočení koryt v štěrkovém nebo písčitém řečišti - extrémní zdroj splavenin nebo absence vegetace	BR	0,9	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3	0,25
Větvení štěrkonosného vinoucího se koryta	GSB	1	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
Anastomózní větvení meandrujícího nebo vinoucího se koryta	AB	1	1	0,9	0,8	0,7	0,5	0,35
Plně vyvinuté meandrování	MD	1	1	1	1	1	-	-

Tabulka 4, redukční koeficient M_r dle GMF typů a průměrných průtoků dle Šindlara (2012)

Pro určení výsledného GMF se vypočtené hodnoty porovnají se zaměřenou šířkou údolní nivy (W_u) a na základě vzájemného vztahu můžeme určit následující podmínky (Šindlar et al., 2012):

$W_u < W_{bkf}$ — proces hloubkové eroze (DE)

$W_u < W_{br}$ — proces akcelerované eroze (AE), indexy vývoje vychází z analýzy okrajových podmínek na začátku a na konci akcelerované eroze

$W_b < W_{br}$ — hranice mezi akcelerovanou erozí (AE) a nedokončeným vývojem stavu dynamické rovnováhy příslušného korytotvorného procesu

$W_u < W_{mbr}$ — Nedokončený vývoj stavu dynamické rovnováhy typu korytotvorného procesu, v tomto případě je přiřazen index /ID

Informace o výpočtech převzaty od Šindlara et al., (2012).

Tabulka přehledu GMF typů a jejich charakteristik

Popisná charakteristika	Geomorfologické typy korytovorných procesů														
	DE	AE	BR	GSB	AB	MD	DL	DE	AE	BR	GSB	AB	MD	DL	
Podélný sklon (m/m)	1 - viz GMF trend	DE - MD	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	viz GMF trendy	
Korytovorný průtok (m ³ /s)	> Qn	> Qn - Q15d	Q2 - Q1	Q10 - Q2	Q15d - Q30d	Q30d	Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	Q15d - Q30d	
Vlnití trasy hlavních koryta	1	1 - 1,3	1 - 1,35	1,3 - 1,4	1,35 - 2	1,5 - 3	1,5 - 3	1,35 - 2	1,35 - 2	1,35 - 2	1,5 - 3	1,5 - 3	1,5 - 3	dle GMF typu	
Vlnití meandrového pásu	1	1 - 1,1	1 - 1,2	1 - 1,4	1 - 1,5	1,3 - 2	1,3 - 2	1 - 1,5	1 - 1,5	1 - 1,5	1,3 - 2	1,3 - 2	1,3 - 2	dle GMF typu	
Vlnití údolí	1 - 1,1	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	1 - 1,2	-	
Frekvence střídání brodů a tůní	1 - 7 Wbf	1 - 7 Wbf	4 Wbf - dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	dle vlnití	
Poměr průměrné šířky a průměrné hloubky toku	3 - 20	3 - 30	40 - 100	20 - 50	7 - 40	5 - 20	5 - 20	7 - 40	7 - 40	5 - 20	5 - 20	5 - 20	5 - 20	dle GMF typu	
Stupeň vývoje nivy (šířka nivy / šířka řečiště, koryta) pro zařazení do podtypu nedokonečného vývoje GMF typu	Neurčuje se	Neurčuje se	3 - 6	4 - 8	5 - 10	6 - 20	6 - 20	5 - 10	5 - 10	6 - 20	6 - 20	6 - 20	6 - 20	dle GMF typu	
Poměr šířky nivy a šířky toku charakteristický pro GMF typ	1	1 - dle GMF typu (3, 4, 5, 6)	6 - 30	8 - 50	10 - 80	> 20	> 20	10 - 80	10 - 80	> 20	> 20	> 20	> 20	dle GMF typu	
Potenciál tvorby splavenin v povodí (koeficient bystřinnosti)	> 0,100	Všechny možnosti	> 0,09	0,070 - 0,150	0,050 - 0,080	< 0,065	< 0,065	0,050 - 0,080	0,050 - 0,080	< 0,065	< 0,065	< 0,065	< 0,065	dle GMF typu	
Energetická charakteristika toku (vysokoenergetické [v.e.t.] / niskoenergetické [n.e.t.])	v.e.t.	v.e.t.	v.e.t.	v.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	n.e.t.	
Splaveninová bilance v hodnocené lokalitě (m ³ /s)	Qsi << Qso	Qsi < Qso	Qsi ≥ Qso	Qsi ≥ Qso	Qsi ≥ Qso	Qsi > Qso	Qsi > Qso	Qsi ≥ Qso	Qsi ≥ Qso	Qsi > Qso	Qsi > Qso	Qsi > Qso	Qsi > Qso	Qsi >> Qso	
Charakteristika působení korytovorných procesů	Nárazové	Nárazové	Nárazové i pozvolna systematicky	Nárazové i pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	Pozvolna systematicky	
Převládající dnový substrát	be, bo, cb	be, bo, cb, gr, sa	cb, gr	cb, gr, sa	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	gr, sa, sc	
Indikační znaky výsedné morfologie toků a niv	Údolní tvaru V bez nivy, svahy v dlouhodobém vývoji, eroze dna je dlouhodobých charakteristickým známkem, skalní podloží udržuje relativní stabilitu podélného profilu	Nestabilní údolí charakteristické kolímy erodovanými svahy kaňonu, rozšiřující se nová niva	Široké šterkonosné řečiště s několika hlavními, vinoucími se koryty často překládajícími trasy, soustava ramen v řečišti stavech se velmi často překládá (v průběhu roku)	Široké šterkonosné řečiště s hlavními, vinoucími se korytem často překládajícími svojí trasou, soustava ramen s šterkonosným řečišti protékáná při zvýšených průtocích se často překládá, ale okrajové části jsou již stabilizovány vegetací	Široká niva s jedním nebo více hlavními koryty, soustava ramen a ostrovů je stabilizována vegetací a vývoj je vázán na pozvolnou boční erozi během pří procesu vlnití nebo meandrování koryt	Jedno meandrující koryto v meandrovém pásu vinoucím se kolem údolnice, meandry se prohlubují pozvolnou boční erozí až do protržení meandrové šíje, nívní vegetace zpomaluje korytovorné procesy	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB	Větvení je podmíněno dosažením erozní báze toku (vodní hladina) s následným vytvořením konečného dejekčního kuželu splavenin, typy korytovorných procesů jsou vázány na charakteristiky jednotlivých koryt, obvykle se projevuje typ AB a MD, někdy GSB

Tabulka 5. Základní vlastnosti a charakteristika typologií dle Šindlara (2012)

Tabulka přehledu dnových substrátů, jejich kódy a velikostní frakce

Dnový substrát	Kód	Frakce (mm)
Skalní podloží (bedrock)	be	
Balvany (boulders)	bo	256 - 4096
Valouny (cobble)	cb	64 - 256
Štěrk (gravel)	gr	2 - 64
Písek (sand)	sa	0,062 - 2
Plavené hlíny, jíl (silt, clay)	sc	< 0,062

Tabulka 6, velikostní frakce dnového substrátu dle Šindlara (2012)

3.5 Očekávaná korespondence mezi metodikami

Montgomery-Buffington (dále M-B) a Rosgen mají co se horských toků týče sice odlišný přístup, avšak při bližším prozkoumání je možné zjistit, že výsledky se dají srovnat na základě dominantních geomorfických prvků a určit tak očekávanou shodu v klasifikačním systému. Klasifikace M-B je pro horské toky více specifická a rozlišuje tok na základě dominantních geomorfických jednotek, kdežto Rosgenova klasifikace pracuje více se specifickými naměřenými parametry. Kanály, které jsou dle M-B klasifikovány různě mohou v Rosgenově hodnotící škále spadat do stejného typu a zaniknout tak jejich rozdíl.

Šindlarova metodika je co se klasifikace horských toků týče nejméně popisná. Většina kanálů s jedním ramenem spadá do kategorie DE – hloubková eroze, nebo AE – akcelerovaná eroze s odlišným očekávaným stavem dynamické rovnováhy, naproti tomu se podrobněji věnuje tokům s více rameny, které podle M-B spadají všechny do kategorie divočicích a dle Rosgena jsou rozlišovány hlavní kategorie D a DA. V rámci této práce se pro vysoko a středně energetické toky s jedním ramenem dá předpovídat nejčastější výskyt kategorií DE a AE, směrem k určenému GMF typu.

Table 4 Expected correspondence between Montgomery and Buffington (1997) and Rosgen (1994, 1996b) channel types

<i>Montgomery and Buffington (1997)</i>	<i>Rosgen (1994, 1996b)</i>
Bedrock	A1, possibly G/F/B/C1
Colluvial	A6 with occasional boulders; possibly A3-5
Cascade	A2-3, possibly B2-3
Step-pool	A/G2-3, possibly B2-3
Plane-bed	B3-4
Pool-riffle	C/E/F3-5
Dune-ripple	possibly C/E/F5
Braided	D3-5

Source: Reproduced from Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109, 596–611; Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169–199, and Rosgen, D.L., 1996b. *Applied River Morphology*. Wildland Hydrology, Pagosa, Springs, CO.

Tabulka 7, očekávaná korespondence mezi hodnocenými metodikami, převzato od Montgomery et Buffington (2013)

4 Praktická část

4.1 Předmět zkoumání

Předmětem výzkumu jsou podhorské toky spadající do oblasti Orlických hor a Podorlicka, nacházející se ve středně strmých sklonech. Základní vybrané toky jsou Bělá, Zdobnice, Říčka a Metuje, u kterých je vyhodnocen říční vzor a popsány korytové formy [*geomorphic units*]. Do výzkumu jsou dále zahrnuty některé další menší přítoky těchto řek, které však slouží zejména jako doplnění dat do druhé části této práce, kterou je „Návrh na zlepšení typologie v rozsahu zkoumaného GMF typu“ a nebyly proto graficky znázorněny v přehledových mapách výsledných GMF typů. Na tocích byly na základě terénního mapování a poznatků získaných při zpracovávání rešeršní části této práce identifikovány přírodní úseky, u kterých proběhlo detailní vyhodnocení korytotvorných procesů a zaměření skutečného současného stavu koryta. Na základě těchto poznatků pak byly úseky klasifikované pomocí tří vybraných metodik a proběhlo srovnání platnosti těchto klasifikačních systémů a vyvozen jejich vzájemný vztah.

Již samotný přístup všech vybraných metodik se zásadně liší, Rosgenův systém (viz Klasifikace dle Rosgena) hodnotí toky dle naměřených parametrů a jejich porovnání s klasifikačním klíčem. Toky jsou hodnoceny nejprve na základě počtu ramen, následně poměru šířky koryta ku šířce nivy, poměrem délky toku ku délce úseku vzdušnou čarou, poté sklonem a v poslední řadě dle dominantního dnového materiálu. Oproti tomu metodika Montgomery et Buffington (viz Klasifikace dle Montgomery-Buffingtona) hodnotí toky na základě vizuální charakteristiky a žádné měření nejsou pro správné zařazení třeba. Úseky jsou hodnoceny na základě dominantních geomorfických jednotek [*geomorphic units*] a tvaru dna. Autoři v práci uvádějí očekávané parametry koryta, avšak nejsou pro klasifikaci stěžejní, jako tomu je u Rosgena. Česká „metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup hodnocení vliv opatření na vodních tocích a nivách na hydromorfologický stav vod“ (viz Metodika MŽP) volí také naprosto odlišný přístup, který spočívá v hodnocení toků na základě vztahu průměrného dlouhodobého průtoku a sklonu, tedy energie, a výsledkem je potenciál rovnovážného stavu vodního toku, tedy ne stav aktuální. Pro hodnocení aktuálního stavu je nutné vyhodnotit potenciální velikost vinutí meandrového pásu, kdy z analýzy určíme dominantní korytotvorný proces, který směřuje do stavu dynamické rovnováhy.

Každý z těchto přístupů definuje specifický postup a vlastnosti, na základě kterých je možné vodní tok hodnotit, avšak cíl metodik je v zásadě stejný. Jde o co možná nejpřesnější vyjádření současného stavu a chování toku, díky čemuž je možné odvodit minulé i budoucí procesy a tím predikovat nejen možná rizika vyplývající z extrémních událostí, ale zároveň napomáhat upravenému toku dostat se do rovnovážného stavu prostřednictvím revitalizačních prací a tím naplnit jeho potřeby, které povedou ke zlepšení zejména hydromorfologické a biologické situace, což zajistí zachování přírodního bohatství pro další generace.

4.2 Pracovní postup

Nejprve byly na základě dálkových podkladů určeny vhodné lokality s co nejmenší mírou ovlivnění antropogenní činností. V těchto oblastech byly následně identifikovány toky dostatečně velké, aby na nich probíhaly fluviální procesy v míře popsané v rešeršní části práce, a aby ovlivnění dřevní hmotou hrálo v morfologii toku druhořadou roli. Pro vybranou oblast byla vyhodnocena geologická, půdní a krajinná situace, které jsou úzce spjaty s geomorfologickými procesy vodního toku a napomáhají pochopení geomorfologické situace z širší perspektivy.

Následně bylo provedeno terénní mapování, které mělo za cíl shromáždění všech potřebných údajů pro vyhodnocení geomorfologických typů jednotlivých úseků toku, identifikaci hlavních korytotvorných procesů a geomorfických jednotek a následný návrh zlepšení současné metodiky. Při terénním průzkumu byla zejména zjišťována průměrná šířka úseku, výška vodního sloupce při stavu plného koryta, šířka disponibilní nivy, podélný sklon, převažující dnový substrát, výskyt a rozmístění geomorfických jednotek. Na základě těchto zjištěných údajů byl vyhodnocen říční vzor byly určeny jednotlivé úseky.

Samotná hydromorfologická klasifikace vybraných úseků probíhala podle tří metodik, kterými jsou:

1. „Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření“ (MŽP, 2008)
2. „A classification of natural rivers“ (Rosgen, 1994)

3. „Channel-reach morphology in mountain drainage basins“, (Montgomery et Buffington, 1997)

Dále byly identifikovány jednotlivé geomorfické prvky v korytě úseku a porovnány s informacemi poskytnutými metodikami. Každý říční typ má vlastní specifikace co se týče očekávaných geomorfických jednotek a parametrů. Na škále od 1 do 5 bylo vyhodnoceno, zdali se jednotlivé geomorfické prvky vyskytují či nevyskytují. Hodnocení 1 znamená, že se geomorfická jednotka vyskytuje pravidelně a je tudíž zásadní pro daný říční vzor, 5 znamená naprostá absence tohoto prvku.

Doplňující podrobnější údaje o geomorfických jednotkách v korytě byly čerpány zejména z knihy „Geomorphic Analysis of River Systems“ (Fryirs et Brierley, 2013), kde autoři shrnují dosavadní poznatky o fluviální geomorfologii a vývoji říčních vzorů ve vztahu k jednotkám v korytě.

4.2.1 Sběr potřebných dat

Mezi nejzákladnější údaje nezbytné k provedení analýzy patří zejména podélný sklon koryta, dlouhodobý průměrný průtok, hloubka koryta v plném stavu, šířka koryta v plném stavu, délka měřeného úseku a délka vzdušnou čarou, šířka aktivní nivy a převládající dnový materiál.

Podélný sklon byl zjištěný kombinací terénního měření a zjištění rozdílů nadmořských výšek z digitálního modelu terénu 5. generace, distribuovaného Českým zeměměřickým úřadem (dále jen ČÚZK). Vybrána byla co nejpřesnější kombinace výše zmíněného dle uvážení autora a znalostí místních poměrů na základě terénního průzkumu.

Dlouhodobý průměrný průtok byl převzat z ČHMÚ či odborné literatury, pokud to bylo možné. V případě, že údaje o dlouhodobém průměrném průtoku nebylo možné dohledat, byl odhadnut analogií z velikosti povodí, velikosti toku a porovnáním s toky, kde jsou údaje dostupné. Nejedná se tedy o přesnou hodnotu, ale o odhad na základě dosavadních znalostí a zkušeností autora v kombinaci s dostupnou literaturou.

Hloubka koryta v plném stavu byla změřena v terénu pomocí skládacího metru na více místech úseku a následně byla tato hodnota zprůměrována. Hloubka koryta v plném stavu je však koncept značně problematický, nemusí být na obou stranách koryta totožný,

naopak se může místně velmi lišit. Vícerá měření a jejich průměr je snahou o eliminaci těchto místních výkyvů, které byly pro jednotlivé úseky v řádu centimetrů.

Šířka koryta v plném stavu je obdobně problematický koncept jako hloubka. V jistých případech není možné spolehlivě určit šířku koryta pro celý úsek, vlivem místních rozšíření, eroznímu či akumulárnímu působení atp. Výsledná hodnota šířky koryta je proto výsledkem vícero měření a jejich následným průměrem.

Délka měřeného úseku byla odečtena z mapových podkladů, zejména z digitálního modelu terénu, který umožňuje relativně spolehlivě určit trasu koryta v místech, kde není přesný průběh z ortofota patrný. Stejně tak vzdálenost konce a začátku vzdušnou čarou. Tyto hodnoty je možné považovat za přesné, vzhledem k tomu, že začátky a konce úseků byly měřené v terénu pomocí přesného zaměření GPS.

Šířka aktivní nivy byla měřena z dat databáze DIBAVOD pomocí čar rozlivu pro aktivní zónu záplavových území v kombinaci s terénním měřením a digitálním modelem terénu. Kde nebyla data o rozlivu dostupná, byla niva určena na základě terénního průzkumu v kombinaci s digitálním modelem terénu. Šířka nivy a její přesné vymezení je problematikou ve fluvialní geomorfologii často řešenou a i za využití nejnovějších přístupů není možné ji přesně určit. Přesnost nivy je tedy závislá na kombinaci dostupných dat a zkušeností autora.

Převládající dnový substrát byl určován při terénním měření odebráním referenčního vzorku a měření průměrné velikosti částic a jejich poměrné zastoupení. Nejedná se o přesné laboratorní určení, avšak odhad průměrné velikosti na základě praktik proveditelných v terénu. Přesnost těchto dat závisí na zkušenostech a znalostech autora.

Z těchto základních informací byly následně vypočteny parametry potřebné k určení dominantního GMF typu dle postupů uvedených v metodikách. Zejména se jedná o zaříznutí [*entrenchment*], poměr šířky ku hloubce [*width to depth ratio*], sinusoidu [*sinuosity*] a šířku meandrového pásu [*meander width*]. Tyto termíny jsou dále rozvedeny v části práce věnující se jednotlivým metodikám.

4.3 Geologie, půdní poměry a krajinný pokryv modelové oblasti Orlických hor a Podorlicka

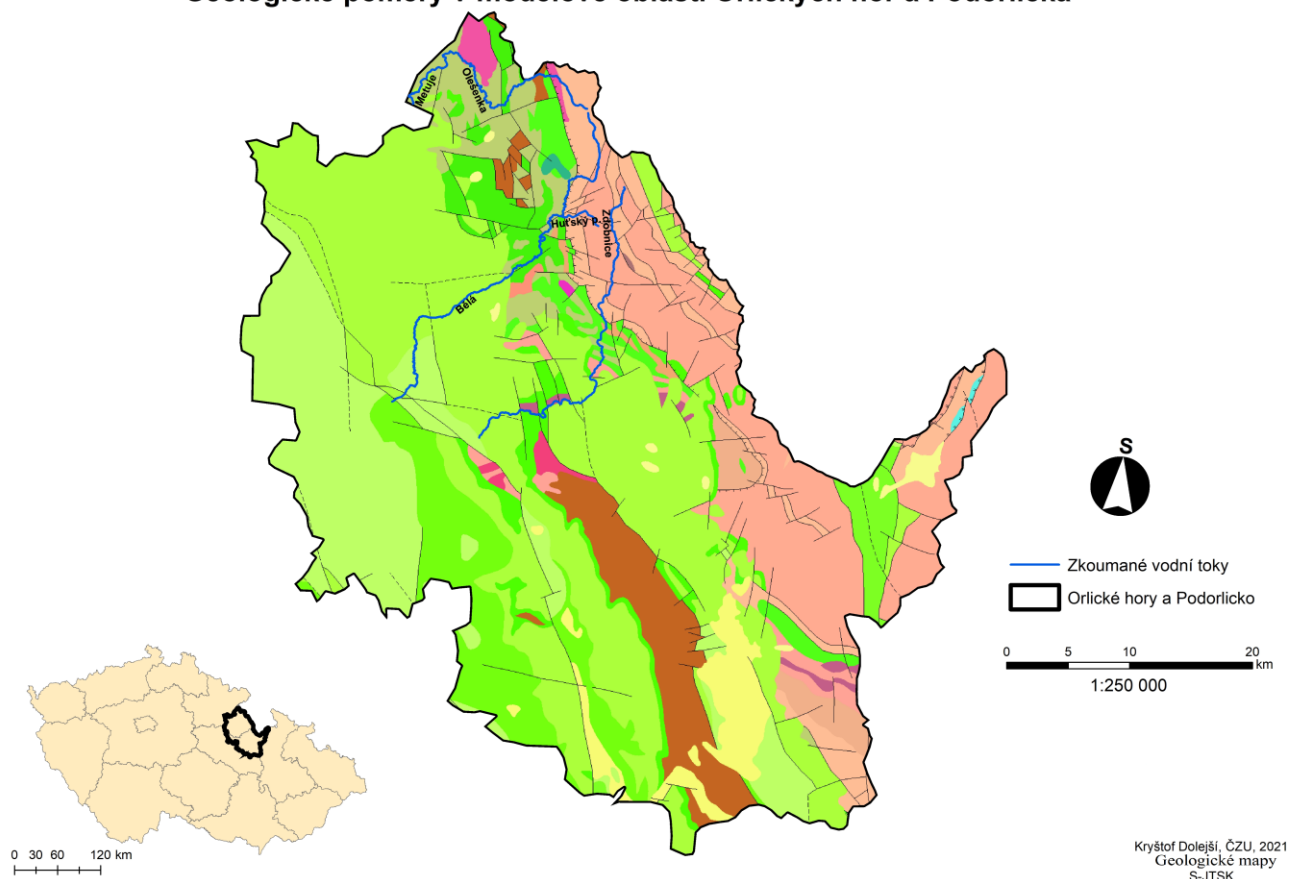
4.3.1 Geomorfologické členění oblasti

Orlické hory a Podorlicko jsou členěné následovně (INSPIRE, 2021):

- Systém: Hercynský
- Provincie: Česká vysočina
- Subprovincie: Krkonošsko – jesenická soustava
- Oblast: Orlická oblast
- Celek: Podorlická pahorkatina, Orlické hory

Základní geologickou jednotkou oblasti Orlických hor je orlicko-sněžnické krystalinikum (dřívé známé jako krystalinikum jádra orlicko-kladské klenby), což jsou přeměněné horniny pravděpodobně převážně starohorního stáří. Na tyto horniny dále navazuje novoměstské a zábřežské krystalinikum. Což jsou obalové série, které tvoří převážně severozápadní až jihozápadní obal jádra klenby, a u nich se také předpokládá převážně starohorní stáří (Opletal et al., 1980). Mezi nejvíce rozšířené horniny patří fylity, vápnité jílovce, slínovce, méně jílovité vápence, biotitické a dvojslídne granity a granodiority, rudé kalovce, pískovce, arkózy a slepence, dále jsou to zelené břidlice, svory, svorové ruly, amfibolity či granodiorit (Česká geologická služba, 2021).

Geologické poměry v modelové oblasti Orlických hor a Podorlicka



Horniny

f fylity (chloritová, biotitová případně i granátová zóna)

gm svory a ruly, granátická a staurolitová zóna, ve vysokotlakých a extrémně vysokotlakých komplexech i ruly s kyanitem (+– sillimanit)

gM migmatizované ruly, migmatity, převážně stromatitické a flebilické

gd' biotitické a amfibol-biotitické monzogranity až granodiority a trondhjemy, jemně-středně zrnité

g^x biotitické a dvojslídne granity a granodiority, místy deformované a metamorfované

G^x muskovit-chloritické, muskovit-chlorit-biotitické, dvojslídne, a biotitické metagranity až metagranodiority a ortoruly

gd^x biotitické a amfibol-biotitické granity a granodiority, místy deformované a metamorfované

n^x gabra, metagabra

cKt vápnité jílovce, slínovce, méně jílovité vápence

mKts vápnité jílovce a slínovce

Kce jílovce, prachovce, pískovce, slepence

I metaryolity, metadacity (porfyroidy, křemenné keratofyry), jejich metatufy

A zelené břidlice

B amfibolity, granátické amfibolity

N písky, štěrky, jíly

q kvarcité

Ps rudé kalovce (prachovité jílovce), pískovce, arkózy, slepence

Tektonické linie

— zlom známý

- - - zlom předpokládaný

▲ přesmyk známý

▲ přesmyk předpokládaný

— hlavní násunový (příkrovový) zlom známý, hlavní násunová (smyková) zóna známá

— vedlejší násunový (příkrovový) zlom známý

Kryštof Dolejší, ČZU, 2021
Geologické mapy
S-JTSK

Mapa 1, Geologické poměry v oblasti Orlických hor a Podorlicka, převzato a upraveno od České geologické služby

4.3.2 Půdní poměry oblasti Orlických hor a Podorlicka

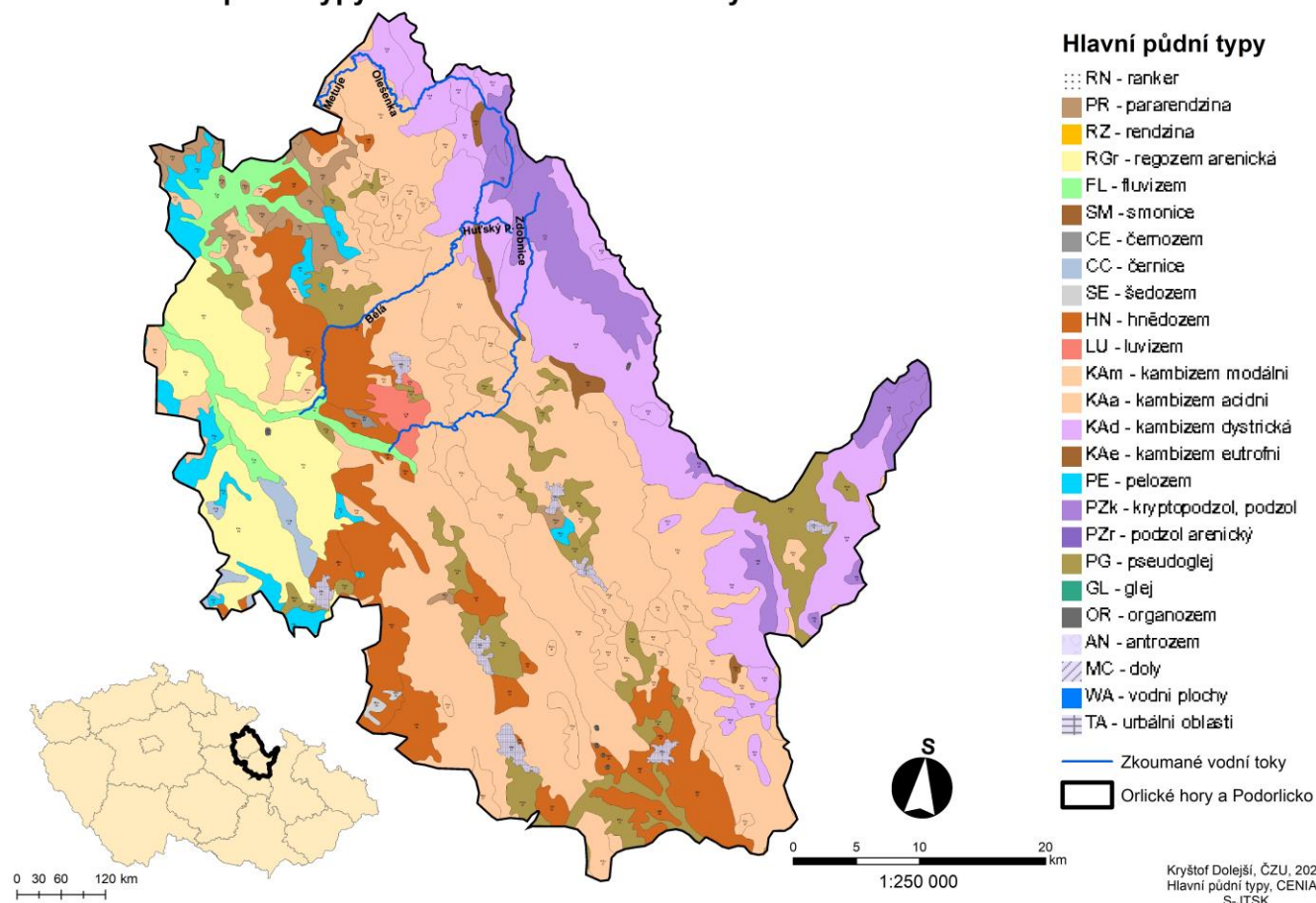
Vznik a vývoj půd v oblasti Orlických hor a Podorlicka je výsledkem působení několika faktorů. Původně šlo zejména o vlivy přírody, s postupujícím civilizačním tlakem je možné hovořit také o působení člověka. Půdní pokryv Orlických hor odráží značnou rozdílnost přírodních podmínek. Nestejné klimatické, hydrologické, geologické, geomorfologické a další poměry byly příčinou, že zde vznikly půdní typy kvalitativně zcela rozdílné. Na polovině území CHKO Orlické hory převládají písčitohlinité půdy. V přibližně stejném poměru se na zbylém území prolínají půdy písčitohlinité a hlinitopísčité. Pouze v okolí Prostřední Rokytnice a odtud směrem k Pěčínu je zastoupena půda hlinitá a jílovitohlinitá (AOPK, 2021).

V Orlických horách, kde pramení většina místních řek, mimo jiné zkoumané Zdobnice, Bělá i Olešenka se nejvíce vyskytuje jako hlavní půdní jednotka PZk – kryptopodzol, podzol. Na tuto půdní jednotku ze všech stran navazuje KAd – kambizem dystriická, kterou protékají střední části vybraných vodních toků. Nejvíce rozšířeným půdním typem v oblasti Podorlicka je KAa – kambizem acidní (viz mapa 2) (CENIA, 2021).

Kryptopodzoly a podzoly patří mezi podzosoly. Pozsodoly jsou půdy se spodickými diagnostickými horizonty, buď kyprými neiluviálními, či iluviálními, v tomto případě ležícími pod vyběleným horizontem, silně nenasycené v celém sólu (VM menší než 30%) a vysoce nasycené hliníkem, mají výraznou tendenci k vytváření surového humusu (ČZU, 2021). Vegetaci na podzosolech tvoří nejčastěji jedlové bučiny se smrkem (AOPK, 2021).

Kambizemě spadají do skupiny kambisol, což jsou půdy s výrazným braunifikovaným či pelickým diagnostickým horizontem, vytvořeným v hlavním souvrství svahovin z přemístěných zvětralin pevných či zpevněných hornin či v analogickém souvrství jiných substrátů (zahliněné písky, štěrkopísky), se širokou škálou zrnitosti, vyluhování a acidifikace, s možností výskytu všech typů nadložního humusu a několika typů humózních horizontů (melanický, umbrický, andický) (ČZU, 2021). Vegetaci na kambizemi tvoří zejména bučiny, jedlobučiny a luční porosty vlhkých stanovišť, na zemědělské půdě jsou to pak horské pastviny (AOPK, 2021).

Hlavní půdní typy v modelové oblasti Orlických hor a Podorlicka

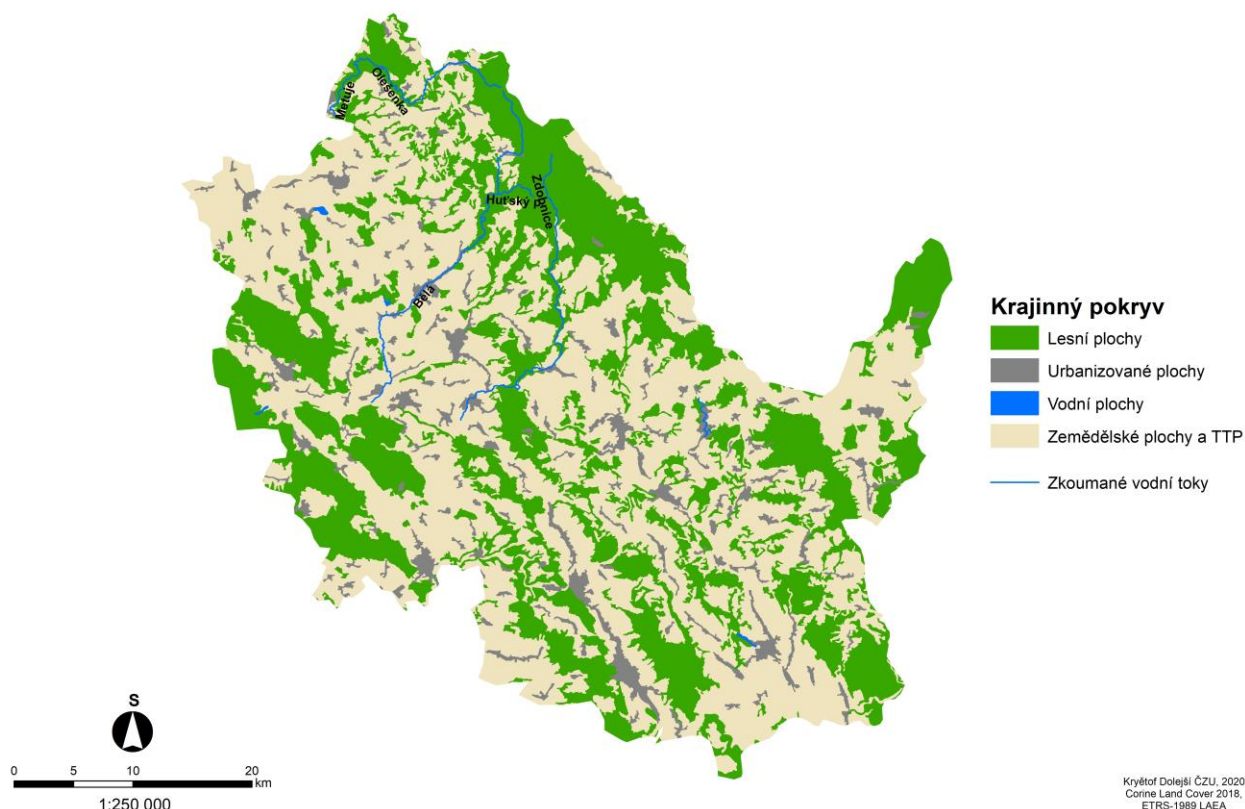


Mapa 2, hlavní půdní typy modelové oblasti Orlických hor a Podorlicka, převzato z databáze CENIA

4.3.3 Krajinný pokryv oblasti Orlických hor a Podorlicka

Většinu jádrové oblasti Orlických hor tvoří lesy. Horní části zkoumaných toků pramenících právě v Orlických horách tvoří téměř bez výjimky les, je zde proto možné očekávat významné omezení laterální migrace koryta, zejména kvůli zpomalení erozního působení vody vlivem dobře rozvinutého kořenového systému. Střední části toku protékají zejména zemědělskými plochami, podél toku se však vyskytují úzké pásy lesních porostů, i zde je proto možné očekávat značné omezení erozních působení vody na břehy koryta. Nemusí se však projevit v takové míře, jako tomu je u zcela zalesněných oblastí. Přesné vymezení vlivu vegetace na okolní koryto pro jednotlivé části je předmětem terénního mapování.

Krajinný pokryv oblasti Orlických hor a Podorlicka podle Corine Land Cover 2018



Mapa 3, krajinný pokryv modelové oblasti odvozený a zjednodušený dle Corine Land Cover 2018

4.4 Geomorfologické hodnocení vybraných vodních toků

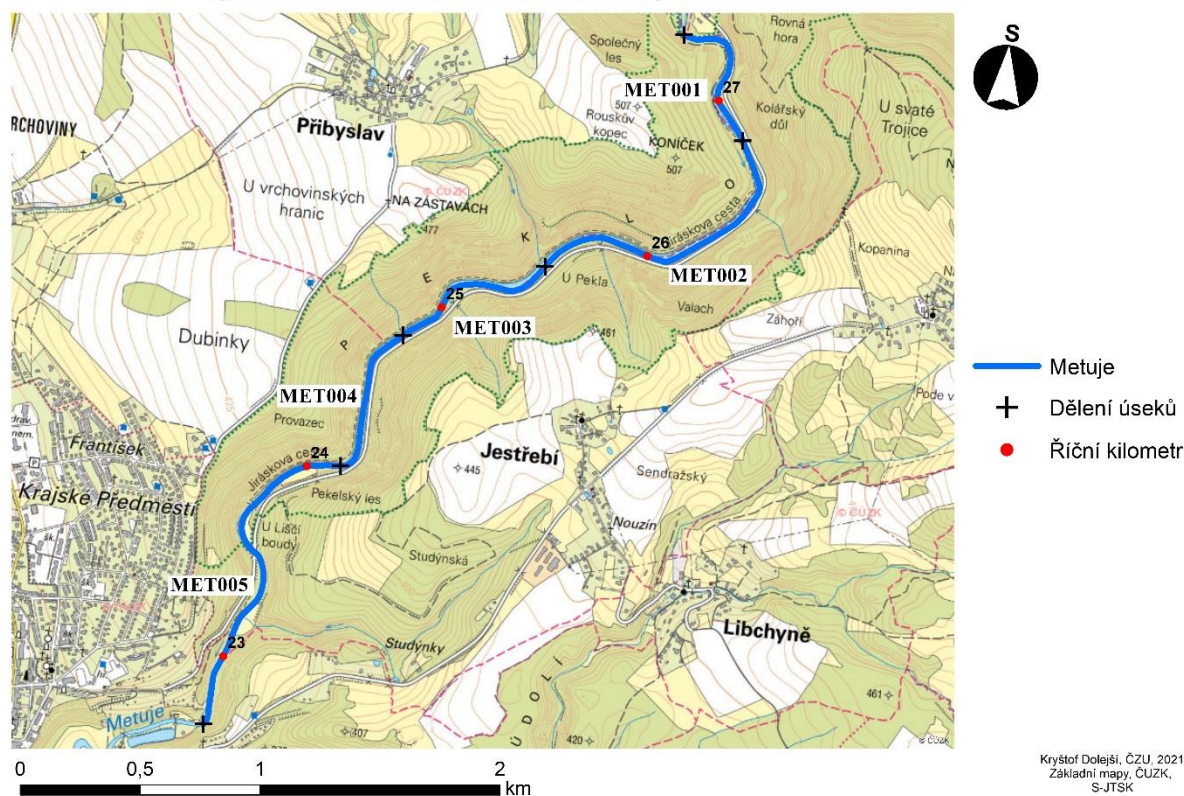
4.4.1 Metuje

Řeka Metuje pramení v nadmořské výšce okolo 630 metrů nad mořem v Broumovské vrchovině, západně od Adršpašských skal. V Jaroměři, ve výšce okolo 248 metrů nad mořem se vlévá do Labe. Mezi významné přítoky Metuje patří například Olešenka či Dřevíč. Celková délka toku je přibližně 77,2 kilometrů a plocha povodí zhruba 607,6 km² (Vlček, 1984). Na Metuji se nachází celkem tři hlásné profily, v Maršově nad Metují je dlouhodobý průměrný průtok Q_a 1,03 m³/s, v Hronově 2,77 m³/s, v Krčíně u Nového Města nad Metují 5,33 m³/s a při soutoku s Labe 6,08 m³/s (ČHMÚ, 2021).

V měřené části toku, která byla celkem rozdělena na 5 úseků, a která se nachází od soutoku s Olešenkou ve výšce 322 m n. m. k Novému Městu nad Metují ve výšce 296 m n. m., mezi 26,5 až 22,5 říčním kilometrem, a má celkovou délku 4,74 km byl průměrný dlouhodobý průtok Q_a odhadnut na 3,5 m³/s. Údolí v této části toku je do značné míry

zařízlé ve tvaru V, avšak po proudu směrem k Novému Městu nad Metují je očividné rozšiřování a tudíž také větší možnost rozlivu do nivy. Nivní plocha však není v žádné části toku dostatečně široká a Šindlarova metoda analýzy šířky meandrového pásu poukazuje na probíhající boční akcelerovanou erozi v celém měřeném rozsahu. V této oblasti se tudíž tok nenachází ve stádiu dynamické rovnováhy a stále si tvoří novou nivu. Dno toku je šterkovité a břehy působí soudržně, jsou hustě porostlé a stabilizované vegetací.

Vymezení hodnoceného úseku Metuje



Mapa 4, Vymezení zkoumaného úseku Metuje na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

4.4.1.1 Vyhodnocení GMF typů

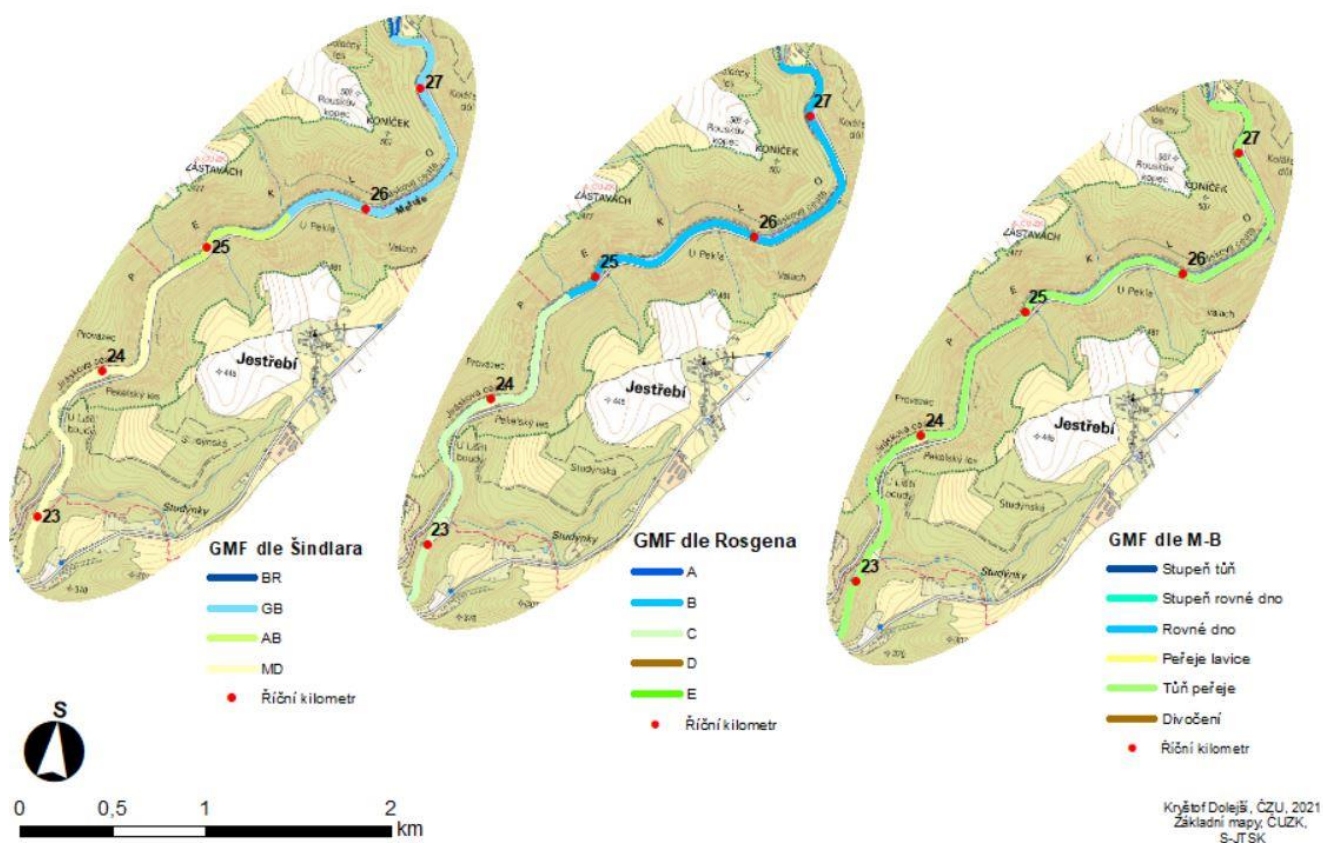
Potenciál dynamické rovnováhy je pro Metuji dle metodiky MŽP v horní části úseku od soutoku s Olešenkou po zhruba 25,5 říční kilometr GB – větvení šterkonosného koryta, které pozvolna přechází do AB – anastomózního větvení a zhruba v polovině trasy směrem k Novému Městu nad Metují přechází do plně vyvinutého meandrování. Stav

dynamické rovnováhy pro tento úsek není naplněn a proto se tok nachází ve fázi AE – akcelerované eroze, která směřuje právě ke zmíněným morfologiím.

Výsledky analýzy parametrů koryta a nivy dle Rosgena poukazují na přítomnost dvou GMF typů, zhruba polovina toku směrem od Pekla po proudu před 25 kilometrem spadá do kategorie B, druhá polovina pak do kategorie C. Tento rozdíl je způsobený zejména snižujícím se sklonem a rozšiřováním údolí, které snižuje poměr zařízení.

Montgomeryho a Buffingtonova metoda vizuálního hodnocení odhaluje po celé délce úseku pouze jediný GMF typ, kterým jsou tůňe přejeje. Tento výsledek je odrazem relativní homogenity proudu a pravidelného střídání brodů s tůňemi, které nejsou výrazně narušovány žádnými jinými výraznými prvky, kromě často přítomných ostrovů.

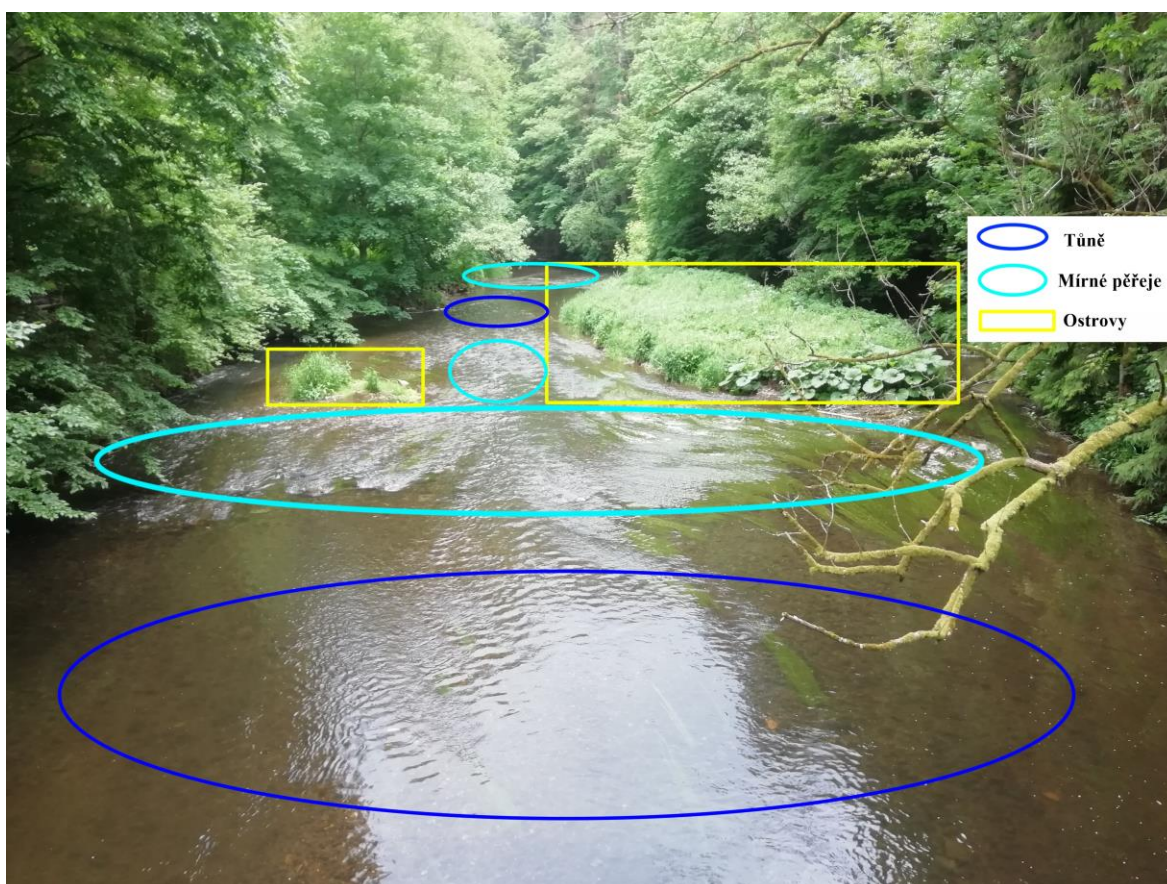
GMF typy hodnocených úseků dle vybraných autorů hodnocené části toku Metuje



Mapa 5, srovnání klasifikace hodnocené části Metuje na základě vybraných autorů na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

4.4.1.2 Korytové formace

Mezi nejčastější geomorfické prvky/korytové formace jsou pro všechny úseky mírné peřeje, střídané tůněmi a šterkovými lavicemi v konvexních stranách meandrů. Po celé délce měřených úseků jsou přítomné ostrovy a místy nezarostlé středové lavice, které vznikají shlukem částic, které proud nemá sílu odnést. Ostrovy jsou stabilní a nedá se předpokládat jejich častý spontánní zánik ani vznik. V korytě jsou běžným prvkem také klasy hrubšího materiálu, které mohou za určitých podmínek vést ke vzniku nových středových lavic a následně ostrovů. Identifikovány byly také občasné se vyskytující transversální žebra, zejména u břehů, které jsou běžné pro toky se střední energií (viz obr. 13).



Obr. 13, Typický výskyt geomorfických prvků v korytě řeky Metuje, dle M-B hodnocené jako tůně-peřeje, dle Rosgena C4 a dle Šindlara AE/AB

Přítomnost ostrůvků a šterkových lavic je zásadním prvkem pro šterkonosná koryta a anastomózní větvení, které v této lokalitě předpovídá Šindlarova analýza energie. Ostrůvky se nachází i v úsecích plně vyvinutého meandrování, kde je přítomnost ostrovů spíše ojedinělým jevem, hranice mezi plně vyvinutým meandrováním a anastomózním

větvením byla však v tomto případě analýzy velmi malá, a proto je možné očekávat zde výskyt obou zmíněných typů. Vzhledem ke skutečnosti, že tok na základě analýzy šířky meandrového pásu není ve stavu dynamické rovnováhy a probíhá zde akcelerovaná eroze, není možné očekávat výskyt všech korytových jednotek. Avšak tok vykazuje známky počínajícího větvení, kterým jsou právě středové lavice a ostrůvky.

Rosgen ve svém klasifikačním systému uvádí pro typ B i C typický výskyt tůň a peřejí, což odpovídá i skutečnému stavu geomorfických jednotek v korytě. Typ B také předpovídá výskyt silných peřejí, které se po toku občasně vyskytují. O výskytu středových lavic či ostrůvků Rosgen pro tyto říční vzory nehovoří.

Klasifikace dle Montgomeryho a Buffingtona pro tento úsek řeky Metuje určuje morfologii tůň – peřeje po celé délce toku. Vzhledem ke střídání úseků mírných i silných peřejí, prokládané mělkými u hlubokými tůňmi není o tomto zařazení pochyb. V metodice autoři uvádí, že výskyt ostrovů a středových lavic je možný, a že lavice se vytváří za podmínek dostatečné šířky kanálu a přísunu materiálu.

Výskyt korytových formací pro hodnocený úsek Metuje

Úsek	MET001	MET002	MET003	MET004	MET005
GMF typ podle Rosgena	B4c	B4c	B4c	C4	C4
GMF typ podle M-B	Tůně-peřeje	Tůně-peřeje	Tůně-peřeje	Tůně-peřeje	Tůně-peřeje
Rovnážný GMF typ podle Šindlára	GB	GB	AB	MD	MD
Analýza šířky meandrového pásu	AE	AE	AE	AE	AE
Geomorfické jednotky v korytě ↓					
Fluviální klasty	2	2	2	3	3
Velký stupeň tvořený kamenem/podložím	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený kamenem/podložím	5	5	5	5	5
Velký stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5
Transverzální žebra	3	3	3	3	3
Hluboká tůň	1	1	1	1	1
Mělká tůň	1	1	1	1	1
Boční šterkové nebo písčité lavice	1	1	1	1	1
Středové lavice - bez vegetace	1	1	1	1	1
Ostrov - s vegetací	1	1	1	1	1
Konvexní náplavy	1	1	1	1	1
Silné peřeje	3	3	3	3	3
Mírné peřeje (brody)	1	1	1	1	1

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjimečný výskyt

5 – Nevyskytuje se

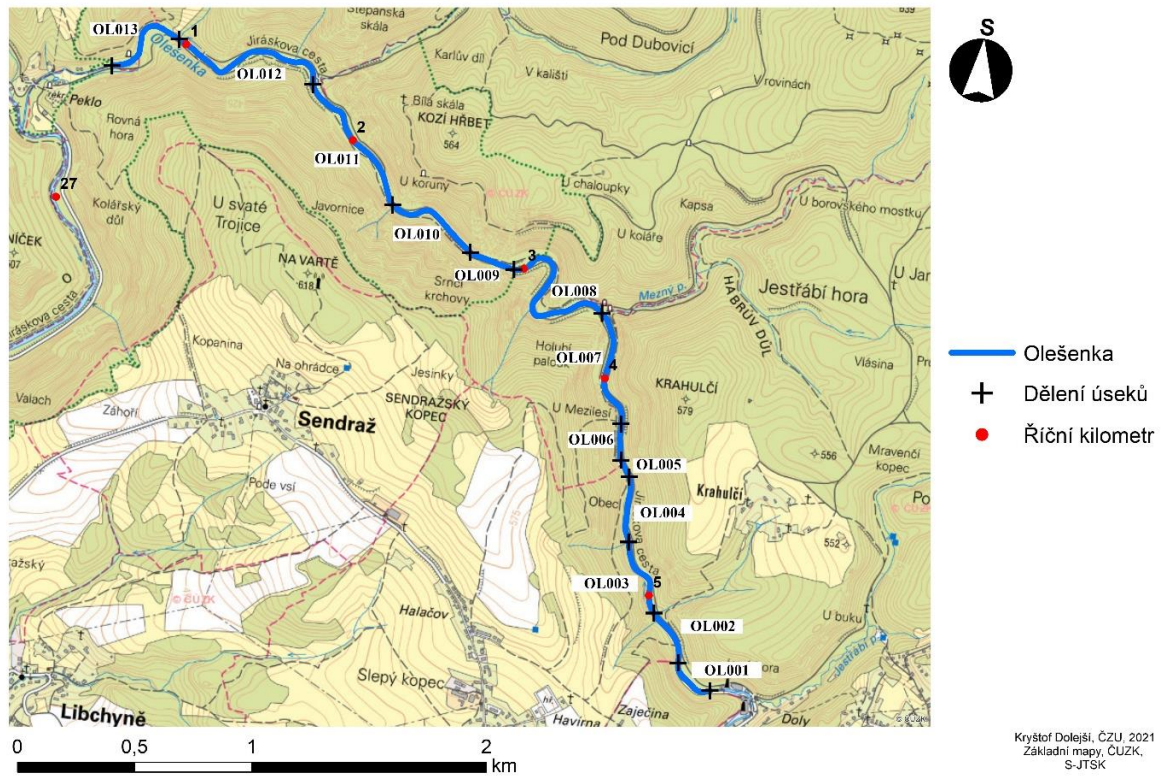
Tabulka 8, hodnocení výskytu korytových formací

4.4.2 Olešenka

Tento velký potok pramení v Orlických horách, v nadmořské výšce okolo 985 metrů nad mořem, na západním svahu hory Vrchmezí a vlévá se do Metuje u Pekla v nadmořské výšce 325 metrů nad mořem. Potok je dlouhý 20,4 kilometrů s plochou povodí 46,9 km². Dlouhodobý průměrný průtok při ústí s Metují v Pekle je 0,48 m³/s (Vlček, 1984). Několik kilometrů nad soutokem tvoří Olešenka hluboce zaříznuté údolí tvaru V a tato oblast spadá do přírodní rezervace Peklo, která je součástí soustavy NATURA 2000.

Vybraný úsek pro výzkum se nachází mezi Novým Hrádkem ve výšce 454 m n. m. a končí zhruba půl kilometru nad ústním do Metuje ve výšce 334 m n. m. Celá měřená část je dlouhá přibližně 5 kilometrů, mezi 0,5 až 5,5 říčním kilometrem, a je celkem rozdělená na 13 úseků se specifickými morfologickými vlastnostmi. Údolí je po celé délce měřené části zařízlé, ve většině případů tok nemá možnost dostatečného rozlivu do okolní nivy. Dno toku je zejména šterkové, místy balvanité, břehy jsou soudržné a na většině míst nevykazují výrazné erozní působení. Vodní tok protéká lesním porostem po celé délce zkoumané části, v březích jsou často patrné odkryté kořeny stromů, vegetace hraje v soudržnosti břehů výraznou roli.

Vymezení hodnoceného úseku Olešenky



Mapa 6, Vymezení hodnocené části Olešenky na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

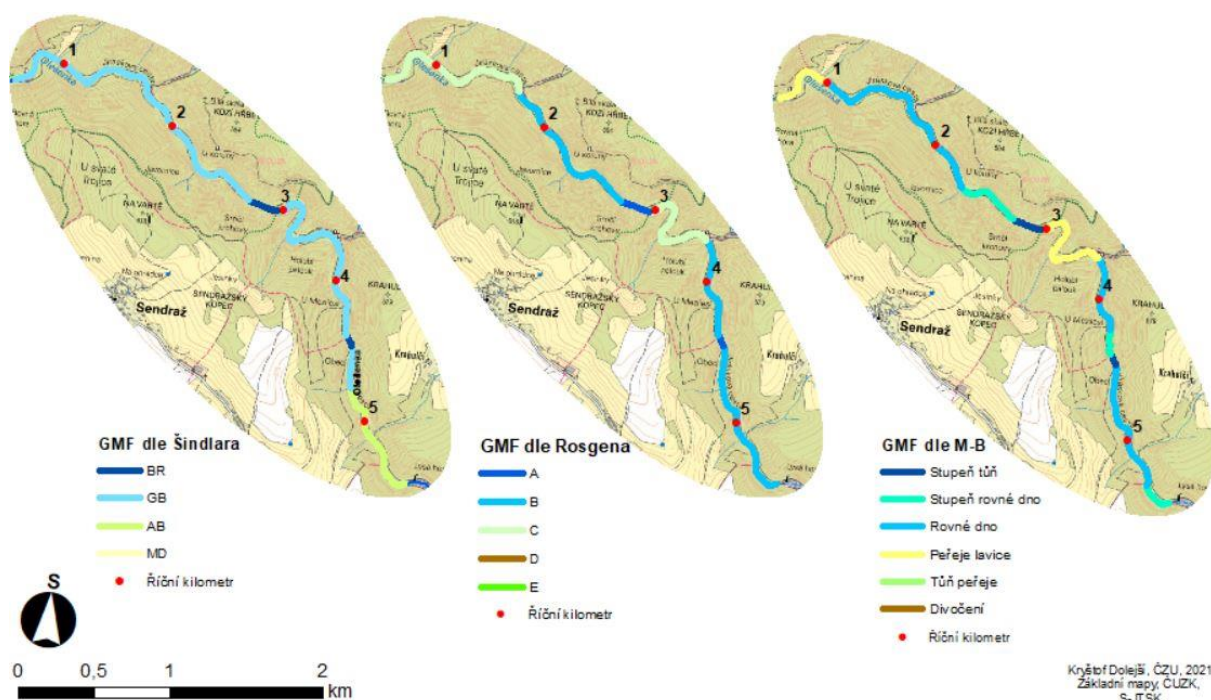
4.4.2.1 Vyhodnocení GMF typů

Dle Metodiky MŽP je na základě analýzy energie rovnovážným stavem ve větší části toku GB – šterkonosné vinoucí se koryto, které je místy střídané vysokoenergetickými úseky s větším sklonem, pro které je dynamickým stavem rovnováhy BR – divočení soustavy vinoucích se koryt, tyto úseky se nachází u 3. a 5. říčního kilometru. Od přibližné pátého říčního kilometru dále je pak stavem dynamické rovnováhy AB – anastomózní větvení. Po celé délce toku se nachází náhodně rozmístěné středové lavice a větší shluky klastů, které jsou typickým znakem pro výše zmíněné typologie. Analýza šířky meandrového pásu odhaluje skutečnost, že vodní tok se ani v jedné části nenachází ve stavu dynamické rovnováhy a že dominantním korytotvorným procesem je zde AE – boční akcelerovaná eroze.

Rosgenova analýza parametrů koryta rozlišuje tři vyskytující se morfologie, kterými jsou typy A, B a C. Největší podíl všech úseků spadá do kategorie B, tedy středně zařízlé, relativně rovné středně energetické toky. Od počátku hodnocené části, mezi 0,5 až cca 1,5 říčním kilometrem spadá tok do kategorie C, což jsou málo zařízlé, středně rovné toky. Poté následuje typ B, na který navazuje na krátký úsek kategorie A, tedy vysokoenergetické, strmé a rovné toky, a poté přechází do C kategorie méně zařízlhých středně energetických toků. Následně se posloupnost opakuje, na kategorii C navazuje B a poté opět kategorie A, která je po velmi krátkém úseku opět vystřídána kategorií B až do konce měřené části.

Montgomeryho a Buffingtonova hodnotící metoda pro tuto část toku vykazuje nejvyšší míru rozmanitosti. První část toku mezi 0,5 až 1 říčním kilometrem spadá do kategorie peřeje lavice, což je přechodný stupeň mezi rovným dnem a tůní peřejí, následuje rovné dno, které přechází do stupně rovného dna a následně do stupňů a tůní. V nejvíce meandrující části toku počínající 3. říčním kilometrem je opět dominantní morfologií peřeje lavice, na kterou navazuje rovné dno pozvolna přecházející přes stupeň rovné dno do stupňů a tůní. Poté opět následuje rovné dno, které v nejhornější části měřeného úseku přechází do stupňů a rovného dna.

GMF typy hodnocených úseků dle vybraných autorů hodnocené části toku Olešanky



Mapa 7, Srovnání výsledných geomorfologických typů dle vybraných autorů na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

4.4.2.2 Korytové formace

Jak již napovídá klasifikace Montgomery-Buffington, nachází se na tomto měřeném úseku celá škála naprosto odlišných geomorfických jednotek. Pro vysokoenergetické úseky jsou nejčastějším a zásadním morfologickým prvkem velký a malý stupeň střídaný v pravidelném intervalu hlubokou či mělkou tůň, případně peřejemi, v závislosti na výšce stupně. Čím vyšší stupeň, tím hlubší tůň vlivem vymílací síly. V případě tohoto toku byly stupně vždy tvořené balvanem a nikdy kořenovým systémem.

Úseky se střední mírou energie byly dominované dlouhými homogenními úseky s občasným výskytem tůň či stupně, nejčastěji se v těchto úsecích vyskytovaly klasty náhodně rozmístěné v korytě a mírné táhlé peřeje. S klesající energií a rostoucí šířkou koryta se začínají vyskytovat v korytě větší klasty a také boční či středové lavice. Středové lavice se vyskytují zejména při rostoucí sinuositě, před nebo za počátkem meandru.

Výskyt lavic může být indikátorem počínajícího větvení koryta či nadměrného množství splavenin.

Metodika MŽP a tedy analýza potenciálního rovnovážného stavu v porovnání se skutečným stavem odhaluje, že tato část toku je stále ve vývoji a dominantním korytovým procesem je zde boční akcelerovaná eroze – AE, v místech vysoké energie DE – hloubková eroze, jelikož je zde patrné zahloubení toku. Tyto úseky jsou typické výskytem stupňů a tůní a absencí jakýchkoliv jiných výrazných prvků. V místech kde je potenciálním rovnovážným stavem AB – anastomózní větvení bylo možné pozorovat tendenci vzniku více koryt. V úseku OL002 se nachází významně velký ostrov pokrytý vegetací, kolem kterého proudí zřetelně menší boční rameno. Vznik dalších bočních ramen se dá v budoucnu předpokládat.

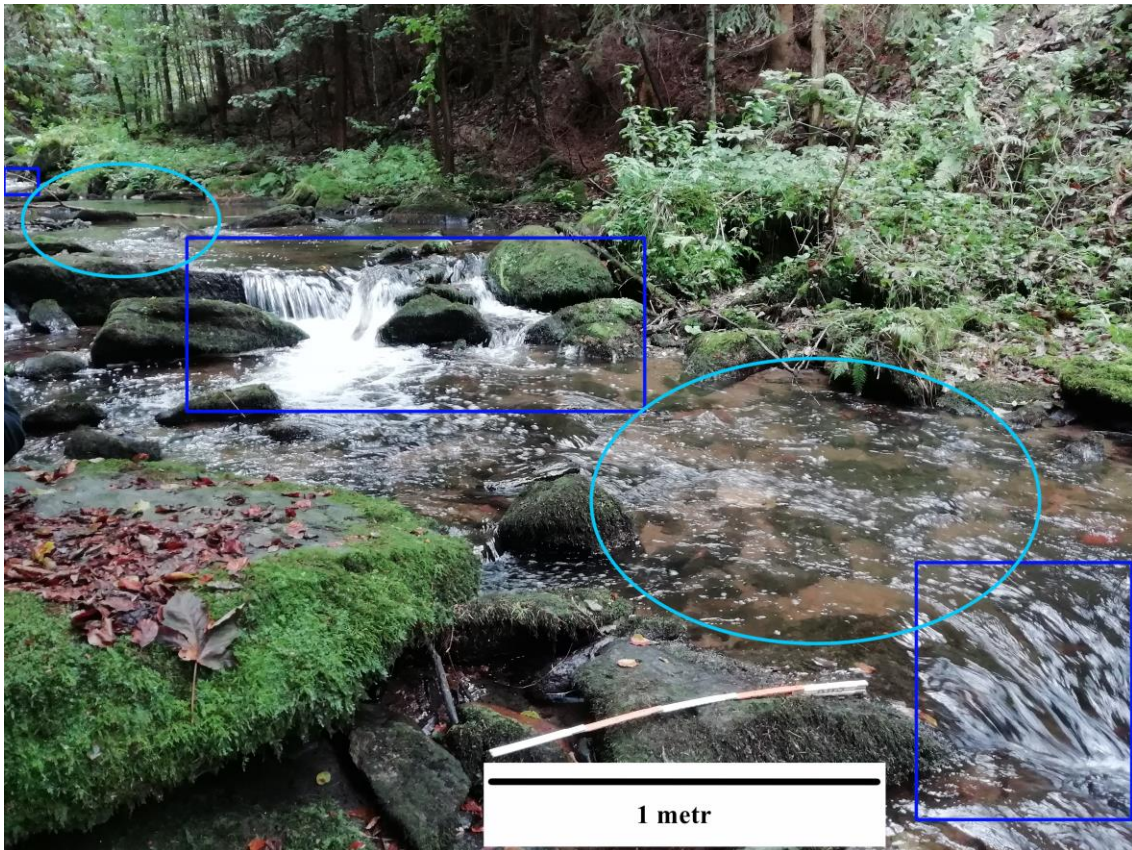
Většina toku je zařazena do kategorie GB – větvení šterkonosného koryta, avšak zásadní morfologické jednotky běžné pro tento typ se v korytě vyskytují spíše občasně. Po celé délce toku se nachází několik středových lavic a ostrovů, které indikují dostatečný přísun materiálu. Zásadní vliv zde hraje zejména vegetace, která je hojně přítomná v bočních hranách koryta a tudíž působí jako zpevňující faktor a zabraňuje laterální migraci koryta.

Vyhodnocení toku dle Rosgena napovídá, že se po téměř celé délce jedná o středně energetický tok, který je částečně zaříznutý. Vysokoenergetická místa odpovídají popisu kategorie A. Pro kategorii B platí, že je tok středně zaříznutý s občasným výskytem tůní či silnějších peřejí. Silné peřeje se po toku vyskytují velmi sporadicky, naopak mírné peřeje jsou pro kategorie B i A naprosto zásadním morfologickým prvkem. Obecně platí, že nižší energie dá vznikat více klastům a transverzálním žebrům, která se teoreticky časem mohou vlivem nánosu hmoty stát lavicemi, které jsou v toku také přítomné, zejména v kategorii C, což jsou málo zařízle toky. Na tomto toku je možné pozorovat trend, že čím méně zařízle tok, tím pravděpodobnější výskyt středové lavice.



Obr. 14, Úsek Olešenky hodnocený dle M-B jako peřeje-lavice, dle Rosgena jako B4 a dle Šindlara jako AE/GB

Montgomery a Buffington klasifikace je pro tento tok nejvíce rozmanitá, zejména vlivem často se střídajících míst s výskytem určitého geomorfologického znaku. Stupně a tůně se vyskytují nejméně, na toku jsou pouze dva tyto úseky a jejich teoretický popis odpovídá realitě. Zajímavým úkazem je zde poměrně častý výskyt přechodné morfologie stupeň rovné dno, kdy homogenní rovné úseky střídají malé pravidelně rozmístěné stupně, zde se již oproti stupňům a tůňím začínají občas vyskytovat klasty a sporadicky také transverzální žebra. Tůně jsou zde relativně ojedinělým jevem, naopak dominují peřeje a brody. Rovné dno je charakteristické nijakostí a skutečnost tomu také odpovídá, dlouhé homogenní úseky mírných peřejí jsou nejčastějším jevem Olešenky v hodnoceném rozsahu. Peřeje lavice jsou velmi podobné rovnému dnu, je zde však již patrná převažující tendence k ukládání materiálu a tedy vznik klustů, lavic a ostrůvků. Občas se vyskytující tůně jsou provázeny všudypřítomnými mírnými peřejemi.



Obr 15, Úsek Olešanky hodnocený dle MB jako stupeň-tůň, Rosgena A4 a MŽP jako AE/BR

Výskyt korytových formací pro hodnocený úsek Olešanky

Úsek	OL001	OL002	OL003	OL004	OL005	OL006	OL007	OL008	OL009	OL010	OL011	OL012	OL013
GMF typ podle Rosgena	B4c	B4c	B4c	B4	A4	B4	B4	C4	A4	B4	B4	C4b	C4b
GMF typ podle M-B	Peřeje-lavice	Rovné dno	Rovné dno	Rovné dno	Stupeň-tůň	Peřeje-lavice	Rovné dno	Peřeje-lavice	Stupeň-tůň	Stupeň-rovné dno	Rovné dno	Rovné dno	Peřeje-lavice
Rovnážný GMF typ podle Šindlara	AB(GB)	AB(GB)	AB	GB	BR	GB	GB	GB	BR	GB	GB	GB	GB
Analýza šířky meandrového pásu	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	DE/AE	AE	AE	AE	GB/id
Geomorfické jednotky v korytě ↓													
Fluviální klasty	2	3	2	2	4	2	2	2	4	2	3	4	2
Velký stupeň tvořený kamenem/podložím	5	5	5	5	5	1	2	5	5	1	5	5	5
Malý stupeň tvořený kamenem/podložím	3	4	3	2	1	1	3	4	1	2	5	5	4
Velký stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Transverzální žebra	4	3	4	4	5	4	3	3	5	4	3	4	2
Hluboká tůň	5	5	5	5	1	3	5	5	1	5	5	5	5
Mělká tůň	3	3	3	3	3	3	3	3	1	4	4	5	3
Boční štěrkové nebo písčité lavice	4	5	4	4	5	5	4	4	5	5	5	5	3
Středové lavice - bez vegetace	1	5	4	5	5	3	3	1	5	5	5	5	2
Ostrovky - s vegetací	2	5	5	3	5	4	4	2	5	5	5	5	5
Konvexní náplavy	3	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	3
Silné peřeje	5	5	5	5	2	3	4	4	1	3	5	5	5
Mírné peřeje (brody)	1	1	1	1	4	1	1	1	4	1	1	1	1

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjimečný výskyt

5 – Nevyskytuje se

Tabulka 9, výskyt korytových formací

4.4.3 Zdobnice

Zdobnice pramení pod Maruší, ve svahu Velké Deštné v nadmořské výšce okolo 1065 m n. m. Ve výšce okolo 850 m n. m. se z říčky stává aluviální tok a zde také začíná první měřený úsek. Ústí do Divoké Orlice v nadmořské výšce 287 m. Zdobnice je dlouhá 34,2 km s plochou povodí 124,5 km². U ústí do Divoké Orlice má průměrný průtok 1,95 m³/s (ČHMÚ, 2021). Až po Slatinu teče v převládajícím směru Sever-Jih, následně se obrací do směru VýchodoSeveroVýchod – ZápadoSíhoZápad, a takto pokračuje až po ústí. Mezi významné přítoky patří zejména Říčka, která se vlévá do Zdobnice z levé strany, asi 3 kilometry od Slatiny nad Zdobnicí.

Hodnocená část Zdobnice se nachází přibližně mezi 26,5 až 31,5 říčním kilometrem, mezi aluviálním počátkem toku a vesnicí Zdobnice v nadmořské výšce od 822 m n. m. až po 621 m n. m., nejedná se ale o spojitý úsek, některé části toku jsou vynechány vzhledem k významnému antropogennímu vlivu. Celkem je hodnoceno 11 úseků o celkové délce přibližně 4 km. Údolí je téměř po celé délce hodnocené části Zdobnice zaříznuté ve tvaru V, tok nemá ve většině případů možnost dostatečného rozlivu. Koryto je tvořené hrubým materiálem a je doprovázené vegetací po téměř celé délce toku, což tvoří pevné koryto málo náchylné k intenzivnímu eroznímu působení. Dno je tvořené štěrkem a oblázky, místy valouny s poměrně vysokým podílem balvanů.

Vymezení hodnocené části Zdobnice



Mapa 8, Vymezení hodnocených úseku Zdobnice na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

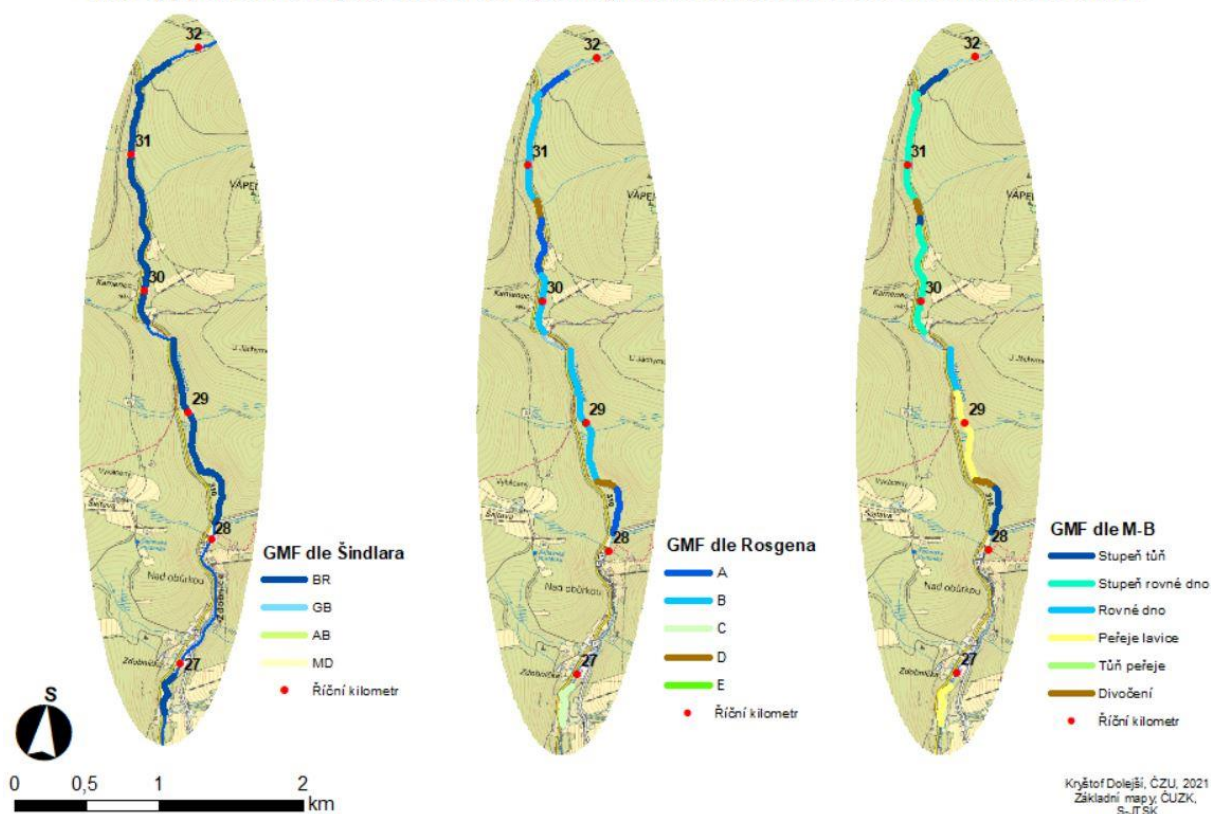
4.4.3.1 Vyhodnocení GMF typů

Analýza energie podle Metodiky MŽP, hodnotí celou část toku jako vysokoenergetickou a přiřazuje zde BR – divočení koryt jako výsledný GMF typ v rovnovážném stavu. Po provedení analýzy šířky meandrového pásu bylo zjištěno, že většina úseků se nachází ve stavu AE – akcelerované eroze, případně DE – hlubkové eroze. Při terénní analýze nebyly identifikovány typické prvky divočení, pouze na některých místech se tvoří středové lavice, které vedou k rozšíření koryta a může být ukazatelem budoucího vývoje k divočícímu korytu. Tento fakt může být výsledkem pevných břehů tvořených z velkých částic společně s významným podílem vegetace podél koryta. V takovémto prostředí nemá tok při běžných průtocích dostatečnou energii potřebnou k narušení břehů a vzniku nových ramen.

Hodnocení parametrů koryta a toku na základě Rosgenovy analýzy odhaluje větší množství odlišných GMF typů vlivem střídání různě zaříznutých úseků v závislosti na sklonu a místním podmínkám. Nejnižší položený úsek je klasifikován jako typ C, zejména kvůli relativně otevřenému údolí a tudíž více rozvinuté nivě a vyšší sinuosidě. Přibližně u 28. říčního kilometru, 30,5 říčního kilometru a u nejvrchnějšího úseku je tok klasifikován jako typ A, zejména kvůli vyššímu sklonu a více zaříznutému korytu. Největší část toku je hodnocena jako typ B, tedy středně zaříznuté koryto ve střední energetické hladině. Na dvou místech je možné mluvit o korytu s více kanály, přesněji dvěma, a tudíž je klasifikováno jako typ D. Tok v těchto místech vytváří dvě relativně stejně široká koryta, která jsou oddělená na vzdálenost asi 100 metrů, než se opět sbíhají v jeden kanál.

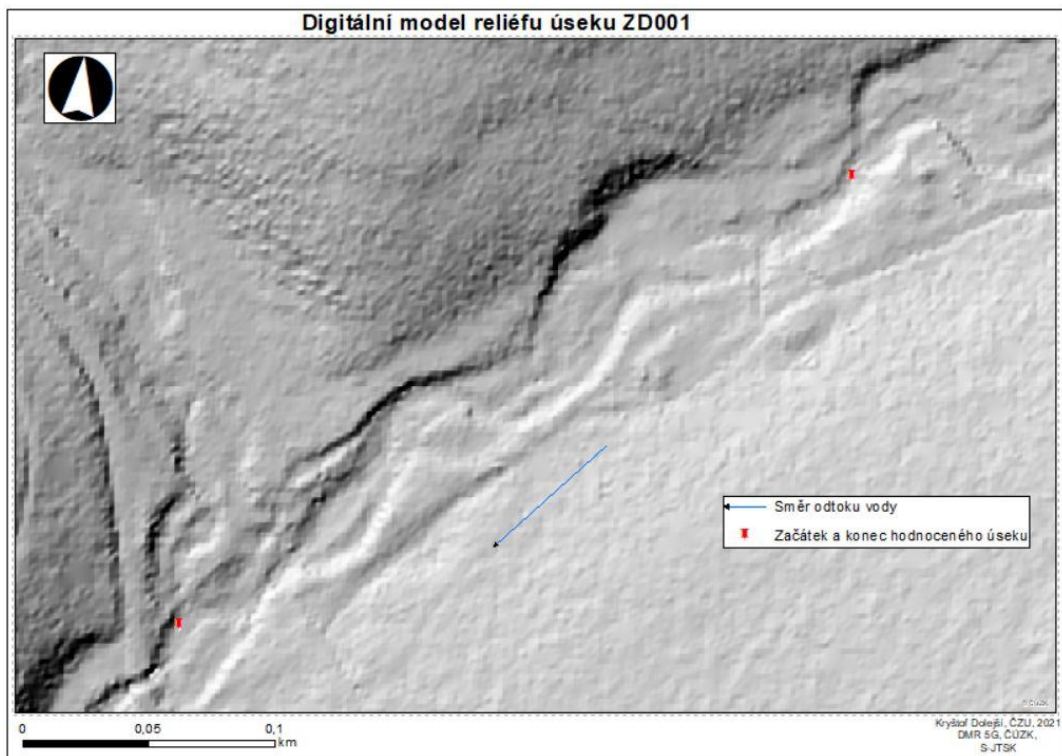
Na základě klasifikace Montgomery a Buffingtona je možné část toku rozdělit do několika kategorií. Na toku jsou celkem tři úseky klasifikovány jako stupeň tůň, které přechází do morfologie stupeň rovné dno, což je nejvíce rozšířená morfologie pro hodnocenou část Zdobnice. Rovné dno, jakožto morfologie dna bez výrazné laterální či horizontální oscilace je zastoupena relativně málo, spíše v korytě nalezneme morfologii peřeje lavice, která v tomto případě častým výskytem středových může být indikátorem počátečního stupně divočení, které je také místy přítomné.

GMF typy hodnocených úseků dle vybraných autorů hodnocené části toku Zdobnice

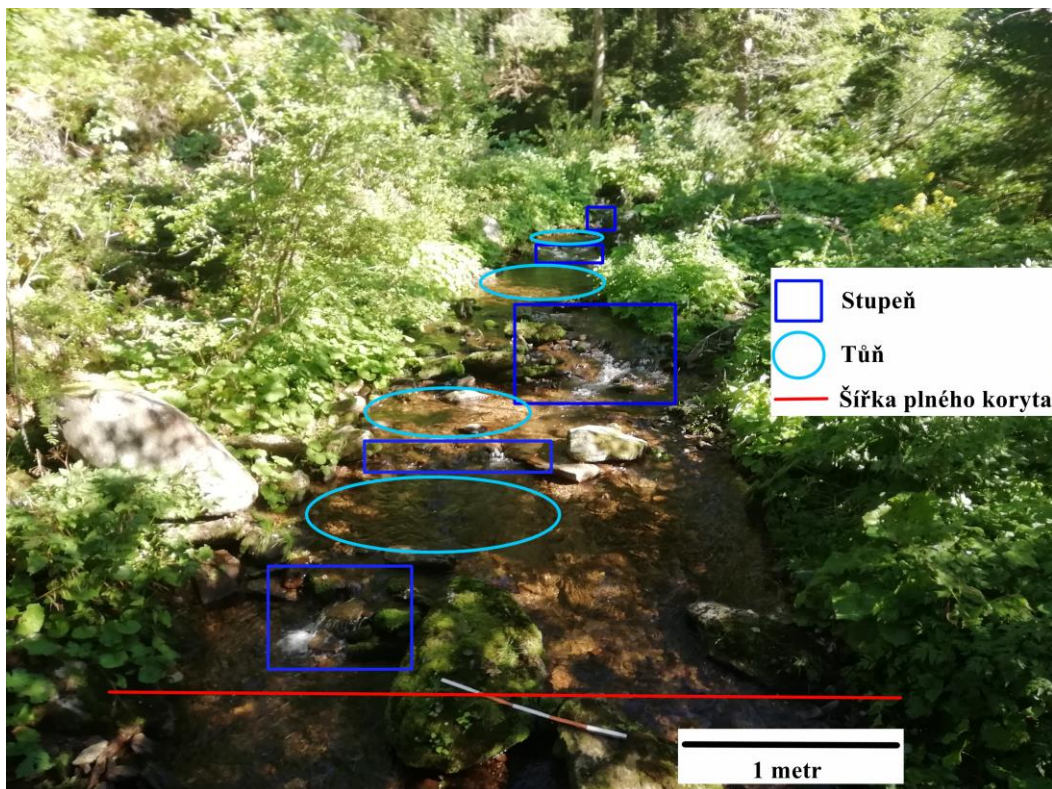


4.4.3.2 Korytové formace

V korytě se nachází zejména prvky typické pro vysokoenergetické a středně energetické toky, jako jsou stupně, tůně, peřeje ale i středové lavice. V horní části toku zhruba v 31,5 říčním kilometru, je zřejmá tendence kanálu ke stupňovitému dnu, avšak stupně jsou relativně malé a nepříliš výrazné, tvořené balvany. Tůně jsou mělké, místy připomínající spíše rovné dno, koryto je hustě porostlé vegetací z obou stran. Při analýze DMG 5G je zde patrná možnost vzniku dalších koryt při zvýšených průtocích, avšak jedná se pouze o domněnku (viz mapa 10).



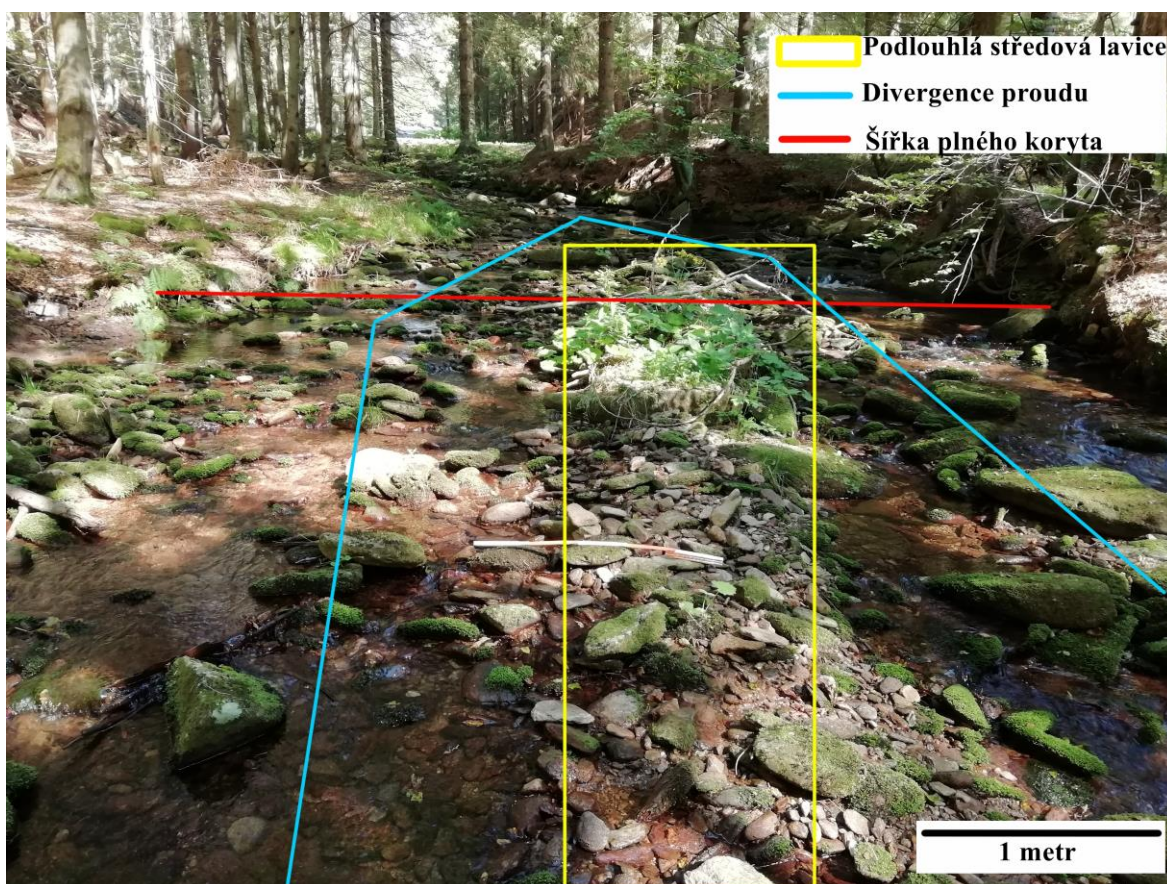
Mapa 10, Možný výskyt periodicky divočícího koryta vyobrazený na podkladu DMR 5G od ČÚZK



Obr 16, Velmi mírně stupňovité dno úseku ZD001, předpokládaná možnost divočení při vyšších průtocích. Dle M-B hodnocené jako stupeň-tůň, dle Rosgena jako A4 a dle MŽP jako AE/BR

Na první hodnocený úsek dále navazuje dlouhý, rovný, relativně homogenní úsek bez výraznějších geomorfických jednotek, nachází se zde malé stupně přecházející do delších úseků peřejí, naznačující možný budoucí vývin ve stupňovito-tůňovité dno.

Po dlouhém nevýrazném úseku následuje náhlé rozšíření a výrazná, narušená středová lavice, rozdělující proud na dvě zhruba stejně velká koryta. Lavice je relativně nízká, místy skrze ni proudí malé pramínky vody. Proud po stranách lavice z obou stran tvoří malé stupně, tůně a peřeje. Tento úsek je vlivem své značné šířky i délky považován za divočící, jelikož jsou zde přítomna dvě koryta.



Obr 17, Značné místní rozšíření a divergence proudu na 2 oddělená koryta, dle M-B hodnoceno jako divočící koryto, dle Rosgena jako D4b a dle MŽP jako AE/BR

V místech za lavicí, kde dochází k opětovnému spojení proudu dochází k znatelnému zahloubení a zúžení koryta a v kombinaci se zvýšeným sklonem vede k vzniku stupňů a tůní, tento úsek je dlouhý jen pár desítek metrů. Navazuje na něj opět dlouhý úsek mírných peřejí, narušených menšími stupněmi a občasnými mělkými tůněmi. Následuje nehodnocená část kolem zástavby, která plynule přechází do zcela homogenního

rovného dna, kde je jen občas možnost pozorovat výraznější stupně. Zde jsou nejčastějším prvkem klasty a transversální žebra. Výskyt klastů se postupně zvyšuje, a objevuje se výskyt středových lavic a místy menších ostrůvků, vše doprovázené neustálými mírnými peřejemi.

Na úsek s častým výskytem středových lavic navazuje úsek rozdělení proudu kolem velkého a výrazného ostrova. Tento ostrov je zarostlý vegetací a v místě rozšíření se nachází významné náplavy mrtvého dřeva. Po stranách ostrova jsou koryta významně zúžena a tvoří se zde výrazné stupně, tůň i peřeje. Je zřejmá tendence rozšiřování koryta boční erozí a v budoucnu je možné předpokládat laterální migraci obou koryt. Na divočící koryto následně navazuje strmý úsek s dobře vyvinutou strukturou stupňů a tůň. Následuje urbanizovaná zóna a na tu zhruba kilometru navazuje úsek s patrnou tendencí k meandrování a vzniku bočních i středových lavic. Nachází se zde velké množství klastů, indikující místní převahu ukládání nad odnosem materiálu.

Výskyt korytových formací na hodnoceném úseku Zdobnice

Úsek	ZDOB001	ZDOB002	ZDOB003	ZDOB004	ZDOB005	ZDOB006	ZDOB007	ZDOB008	ZDOB009	ZDOB010	ZDOB011
GMF typ podle Rosgena	B4a	B4a	D4b	A4	A4	B4a	B4	B4	D4b	B4a	C4
GMF typ podle M-B	Stupeň-tůň	Stupeň- rovné dno	Divočení	Stupeň-tůň	Stupeň- rovné dno	Stupeň- rovné dno	Rovné dno	Peřeje- lavice	Divočení	Stupeň tůň	Peřeje- lavice
Rovnážný GMF typ podle Šindlara	BR	BR	BR	BR	BR	BR	BR	BR	BR	BR	BR
Analýza šířky meandrového pásu	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE
Geomorfické jednotky v korytě ↓											
Fluviální klasty	2	1	1	3	2	2	3	1	2	2	1
Velký stupeň tvořený kamenem/podloží	4	5	5	4	5	5	5	5	5	3	5
Malý stupeň tvořený kamenem/podloží	1	2	4	1	2	1	5	4	4	1	5
Velký stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Transverzální žebra	5	3	5	5	4	5	3	3	5	4	3
Hluboká tůň	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	5
Mělká tůň	1	3	3	1	3	3	4	4	3	1	4
Boční štěrkové nebo písčité lavice	5	4	2	5	5	5	5	3	3	5	3
Středové lavice - bez vegetace	5	5	1	5	5	5	4	2	1	5	2
Ostrov - s vegetací	5	5	3	5	5	5	5	3	3	5	5
Konvexní náplavy	5	5	5	5	5	5	5	3	3	5	4
Silné peřeje	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mírné peřeje (brody)	3	1	2	4	2	1	1	1	1	3	1

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjimečný výskyt

5 – Nevyskytuje se

Tabulka 10, Přehled korytových formací

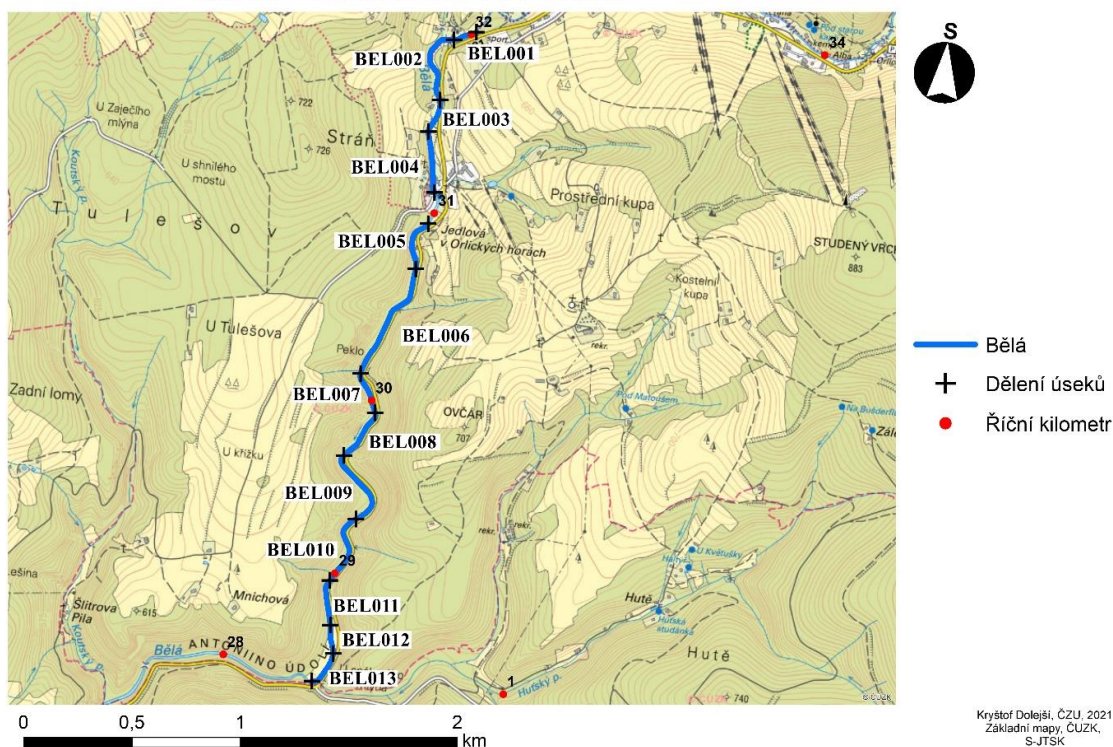
4.4.4 Bělá

Tato řeka pramení na jižním svahu hory Vrchmezí, v nadmořské výšce cca 1048 m n. m. Směr toku je zejména jižní a jihozápadní. Bělá je dlouhá 40,6 kilometrů a má plochu povodí 214,4 km², vlévá se do Divoké Orlice na jejím 45. říčním kilometru, v nadmořské výšce 264 m n. m. a při ústí má průměrný průtok 2,61 m³/s. Další měrné stanice jsou ve Skuhrově nad Bělou, kde dlouhodobý průměrný průtok 0,98 m³/s a v Jedlové v Orlických horách, kde je průměrný průtok 0,621 m³/s (ČHMÚ, 2021). Mezi významné přítoky patří zejména Kněžná či Huťský potok.

Hodnocená část se nachází mezi Deštnou v Orlických horách a Skuhrovem nad Bělou zhruba mezi 22 a 32 říčním kilometrem, v nadmořské výšce mezi 617 m n. m. až po nejnižše položený úsek končící 402 m n. m., a je rozdělená na celkem 19 úseků, které nejsou vždy zcela spojitě vlivem špatné dostupnosti či antropogennímu vlivu. Ve zkoumané části od Deštné v Orlických horách tvoří hluboce zařízlé údolí tvaru V, směrem ke Skuhrovu je zřejmé postupné rozvolňování a otevírání údolí a tím i možnost rozlivu do nivy. Břehy jsou soudržné, tvořené hrubším materiálem a doprovázené hustou vegetací, která zpevňuje koryto a zpomaluje tak erozní působení a laterální migraci. Dno je v horní části toku tvořené převážně štěrkem a oblázky, v nižší části se podíl štěrku zvyšuje.

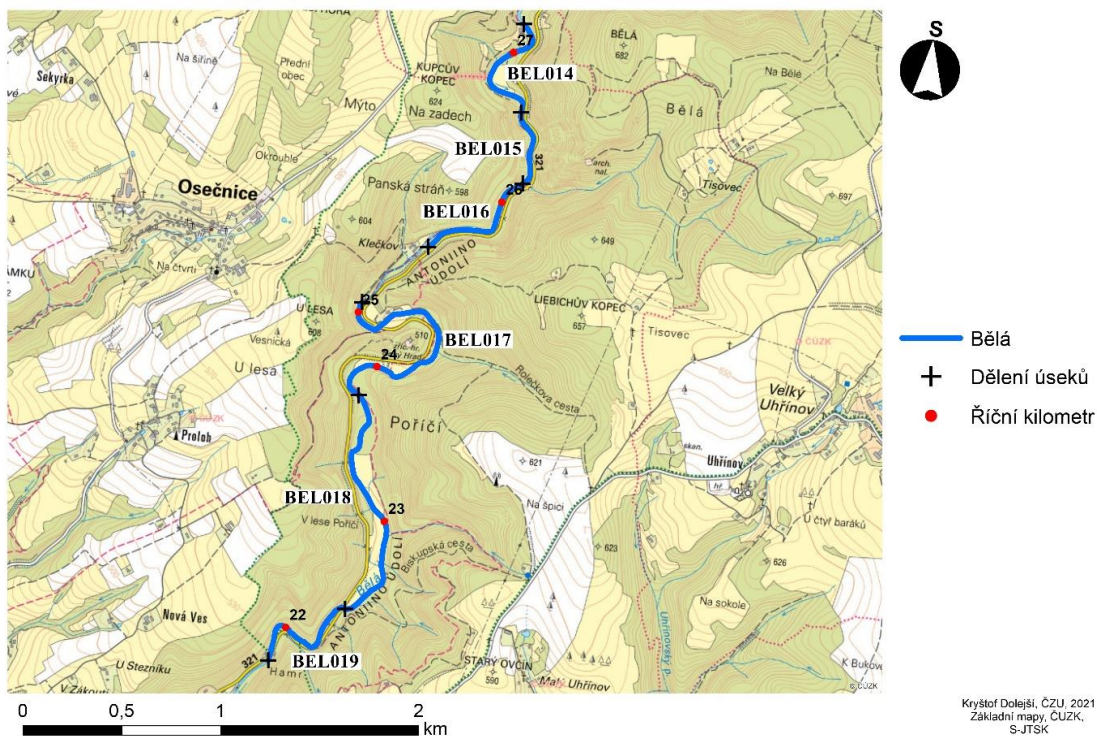
Řeka je vlivem své délky rozdělena do dvou částí pro lepší mapové zobrazení a přehled. První část se nachází mezi 28,5 a 32 říčním kilometrem, začíná přirozenou částí toku pod Deštnou v Orlických horách a končí na soutoku s Huťským potokem. Druhá část se pak nachází zhruba mezi 21,5 a 27 říčním kilometrem.

Vymezení první hodnocené části Bělé



Mapa 11, vymezení první hodnocené části Bělé na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

Vymezení druhé hodnocené části Bělé



Mapa 12, vymezení druhé hodnocené části Bělé na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

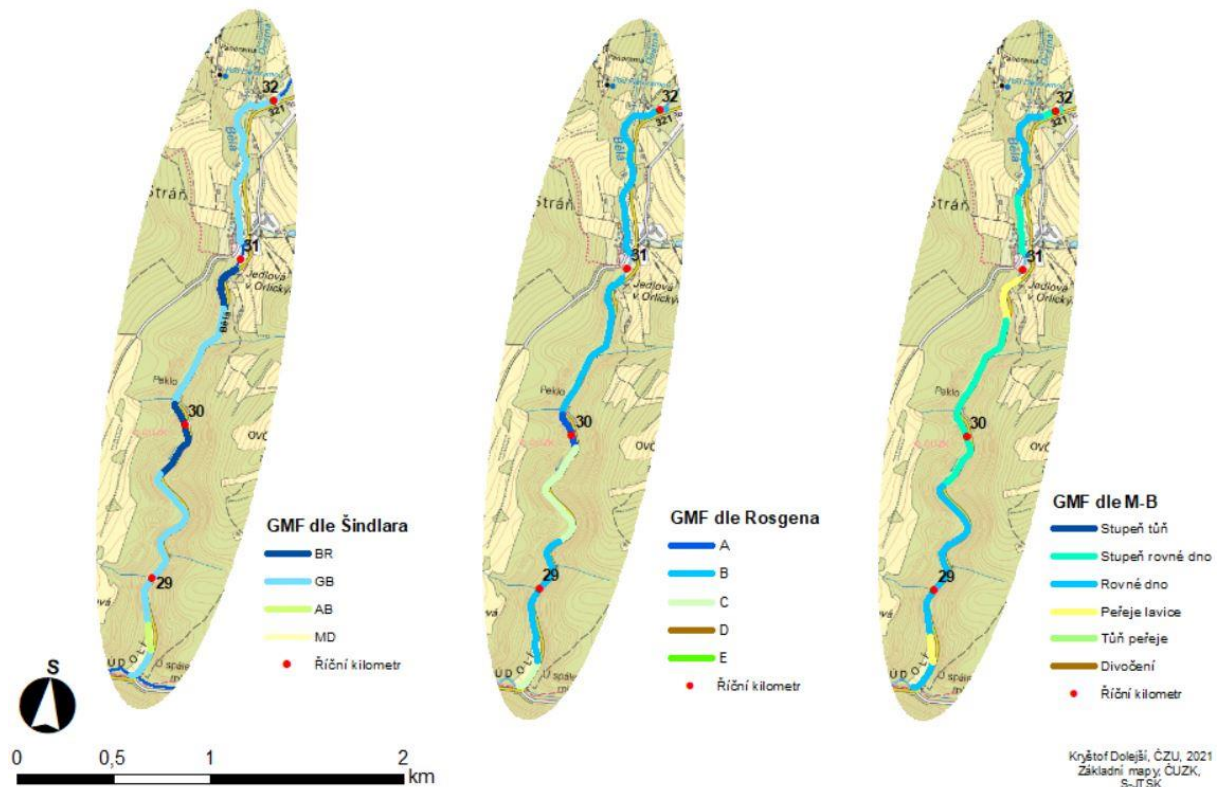
4.4.4.1 Vyhodnocení GMF typů první části

Analýza energie dle Šindlara poukazuje na středně, místy výše energetický tok se sklony k divočení a větvení štěrkonosného koryta. Rovnovážným stavem pro Bělou je mezi 32 a 31 říčním kilometrem GB – větvení štěrkonosného koryta. Tento úsek je zhruba na 200 metrů vystřídán typem BR – divočení koryt, zejména vlivem místního zvýšení sklonu. Poté následuje opět větvení štěrkonosného koryta, které opět následně přechází do divočení a zpět do štěrkonosného koryta. Cca od 29 říčního kilometru se údolí postupně otevírá a zároveň se pozvolna snižuje sklon, což vede ke změně typu na AB – anastomózní větvení. Mírný nárůst sklonu poté opět posouvá typologii směrem ke štěrkonosnému korytu, avšak hranice mezi AB a GB je u soutoku s Hutským potokem velmi malá. Vlivem relativně velkého zaříznutí z analýzy šířky meandrového pásu vychází, že tok se nachází ve stavu AE – akcelerované eroze a dominantním korytovým procesem je boční eroze.

Dle Rosgenovi metodiky se největší část toku nachází v kategorii B, což odpovídá středně zařízým a energetickým tokům. Až kolem 30 říčního kilometru nastává změna na kategorii A, jedná se o úsek dlouhý kolem 150 metrů, který následně přechází do kategorie C, zejména vlivem zvýšené sinuosidy a nižší míře zaříznutí. Následuje opět kategorie B, navzdory nízké míře zaříznutí, avšak zde je možné polemizovat i o pokračování kategorie C, do které nakonec úsek přechází u soutoku s Hutským potokem.

Vizuální hodnocení podle Montgomeryho a Buffingtona se pro většinu toku omezuje na typ stupeň rovné dno a samotné rovné dno. To z důvodu, že Bělá působí spíše jako dlouhé úseky peřejí, místy narušené menšími stupni či tůněmi. Místy se na toku nachází středové či boční lavice, povětšinou náhodně a ojediněle, avšak v některých místech je zřejmá tendence k zvýšenému ukládání materiálu do středu toku, tyto místa jsou hodnoceny jako peřeje lavice, protože zde jsou středové lavice společně s peřejemi dominantním prvkem.

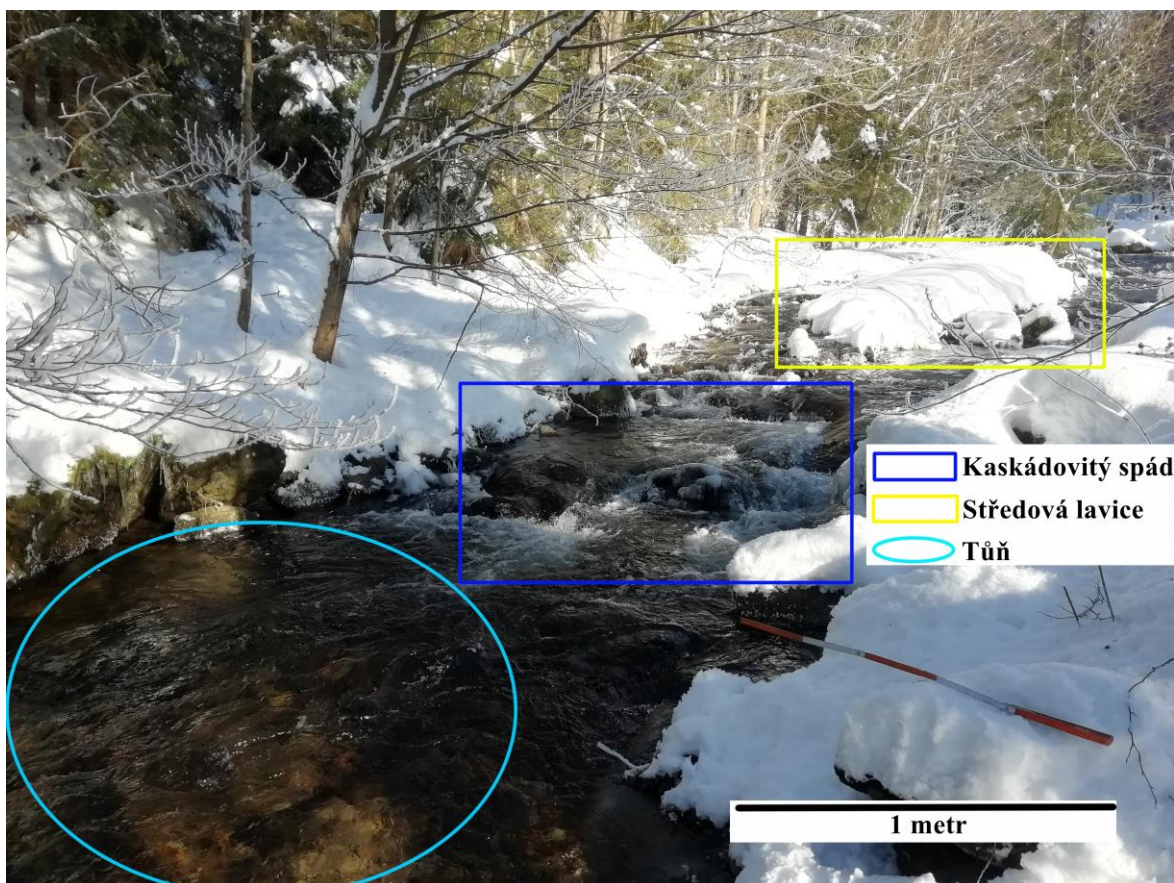
GMF typy hodnocených úseků dle vybraných autorů první hodnocené části toku Bělá



Mapa 13, Vyhodnocení první části Bělé dle vybraných autorů na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

4.4.4.2 Korytové formace

V nejhornější části toku hodnocené části Bělé jsou nejtypičtějším prvkem peřeje a malé stupně, které výjimečně přecházejí do tůň. V toku jsou patrné fluvialní klasty a také občasné se vyskytující středové či boční lavice. Za středovými lavicemi je možné občas pozorovat náhlé zvýšení sklonu, zřejmě vlivem konvergence proudu a vyšší vymílací schopnosti.



Obr. 18, Příklad středové lavice přecházející do menšího stupňovitého systému následovaného tůň

U 31. kilometru se vyskytuje významnější počet středových lavic a ostrůvků, obtékaných plynulými peřejemi, podíl klastů se zvyšuje. Po sérii středových lavic pak následuje dlouhý relativně přímý úsek tvořený zejména peřejemi a menšími stupni, občasně doplněnými o mělké tůně. Klasy a transverzální žebra jsou patrné, avšak postrádají periodické opakování. Následuje poměrně dlouhý homogenní úsek, s místy se vyskytujícími stupni, tůněmi, klasy i středovými lavicemi. Žádný z těchto prvků však není dominantním a jedná se spíše o táhlé mírné či divočejší peřeje. U konce měřené části dochází k znatelnému rozšíření údolí a tím vzniku významných nivních ploch. Tok v této části tvoří znatelně více středových i bočních lavic, je zde patrná tendence k ukládání materiálu. Poslední měřený úsek při soutoku s Huťským potokem, byť v otevřeném údolí tvoří rovné a beztvaré dno dominované klasy a mírnými peřejemi.

Vyhodnocení výskytu korytových formací první části Bělé

Úsek	BELO01	BELO02	BELO03	BELO04	BELO05	BELO06	BELO07	BELO08	BELO09	BELO10	BELO11	BELO12	BELO13
GMF typ podle Rosgena	B4	B4	B4	B4	B4	B4	A4	C4b	C4b	B4	B4	B4c	C4
GMF typ podle M-B	Stupeň- rovné dno	Peřeje- lavice	Rovné dno	Stupeň- rovné dno	Peřeje- lavice	Stupeň- rovné dno	Stupeň- rovné dno	Stupeň- rovné dno	Rovné dno	Rovné dno	Rovné dno	Peřeje- lavice	Rovné dno
Rovnážný GMF typ podle Šindlara	GB	GB	GB	GB	BR	GB	BR	BR	GB	GB	GB	AB	GB
Analýza šířky meandrového pásu	AE	AE	AE	AE	AE	AE	AE	BR/id	AE	AE	AE	AE	AE
Geomorfické jednotky v korytě ↓													
Fluviální klasty	3	2	3	2	1	2	3	2	3	3	2	1	3
Velký stupeň tvořený kamenem/podložím	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený kamenem/podložím	2	4	3	2	3	2	3	2	4	3	4	4	4
Velký stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Transverzální žebra	5	3	4	5	2	3	4	5	5	4	4	5	4
Hluboká tůň	4	5	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mělká tůň	4	4	3	3	4	3	4	3	4	3	3	3	4
Boční šterkové nebo písčité lavice	5	3	3	5	4	5	5	5	3	4	3	3	4
Středové lavice - bez vegetace	5	2	5	5	1	5	3	5	5	5	4	2	5
Ostrov - s vegetací	5	2	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	5
Konvexní náplavy	5	4	5	5	4	5	5	5	5	5	5	4	4
Silné peřeje	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mírné peřeje (brody)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjímečný výskyt

5 – Nevyskytuje se

Tabulka 11, Přehled korytových formací

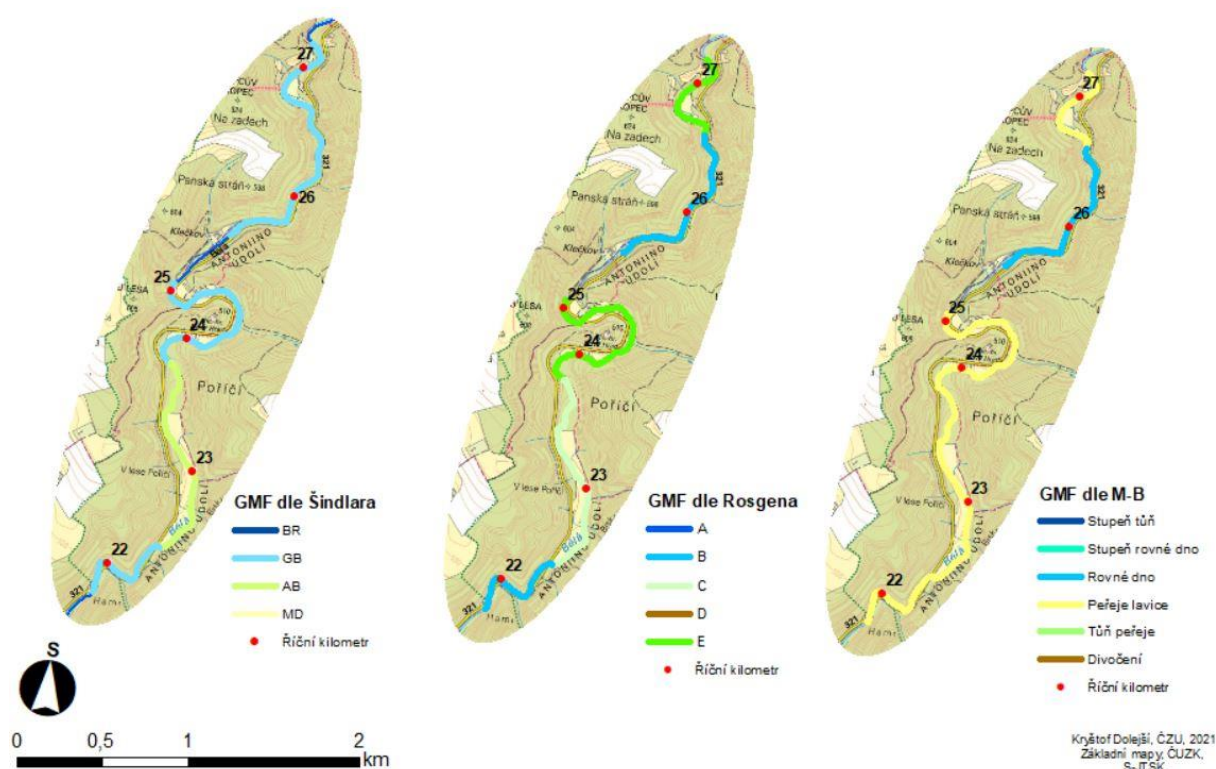
4.4.4.3 Vyhodnocení GMF typů druhé části

V druhé části analýza energie odhaluje zejména přibližně mezi 27 a 24 kilometrem GB – větvení šterkonosného koryta, které přechází pozvolna do anastomózního větvení mezi 24 a 22,5 kilometrem, následně se opět vyskytuje větvení šterkonosného koryta. V této části toku je tedy patrný úbytek energie, vlivem pozvolnějšího klesání. Zároveň je možné v této části toku pozorovat nárůst výskytu středových i bočních lavic.

Podle Rosgenovi analýzy je tok rozdělen na 3 typologie, které mají podobnou celkovou délku. V nejhornější části mezi 27 a 26,5 kilometrem se jedná o typ E, což jsou toky s vysokou mírou sinuosity a nízkou mírou zařiznutí. Na tuto část navazuje typ B, zejména vlivem místního zúžení a napřímení toku. Poté je část toku vynechána kvůli nedostupnosti a přílišnému zařiznutí. Na toto hluché místo opět navazuje typ E, otevřené, velmi sinusoidní místo, které se přechází do typu C, koryto zde totiž není dostatečně sinusoidní a následuje typ B, koryto je zde středně zařizlé, ale má vysokou míru sinuosity, je zde tudíž možnost polemizovat i zařazení do kategorie C.

Montgomery-Buffington klasifikace dominantních jednotek v korytě odhaluje pouze 2 geomorfologické typy, kterými jsou rovné dno a peřeje lavice. Rovné dno jsou v tomto případě úseky 2, na těchto úsecích se pravidelně nevyskytují stupně, tůňe, středové ani boční lavice. Jsou to dlouhé homogenní úseky dominované mírnými peřejemi. Oproti tomu peřeje lavice jsou úseky dominované dlouhými úseky mírných peřejí, narušovaných výskytem středových a bočních lavic, které se v této druhé části toku objevují zcela běžně, což je možné připisovat mírnějšímu sklonu a tudíž nižší míře energie v kombinaci s dostatečným přísunem sedimentu.

GMF typy hodnocených úseků dle vybraných autorů hodnocené druhé části toku Bělá

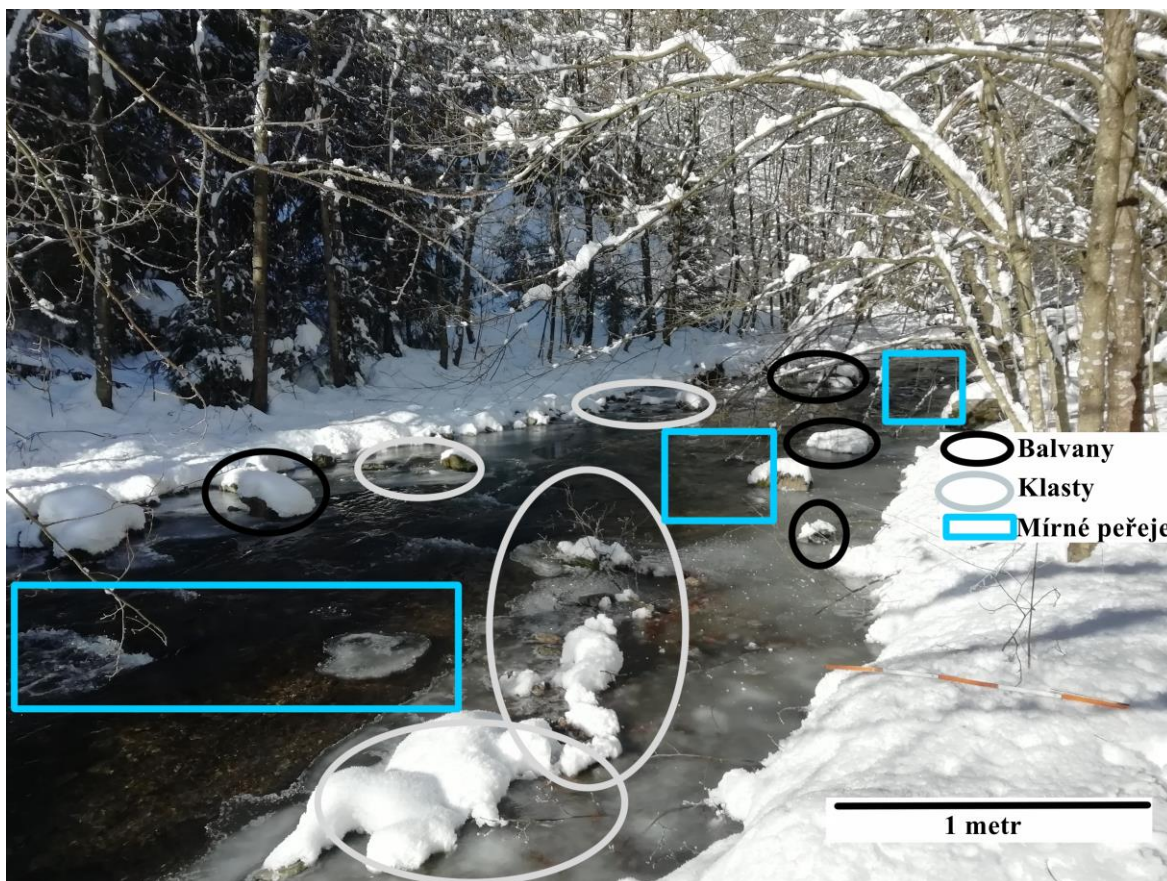


Mapa 14, Východnocení druhé části Bělé dle vybraných autorů na podkladu základních map ČÚZK, osa toku převzata z databáze DIBAVOD

4.4.4.4 Korytové formace

V druhé měřené části jsou úseky o poznání delší a také variabilita korytových jednotek zde není tak výrazná. Koryto tvoří v zásadě pouze dva dominantní typy korytových jednotek, jsou to peřeje a středové lavice. Nejhornější hodnocená část u 27 kilometru je co do počtu jednotek nejbohatší, je zde možné nalézt zejména středové a

boční lavice, mírné stupně s občasným výskytem mělkých tůň a také všudypřítomné mírné peřeje. Tato dynamičtější část přechází do homogenní a nezajímavé části dominované dlouhými nepřerušovanými úseky peřejí, kde je jen výjimečně možné spatřit výraznější stupeň či mělkou tůň.



Obr. 19, Uniformní část Bělé, dle M-B hodnocené jako rovné dno, dle Rosgena jako B4 a dle MŽP jako GB

Po zhruba kilometru této homogenní části přichází nepřístupná část koryta a na ní již na 25 kilometru navazuje významně sinusoidní koryto, ve kterém jsou hodně přítomné zejména středové lavice, občas se vyskytující boční lavice a klasy a ojediněle i menší stupně. Je možné narazit i na vegetací zarostlé ostrovy a vše je doprovázené táhlými mírnými peřejemi.

Výskyt korytových formací na druhé části Bělé

Úsek	BELO14	BELO15	BELO16	BELO17	BELO18	BELO19
GMF typ podle Rosgena	E4b	B4	B4	E4	C4	B4c
GMF typ podle M-B	Peřeje-lavice	Rovné dno	Rovné dno	Peřeje-lavice	Peřeje-lavice	Peřeje-lavice
Rovnážný GMF typ podle Šindlara	GB	GB	GB	AB	GB	GB
Analýza šířky meandrového pásu	AE	AE	AE	AE	AE	AE
Geomorfické jednotky v korytě ↓						
Fluviální klasty	3	2	4	2	2	3
Velký stupeň tvořený kamenem/podložím	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený kamenem/podložím	3	4	3	4	4	4
Velký stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5
Malý stupeň tvořený dřevem/kořenem	5	5	5	5	5	5
Transverzální žebra	5	4	2	3	3	3
Hluboká tůň	5	5	5	5	5	5
Mělká tůň	3	4	4	4	4	3
Boční šterkové nebo písčité lavice	2	5	5	3	3	4
Středové lavice - bez vegetace	2	5	5	1	1	1
Ostrov - s vegetací	5	5	5	3	2	3
Konvexní náplavy	3	5	5	4	4	4
Silné peřeje	5	5	5	5	5	5
Mírné peřeje (brody)	1	1	1	1	1	1

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjíměčný výskyt

5 – Nevyskytuje se

Tabulka 12, Přehled korytových formací

4.5 Vyhodnocení platnosti vybraných metodik pro podhorské toky

4.5.1 Rosgen

Rosgen předpovídá pro typ A strmé, zařízlé a vysokoenergetické koryto se stabilními břehy. Mezi typické morfologické jednotky patří kaskády, stupně a tůně. To ve většině případů také platí, na základě srovnání všech měřených úseků typologie A vychází, že malé stupně a tůně jsou nejčastěji se vyskytující morfologií. Stupně a tůně jsou výrazně častěji tvořené kameny než dřevní hmotou. Rosgen nehovoří o výskytu peřejí, které byly pro tuto typologii vyhodnocené jako občas se vyskytující.

Typ B jsou středně strmé a středně zařízlé stabilní toky, se stabilními břehy. Mezi typické morfologické jednotky podle Rosgena jsou zde divoké i mírné peřeje s nepravidelně rozmístěnými tůněmi. Terénní analýza tuto predikci potvrzuje, nejčastějším jevem jsou mírné peřeje a mělké tůně. Peřeje jsou takřka všudypřítomné, kdežto výskyt

tůň je občasný, postrádá pravidelnost. Pro typ B je z dat mapování také odhalen občasný výskyt malých stupňů a sporadický výskyt středových či bočních lavic.

Typ C mají být málo strmé meandrující toky s dobře vyvinutou nivou a vrcholovými lavicemi s mírnými peřejemi a tůňmi. Průzkum odhaluje, že nejčastěji se vyskytujícím jevem jsou vsutku peřeje, velmi často se také vyskytují středové lavice. Méně časté a spíše občasné se vyskytující jsou však tůně a boční lavice, které mají být zásadním morfoloickým prvkem. Ojedinele se vyskytují také malé stupně. Tento fakt může být odrazem skutečnosti, že zkoumaných úseků typu C není dostatečné množství a také, že všechny úseky se pohybují u horní hranice myšleného energetického potenciálu a blíží se tedy typu B a samotné jejich zařazení může být předmětem diskuse.

Typ D jsou toky s více než jedním ramenem, mají nestabilní morfologii, široké koryto a nestabilní břehy. Je pro ně typický častý pohyb materiálu a laterální migrace. Dominantním prvkem jsou středové a boční lavice. Mapování vsutku odhaluje, že se jedná o koryta široká, ve kterých je dostatečné množství materiálu, velmi často se zde vyskytují klasty, středové i boční lavice, méně často také ostrovy. Občas jsou zde také přítomné mělké tůně a ojedinele i malé stupně. Voda zde proudí rychle formou peřejí. Tato vysoká variabilita geomorfických prvků je odrazem nestálého chování a častých změn v tomto typu koryt.

Typ E je posledním klasifikovaným typem Rosgenovy metodiky, tento typ byl identifikován pouze třikrát a vypovídací hodnota zde proto není taková jako u předchozích vzorů. Jedná se o toky v nízkém sklonu s malým poměrem hloubky a šířky, převládají zde sedimentační procesy. Typicky se jedná o velké meandry s mírnými peřejemi a tůňmi. Data z terénu odhalují, nejčastěji se zde opravdu vyskytují peřeje, avšak tůně jsou spíše občasné. Častěji jsou zde přítomné středové a boční lavice, mezi kterými proudí mělký proud vody. Do této kategorie byly úseky rozřazeny na základě velmi vysoké sinusoidy, která se však jeví jako výsledek místních poměrů údolí, spíše než výsledek působení samotného toku. Tato měření proto nejsou reprezentativní.

4.5.2 Montgomery Buffington

Stupeň tůň je vysokoenergetická soustava střídajících se skoků a tůň, často tvořená balvany či klasty. V rámci mapování nebyla na větších tocích odhalena dobře vytvořená

struktura stupňů a tůní, ale spíše menší soustava pravidelně rozmístěných schůdků, přes které voda přepadává do mělkých tůní, odkud mírnými peřejemi míří k dalšímu schodu. Tento fakt je zejména výsledkem průzkumu na spíše středně energetických tocích, kde voda nemá dostatečnou vymílací schopnost. Na měřených místech je však patrná tence chování vody popsaná v metodice, střídání malých i velkých schodů, odkud voda přepadává do malé či větší tůně, v závislosti na výšce přepadu. Mimo vymezené morfologické prvky byly tedy dále identifikované občasné mírné či silné peřeje, a místy i klasty, které časem mohou vytvořit nový stupeň.

Stupeň rovné dno je morfologie, která je klasifikací označena jako mezi stupeň, v základním hodnocení rozlišována není, avšak pro účely této práce s ní bylo pracováno jako s plnohodnotnou morfologií. Jedná se o více či méně pravidelně rozmístěné stupně, které jsou odděleny mírnými peřejemi. Tůně se zde vyskytují pouze občas, nepravidelně. Pro tuto morfologii je typický častý výskyt klastů, které mohou časem vytvořit nový stupeň. V terénu je tato morfologie dobře patrná a nevyskytují se zde žádné nesrovnalosti.

Rovné dno je úsek bez jasných pravidelných útvarů, na základě průzkumu bylo odhaleno, že je může doprovázet občasný výskyt mělkých tůní, stupňů, klastů ale i sporadický výskyt bočních šterkových lavic. Oproti metodice se zde nenachází žádná nesrovnalost.

Peřeje lavice je mezistupněm mezi rovným dnem a tůní peřejí, nepatří do původní typologie, avšak v této práci, kde se analýza zabývá korytem na úrovni jednotlivých prvků byla odlišena a považována za samostatnou morfologii. Jedná se o úseky peřejí s častým výskytem bočních či středových náplav. Při průzkumu bylo potvrzeno, že peřeje společně s lavicemi jsou běžným jevem, často doplněným menšími ostrůvky. Pro tento říční vzor je dominantním jevem nadbytek materiálu v korytě, který se projevuje formou častých klastů, ke kterým se připojuje další materiál a vznikají tak středové či boční lavice. Občasným jevem jsou i mělké tůně, způsobené zejména vymílací silou vody. Velmi sporadicky je možné narazit na malý stupeň, který může být výsledkem místního zúžení koryta za středovou lavicí.

Peřeje tůň je morfologie nízkoenergetická, typické pro ni jsou dlouhé úseky peřejí střídané malými a velkými vymletými tůněmi. Podle vyhodnocení terénních dat, se zde často vyskytují i středové lavice a ostrovy, které jsou oproti výše zmíněné morfologii

peřeje lavice častější, větší a stabilnější. Velmi časté jsou zde boční lavice a konvexní náplavy.

Divočení je jakákoliv morfologie, kde se vyskytuje více než jedno koryto. Podle typologie se jedná spíše o nízkoenergetické úseky, což se na základě mapování nepotvrdilo. Podle terénních dat se divočení vyskytuje v místech vyššího sklonu, kde břehy koryta nemají dostatek soudržnosti a dochází k jejich zvýšenému vymílání.

4.5.3 Metodika MŽP

Dle české metodiky vyhodnocení rovnovážného stavu je výsledek pro všechny úseky podobný. Jsou ve stavu akcelerované či hloubkové eroze, a vyvíjí se směrem k typologiím určeným z analýzy energie. Pro ty úseky, kde je výsledkem akcelerovaná eroze směrem k BR – divočení koryt ve štěrkovém řečišti obecně platí, že se jedná o zahlobené úseky ve vyšších sklonech. Pro tyto úseky je typické rychlé proudění vody, střídání úseků stupňů a tůní či peřejí. Vzhledem k faktu, že hodnocené části toku byly zejména v lesním prostředí, kde má na tvar koryta velký vliv vegetace, z velké části nebyly pozorovány zásadní prvky typické pro divočení. Jen místy se vyskytující středové lavice, napovídají možnosti divočení koryta v budoucnu. Tyto lavice však mohou být vlivem extrémních událostí přetvořeny či zničeny. Běžný je pro tyto úseky výskyt malých tůní a mírných peřejí a také klastů.

Největší podíl zkoumaných úseků spadá do kategorie akcelerované eroze směrem ke štěrkonosnému vinoucímu se korytu – GB. Pro tyto úseky je patrný častější výskyt středových a bočních lavic, ne však v měřítku které je charakteristické pro tento typ toků. Tato skutečnost může být dána faktem, že tento GMF typ se nachází ve středních částech toku, kde již údolí zpravidla nebývá tolik zařízlé a dává více prostoru pro přirozené formování trasy toku. V těchto úsecích se nejčastěji vyskytují mírné peřeje, méně často stupně či mělké tůně.

Anastomózně větvící se toky se v rámci této práce vyskytovali v nejméně zařízlhých údolích s relativně nízkým sklonem. Stejně jako u typu GB, je v těchto částech toku zaznamenán významný výskyt středových i bočních lavic, které jsou doplněné o malé i velké stabilní ostrovy hustě porostlé vegetací. V rámci této práce se AB liší od GB zejména výrazně vyšším a pravidelnějším výskytem tůní a peřejí s hojně se vyskytujícími a velkými

ostrovy. V úsecích s výsledným GMF typem dynamické rovnováhy se stupně vyskytují velmi sporadicky.

Úseky, pro které je výsledným stavem dynamické rovnováhy MD – plně vyvinuté meandrování jsou nejčastějšími prvky v korytě mírné přeje a mělké i hluboké tůně. Často se také vyskytují boční lavice a konvexní náplavy, občasně je možné pozorovat i středové lavice, což je zřejmě zapříčiněno dostatečným přísunem splaveného materiálu, který je v toku zadržován a shlukován do občasně se vyskytujících klastů, ze kterých se můžou časem stát středové lavice. Jako v jediné morfologii je zde pozorován také sporadický výskyt stupňů tvořených kořenovým systémem, avšak tato skutečnost je dána vlivem místních poměrů.

Srovnání korytových formací mezi dvěma odlišnými korytotvornými procesy, kterými jsou AE – akcelerované eroze a DE – hloubková eroze odhaluje, že pro proces hloubkové eroze je mnohem pravděpodobnější výskyt malých i velkých stupňů a hlubokých i mělkých tůní. Naopak jindy všudypřítomné přeje, se v procesu hloubkové eroze vyskytují spíše občas, kdežto pro proces akcelerované eroze jsou naprosto běžné. V procesu hloubkové eroze nebyly pozorovány žádné středové lavice, ostrovy ani konvexní náplavy nebo klasty, které se v procesu akcelerované eroze vyskytují s větší či menší pravidelností podle výsledného GMF typu dynamické rovnováhy.

Vyhodnocení četnosti výskytu říčních geomorfických jednotek a jejich korespondence s říčními vzory dle vybraných metodik

Klasifikační systémy	Klasy	Velký stupeň tvoření kamenem/podložím	Malý stupeň tvoření kamenem/podložím	Velký stupeň tvoření dřevem/kořenem	Malý stupeň tvoření dřevem/kořenem	Transverzální žebra	Hluboká tůň	Mělká tůň	Boční šterkové nebo písčité lavice	Sředové lavice - bez vegetace	Ostrov - s vegetací	Konvexní náplav	Sliné peřeje	Mírné peřeje (brody)
M-B														
Stupeň-tůň	4	2	4	1	4	3	4	2	1	5	5	5	4	3
Stupeň-rovné dno	2	5	5	2	5	5	4	5	3	5	5	5	5	1
Rovné dno	3	5	5	4	5	5	4	5	3	4	5	5	5	1
Peřeje-lavice	2	5	5	4	5	5	3	5	4	3	2	3	4	1
Tůň-peřeje	3	5	5	5	5	5	3	1	1	1	2	2	1	4
Divočení	1	5	5	4	5	5	5	5	3	2	1	2	3	1
Rosgen														
A	4	3	4	2	4	4	4	3	2	5	5	5	4	3
B	2	5	3	3	5	4	4	4	3	4	4	4	4	1
C	2	5	4	4	5	5	3	4	3	3	2	3	4	1
D	1	5	4	4	5	5	5	5	3	2	1	2	3	1
E	2	5	4	4	5	5	4	5	4	2	2	4	3	1
Šindlar														
MD	3	5	4	4	5	4	4	2	2	2	3	4	2	1
AB	2	5	4	5	5	5	4	5	3	3	2	3	4	1
GSB	3	5	3	5	5	4	4	3	5	4	4	4	4	1
BR	2	4	2	2	5	5	4	4	3	4	4	5	5	2
AE														
AE	2	5	3	5	5	5	4	4	3	3	3	4	4	1
DE														
DE	5	1	1	3	3	3	4	1	1	5	5	5	4	3

Tabulka 13, přehled výskytu korýšových formací pro jednotlivé říční vzory

1 – Zásadní prvek udávající GMF typ

2 – Častý výskyt

3 – Občasný výskyt

4 – Vyjimečný výskyt

5 – Nevyskytuje se

4.5.4 Srovnání metodik

Každá se tří uvedených metodik pro vyhodnocení vodního toku používá jiná kritéria, tudíž i výsledky hodnocení se liší, v některých místech i velmi markantně. **Metodika MŽP** a zmíněná analýza energie nehodnotí tolik aktuální stav toku, jako stav výsledné dynamické rovnováhy, tudíž samotné vyhodnocení na základě sklonu a dlouhodobého průtoku není ukazatelem současného stavu. Pro zpřesnění je možné využít analýzu šířky meandrového pásu, pro kterou je nutné znát šířku toku, výsledkem čehož se určí v jaké fázi vývoje se vodní tok zrovna nachází. V rámci analýzy se ukázalo, že pro středně energetické toky s nedostatečně rozvinutou nivou je výsledným aktuálním stavem až na výjimky v modelové oblasti AE – akcelerovaná eroze.

Významným faktorem ovlivňujícím aktuální stav se mimo tvaru údolí jeví také stav a možnost vegetace podél koryta a v nivě. V místech s dobře rozvinutou vegetací, která brání eroznímu působení vody, je možné zaznamenat pokles výskytu korytových formací typických pro výsledný GMF typ a naopak zvýšení tendence koryta se zařezávat. K obecnému popisu aktuálního stavu se tato metodika pro podhorské toky jeví jako nejméně reprezentativní, avšak jako jediná z uvedených metodik cílí na posuzování výsledného geomorfologického typu a v kombinaci s dobrou znalostí korytových formací je díky ní možné dobře určit stádium vývoje, v jaké se tok nachází.

Rosgenova metoda hodnocení parametrů toku i Montgomery-Buffingtonova metoda vizuální charakteristiky hodnotí tok z hlediska aktuálního stavu a na základě toho je možné předpovídat stav budoucí. **Rosgenova klasifikace** určuje základní dělení toku podle vztahů vybraných veličin, kterými jsou poměr šířky koryta ku šířce nivy, šířka ku hloubce a délka toku ku délce vzdušnou čarou. Přesné určení těchto parametrů v terénu může být místy nejasné a zejména pro menší toky je každý metr, v případě poměru šířky ku hloubce dokonce každý centimetr důležitým a může ovlivnit výslednou typologii. To je vzhledem k problematickému určení přesné šířky nivy a koryta v plném stavu místy velice záludné a pro přesné určení je proto nutná dobrá předchozí znalost problematiky. V případě, že není účelem přesná identifikace říčního vzoru a korytových forem, ale spíše určení obecného charakteru, je tato metodika dobře použitelná a relativně nezkušenými řešiteli. Další výhody tohoto přístupu jsou zejména jeho rozmanitost a jistá nezávislost na osobních preferencích měřitele, v případě že jsou správně dodrženy všechny postupy.

Montgomery-Buffingtonova metoda není naproti předchozím zmíněným závislá na exaktních měřeních, jedná se o vizuální charakterizaci toku nehledě na jeho přesné parametry. Tato metoda tak dává nejvíce volnou ruku subjektivním názorům, zejména v případě přechodných morfologií. Žádný tok není zcela jednotvárný a fluviální procesy jsou závislé na místních vlivech. Tato metoda proto vyžaduje největší míru znalosti řešitele a schopnost správně identifikovat a interpretovat probíhající fluviální procesy. Jelikož se hodnocení odráží zejména od tvaru dna a korytových formací, znalost této metodiky zároveň znamená pochopení těchto procesů a tudíž schopnost predikce budoucího vývoje přímo v terénu. Tato metoda se jeví jako nejvíce přesná pro hodnocení aktuálního stavu vodního toku z hlediska fluviální geomorfologie, avšak vyžaduje největší míru znalostí.

4.5.4.1 Korespondence metodik

Každá z metodik má svůj osobitý způsob hodnocení, zakládající se na jiných kritériích, není proto možné určit přesné shody a jasnou korespondenci. V následující tabulce je vypsáno možných shod stanovených na základě této práce.

Je patrná jistá korelace mezi vysokoenergetickými úseky, kde morfologie dle M-M hodnocená jako stupeň-tůň spadá do kategorie toků s vysokým sklonem, které pro Rosgena znamenají typy A4 a B4a, a pro MŽP DE – hloubková eroze, anebo AE/BR – tedy akcelerované eroze směrem k typu divočících koryt.

Úseky s předpokládanou středně vysokou energií, s dominantní morfologií dle M-B stupeň-rovné dno, klasifikuje Rosgen výhradně jako B4a, analýza energie MŽP zde předpovídá také typy s vyšší mírou energie, zejména vývoj směrem k divočení a šterkonosným vinoucím se korytům.

Středně energetický typ, který je zejména charakteristický uniformitou spadá dle M-B do kategorie rovné dno a Rosgen zde předpokládá zejména typy B4, B4c a C4b, metodika MŽP kromě divočení a šterkonosných koryt indentifikuje pro středně energetický typ i vývoj směrem k anastomóznímu větvení, což se vzhledem k terénnímu mapování a místním poměrům nejeví vždy jako správný výsledek.

Pro spíše nízko energetický typ charakteristický nepravidelným ukládáním materiálu v různých částech koryta, dle M-B přeje lavice, Rosgen předpovídá typy B4,

B4c, C4, E4b a E4. Zde typy E příliš nesouhlasí s Rosgenovým popisem těchto vzorů, avšak vzhledem k velmi malému počtu naměřených úseků tohoto typu je nutné tento fakt prověřit. Česká metodika a analýza vývoje zde předpovídá pro tento typ všechny typy akcelerované eroze, od BR až po MD. Z pozorování je možné tvrdit, že největší chybovost se u metodiky MŽP vyskytuje u malých potoků.

Středně až nízkooenergetický typ charakteristický mírnými peřejemi a tůněmi v Rosgenově přístupu koresponduje s typy B4, B4c, C4 a E4. Pro analýzu energie MŽP jsou zde přítomné akcelerované eroze od GB po MD.

Úseky s více koryty, identifikované dle M-B jako divočení korespondují s Rosgenovým typem D, pro MŽP by to měly teoreticky být všechny typy od BR po AB, vzhledem k nízkému vzorku pouhých tří úseků však není tento výsledek reprezentativní.

Výčet všech shod je znázorněn v tabulce 14.

Možné očekávané korespondence metodik

M-B	Rosgen	Šindlar
Stupeň-tůň	A4, B4a	DE, AE/BR
Stupeň-rovné dno	B4a	BR/ID, AE/BR, AE/GB
Rovné dno	B4, B4c, C4b	AE/BR, AE/GB, AE/AB
Peřeje-lavice	B4, B4c, C4, E4b, E4	AE/BR, AE/GB, AE/AB, AE/MD
Tůň-peřeje	B4, B4c, C4, E4	AE/GB, AE/AB, AE/MD
Divočení	D4b	AE/BR, AE/AB

Tabulka 14, zjištěné korespondence metodik z terénního mapování

4.6 Srovnávací analýza

Návrh na zlepšení metodiky MŽP dílčí analýzou probíhal na základě vyhodnocení úseků dle analýzy energie podle dokumentu „Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření“. Byl hledán další vztah, který by mohl být použitelný jako doplňková analýza vedoucí ke zpřesnění a jistějšímu určení výsledného GMF typu. Jako vybrané zkoumané vztahy byly zvoleny jednotkový výkon, tečné napětí a vztah poměru šířky ku hloubce porovnaný se sklonem. Údaje použité pro tuto analýzu byly získané při terénním mapování a cílem je určení dalších možností pro vyhodnocování GMF typů

koryt, které poslouží k lepšímu pochopení vzájemných vztahů jednotlivých veličit a tím pádem i pochopení probíhajících hlavních říčních dějů a jejich kategorizace.

4.6.1 Analýza jednotkového výkonu

Tato analýza spočívá v rozšíření klasické analýzy energie o faktor šířky koryta. Šířka koryta byla zjištěna na základě terénního průzkumu, sklon odečtem z DMR 5G a dlouhodobý průměrný průtok byl získán z dostupných údajů, nebo odvozen analogií z velikosti povodí. Pro tuto analýzu byla nejdříve spočtena energie vodního toku na základě dlouhodobého průměrného průtoku a sklonu. Vztah pro výpočet energie je následující (Galia, 2017):

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q_a \cdot S \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1}\text{)}$$

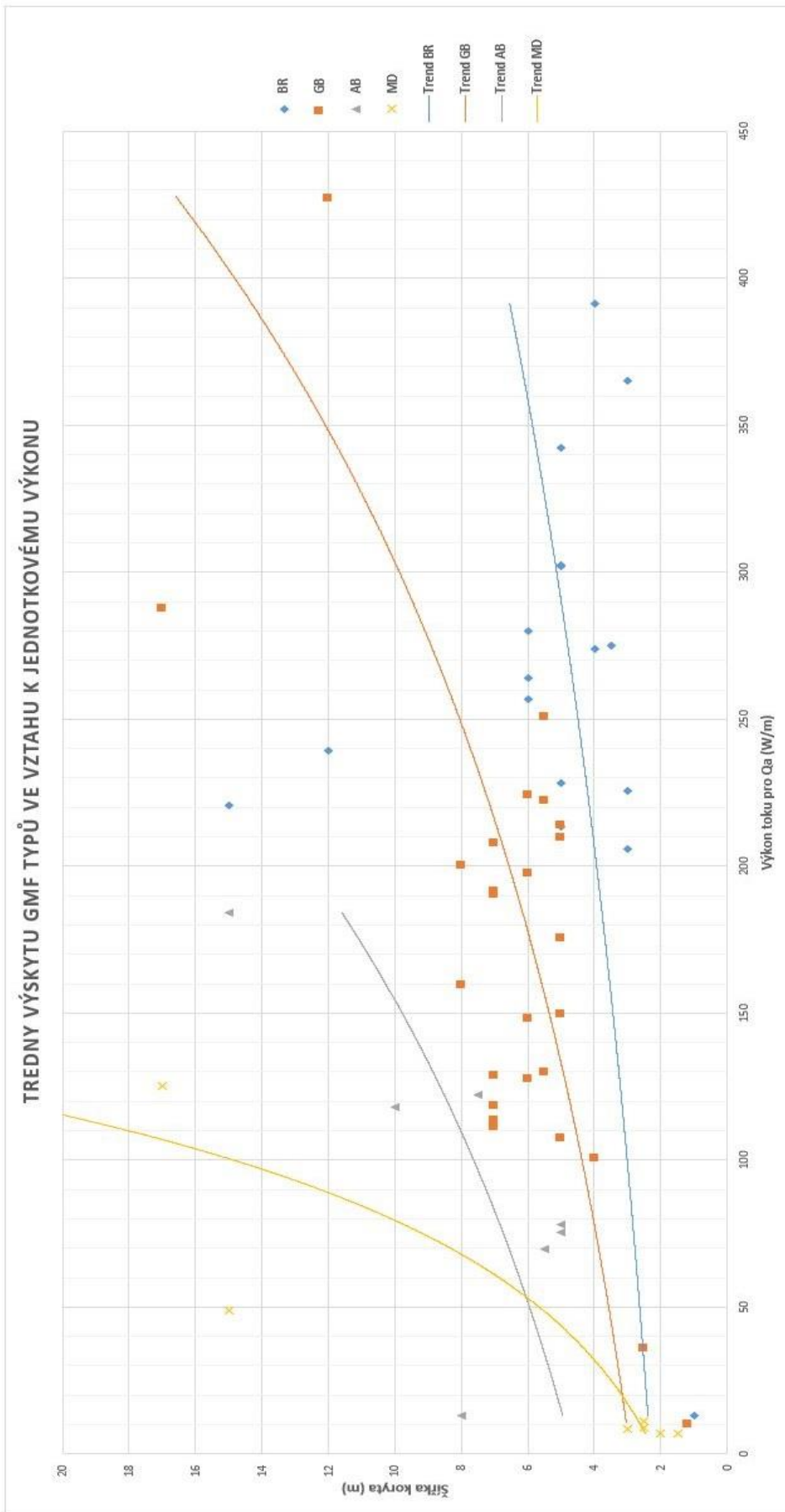
Kde ρ je hustota vody ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), g je gravitační zrychlení ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$), Q_a je dlouhodobý průměrný průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a S je sklon (m/m).

Takto zjištěná energie byla následně použita pro zjištění jednotkového výkonu, který je definován jako energie vodního toku dělená šířkou koryta. Výsledný vztah tedy vypadá takto:

$$\omega = \Omega/w \text{ (W} \cdot \text{m}^{-2}\text{)}$$

Kde Ω je výkon toku ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1}$) a W je šířka koryta (m).

Graficky byl tento vztah znázorněn viz obr 19., kde byly porovnány výsledné GMF typologie, které byly pro úseky určené dle metodiky MŽP, je nutné podotknout, že úseky se nenachází ve stavu dynamické rovnováhy, ale ve stavu akcelerované či hloubkové eroze (viz 4.4 Geomorfologické hodnocení vybraných vodních toků). Z analýzy je zřejmá jistá korelace, kterou je možné popsat následovně: Pro BR – divočí koryta je typická vysoká energetická hladina kombinovaná s úzkým korytem, což koresponduje s pozorovanou tendencí těchto koryt se v počáteční fázi vývoje zahlubovat. Nejpočetnější pozorovanou skupinou v podhorských oblastech je GB – šterkonosné vinoucí se koryto. Tyto koryta, jak vyplývá z analýzy, bývají zpravidla širší než BR a zároveň mají menší celkový výkon. V rámci této analýzy o nich můžeme hovořit jako o středně energetických a středně širokých. Anastomózně větvící se toky se vyskytují v nižších energetických hladinách, šířka může být proměnlivá. Meandrující toky mají obdobně jako AB malý výkon.



Obr. 20, Vztah výkonu vodního toku a šířky koryta

4.6.2 Analýza tečného napětí

Analýza tečného napětí závisí na vzájemném vztahu sklonu a hydraulického poloměru. Odráží fakt, že různé typologie se nejčastěji vyskytují v určitých energetických hladinách, tedy sklonech a na základě toho má koryto při svém vývoji tendence se různě rozšiřovat, zahlubovat atp. Data potřebná pro výpočet hydraulického poloměru byla získána terénním měřením. Tečné napětí je pro ustálené rovnoměrné proudění nejčastěji vyjádřeno vztahem (Galia, 2017):

$$\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot S \text{ (N} \cdot \text{m}^{-2}\text{)}$$

Kde ρ je hustota vody ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), g je gravitační zrychlení ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$), R je hydraulický poloměr (m) a S je sklon (m/m) (Galia, 2017).

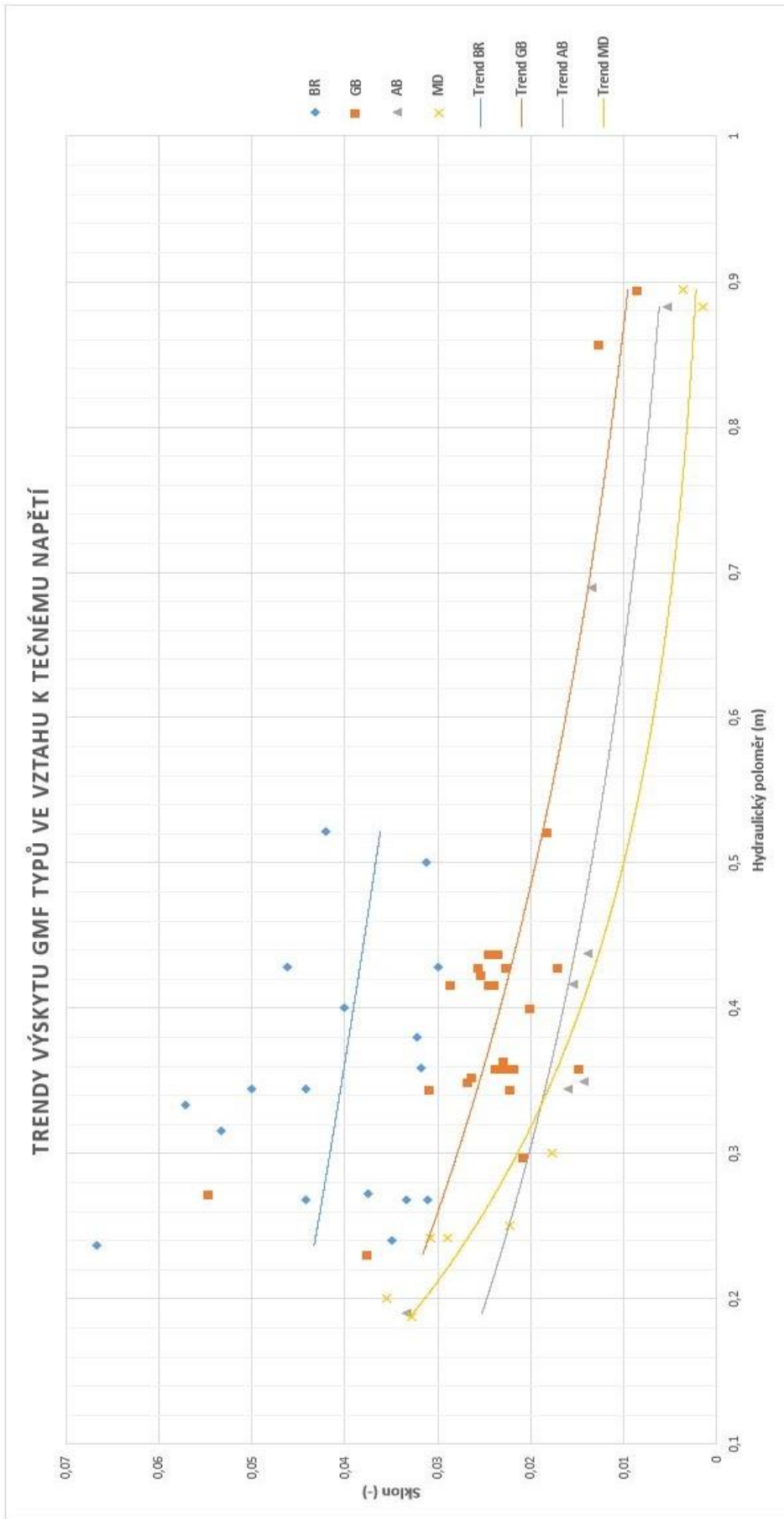
Hydraulický poloměr je zjištěn vztahem:

$$R = S/O \text{ (m)}$$

Kde S je obsah koryta (m^2) a O je omočený obvod (m).

Z obr 21, kde je tento vztah znázorněn vyplývá, že divočíci toky – BR mají spíše nižší hydraulický poloměr a vyšší sklon, kdežto toky štěrkonosné větvcí se – GB se pohybují ve středních sklonech a hydraulický poloměr je pro ně obecně vyšší než pro divočíci. Anastomózní toky – AB mají přibližně stejný hydraulický poloměr jako toky štěrkonosné, vyskytují se ovšem v nižších sklonech. Toky meandrující – MD jsou v tomto případě neprůkazné, jejich výskyt je příliš náhodný. Žádný z měřených úseků se nenacházel ve stavu dynamické rovnováhy, úseky jsou buď ve stavu akcelerované či hloubkové eroze (viz 4.4 Geomorfologické hodnocení vybraných vodních toků).

Z analýzy je možné vyčíst, že shluky bodů reprezentující typologie jsou závislé zejména na sklonu, a ne tolik na hydraulickém poloměru. Nejvíce bodů je soustředěných mezi hodnotou hydraulického poloměru od 0,3 do 0,4. Dále je možné pozorovat, že s rostoucím hydraulickým poloměrem obecně klesá sklon.



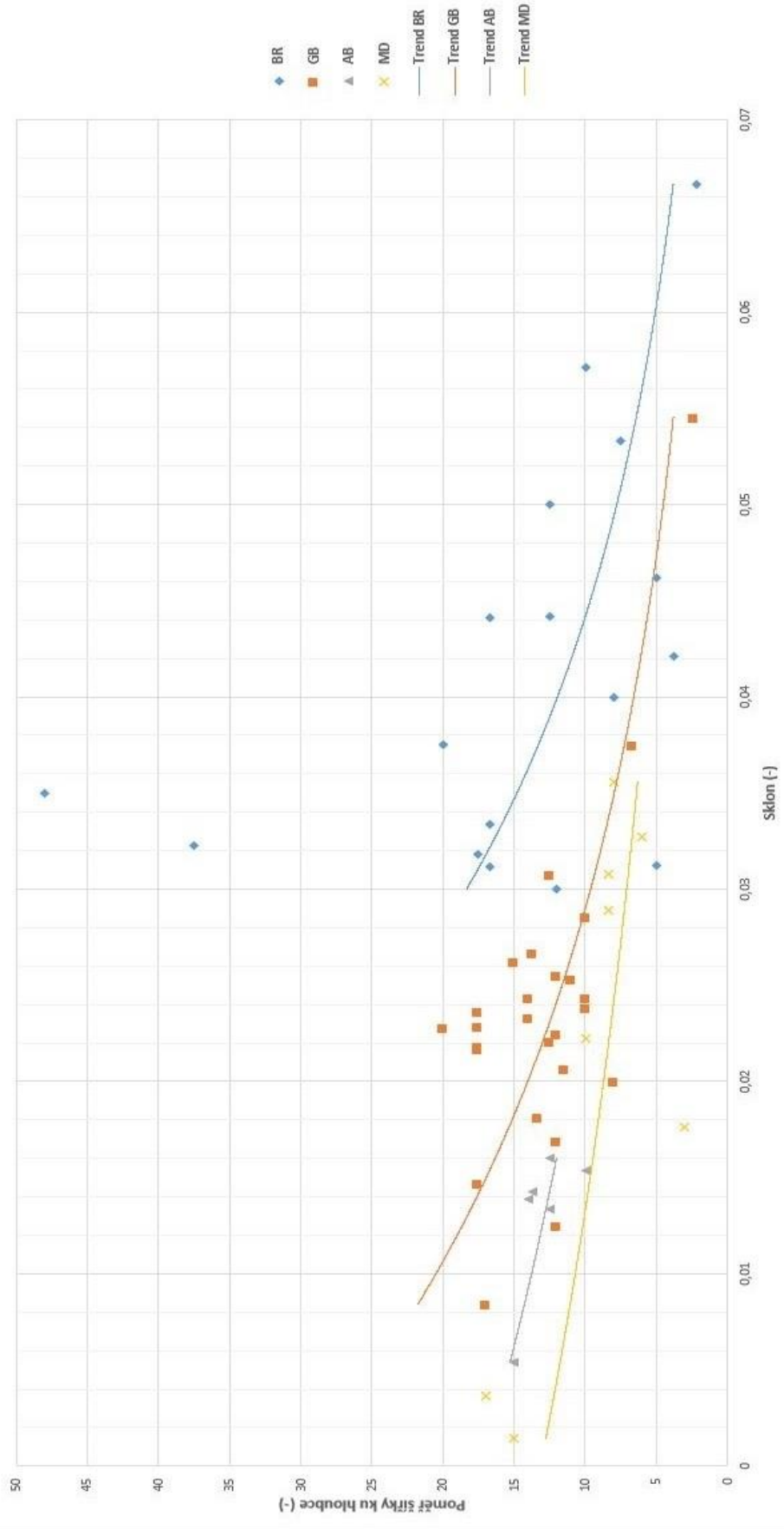
Obr 21, Vztah hydraulického poloměru a průměrnému podélnému sklonu koryta

4.6.3 Analýza poměru šířky ku hloubce ve vztahu ke sklonu

Tato analýza, se stejně jako obě předchozí odráží od sklonu, který je v tomto případě porovnán s poměrem šířky ku hloubce. Šířka a hloubka byly získané terénním měřením, sklon odečtem z DMR 5G. V této analýze (viz graf č. 3) platí, že toky ve vyšších sklonech mají zároveň tendenci mít nižší poměr šířky a hloubky. Toky divočící – BR, které mají stejný poměr jako toky větvicí se – GB, se vyskytují ve vyšších sklonech a stejným způsobem je možné odlišit i toky anastomózní – AB od šterkonosných větvicích se – GB, tedy anastomózní toky se stejnou šířkou jako větvicí se jsou přítomné ve výrazně nižších sklonech. Žádný z měřených úseků se nenacházel ve stavu dynamické rovnováhy, úseky jsou buď ve stavu akcelerované či hloubkové eroze (viz 4.4 Geomorfologické hodnocení vybraných vodních toků). Jedná se tedy o hodnocení aktuálního stavu koryta, které se stále vyvíjí.

Stejně jako pro analýzu tečného napětí i zde platí, že shluky bodů, reprezentující jednotlivé GMF typy, jsou závislé zejména na sklonu. Poměr šířky ku hloubce zůstává pro většinu měřených úseků relativně stejný, pohybuje se zejména mezi 5 a 25. Hranice mezi GB a AB není touto analýzou dostatečně odlišena.

TRENDY VÝSKYTU GMF TYPŮ PRO VZTAH POMĚRU ŠÍŘKY A HLoubKY KU SKLONU



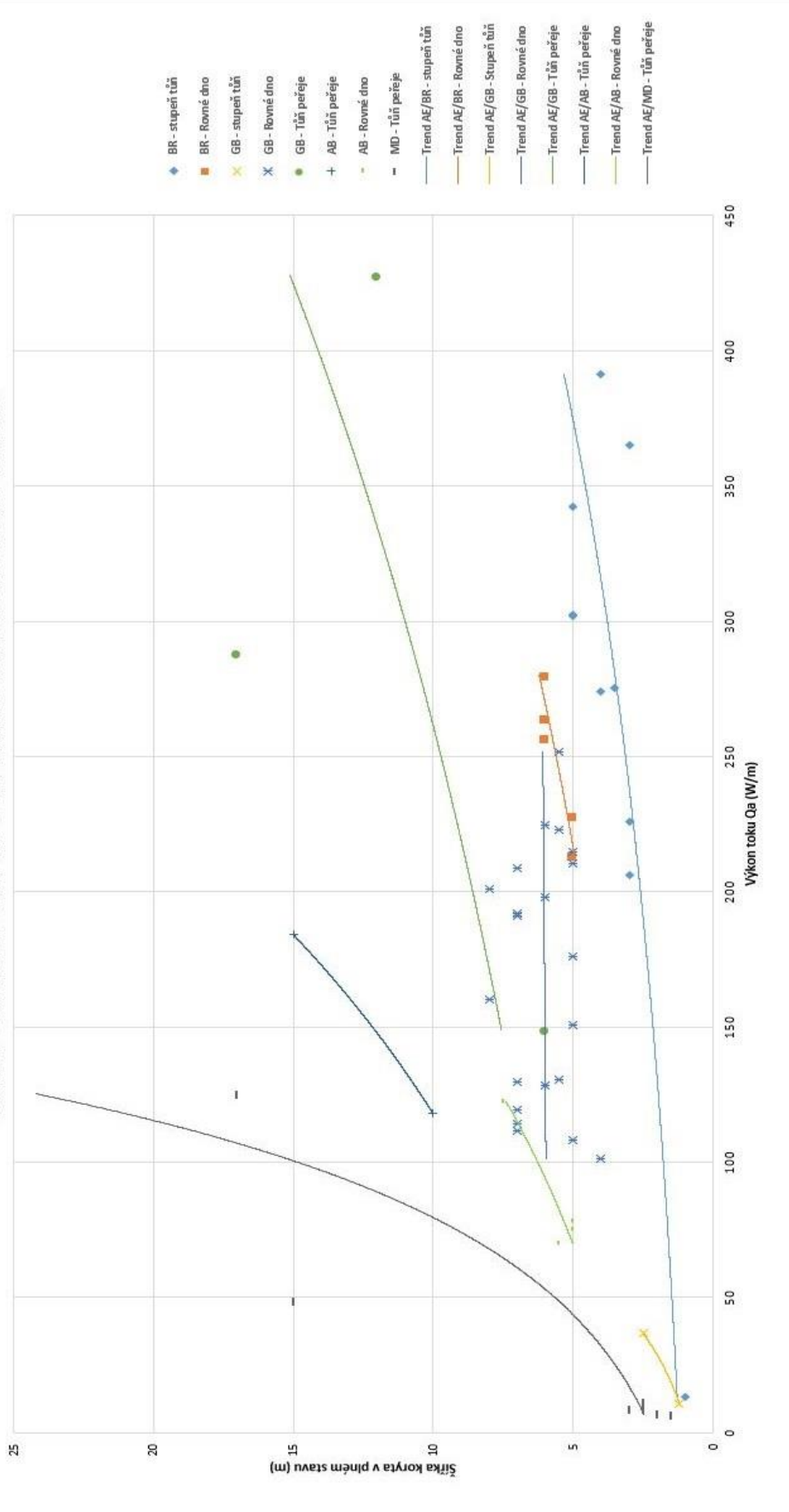
Obr 22. Vztah poměru šířky ku hloubce bankfull koryta a sklonu

4.6.4 Návrh nového přístupu k hodnocení podhorských toků

V rámci analýzy stavu dynamické rovnováhy dle metodiky MŽP, není zcela možné vystihnout aktuální stav toku, jako možným řešením tohoto problému může být kombinace české metodiky „Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření“ (MŽP, 2008) a metodiky „Channel-reach morphology in mountain drainage basins“ (Montgomery et Buffington, 1997). Jakéhosi hybridu by bylo možné dosáhnout spojením názvů takto: znak typu / index subtypu dle MŽP – Název typu dle M-B. Například tedy BR/AE – Rovné dno. Tímto přístupem by bylo možné popsat jak dominantní rovnovážný stav, tak probíhající korytový proces a aktuální vývojový stav koryta.

V následujícím grafu č. 4 byl ilustrován vztah tohoto hybridního přístupu ve vztahu k jednotkovému výkonu. Je zřejmé, že toky s dynamickým stavem rovnováhy **BR**, v aktuálním stavu **stupeň-tůň** mají znatelně menší šířku koryta a vyšší energii než odstatní subtypy, **GB** ve stavu **stupeň-tůň** jsou v této analýze velmi malé toky, které mají příliš nízkou energii na překročení do typu BR. Hranice mezi **BR**, **GB** a **AB** v aktuálním stavu **rovného dna** je dána zejména energií, šířka zůstává relativně neměnná. **GB**, **AB** a **MD** v aktuálním stavu **tůně-peřeje** vykazují vysokou známku proměnlivosti, v této analýze jsou to zejména široké toky v různých energetických hladinách. Platí pro ně, že čím větší šířka, tím větší energie.

TRENDY URČENÝCH GMF TYPŮ VE VZTAHU K JEDNOTKOVÉMU VÝKONU



Obr. 23, hybridní kombinace metodiky MZP a M-B ve vztahu k jednotkovému výkonu

5 Výsledky

Celkem bylo vymapováno a klasifikováno 11 úseků na Zdobnici, 13 na Olešence, 19 na Bělé, 5 na Metuji a 10 úseků na drobných přítocích těchto řek. Celkem bylo tedy do analýzy zahrnuto 58 úseků, z čehož dle české metodiky patří 18 do kategorie BR – Divočení koryt ve šterkovém řečišti, 22 do GB – větvení šterkonosného vinoucího se koryta, 6 do AB – anastomózní větvení vinoucích se až meandrujících koryt a 8 do MD – plně vyvinuté meandrování. Je nutné podotknout, že žádný z hodnocených úseků se nenacházel ve stavu dynamické rovnováhy, analýza šířky meandrového pásu odhalila, že až na výjimky se úseky nachází ve fázi akcelerované eroze – AE, u vysokoenergetických úseků pak DE – hloubkové eroze. Tento výsledek je dán skutečností, že většina úseků se nachází v zařízlém údolí, kde vodní tok nemá dostatečný prostor pro vytvoření adekvátně široké nivy, a v budoucnu je možné předpokládat pomalé rozšiřování údolí z tvaru „V“ do více neckovitého tvaru.

Na základě terénního průzkumu bylo zjištěno, že mezi nejtypičtější korytové formace jsou pro typ **AE/BR** jsou v modelové oblasti **stupně, tůně a přeje**, výjimečně se pak objevují boční či středové lavice. Pro typ **AE/GB** jsou to shodně **stupně, tůně a přeje, boční i středové lavice** se vyskytují častěji než u typu BR a výjimečně je možné narazit na ostrovy. **AE/AB** jsou charakteristické výrazně vyšším výskytem **bočních i středových lavic**, hojně se vyskytují i **ostrovy**, naopak stupně jsou zde ojediněle. **AE/MD** jsou toky s nejvyšším podílem **tůní, mírných přejejí a konvexních náplav**, méně se vyskytují středové lavice a ostrovy.

Z hlediska hodnocení současného stavu se jako nejpopsnější jeví metoda Rosgenova, nejpraktičtější metoda Montgomery et Buffingtona a uživatelsky nejvíce přívětivá metodika MŽP, která je ale zároveň nejméně popisná. Pro hodnocení současného stavu podhorských toků se jako nejvíce použitelná a platná zdá metodika Montgomeryho a Buffingtona, která nejlépe pracuje s korytovými formacemi a nejlépe tak popisuje chování vodního toku.

Ze zkoumaných srovnávacích analýz jednotkového výkonu, tečného napětí, a poměru šířky ku hloubce ve vztahu ke sklonu se jako nejpoužitelnější jeví analýza jednotkového výkonu. Analýza ukazuje, že díky faktoru šířky koryta má z uvedených přístupů největší potenciál oddělit jednotlivé typologie a určit tak výsledný GMF typ.

Srovnání poměru šířky ku hloubce ve vztahu ke sklonu také vykazuje možnou korelaci mezi měřenými parametry a výslednými a říčními vzory. Analýza tečného napětí se z uvedených možností zdá nejméně vhodná.

Vlastní návrh přístupu, kombinace metodik MŽP a M-B v teoretické rovině poskytuje množství výhod, analýza jednotkového výkonu pro tento nový přístup ovšem jednoznačnou korelaci nepotvrdila, zejména kvůli malému počtu měření. I přes limitace, kterými jsou zejména malý počet měření a velké množství kombinací, analýza poukazuje na možné výskyty trendů, které budou lépe patrné při zvýšeném objemu dat.

6 Diskuze

Fluviální geomorfologie je vědou, ve které je stále co oběhovat. Přestože jednotlivé dílčí procesy vývoje vodních toků jsou dobře zdokumentované, ucelený pohled zejména na podhorské toky chybí. V České republice se tématice fluviální morfologie nevěnuje dostatečná pozornost a relevantní informace je nutné hledat především v zahraniční literatuře. Absence uceleného překladu odborné terminologie pak často dává vzniknout zkomoleným a těžce pochopitelným názvům, což se mohlo projevit i v této práci, a je tedy často obtížné srozumitelně přiblížit téma fluviální morfologie české veřejnosti. V tomto ohledu je velkým přínosem soustavná práce inženýra Šindlara či docenta Galii, ze které bylo čerpáno mnoho přínosných informací a překladů použitých v této práci.

Stěžejní částí práce každého, kdo se zajímá o fluviální geomorfologii je terénní průzkum vybrané lokality, a není tomu jinak ani v případě tohoto dokumentu. Data získaná při terénním průzkumu jsou jen tak přesná, jak to umožňuje autorovo dosavadní poznání a je nutné tento fakt brát v potaz. Za problematické se dá považovat zejména určování aktivní nivy, která je stěžejním ukazatelem aktuálního stavu vodního toku. Zejména pro menší toky s proměnlivým poměrem zařízení, které se v podhorských oblastech často vyskytují, může být určení inundačního území oříškem, který není snadné rozlousknout. Neméně důležitým parametrem je také hloubka plného koryta, jehož určení se může místně zásadně lišit a samotná definice a relevance parametru plného koryta je předmětem diskuzí.

Dílčím cílem této diplomové práce je srovnání a ověření platnosti vybraných metodik. V rámci srovnání jsou použity tři metodiky, dvě vyvinuté v USA a jedna česká. Oba zahraniční přístupy jsou velmi známé, uznávané a v praxi běžně používané, stejně tak metodika česká, vydaná MŽP, je v naší praxi běžně užívána, jelikož se jedná o oficiální metodiku ministerstva. Zahraniční přístupy hodnotí tok zejména vzhledem k jeho aktuálnímu stavu, naopak česká metodika primárně hodnotí rovnovážný stav toku a dominantní korytové procesy. Každý z těchto přístupů má svá pro a proti, z uživatelského hlediska je metodika MŽP nejvíce přívětivá a zvládne ji správně použít i laik. Rosgenova metodika je nejvíce exaktní, k jejímu správnému použití je zapotřebí nejvíce údajů a je zároveň nejvíce systematická. Montgomery-Buffington metoda hodnotí tok na základě vizuálního charakteru a tvaru dna, ze všech přístupů proto vyžaduje největší stupeň

znalosti řešitele, který nemá možnost se opřít o terénní měření. V rámci této práce se jako nejvíce použitelná jeví metodika Montgomery-Buffington a je možné ji pro hodnocení aktuálního stavu podhorských toků doporučit.

Podhorské toky vykazují vysokou morfologickou proměnlivost, je zde možné narazit na všechny možné říční vzory a často se jedná o jejich kombinace, které není snadné zařadit. Hodnocení korytových formací není součástí metodiky MŽP, introdukce tohoto faktoru by mohla vést ke zkvalitnění a lepší orientaci v problematice vývoje vodních toků ve středních energetických hladinách. Pro ucelený pohled na současný i budoucí stav toků nacházejících se ve stavu dynamické rovnováhy, by bylo možné využít kombinaci metodiky MŽP společně s metodou Montgomeryho a Buffingtona. Výsledný GMF typ by tedy mohl být hodnocen podle následujícího klíče: **znak typu/(Index podtypu) – výsledný typ dle M-B**, například tedy jako: DE – stupeň tůň; AE/BR – stupeň rovné dno; AE/GB – rovné dno; atp. Tento přístup by mohl vést ke zkvalitnění porozumění jednak procesů vývoje a druhá k dobré orientaci v současném stavu vodního toku. Nevýhodou tohoto přístupu je velké množství kombinací a nutná dobrá znalost metodik společně s dobrou znalostí hydromorfologie. Tato kombinace tak eliminuje největší přednost české metodiky, což je její snadná použitelnost.

Při vyhodnocování jednotlivých úseků se zdá, že pro malé a střední toky je hranice mezi typy GB a AB velmi malá a změna sklonu v řádu desetin procent je často příčinnou změny výsledného GMF typu. Vzhledem k nevyhnutelným nepřesnostem v odečítání podélného sklonu jak na základě měření tak moderních technologií, je vhodné hledat další metody vedoucí k rozlišení mezi těmito dvěma typy. V rámci této práce bylo vyzkoušeno několik doplňkových přístupů hodnocení, z nichž jsou zmíněné ty, které vykazují známky použitelnosti, jsou to analýzy jednotkového výkonu, tečného napětí a vztahu sklonu s poměrem šířky ku hloubce.

Je nutné zmínit, že hodnocené úseky se nenachází ve stavu dynamické rovnováhy. Rovnovážný stav je určený analýzou energie údolí dle metodiky MŽP. S těmito výsledky je dále pracováno, je hledán vztah mezi výsledným rovnovážným stavem a aktuálním stavem koryta. Zejména šířka a hloubka koryta se budou vlivem vývoje měnit, je proto potřebné získat velké množství dat o tocích v různých fázích vývoje, aby bylo možné tyto analýzy považovat za důvěryhodné a ověřené. V rámci této práce je pouze ověřena možnost budoucího výzkumu, nikoliv komplexní návrh nového hodnotícího systému.

7 Závěr

Podhorské toky jsou typické vysokou morfologickou diverzitou, prolínají se v nich prvky jak horských tak nížinných oblastí a výsledná morfologie je závislá zejména na místních podmínkách. Na základě průzkumu toků v oblasti Podorlicka je možné tvrdit, že vývoj podhorských toků je částečně omezený charakterem tvaru údolí. Nejvíce přítomným říčním vzorem v modelové oblasti je dle metodiky MŽP větvení šterkonosného vinoucího se koryta – GB. Niva na žádném z měřených míst nedosahuje své plné přirozené šířky a úseky se proto nenachází ve stavu dynamické rovnováhy, ale jsou zejména ve fázi akcelerované eroze.

V případě, že se úsek nachází ve vývoji směrem k divočení – BR, jsou nejčastějšími korytovými formacemi stupně, tůně a rychlé peřeje. Pro vývoj směrem k typu větvení šterkonosného – GB koryta je patrný méně častý výskyt větších stupňů a tůní a objevují se zejména homogenní úseky dlouhých peřejí s menšími stupni, bez výrazných korytových forem, s místy se vyskytujícími středovými lavicemi. Úseky s výsledným GMF typem rovnovážného stavu anastomózního větvení – AB jsou typické střídáním tůní a peřejí s hojným výskytem středových lavic a ostrovů. V modelové oblasti platí, že čím otevřenější údolí, tím pravděpodobnější výskyt středových lavic a ostrovů, což potvrzuje předpoklad, výsledného říčního vzoru určeného analýzou energie dle metodiky MŽP na většině ze zkoumaných míst.

Srovnáním výsledků a postupů metodik byla identifikována nedostatečná schopnost české metodiky oddělit typologie GSB – větvení šterkonosného nebo písčitého vinoucího se koryta a AB – anastomózní větvení vinoucích se až meandrujících koryt. V terénu tyto výsledné typologie obsahovaly často stejné korytové formace a zahraničními metodikami byly klasifikovány shodně. Na základě poznatků z této práce se tedy ukazuje, že nutnost dalšího výzkumu se soustřeďuje zejména v oblasti klasifikace anastomózních a šterkonosných větvičích se koryt a určování dominantních jevů jejich vývoje, které povedou k přesnějšímu určení výsledného GMF typu v dynamické rovnováze. Je potřeba určit další doplňující analýzy, které povedou ke zkvalitnění té stavající a rozlišení rozdílů mezi typologiemi GSB a AB, což povede k lepšímu pochopení hydromorfologických procesů.

Srovnáním zkoumaných dílčích analýz pro přesnější určení výsledného říčního vzoru je na základě výsledků této práce doporučen výzkum vztahu energie údolí a šířky koryta, tedy analýza jednotkového výkonu (viz 4.6.1 Analýza jednotkového výkonu). Tato analýza bere v úvahu současnou šířku koryta a může proto přesněji posloužit k popisu výsledného říčního vzoru ve vztahu k velikosti vodního toku.

8 Zdroje

Odborné knihy, monografie

Barry R. G., 2008: Mountain Weather and Climate. Cambridge University Press, Cambridge, 512 s.

Büdel J. 1982: Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton, 443 s.

Fryirs K. A., Brierley G. J., 2013: Geomorphic Analysis of River Systems. Wiley-Blackwell, West Sussex, 345 s.

Galia T., 2017: Fluviální Geomorfologie. Ostravská Univerzita, Ostrava, 186 s.

Gilbert G. K., 1914, The transportation of débris by running water:.U.S. Geological Survey Professional Paper 86. 263 p.

Knighton D., 1984: Fluvial Forms and Processes. Edward Arnold, Londýn, 219 s.

Knighton D., 1998: Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. Edward Arnold, Londýn, 383 s.

Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964: Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco, 522 s.

Leopold, L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964: Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco, 522 s.

Montgomery, D. R., Buffington J. M., 1993: Channel classification, prediction of channel response, and assesment of channel condition. University of Washington, Seattle, 84 s.

Opletal M., Domečka K., Čech S., Čuta M., 1980: Geologie Orlických hor. Academia, Praha, 208 s.

Price M., 2002: Mountains. Voyageur Press, Minnesota, 77 s.

Schumm S. A., 1977: The fluvial system. John Wiley & Sons, New York, 338 s.

Schumm S. A., 2005: River Variability and Complexity. Cambridge University Press, Cambridge, 234 s.

Selby M. J., 1982: Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press, Oxford, 264 s.

- Strahler A., 1999: *Introducing Physical Geography*. John Wiley & Sons, New York, 656 s.
- Šindlar M., 2006: *Hydromorfologie vodních toků. Metodika typologie, monitoringu, vyhodnocení aktuálního stavu hydromorfologie koryt a niv vodních toků, včetně návrhů opatření k dosažení dobrého ekologického stavu vod*. Sindlar Group, Hradec Králové, 90 s.
- Šindlar M., 2012: *Geomorfologické procesy vývoje vodních toků. Část I. Typologie korytotvorných procesů*. Sindlar Group, Hradec Králové, 148 s.
- Vlček V., 1984: *Zeměpisný lexikon ČSR. Vodní toky a nádrže*. Academia, Praha, 316 s.
- Wohl E., 2010: *Mountain rivers revisited*. American Geophysical Union, Washington DC, 573 s.
- Wolman, M. G., Leopold L. B., 1957: *River flood plains: Some observations on their formation*. U.S. Geological Survey Professionals Paper 282-C, 30 s.

Články v odborném periodiku

- Ashmore P., 2019: *Morphology and Dynamics of Braided Rivers*. *Treatise on Geomorphology*, Volume 9. 289-312.
- Attal M., Lavé J., 2006: *Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts*. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, edited by Willett et al. Geological Society of America Special Paper 398. 143–171.
- Bandyopadhyay J., Rodda J. C., Kattelman R., Kundzewicz Z. W., Kraemer D., 1997: *Mountains of the World: A Global Priority*, edited by Messerli B. and Ives J. D. 13–155.
- Benda L., 1990: *The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon coast range, USA*. *Earth Surface Processes and Landforms* 15. 457–466.
- Bertoldi W., Turbino M., 2005: *Bed and bank evolution of bifurcating channels*. *Water Resources Research* 41. 1 – 12.
- Biedenharn D. S., 1989: *Knickpoint migration characteristics in the Loess Hills of northern Mississippi, USA*, *US-China Sedimentation Symposium*. 1-8.

- Bizzi S., Lerner D. N., 2015: The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes. *River Research and Applications* 31. 16–27.
- Brierley, G. J., Hickin E. J., 1985: The downstream gradation of particle sizes in the Squamish River British Columbia. *Earth Surface Processes Landforms* 10. 597–606.
- Burbank, D. W., Leland J., Fielding E., Anderson R. S., Brozovic N., Reid M. R., Duncan C., 1996: Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379. 505–510.
- Comiti, F., Andreoli A., Mao L., Lenzi M. A., 2008: Wood storage in three mountain streams of the southern Andes and its hydro-morphological effects. *Earth Surface Processes Landforms* 33, 244–262.
- Constantine C. R., Mount J. F., Florsheim J. L., 2003: The effects of longitudinal differences in gravel mobility on the downstream fining pattern in the Cosumnes River, California. *Journal of Geology* 111. 233–241.
- Crosby B. T., Whipple K. X., 2006: Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82. 16–38.
- Crowder D. W., Knapp H. V., 2005: Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. *Geomorphology* 64. 167– 184.
- Deroanne C., Petit F., 1999: Longitudinal evaluation of the bed load size and of its mobilisation in a gravel bed river. *Floods and Landslides*, edited by R. Casale and C. Margottini. 335–342.
- Dietrich W. E., Dunne T., 1978: Sediment budget for a small catchment in mountainous Terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 29. 191–206.
- Dietrich, W. E., Kirchner J. W., Ikeda H., Iseya F., 1989: Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature* 340. 215– 217.
- Ehlen, J., Wohl E., 2002: Joints and landform evolution in bedrock canyons. *Transactions, Japanese Geomorphological Union* 23. 237–255.
- Emmett W. W., 1984: Measurement of bedload in rivers. US Geological Survey. 1-15.
- Ferguson R. I., 1986: Hydraulics and hydraulic geometry. *Progress in Physical Geography* 10. 10–31.

- Ferguson R. I., Ashworth P. J., 1991: Slope-induced changes in channel character along a gravel-bed stream: The Allt Dubhaig, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 16. 65– 82.
- Finnegan, N. J., Sklar L. S., Fuller T. K., 2007: Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel. *Journal of Geophysical Research* 112.
- Galia T., Hradecký J., 2014: Estimation of bedload transport in headwater streams using a numerical model (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). *Acta Universitatis Carolinae-Geographica* 49. 21–31.
- García A. F., 2006: Thresholds of strath genesis deduced from landscape response to stream piracy by Pancho Rico Creek in the Coast Ranges of central California. *American Journal of Science* 306. 655–681.
- Goode, J. R., Wohl E., 2010: Coarse sediment transport in a bedrock channel with complex bed topography. *Water Resources Research* 46.
- Grant, G. E., Swanson F. J., Wolman M. G., 1990: Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, western Cascades, Oregon. *Geological Society of Americans Bulletin* 102. 340–352.
- Grant L., Seyfried M., McNamar J., 2004: Spatial variation and temporal stability of soil water in a snow-dominated, mountain catchment. *Hydrological Processes* 18. 3493–3511.
- Hack J. T., 1957: Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U.S. *Geological Survey Professionals Paper* 294-B. 47–49.
- Hancock, G. S., Anderson R. S., Whipple K. X., 1998: Beyond power: Bedrock river incision process and form, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophysical Monograph Series Volume 107, edited by Tinkler K. J. and Wohl E. E. 35–60.
- Harbor D. J., Bacastow A., Heath A., Rogers J., 2005: Capturing variable knickpoint retreat in the central Appalachians, USA. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 28. 23–36.

- Harden D. R., 1990: Controlling factors in the distribution and development of incised meanders in the central Colorado Plateau. *Geological Society of Americans Bulletin* 102. 233–242.
- Howard A. D., 1967: Drainage analysis in geologic interpretation: A summation, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 51. 2246–2259.
- Howard A. D., 1980: Thresholds in river regimes. *Thresholds in Geomorphology*, edited by D. R. Coates and J. D. Vitek. 227–258.
- Howard A. D., Kerby G., 1983: Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94. 739–752.
- Howard, A. D., Dietrich W. E., Seidl M. A., 1994: Modelling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99. 13971-13986.
- Chatanantavet P., Lajeunesse E., Parker G., Malverti L., Meunier P., 2010: Physically based model of downstream fining in bedrock streams with lateral input. *Water Resources Research* 46.
- Chin A. 1989: Step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography* 13. 391–407.
- Church M., 1992: Channel morphology and typology. *The Rivers Handbook Volume 1*. 126–143.
- Iverson R. M. et Reid M. E. 1992: Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential: 1. Elastic Effective-Stress Model. *Water Resources Research* Volume 28, Issue 3. 925–938.
- Jarrett R. D., 1990: Hydrologic and hydraulic research in mountain rivers. *Water Resources Bulletin* Volume 26, Issue 3. 419–429.
- Keller, E. A., Melhorn W. N., 1978: Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. *Geological Society of Americans Bulletin* 89. 723–730.
- Kelsey H. M., 1980: A sediment budget and an analysis of geomorphic process in the Van Duzen River basin, north coastal California, 1941–1975. *Geological Society of America Bulletin* 91. 1119–1216.

- Kirkby M. J., 1988: Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology* 100, Issues 1–3. 315–339.
- Kobor J. S., Roering J. J., 2004: Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: Implications for rock uplift and shallow landsliding. *Geomorphology* 62. 239–256.
- Korup O., McSaveney M. J., Davies T. R. H., 2004: Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 61. 189–207.
- Lancaster S. T., Grant G. E., 2006: Debris dams and the relief of headwater streams. *Geomorphology* 82. 84–97.
- Leopold L. B., 1992: Sediment size that determines channel morphology. *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. 297–311.
- Lifton, Z. M., Thackray G. D., Van Kirk R., Glenn N. F., 2009: Influence of rock strength on the valley morphometry of Big Creek, central Idaho, USA. *Geomorphology* 111. 173–181.
- Lisle T. E., 1986: Stabilization of a gravel channel by large streamside obstructions and bedrock bends, Jacoby Creek, northwestern California. *Geological Society of Americans Bulletin* 97. 999–1011.
- Marston R. A., 2010: Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. *Geomorphology* 116. 206–217.
- Melton M. A., 1960: Intravalley variation in slope angles related to microclimate and erosional environment. *Geological Society of Americans Bulletin* 71. 133–144.
- Messerli and J. D. Ives Fenn C. R., 1987: Sediment transfer processes in alpine glacier basins. *Glacio-fluvial Sediment Transfer*, edited by A. M. Gurnell and M. J. Clark. 59–85.
- Mikos M., 1994: The downstream fining of gravel-bed sediments in the Alpine Rhine River. *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers*, edited by P. Ergenzinger and K.-H. Schmidt. 93–108.
- Miller A. J., 1990: Fluvial response to debris associated with mass wasting during extreme floods. *Geology* 18. 599–602.

- Miller A. J., 1995: Valley morphology and boundary conditions influencing spatial variations of flood flow. *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology*, Volume 89. 61-104.
- Ministerstvo životního prostředí, 2008: Metodika odboru ochrany vod, která stanovuje postup komplexního řešení protipovodňové a protierozní ochrany pomocí přírodě blízkých opatření. *Věstník ministerstva životního prostředí* 11. 1–21.
- Montgomery D. R., Abbe T. B., Buffington J. M., Peterson N. P., Schmidt K. M., Stock J. D., 1996: Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature* 381. 587–589
- Montgomery D. R., Buffington J. M., 1997: Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of Americans Bulletin* 109. 596–611.
- Montgomery D. R., Buffington J. M., 2013: Geomorphic Classification of Rivers. *Treatise on Geomorphology Volume 9*. 730-767.
- Moshe, L. B., Haviv I., Enzel Y., Zilberman E., Matmon A., 2008: Incision of alluvial channels in response to continuous base level fall: Field characterization, modeling, and validation along the Dead Sea. *Geomorphology* 93. 524–536.
- Naef F., Bezzola G. R., 1990: Hydrology and morphological consequences of the 1987 flood event in the upper Reuss valley. *Hydrology in Mountainous Regions II. Artificial Reservoirs, Water and Slopes*. 339–346.
- Navratil O., Albert M. B., 2010: Non-linearity of reach hydraulic geometry relations. *Journal of Hydrology* 388. 280–290.
- O'Connor J. E., Webb R. H., Baker V. R., 1986: Paleohydrology of pool-and-riffle pattern development: Boulder Creek, Utah. *Geological Society of Americans Bulletin* 97. 410–420.
- Park C. C., 1977: World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: An analysis and some observations. *Journal of Hydrology* 33. 133–146.
- Pearce A. J., McKerchar A. I., 1979: Upstream generation of storm runoff. *Physical Hydrology: New Zealand Experience*, edited by D. L. Murray and P. Ackroyd. 165–192.

- Philbrick S. S., 1970: Horizontal configuration and the rate of erosion of Niagara Falls. *Geological Society of Americans Bulletin* 81. 3723–3732.
- Phillips J. D., 2002: Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology* 269. 236–250.
- Pickup G., Warner R. F., 1976: Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of Hydrology* 29. 51–75.
- Procter J., Cronin S. J., Fuller I. C., Lube G., Manville V., 2010: Quantifying the geomorphic impacts of a lake-breakout lahar, Mount Ruapehu, New Zealand. *Geology* 38. 67–70.
- Rosgen D. L., 1994: A classification of natural rivers. *Catena* 22. 169–199.
- Seidl, M. A., Dietrich W. E., 1992: The problem of channel erosion into bedrock. *Functional Geomorphology*, edited by K. H. Schmidt and J. de Ploey. 101–124.
- Seidl M. A., Finkel R. C., Caffee M. W., Hudson G. B., Dietrich W. E., 1997: Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: Problems and interpretations. *Earth Surface Processes Landforms* 22. 195–209.
- Schmidt, K. H., Ergenzinger P. 1992: Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods - studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms* 17. 147–165.
- Schmidt, K. H., Morche D., 2006: Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 80. 131–145.
- Schumm S. A., 1956: The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *American Journal of Sciences* 254. 693–706.
- Schumm S. A., 1985: Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13. 5-27.
- Schumm S. A., Stevens M. A., 1973: Abrasion in place: A mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers. *Geology* 1. 37–40.
- Sklar, L. S., Dietrich W. E., 1998: River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. *Geophysical Monographic Series Volume 107*. 237–260.

- Sklar L. S., Dietrich W. E., Foufoula-Georgiou E., Lashermes B., Bellugi D., 2006: Do gravel bed river size distributions record channel network structure? *Water Resources Research* 42, Issue 6.
- Stewardson M., 2005: Hydraulic geometry of stream reaches. *Journal of Hydrology* 306. 97–111.
- Sueker J. K., Ryan J. N., Kendall C., Jarrett R. D., 2000: Determination of hydrologic pathways during snowmelt for alpine/subalpine basins, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resources Research* Volume 36, Issue 1. 63–75.
- Surian N., 2002: Downstream variation in grain size along an Alpine river: Analysis of controls and processes. *Geomorphology* 43. 137–149.
- Surian N., Mao L., Giacomini M., Ziliani L., 2009: Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 34. 1093–1107.
- Swanson F. J., Fredriksen R. L., McCorison, F. M., 1982: Material transfer in a western Oregon forested watershed, in Edmonds, R. L., ed. *Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United States*: Stroudsburg, Pennsylvania. 233–266.
- Tinkler, K. J., Wohl E. E., 1998: A primer on bedrock channels. *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. *Geophysical Monograph Series* Volume 107. 35–60.
- Turowski J. M., Rickenmann D., 2009: Tools and cover effects in bedload transport observations in the Pitzbach, Austria, *Earth Surface Processes and Landforms* 34. 26–37.
- Vianello A., D'Agostino D., 2007: Bankfull width and morphological units in an alpine stream of the dolomites (northern Italy). *Geomorphology* 83. 266–281.
- Ward D. J., Spotila J. A., Hancock G. S., Galbraith J. M., 2005: New constraints on the late Cenozoic incision history of the New River, Virginia. *Geomorphology* 72. 54–72.
- Weingartner R., Barben M., Spreafico M., 2003: Floods in mountain areas: An overview based on examples from Switzerland. *Journal of Hydrology* 282. 10–24.
- Williams G. P., 1986: River meanders and channel size. *Journal of Hydrology* 86. 147–164.
- Wohl E. E., 2004: Limits of downstream hydraulic geometry. *Geology* 32. 897–900.

Wohl E. E., 2007: Channel-unit hydraulics on a pool-riffle channel. *Physical Geography* 28. 233–248.

Wohl E. E., Ikeda H., 1997: Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradient. *Geology* 25. 295–298.

Wohl, E. E., Merritt D. M., 2005: Prediction of mountain stream morphology. *Water Resources Research* 41.

Wohl, E. E., Merritt D. M., 2008: Reach-scale channel geometry of mountain streams. *Geomorphology* 93.

Wohl E. E., Pearthree P. A., 1991: Debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona. *Geomorphology* 4. 273–292.

Online zdroje

AOPK, 2021: Správa CHKO Orlické hory. Pedologie (online) [cit. 09.02.2021], dostupné z: <<https://orlickehory.ochranaprirody.cz/zakladni-udaje-o-chko/pedologie/>>.

Česká geologická služba, 2021: Geovědní mapy 1 : 50 000 (online) [cit. 09.02.2021], dostupné z: <<https://mapy.geology.cz/geocr50/>>.

Český hydrometeorologický úřad, 2021: Úsek hydrologie (online) [cit. 13.02.2021], dostupné z: <<http://voda.chmi.cz/>>.

ČZU, 2021: Taxonomický klasifikační systém půd. Charakteristiky půdních jednotek (online) [cit. 29.01.2021], dostupné z: <<https://klasifikace.pedologie.czu.cz/index.php?action=showPudniKategorie>>.

Národní geoportál INSPIRE, 2021: Geoportál (online) [cit. 21.02.2021], dostupné z: <<https://geoportal.gov.cz/web/guest/map/>>.