

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav geologie a paleontologie

# Říční styly a faktory kontrolující jejich vývoj

Bakalářská práce

Monika Skopcová



Vedoucí práce: Mgr. Michal Rajchl, PhD.

Praha 2007

Ráda bych na tomto místě poděkovala všem, kteří mě při psaní této práce podporovali.  
Díky patří hlavně vedoucímu mé práce, kterým byl Mgr. Michal Rajchl, PhD., za cenné  
rady a připomínky, pozitivní motivaci a trpělivost.

Monika Skopcová

## **OBSAH**

<b>1 ÚVOD</b>	<b>3</b>
<b>2 CHARAKTERISTIKA ŘÍČNÍHO SYSTÉMU</b>	<b>4</b>
2.1 Říční systém	4
2.2 Řád toku	5
2.3 Magnitudo toku	5
2.4 Hustota říční sítě	6
<b>3 CHARAKTERISTIKA ŘÍČNÍHO TOKU</b>	<b>7</b>
3.1 Parametry	7
3.1.1 Šířka toku	7
3.1.2 Hloubka toku	7
3.1.3 Sinuosita	8
3.1.4 Průtok	9
3.1.5 Spád	9
3.1.6 Stupeň divočení	10
3.1.7 Stupeň anastomózování	10
3.1.8 Parametry meandrů	11
<b>4 ŘÍČNÍ STYLY</b>	<b>12</b>
4.1 Klasifikace	12
4.2 Přímý tok	13
4.3 Meandrující řeky	14
4.4 Divočící řeky	17
4.5 Anastomózující řeky	20
<b>5 FAKTORY KONTROLUJÍCÍ VÝVOJ ŘÍČNÍCH STYLŮ</b>	<b>22</b>
5.1 Klasifikace	22
5.2 Tektonické procesy	23
5.2.1 Morfologie terénu	24
5.2.2 Geologické podmínky	24
5.2.3 Drsnost koryta	24
5.2.4 Erozní báze	24
5.2.5 Spád	25
5.3 Klima	27
5.3.1 Eustatické pohyby hladiny moře	27
5.3.2 Glaciizostatické pohyby	28
5.3.3 Vegetace	28
5.3.4 Průtok	29
5.3.5 Množství a charakter transportovaného sedimentu	30
<b>6 ZÁVĚR</b>	<b>31</b>
Použitá a citovaná literatura	32

## 1 ÚVOD

Fluviální neboli říční systémy představují nejvýznamnější dráhy pro transport vody a klastického materiálu z pevniny do oceánů. Jejich činnost má v závislosti na vnějších podmínkách erozní nebo akumulační charakter, proto se řeky z velké míry podílejí na utváření reliéfu krajiny. Pro člověka jsou řeky zejména hlavním zdrojem vody, je na nich závislý a z tohoto důvodu se tradičně usazuje v jejich blízkosti. Tím se však vystavuje mnohým rizikům souvisejících s činností vodních toků. Jedná se hlavně o povodně, řeky však erozní činností mohou iniciovat řícení, sesovy půdy a podobně. Tato rizika patří do souboru tzv. geohazardů, tedy obecně všech procesů probíhajících v přírodě, které mohou vážně ohrozit člověka.

Katastrofy související s říční činností, ke kterým dnes ve světě běžně dochází, dokazují, že dosavadní poznání řek je stále nedostatečné. Jejich další studium je tedy jedinou možností, jak pro příště alespoň částečně zmírnit následky pro řeku sice přirozených, ale pro člověka často katastrofických říčních procesů. Samotné pozorování řek jakožto izolovaných těles by však bylo velkou chybou a nemělo by praktický význam. Celý říční systém je neustále v interakci s mnoha vnějšími faktory a právě studium vlivu těchto faktorů je klíčem k pochopení mechanismů řídících chování řek.

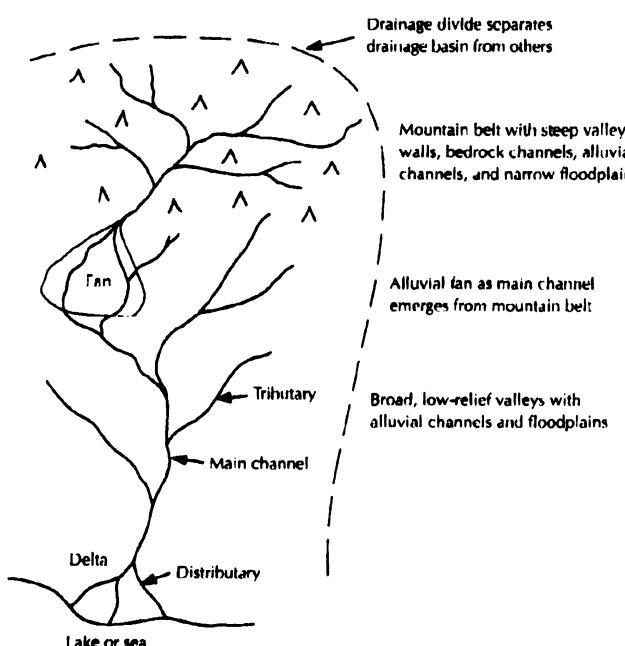
První část této práce shrnuje dosavadní poznatky o celém říčním systému a věnuje se i možným klasifikacím jeho jednotlivých partií. Druhá část obsahuje výčet souboru parametrů, pomocí kterých je jednotlivé části říčního systému možné měřit a porovnávat. Ve třetí části jsou charakterizovány základní říční styly včetně přístupů k jejich klasifikaci. Poslední část pak pojednává o výše zmínovaných vnějších faktorech, které mají vliv na vytvoření jednotlivých říčních stylů a na celkové chování řek.

## 2 CHARAKTERISTIKA ŘÍČNÍHO SYSTÉMU

### 2.1 Říční systém

Říční systém je soubor všech navzájem propojených toků jednoho povodí, přičemž povodí je plocha, která obklopuje celý říční systém a zásobuje ho vodou a klastickým materiélem.

Vývoj hypotetického říčního systému od pramene po ústí řeky, jeho základní členy a do jisté míry ideální změny v morfologii terénu ukazuje model na Obr. 1. Podle modelu řeka pramení v horách, tedy v oblasti s velmi vysokým gradientem, strmými stěnami údolí a přísunem hrubozrnných klastik. V místě, kde řeka vytéká z hor se skokem mění gradient, klesá energie toku, a proto se tvoří převážně štěrkový aluviaální vějíř („alluvial fan“). Pod vějířem se tok může průběžně dočasně rozpojovat do více koryt a opět spojovat – anastomózovat. Dělením koryta ztrácí vodní tok energii a dochází zde k ukládání sedimentů. V níže položených partiích povodí protéká širokým údolím s nízkým gradientem jeden hlavní tok, ke kterému se připojují přítoky a jeho velikost tak zpravidla roste. Tok může vytvářet meandry. Sedimentace zde za normálních podmínek probíhá jen ve velmi omezené míře. V poslední části tok ústí do jezera či do moře. Často se dělí na více dílčích ramen a vytváří deltu, objem sedimentovaného materiálu opět stoupá.

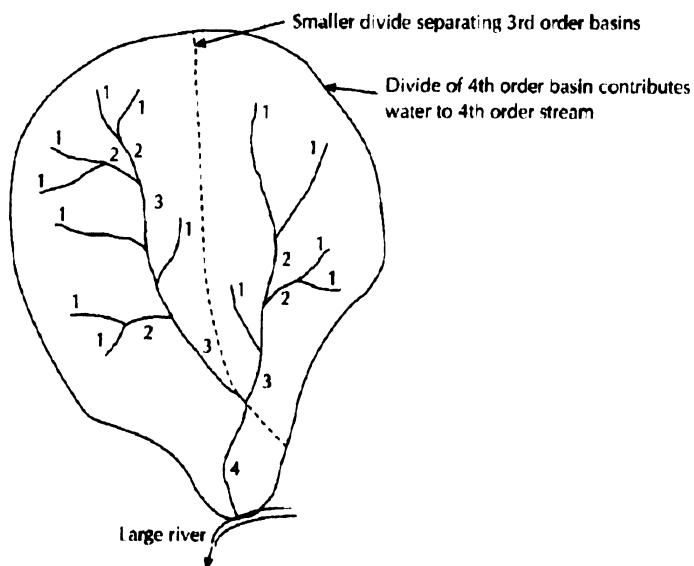


Obr. 1: Model hypotetického říčního systému (Bridge 2003).

Jednotlivé části říčního systému, tj. jednotlivé toky, mají vlastní dílčí povodí, která jsou součástí celkového povodí říčního systému. Velikost plochy povodí stoupá s délkou toku směrem od horního toku k dolnímu, zároveň s rostoucí plochou povodí roste přednostně jeho délka na úkor šířky (Dodus and Rothman 2000).

## 2.2 Řád toku

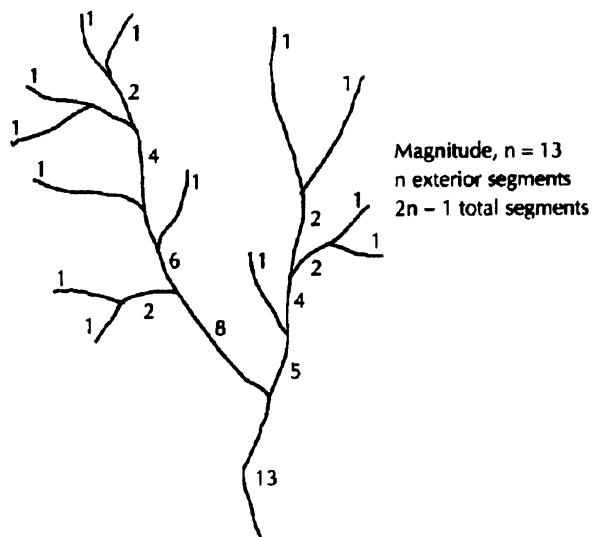
Jedna z možností klasifikace částí systému je určení řádu toku (Obr.2) nebo povodí (Strahler 1957). Toky prvního řádu jsou nejmenší a nerozvětvené složky systému, které mají svůj počátek v prameni. Toky druhého řádu vznikají spojením dvou toků řádu prvního, podobně toku třetího řádu spojením dvou toků řádu druhého atd. Řádu toku odpovídá řád jeho povodí.



Obr. 2: Způsob určování řádu toku (Bridge 2003).

## 2.3 Magnitudo toku

Dalším způsobem popisu geometrie systému a jeho částí je magnitudo toku (Shreve 1967), Obr. 3. Základem popisu je sčítání přítoků k hlavnímu toku a sčítání jednotlivých částí toku směrem od pramene k ústí. Obecně lze říci, že říční systém s hodnotou magnituda  $n$  obsahuje  $n$  částí o magnitudu 1 a  $n - 1$  částí o magnitudu větším než 1. Celkově systém obsahuje  $2n - 1$  částí (Shreve 1966).



Obr. 3: Způsob určování magnituda toku (Bridge 2003).

Vzájemné uspořádání dílčích toků i jejich povodí je dané a vyplývá z morfometrických parametrů.

#### **2.4 Hustota říční sítě**

Dalším parametrem charakterizujícím říční systém je hustota říční sítě. Počítá se jako poměr celkové délky všech toků v povodí k ploše povodí, jednotkou je tedy km toku / km<sup>2</sup> povodí. Hustota sítě stoupá se snižující se vzdáleností mezi sousedícími toky. Faktory ovlivňující hustotu sítě jsou zejména roční úhrny srážek, propustnost podloží, odolnost povrchu proti erozi a hustota vegetačního pokryvu. Vyšší hustota říční sítě je charakteristická pro semiaridní klima s nepravidelnými a vydatnými srážkami a nedostatkem vegetace. Dosahuje hodnot desítek až stovek km/km<sup>2</sup>. Oproti tomu v podmírkách humidního klimatu je hustota sítě výrazně nižší - méně než 10 km/km<sup>2</sup>, což je dáno zejména hustým vegetačním pokryvem.

### 3 CHARAKTERISTIKA ŘÍČNÍHO TOKU

#### 3.1 Parametry

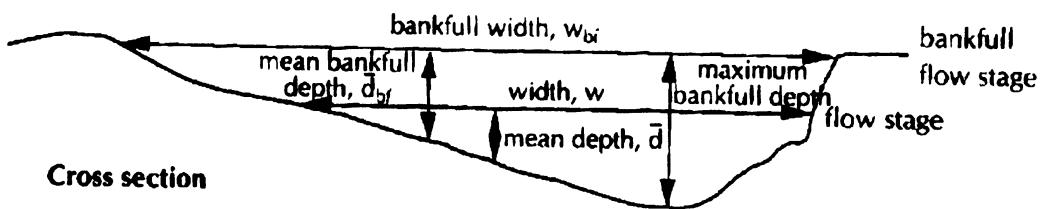
Jednotlivé části říčních systémů, tj. samostatné říční toky, se od sebe velmi odlišují jednak z důvodu působení různých faktorů vyplývajících z rozdílného geografického umístění celých systémů, ale také v rámci jednoho systému, což je způsobeno jeho vývojem od pramenů po ústí. Aby bylo možné téměř nekonečně variabilní říční toky studovat a porovnávat, byl vytvořen soubor parametrů popisujících vlastnosti a chování toků. Patří mezi ně zejména šířka a hloubka toku, sinuosita, průtok, spád, stupeň divočení, stupeň anastomozování a různé parametry meandrů.

##### 3.1.1 Šířka toku ( $w$ )

Šířka toku je velice variabilní veličina, jejíž hodnoty se pohybují od rádu metrů u malých potůčků po kilometry u velkých toků - například šířka Gangy nebo Brahmaputry přesahuje 20 km. Šířka se většinou měří buď za normálního stavu vody v řece nebo za stavu plného koryta („bankfull stage“) - viz. Obr. 4. Tento stav je však někdy obtížné určit, protože přesné hranice koryta nemusí být vždy úplně zřejmé.

##### 3.1.2 Hloubka toku ( $h$ )

Hloubka toku je podobně jako šířka toku velice proměnlivá. Měří se buď jako průměrná hloubka za normálního stavu nebo jako průměrná hloubka za stavu plného koryta řeky. Poslední možností je tzv. maximální hloubka za plného stavu koryta, která vyjadřuje vzdálenost mezi hladinou vody a nejhlubším místem v korytě, tedy místem, které v daném profilu protíná údolnice. Způsoby měření zachycuje také Obr. 4.



Obr. 4: Měření šířky a hloubky toku (Bridge 2003).

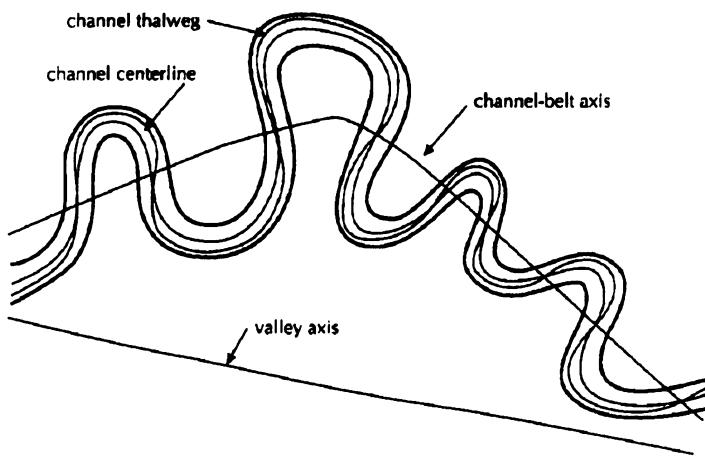
### 3.1.3 Sinuosita ( $P$ )

Sinuosita je obecně definována jako odchylka toku od přímé trasy. Různí autoři však prosazují různé metody přesného výpočtu, které jsou více či méně diskutabilní.

Pro nerozvětvené toky tak existují nejméně tři názory na způsob výpočtu hodnoty sinuosity.

Jsou znázorněny na Obr. 5.

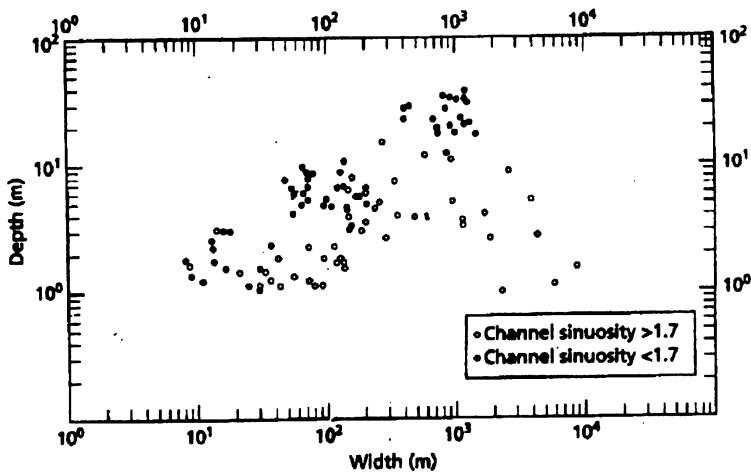
- Podle Leopold & Wolman (1957), Rust (1978) se sinuosita rovná poměru délky proudnice toku ku délce údolí.
- Podle Brice (1964) jde však o poměr délky toku k délce údolí.
- Podle Brice (1984), Schumm (1985) pak sinuositě odpovídá poměr délky toku k délce osy toku.



Obr.5: Parametry pro výpočet hodnoty sinuosity podle různých autorů (Bridge 2003).

Více způsobů výpočtu sinuosity bylo vytvořeno i v případě rozvětvených řek. Rust (1978a) například pro výpočet použil průměrnou délku jednotlivých toků o stejném rádu. Poté řeky s hodnotou nižší než 1,5 nazýval divočícími a ty s hodnotou vyšší než 1,5 anastomozujícími. Toto dělení se však později ukázalo jako nesprávné. Další metodu definovali Friend & Sinha (1993) a to pomocí délky středové linie toku.

Za hranici mezi nízkou a vysokou sinuositou je přijímána hodnota 1,5 (Rust 1978). Toky s velmi nízkou sinuositou (tj.  $< 1,5$ ) se nazývají toky přímé. Sinuositu významně ovlivňuje zejména poměr šířky a délky toku  $w/h$  a to tím způsobem, že se stoupajícím poměrem stoupá i hodnota sinuosity (Obr.6).



Obr. 6: Vztah mezi poměrem  $w/h$  a hodnotou sinuosity (Leeder 1973).

Dalším z faktorů ovlivňujících sinuositu je zrnitost materiálu na dně toku, která řídí velikost smykového napětí. S klesající zrnitostí klesá při daném průtoku a spádu smykové napětí a tím pádem roste sinuosita (Schumm 1963).

### 3.1.4 Průtok ( $Q$ )

Průtok je jednou z nejdůležitějších charakteristik toku, protože z velké míry určuje jeho tvar a vlastnosti. Přímo ovlivňuje další z důležitých faktorů, a to objem materiálu, který je tok schopen transportovat. Průtok definuje rovnice:

$$Q = whu$$

$w$  - šířka toku (m)

$h$  - hloubka toku (m)

$u$  - průtoková rychlosť (m/s)

Průtok se udává v jednotkách  $\text{m}^3/\text{s}$ . O průtoku bude více pojednáno v dalších kapitolách.

### 3.1.5 Spád ( $S$ )

Spád je též někdy označován termínem gradient, význam se však nemění. Spád udává počet metrů, o který tok ve vertikální rovině poklesne na vzdálenosti jednoho kilometru směrem po proudu. Vnesením většího počtu měření spádu do grafu vznikne spádová křivka toku. Ta by v ideálním případě měla mít tvar hyperboly a nazývala by se vyrovnaná spádová křivka, ve skutečnosti má však většina toků průběh křivky nepravidelný a taková křivka je pak nevyrovnaná.

Spád se udává též v procentech, promilích nebo stupních. Výpočty pak vychází ze vzorce:

$$\sin \alpha = \Delta h / l$$

$\alpha$  - spád ( ve stupních)

$\Delta h$  - výškový rozdíl dvou bodů na toku (m)

$l$  - vzdálenost mezi dvěma body na toku

Spád představuje jeden z faktorů, který ovlivňuje průtokovou rychlosť  $u$  a tím i průtok  $Q$ . O vlivu spádu na chování toku bude také podrobněji pojednáno v dalších kapitolách.

### 3.1.6 Stupeň divočení

Stupeň divočení udává míru členitosti toku danou množstvím (procentuálním zastoupením) pohyblivých sedimentárních makrostruktur (lavic, ostrovů) obtékaných dílčími kanály toku. Ke způsobu výpočtu existuje opět více přístupů, nejpoužívanější jsou však dva z nich. Základem prvního je průměrný počet aktivních kanálů nebo štěrkových lavic v příčném profilu toku (Howard et al. 1970 in Bridge). Druhý spočívá ve výpočtu poměru sumy délek všech dílčích kanálů toku k celé délce toku ( Hong & Davies 1979 in Bridge). Tento poměr se nazývá celková sinuosita toku. Výhodou prvního přístupu, který je obecně přijímán jako nevhodnější, je fakt, že více zohledňuje styl a režim toku. Druhý přístup může být matoucí, protože celková sinuosita je kombinací sinuosity jednotlivých kanálů a stupně divočení. Z tohoto důvodu mohou dosáhnout divočící řeky s relativně vysokým počtem kanálů s nízkou sinuositou velmi podobných hodnot celkové sinuosity jako jiné divočící řeky s menším počtem kanálů, ale zato s vysokou sinuositou.

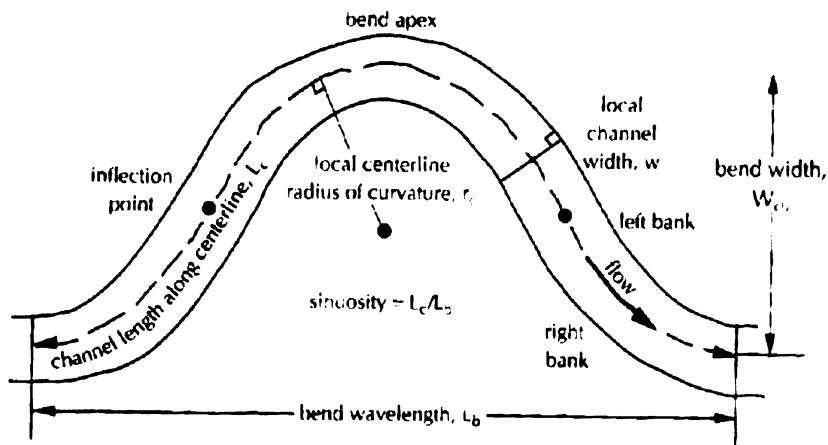
### 3.1.7 Stupeň anastomózování

Stupeň anastomózování označuje míru rozčlenění toku trvalejšího rázu než v případě divočících řek. Pohyblivé štěrkové lavice nahrazují ostrovy často fixované vegetací, jednotlivé kanály jsou stabilnější a mají vlastní nivy.

### 3.1.8 Parametry meandrů

Parametry meandrů jsou znázorněny na Obr.7. Patří mezi ně zejména vlnová délka meandrů ( $\lambda$ ), která stoupá současně s průtokem. Velikost vlnové délky lze vypočítat pomocí šířky toku w nebo pomocí průměrného ročního průtoku  $Q$ .

Dalším užitečným parametrem je poloměr zakřivení ohybu ramene toku, který je dán vzdáleností mezi průsečíkem kolmic na středovou linii toku a touto středovou linií. Poslední charakteristikou je amplituda meandrů.

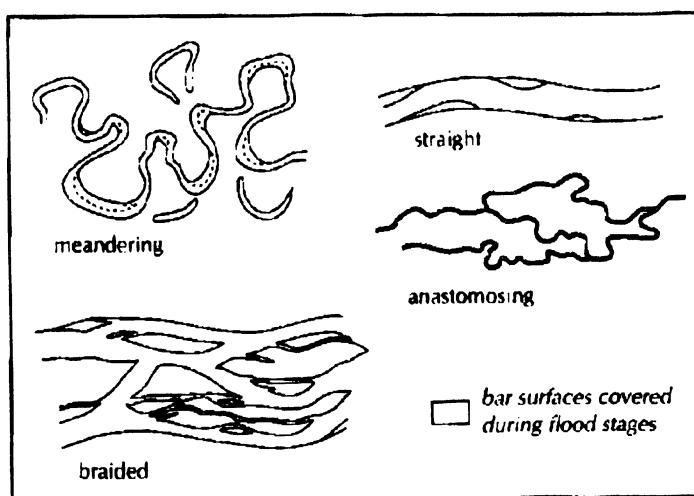


Obr.6: Parametry pro charakteristiku meandrů (Bridge 2003).

## 4 ŘÍČNÍ STYLY

### 4.1 Klasifikace

Nejjednodušším kritériem odlišujícím od základu jednotlivé říční styly, je v první řadě tvar koryta a počet koryt jednoho toku, v druhé řadě způsob, jakým proud obtéká sedimentární struktury (štěrkové lavice a ostrovy) v korytě. Dalšími významnými kritérii je sinuosita toku a stupeň divočení (Rust 1978). Těmito zásadami se řídilo i tradiční dělení toků na tři základní typy a to tok přímý, tok meandrující a tok divočící (Leopold & Wolman 1957). Tok anastomozující zpočátku považovaný za ekvivalent divočícího, byl jako samostatný vyčleněn až později (Smith 1983). Základní typy znázorňuje Obr. 7.



Obr. 7: Klasifikace říčních stylů podle Miall (1997) and Rust (1978), (in Bridge 2003).

S postupujícím výzkumem se však ukázalo, že říční systémy jsou velmi složité a jednotlivé toky není možné objektivně kategorizovat do pouhých čtyř skupin. Hlavním důvodem pro odmítnutí tohoto dělení jako dělení definitivního je fakt, že se výše uvedené čtyři typy navzájem nevylučují. Například jednotlivé části toku, který má na první pohled charakter anastomozujícího, se mohou dočasně chovat jako toky divočící nebo meandrující. S takovou možností však prezentovaná klasifikace nepočítá. Dalším nedostatkem je, že některé parametry zásadní pro popis jednoho typu toku není možné pro jiný typ vůbec určit. Typy přímého, meandrujícího, divočícího a anastomozujícího toku jsou tak dnes přijímány pouze jako typy hraniční, navíc do značné míry ideální. Skutečné toky v přírodě jsou až na naprosté výjimky vždy kombinacemi nebo přechodnými členy těchto typů a vytvoření jakékoliv jednoduché a přitom obecně platné klasifikace tak v podstatě není možné.

Další úskalí určování říčního stylu má podobu nesjednocených postupů pro pozorování, dokumentaci i měření potřebných dat. Jak již bylo řečeno výše, důležitým faktorem při popisu říčního stylu je zejména tvar koryta a tvar a charakter sedimentárních struktur. Řeka je však dynamické těleso, kde většina sedimentárních struktur přirozeně migruje a jejich existence a vzhled jsou přímo ovlivněny periodickými změnami hladiny vody. Důležitou roli hrají i povodně, při kterých některé struktury přímo vznikají, některé vysoký průtok a vysoká hladina vody úplně zničí, jiné struktury se pak tvoří až s klesající hladinou. Po neobvykle velkých povodních může navíc trvat několik let a menších povodňových cyklů, než se řeka vrátí do svého původního koryta a získá zpět předchozí charakter ( Schumm 1985). Základní parametry i celkový vzhled řeky se tak zásadně mění nejen v průběhu roku, ale mohou se změnit i ze dne na den, což značně komplikuje veškerá pozorování. Obecně panuje snaha o popisování řek při přibližně středním stavu hladiny. Ten se však těžko definuje, následkem čehož se pak ve výsledcích práce často objevují různé nepřesnosti a chyby. Optimálním řešením, avšak ne vždy uskutečnitelným, je samozřejmě provádět pozorování v průběhu několika let a při různých stavech hladiny vody.

Přes všechny nedostatky je základní systém klasifikace na čtyři typy řek dostačující pro utvoření hrubé představy o existujících říčních stylech a dovoluje alespoň částečně vymezit největší rozdíly mezi nimi. Následující charakteristika jednotlivých stylů musí však být chápána s jistou rezervou a pouze jako orientační, protože stejně jako není možné vytvořit obecně platnou klasifikaci říčních stylů, není možné kterémukoliv ze stylů přiřadit žádné bez výhrady neměnné vlastnosti. Proto jsou v textu uváděny pouze vlastnosti nejběžnější, četné odchylky a anomálie jsou zanedbány.

## 4.2 Přímý tok

Pro přímý tok je charakteristické jednoduché, tj. nerozvětvené koryto bez štěrkových lavic. Označení „přímý“ tok je poněkud zavádějící, protože naprostě rovný samostatný tok v přírodních podmínkách až na vzácné výjimky nemůže existovat a tak se tyto toky vyznačují sice nízkou, ale přece jen určitou sinuositou. Její hodnota by měla podle různých autorů být buď  $P < 1,5$  (např. Rust 1978) nebo  $P < 1,3$  ( např. Makaske 2000). Další z parametrů, které přímý tok charakterizují, je nízký poměr  $w/d$  ( tj.  $< 30$ ) a spád do 0,2 % ( Schumm - Khan 1972).

Přímé toky zdánlivě paradoxně běžně vytvářejí zákruty o různém poloměru, které však nevznikají procesem meandrování, ale bývají definovány morfologií a horninovým složením terénu. Často je tento tok zaříznutý do pevného (skalního) podkladu, kde jeho činností

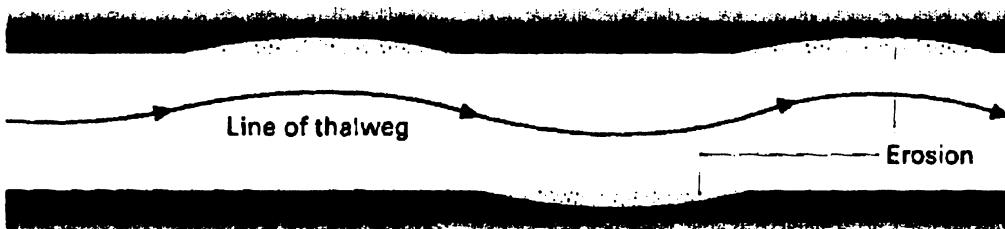
vznikají úzká kaňonovitá údolí s příkrými stěnami. Pevný podklad i ohraničení toku téměř vylučuje významnější laterální migraci a vyplývá z něj i nízká sinuosita. Přímé toky v pravém slova smyslu existují jako ramena nebo části ramen anastomozujících řek, v dalším případě může jít o tok kopírující linii zlomu nebo pukliny. Zvláštním případem jsou pak toky přímé, které do této podoby záměrně upravil člověk (Obr.9).



Obr.8. Přímá Waal River v Holandsku, do současné podoby upravená četnými hrázemi (foto H.J.A.Berendsen).

#### 4.3 Meandrující řeky

Meandrující řeky jsou toky s nerozvětveným korytem, pro které jsou charakteristické sinusoidální zákruty - meandry. Již tato definice naznačuje, že výrazným znakem takových řek je vysoká sinuosita, která by měla mít hodnotu  $P > 1,5$  (Einsele 1992). Vytvářením meandrů řeka prodlužuje svojí dráhu a snižuje tím spád. Ten se pohybuje v hodnotách  $0,01^\circ$  a menších (Miall 1996, Nichols 1999). Meandrující řeky většinou vznikají z primárně přímých toků, které nejsou omezeny tvrdými okolními horninami. Vlivem různé drsnosti dna koryta a břehů totiž ve vodě dochází k turbulencím, které narušují průběh proudnice a ten je tak málokdy přímý. Po změně drsnosti dojde k vychýlení proudnice, která se přiblíží k jednomu z břehů a způsobí asymetrii v proudění. Proud už se pak setrváčnou silou odráží střídavě od obou břehů. Trvá-li tato situace dostatečně dlouho, v místech, kde proud naráží s největší silou, začne docházet k erozi. Situaci znázorňuje Obr.10.



Obr. 10: Počáteční fáze vzniku meandrujícího toku (Nichols 1999).

Setrvačnost proudu způsobí vyhloubení meandrů, které ještě umocní vychýlení proudnice, a proto po nějaké době již tok není schopen se z tohoto vzorce chování vymanit. Dochází tak pouze k laterální migraci toku a ke zvětšování amplitudy meandrů. Výjimkou jsou pouze větší povodně, které dočasně mění směr proudění a mohou způsobit například vznik tzv. odškrceného meandru (Obr. 11). Ten vzniká v případě, že si proud vody „zkrátí cestu“ zpravidla přes nejužší místo v meandru a stihne vyhloubit koryto dostatečně velké na to, aby se udrželo aktivní i po poklesu hladiny po povodni.

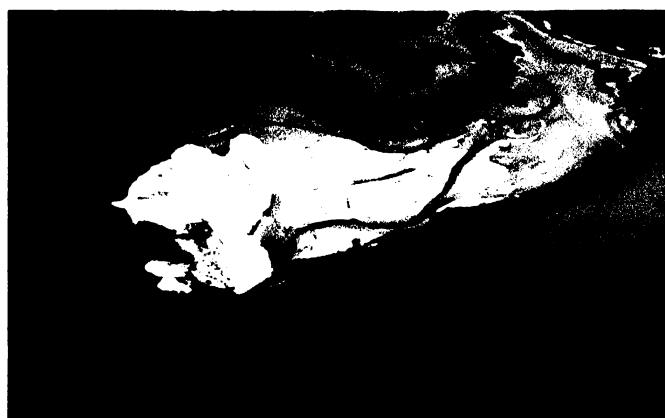


Obr. 11: Odškrcený meandr (foto H.Wickens).

Odškrcený meandr však může vzniknout i bez povodní za normálního stavu, kdy se koryto smyčkou otočí o  $180^\circ$  a část meandru se erozí zúží natolik, že není schopná odolat náporu proudu a dojde k jejímu protržení. Z odškrceného meandru se následně stane samostatné jezero živené podzemní vodou, které je při povodních periodicky zaplavováno. Po delší době většinou zaniká zanesením různým materiélem.

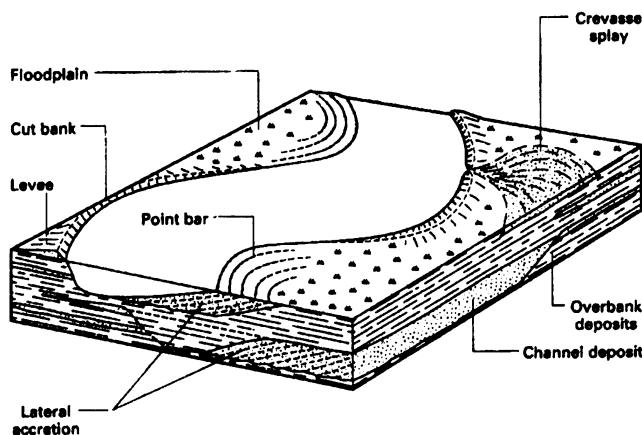
Podobně jako odškrcený meandr za povodní vzniká i tzv. chute channel. Jde o menší koryto, které seče sedimenty jesepu (Obr.14) a proud si jím zkracuje dráhu. Může mít dočasný i trvalejší ráz.

Další strukturou která vzniká při povodních je průvalový vějíř (Obr. 12). Vzniká v případě protržení nárazového břehu působením příliš silného proudu. Sedimenty vyplavené vzniklou trhlinou mají tvar vějíře.



Obr. 12: Průvalový vějíř, Columbia River (foto H.J.A.Berendsen).

Na vnější straně meandru, která se nazývá výsep („cut bank“) - viz. Obr. 13, dochází ke kontinuální erozi. Eroze je dána vysokou energií proudu, který do břehu naráží a jeho odstředivou silou pramenící ze změny směru proudění. Na opačném břehu meandru je eroze na výsepu vyvažována vznikem sedimentárního tělesa - tzv. jesepu („point bar“). Důvodem sedimentace na vnitřní straně meandru je pokles rychlosti proudění vlivem zvýšeného tření a tím pádem pokles celkové energie proudu. S klesající energií pak klesá i schopnost proudu unášet materiál a ten tak v těchto místech vypadává. Charakteristickým znakem pro sedimenty jesepu je zjemňování směrem vzhůru. Laterální migrace toku má podobu neustálého zařezávání meandrů do nivy na jedné straně, na druhé straně plynulého přirůstání jesepních sedimentů nazývaného laterální akrece. Současně zde dochází k postupnému zarůstání starších sedimentů nivní vegetací (Obr. 13).



Obr. 13: Charakteristické části koryta meandrující řeky (Nichols 1999).

Transport sedimentů meandrujícími řekami pobíhá dvěma způsoby. Prvním z nich je transport v suspenzi, při kterém se drobné částečky vznášejí ve vodním sloupci. Tento druh transportu přenáší materiál na velmi velké vzdálenosti, protože na něj postačuje minimální energie toku. Druhým ze způsobů je vlečení materiálu po dně, při kterém jsou transportována větší zrna. Nejhrubší zrna jsou vlečena silným proudem v nejhlbších partiích koryta, jemnější se pak mohou pohybovat i saltací při vnitřní straně meandru.

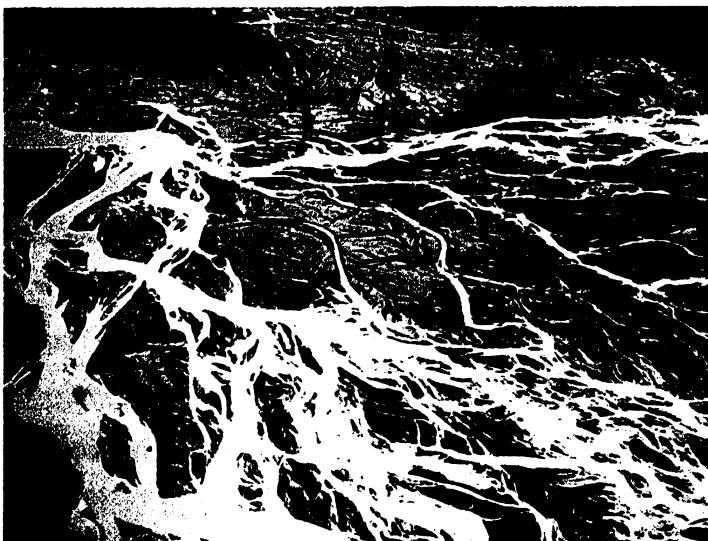
Meandrující řeky jsou tradičně spojovány s transportem výhradně jemnozrnného materiálu. Tato představa však byla vyvrácena pokusy v laboratořích, při kterých se podařilo nasimulovat tento říční styl i v materiálu s hrubostí štěrku, za příklady v přírodě mohou sloužit řeky Madison v Montaně nebo Yukon na Aljašce (Bridge 1985). Tyto nové poznatky opět dokazují, že není možné striktně určit podmínky vzniku jednotlivých říčních stylů.



Obr. 14: Meandrující Williamsova řeka na Aljašce (foto N.D.Smith).

#### 4.4 Divočící řeky

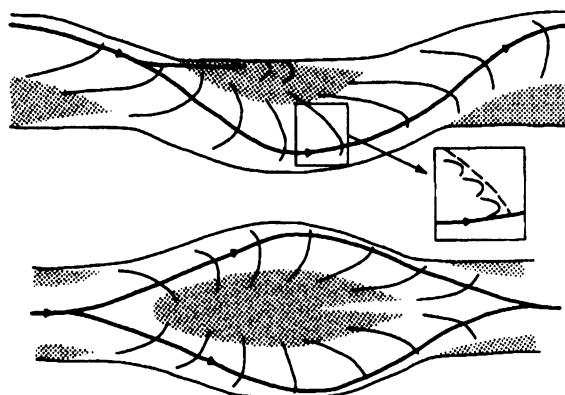
Pro divočící řeky je charakteristické hlavní koryto, v jehož rámci se proud rozvětuje do různého počtu menších dílčích kanálů. Hlavní koryto se vyznačuje nízkou sinuositou  $P = 1,1$  až  $1,2$  (Einsele 1992) a velmi vysokým poměrem  $w/d$ , který může dosáhnout hodnot až  $500:1$  (Einsele 1992). Celé koryto je tedy poměrně přímé a hlavně široké. Za normálního stavu je v hlavním korytě několik dílčích kanálů, které obtékají říční lavice (bary). Na úroveň plného stavu se koryto plní vždy pouze dočasně většinou během povodní. Jednotlivé kanály jsou zejména v závislosti na průtoku v rámci koryta rychle překládány a tvoří tak složitou síť aktivních a dočasně neaktivních kanálů (Obr.15)



Obr. 15: Divočí Slims River v Kanadě (foto H.J.A. Berendsen).

Charakteristickým znakem divočících řek je vysoký objem transportovaného materiálu, který je tvořen především hrubšími klasty se zrnitostí písku, štěrku a valounů. Transport takových částic je podmíněn vysokým spádovým gradientem zpravidla přesahujícím hodnotu  $0,1^{\circ}$  (Nichols 1999). U převážně písčitých divočících řek však vyšší hodnoty spádu nemusí být pro jejich vznik podmínkou. Transportovaný materiál je ukládán ve formě barů, které představují sedimentární struktury typické právě pro divočící řeky. Těleso baru může vzniknout dvěma hlavními způsoby.

- Prvním z nich je odříznutí vyčnívajících sedimentů jesepu od vnitřního břehu meandru. Proud začne sedimenty obtékat z obou stran, vytvoří proti sobě dva meandry a vzniklý bar mezi nimi tak představuje v podstatě dvojitý jesep (Obr. 16). Opakováním tohoto procesu se říční koryto rozšiřuje.



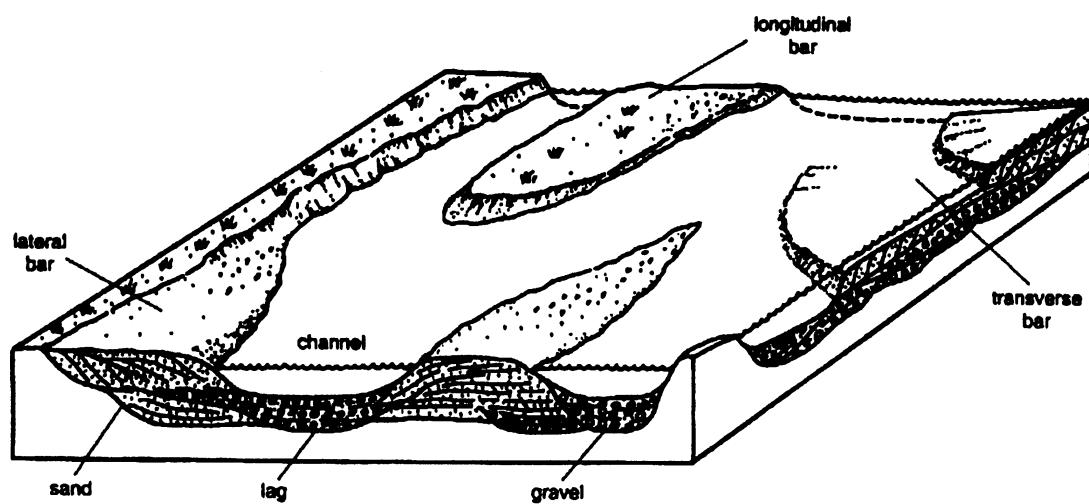
Obr. 16: Vznik baru odříznutím jesepu (Bridge 1993).

- Druhým způsobem vzniku baru je vypadávání sedimentů za překážkou v korytě. Za tou se totiž tvoří tzv. separační buňka, ve které se skokem mění energie proudu a transportovaný materiál je zde ukládán.

Vlivem působení proudu bary neustále migrují laterálně i po proudu a zároveň dochází k vertikální i laterální akreci. Proud jednotlivých koryt toku se odráží od barů a břehů a tím obroušuje jejich boky. V důsledku výkyvů v síle proudění a průběžným změnám v aktivitě ramen jsou bary obroušovány nesouměrně a dochází k laterální migraci. Proud také strhává materiál z nárazové strany baru a přenáší ho na čelo baru, za kterým vzniká výše zmiňovaná separační buňka. Zde dochází k resedimentaci materiálu jak z nárazové strany baru, tak i části materiálu z boků baru, který se tímto způsobem posouvá směrem po proudu. K vertikální akreci na břech dochází zejména během povodní, kdy jsou bary dočasně zaplaveny vodou a chovají se jako duny a čeriny. Nejpříhodnějšími podmínkami pro laterální akreci jsou prostředí separační buňky a klesající hladina vody po povodních (Bridge 1985).

Podle tvaru tělesa a pozice v korytě toku můžeme rozlišit několik typů barů (Obr. 17):

- podélné („lateral“) bary - stojí samostatně v korytě, jejich osa je souhlasná s osou toku a podél této osy jsou i protažené
- příčné („transverse“) bary - stojí napříč korytem, jsou širší než delší
- jazykovité („longitudinal“) bary - mají špičku orientovanou po proudu, mocnost sedimentu se směrem ke špičce snižuje

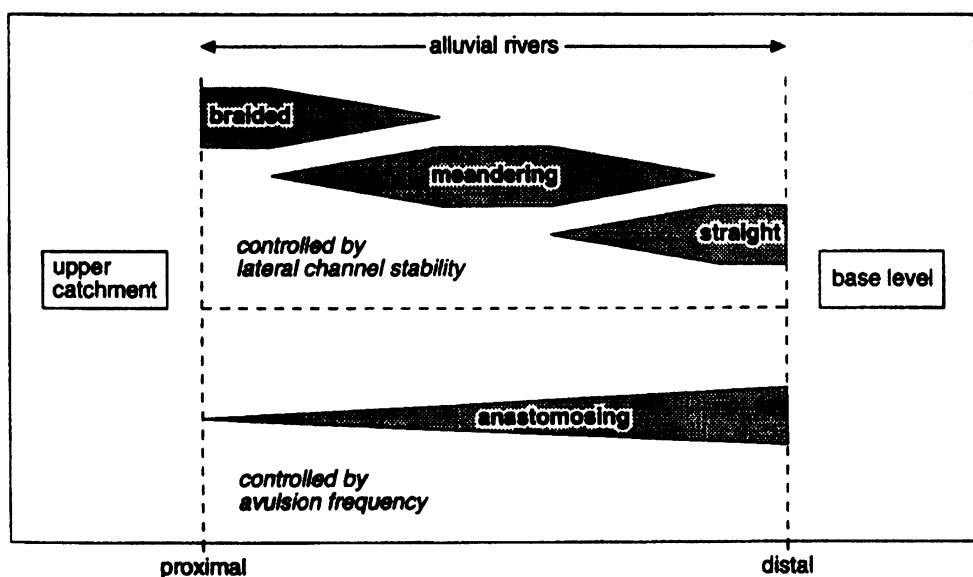


Obr. 17: Typy říčních barů (podle Galloway a Hobday 1983 upravila Růžičková et al. 2001).

#### 4.5 Anastomózující řeky

Pro anastomózující řeky je tak jako pro předchozí řeky divočící charakteristické rozvětvené koryto. Jako samostatný styl v klasifikaci je vyčlenil Smith (1983). Divočící a anastomózující styl toku se od sebe sice v mnoha ohledech odlišují, navzájem se však úplně nevylučují. Z tohoto důvodu si někteří autoři (např. Miall 1981, 1992, 1996, Rust 1976) myslí, že by v klasifikaci řek neměly stát vedle sebe jako rozdílné skupiny.

Tento typ řek je charakteristický pro oblasti s velmi nízkým spádem a tím pádem i nízkou průtokovou rychlostí ( $u$ ). Proto bývají situovány nejčastěji v distálních partiích podélného říčního profilu (Obr. 18) a transportují velmi malé objemy materiálu. Nejběžnější je transport v suspenzi. Poměr  $w/d$  je nízký - pohybuje se v hodnotách  $<30$  ( Miall 1996) a značí poměrně úzká, ale zato hluboká koryta. Malá šířka koryta je dána vyšší stabilitou břehů, která však není definitivní podmínkou. Nichols (1999) uvádí anastomózující řeky i z aridních oblastí s minimem vegetace.



Obr.18: Distribuce říčních stylů v podélném profilu toku ( Makaske 1998).

Anastomózující řeky jsou obvykle složeny z několika samostatných kanálů, které jsou ale na rozdíl od divočících řek stabilní (Obr.19). Důležitým znakem je vzájemná nezávislost jednotlivých kanálů i jejich sedimentárních těles. Mohou se tedy lišit průtokem, množstvím transportovaného sedimentu i sinuositou. Sinuosita se pohybuje od hodnot velmi nízkých (Smith 1983) až k velmi vysokým ( Rust 1978). Různé partie kanálů tak mohou mít charakter přímých až silně a složitě meandrujících toků. Divočící styl je v anastomózujících řekách zastoupen nejméně a spíše výjimečně.

Jednotlivá koryta řeky jsou od sebe oddělena vlastními nivami, které uvnitř toku tvoří ostrovy. Ostrovy v tomto pojetí jsou buď reliky nivy obklopující celý tok, které byly některým z koryt odděleny od břehu nebo nová sedimentární tělesa porostlá vegetací. Od barů divočících řek se liší v několika ohledech. V první řadě se jedná o stabilní tělesa, která nepodléhají migraci. Dalším znakem je fakt, že ostrůvky ani při povodních na rozdíl od barů nebývají úplně zaplavovány vodou a tok tak vždy zůstává rozdělen na samostatná koryta (Bridge 2003). V porovnání s bary bývají ostrovy i větší. Brice (1984) považoval za ostrov aluviální těleso, které bylo alespoň třikrát širší než koryto za normálního stavu vody. Sporné je rozpoznávání barů a ostrovů podle míry zarůstání vegetací. Ostrovy jsou sice vegetací pokryté vždy, za vhodných podmínek však mohou zarůst i déle vynořené bary a je velice obtížné určit, do kdy je bar ještě barem a od kdy již ostrovem.

Dílčí koryta vznikají odštěpením od hlavního toku. Často se vytváří například v sedimentech průvalových vějířů nebo tzv. překládáním toku - avulzí.

Avulze je proces, během kterého se tok v rámci nivy relativně náhle posune z jednoho místa na jiné a změní i svojí dráhu. K avulzím často dochází během povodní za vysokého průtoku nebo v případě, že je směrem po proudu koryto náhle přehrazeno překážkou (ledem, vegetací apod.). Obecně lze říci, že avulzí tok reaguje na změnu gradientu a vrací se tak zpět do rovnovážného stavu.



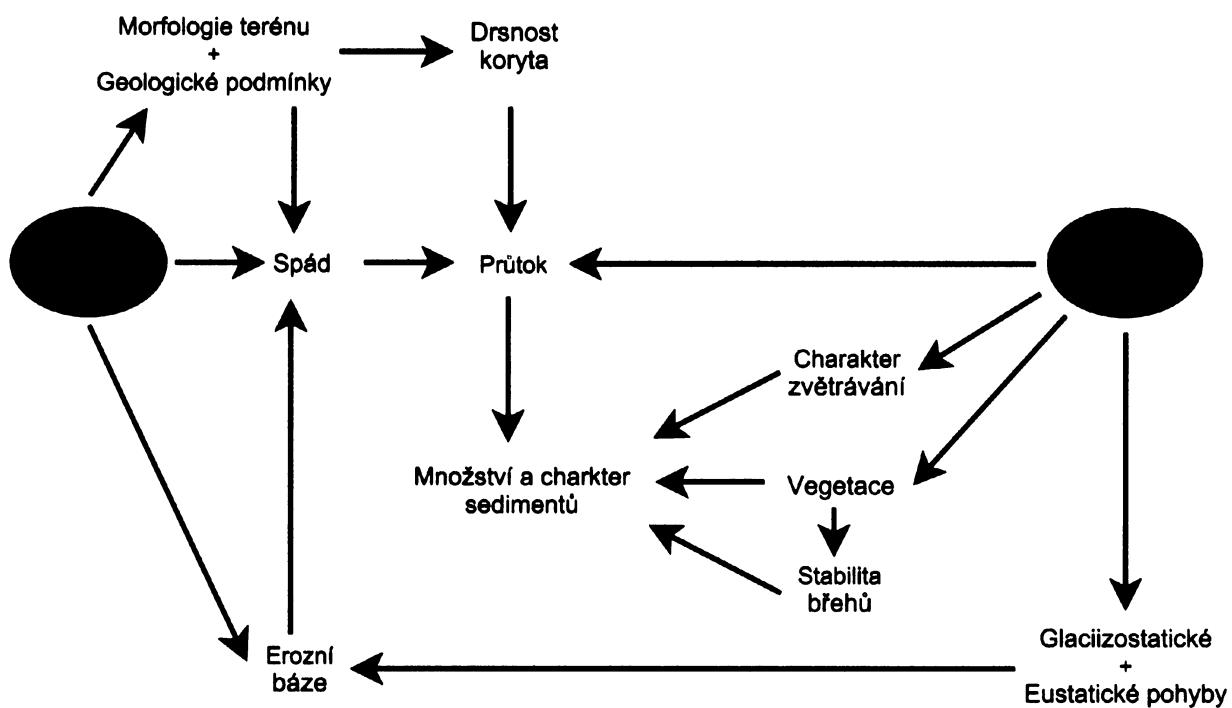
Obr. 19: Anastomozující Columbia River v Kanadě (foto H.J.A.Berendsen).

## 5 FAKTORY KONTROLUJÍCÍ VÝVOJ ŘÍČNÍCH STYLŮ

### 5.1 Klasifikace

Jak již bylo řečeno v úvodu, existuje mnoho faktorů, které různou měrou ovlivňují vývoj a chování říčních systémů. Tyto faktory se však zároveň ovlivňují i mezi sebou a vytváří tak bezpočet odlišných prostředí, ve kterých říční systém může vzniknout. Rozdílné charakteristiky prostředí dané různou kombinací faktorů a jejich sílou za daných podmínek jsou příčinou obrovské variability říčních toků. Každý samostatný tok na Zemi je tak determinován specifickým souborem faktorů vyplývajících ze specifických podmínek jeho okolního prostředí. Z tohoto důvodu není možné faktory jednoduše seřadit podle důležitosti nebo je charakterizovat samostatně bez širších souvislostí. Následující text proto bude vycházet ze souvislostí patrných na Obr. 20, který znázorňuje vzájemné propojení jednotlivých faktorů.

Jako zvláštní můžeme z celého systému vyčlenit pouze dva faktory - klima a tektonické procesy. Od ostatních se odlišují tím, že zbývající faktory buď přímo, nebo zprostředkovaně ovlivňují, sami však jimi ovlivněny v žádném případě nejsou a ani být nemohou. Zbylé faktory z těchto dvou hlavních vychází a budou charakterizovány v pořadí určeném jejich logickou návazností.



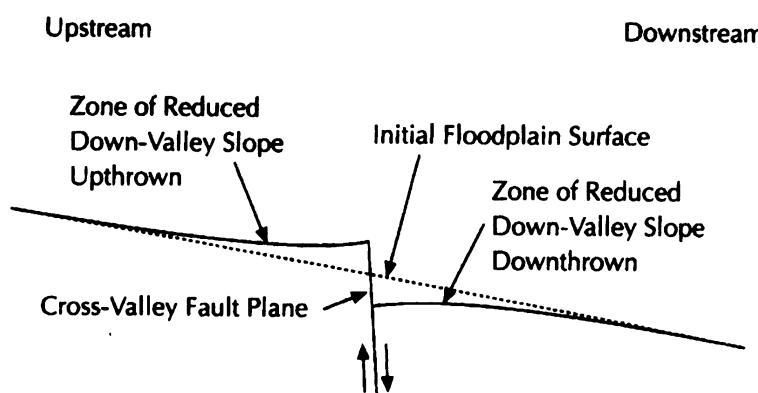
Obr. 20: Vzájemné propojení faktorů působících na vodní tok.

## 5.2 Tektonické procesy

V souvislosti s řekami jsou nejdůležitějšími tektonickými procesy pohyby podél zlomů, protože výrazně ovlivňují zejména erozní bázi a tím pádem spád a průtok - tedy jedny ze základních charakteristik toku. Se zlomovou aktivitou pak dále úzce souvisí vulkanická aktivita. Všechny tektonické procesy můžeme rozdělit zaprvé na dlouhodobé a krátkodobé, jednotlivé tektonické struktury pak vzhledem k toku na příčné a podélné.

Mezi dlouhodobé procesy patří pohyby podél zlomů, které mohou na tok ležící v tektonicky aktivním prostředí působit i několik milionů let. Vertikální pohyby podél zlomů často mění erozní bázi toku a tím pádem i jeho gradient.

V případě výzdvihu (Obr.21) v nově vyvýšené oblasti klesá spád a tok na tuto změnu reaguje zvýšením sinuosity a vyšším stupněm divočení. Za vzniklou elevací stoupá rychlosť proudění a většinou jsou zde ideální podmínky pro vytvoření aluviálního vějíře. Postupem času se tok zařezává do vzniklé elevace a to do té doby, než znova dosáhne rovnováhy.



Obr.21: Reakce toku na tektonický výzdvih (Mackay and Bridge 1995).

V opačném případě, tj. po poklesu, dojde ve výše položených partiích toku nejprve ke zrychlení proudění, níže se však proudění zpomaluje, což způsobuje sedimentaci transportovaného materiálu. Tok reaguje snížením sinuosity i stupně divočení, často dochází k anastomozování a avulzi a později se ve vzniklé depresi mohou vytvořit i jezera.

Typickým krátkodobým procesem je vulkanická aktivita a její vnější i vnitřní projevy. Skalní řícení související se zemětřesením nebo přímo proud lávy či úlomkotok mohou přehradit říční koryto. Před překážkou pak vzniká jezero, čímž se velmi rychle a výrazně změní spád toku. Jezero se v závislosti na velikosti a pevnosti bariéry budé udrží a celý systém tak přejde do nového rovnovážného stavu nebo se řeka bude chovat jako v případě tektonického výzdvihu a bariéra bude postupně oderodována. Poslední možností je náhlé

protržení bariéry, která neunesce tlak zadržované vody a rychlé odplavení materiálu, který ji tvořil.

Tektonické procesy přímo ovlivňují morfologii terénu spolu s geologickými podmínkami v dané oblasti, erozní bázi a spád toku. Nepřímo pak drsnost dna koryta, průtok a schopnost toku transportovat sediment (Obr. 20).

### **5.2.1 Morfologie terénu**

Morfologií terénu se rozumí jeho tvarové vlastnosti a členitost. Rozlišujeme například, jedná-li se o terén hornatý nebo naopak erozí již zarovnaný. Morfologie tedy přímo určuje převýšení mezi pramenem a ústím toku, tedy jeho spád, ze kterého pak vyplývají další charakteristiky toku.

### **5.2.2 Geologické podmínky**

Geologické podmínky spjaté s morfologií jsou dány horninami, které tvoří dno a okolí toku, jejich pevností, složením a různou náchylností k erozi. Horninové složení oblasti, kterou tok protéká, často determinuje jeho dráhu a tvar, protože na něm závisí rychlosť zařezávání toku do podloží, drsnost dna koryta a stabilita břehů.

### **5.2.3 Drsnost koryta**

Drsnost koryta je důležitý faktor, protože přímo ovlivňuje průtok. Všechna sedimentární tělesa nebo nerovnosti v podobě valounů, balvanů apod. na dně koryta totiž způsobují turbulence v proudění, čímž dochází k poklesu rychlosti proudění. Podstatou tohoto děje je odpor, který tělesa na dně vůči proudu vody vyvíjejí. Čím větší a trvanlivější jsou tělesa na dně, k tím většímu tření dochází a tak stoupá odpor. Se stoupajícím odporem klesá rychlosť proudění i energie toku a tím i schopnost transportovat sediment.

Koryto s velkou drsností je většinou typické pro divočící řeky, není však podmínkou pro jejich vznik, protože jsou známé i divočící řeky ve velmi jemnozrnném materiálu (např. Brahmaputra v Bangladéši, (Bridge 1985)). Naopak koryto s nízkou drsností je výhodné pro vznik meandrujících nebo anastomózujících řek.

### **5.2.4 Erozní báze**

Erozní báze je obecně vzato nejnižší místo, kam může tok dotéci. U velkých toků erozní bázi představuje hladina světového oceánu, pro menší toky a přítoky je erozní bází větší tok, do kterého se menší vlévá nebo jezero, do kterého tok vtéká. Z toho vyplývá, že

erozní báze je relativní pojem a její určení tedy záleží na velikosti studovaného toku a jeho řádu. Můžeme definovat tři úrovně erozních bází:

- hlavní erozní báze - je úroveň hladiny světového oceánu a její prodloužení pod pevninu
- místní erozní báze - je úroveň každého bodu na řece, který je erozní bází pro tok nad tímto bodem se všemi přítoky
- dočasná erozní báze - je dočasný limit pro hloubkovou erozi (např. vrstva odolnější horniny, která vede napříč korytem).

Relativní poloha erozní báze vůči prameni má zásadní vliv na spád toku. Čím výše je pramen oproti erozní bázi umístěn, tím vyšší je spád i rychlosť proudu v korytě, proudící voda tak disponuje vysokou energií, snadno se zařezává do podloží a transportuje vyšší objemy materiálu. Takový, tzv. mladý tok tvoří členitý reliéf charakteristický pro proximální partie říčního systému. Toky s nízkým výškovým rozdílem mezi erozní bází a pramenem se vyznačují od počátku nízkým spádem, proud má nižší energii a transportuje tedy mnohem menší objemy materiálu. Tyto toky bývají stálejší a někdy jsou proto označovány jako toky zralé. Jsou typické pro distální části říčních systémů.

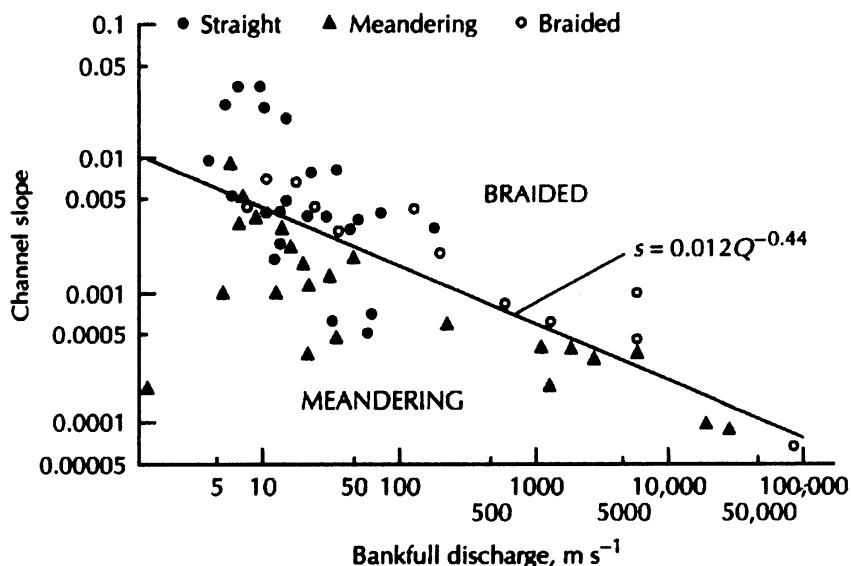
Úroveň erozní báze je kromě tektonických procesů přímo ovlivněna také klimatem a v souvislosti s ním pak glaciostatickými pohyby pevniny a eustatickými pohyby hladiny moře.

### 5.2.5 Spád

Spád je determinován morfologií terénu, geologickými podmínkami a úrovní erozní báze. Přímo ovlivňuje velikost průtoku a jeho prostřednictvím pak unášecí schopnost toku a objem transportovaného materiálu.

Spád byl stručně charakterizován již v kap.3.1.5, tato část textu se tedy bude zabývat pouze interakcemi spádu s některými z ostatních faktorů ze schématu na Obr.20 a vlivem spádu na tvorbu jednotlivých říčních stylů.

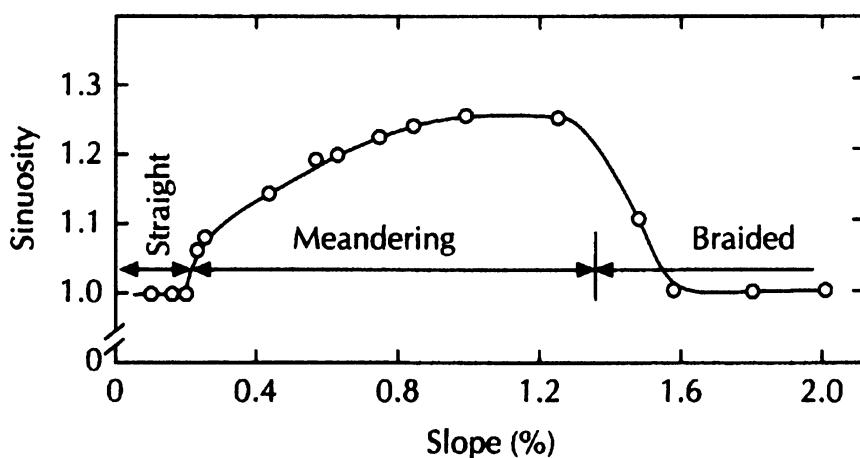
Obr.22 znázorňuje vliv spádu toku a průtoku za plného koryta na vývoj různých říčních stylů. Z grafu vyplývá, že u meandrujících řek hráje významnou <sup>úlohu</sup> nízký spád a na velikosti průtoku nezáleží. V podobné situaci jsou divočící řeky, které jsou závislé pouze na velkém spádu a hodnoty průtoku jejich vývoj nijak neovlivňují. Třetí přímé toku již jsou však závislé na obou proměnných a mohou tak vzniknout pouze při kombinaci nízkého průtoku s vyšším spádem. V grafu nejsou uvedeny anastomozující řeky, pravděpodobně by však byly umístěny do oblasti velmi nízkého spádu.



Obr. 22: Vliv spádu a průtoku za plněho stavu na vývoj říčního stylu (Leopold & Wolman 1957)

Graf koresponduje s informacemi uvedenými výše v textu. Potvrzuje závislost vývoje říčních stylů na spádu a potvrzuje tak jejich obvyklé rozložení v rámci ideálního povodí popsaného v kapitole o modelu hypotetického říčního toku.

Obr. 23 udává vztah mezi spádem, sinuositou toku a vznikajícími říčními styly. Za stálého průtoku sinuosita stoupá se zvyšujícím se spádem až do určité limitní hodnoty, od které pak na úrovni přechodu mezi meandrující a divočící řekou náhle prudce klesá. Důvodem je objem přinášených sedimentů, který stoupá spolu se spádem. Od určitého množství již meandrující řeka není schopná přinesený materiál dále transportovat a dochází tak k sedimentaci a rychlému přechodu k divočícímu stylu.



Obr. 23: Vliv spádu a sinuosity na vývoj říčního stylu (Schumm & Khan 1972 in Bridge 2003).

### **5.3 Klima**

Podle některých autorů (např. Leader 1999) je klima základní proměnnou, která ovlivňuje vývoj fluviálních systémů. V této práci je klima považováno za jeden ze dvou pilířů, na které se váží všechny ostatní na řeky působící faktory. Klima se vyznačuje velkou proměnlivostí jak v současnosti z pohledu geografického, tak z pohledu celého vývoje Země, který je se změnami klimatu úzce spjat. Změny klimatu nejsou náhodné, což prokázal již M.Milankovič a probíhají v cyklech s různou periodou (v rázech  $10^4$  -  $10^5$  let). Cyklické změny klimatu souvisí se změnami tvaru oběžné dráhy Země kolem Slunce, s vlastní rotací Země kolem své osy a se změnami úklonu zemské osy. Principem změn jsou variace v množství slunečního záření, které dopadá na zemský povrch, dané momentálním postavením planety vůči Slunci.

Hlavními faktory, na něž mají klimatické změny vliv, tak jsou teplota atmosféry i oceánů a množství a rozložení srážek. V závislosti na těchto veličinách se následně mění hlavně průtok jednotlivých toků, charakter a intenzita zvětrávání a rozšíření vegetace, tedy faktory, které spolu se stabilitou břehů v dalším stupni ovlivňují množství a charakter sedimentů transportovaného tokem a obecně schopnost toku unášet materiál.

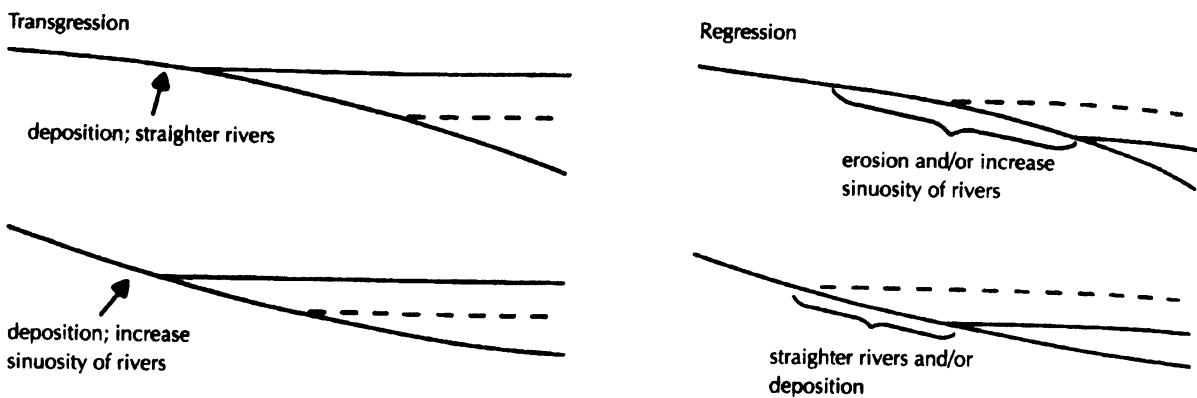
Dalším projevem výkyvů klimatu jsou změny poměru „volné“ vody v oceánech a vody konzervované v ledovcích. Obecně lze říci, že v chladném období je více vody akumulováno do rozšiřujících se ledovců, následkem čehož klesá hladina světového oceánu. Naopak v teplejším období dochází k tání ledovců a hladina oceánů tak stoupá. Tyto pohyby hladiny oceánů se nazývají eustatické pohyby hladiny moře. Doprovodným jevem střídavého zaledňování a následného tání ledovců na pevnině jsou i tzv. glaciizostatické pohyby.

#### **5.3.1 Eustatické pohyby hladiny moře**

Eustatické pohyby hladiny moře jsou pohyby hladiny světového oceánu vůči pevnině spjaté s rozsahem zalednění v daném období. Na pevnině se projevují změnami polohy břežní linie. Pokud hladina oceánu stoupá, pohybuje se břežní linie směrem do vnitrozemí a tato tendence se nazývá mořská transgrese (Obr. 24). Spolu s vodní hladinou stoupá i hlavní erozní báze (viz. kapitola 5.2.4), mění se tedy i chování toků, které do moře ústí. Následkem redukce spádu klesá unášecí schopnost toku, dochází k ukládání transportovaného materiálu a k rozšiřování údolí. V závislosti na zakřivení povrchu buď stoupá, nebo klesá sinuositá toku a zvyšuje se frekvence avulzí (Bridge 2003).

Ústup břežní linie zpět do prostoru oceánu při poklesu hladiny moře se nazývá regrese. Regrese je spojená s poklesem hlavní erozní báze a tím i se zvýšením spádu toku a energie

proudů. V závislosti na sklonu nově obnaženého povrchu může docházet k intenzivní erozi (strmý svah) nebo naopak k ukládání transportovaného materiálu (pozvolný svah) (Schumm 1993). Směrem proti proudu ve výše položených partiích toku jsou změny ve spádu vyrovnávány zvýšením sinuosity meandrů.



Obr. 24: Vliv transgrese a regrese na chování vodních toků (Bridge 2003)

### 5.3.2 Glaciizostatické pohyby

Glaciizostatické pohyby jsou svými vnějšími projevy - tj. relativními pohyby pevniny vůči hladině světového oceánu, velmi podobné pohybům eustatickým a proto je někdy velmi obtížné je od sebe odlišit. Glaciizostatické pohyby jsou způsobeny střídavým zaledňováním kontinentů a následným odtáváním kontinentálních ledovců. Při zalednění určité oblasti se díky plasticitě zemské kůry toto území může pod tlakem těžkého ledovce postupně zanořit až o několik stovek metrů (Mörner 1980). Při zanořování dochází v podstatě k mořské transgresi, která má stejné účinky jako transgrese způsobená eustatickými pohyby hladiny moře. Při odtávání ledovce je pak zatížené území pomalu odlehčováno a vůči mořské hladině vyzdvihováno. Tento pohyb tedy působí regresi moře.

### 5.3.3 Vegetace

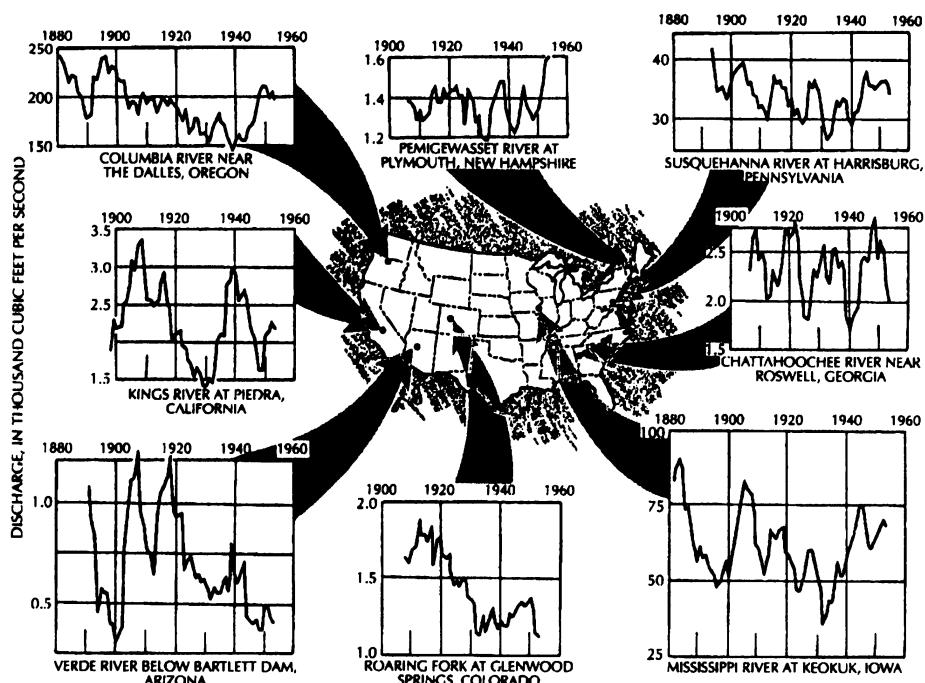
Vegetace je dalším z faktorů přímo závislých na klimatu. Až na vzácné výjimky působí jako stabilizátor toku, který zároveň ovlivňuje rychlosť proudění a schopnost toku transportovat materiál. Zpevňující efekt vegetace na březích toku ve svých laboratorních experimentech zkoumali Gran a Paola (2001). Prokázali, že břežní vegetace zpevňuje břehy, snižuje poměr  $w/h$  a omezuje laterální migraci toku. Míra působení na tok závisí na druhu, velikosti, stavbě a hustotě rostlin přítomných v korytě. Například drsnost dna stoupá se

stoupajícím počtem rostlin na jednotku plochy dna ( Bridge 2003). Rostliny vyčnívající z břehů a pokrývající dno toku způsobují turbulence v proudění a zpomalují tak rychlosť proudu, čímž usnadňují sedimentaci a chrání břehy před erozí.

### 5.3.4 Průtok

Průtok je ovlivněn spádem a sám udává unášecí schopnost toku, je tedy jedním z faktorů, které na tvar a charakter říčního koryta působí nejvíce. Síla působení se ještě násobí během povodní, kdy korytem protéká abnormální množství vody a to je tak velmi intenzivně modifikováno. Vliv takového průtoku je natolik důležitý, že se pro něj používá zvláštní termín - „channel-forming discharge“. Označuje specifickou velikost průtoku během povodní, o které se předpokládá, že je zodpovědná za stávající tvar a charakter koryta. Často je totožná s velikostí průtoku za tzv. plného stavu, kdy je koryto naplněno vodou až po svůj okraj. Ten je však někdy velmi těžké identifikovat a proto je pro určení průtoku za plného stavu často používána hranice daná nejmenším poměrem  $w/h$  ( Knighton 1998).

Průtok odráží regionální klimatické podmínky a je velmi citlivý na množství a rozložení srážek během roku. Pro každý tok je tak možné sestrojit průtokovou křivku - tzv. hydrogram, která je pro něj specifická (Obr. 25). Přesto lze v křivkách toků umístěných ve stejném klimatickém pásu a prostředí nalézt shodné rysy, podle kterých se pak křivky a spolu s nimi i řeky dělí do několika kategorií.



Obr. 25: Průtokové křivky různě situovaných řek v USA (Leopold et al. 1964 in Bridge 2003).

Vliv průtoku na vývoj jednotlivých říčních stylů v souvislosti se spádem udává Obr. 22. Zároveň vyvrací mýtus, že vývoj divočícího toku je závislý na velkých výkyvech v průtoku - podle grafu je vznik divočení na průtoku nezávislý.

### 5.3.5 Množství a charakter transportovaného sedimentu

Množství a charakter transportovaného materiálu přímo nebo zprostředkováně souvisí se všemi ostatními faktory z Obr. 20, což samo o sobě ukazuje na důležitost tohoto faktoru. Schopnost toku transportovat sediment může být vyjádřena velikostí hrubé energie toku  $\Omega$  podle vzorce:

$$\Omega = \gamma g Q S$$

$\gamma$  - hustota vody ( $\text{kg/m}^3$ )

Q - průtok ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

S - spád

Množství transportovaného materiálu je tedy přímo úměrné průtoku a spádu a roste spolu s jejich hodnotami.

Vydelením hrubé energie toku parametrem  $w$  získáme specifickou energii toku. Ferguson (1981) zpracoval údaje o 95 řekách a zjistil, že u pasivních nevětvených přímých i sinuosních kanálů se specifická energie toku pohybuje kolem hodnot  $1 - 60 \text{ W/m}^2$ , zatímco u dynamických větvících se toků s nízkou sinuositou značně přesahuje hodnoty  $100 \text{ W/m}^2$ . Tyto výpočty potvrzují schopnost meandrujících a anastomózujících řek transportovat pouze menší objemy jemnozrnného materiálu a naopak schopnost dynamických divočících řek transportovat velké objemy hrubých sedimentů.

Podle charakteru transportovaného sedimentu můžeme všechny toky rozdělit na dva typy. Prvním jsou toky, ve kterých převládá transport hrubých klastik nad jemnozrnnými a to formou vlečení po dně a saltací. Jejich základní charakteristikou je tedy velký spád a energie toku. Dále se tyto toky zpravidla vyznačují nízkou sinuositou a vyšším stupněm divočení. Mívají snadno erodovatelné břehy tvořené štěrkem nebo pískem a jsou proto laterálně velmi nestabilní. Typickým příkladem jsou divočící řeky.

Druhým typem jsou toky, ve kterých je dominantní transport v suspenzi, tedy transport velmi malých částic, které se udrží ve vodním sloupci. Charakteristický je malý spád, vyšší sinuosita a laterální stabilita daná vysokou stabilitou jilovitých nebo vegetací zpevněných břehů. V takových podmírkách vznikají meandrující a anastomózující řeky.

## 6 ZÁVĚR

Tato práce má rešeršní charakter a shrnuje tedy poznatky dostupné v literatuře zabývající se fluviálními systémy. Zaměřuje se na popis hraničních říčních stylů vymezených klasifikací, jejich nejčastějších rysů a vzorců chování. Dále pak pojednává o faktorech, které při vývoji říčních stylů hrají zásadní roli.

Z prvních tří částí textu zaměřených na charakteristiku říčního systému, charakteristiku jednotlivých říčních stylů a parametry k jejich popisu vyplývá, že v celé oblasti problematiky fluviálních systémů stále zůstává mnoho nejasností. Orientaci v této problematice od počátku značně komplikují například neurčitě definované postupy pro měření a způsoby vyjadřování různých parametrů potřebných k popisu vodních toků. Dalším úskalím je i základní klasifikace řek, která je přes zdánlivou jednoduchost plná nejasností a rozporů. Jako ilustrace mohou sloužit stále aktuální spory kolem vyčleňování anastomozujících řek jako samostatného říčního stylu. Vyřešení těchto problémů a ustálení klasifikace řek považuji za výchozí bod pro další úspěšný výzkum v oblasti fluviálních systémů.

Poslední část textu se zabývá faktory ovlivňujícími říční toky. Z textu i ze schématu (Obr.20) vyplývá, že nejvíše postavenými faktory jsou klima a tektonické procesy, protože se od nich všechny ostatní faktory odvíjí. Ostatní faktory se mezi sebou navzájem ovlivňují, mohou zesilovat nebo naopak potlačovat své účinky. Ze schématu je dále zřejmé, že vliv všech faktorů se kumuluje u tří z nich - u spádu, průtoku a množství a charakteru transportovaného materiálu. Z tohoto důvodu se domnívám, že tyto faktory jsou z hlediska působení na toky nejvýznamnější a proto by jim při studiu fluviálních systémů měla být věnována největší pozornost.

## Použitá a citovaná literatura:

- BRICE, J.C. (1964) Chanel patterns and terraces of the Loup River in Nevraská. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* **422D**, 1-41
- BRICE, J.C. (1984) Planform properties of meandering revers. In: Elliot, C.M. (ed.), *River meandering*, ASCE, pp. 1-15
- BRIDGE, J.S. (1985) Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: A critical evaluation. *J. Sed. Pet.*, **55**, 579-589
- BRIDGE, J.S. (1993) The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: Best, J.L. & Bristol, C.S. (eds), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **75**, 13-72
- BRIDGE, J.S. (2003) *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Blackwell, Oxford.
- DODDS, P.S. & ROTHMAN, D.H. (2000) Scaling, universality and geomorphology. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 571-610
- EINSELE, G. (1992) Sedimentary basins. Evolutám, facies and sediment budget. Springer
- FERGUSON, R.I. (1981) Channel form and channel changes. In: Lewin, J. (ed.), *British Rivers*. Allen & Undin, London, pp. 90-125
- FRIEND, P.F. & SINHA, R. (1993) Braiding and meandering parameters. In: Best, J.L. & Bristol, C.S. (eds), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **75**, 105-111
- GRAN, K. & PAOLA, C. (2001) Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Wat. Resour. Res.*, **37**, 3275-3283
- HONG, L.B. & DAVIES, T.R.H. (1979) A study of stream braiding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, 391-394
- HOWARD, A.D., KEETCH, M.E., VINCENT, C.L. (1970) Topological and geometrical properties of braided rivers. *Wat. Resour. Res.*, **6**, 1674-1688
- KNIGHTON, A.D. (1998) *Fluvial forms and processes: A New Perspective*. Arnold, London.
- LEEDER, M.R. (1973) Fluviaile fining-upwards cycles and the magnitude of paleochannels. *Geol. Mag.*, **110**, 265-276
- LEEDER, M.R. (1996) *Sedimentology and Sedimentary basins: From Turbulence to Tectonics*. Blackwell, Oxford
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957) River channel patterns: braided, meandering and straight. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* **282-B**, 39-85
- MACKAY, S.D. & BRIDGE, J.S. (1995) Three dimensional modelling of alluvial stratigraphy: Tudory and application. *J. Sediment. Res.*, **B65**, 7-31
- MAKASKE, B. (1998) *Anastomosing Rivers: Forms, processes and sediments*. Nederlandse Geografische Studies 249, Utrecht
- MAKASKE, B. (2001) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Sci. Rev.*, **53**, 149-196
- MIALL, A.D. (1981) Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: Miall, A.D. (ed.), *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. **23**, 1-33
- MIALL, A.D. (1992) Alluvial deposits. In: Walker, R.G & James, N.P. (eds), *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geol. Asoc. Canada, St Johns Newfoundland, pp.119-142
- MIALL, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer - Verlag, New York.
- MÖRNER, N.A. (1980) The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication. In: Mörner, N.A., (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, 251-284. John Wiley & Sons.
- NICHOLS, G (1999) *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford.
- READING, H.G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford
- RUST, B.R. (1978) A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* **5**, 187-198
- RŮŽIČKOVÁ, E., RŮŽIČKA, M., ZEMAN, A., KADLEC, J. (2001): Quaternary clastic sediments of Czech Republic. Textures and Structures of the main genetic types. ČGS

- SCHUMM, S.A. (1963) Sinuosity of alluvial channels on Great Plains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, 1089-1100
- SCHUMM, S.A. (1985) Patterns of alluvial rivers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 5-27.
- SCHUMM, S.A. (1993) River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.*, **101**, 279-294
- SCHUMM, S.A., KHAN, H.R., WINKLEY, B.R. & ROBBINS, L.G. (1972) Variability of river patterns. *Nature*, **237**, 75-76
- SHREVE, R.L. (1966) Statistical law of stream numbers. *J. Geol.*, **74**, 17-37
- SHREVE, R.L. (1967) Infinite topologically random channel networks. *J. Geol.*, **75**, 178-186
- SMITH, D.G. (1983) Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: Collinson, J.D., Lewin, J., (eds) *Modern and Ancient Fluvial Systems*, 155-168. Pub. Int. Ass. Sed. 6. Blackwell, Oxford.
- STRAHLER, A.N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Am. Geophys. Union. Trans.*, **38**, 913-920

