

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



ZMĚNY V ŘÍČNÍ SÍTI SEVEROZÁPADNÍHO POŠUMAVÍ

Bakalářská práce

Roman Hošek

Vedoucí práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph.D.

Praha, 2011

Prohlášení:

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

V Praze, 9. 8. 2011

Podpis

Poděkování

Rád bych poděkoval svému vedoucímu bakalářské práce RNDr. Filipu Hartvichovi PhD. za poskytnutí odborných rad, literatury a pomoc při zpracování práce. Dále děkuji svým rodičům a přátelům za pomoc a podporu při zpracování bakalářské práce.

ABSTRAKT

Předkládaná bakalářská práce se zabývá procesy vyvolávající změny říční sítě. Mezi hlavní procesy jsou řazeny zejména tektonika, svahové procesy, zpětná a boční eroze, antropogenní činnost, rozdílná litologie koryta, změny základní erozní báze a klima, které ovlivňují morfologii údolí. Poznatky z rešeršní práce byly použity pro vyhledání potenciálních lokalit s indikátory změn říční sítě, které byly zpracovány v prostředí GIS. Jednotlivé lokality byly vybrány na základě ukazatelů, které jsou příznačné pro změny říční sítě: náhlé změny směru toku, opuštěná suchá údolí (wind gap), toky procházejícího topografickou bariérou a možné načepování toku. Pro výběr lokalit bylo určující převýšení nad vytvořeným údolnicovým povrchem, které ukazuje nízké rozvodí mezi toky. Lokality potenciálních změn byly dále porovnány s podélnými profily údolí, kde křivky obsahující náhlé změny sklonu ukazují možný vliv procesů, které způsobují změny říční sítě.

ABSTRACT

This bachelor thesis is focused on the processes causing the changes of the river network. Among the most important processes are tectonics, landslides, headward and lateral erosion, anthropogenic activities, lithology of a stream bed, changes of the erosion base and climate, as a factor influencing the morphology of valleys. The information from the literature search is applied on finding potential valley network changes localities based on indicators of changes of the river network, which were analysed in the GIS environment. Each potential locality was chosen for a presence of an indicator, which may signify changes of the river network: sudden direction changes of a stream, wind gap, streams which flow through topographic barrier, captured stream. The main criterion for finding potential localities was elevation above the valley-floor interpolated surface, where low values indicate low water divide between valleys. These selected localities were compared with the position of the anomalies on the longitudinal profiles of the rivers. The longitudinal profiles with sudden changes of inclination (knickpoint) indicate possible changes of the river network.

OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ	7
SEZNAM TABULEK	8
SEZNAM PŘÍLOH	8
1. ÚVOD	9
1.1 Vymezení zájmového území	10
2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	11
2.1 Geologické poměry a vývoj	11
2.1.1 Geologická stavba	11
2.1.2. Geologický vývoj	12
2.1.2.1. Prekambrium	12
2.1.2.2. Paleozoikum	12
2.1.2.3. Mezozoikum.....	13
2.1.2.4. Kenozoikum	13
2.1.3. Stratigrafie	13
2.1.4. Tektonické poměry	16
2.2. Geomorfologické poměry	17
2.2.1. Geomorfologické členění	17
2.2.2. Geomorfologický vývoj	17
2.3. Hydrologické poměry	18
2.4. Klimatické poměry	21
2.5. Pedologické poměry	23
3. ZMĚNY ŘÍČNÍ SÍTĚ – REŠERŠE	25
3.1 Procesy způsobující změny říční sítě	25
3.1.1. Tektonika.....	25
3.1.2. Eroze.....	31
3.1.2. 1. Boční eroze.....	31
3.1.2.2. Zpětná eroze	36
3.1.2.3. Říční pirátství	37
3.1.3. Svahové procesy.....	41
3.1.4. Antropogenní vliv na změnu říční sítě	45
4. METODY VÝZKUMU	48
4.1 Zpracování digitálních dat v GIS	48

4.1.1 Vizualní analýza.....	48
4.1.2 Analýza převýšení terénu nad údolnicovým povrchem	48
4.1.3 Relativní výšková členitost	49
4.1.4 Výška rozvodí pro vymezení pravděpodobných změn říční sítě	49
4.2 Podélné profily	52
5. VÝSLEDKY.....	53
5.1 Vyhledávání změn říční sítě.....	53
5.2 Podélné profily	55
6. DISKUZE.....	62
6.1 Možné příčiny změn sklonu na vybraných LPZ	63
7. SHRnutí A ZÁVĚRY.....	68
SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY:.....	70
OSTATNÍ ZDROJE:	75
PŘÍLOHY	76

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1. Vymezení studovaného území.	10
Obr. 2. Geologická mapa území.....	11
Obr. 3. Stratigrafické členění moldanubika.....	14
Obr. 4. Klimatické oblasti studovaného území	22
Obr. 5. Mapa půd studované oblasti.....	24
Obr. 6. Vývoj říční sítě v reliéfu	26
Obr. 7. Vývoj „divočících“ toků	27
Obr. 8. Vývoj meandrujících toků se smíšeným sedimentem.....	28
Obr. 9. Vývoj meandrujících toků se sedimentem obsaženým v suspenzi	28
Obr. 10. Pohyby ker podél zlomů	30
Obr. 11. Chování částic v závislosti na jejich velikosti a na rychlosti vodního proudu	31
Obr. 12. Schéma říčního zákrutu a meandru	32
Obr. 13. Schéma vývoje meandrujícího toku na vnější vlivy	34
Obr. 14. Posun omezených meandrů.....	35
Obr. 15. Posun meandrů řeky Red River v Kanadě	36
Obr. 16. Typy říčního pirátství.....	38
Obr. 17. Změna sklonu svahu „knickpoint“	40
Obr. 18. Typy sesuvů podle	42
Obr. 19. Typy interakcí sesuvů s říční sítí.....	42
Obr. 20. Pravděpodobnost selhání hrází.....	43
Obr. 21. Ukázka jak sesuv ovlivňuje fluvialní procesy na toku.....	44
Obr. 22. Regulace toku.....	46
Obr. 23. Profil terénem pro analýzu převýšení terénu nad údolnicovým povrchem.....	49
Obr. 24. Ukázka výběru lokalit	51
Obr. 25. Ukázka podélného profilu s několika změnami sklonu.	55
Obr. 26. Ukázka tvarů podélných profilů.....	61
Obr. 27. Růžicový diagram směrů tektonických zlomů.....	62
Obr. 28. Geologická mapa LPZ č. 6 a 41	64
Obr. 29. Podélný profil Bořanovického potoka a toku Naháč	64
Obr. 30. Geologická mapa LPZ č. 16 a 38.....	65
Obr. 31. Geologická mapa LPZ č. 35.....	66
Obr. 32. Podélný profil Peklova se zkoumanými přítoky.	67

Obr. 33. Geologická mapa LPZ č. 37 a 47	67
---	----

SEZNAM TABULEK

Tab. 1. Průměrné převýšení v jednotlivých morfometrických jednotkách relativní výškové členitosti.	50
Tab. 2. Vybrané lokality na základě metod.....	54
Tab. 3. Lokality potenciálních změn.....	54
Tab. 4. Charakteristiky toků.....	60

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1. Kry moldanubické oblasti vymezené na základě tektonických zlomů a vrás	
Příloha 2. Podrobné geomorfologické členění studované oblasti	
Příloha 3. Charakteristika klimatických oblastí	
Příloha 4. Hluboce zaříznuté meandry na řece Zambezi	
Příloha 5. Omezené meandry a zákruty	
Příloha 6. Snímky White River (Indiana, USA)	
Příloha 7. Ukázka podélných profilů	
Příloha 8. Lokality potenciálních změn (volná příloha)	
Příloha 9. Relativní výšková členitost (volná příloha)	
Příloha 10. Podélné profily (volná příloha)	
Příloha 11. Grafické znázornění podélných profilů	
Příloha 12. Údolí s výraznou změnou směru (volná příloha)	

1. ÚVOD

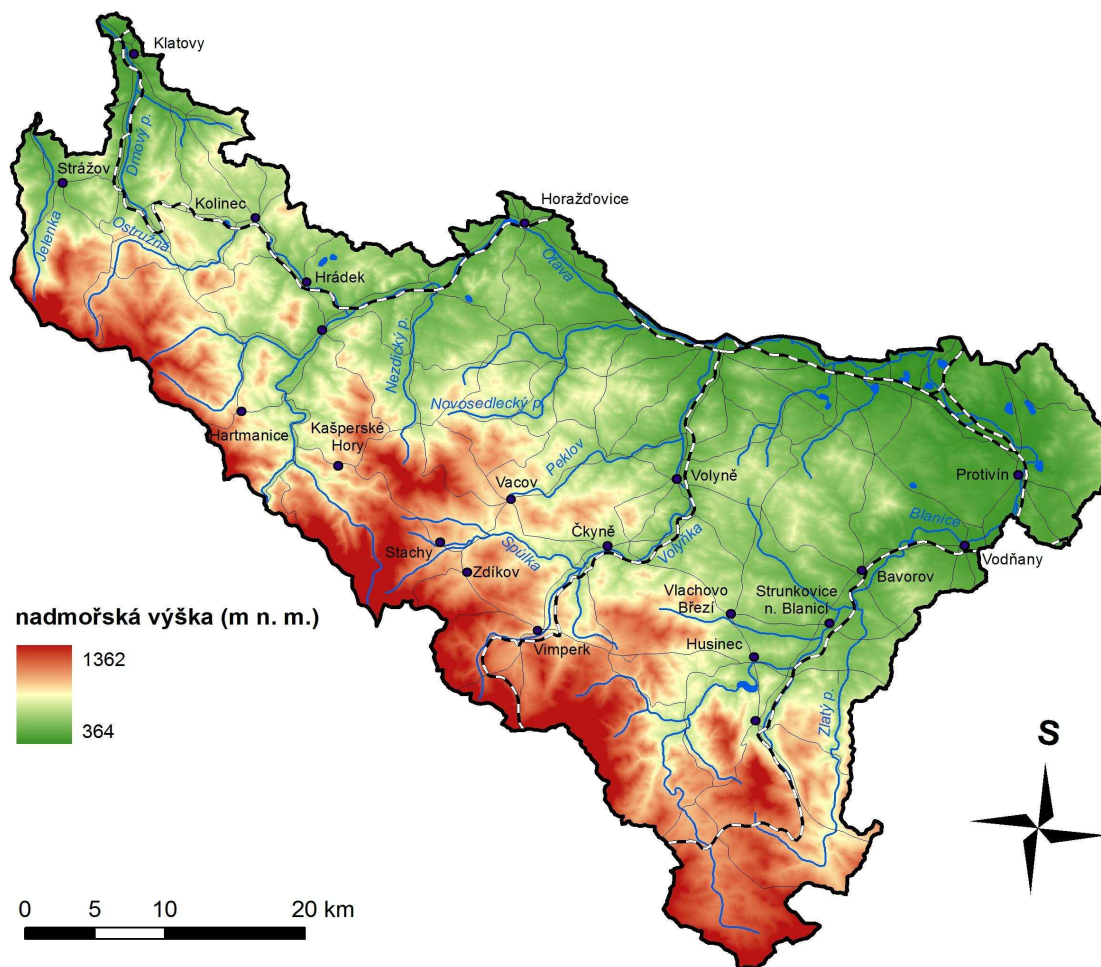
Současný reliéf Pošumaví se začal utvářet díky Alpínskému vrásnění, které vedlo k vyzdvižení Šumavy, změně říční sítě a odtokových poměrů (Demek, 1965). Dnes je oblast Pošumaví, v porovnání se Šumavou, mnohem více rozčleněna hluboce zaříznutými údolními s lépe vyvinutou údolní sítí (Demek, 1965). Mnoho autorů (např. Balatka a Sládek, 1962; Demek, 1965; Chábera, 1985) přímo uvádí, že v této oblasti docházelo k častým změnám údolní sítě. Podrobný výzkum příčin údolních změn v této oblasti však dodnes chybí nebo není zcela průkazný. Největší váhu však přiřkládají vlivu tektoniky, rozdílné odolnosti hornin a říčnímu pirátství.

Cílem práce je na základě studia odborné literatury stanovit hlavní ukazatele, které jsou příznačné pro projev změny říční sítě. Dále pomocí GIS vytipování potenciálních lokalit, ve kterých pravděpodobně došlo k těmto změnám.

Bakalářská práce je složena z tří hlavních částí. První částí je fyzicko geografická charakteristika, která přispívá k lepšímu pochopení vývoje zájmového území. Druhou částí je rešerše odborné literatury na téma změny říční sítě a třetí část se skládá ze studia zájmového území a vyhledání potenciálních lokalit indikující změny v říční síti.

1.1 Vymezení zájmového území

Studovaná oblast se nachází v JZ části České republiky na území Klatovského, Prachatického, Strakonického, Píseckého a Českokrumlovského okresu. Zájmové území bylo vymezeno na základě povodí IV. řádu. Území zaujímá plochu 2155,5 km² a kopíruje tzv. šumavský směr SZ - JV (obr. 1). Nejvyšší bod Boubín (1362 m n. m.) se nalézá na jižní hranici.



Obr. 1. Vymezení studovaného území.

2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

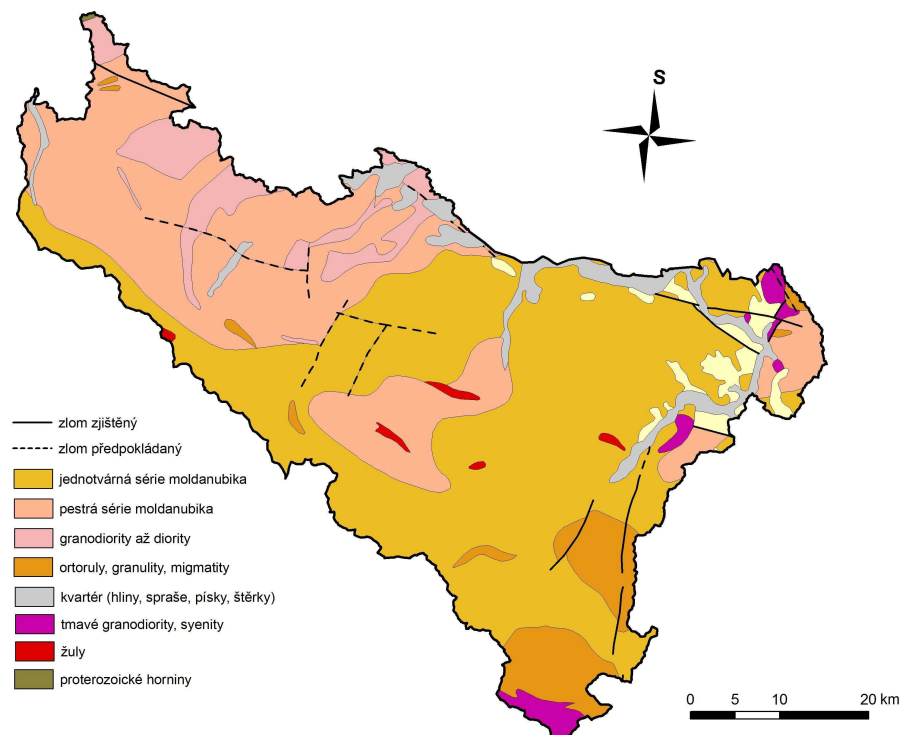
2.1 Geologické poměry a vývoj

2.1.1 Geologická stavba

Z geologického hlediska oblast zájmu náleží k moldanubiku, jež je součástí Českému masivu. Jedná se o součást evropského variského orogénu, který zaujímá oblast Čech, západní Moravy a částečně zasahuje do Rakouska, Německa a Polska. Český masiv vzniklý hercynským vrásněním během středního devonu až svrchního karbonu (380-300 mil. let) je převážně tvořen prekambriky až paleozoickými horninami (Chlupáč a kol., 2002).

Moldanubikum se rozkládá mezi toky Vltavy a Dunaje a ve studovaném území zaujímá podstatnou část. Moldanubikum, tvořeným především metamorfovanými horninami prekambriky až paleozoického stáří, pronikají intruzivní granitoidní tělesa, které zde tvoří moldanubický a středočeský pluton (obr. 2). Podle Chlupáče a kol. (2002) rozdělujeme celou jednotku moldanubika do tří základních částí: Ostronskou (jednotvárná), Drosendorfskou (pestrá) a Gföhlskou (granulitový komplex).

Středočeský pluton leží mezi Nýrskem, Úvaly a Táborem. Do oblasti zájmu zasahuje pouze z malé části. Pluton je budován především granodiority a jeho stáří lze považovat za variské (Kodym a kol., 1961).



Obr. 2. Geologická mapa území, data geoportal.gov.cz.

2.1.2. Geologický vývoj

2.1.2.1. Prekambrium

Stáří moldanubika je dosud poměrně nejasné (Chábera a kol., 1985). Dříve bylo považováno za starší než barrandienské proterozoikum. Podle Vejnara (1971, in Chlupáč a kol., 2002) je stejně staré jako barrandienské proterozoikum. Současné názory dnes považují stáří moldanubika za proterozoické až archaické, které však nejsou jednoznačně prokázány. Například radiometrická metoda aplikovaná na zirkony z ortorul nasvědčuje o stáří mezi spodním proterozoikem až paleozoikem, naopak některé mikropaleontologické nálezy podporují myšlenku o staroprvohorním stáří (Chlupáč a kol., 2002).

V proterozoiku nebyl český masív tvořen samostatnou jednotkou, ale jeho části byly od sebe navzájem izolovány. Jednotlivé celky byly postiženy horotvornými procesy kadomské (assyntské) orogeneze na rozhraní svrchního proterozoika a kambria (Chábera a kol., 1985). Spolu s vrásněním probíhala na celém území metamorfóza a intruze hlubinných magmatických hornin (převážně granitoidů).

2.1.2.2. Paleozoikum

K zásadní události Paleozoika, podle které můžeme hodnotit geologický vývoj Moldanubika, dochází v období středního devonu až spodního permu, kdy probíhalo variské neboli hercynské vrásnění. Jednotlivé bloky českého masívu jsou díky orogenezi zformovány v jeden celek. Moldanubická část patří mezi nejhlouběji obnažené, a tudíž i nejsilněji metamorfózou zasažené území z variského horstva. V horninách, které jsou vlivem zdvihových pohybů obnaženy, probíhá metamorfóza v hloubce přes 20 km (Chlupáč a kol., 2002). Vzhledem k pohybům jednotlivých ker docházelo okolo zlomů k intruzím vulkanických hornin a následnému vzniku plutonů. Moldanubická oblast hraničí s dvěma plutonickými komplexy (středočeský a moldanubický).

Středočeský pluton, jehož vznik byl podmíněn dlouhodobými intruzemi podél středočeského zlomu, odděluje moldanubikum od bohemika (Chlupáč a kol., 2002). Do studovaného území zasahuje pouze klatovským a kolíneckým výběžkem. Na styku s horninami moldanubika vystupují granodiority kozlovského a červeného typu (Beneš a kol., 1983).

V oblasti zájmu se vyskytuje pouze malá část šumavské větve moldanubického plutonu. Oproti středočeskému plutonu je petrograficky méně pestrý. Mezi jeho nejhojnější horniny

patří diority, bazické horniny a granit aigarnský, rastenberský, weinsberský a freistadtský (Beneš a kol., 1983).

2.1.2.3. Mezozoikum

Pro velmi malý výskyt sedimentů z období druhohor nemůžeme s jistotou říci, jaký geologický vývoj v daném území probíhal. Podle Chábery a kol. (1985) byla jihočeská oblast Českého masívu považována za zarovnaný povrch.

2.1.2.4. Kenozoikum

Zájmová oblast, do této doby odvodňovaná k J a JV, se díky Alpínské orogenezi začala tektonicky formovat. Docházelo k oživení existujících zlomů, ke zdvihu a poklesu částí Českého masívu, ze kterých vznikaly pánve. (Kodym a kol., 1961). Českobudějovická pánev, tvořena svrchnokřídovými a terciárními sedimenty (Chlupáč a kol., 2002), zasahuje svým severním výběžkem do studované oblasti. Tato část, formovaná z velké části jednotkou mydlovarského souvrství, tvoří denudační zbytky mocné maximálně 20 m (Kodym a kol., 1961). Spodní část souvrství vzniklá sladkovodní sedimentací obsahuje zejména šedé jílovité písky a šedo zelené písčité jíly. Naopak svrchní část souvrství zahrnuje šedo zelené jíly s diatomovou příměsí a jílovité diatomity (Chábera a kol., 1985).

Modelace reliéfu, započatá během alpínské orogeneze, pokračuje i v kvartéru. Dynamický vývoj reliéfu během krátkého trvání čtvrtohor je způsoben zejména střídáním klimatických změn (glaciál a interglaciál). V dnešní době reliéf nejvíce modelují fluviální a svahové procesy (Chábera a kol., 1985).

2.1.3. Stratigrafie

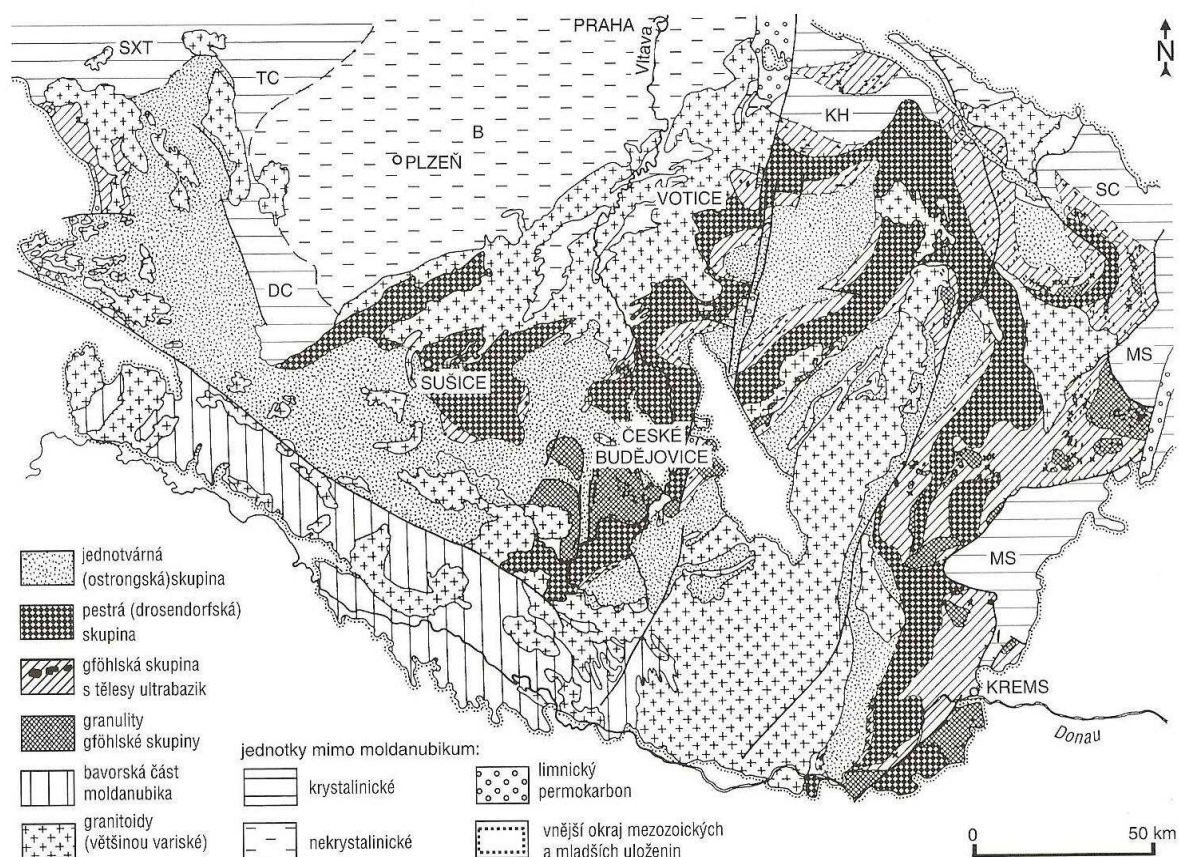
Stratigrafické dělení jihočeského moldanubika není jednoznačně určené. Členění podle biostratigrafického a tektonického charakteru není možné, jelikož metamorfni procesy, probíhající během prekambria a paleozoika, setřely původní ráz. (Chábera a kol., 1987). Dnes stratigrafické členění probíhá podle petrografického podkladu.

Jak již bylo výše zmíněno, Chlupáč a kol. (2002) člení moldanubikum na Ostronskou (jednotvárnou), Drosendorfskou (pestrou) a Gföhlskou jednotku (granulitový komplex) (obr. 3). Naopak jiní autoři (Chábera a kol. 1987, Kodym a kol. 1961, Vejnar a kol. 1987) moldanubikum rozdělují na jednotvárnou sérii, pestrou sérii, jednotku Královského Hvozdu,

Kaplickou sérií a granulitový komplex. Kaplická jednotka je někdy nazývána sérií svorů a svorových rul (v oblasti zájmu se nevyskytuje).

Jednotvárná série (ostrongská)

V daném území i v celém moldanubiku se jedná o nejvíce zastoupenou sérii. Série je považována za nejstarší, jelikož jsou její vrstvy uloženy na spodní hranici. Oblast je tvořena převážně biotitickými, biotiticko-muskovitickými a biotiticko-sillimanitickými pararulami, které se usazovaly v mořské geosynklinále. Jedná se o horniny, které vznikly za vysokého stupně metamorfózy z mořských jílovitých břidlic s drobovou strukturou. Přesné vymezení nelze přesně popsat, jelikož jednotvárná série má monotónní litologii. Malé množství vložek erlanů, krystalických vápenců, kvarcitů a dolomitů se zde nacházejí zřídka a dosahují maximální mocnosti 10-20 m (Chábera a kol., 1987).



Obr. 3. Stratigrafické členění moldanubika podle Chlupáče (2002).

Pestrá série (drosendorfská)

Pestrá série má oproti jednotvárné rozmanitější litologii. Je tvořena hlavně plagioklasovými pararulami s hojnými vložkami kvarcitických rul, krystalických vápenců, dolomitů, vápenosilikátových hornin a metamorfovaných granitoidů. Pararuly v pestré sérii se

liší od jednotvárné série vyšším obsahem granátu a nižším obsahem draselného živce. Pruhy pestré série mají i pro svou složitou tektonickou a příkrovovou stavbu relativně souvislý průběh (Chábera a kol., 1985). Podle místa výskytu dělíme pestré série na sušicko-votickou a krumlovskou sérii. Tyto hlavní pruhy jsou od sebe odděleny širokým pásem jednotvárné série, ve které zaznamenáváme poměrně menší výskyt pestré série. Jedná se především o oblasti mezi městy Strašín, Volyně, Vimperk a Husinec.

Sušicko-Votická série se nalézá při jižním okraji středočeského plutonu. Zastoupení vložek krystalických vápenců, které vytvářejí krasové jevy, mají větší mocnosti než v krumlovské sérii. Nalézá se zde také vysoký podíl křemenem bohatých rul, které jsou úzce spjaty s vápenci a erlany (Kodym a kol., 1961).

Krumlovská série nacházející se od Jihlavy až po Rakousko je hojněji zastoupena granulity a větším počtem vložek amfibolitů, méně však krystalickými vápenci. Mocnost série dosahuje 500 – 1000 m. Žulové horniny centrálního masivu v několika místech přerušují krumlovskou jednotku, která dále pokračuje směrem do Bavorska (Kodym a kol., 1961).

Granulitový komplex (gföhlská)

Granulitový komplex je reprezentován různými typy granulitů, migmatitů a přeměněnými ultrabazickými horninami z serpentinizovaných peridotitů (hadců), které lemují granulitové masívy. Původ jihočeských granulitů nebyl zcela prokázán. Podle Chábery a kol., (1985) jde o metamorfované arkózy, či metamorfované efuziva a jejich tufy. V šumavském moldanubiku se rozlišují hlavní oblasti výskytu: Prachatický masív, Křišťanovský masív, masív Blanského lesa a několik dalších menších těles. Granulitové masívy jsou vázané na pestré série. Například v krumlovské pestré sérii vytvářejí jihočeský granulitový pás (Chábera a kol., 1987).

Série Královského hvozdu

Nachází se mezi Železnou Rudou a Nýrskem. Ve studovaném území se nachází pouze v JZ části oblasti. Jednotka je budována svory, svorovými rulami a pararulami, ve kterých se nacházejí čočky krystalických vápenců, erlanů a amfibolitů (Vejnar a kol., 1987). Jednotka představuje rozhraní mezi jednotvárnou a pestré sérií. Slabší metamorfóza hornin, která vytvořila sedimentární páskování v rulách (Kodym a kol., 1961), přispěla k názoru, že sérii můžeme považovat za nejmladší jednotku moldanubika (Chábera a kol., 1987).

2.1.4. Tektonické poměry

Moldanubické horniny již v předpaleozoické době byly vystaveny vrásnění a metamorfóze (Vejnar, 1987). Podle Kodyma a kol. (1961) jednotvárná série vznikala za tektonického klidu, což dokládá monotónnost pelitických materiálů. Naopak pestrá série byla (v některých částech) vytvořena za tektonického neklidu. Série Královského hvozdu obsahuje křemencové vložky s často se střídajícími břidlicemi a droby, které dokazují tektonický neklid. Tektonické linie starého moldanubika jsou orientovány ve dvou základních směrech. SV – JZ směr, vázaný na hlavní vrásnění, převažuje uvnitř moldanubika. Druhý SZ – JV směr je významný pro okrajové oblasti. Z orientace linií je patrné jejich křížení, v různých částech je přechod pozvolný a jinde naopak velmi ostrý, například tektonická linie poblíž hranice Královského hvozdu a pestré série.

Mladopaleozická až terciérní zlomová tektonika obnovila radiální pohyby starých dislokací, které mají Šumavský směr (V – Z až SZ – JV) a směr Blanické brázdy (S – J až SSV – JJZ). Průběh dislokací lze dnes těžko mapovat, protože pohyby se na většině tektonických linií několikrát opakovaly (Kodym a kol., 1961).

Zájmovou oblastí probíhají dvě hlubinná zlomová pásma: Středočeský a Jáchymovský zlom. Středočeské pásmo, kopírující směr středočeského plutonu, se projevuje až v klatovském výběžku, kde odděluje moldanubikum od barrandienského proterozoika. Jáchymovský zlom, SZ – JV směru, nemá v daném území geologické vymezení, projevuje se až v depresích jihočeských pánví (Beneš a kol., 1983).

Beneš a kol. (1983) vymezují oblast moldanubika na základě tektonických zlomů a vrás do 9 ker (příloha 1). Nejsevernější klatovská kra je na východ vymezena kasejovickým zlomem. Jižně se nacházející předšumavská kra, která je oddělena horažďovickým zlomem, středočeským švem a podšumavským zlomem (pošumavský zlom). Východní hranice je dána ostrou změnou vrásových os. Převládající směr zlomů je orientován Z – V a rovnoběžně s horažďovickým zlomem (ZSZ – VJV). Šumavská kra, nalézající se v centrální části Šumavy, je vymezena podšumavským a bavorským křemenným valem. Východní hranice je tvořena volyňským zlomem, který byl netektonicky oživen. Stavba šumavské kry odpovídá směru ZSZ – VJV. Lhenická kra, ohraničena volyňským a lhenickým zlomen, je protažena S – J směrem. Zbylé kry (hornovltavská, bavorská, řezenská a pasovská) se nacházejí mimo studovanou oblast. Orientace vrás uvnitř jednotlivých ker se od severu na jih mění a to od Z – V přes ZSZ – VJV až k SZ – JV směru.

Podle mnoha autorů (Kodym a kol., 1961; Beneš a kol. 1983) probíhá do dnešní doby v jihočeské oblasti tektonický neklid. Toto tvrzení dokládají například pozorovaná zemětřesení z počátku 20 století, která probíhala převážně kolmo na bavorský zlom (Kodym a kol., 1961).

2.2. Geomorfologické poměry

2.2.1. Geomorfologické členění

Studované území dle rozdělení Demka a kol. (1987) řadíme do Poberounské, Českomoravské a Šumavské subprovincie (podrobnější členění v příloze 2).

Šumavská subprovincie je zastoupena celky Šumavy a Šumavského podhůří. Celek Šumava je 120 km dlouhé, SZ – JV směrem ukloněné pohoří o výměře 1671 km² (česká strana) s nejvyšším vrcholem Plechý (1378 m n. m.), která pozvolna navazuje na Šumavské podhůří (Demek a kol., 1965). Podhůří s výškovou členitostí 150 – 400 m je mnohem více rozčleněné erozní činností vodních toků, které vytvářejí příkrá, hluboce zaříznutá údolí (Chábera a kol., 1987). Nejvyšší vrchol Libín se nachází v Prachatické hornatině ve výšce 1096 m n. m.

Blatenská pahorkatina, Táborská pahorkatina a Českobudějovická pánev zastupují Českomoravskou subprovincii. Reliéf obou hornatin hodnotí Demek a kol. (1987) jako erozně denudační, který je místy tektonicky porušený, nalézající se převážně na moldanubických horninách a granitoidech středočeského plutonu. Tektonická sníženina Českobudějovické pánve, vyplněná mírně zvlněnými svrchnokřídovými až tercierními sedimenty, se nalézá ve výškách 370 – 450 m n. m. Od sousedních celků je výrazně vymezena zlomovými svahy (Demek a kol., 1965).

Švihovskou vrchovinu, jenž spadá pod Poberounskou subprovincii, tvoří strukturně denudační reliéf, který je ovlivněn neotektonikou, se strukturnímu hřbety barrandienského směru.

2.2.2. Geomorfologický vývoj

Současný geomorfologický ráz reliéfu je neustále modelován endogenními (vnitřními) a exogenními (vnějšími) procesy, který rozdělujeme na morfostrukturu a morfoskulpturu. Morfostruktura zahrnuje podloží o stejném geologickém základu včetně vlivů tektoniky a stratigrafickému uložení hornin. Vznik jednotlivých tvarů, vytvořených na povrchu země, přiřazujeme dle morfoskulpturní analýzy fluvialní, eolické, kryogenní, biogenní, akumulací a zvětrávací činnosti.

Geomorfologický vývoj studované oblasti se dá přesněji sledovat od prvohorního hercynského vrásnění, během kterého došlo k vyvrásnění Šumavy. Celé období druhohor bylo ve znamení rozsáhlé peneplenizace, která byla v období křídý narušena oživením tektonických zlomů (Chábera, 1985). V období třetihor docházelo, spolu s alpínským vrásněním, k postupnému ochlazení klimatu, které vedlo ke střídání glaciálů a interglaciálů (Chábera a kol.,1982).

Exogenní procesy probíhající během terciéru a kvartéru vytvořily dnešní podobu reliéfu. Spolupůsobení klimatických změn se zvětřováním vytvořilo zarovnané povrchy, které lze nalézt v centrálním pásu Šumavy ve výškách (1000 – 1200 m n. m). V Pošumavské oblasti, které je již dnes silně přemodelováno fluviálními procesy, se nacházejí menší zarovnané povrchy tzv. pedimenty pleistocenního stáří (Chábera, 1985).

Na vývoji dnešní říční sítě se podílelo působení tektonických, erozních a akumulacních procesů (Balatka a Sládek, 1962). Celé území jižních Čech však bylo ještě v pliocénu odvodňováno na jih (Chábera, 1985), i když někteří autoři s tvrzením nesouhlasili (Lehmann, 1917 in Chábera a kol., 1987). Dnes je však již známo, že saxonské vrásnění a působení neotektoniky značně ovlivnilo novodobý vývoj vodní toků, jejichž směr je v mnoha případech predisponován tektonickými zlomy. Povodí řeky Otavy bylo značně ovlivněno dvěma erozními bázemi - údolím Vltavy a třetihorním jezerem nacházející se na území dnešních Strakonic, ve kterém nalezneme křemenné a písčité plošiny. Na přechodu mezi šumavským podhůřím a Šumavou jsou známy případy zpětné eroze, která dala vzniknout například hornímu toku Otavy (Balatka a Sládek, 1962).

Kryogenní tvary jsou nejvíce zastoupeny kamennými moři, jejichž vznik je vázán na mrazové zvětřování a následné solifukční pohyby. Na Mářském vrchu (906 m n. m.) a v okolí Obřího hradu se nalézají nejlépe vyvinutá kamenná moře v jižních Čechách (Chábera a kol.,1982).

Ve studované oblasti se nachází Pošumavský kras, který vytváří několik menších jeskyní a nevyvinutých škrápů. Největším vytvořeným krasovým jevem je Strašínská jeskyně ležící v blízkosti Nezdického potoka, která je budována z metamorfovaného krystalického vápence (Chábera a kol., 1982).

2.3. Hydrologické poměry

Z hydrologického hlediska náleží celá oblast zájmu do povodí Vltavy. Většina vodních toků náleží do povodí Otavy, pouze Jelenka a Drnový potok odtékají do Úhlavy. Tato povodí

ve studované oblasti zabírají plochu: Otava 1998,9 km², Úhlava 156,6 km². V zájmové oblasti se nachází mnoho malých toků, v následujícím textu jsou popsány pouze hlavní toky a jejich důležité přítoky. Není-li uvedeno jinak jsou veškeré informace získány z prací Chábery a kol., (1985), Vlčka a kol., (1984) a topografických map.

Povodí Úhlavy:

Jelenka pramení na severním svahu Můstku v 1115 m n. m. Na svém 11,5 říčním km se setkává se Strážovským potokem a z pravé strany ústí do řeky Úhlavy v nadmořské výšce 408 m. Tok o celkové délce 17,8 km a plochou povodí 62,9 km² je orientován severním směrem a u svého ústí dosahuje průměrného průtoku 0,64 m³.s⁻¹. Nejdelší přítok Úhlavy který pramení ve studované oblasti je Drnový potok. Pramen se nachází severně od Nemilkova ve výšce 641 m n. m. Směr toku se shodný s Jelenkou. Jižně od Klatov, na 13 říčním kilometru, se stéká se svým největším pravostranným přítokem - Mochtínským potokem. Po 21,2 km vtéká do Úhlavy ve výšce 387 m n. m., kde dosahuje průměrného průtoku 0,65 m³.s⁻¹. Plocha povodí je 94,5 km².

Povodí Otavy:

Otava, největší jihočeský levostranný přítok Vltavy, vzniká soutokem Vydry a Křemelné ve výšce 627 m n. m, přičemž Vydra je považována za pramennou zdrojnicí. Celková délka toku je 113 km, ve zkoumané oblasti protéká 71 km. Horní tok až po Sušici vytváří hluboce zařízlá údolí. Sklon v pramenné oblasti rychle klesá od 50,6 ‰ na 15 ‰, od soutoku s Křemelnou plynule klesá na 4,5 ‰ (Balatka a Sládek, 1962). Střední tok protéká široce otevřeným údolím o sklonu 1,6 ‰. Dolní tok směřuje na východ přes Českobudějovickou pánev, Táborskou pahorkatinu a vstupuje do sevřeného údolí Orlické nádrže. U Zvíkova ústí do Vltavy v 346 m n. m. Povodí Otavy zabírá plochu 3788,2 km². Průměrný roční průtok v ústí činí 26,0 m³.s⁻¹.

Mezi větší pravostranné přítoky Otavy patří 15,6 km dlouhá Losenice, která odvodňuje 54,4 km² a pramení SSZ od Přilby ve výšce 1118 m n. m. Tok je orientován na sever, kde v oblasti hradiště Obří hrad mění svůj směr na SZ. U Rejštejna (558 m n. m.) ústí do Otavy s průměrným průtokem 0,65 m³.s⁻¹.

Nezdický potok patří mezi pravostranné přítoky Otavy. Pramen se nachází JJZ od Pohorska (948 m n. m.). V oblasti Strašínské jeskyně vytváří zákrutu, získává severní směr, který si zachovává až do ústí. Tok o celkové délce 16,5 km, s průměrným průtokem v ústí 0,37 m³.s⁻¹, zaujímavější plochu povodí 75,3 km², se u Žichovic vlévá do Otavy.

Pramen Novosedelského potoka se nachází SV od Strašína v 657 m n. m. Zprvu východní směr se prudce mění u vrchu Hůrka na SSV. Na 13 km přibírá svůj největší přítok - Mačický potok. Dolní úsek toku teče až po ústí (397 m n. m.) východním směrem. 23,2 km dlouhý potok odvodňuje 101,3 km² s průměrným průtokem 0,43 m³.s⁻¹.

Druhý největší pravostranný přítok Otavy je řeka Volyněka. Vyvěrá v nadmořské výšce 1115 m n. m. JV od Světlé Hory. Bystřinný horní tok protéká Světlohorskou vodní nádrží. Řeka si při své délce 46,1 km zachovává relativně přímočarý SV směr. Své největší přítoky přijímá na 27,5 km (levostranný přítok Spůlka) a 8,5 km (levostranný přítok Peklov). Řeka odvodňuje 413,1 km² a ve Strakonících ústí do Otavy (388 m n. m.) s průměrným průtokem 3,09 m³.s⁻¹.

Spůlka pramenící severně od vrcholu Přílba v nadmořské výšce 1099 m n. m. odvádí vodu z povodí o ploše 104,2 km². Říčka teče, po soutok s Mladíkovským potokem, SV směrem, kde se obrací k VJV a tento směr je zachován po soutok s Volyňkou (548 m n. m.). Celková délka toku činí 19,2 km s průměrným průtokem v ústí 1,00 m³.s⁻¹.

Další významný přítok Peklov pramení v SZ od Vrbic (742 m n. m.) a u Němčtic ústí do Volyňsky ve výšce 428 m n. m. Tok o délce 17,7 km odvodňuje plochu 80,5 km². Průměrný průtok činí 0,36 m³.s⁻¹.

Nejdelší pravostranný přítokem Otavy je řeka Blanice. Pramení severně od Knížecího stolce ve výšce 972 m n. m. Horní tok protéká hlubokým údolím s průměrným sklonem 20,2 ‰. Svou dravost ztrácí díky vystavěné vodní nádrži Husinec. V rozšířeném údolí středního toku vytváří řeka oblouk a směřuje k severovýchodu, kde na 43 říčních km přijímá Zlatý potok. Severně od Protivína mění směr na SZ, který si ponechává až po ústí s Otavou (362 m n. m.). Celková délka 93,3 km odvodňuje 860,5 km² s průměrným průtokem 4,23 m³.s⁻¹.

Nejdelší, 35,5 km dlouhý, přítok Blanice Zlatý potok pramení severně od Skříněrova ve výšce 910 m n.m. Tok je orientován JV směrem, na svém 6,5 km se prudce stáčí na sever a tento směr udržuje po ústí u obce Blanice (429 m n. m.). Povodí potoka měří 92,4 km² a průměrný průtok v ústí činí 0,60 m³.s⁻¹.

Levostranný přítok Ostružná (39,4 km) patří díky svému průběhu mezi nejzajímavější toky v oblasti. Pramení SV od Hadího vrchu v 938 m n. m. Zpočátku proudí SZ směrem, po obkroužení Hamerského vrchu mění svůj směr na S až SV. Severně od vrchu Zahradka se stáčí na východ a takto pokračuje až po obec Velhartice, kde opět mění směr na SV. Od obce Kolinec proudí až po soutok s Otavou (452 m n. m.) stejným JV směrem. Řeka o rozloze povodí 169,1 km², spolu se svými hlavními přítoky (Šukačka, Jindřichoviccký potok, Kalný

potok, Tedražický potok, Kunovický potok a Svojšický potok), dosahuje v ústí průměrného průtoku $1,23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Volšovka pramení SSZ od obce Radkov ve výšce 914 m n. m. Zpočátku směřuje na JV, kde se stáčí vlevo (10 říční km) a mění směr na SZ. Na 11 říčním kilometru přibírá svůj největší levostranný přítok Kepelský potok. Odtud teče převážně východním směrem až po soutok s Otavou. Řeka má délku 16,4 km, plochu povodí 74,8 km² a průměrný průtok při ústí $0,86 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

V Kepelských mokřadech pramení 8,5 km dlouhý Kepelský potok v nadmořské výšce 935 m n. m. a ústí do Volšovky v 532 m n. m. Potok nejprve teče na SV, u obce Puchverk mění svůj směr na východní. Celková plocha povodí zabírá 25,3 km² a průměrný průtok činí $0,32 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

2.4. Klimatické poměry

Podnebí jižních Čech je považováno za přechodné mezi oceánským a kontinentálním klimatem. Především vertikální členitost terénu a orientace pohoří nejvíce ovlivňuje klima dané oblasti.

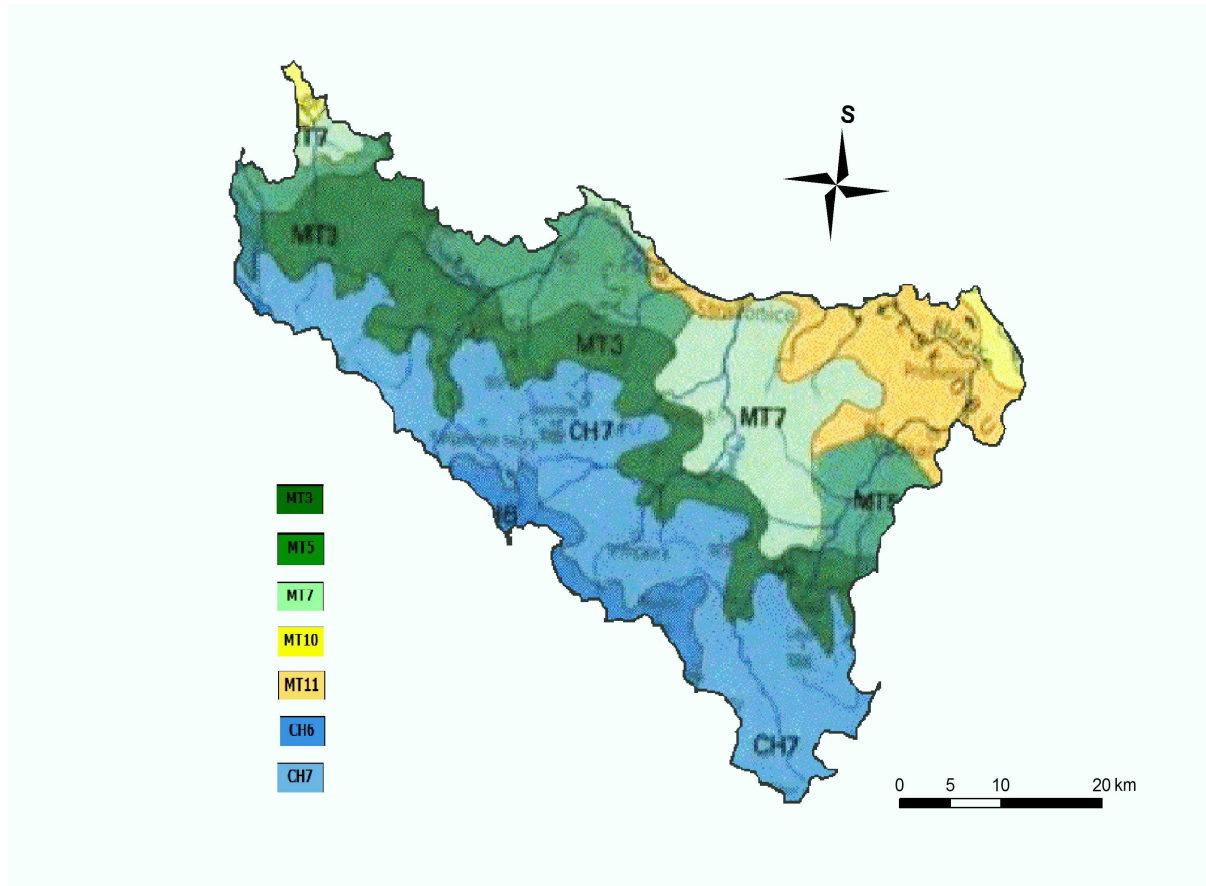
Srážky, které jsou přinášeny oceánským prouděním z Atlantského oceánu, dosahují v nejvyšších místech území 1200 mm (Atlas podnebí Česka, 2007). Od vrcholných částí Šumavy směrem do Čech intenzita srážek klesá. Severovýchodní svahy Šumavy (okolí Borové Lady, Nových Hutí, Strážného) se nacházejí ve srážkovém stínu, kde průměrně napadne 700 mm za rok (Chábera a kol. 1987).

Hodnoty průměrné roční teploty jsou spjaty v nadmořskou výškou. Nejnížší teploty se vyskytují na šumavských pláních, kde díky specifickým povětrnostním podmínkám, klesá na 3°C (Atlas podnebí Česka, 2007). Naopak mezi nejteplejší místa patří Českobudějovická pánve a oblast soutoku Blanice s Otavou (Chábera a kol., 1985).

Převažující západní proudění s menšími odklony k severu a k jihu je značně ovlivňováno reliéfem Šumavy (Chábera a kol., 1985). Ve vysokých polohách dosahuje rychlost větru více než $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, která nabývá hlavně v zimních měsících. V JV oblasti území, kde se vyskytují velké rybníky, vznikají vertikální vzdušné proudy, které snižují hodnotu průměrné roční rychlosti větru pod $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Do území také zasahuje vliv alpského fénu, který přináší suchý vzduch a výrazně tak ovlivňuje množství srážek (Chábera a kol., 1985).

Studovanou oblast zájmu vymežeme dle Quitta (1971) do sedmi klimatických oblastí (obr. 4). Nejteplejší mírně teplé oblasti MT10 a MT11 zasahují do českobudějovické pánve,

klatovského výběžku a okolí Strakonice. Ostatní mírně teplé oblasti (MT3, MT5, MT7) se nalézají v šumavském podhůří a kopírují SZ – JV směr. Chladné oblasti CH6 a CH7 zaujímají zbylé území, které pozvolna přechází do vyšších nadmořských výšek Šumavy. Základní hodnoty daných klimatických oblastí nalezneme v příloze 3.

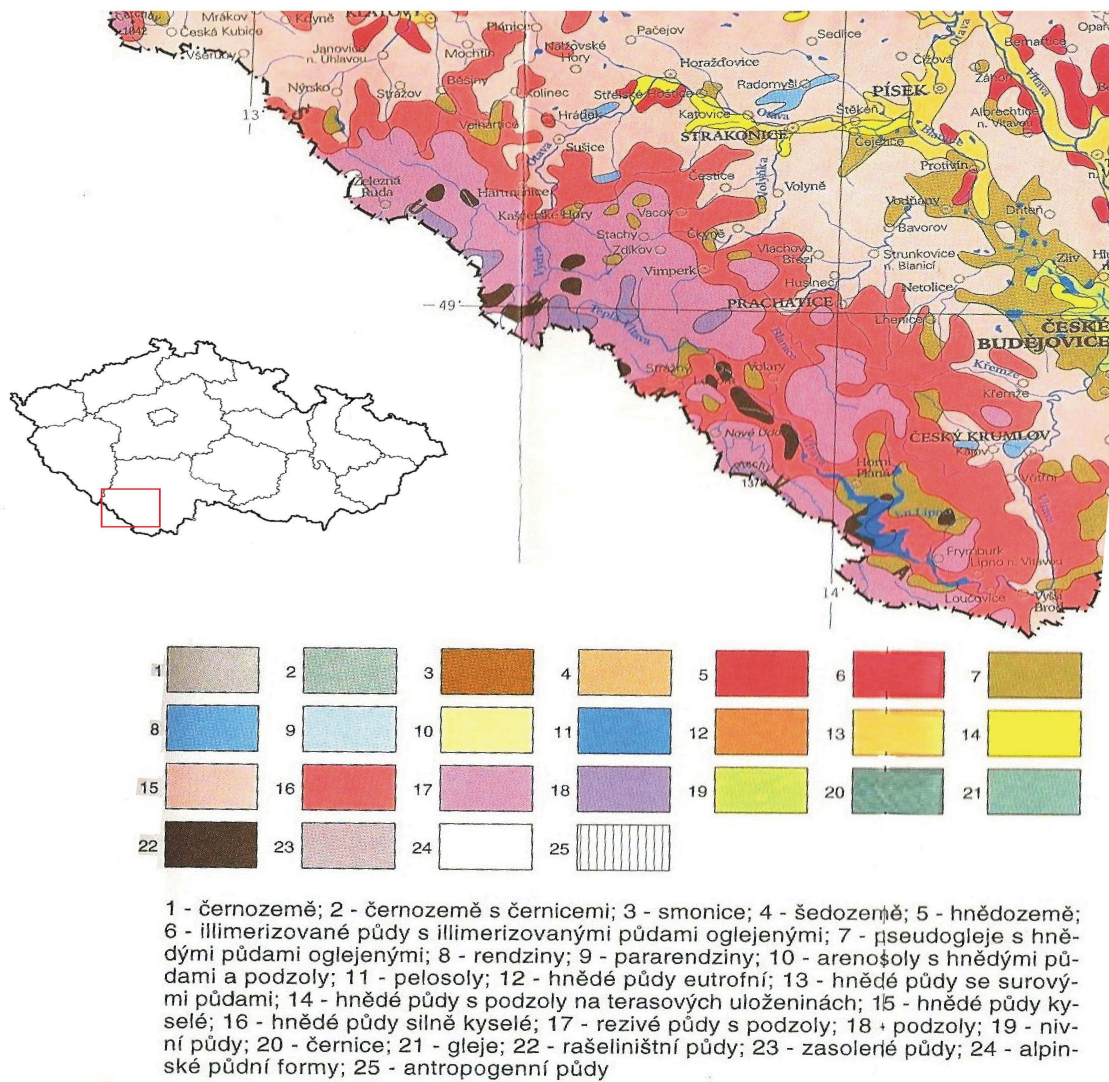


Obr. 4. Klimatické oblasti studovaného území podle Quitta (1971).

2.5. Pedologické poměry

Samotný vývoj jednotlivých půdních druhů je nejvíce ovlivněn klimatem, typem reliéfu, půdotvorným substrátem a hydrologickými poměry. Tyto faktory mají zásadní vliv na půdní uspořádání i ve studovaném území (Chábera a kol., 1985). Podle půdní mapy České republiky (obr. 5) se v oblasti zájmu nacházejí pseudogleje, podzoly, hnědé půdy, rezivé půdy, rendziny a nivní půdy. U půd je dobře patrná zonálnost podle zvyšující se nadmořské výšky (Tomášek, 2007).

Pseudogleje, typické pro křídové a terciérní sedimenty, jsou nejvíce rozšířeny v plochém reliéfu Českobudějovické pánve, setkáváme se však s nimi i v malých lokalitách terénních sníženin (Chábera a kol., 1985). Plynule zavazující hnědé půdy, které jsou nejrozšířenějším typem půd jižních Čech, vznikaly především na metamorfovaných horninách (žula, rula, svor, granulit), které zapříčinily kyselost půdy (Tomášek, 2007). V oblasti se nacházejí čtyři subtypy hnědých půd. Hnědé půdy se surovými půdami a hnědé půdy s podzoly na terasových uloženinách (na horních tocích Otavy a Volyňky). Rozšířenější hnědé půdy kyselé a hnědé půdy silně kyselé, které přecházejí ve vyšších nadmořských výškách (nad 600 m .n .m) v rezivé půdy (Tomášek, 2007). Podzoly, které jsou vázány na horských zvětralý reliéf, jsou hodně skeletovité a vyskytují v několika malých oblastech okolo 1000 – 1200 m .n .m. (Chábera a kol., 1985). Díky příhodnému mikroklimatu je nalezneme i na severní straně pohorí Šumavy ve výšce 800 m n. m. (Tomášek, 2007). Pouze malou oblast zaujímají rendziny, které jsou typické pro karbonátové horniny pošumavského krasu, jejímž hlavním půdotvorným procesem je humifikace. Vývojově mladé nivní půdy, jenž jsou často ovlivňovány akumulací činností řek, kopírují horní toky Otavy, Blanice a Volyňky (Chábera a kol., 1985).



Obr. 5. Mapa půd studované oblasti, (legenda ponechána pro celou ČR) (Tomášek, 2007).

3. ZMĚNY ŘÍČNÍ SÍTĚ – REŠERŠE

3.1 Procesy způsobující změny říční sítě

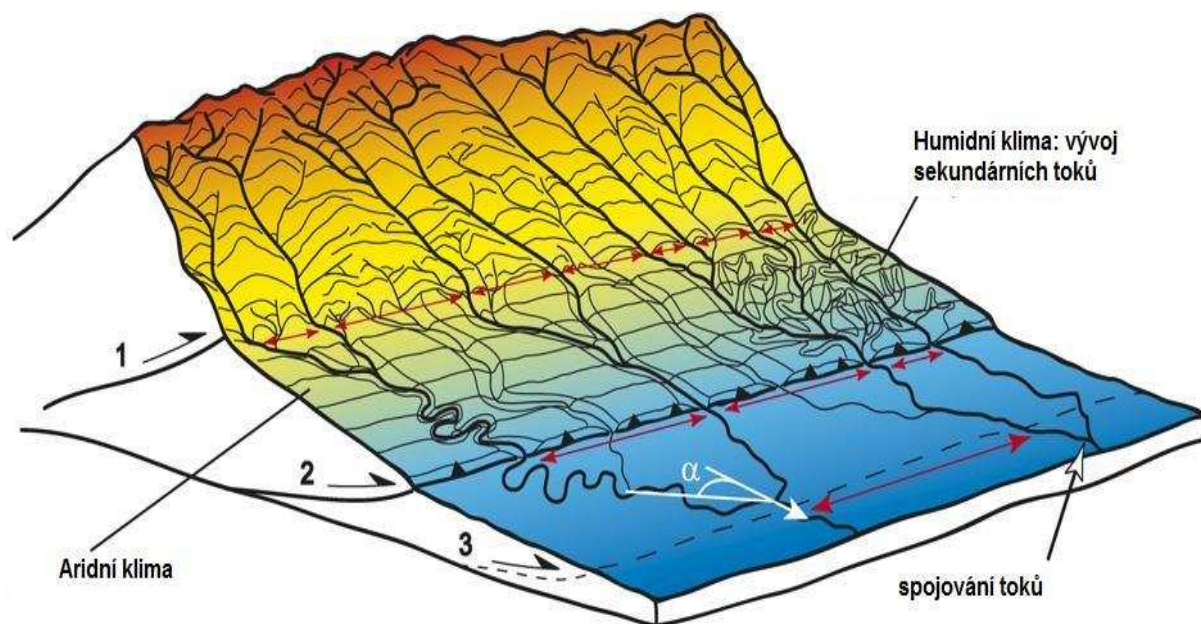
Nejvýznamnější vliv na změnu říční sítě mají tektonické a svahové procesy, zpětná a boční eroze a antropogenní činnost. Tyto projevy je možné prokázat díky změnám které vytvářejí: změny v podélném profilu toku, vznik náčepního lokte a „wind gaps“, změny v poměru velikosti mezi záplavovým územím a tokem, změny velikosti a obsahu sedimentů v toku nebo průnik toku topografickou překážkou.

3.1.1. Tektonika

Tektonické pochody, které neustále probíhají v zemském plášti a kůře, se podílejí na formování reliéfu. Vznik reliéfu probíhá spojitou nebo nespojitou deformací hornin, které se rozlišují podle toho, zda dochází k porušení jejich celistvosti (Demek, 1987). Spojité deformace jsou typické pro zvrásněný reliéf s antiklinálními vyvýšeninami a synklinálními sníženinami. Naopak nespojité deformace tvoří rozlámaný reliéf s puklinami a zlomy. Demek (1987) rozděluje směr tektonických reliéfových pochodů na horizontální a vertikální. Horizontální pohyby zemské kůry vedou ke změně topografie podél zlomů, na které se mohou navázat vodní toky. Vertikální tektonické pohyby mění zemský povrch, při kterém dochází k poklesu, zdvihu, nebo uklonění reliéfu. Tato změna nadmořské výšky povrchu ovlivňuje energii toku, podmiňuje rozvoj svahových procesů a způsobuje změny v unášecí rychlosti, akumulaci a erozi (Twidale, 2004; Maher, 2007). Tektonické procesy tak způsobují jak samostatné změny v toku, tak i změny u ostatních procesů. Pro charakter těchto změn je důležité, jak rychle tektonické procesy probíhají a jaká část toku (horní, střední, dolní) probíhá tektonicky pozměněným povrchem, jelikož každý úsek má jinou fluvialní dynamiku a reaguje na změny rozdílným způsobem (Castelltort a Simpson, 2006).

Na horních úsecích řek, které jsou zasaženy tektonickým zdvihem, je nejčastějším projevem zvýšená erozní schopnost z důvodu zvýšení sklonu koryta. Zatímco střední a dolní části toku, které mají pomalejší rychlost eroze díky malému sklonu, reagují na tektoniku pozvolněji (obr. 6). Primární odezva na tektonickou změnu se projevuje změnou svahu koryta, tvaru koryta a velikosti zrn sedimentu. (Holbrook a Schumm, 1999; Jain a Sinha, 2005; Castelltort a Simpson, 2006). Důkazem aktivní tektoniky může také být degradace a agradace toku. Degradace a agradace činnost vyvolává změny v morfologii koryta, které narušují stávající rovnováhu toku a způsobují tak další podružné změny (Jain a Sinha, 2005). Působení tektoniky se dá také rozpoznat z podélného profilu, sklonu říčních teras, koryt a

vlastností meandru, které reagují na pozvolný tektonický vývoj a tudíž pomalé změny sklonu (Schumm, 1986).



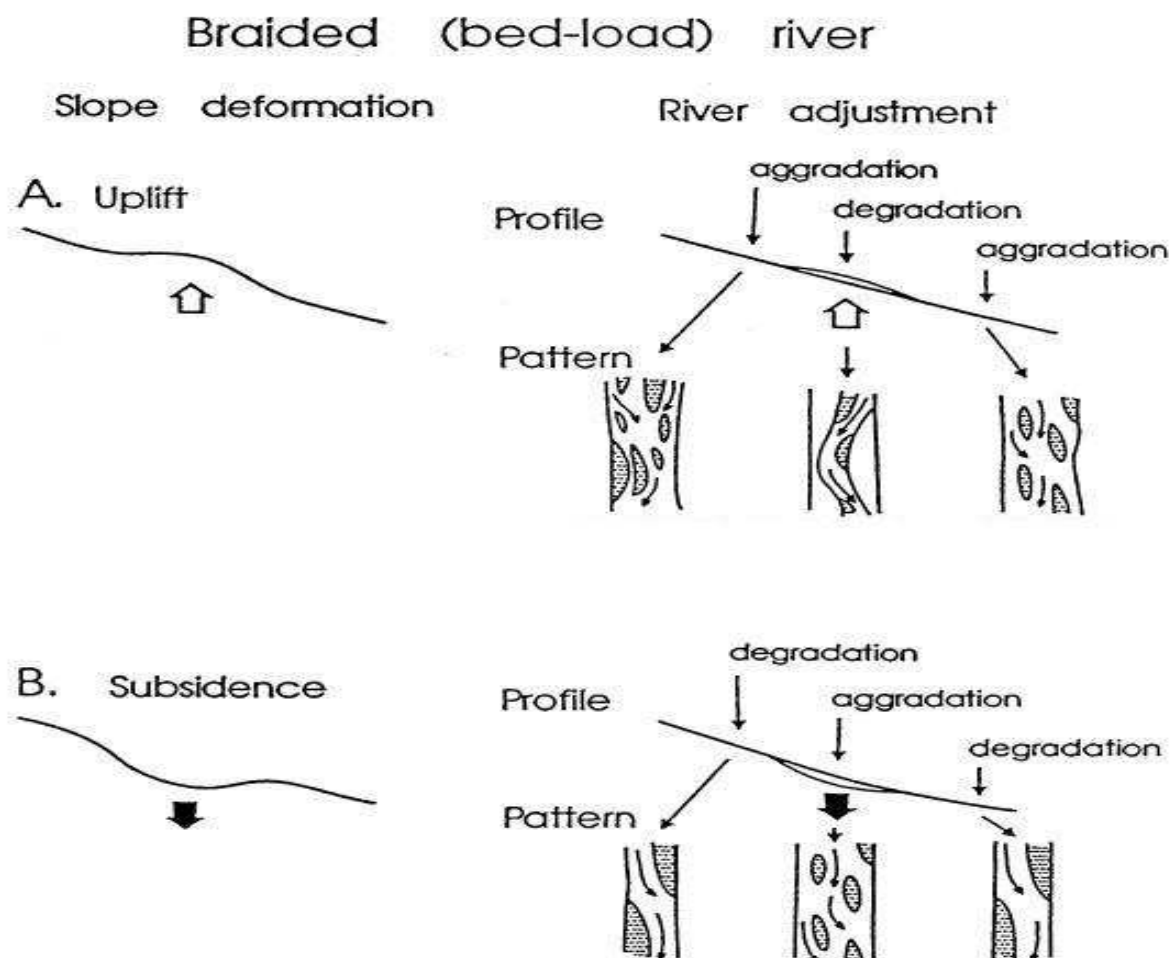
Obr. 6. Vývoj říční sítě v reliéfu. Proudění toku z horských oblastí do nížinných vede k jejich slévání a zvyšování vzdálenosti (červená šipka). Vzdálenost závisí na úhlu (α) mezi tokem a sklonem svahu. Vyzdvižení může vést k rozvoji sekundárních toků, které mají malý rozsah a nejsou rozšířené po celé oblasti zdvihu jako primární toky. (upraveno podle Castelltort a Simpson, 2006).

Mezi nejcitlivější indikátory změn patří aluviální toky, které jsou tvořeny vlastními sedimenty, jejichž morfologie je výsledkem erozivní síly toku a odolnosti koryta a břehů (Schumm, 2002). Ne vždy však tyto změny souvisejí s aktivní tektonikou. Například antropogenní činnost nebo klimatické změny mohou změnit rychlost průtoku, transport materiálu a tím ovlivnit tok. Proto je vždy vhodné hledat i jiné důkazy o indikátorech, které by mohly zapříčinit změnu toku. Obecně platí, že vyzdvižený reliéf je charakterizován zaříznutým tokem s malým poměrem šířky k hloubce koryta a degradačními procesy. Pokles reliéfu se naopak vyznačuje mělkým korytem s agradačními procesy a častými záplavami (Ouchi, 1985; Holbrook a Schumm, 1999).

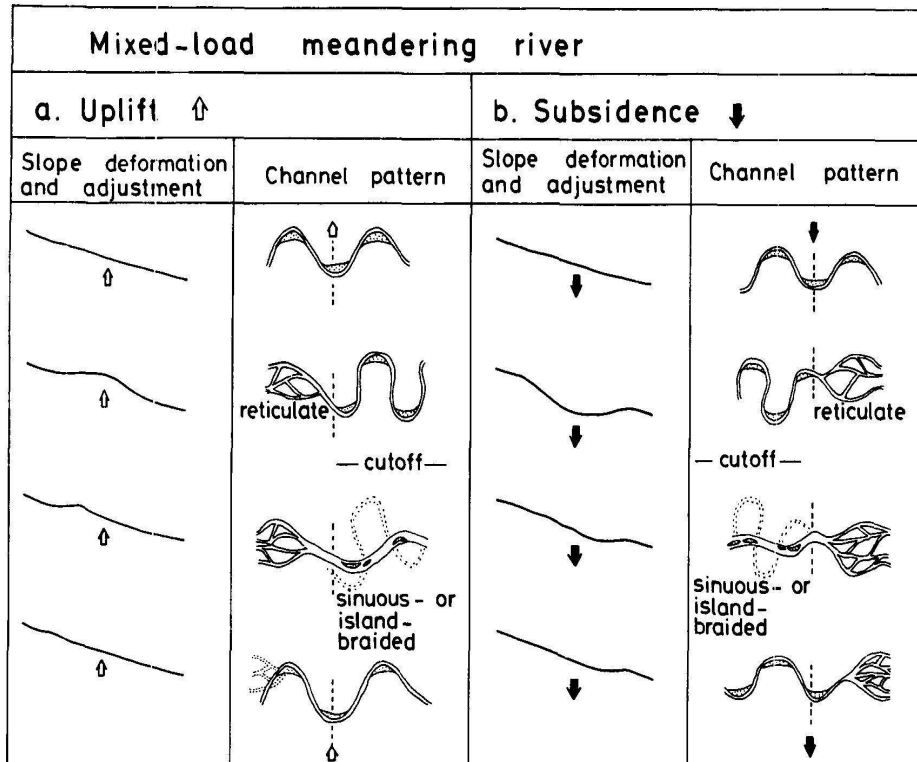
Na těchto předpokladech je založena Schummova klasifikace (1981 in Schumm et al., 2002), která vypovídá o změnách aluviálních toků při antiklinálním výzdvihu a synklinálním poklesu. Jde o tři typy vývoje toků závisících na změně sklonu údolí a typu sedimentu (obr. 7, obr. 8, obr. 9). „Divočící“ toky (braided river) mezi akumulacemi splavenin, které jsou transportovány po dně unášecí schopností toku, mají před i za místem zdvihu agradační projev. V centrální části zdvihu je rychlost toku snížena díky mírnějšímu sklonu koryta, v tomto místě převládá degradace. Proto se tok lépe zařezává do vlastních sedimentů a

formuje své říční terasy. Reakce „divočících“ toků na pokles reliéfu probíhá zcela obráceným způsobem (obr. 7). Druhým a třetím typem jsou meandrující toky se smíšeným sedimentem respektive se sedimentem obsaženým pouze v suspenzi. Meandrující tok, s oběma typy sedimentu, se proti směru proudu od tektonického zdvihu a po proudu od poklesu rozděluje do více kanálů a rozšiřuje tak své záplavové území (obr. 8, 9). Typický vliv aktivní tektoniky se nachází například u řeky Baghmati ve východní Indii (Jain a Sinha, 2005). Zdvih a pokles reliéfu se projevil stlačením meandrů, konvexním tvarem podélného profilu, změnou proudění z důvodu změny v místním svahu a rozsáhlými oblastmi zamokření se zvýšeným množstvím záplav (Jain a Sinha, 2005).

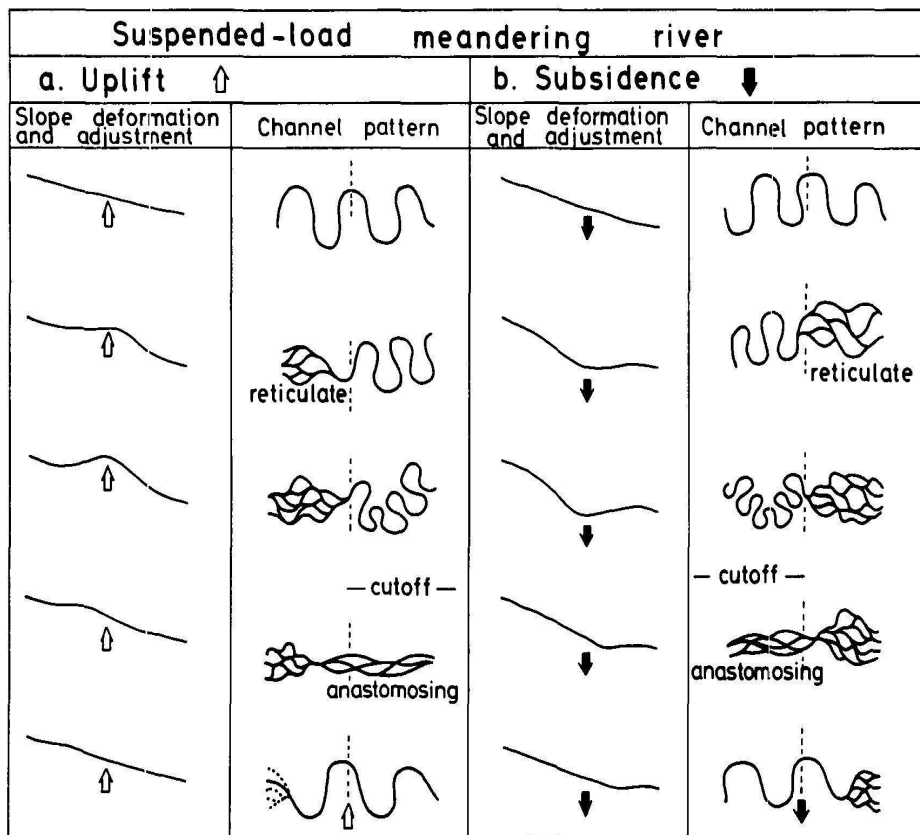
Skutečné reakce toků na aktivní tektoniku však nemůžeme hodnotit jen podle Schummovy klasifikace. Změny vyvolané tektonikou se mohou lišit tok od toku, jelikož každý tok má jiné hydrologické charakteristiky (tvar a velikost povodí, rychlost průtoku, odtoková výška, hustota říční sítě, sklon koryta a další) (Gregory a Schumm, 1987 in Jain a Sinha, 2005).



Obr. 7. Vývoj „divočících“ toků na: a) antiklinální zdvih, b) synklinální pokles. Upraveno podle Ouchi (1985).



Obr. 8. Vývoj meandrujících toků se smíšeným sedimentem na a) antiklinální zdvih, b) synklinální pokles. Postupný vývoj v čase. Upraveno podle Ouchi (1985).



Obr. 9. Vývoj meandrujících toků se sedimentem obsaženým v suspenzi na a) antiklinální zdvih, b) synklinální pokles. Postupný vývoj v čase. Upraveno podle Ouchi (1985).

Tektonicky vyzdvižený reliéf není pro tok nepřekonatelnou překážkou. Dočasné změny erozních, transportních a akumulčních schopností toku se snaží rychle navrátit do původní podoby a udržet tak rovnovážný stav toku. Například vznik antecedentního údolí vypovídá o určité reakci toku na pozvednutí reliéfu. Vznik tohoto typu údolí je podmíněno dlouhotrvající a především rychlejší hloubkovou erozí, která převládá nad rychlostí tektonického zdvihu (Coleman, 1958; Schumm, 1986; Twidale, 2004; Douglas a Schmeckle, 2007). Takovéto údolí vytváří například Váh při průchodu mezi Malou a Velkou Fatrou, nebo Salzach mezi Vysokými Taurami a Kitzbühelskými Alpami (Coleman, 1958). Převládá-li rychlost zdvihu nad erozí, nastává situace, během které si tok hledá novou cestu. Příkladem může být změna směru řeky Vltavy během alpínské orogeneze, která začala téct na sever.

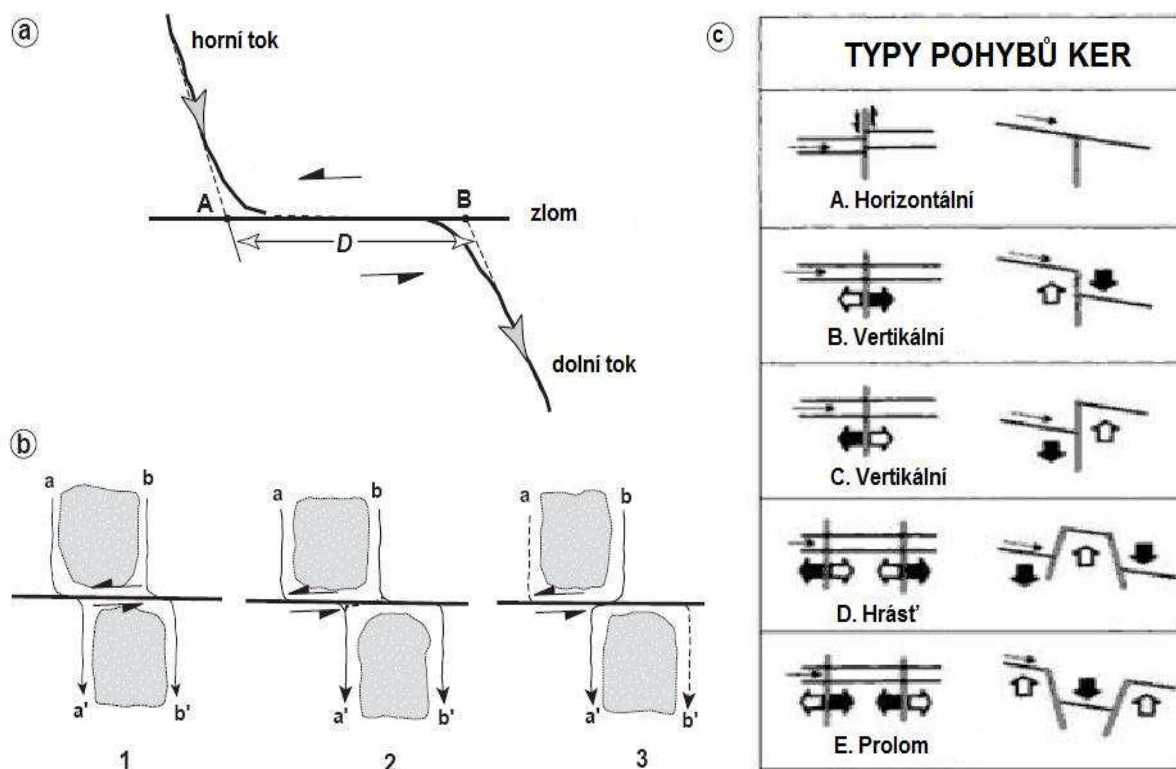
Většina řek protékající tektonicky aktivní oblastí vytváří antecedentní údolí (Twidale, 2004). Ne vždy však existují dostatečné důkazy které totožnost antecedentního údolí dokazují (Twidale, 2004). Jedním z hlavních důkazů je udržení stejného směru proudění po průchodu vyzdviženým reliéfem. Stratigrafické a topografické záznamy, odolnost hornin a deformace říčních teras patří mezi další důkazy ze kterých se lze dozvědět o antecedentním původu (Douglas a Schmeckle, 2007; Coleman, 1958). Zejména odolnost hornin má značný vliv na rychlost hloubkové eroze toku. V málo odolných horninách se řeka rychleji zařezává a výzdvih reliéfu může postupovat rychleji, aniž by došlo k narušení rovnováhy mezi tokem a povrchem. Pro zachování rovnováhy v odolnějších horninách vyžaduje řeka pomalý zdvih, jinak může nastat odklonění toku. Otázkou ovšem zůstává co lze považovat za rychlý a pomalý zdvih. Záleží na vlastnostech reliéfu (typ hornin), toku (rychlost, tvar, sklon) a energii, která pohyby vyvolává. (Coleman, 1958).

Pro reliéf na tektonicky porušených horninách jsou typické pohyby ker podél zlomů, které svým poklesem nebo zdvihem vytvářejí zlomové svahy (Demek, 1987). Zlomové struktury se pohybují horizontálním i vertikálním směrem a vytvářejí tak změny v říční síti (obr. 10).

Při horizontálním posunu ker podél zlomu se mezi nimi vytváří úzký prostor, který poklesává a vytváří tak nové dočasné koryto toku. Voda tímto vzniklým korytem protéká po určitý úsek, jehož délka je souhlasná s délkou vyrovnání toku (D v Obr. 10a). Z toho vyplývá, že řeka se poté navrací do koryta na protější kře, které ale nemusí být původní (Fu, et al., 2005). Pro návrat toku do původního koryta, které je posunuto vlivem tektonických pohybů, je důležitý směr, ze kterého přitéká ke zlomu. Podle Allena (1962 in Ouchi, 2005) je kolmý směr toku na zlom nejlepším předpokladem pro jeho vyrovnání, v opačném případě bude tok stále sledovat poruchu zlomu. Vyrovnání toku protékajícího přes zlomové pásmo je často složité. Opakující se pohyby ker mohou způsobit zachycení proudu jiným tokem a následné

vyschnutí původního koryta (obr. 10b) (Fu et al., 2005). Velkou roli také hraje orientace svahu ke zlomu, která může způsobit odchýlení toku opačným směrem (Huang, 1993). Vyrovnání toku bývá často jediným důkazem o posunu zlomu, ačkoliv ne všechny toky procházející přes zlom jsou jím pozměněny (Huang, 1993; Ouchi, 2005; Fu et al., 2005). Především mladé řeky, jejichž vývoj je datován teprve od posledního pohybu na zlomu, nebo toky na aluviálním kuželu, které své koryto změnily v relativně nedávné době, nemusejí nést znaky tektonického vlivu (Ouchi, 2005).

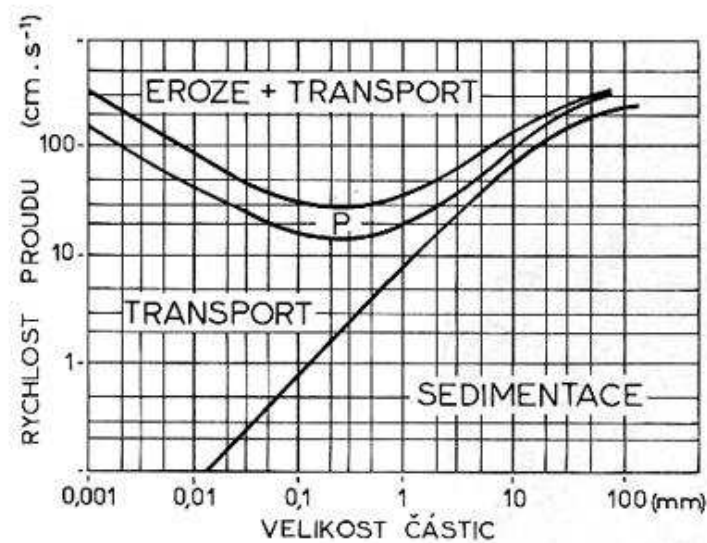
Vertikální pohyby podél zlomů vedou ke zdvihu a poklesu ker (obr. 10c). Spojením těchto vertikálních pohybů dochází ke vzniku hrástí a prolomů. Reakcí toků na změnu svahu jsou agradační a degradační procesy, které mají podobné projevy jako u antiklinálního zdvihu a synklinálního poklesu zvrásněného reliéfu (Schumm, 2002). Dokonce i malé vertikální posuny mohou vést ke spuštění agradačních a degradačních procesů u velkých toků (Schumm, 2002). Například rychlejší vertikální pohyb ker může přehradit tok, který reaguje vznikem hrazeného jezera nebo zcela změní své koryto a dále teče podél zlomu.



Obr. 10. Pohyby ker podél zlomů. a) průchod toku přes zlom, D = délka vyrovnání toku; b) vývoj vyrovnání toku způsobené zachycením proudu jiným korytem; c) typy pohybů ker podél zlomu, šipka znázorňuje směr proudění. Upraveno podle Schumma (2002) a Fu (2005).

3.1.2. Eroze

Eroze toku je způsobena samotným prouděním vody nebo unášeným materiálem, který způsobuje boční, hloubkovou a zpětnou erozi, jež vyvolávají rozšiřování a prohlubování říčního koryta (Horník a kol., 1986). Erozní činnost vody je vždy spojena i s transportní a akumulací činností toku, které reagují na měnící se podmínky toku (obr. 11). Intenzita eroze tak záleží na průtoku, rychlosti vody, odolnosti koryta a břehů, hydraulických vlastnostech a množství unášeného sedimentu (Demek, 1987).



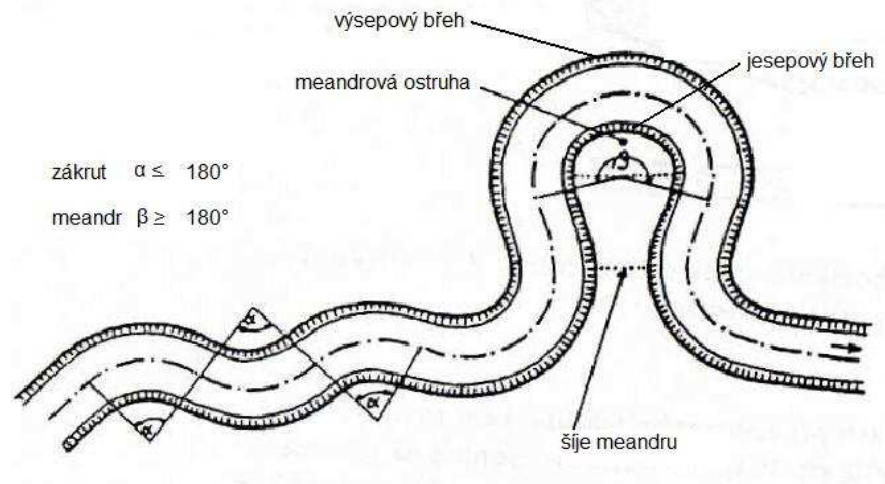
Obr. 11. Chování částic v závislosti na jejich velikosti a na rychlosti vodního proudu. Eroze působí pouze u vyšších rychlostí, střední rychlost umožňuje transport a menší rychlost sedimentaci. Převzato z České geologické služby [online].

Práce je zaměřena pouze na boční a zpětnou erozi, jelikož tyto procesy způsobují podstatné změny v říční síti, jakými jsou například změny hranic v jednotlivých povodích, vychylování nebo načepování toků. Naopak hloubková eroze, která způsobuje prohlubování koryta, není součástí řešeršní části, protože se neprojevuje zásadními změnami v říční síti. Horník a kol. (1986) však považují zpětnou erozi, spolu s evorzí, za projevy hloubkové eroze.

3.1.2. 1. Boční eroze

Boční eroze je hlavním činitelem, který působí na břehy toků a podílí se tak na jejich rozšiřování a posunu říčního koryta. Nejčastěji se tento projev eroze vyskytuje na středních a dolních tocích, převážně v údolních nivách, kde vytváří meandry (Horník, 1986; Demek, 1987; Twidale, 2004). V údolní nivě vytváří tok přímé nebo zvlněné úseky. Zvlněné úseky se označují jako zákruty a meandry. Pokud mají zvlněné úseky větší délku, než je polovina obvodu kružnice nad jeho tětvou, nazýváme je meandry. Středový úhel oblouku je větší než

180° (obr. 12) (Demek, 1987). Pro zvlněné úseky jsou typické výseповé a jeseповé břehy. Na výseповé břehy působí boční eroze, naopak na jeseповých březích dochází k sedimentaci transportovaného materiálu.



Obr. 12. Schéma říčního zákrutu a meandru (Demek, 1987), upraveno.

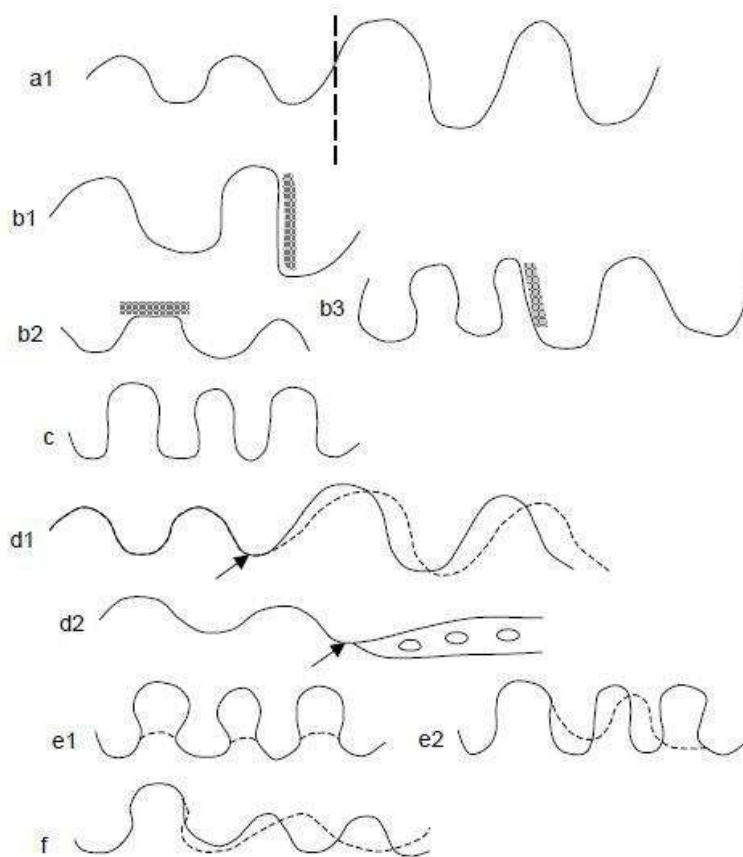
Obecně se rozlišují volné a zaklesnuté meandry (Demek, 1987), někteří autoři navíc definují další typy - Twidale (2004) hluboce zaříznuté meandry a Nicoll a Hickin (2010) omezené meandry. Všechny tyto typy se mohou vyskytovat jak jednotlivě, tak i tvořit meandrový pás (Demek, 1987). Hluboce zaříznuté meandry nalezneme v mnoha horských oblastech (Zagros, Zambezi pod Viktoriinými vodopády, řeka Colorado) (příloha 4). Svůj tvar mají podle meandrujícího toku, který kdysi protékal nízkým reliéfem. Vlivem snížení základní erozní báze například v důsledku tektonického zdvihu, globálního poklesu mořské hladiny či zachycením jiným tokem je zvýšena erozivní síla toku, která dala vzniknout těmto typům meandrů (Twindale, 2004). Omezené meandry jsou typem meandrů, které se nemohou plně vyvinout díky odolnějším horninám a sedimentům. Mnoho takových řek je například vázáno na údolí vytvořené ledovcovými splazy. Boční eroze je omezena úzkým údolím a tok vytváří asymetrické oblouky s nápadným pravouhlym ohybem (příloha 5). Rozdílný vzhled omezených meandrů od volných meandrů naznačuje odlišnou geometrii a dynamiku toku (Nicoll a Hickin, 2010).

Tvar a rychlost pohybu meandrů jsou značně závislé na typu krajiny, ve kterém se nachází. Lagasse et al., (2004) seskupil základní prvky, které ovlivňují vývoj a morfologii meandrů. Podle způsobovaných změn jsou rozděleny do 8 kategorií.

1. Tektonické procesy způsobují změnu vlnitosti a zvýšení rychlosti pohybu meandrů díky změně sklonu říčního koryta (obr. 13a₁). Jednotlivé reakce meandrujícího toku na

zlomy, zdvihy a poklesy jsou již popsány v předchozí kapitole 3.1.1 o tektonických procesech.

2. Odolný materiál (sklaní výchozy, odolnější sediment) nacházející se v okolí koryta může zabránit degradaci a posunu koryta. Vzniká tak asymetrický tvar meandru. (obr. 13b_{1,2,3}).
3. Jemně zrnitý sediment, který vytváří záplavové území, dává vzniknout velkým a pravidelným meandrům o stejném tvaru (obr. 13c).
4. Velký objem unášeného sedimentu přispívá k rychlé boční erozi a posunu meandrů (obr. 13d₁). Meandrující tok se může změnit v divočící (obr. 13d₂).
5. Erozní síla toku může prořezat meandrovou šíjí (obr. 13e₁), což zvýší dodávky sedimentu a urychluje vývoj toku nebo způsobí další prořezání na spodních meandrech. Zvýšená boční eroze může způsobit prořezání toku po proudu a značně změnit koryto (obr. 13e₂).
6. Změna tvaru meandru může změnit směr proudění toku a ovlivnit tak další oblouky v meandrovém pásu (obr. 13f).
7. Vegetace značně ovlivňuje boční erozi, především kořenový systém, které zpevňuje břehy.
8. Antropogenní činnost může výstavbou přehrad, zpevněním břehů či umělým prořezáním meandru zcela změnit celou oblast údolní nivy.

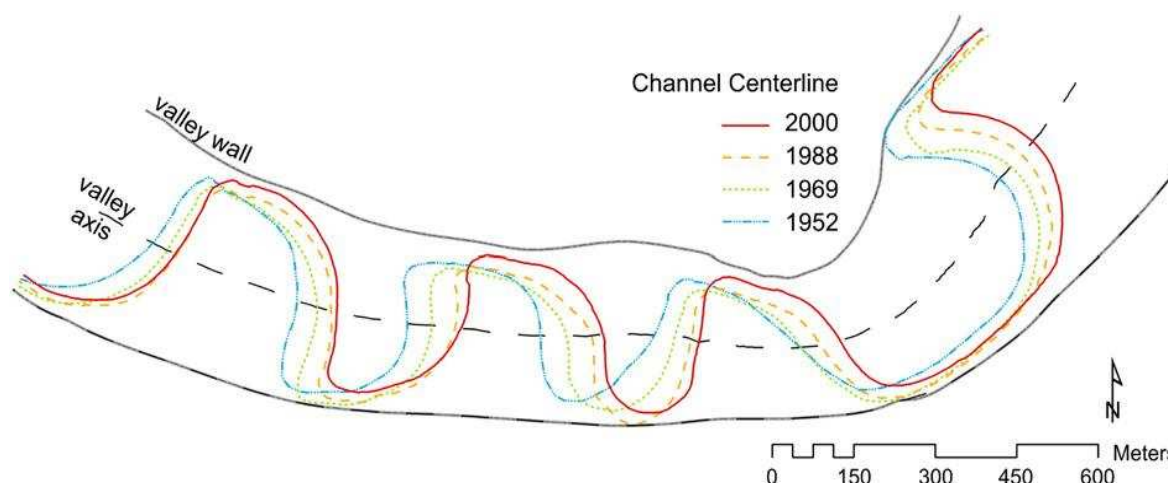


Obr. 13. Schéma vývoje meandrujícího toku na vnější vlivy (Lagasse et al., 2004).

Podle Nicolla a Hickina (2010) rychlost pohybu meandru závisí na poměru boční erozivní síly toku a odolnosti břehů. Na boční erozivní síle se podílí energie toku a šířka koryta a na odolnosti břehů geometrie toku, výška a horninové složení břehů a břehová vegetace. Dalším důležitým prvkem je sklon koryta, který u zakřivených toků dosahuje malých hodnot a umožňuje tak vznik zákrutů a meandrů (Calvache a Viseral, 1995). Tyto prvky se podílejí na rychlosti pohybu meandru, avšak ne vždy stejným dílem. Nanson a Hickin (1986) ve výzkumu západních kanadských řek považují za nejdůležitější horninové složení břehů, kde je posun koryta vázán na odolnost břehů a rychlost transportovaného materiálu korytem. Naopak Burckhardt a Todd (1998) při zkoumání řeky Missouri v USA přikládají největší důraz vegetaci, konkrétně zalesněným břehům, které zvyšují jejich odolnost a zpomalují boční erozi. Z dlouhodobého hlediska jsou významným prvkem také klimatické změny, které probíhaly v nejmladší geologické době (kvartér) (Vandenberghe, 2003; Brooks 2003). V tomto období docházelo ke střídání glaciálů a interglaciálů, během kterých nastaly velké rozdíly mezi akumulací a erozí toku. Tyto rozdíly vedou k myšlence, že se tok v glaciálu a v interglaciálu vyvíjí odlišně. Vandenberghe (1995) uvedl, že erozivní síla toku převládá v přechodném období z interglaciálu do glaciálu a i obráceně. Akumulace naopak převládá

v glaciálu a interglaciálu. Toto tvrzení bylo později vysvětleno vlivem zpožděného růstu vegetace a změnami odtoku a evapotranspirace (Huisink, 2000).

Posun meandrového pásu probíhá vždy ve směru proudění (Brooks, 2003; Nicoll a Hickin, 2010). Nicoll a Hickin (2010) použili pro změření vzdálenosti posunu omezených meandrů letecké snímky a staré mapy. Tyto typy meandrů nepatří mezi nejrychleji se pohybující díky jejich omezení. Obecně platí, že omezené meandry se posunují po proudu jako sjednocený prvek a nerozvíjí se prořezáním meandrové šíje, jako tomu je u volně meandrujících toků (Nicoll a Hickin, 2010).



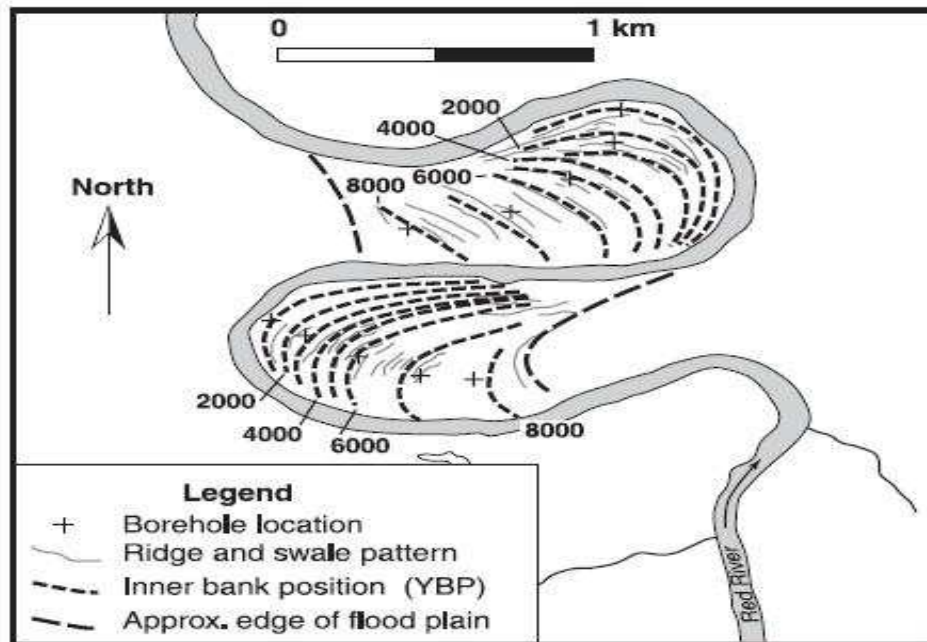
Obr. 14. Posun omezených meandrů mezi roky 1952 – 2000. Řeka Beaver River v Kanadě (Nicoll a Hickin, 2010).

Pro určení průměrného ročního posunu (rozdíl mezi posledním a prvním záznamem děleno počtem měřených let) měřili Nicoll a Hickin (2010) vzdálenost mezi střednicemi koryta po ose údolí (obr. 14).

Použitím snímků White River z roku 1937 a 1966 se Lagasse et al., (2004) pokusil předpovědět budoucí vývoj toku. Za předpokladu, že se meandry budou vyvíjet stejnou rychlostí a stejným směrem, jako tomu bylo mezi zmíněnými roky, vypočetli polohu koryta v roce 1998. K tomu použili průměrnou rychlost pohybu a poloměr zakřivení za 29 let a vynásobili 32 roky, které zbývají do roku 1998. Srovnání skutečného snímku z roku 1998 s vypočítanou trasou ukazuje, že lze poměrně přesně předvídat vývoj toku (příloha 6).

Použití leteckých snímků a map nemusí být vždy dostačující pro určení ročního průměru posunu, jelikož záznamy nedosahují do dostatečné minulosti a pomalý boční posun nemusí být zřejmý. Měření na řece Beatton River, od autorů Nicoll a Hickin (2010), prokázalo, že u 16 z 23 měřených míst nedošlo za zkoumané období (30 – 50 let) k posunu meandru. Velikost posunu se tak značně liší a u každé řeky je rozdílná (Nicoll a Hickin, 2010). Toto tvrzení také podporuje výzkum Brookse (2003), kde na řece Red River, která má nízkou rychlost proudění

a poměrně rozlehlou údolní nivu, nebyly prokázány porovnáním leteckých snímků a map z poloviny 19. a konce 20. století žádné významné posuny meandrů. Pro výzkum byly tedy použity vzorky, které byly odebrány v místech, kde v minulosti probíhal boční posun. Radiokarbonovou metodou bylo určeno jejich stáří a stanoven tak vývoj posunu meandru (obr. 15). Nejstarší záznam sahá do doby 8100 B.P. Zajímavým zjištěním je, že období nejrychlejšího bočního posunu toku (7400 – 7900 B.P.) se shoduje s nejteplejším obdobím holocénu ve východní Kanadě (Brooks, 2003).



Obr. 15. Posun meandrů řeky Red River v Kanadě. Čárkovaná čára vymezuje polohu vnitřního břehu v intervalu 1000 let. (Brooks, 2003).

3.1.2.2. Zpětná eroze

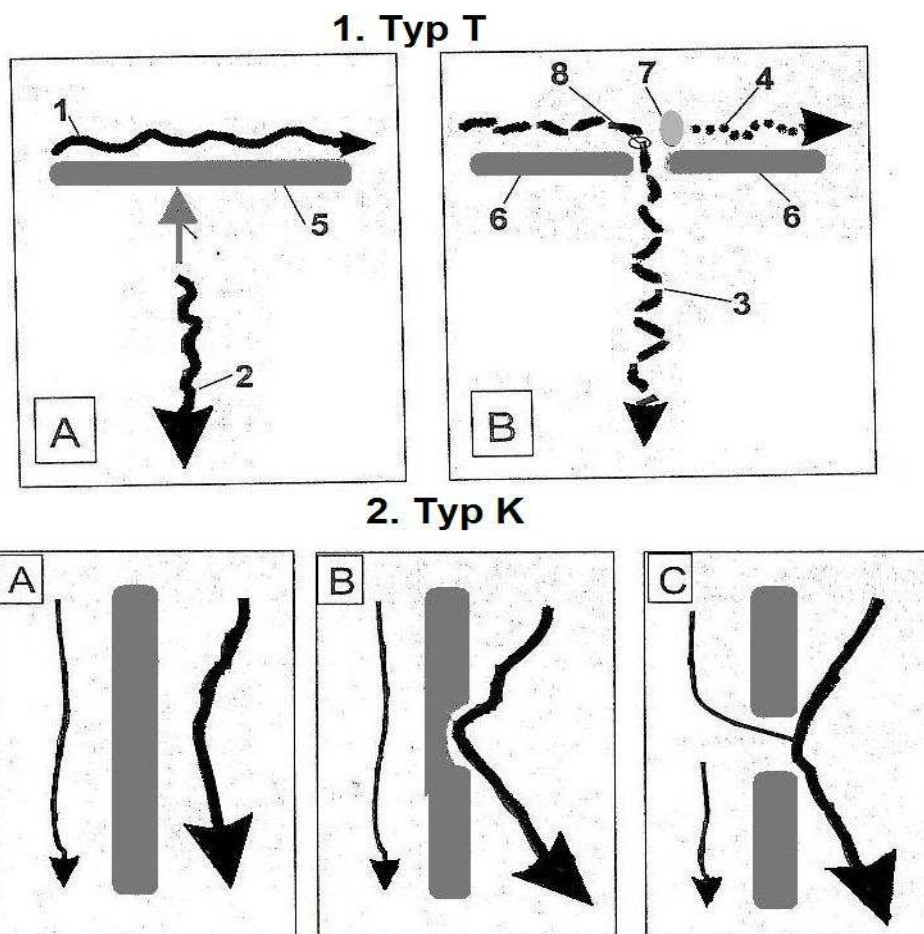
Za zpětnou erozi je považována erozivní síla toku, která se proti směru proudu zařezává do svého podloží a prodlužuje tak délku toku (Zaprowski, 2002; Goudie, 2004; Twindale, 2004; Douglass, 2007; Mikesell, 2010). Zpětnou erozi nejvíce ovlivňují tektonické a klimatické procesy (Calvache, 1995; Goudie, 2004; Twindale, 2004). Tektonické procesy mění nadmořskou výšku reliéfu, čímž zvyšují energii toku a mění úroveň erozní báze, což zvětšuje erozivní schopnost toku. Klimatické procesy mohou urychlovat zpětnou erozi srážkami, které dopadají v pramenné oblasti toku a vytvářejí erozní rýhy, do kterých se tok lépe zařezává (Douglass, 2007). Silně zvětralý povrch, který také představuje pro zpětnou erozi snazší terén, je z velké části ovlivněn klimatickými procesy (Demek, 1987).

3.1.2.3. Říční pirátství

Dlouhodobý projev zpětné eroze může vést k říčnímu pirátství. Říční pirátství je proces, během kterého dochází k zachycení a načepování toku, který odtéká do sousedního povodí (Zaprowski, 2002). Pirátstvím však není pouze myšleno načepování jiného toku, ale také zachycení určité plochy z vedlejšího povodí (Mather, 2000; Mikesell, 2010). Tímto tok rozšiřuje svou plochu povodí a získává tak více vod ze srážek. Před povrchovým zachycením toku může předcházet podpovrchové zachycení, jelikož orografická rozvodnice vždy nemusí souhlasit s hydrogeologickou rozvodnicí (Horník, 1986). Tento způsob zachycení je nazýván podpovrchové pirátství, které se nejvíce projevuje v krasových oblastech (Lukniš, 1954 in Lacika, 2002). Se změnou hranice povodí souvisí i změny eroze a akumulace, které se přizpůsobují novým podmínkám v řečišti (Crosby a Whipple, 2006).

Douglass (2007) souhlasí s tvrzením, že říční pirátství je vyvoláno zpětnou erozí, ale zároveň podotýká, že může být způsobeno i kombinací agradačních procesů s boční erozí. Agradace zvyšuje dno toku, který je následným přelitím přes nízký břeh přesměrován. Tento případ byl zaznamenán například v South Mountain Park ve Phoenixu (Douglass, 2007).

Foley (1980 in Mikesell, 2010) popisuje zachycení toku bez vlivu aktivní tektoniky a klimatických změn. Předkládá dvě podmínky, ve kterých hraje hlavní vliv velikost sedimentu. Malé toky v podhůří mají mírnější sklon koryta, který je přizpůsobený pro jemně zrnitý sediment. Velké řeky mají své koryto zpevněné od transportu hrubých sedimentů a balvanů. Z těchto podmínek konstatuje, že menší tok se rychleji přežene do svých jemných sedimentů a zpětnou erozí zachytí větší toky.



Obr. 16. Typy říčního pirátství podle Laciky (2002). 1. Typ T: A) před načepováním toku, B) po načepování toku. 1 – erozně slabší tok, 2 – erozně silnější tok, 3 – načepovaný tok, 4 – údolí po odčepovaném toku, 5 – rozvodní hřbet, 6 – zpětnou erozí rozčlenění rozvodní hřbet, 7 – wind gaps, 8 – náčepní loket. 2. Typ K: A) výchozí stav, B) boční eroze silnějšího toku, C) stav po načepování.

Říční pirátství je založené na rozdílu nadmořských výšek a rychlosti zpětné eroze, kdy „dravější“ tok zachytává méně aktivní toky (Mikesell, 2010). Pirátský tok má většinou strmější sklon, než tok zachycený, což urychluje zpětnou erozi (Zaprowski, 2002). Rychlost zpětné eroze také závisí na odolnosti hornin, u kterých je zřejmé, že tok se lépe zařezává do měkčích hornin (Mikesell, 2010). Po načepování toku říčním pirátstvím se zásadně mění celková charakteristika obou povodí. Pirátský tok zvětšuje svůj průtok o vody z načepovaného toku, přičemž objem nového průtoku se odvíjí od průtoku v místě, v kterém došlo k pirátství (Zaprowski, 2002). Dochází také k přesměrování dodávek sedimentů, které rozšiřují sedimentární pánve na dolních a středních tocích (Mather, 2000). Zachycený tok naopak trpí ztrátou povodí a snížením dodávek vody a sedimentů (Mather, 2000; Zaprowski, 2002).

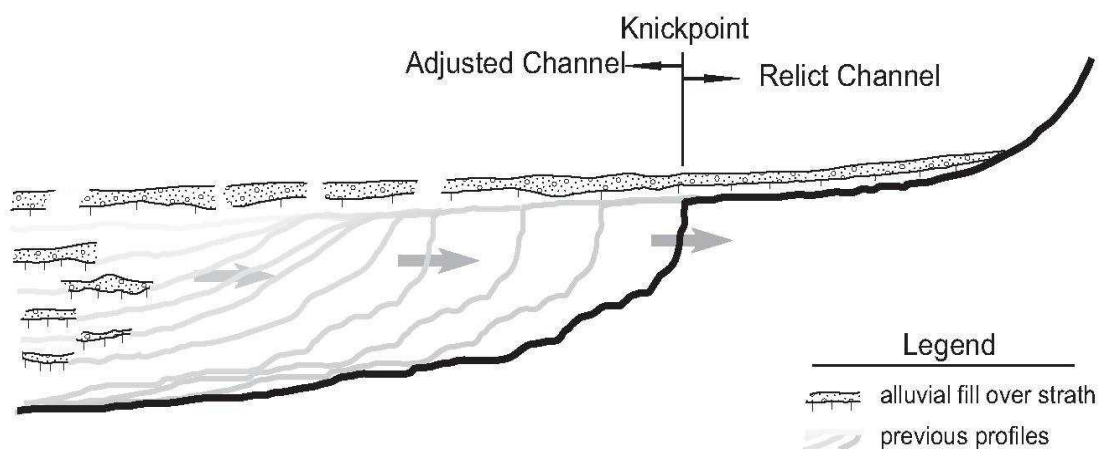
Lacika (2002) klasifikoval na základě morfologických, genetických a chronologických kritérií čtyři způsoby říčního pirátství, které nazval písmeny (T, Y, I, K) jejichž tvar

připomíná půdorys zachycení (obr. 16). Typ T patří mezi nejrozšířenější projevy říčního pirátství ve kterém dominuje proces zpětné eroze. U tohoto typu se obvykle vyskytují „wind gaps“ a náčepní lokte. Typ Y může být způsoben zpětnou i boční erozí. U tohoto typu je dominantním prvkem přehrazení toku například lávovým proudem nebo ledovcem, které způsobuje změnu v údolní síti. Dalším typem je Typ I který je geneticky podobný předcházejícímu typu. Hlavním procesem je zpětná eroze, která ovšem nenačepuje slabší tok, ale bezodtokou oblast (kaldera, jezerní pánev apod.). Posledním typem je Typ K u kterého dominuje boční eroze způsobující rozšiřování a posunování meandrů.

Mezi důkazy říčního pirátství patří 1. náčepní loket, 2. opuštěné suché údolí „wind gap“, 3. velikost záplavového území, 4. protékání topografickou bariérou, 5. změny ve velikosti a horninovém složení sedimentárních oblastí a 6. přítomnost náhlé změny sklonu v korytě „knickpoint“ (obr. 17).

1. Náčepním loktem je nazýváno místo, kde se tok ostře stáčí a mění svůj směr ve směru pirátského toku (obr. 16₁) (Zaprowski, 2002).
2. Opuštěné suché údolí „wind gap“ je údolí bývalého toku vymezené místem zachycení a dalším přítokem, který dodává vodu zachycenému toku (Zaprowski, 2002). Opuštěné údolí se stává v průběhu pirátství stává sedlem (Lacika, 2002).
3. Velikost záplavového území, které je mnohem větší než dnešní tok dokáže zaplavit, navozuje myšlenku, že se jedná o zachycený tok (Zaprowski, 2002).
4. Toky, které vedou přes staré povodí a topografické bariéry a které jsou tektonicky rozrušeny, bývají často považovány za důkaz zachycení (Trudgill, 2002).
5. Zkoumáním stratigrafických záznamů říčních teras je možné zjistit rozdílné horninové složení, které je typické pro oblast zachyceného toku (Zaprowski, 2002; Douglass, 2007). Zachycený tok pomalou ztrátou vodnosti zmenšuje dodávky sedimentů. Například na aluviálních vějířích se mohou po ztrátě vodnosti vyskytovat rozvětvené malé toky (Mather, 1993), které postupem času vysychají a zanechávají aluviální vějíř opuštěný, který může být také jedním ze znaků říčního pirátství (Mather, 2000).
6. Náhlá změna sklonu koryta „knickpoint“ je jedním z dalších možných důkazů zpětné eroze (Hartvich, 2004; Harbor, 2005; Hayakawa a Oguchi, 2006; Mikesell, 2010), tyto změny ale nemusejí být vždy v souvislosti pouze se ní (Mikesell, 2010). Změna sklonu může být také reakcí na odolnější horniny, sesuvné hráze, vyzdvižení reliéfu či zvýšení stříhového napětí po proudu od soutoku (Zaprowski, 2001; Bishop et al., 2005). „Knickpoint“ je prvek, který vypovídá o nerovnovážném stavu toku v důsledku změny základní erozní báze (Bishop et al., 2005). V některých případech se může

jednat o dynamickou rovnováhu mezi fluviálními a tektonickými procesy (Whipple, 2001 in Larue, 2008). „Knickpoint“ se může pohybovat korytem proti směru proudu (Harbor, 200; Larue, 2008). Například Larue (2008) ve své práci uvedl, že „knickpoint“, vzniklý rozdílnou odolností hornin, udržuje ve všech fázích toku stále stejnou vertikální stabilitu, naopak „knickpoint“ vzniklý tektonikou a změnou erozní báze postupuje určitou rychlostí korytem proti proudu toku. Rychlost ústupu je řízena rychlostí průtoku, silou zpětné eroze a litologií koryta (Larue, 2008). Schumm (2002) upozorňuje, že opakované poklesy erozní báze a tektonické změny vyvolávají zvýšenou erozi, která může postihnout již stávající „knickpointy“.



Obr. 17. Změna sklonu svahu „knickpoint“ na řece Waipaoa River (Crosby a Whipple, 2006).

Uvedení autoři (Mather, 2000; Trudgill, 2002; Zaprowski, 2002; Harbor, 2005; Hayakawa a Oguchi, 2006; Douglass, 2007; Mikesell, 2010) ovšem také dodávají, že nalezení jednotlivých důkazů nemusí vždy vypovídat o říčním pirátství. Pro porozumění tomuto procesu a určení, zda jde o projev zpětné eroze či nikoliv, je nutné dobře identifikovat všechny důkazy a vzorky z oblasti zachycení, terasových systémů po a proti proudu pirátské a zachycené řeky (Maher, 2007).

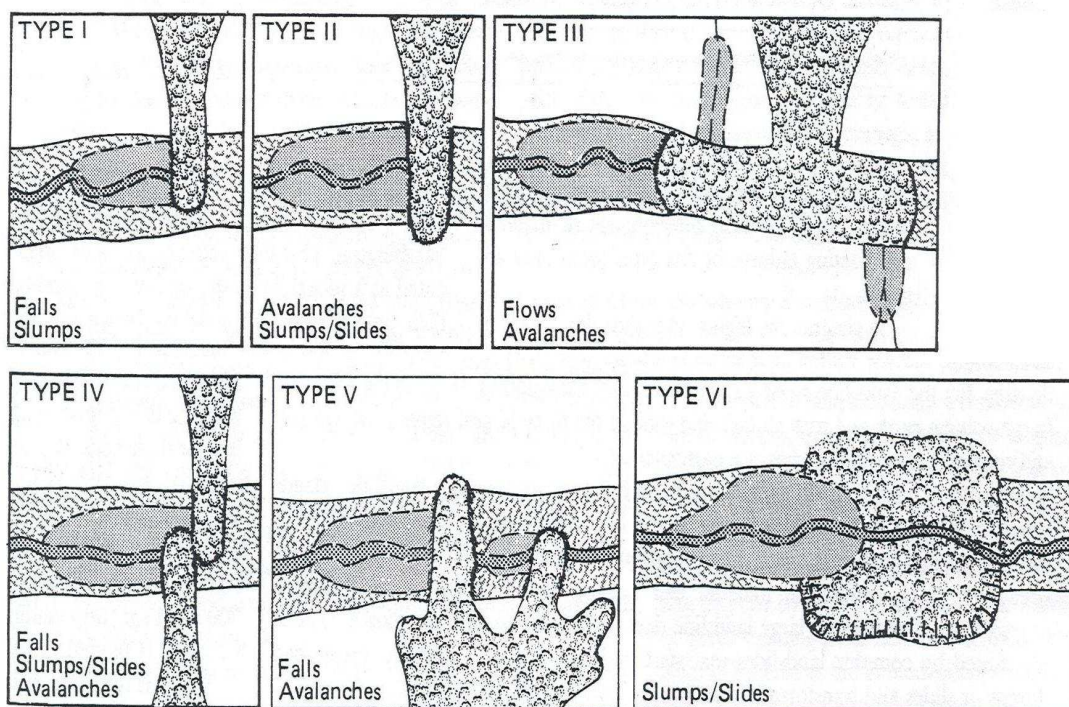
3.1.3. Svahové procesy

V současnosti svahy zaujímají přes 90 % povrchu země a jsou nejdynamičtějším prvkem v reliéfu, proto je důležité jejich pochopení pro poznání geomorfologických procesů (Montgomery, 1997). Vývoj svahů je zapříčiněn svahovými pochody, které dělíme podle rychlosti pohybu, tvaru sesuvu či způsobu vzniku mezi které patří gravitační, fluviální a kryogenní projevy svahových pohybů (Demek, 1987). Každý sesuv je projevem nestability svahu, která je spuštěna narušením určitých fyzikálních veličin (nasycení, smykové napětí, pevnost hornin).

Pohyb svahových pochodů je značně variabilní, od převažujících sesuvů s pomalým tečením (cm/rok), až po katastroficky rychlé (km/h) (Goudie, 2004). Rychlost svahových pohybů je dána objemem hmoty, sklonem a morfologií svahu, obsahem vody, druhem podloží a třecími vlastnostmi (Goudie, 2004).

Fluviální svahová činnost je závislá na objemu vody v podloží (nasycení), z kterého vyplývá následná rychlost pohybu. Čím větší je nasycení, tím rychlejší je proud. Gravitační síla, tj. tíha hornin, ovlivňuje každý svahový pohyb, jelikož způsobuje smykové napětí na svahu, proti kterému působí pevnost hornin. Překročí-li napětí ve smyku mez pevnosti hornin, dochází k jejich porušení a nastane posun materiálu (Demek, 1987). Velkou roli zde hraje i struktura podloží, zvláště orientace sklonu foliace k terénu, po kterém se sesuv pohybuje (Demek, 1987).

K svahovým pochodům, které značně ovlivňují říční síť, nejvíce dochází ve strmém terénu horských oblastí (Costa a Schuster 1988). Na tyto oblasti je soustředěna i většina odborných studií např. Bartarya a Sah, 1995; Korup, 2005; Fort, 2010. Ke změnám říční sítě dochází převážně při objemných sesuvech o značné rychlosti, které dokáží vytvořit hráz a zahradit tak tok (Korup, 2005). Zablokování údolí bývá způsobeno skalním řícením, propady a bahenními proudy (Pánek et al., 2007), které jsou nejčastěji vyvolány zemětřesením, srážkami či táním sněhové pokrývky (Goudie, 2004). Podle Schustera (1993 in Korup, 2002) je 90 % všech sesuvů vyvoláno zemětřesením a klimatickými změnami. Tok může být zahrazen různými typy sesuvných hrází. Costa a Schuster (1988) vytvořili typologii sesuvných hrází, na základě výzkumů 184 sesuvů, které rozdělili do šesti typů (obr. 18).



Obr. 18. Typy sesuvů podle Costy a Schustera (1988).

Typ I: Relativně malé sesuvy, které nedosahují protějšího břehu. (11% výskyt)

Typ II: Zahrazení celé šířky údolí. Materiál lze nalézt vysoko na protějším svahu údolí (44%)

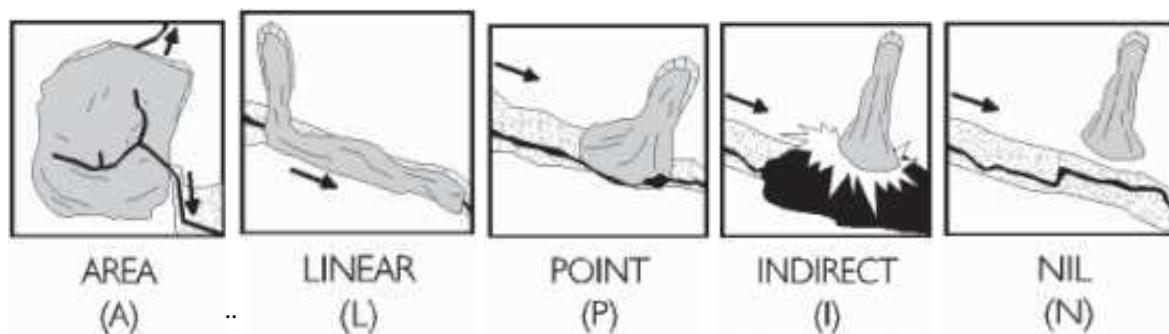
Typ III: Sesuv vyplní celé údolí toku, který se poté „rozteče“ korytem po proudu i proti proudu (41%).

Typ IV: Sesuv materiálu z obou stran údolí, který probíhá ve stejnou dobu (<1%).

Typ V: Víceraenný sesuv, který hradí řeku na více místech (<1%).

Typ VI: Sesuvy se rozšiřují po údolním dně a dosahují protějšího břehu (3%).

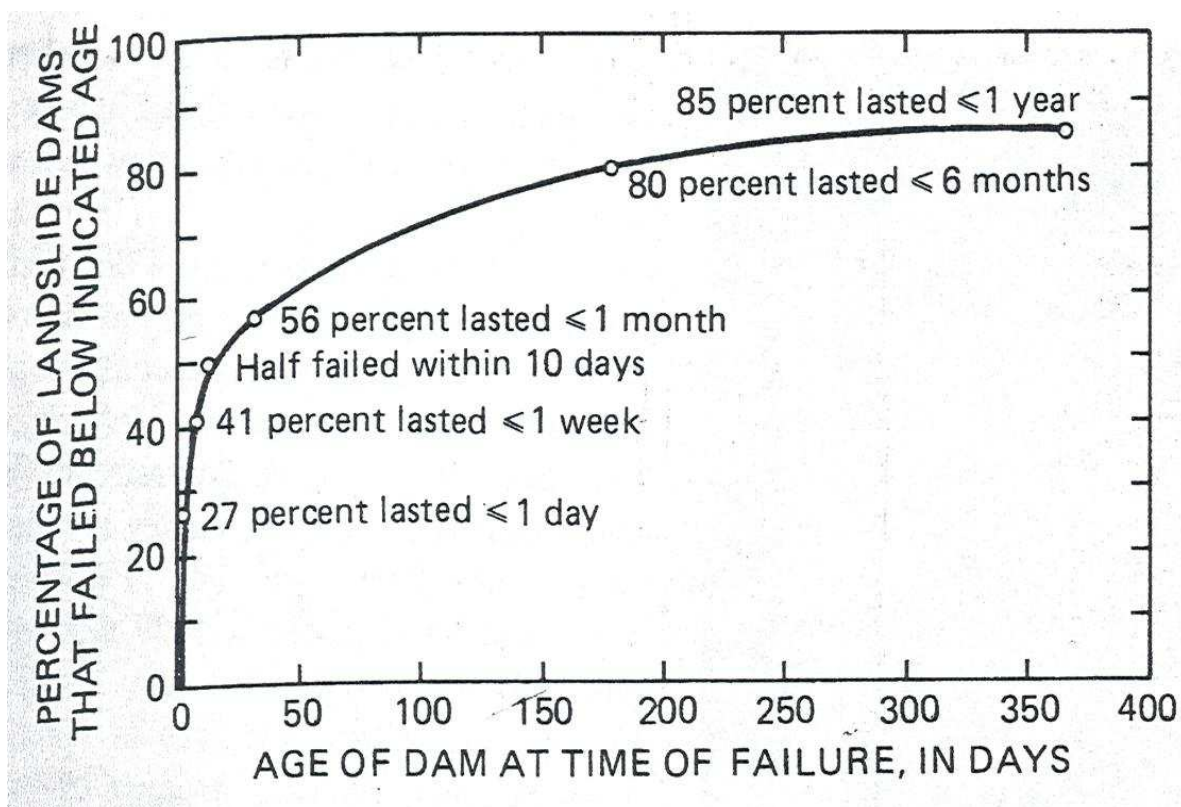
Novější pojetí vzešlo od Korupa (2005), který klasifikoval pět možných typů interakcí sesuvu s říčním údolím – typ plošný (area), lineární (linear), bodový (point), nepřímý (indirect) a neinterakční (nil) (obr. 19). Pouze první tři typy sesuvů dovolují přímé ohrožení toku a jeho následné změny. Typ Area zahrnuje velkoplošné sesuvy (>10 km²) o velkém objemu, které způsobují významné změny ve vývoji říční sítě. K sesuvu typu Linear dochází, pokud více než polovina sesutého materiálu směřuje po proudu. Dochází k zaplnění toku a následnému selhání řečiště. Typ Point vyznačuje běžnou interakci sesuvu s údolím. Sesuvy typu Indirect a Nil nezasahují do říčního údolí tak, aby došlo k přehrazení.



Obr. 19. Typy interakcí sesuvů s říční sítí podle Korupa (2005).

Nově vzniklé sesuvné hráze zapřičiňují změny v říční síti, které se projevují proti proudu i po proudu. Nejčastějším prvkem bývá vznik hrazeného jezera, jehož velikost je dána stabilitou hráze, která spočívá v objemu, tvaru, prosakování, sedimentaci a horninovém složení (Pánek et al., 2007). Pokud ovšem sesutý materiál nedosáhne protějšího břehu (typ Point) (Korup, 2005), nastane případ, při kterém dochází k vychýlení toku a obtékání sesuvu. Tok svou transportní činností dokáže relativně v krátké době nově sesutý materiál odplavit a navrátit se zpět do původního koryta.

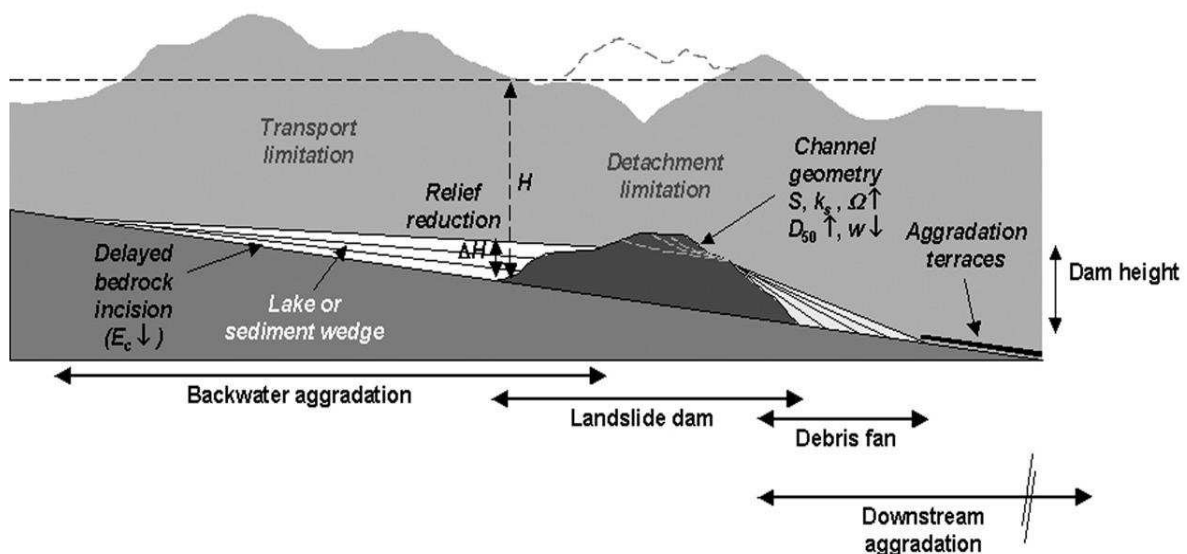
Materiál, který tvoří hráz, má velký vliv na životnost sesuvem hrazeného jezera, jenž se pohybuje od několika minut po tisíce let (Smolková, 2009). Po výsledném zformování sesuvné bariéry je důležitý zejména první rok, během kterého dochází k častým poruchám či dokonce k protržení. Podle Costy a Schustera (1988) po dobu prvního dne nastane 27 % veškerých závad na hrázi a do jednoho roku dokonce 85 % (obr. 20). Po překonání prvního roku se pravděpodobnost rychlého selhání značně sníží. Dlouhá doba existence hrazeného jezera je dána především rychlostí napuštění (která ovlivňuje i rychlost zanášení sedimentem), tvarem a velikostí jezera a geotechnickými charakteristikami hráze (Costa a Schuster, 1988). Nestálý a nezpevněný materiál sesuvu je pod neustálou hrozbou protržení hráze, které doprovázejí následné katastrofické záplavy. K protržení dochází zejména při přelití vody přes hráz či sekundárnímu sesuvu, který vstoupí do jezerní plochy (Korup, 2002).



Obr. 20. Pravděpodobnost selhání hrází podle Costa a Schuster (1988).

Místo přehrazení je většinou dobře rozeznatelné v podélném profilu toku (Korup, 2006; Pánek et al., 2007). Jedná se o více či méně výrazné konvexní tvary, jejichž vznik je podmíněn náhlým snížením sklonu koryta vlivem sesuvu. Velikost konvexního tvaru, která je vymezena náhlou změnou sklonu tzv. „knickpoint“, je dána rozlohou hrazeného jezera a rychlostí jeho zanášení (Pánek et al., 2007). Například v podélných profilech toků v práci Pánka et al. (2007) je většina konvexních tvarů dobře viditelná a dokazují dlouhodobé ovlivnění sklonu říčního údolí (příloha 7a,b,c,d,f,g,h,i,j,k,l,n). Ovšem v případech kdy sesuv zcela nepřehradí tok a je postupně unášen proudem, nelze vždy změnu v podélném profilu nalézt (příloha 7 e,m) (Korup, 2006; Pánek et al., 2007).

Přehrazení toku způsobuje ukládání sedimentů, která se projevuje ve větší míře proti proudu od hráze než po proudu (obr. 21) (Korup et al., 2010). Rychlost agradace je spojena s dodávkami sedimentu, jehož objem se díky sesuvu mění a s ním i jeho zrnitost (Korup, 2006). Sediment kumulován nad hrází je transportován z horních úseků toku a obsahuje většinou jemnější materiál v důsledku snížení rychlosti proudu. Sesuvná hráz také omezuje fluvialní transport a spolu s rozsáhlou agradací proti proudu potlačují zařezávání toku do podloží (Korup, 2010).



Obr. 21. Ukázka jak sesuv ovlivňuje fluvialní procesy na toku. (Korup et al., 2010).

Rozsáhlé sesuvy jsou hlavním zdrojem říčních sedimentů, které způsobují agradaci na středních a dolních úsecích toku (Korup et al., 2010). Jedná se o sesuvy, které zcela nepřehradí říční údolí nebo hráze, které jsou již rozrušené a tedy snadno podléhají erozi a následnému transportu. Množství dodávaného sedimentu je určováno četností a rozsahem sesuvů (Korup et al., 2010).

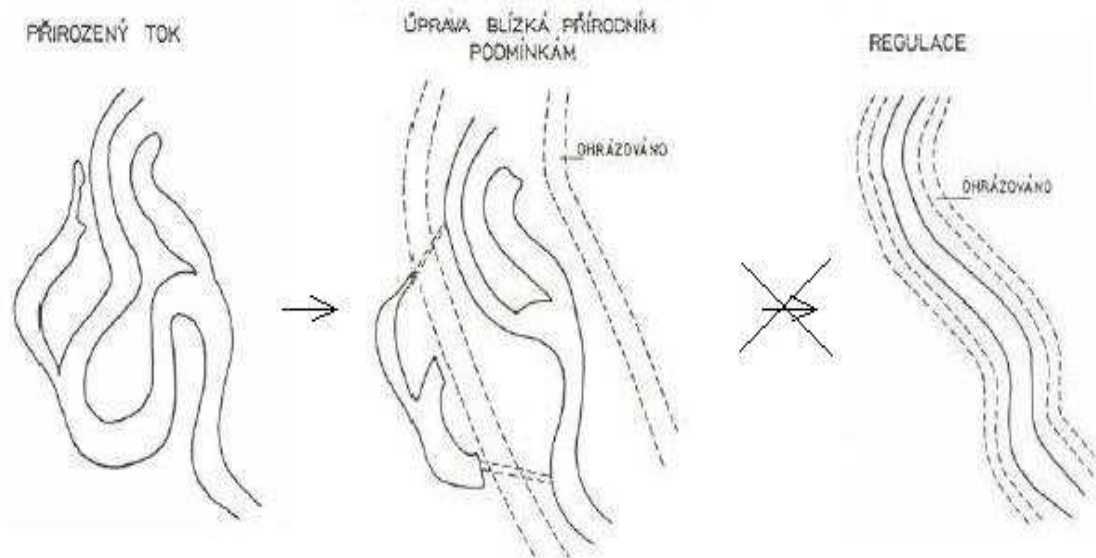
3.1.4. Antropogenní vliv na změnu říční sítě

Antropogenní vliv na říční sítě působí teprve od – vzhledem k měřítkům geologického času – blízké minulosti, přičemž k zásadním změnám na tocích začalo docházet až v posledních 500 letech (Petts 1989). Při srovnání s ostatními přirozenými vlivy (tektonika, eroze, svahové procesy) na tok lze říci, že působení člověka je poměrně krátké, avšak velice intenzivní. V dnešní době je mnoho říčních koryt alespoň částečně regulovaných člověkem.

Antropogenní změny na vodních tocích se projevují převážně stavební činností, která ovlivňuje jak hydrologický režim (změny podélných a příčných profilů, minimálních a maximálních průtoků), tak i teplotní režim (výstavba přehrad a jezů, odstraňování porostů) či biologické a ekologické jevy (přerušování říční spojitosti, zavlečení nepůvodních druhů) (Helešic, 1997). Lidský zásah do koryta je motivován zájmem člověka, který z daných zákroků profituje. Mareš (1997) uvádí jako hlavní příčiny pro regulaci toku důvody ekonomické, energetické využití vody, splavování toků, protipovodňovou ochranu, protierozní ochranu, odvodňování území, napřimování toků pro lepší zemědělství či rekreaci. Většina negativních následků se projevuje v přírodní krajině, kde dochází ke zvyšování sklonu toků, zvyšování či snižování hladiny podzemní vody, snižování kapacity říční sítě. Pozitivní následky antropogenní změny na vodních tocích mohou být například ve zvětšování zemědělského půdního fondu či ochraně proti povodňovým vlnám (Mareš, 1997).

V dnešní době lze nalézt antropogenní zásahy na všech úsecích toku. Na středních a dolních úsecích, kde toky mají nízký sklon koryta, rozlehlou údolní nivou a sníženou rychlost, je typické zkracování říční sítě napřimováním toku (Langhammer, 2003). Pro tyto části toku je přirozené meandrovat, tato vlastnost je však napřímením vyloučena. Naopak horní úseky toku jsou přirozeně přímější díky vyššímu sklonu koryta. Narovnávat toku, zejména u menších řek, probíhá převážně kvůli dopravě materiálu, protipovodňové ochraně nivních a městských oblastí. U druhého jmenovaného důvodu je hlavním cílem dosáhnout rychlejšího pronikání povodňové vlny krajinou bez rozlivu, čímž je umožněno zemědělské využití nivy, lepší industrializace a urbanizace krajiny (Langhammer, 2007). Nedílnou součástí při narovnávat toku je zpevňování břehů a prohlubování koryta, což vede k větším a rychlejším průtokům a snížení třecí síly koryta. Tyto regulační opatření toku zabraňují přirozenému vývoji říční sítě. Například zpevnění koryta odolným materiálem (kamen, betonové profily) zvyšuje stabilitu břehů, která snižuje fluvialní dynamiku (Langhammer, 2008). Dalším zásadním projevem regulace je zatrubnění toku, které je nejčastěji používáno při průchodu menších toků pod městy. Pokud situace vyžaduje regulaci toku pomocí

napřímení a zpevnění břehů je vhodné vést úpravy tak, aby byly blízké přírodním podmínkám (Obr. 22).



Obr. 22. Regulace toku. Převzato z katedry ekologie a životního prostředí PřF UP v Olomouci [online].

V toku, zejména v podélném profilu, lze nalézt přírodně i uměle vzniklé výškové stupně. Přírodní stupně, které jsou vytvořeny rozdílnými typy hornin v podloží nedosahují takových výšek, jako stupně vytvořené člověkem (vodní nádrže a jezy). V dnešní době existuje mnoho přehrad, které regulují tok; například téměř 80% všech toků v severní třetině vyspělého světa je regulovaných (Dynesius a Nilsson 1994). Nádrže jsou zde stavěny za účelem efektivní výroby elektřiny, ochrany před povodněmi, zásobování vodou, zavlažování či rekreaci (Brandt, 2000). Výstavbou těchto staveb jsou zcela změněny říční podmínky jak nad přehradou, tak i pod ní. Tento zásah do řečiště toku také mění podélný profil. Ukazatelem upravenosti podélného profilu (T_L) je hodnocen výskyt umělých i přirozených stupňů v korytě. V něm nejpatrnější změny v podélném profilu odpovídají upraveným místům (Langhammer, 2007). Nad hrází, kde dochází ke zvýšení hladiny toku a snížení rychlosti proudění, se zesiluje sedimentační činnost. Řeka ztrácí sílu transportovat těžké balvany, což má za následek agradaci koryta proti směru proudu (Kondolf, 1997; Petts, 1984 in Bednarek, 2001). U paty hráze je akumulován převážně jemný sediment (bahno, písek), od které probíhá postupné zanášení přehrad (Kondolf, 1997). Přehrazení řeky způsobuje opačný vliv na tok pod přehradou, kde změna průtokového profilu a nižší transport sedimentů vyvolávají erozivní schopnost vody, která způsobuje degradaci dna a břehů. Jelikož rychlost vypouštění vody z nádrže je regulována, neumožňuje to erozivní činnosti rozvinout se v plné síle. Při degradaci dna bývají nejčastěji odnášeny jemné částice, na které je vypouštěná voda chudá;

jedná se o tzv. hladovou vodu. Postupem času erozivní činnost způsobí zpevnění dna a břehů, ve kterých zůstanou velké valouny a balvany, jenž proud řeky nedokáže transportovat. Degradace je zpevněním sice zpomalena, přesto stále probíhá, snižuje úroveň dna a tudíž i erozní bázi pro danou oblast (Kondolf, 1997). Tok se tak snaží vyrovnat nerovnovážený stav, který byl výstavbou hráze způsoben.

Protipovodňová ochrana bývá nejčastější důvod k regulaci toku, která je při menších a středních povodňových vlnách zcela dostačující. Nastane-li však katastrofická povodeň, tyto regulace způsobují mnohem větší škody než by odpovídalo přirozenému průběhu povodně (Langhammer, 2004). Například výstavba umělých stupňů pomáhá snížit rychlost u napřímených toků, ale při velké povodni jsou nepřirozenou překážkou, kde může dojít k přelití či dokonce k protržení hráze a tím k zesílení povodňové vlny. Jedná se zejména o špatně umístěné hráze u ohybu řeky a na konci dlouhých upravených úseků (Langhammer, 2007). Zanesení zatrubněných úseků, nebo jiných zúžených propustí také přispívá k ničivějším škodám. Kupříkladu tři zatrubněné úseky na toku Losenice, po ucpání přinášejším materiálem byly protrženy a podstatně zvýšily vzniklé škody během povodně v roce 2002 (Langhammer, 2004).

4. METODY VÝZKUMU

4.1 Zpracování digitálních dat v GIS

Cílem analýz digitálních dat v GIS je vytipování oblastí, které vykazují určité morfologické charakteristiky, které jsou spojovány s možnými nestabilitami údolní sítě. Jedná se o nízka rozvodí mezi jednotlivými toky, náhlé změny směru toku, opuštěné suché údolí či tok procházející topografickou bariérou.

4.1.1 Vizuální analýza

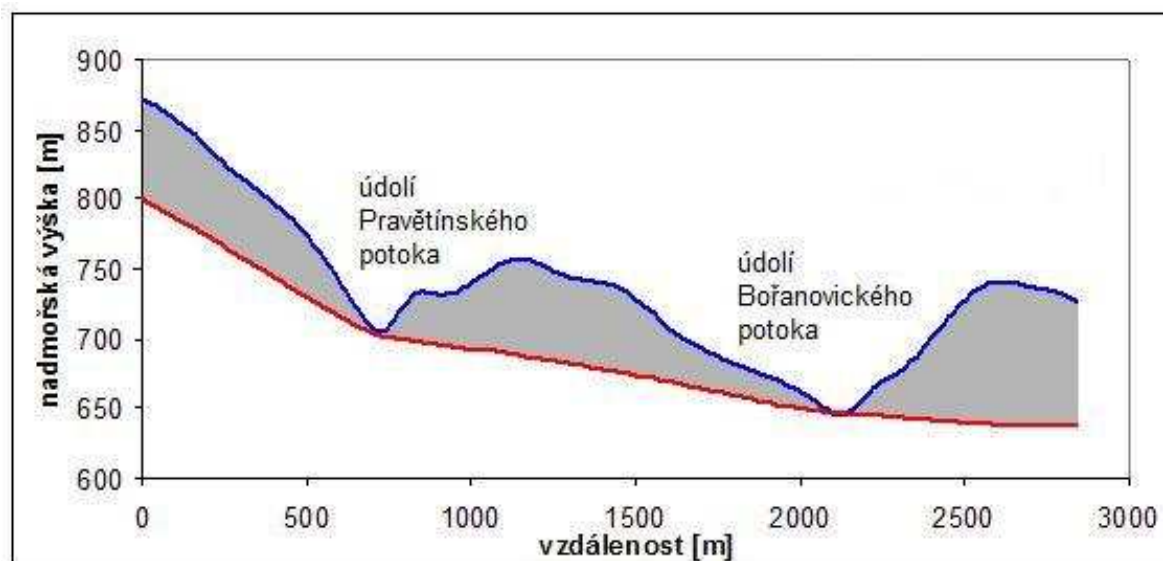
Vizuální analýzou (Zaprowski, 2002) je myšleno zkoumání topografických a geologických map, digitálních vrstev říční sítě a vrstevnic a digitálního modelu reliéfu (dále jen DMR). Většina digitálních analýz byla provedena v programech *ArcMap 9.3* a *ArcView GIS 9.1*.

V těchto mapových podkladech byly vyhledány a označeny ukazatele, které jsou příznačné pro projev změny říční sítě, tzn. již zmíněné náhlé změny směru toku (možný náčepní loket nebo navázání toku na zlom), opuštěná suchá údolí (wind gap), toky procházejícího topografickou bariérou či možné načepování toku do budoucna. Tyto ukazatele byly posuzovány na základě rešeršní části o změnách říční sítě a indikátorech, které je způsobují (viz kapitola 3).

4.1.2 Analýza převýšení terénu nad údolnicovým povrchem

Metoda, vyvinutá v rámci této práce, je založena na vytvoření dvou rastrových vrstev a následném výpočtu jejich rozdílů v programu *ArcMap 9.3*. První rastrová vrstva (DMR) byla vytvořena pomocí extenze *3D Analyst* z vrstevnicové mapy ZABAGED s měřítkem 1:10 000 a základním intervalem vrstevnic 5 m. Rozlišení rastru bylo nastaveno na 20 x 20 m. Druhá rastrová vrstva (údolnicový povrch) byla vytvořena z vrstvy vodních toků. Pro zpracování byla použita podrobná vrstva vodních toků, která je volně dostupná z Hydroekologického informačního systému VÚV TGM. Vrstva vodních toků byla nejprve rozdělena funkcí *Feature Vertices to Point* na bodovou vrstvu, která přiřadí bod na každý vrchol linie. Následně byla každému bodu pomocí extenze *Spatial Analyst* a funkce *Extract Values to Point* přiřazena informace o nadmořské výšce z prvního DMR. Z výsledné bodové vrstvy byl pomocí interpolační metody *Natural Neighbor* vytvořen údolnicový povrch s rozlišením 20 x 20 m. Poté bylo v *Raster calculatoru* provedeno odečtení údolnicového povrchu od DMR,

čímž byla získána nová rastrová vrstva, která tak nese informaci o nadmořské výšce nad údolnicovým povrchem (obr. 23).



Obr. 23. Profil terénu pro analýzu převýšení terénu nad údolnicovým povrchem. Oba profily byly vedeny stejným místem. Prvnímu profilu (modrá linie) byla přiřazena výška z DMR a druhému profilu (červená linie) výška z údolnicového povrchu. Šedá oblast znázorňuje rozdíl mezi jednotlivými rastry.

4.1.3 Relativní výšková členitost

Mapa relativní výškové členitosti byla vytvořena v programu *ArcMap 9.3*. pomocí nástroje *Neighborhood Statistic*. Výpočet byl proveden ze vstupního DMR (ve funkci zadán jako input raster). „Statistic type“ byl nastaven na *Range*, jenž spočítá celkové rozpětí výšek pro dané území, které bylo zvoleno jako kruhové o poloměru 10 buněk rastru. Rozlišení výsledného rastru bylo nastaveno na 50 x 50 m. Tato metoda byla zpracovávána, jelikož rychlost zpětné eroze nelze považovat za stejnou v celé studované oblasti, protože morfometrické vlastnosti reliéfu jsou rozdílné (Zaprowski, 2002). Tudíž celému studovanému území nelze přiřadit stejnou hodnotu horní hranici výšky rozvodí pro vymezení oblastí s indikátory potenciálních změn říční sítě.

4.1.4 Výška rozvodí pro vymezení pravděpodobných změn říční sítě

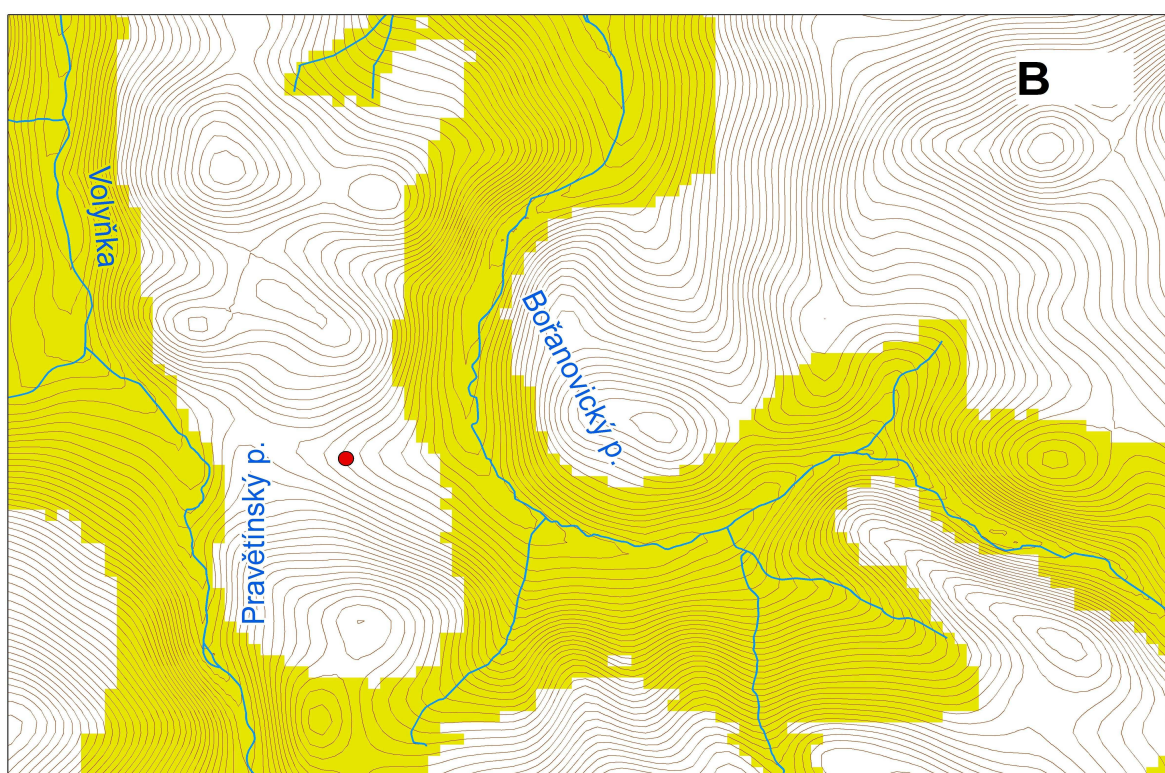
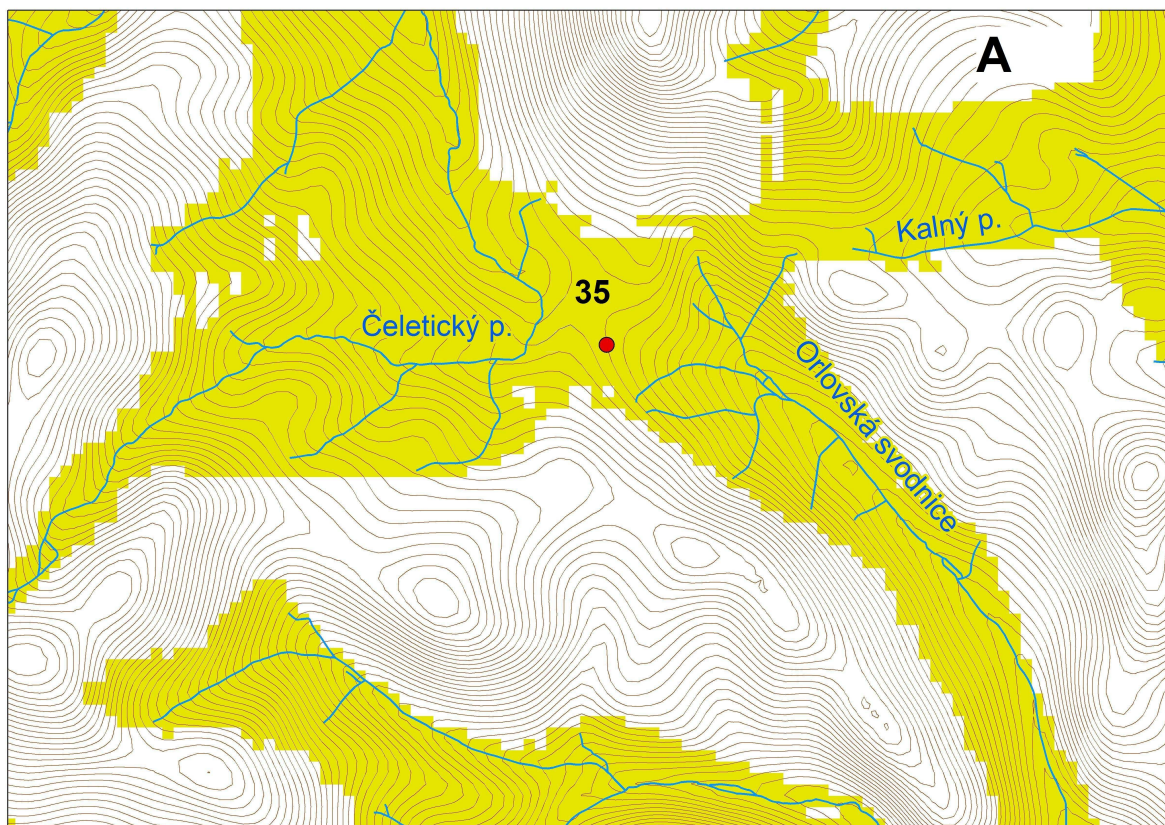
Metoda vychází z prací popsaných v předešlých kapitolách 4.1.1; 4.1.2 a 4.1.3, jejichž výsledky jsou vstupními daty. Hranice morfometrických jednotek (0 - 30 m, 30 - 75 m, 75 - 150 m, 150 - 225 m, 225 - 300 m, 300 - 450 m (Demek, 1987)) z mapy relativní výškové členitosti byly zobrazeny ve výsledném rastru (z kapitoly 4.1.2). Pro každou morfometrickou jednotku bylo následně zjištěno průměrné převýšení terénu nad údolnicovým povrchem. Polovina tohoto převýšení byla v každé morfometrické jednotce následně posuzována jako

prahová hodnota pro výskyt nízkého rozvodí (např. v morfometrické jednotce 0 – 30 m byla vyznačena plocha, kde je převýšení menší nebo rovno 0,57 m, ostatní morfometrické jednotky viz tab.1. Ve finální mapě této metody jsou promítnuty výsledky ze všech morfometrických jednotek dohromady, jedná se tedy o určité území, které je v různých částech vymezeno různými parametry. Jiná prahová hodnota pro každou morfometrickou jednotku byla zvolena díky faktu, že rychlost zpětné eroze nelze považovat za stejnou v celé studované oblasti, jedná se tedy o přesnější metodu, než by bylo určení jedné hodnoty pro celé zkoumané území. Hodnota převýšení byla zvolena tak, aby co nejlépe vystihla možné zahloubení toků během konce Pleistocénu a v Holocénu, tedy v době kdy tyto změny říční sítě probíhaly.

Morfometrická jednotka (dle relativní výškové členitosti) (m)	Průměrné převýšení (m)	1/2 z průměrného převýšení (m)
0 - 30	1,13	0,57
30 - 75	3,10	1,55
75 - 150	14,06	7,03
150 - 225	26,03	13,02
225 - 300	29,24	14,62
300 - 450	32,05	16,03

Tab. 1. Průměrné převýšení v jednotlivých morfometrických jednotkách relativní výškové členitosti.

Závěrem byly body z vizuální analýzy (představující oblasti, zmíněné v kapitole 4.1.1) promítnuty do výsledného území z kapitoly 4.1.4 – pokud se bod nacházel v tomto území, byla oblast označena za lokalitu potenciálních změn (dále jen LPZ) , pokud se v tomto území nenacházel, byl vyloučen (obr.24).



Obr. 24. Ukázka výběru lokalit. A – Čeletický potok byl vybrán na základě změny směru toku, který v minulosti mohl téci směrem do Orlovské svodnice. Mezi těmito toky se nachází nízké rozvodí (žlutá plocha), proto byla tato lokalita vybrána za LPZ. B – Podobný případ jako typ A, ale mezi toky se však nenachází nízké rozvodí, bod byl proto vyloučen.

4.2 Podélné profily

Podélné profily byly vytvořeny u toků, které se nacházejí v oblastech s indikátory změn říční sítě (viz kapitola 4.1). Pro vytvoření podélných profilů byl použit podklad DMR vytvořeného z vrstevnicové mapy ZABAGED s měřítkem 1 : 10 000 a základním intervalem vrstevnic 5 m. Profily byly vytvořeny v programu *ArcView GIS 9.1* za použití extenze *Profile Extractor 6.0 for 3D Analyst*. Podélné profily byly vždy vedeny kolmo na vrstevnice a zároveň po středové linii údolí. Všechny vykreslené profily byly vedeny od pramene toku k ústí po kroku 100 m. Vykreslením podélných profilů byla získána data, z kterých po převedení do MS Excel 2003 byla provedena vizualizace v podobě XY bodového grafu.

Pro identifikaci sklonových anomálií byla použita metoda, kterou popisuje Demoulin (1998). U všech grafů byly vyznačeny křivky znázorňující sklon mezi jednotlivými měřeními úseky (místní sklon) na podélném profilu a křivky průměru a směrodatné odchylky místního sklonu. Takto je možné dané křivky mezi sebou porovnat a lépe rozpoznat konvexního tvary na podélném profilu, které vznikají náhlou změnou sklonu (Hayakawa a Oguchi, 2006).

5. VÝSLEDKY

5.1 Vyhledávání změn říční sítě

Pro zpracování výsledných lokalit s indikátory změn říční sítě, byla mapa z vizuální analýzy porovnána s územím sestrojeným na základě kapitol 4.1.2; 4.1.3 a 4.1.4. Po omezení bodů tímto územím se ve výsledné mapě nachází 39 lokalit s potenciální změnou (příloha 8). V severozápadní části území se nachází 13 lokalit, které jsou rozmístěné v okolí řek Ostružné a Volšovky. Morfologie údolí těchto řek mají atypický tvar a naznačují tak možné změny říční sítě. V centrální části studované oblasti se nalézají 13 lokalit, které jsou převážně soustředěny v okolí Mačického potoka, Peklova a Losenice. V jižním cípu území, s celkovými 12 lokalitami, je nejvíce lokalit zastoupeno podél Zlatého potoka. Ostatní lokality jsou soustředěny do okolí horního toku Volyňky a přítoky řeky Blanice. Ve východní části území se nalézají pouze jedna vytipovaná lokalita u Těšínovského potoka.

Na základě relativní výškové členitosti bylo celé území rozděleno do šesti morfometrických jednotek (příloha 9). Nejvyšších hodnot dosahují jednotky ploché hornatiny (300 - 450 m) a členité vrchoviny (225 - 300 m), ve kterých se žádné lokality s indikátory změn údolní sítě nenalézají. Členitou vrchovinu vytvářejí zejména hluboce zaříznutá údolí řek Otavy, Jelenky a Živného potoka. V oblasti ploché vrchoviny s relativní výškou 150 – 225 m se vyskytují 3 lokality (tab. 3). Více než polovina území odpovídá členité pahorkatině s relativní výškovou členitostí 75 – 150 m, ve které se nalézají 23 LPZ. Plochá pahorkatina (30 – 75 m) se 13 lokalitami přechází v severozápadním okraji území v rovinu (0 – 30 m), ve které se nenalézají žádné LPZ.

Určených 39 lokalit bylo rozčleněno podle ukazatelů změn říční sítě do 4 skupin (tab. 2). Ukazatele, které vyjadřují již změny proběhlé jsou změny směru toku na základě kterých bylo vymezeno 31 lokalit, opuštěné údolí (1 lokalita) a tok který prochází přes topografickou bariéru také jedna lokalita. Podle možného načepování bylo vymezeno 6 lokalit. Tyto lokality ukazují území, v kterých může dojít ke změnám říční sítě do budoucna. (Zbývajících 16 lokalit, které byly určeny vizuální analýzou a následně vyřazeny kvůli příliš vysokému rozvodí, bylo vymezeno podle změny směru toku (13) a opuštěných údolí (3)).

V morfometrických jednotkách z relativní výškové členitosti bylo v oblasti ploché pahorkatiny vyčleněno 9 lokalit na základě změny směru toku, 3 lokality podle možného načepování a 1 lokalita podle opuštěného údolí (tab. 3). Díky velké ploše členité pahorkatiny zde zůstalo nejvíce vymezených lokalit, které jsou rozděleny podle změny směru toku (20 lokalit) a možného načepování (3 lokality). V nejvyšší zastoupené oblasti ploché vrchoviny se

nalézají 2 lokality vymezené na základě změny směru toku a jedna lokalita na základě toku procházejícího topografickou bariérou.

Ukazatele změn říční sítě	Vizuální analýza	GIS
změna směru toku	44	31
možné načepování	6	6
opuštěné údolí	4	1
tok procházející topografickou bariérou	1	1
SOUČET	55	39

Tab. 2. Vybrané lokality na základě metod.

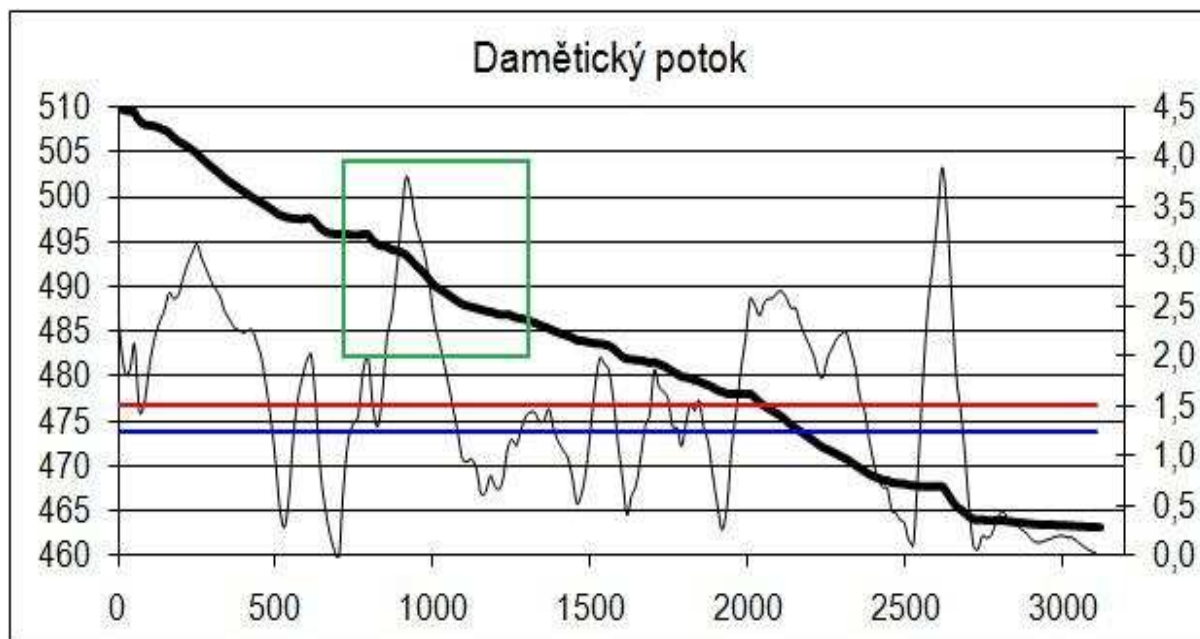
Číslo	Ukazatel změny říční sítě	Morfometrické jednotky dle relativní výškové členitosti	Číslo	Ukazatel změny říční sítě	Morfometrické jednotky dle relativní výškové členitosti
1	Změna směru toku	75 - 150	29	Změna směru toku	75 - 150
2	Možné načepování	75 - 150	30	Změna směru toku	75 - 150
3	Změna směru toku	75 - 150	31	Změna směru toku	75 - 150
4	Změna směru toku	75 - 150	32	Změna směru toku	75 - 150
5	Změna směru toku	75 - 150	33	Možné načepování	75 - 150
6	Změna směru toku	75 - 150	34	Možné načepování	75 - 150
7	Opuštěné údolí	30 - 75	35	Změna směru toku	75 - 150
8	Změna směru toku	30 - 75	36	Změna směru toku	75 - 150
9	Možné načepování	30 - 75	37	Změna směru toku	75 - 150
10	Změna směru toku	75 - 150	38	Změna směru toku	75 - 150
11	Změna směru toku	30 - 75	39	Opuštěné údolí	75 - 150
12	Změna směru toku	75 - 150	40	Opuštěné údolí	75 - 150
13	Změna směru toku	75 - 150	41	Změna směru toku	75 - 150
14	Změna směru toku	30 - 75	42	Opuštěné údolí	75 - 150
15	Změna směru toku	75 - 150	43	Změna směru toku	75 - 150
16	Změna směru toku	75 - 150	44	Změna směru toku	30 - 75
17	Změna směru toku	150 - 225	45	Změna směru toku	75 - 150
18	Změna směru toku	150 - 225	46	Změna směru toku	75 - 150
19	Změna směru toku	75 - 150	47	Změna směru toku	75 - 150
20	Změna směru toku	30 - 75	48	Změna směru toku	75 - 150
21	Změna směru toku	75 - 150	49	Změna směru toku	30 - 75
22	Změna směru toku	75 - 150	50	Možné načepování	30 - 75
23	Změna směru toku	75 - 150	51	Změna směru toku	30 - 75
24	Možné načepování	30 - 75	52	Změna směru toku	75 - 150
25	Změna směru toku	75 - 150	53	Tok procházející topografickou bariérou	150 - 225
26	Změna směru toku	30 - 75	54	Změna směru toku	30 - 75
27	Změna směru toku	30 - 75	55	Změna směru toku	30 - 75
28	Změna směru toku	75 - 150			

Tab. 3. Lokality potenciálních změn. Šedé pole znázorňuje výsledné lokality na základě analýzy v GIS.

5.2 Podélné profily

Ve studovaném území bylo vytvořeno celkem 64 podélných profilů za účelem analýzy výskytu možných změn údolní sítě, zejména náhlých změn sklonu toku, stupňů v profilu nebo jiných anomálií. (příloha 10). Grafické znázornění jednotlivých profilů je zobrazeno v příloze 11.

U 30 toků z celkových 64 lze na základě tvaru toku v mapě, přesně určit rozmezí lokality potenciálních změn (prudký ohyb koryta řeky apod.). Tento úsek je zaznamenán v grafech zeleným obdélníkem (příloha 11) a v tabulce 4. U ostatních 34 toků nelze na první pohled určit úsek, kde by se určitá sklonová anomálie nacházela a je třeba je vyšetřit celé, jelikož se jedná o řeky protékající topografickou překážkou či řeky, které v minulosti mohly protékat jiným korytem. Z 30 podélných profilů, kde je vyznačena LPZ, byla v určeném úseku nalezena sklonová anomálie u 23 toků. U zbylých 7 toků nebyla ve vyznačeném úseku nalezena žádná sklonová anomálie (tab. 4). V ostatních profilech toků (34), vymezených na základě polohy toku vůči ostatním (možné načepování apod.), byla u 27 nalezena anomálie a u zbývajících 7 profilů nikoliv (tab. 4). Většina ze všech 57 profilů navíc obsahuje více než jednu náhlou změnu sklonu, která se nenachází jen v LPZ. Jako příklad je uveden podélný profil Damětického potoka, kde jsou viditelné změny sklonu toku jak LPZ, tak i na 2 a 2,6 říčním kilometru (obr. 25).



Obr. 25. Ukázka podélného profilu s několika změnami sklonu.

Název	Délka [km]	Výškový rozdíl toku [m]	délka (pramen - ústí)	stupeň vývoje toku	průměrný sklon toku	Tvar profilu	*Určený rozsah LPZ [km]
Bořanovický potok	9,3	202	5,10	0,55	2,18	normální	1,2 - 2,4
Boubínský potok	7,0	500	5,50	0,79	7,01	lineární	0,8 - 1,6
Čeletický potok	6,0	262	4,10	0,68	4,37	normální	2,7 - 3,5
Černý potok (přítok Blanice)	5,8	216	4,65	0,80	3,68	normální	2,5 - 3,5
Černý potok (přítok Dubského potoka)	8,3	195	6,90	0,83	2,82	normální	0,7 - 1,7
Červený potok	4,9	232	3,55	0,72	5,70	lineární	celý
Čestický potok	4,5	266	3,80	0,84	5,79	normální	0,6 - 1,2
Damětický potok	3,1	47	2,50	0,81	1,50	stupňovitý	0,7 - 1,4
Drnový potok	21,2	248	17,70	0,83	1,17	s ostrým zlomem	celý
Hoslovický potok	7,6	180	5,70	0,75	2,35	lineární	1,7 - 2,6
Chrobolský potok	3,5	137	2,75	0,79	3,86	stupňovitý	celý
Jelenka	17,4	678	14,80	0,85	3,86	s ostrým zlomem	0 - 2,8
Kalný potok	8,5	217	6,10	0,72	2,54	stupňovitý	3,7 - 4,7

Kašperský potok	2,7	157	2,00	0,74	5,74	lineární	0,5 - 1,2
Kepelský potok	8,9	411	7,60	0,85	4,58	s ostrým zlomem	celý
Kunkovický potok	4,5	203	4,04	0,91	4,57	lineární	celý
LP Blanice	2,5	203	2,30	0,92	8,03	lineární	celý
LP Červeného potoka	0,7	95	0,63	0,90	13,38	stupňovitý	celý
LP Drnového potoka	3,0	193	2,30	0,77	6,45	normální	0 - 1
LP Farského potoka	0,8	49	0,76	0,95	6,06	se strmým koncem	celý
LP Mačického potoka	3,9	76	2,96	0,76	1,96	stupňovitý	celý
LP Mladíkovského potoka	2,4	166	2,00	0,83	6,97	normální	celý
LP Nezdického potoka nad Nezdicemi	2,0	145	1,74	0,87	7,02	stupňovitý	celý
LP Nezdického potoka pod Nezdicemi	2,6	197	2,20	0,85	7,67	lineární	0,4 - 1,2
LP Ostružné	2,6	245	2,36	0,91	9,58	normální	celý

LP Peklova	1,6	48	1,55	0,97	3,03	stupňovitý	celý
LP Volyňky	4,2	185	3,70	0,88	4,04	normální	celý
Mačický potok	12,5	216	7,80	0,62	1,73	s ostrým zlomem	1,3 - 2,5
Milešický potok	5,7	467	4,85	0,85	8,21	normální	2,5 - 3,5
Mladíkovský potok	8,1	166	5,10	0,63	3,92	normální	2,0 - 3,0
Naháč	3,3	122	2,77	0,84	3,75	lineární	celý
Opolenský potok	7,1	337	5,80	0,82	4,73	s ostrým zlomem	1,0 - 2,0
Orlovská studnice	3,4	94	3,20	0,94	2,79	normální	celý
Ostružná	40,6	522	17,80	0,44	1,28	normální	0,3 - 1,5; 6 - 8,5; 11,5 - 14
Peklov	18,2	302	13,90	0,76	1,65	lineární	9,0 - 10,0
Podolský potok	3,8	103	3,10	0,82	2,70	se strmým koncem	celý

PP Blanice	1,9	62	1,80	0,95	3,24	se strmým koncem	celý
PP Cikánského p.	2,8	205	2,50	0,89	7,30	lineární	celý
PP Černého potoka (Dubský p.)	3,0	78	2,50	0,83	2,62	se strmým koncem	celý
PP Jelenky	1,7	197	1,40	0,82	11,80	stupňovitý	celý
PP Kalenického potoka	2,2	48	1,86	0,85	1,90	stupňovitý	celý
PP Losenice	1,0	100	0,90	0,90	10,33	se strmým koncem	celý
PP Ostružné	2,9	140	2,60	0,90	4,71	normální	celý
PP Peklova	1,7	112	1,40	0,82	7,00	lineární	0 - 0,7
PP Strážovského potoka	0,8	48	0,75	0,94	5,84	lineární	celý
PP Zábořského potoka	2,8	21	2,20	0,79	0,76	lineární	0,7 - 1,5
PP Zlatého potoka nad obcí Protivec	2,6	56	2,36	0,91	2,15	lineární	0,2 - 0,8
PP Zlatého potoka pod obcí Protivec	1,9	32	1,73	0,91	1,68	stupňovitý	celý
PP Zlatého potoka u Hracholusek	3,9	62	3,10	0,79	1,58	se strmým koncem	0,4 - 1
Pravětínský potok	7,4	317	5,86	0,79	4,26	lineární	celý

Přečínský potok	1,8	71	1,74	0,97	3,91	lineární	celý
Radvanický potok	4,2	204	3,74	0,89	4,95	lineární	celý
Růžďský potok	3,7	170	3,00	0,81	4,65	lineární	celý
Starovský potok	6,4	253	5,43	0,85	3,97	lineární	0,8 - 2
Strážovský potok	7,9	275	7,00	0,89	3,45	normální	celý
Šukačka	3,2	336	2,70	0,84	10,48	s ostrým zlomem	celý
Těšínovský potok	3,6	74	2,70	0,75	2,04	se strmým koncem	2,0 - 3,0
Volšovka	19,5	443	11,50	0,59	2,26	normální	5 - 7; 12 - 14
Volyňka	41,6	641	31,50	0,76	1,54	normální	5,0 - 7,0
Záhořský potok	4,0	117	2,70	0,68	2,93	s ostrým zlomem	0,6 - 1,6
Zlatý potok (přítok Blanice)	33,5	499	16,84	0,50	1,48	normální	3,5 - 4,5
Žárovenský potok	7,0	211	4,90	0,70	2,93	lineární	6,0 - 8,0
Žihobecký potok	4,1	89	3,00	0,73	2,17	normální	celý
Živný potok	13,4	290	10,80	0,81	2,17	lineární	celý

Tab. 4. Charakteristiky toků. *Rozmezí LPZ, která byla určena na základě tvaru toku v mapě. Šedá oblast značí výskyt sklonové anomálie v daném úseku nebo u toků vymezených celým svým průběhem.

Pro každý tok byl také vypočten stupeň vývoje toku (tab.4), což je poměr skutečné délky toku s nejkratší možnou délkou toku (přímková spojnice pramene a ústí). Platí tedy vztah, čím více se výsledná hodnota blíží k nule, tím vyšší je míra křivolakosti toku a lze ho považovat za vývojově starší. V této práci byla místo skutečné délky toku použita délka údolí, která byla zjištěna z podélných profilů. $K = L/Lx$, kde L je délka údolí a Lx je délka mezi pramenem a ústím.

Jednotlivé podélné profily byly rozlišeny podle tvaru křivky na pět kategorií (sensu Hartvich, 2005) (tab. 4). Pro řazení podélných profilů do jednotlivých kategorií hraje podstatnou roli délka toku a výškový rozdíl mezi ústním a pramenem, jelikož u kratších toků jsou již malé anomálie více patrné, než u dlouhých toků; stejná anomálie se tak na různě dlouhém toku projeví v podélném profilu různě. Záleží tedy na velikosti měřítka, v kterém je podélný profil zobrazen.

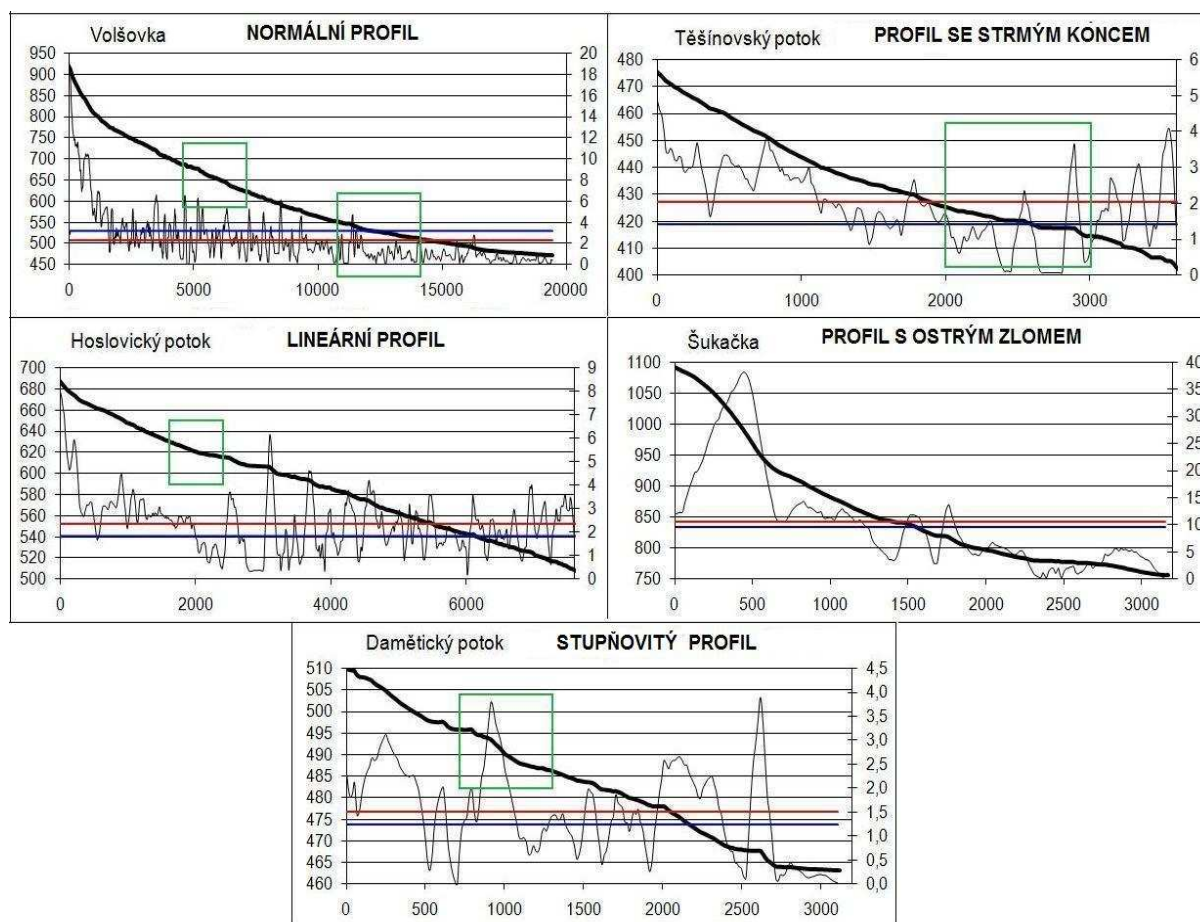
Normální profil: znázorňuje ideálně se vyvíjející tok, na jehož začátku je strmý spád, které se pozvolna snižuje a vytváří tak ideální konkávní tvar podélného profilu (obr. 26).

Profil se strmým koncem: odpovídá křivce normálního profilu, která je odlišná až svým konečným úsekem, jenž strmě klesá až k soutoku (obr. 26).

Lineární profil: je typický velmi mírným až přímým sklonem bez typického konkávního tvaru (obr. 26).

Profil s ostrým zlomem: znázorňuje přímou křivku, která se náhle láme a dále pokračuje pod jiným sklonem (obr. 26).

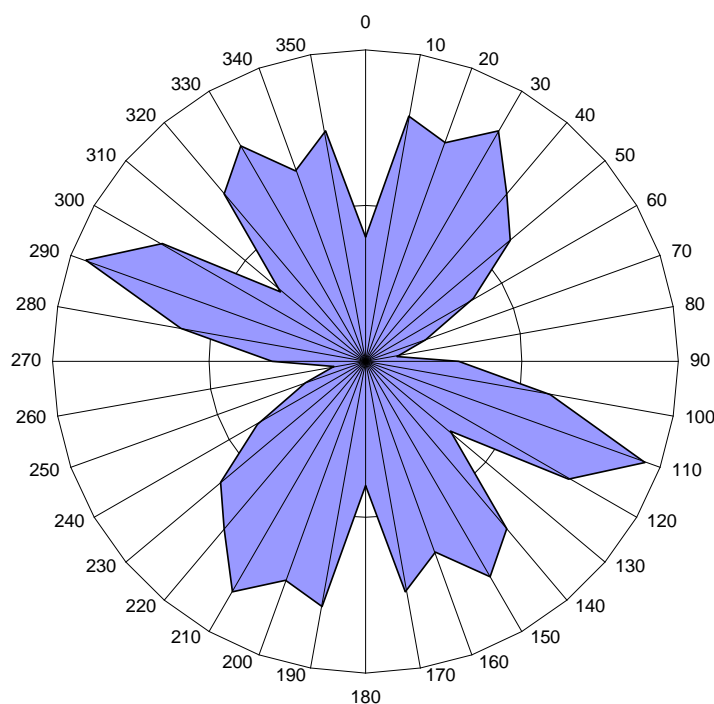
Stupňovitý profil: zahrnuje všechny zbylé typy profilů, které mají netypický tvar, stupně či jiné anomálie (obr. 26).



Obr. 26. Ukázka tvarů podélných profilů.

6. DISKUZE

Výsledky analýz ukazují hrubý pohled na současné rozmístění lokalit, které vykazují určité morfologické charakteristiky ve spojitosti s možnými změnami říční sítě. Nejvíce LPZ se nachází ve výše položených oblastech studovaného území, kde toky vytvářejí zaříznutá údolí. Tato oblast koresponduje se současnou polohou zpětné eroze, což může být jedním z hlavních důvodů tohoto rozložení. Vlna zpětné eroze během kvartéru postupovala od s. a sv. na j. až jz., kdy byla její rychlost umocněna postupným zdvihem Šumavy a poklesem Plzeňské pánve a jihočeských pánví (Hartvich, 2004). Významný podíl na vzniku změn říční sítě mají i tektonické zlomy. Celá studovaná oblast je protkána celou řadou zlomových pásem. Podle Kodyma (1961) pošumavskou oblastí procházejí zlomy v hlavních směrech Z – V až SZ – JV a S – J až SSV – JJZ. Tyto směry zlomů z části dokazuje růžicový diagram, vytvořený na základě geologických map (obr. 27). Diagram ukazuje i nový směr SSZ – JJV. Porovnáním říčních údolí s rozmístěním zjištěných či předpokládaných zlomů je patrná návaznost toků, na kterých se často vyskytuje náhlá změna směru až o 90° (příloha 12). Typickým příkladem může být údolí Zlatého potoka, které zpočátku vede JV směrem, na 7,5 km se ostře stáčí na SSZ a kopíruje oslabenou linii zlomu. Zcela stejný průběh má i údolí Žárovenského potoka. Tektonické zlomy také silně ovlivňují údolí Blanice a Volyňky (zvláště údolí horního a středního toku), což popisuje i Chábera (1985).



Obr. 27. Růžicový diagram směrů tektonických zlomů. Zdroj mapový server ČGS.

Použitá metoda pro nalezení změny sklonu na podélném profilu byla zvolena za postačující. Ovšem důležité je zmínit, že tato metoda pracuje dobře u toků, které mají relativně nízký sklon s výraznými stupni (např. Chrobolský potok). U toků s vysokým sklonem (např. Jelenka), nelze tímto způsobem přesně vymezit změnu sklonu (Hartvich, 2005).

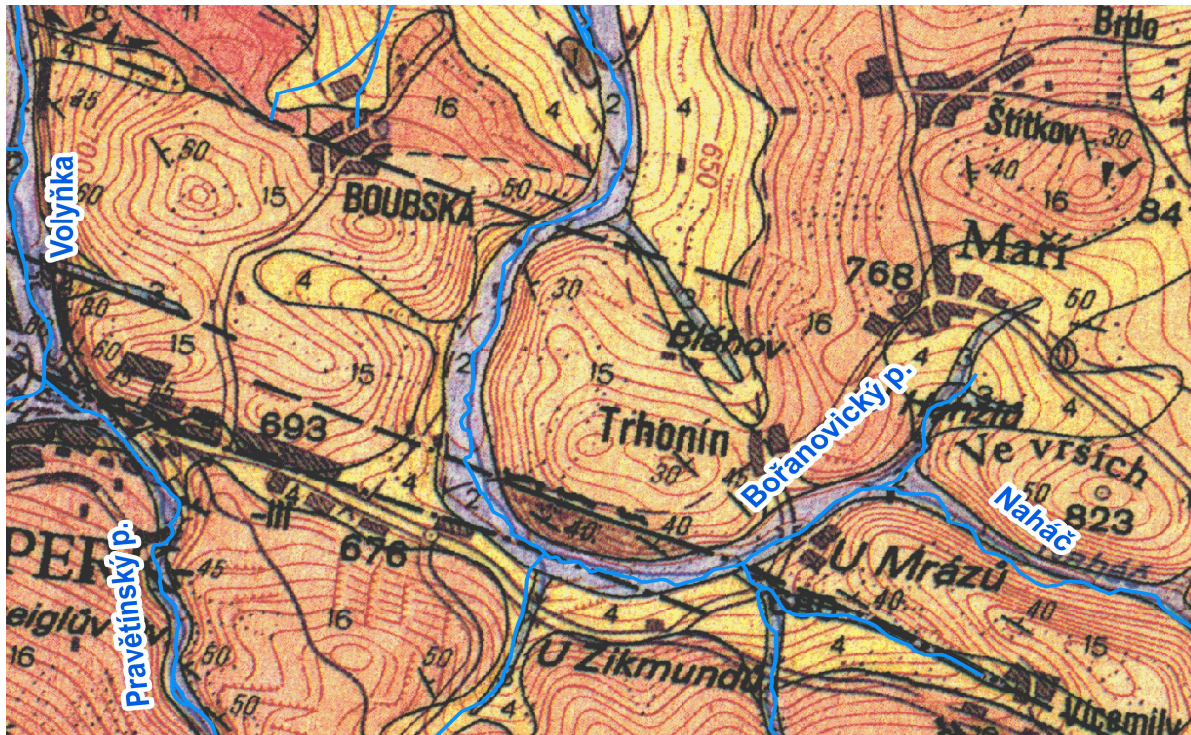
Nalezené změny sklonu na podélných profilech, s porovnáním geologických a topografických map, přispívají k určení změn říční sítě. Křivka podélného profilu vypovídá o vývoji toku na který má vliv řada činitelů. Za ideálně se vyvíjející podélný profil je považována konkávní křivka pozvolna se přibližující k ose x (Kunský, 1959; Demoulin, 1998). Ideální vývoj toku mohou narušit tektonické procesy, říční pirátství, svahové pohyby, rozdílná litologie koryta, změny základní erozní báze, antropogenní procesy a klima, které určují morfologii údolí a tudíž i tvar podélného profilu. Projevem těchto činitelů na podélném profilu je změna sklonu toku, který vypovídá o jeho nerovnovážném stavu (Bishop et al., 2005).

6.1 Možné příčiny změn sklonu na vybraných LPZ

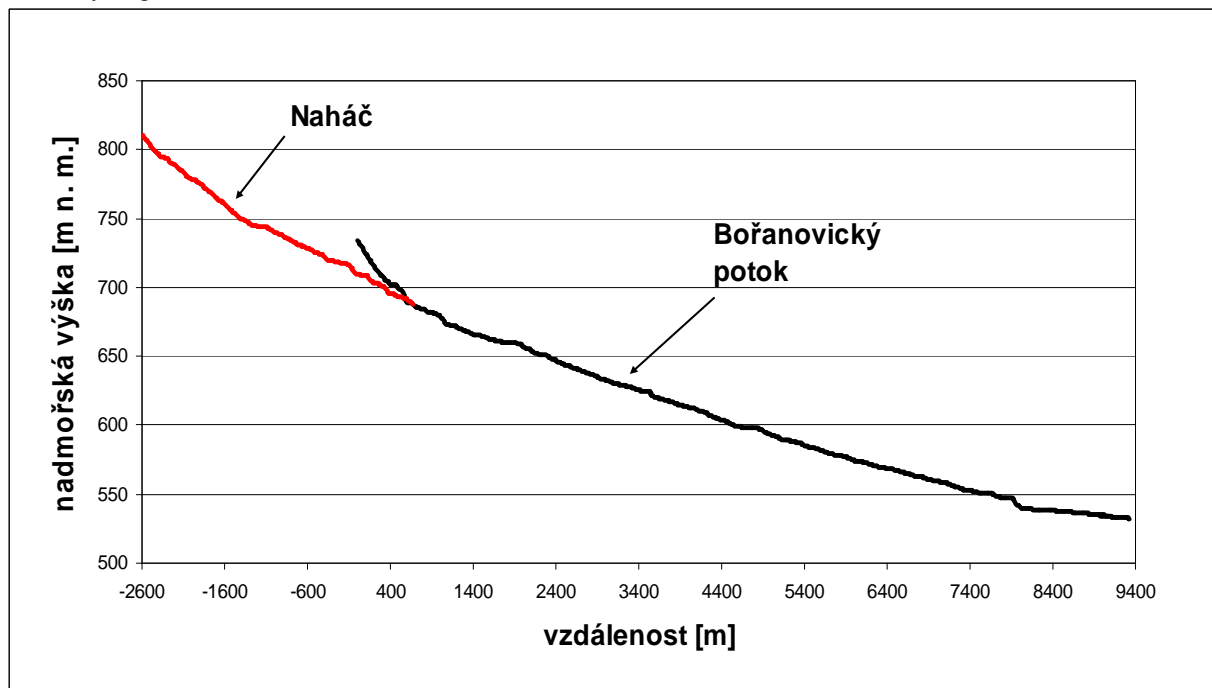
Možné příčiny změn jsou řešeny pouze na základě vytvořených podkladů a jejich konfrontací s geologickými a topografickými mapami. Uvedené příčiny změn slouží pouze jako pracovní hypotézy, na které je třeba navázat další výzkumem, například: terénní práce, analýzy údolních sítí, horninového složení, příčných a podélných profilů.

Již stupeň vývoje toku Bořanovického potoka dosahující hodnoty 0,55 vypovídá o značném vývojovém stáří a tudíž větší pravděpodobnosti jeho ovlivnění různými činiteli. V určeném rozmezí LPZ (zelený obdélník) Bořanovického potoka se nalézají 4 stupně, které lze považovat za změnu sklonu. Tento úsek toku odpovídá nápadnému oblouku, který tok vytváří na prvních 4 km (obr. 28). Podle geologické mapy přes tento oblouk procházejí tektonické zlomy, jejichž poloha se shoduje se třemi sklonovými anomáliemi ležícími na 1; 2 a 3,5 říčním kilometru. Lze je tedy považovat za možnou příčinu daných změn sklonu. Jedním z možných vysvětlení změny sklonu na 2 km, je také říční pirátství. Území mezi tímto bodem a Pravětínským potokem vyplňují deluviální hlinitopísčité sedimenty vedoucí přímo po linii zlomu, které nasvědčují o nedávné fluviální činnosti. Tato lokalita byla ovšem na základě analýz vyřazena, jelikož se zde nachází vysoké rozvodí. Poslední úsek se změnou sklonu se nachází 660 metrů od pramene tj. v místě soutoku s levostranným přítokem Naháč. Tento tok zjevně tekl původním údolím, a Bořanovický potok byl pouze jeho přítokem.

Důkazem pro toho tvrzení je typologie údolí a průběh podélného profilu na kterém je vidět plynulé napojení Naháče na Bořanovický potok (obr. 29). Změna toku by pak příslušela malému přítoku, která je vysvětlitelná velkým zahloubením hlavního údolí.

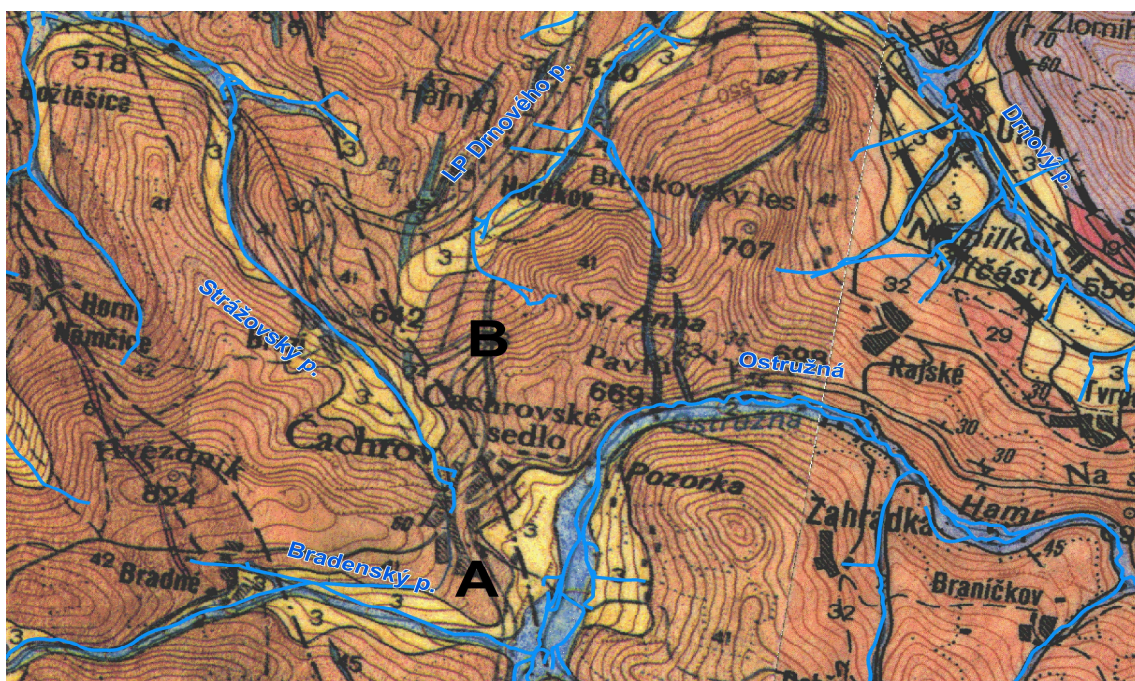


Obr. 28. Geologická mapa LPZ č. 6 a 41. Deluviální sedimenty (4) jsou zobrazeny žlutě. Pararula červeně (16) a biotitický migmatit oranžově (15).



Obr. 29. Podélný profil Bořanovického potoka a toku Naháč. Hodnota 0 m na ose X začíná pramenem Bořanovického potoka.

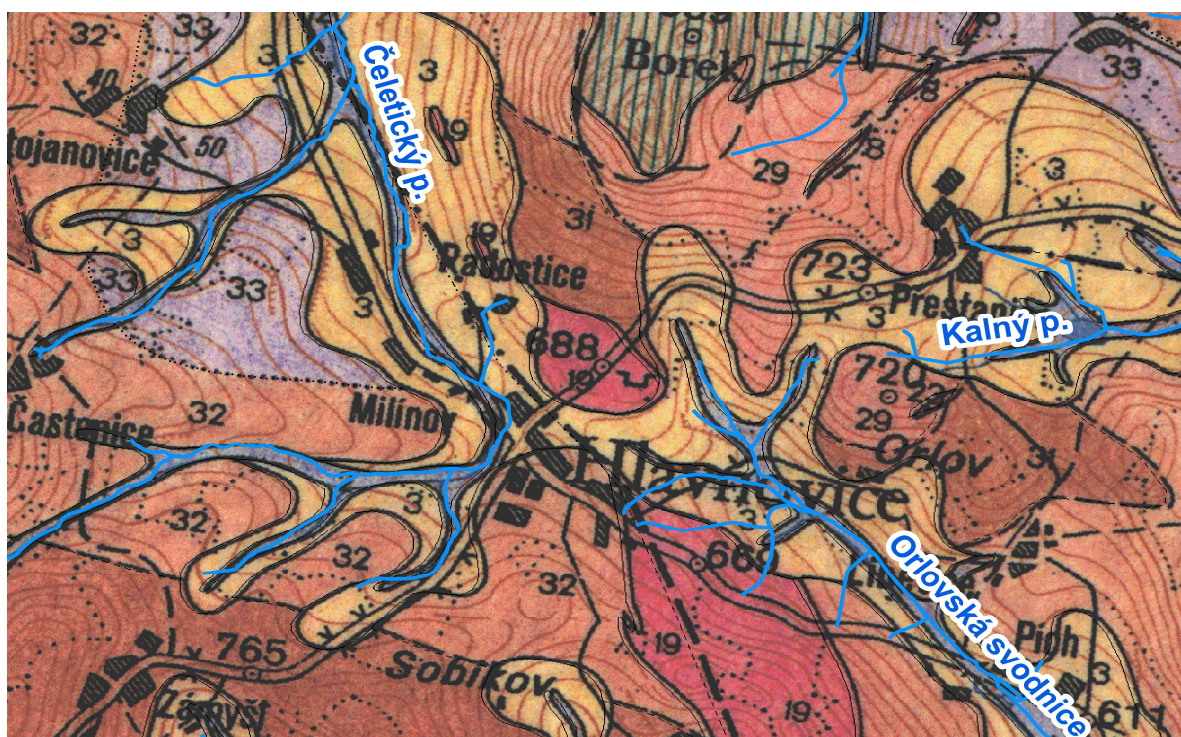
V podélném profilu Jelenky se nachází výrazná změna sklonu mezi 0,9 až 2,7 km od pramene. Prudká změna sklonu je vymezena přechodem mezi deluviálními sedimenty a muskovit-biotitickou pararulou. Pramenná oblast Jelenky se nachází na zarovnaném paleoreliéfu, kde je zařezána do deluvia a sklon toku je $5^{\circ}12'$. Následný strmý úsek toku vytváří hluboce zařízlé údolí ve skalním podloží o sklonu $18^{\circ}4'$. Údolí je viditelné i na mapě relativní výškové členitosti, kde tok přechází z ploché vrchoviny přes členitou vrchovinu a plochou hornatinu (příloha 9). Příčina této výrazné sklonové anomálie může být vysvětlena pošumavským zlomovým pásmem, které podle Lysenka (2004) i Hartvicha (2004) touto oblastí prochází. Zahloubené údolí tak mohlo vzniknout vazbou toku na zlomovou linii, kde je oslabená zemská kůra méně odolná vůči erozi. Pošumavský zlom, probíhající v přibližné linii Hartmanice - Keply - Javorná – sedlo mezi Plošinou a Můstkem - Městiště - Děpoltické sedlo - údolí Žíznětického potoka – Nýrsko (Hartvich, 2004), také prochází údolím; Ostružné, Kepelského potoka a Volšovky, kde se místa průniků shodují se změnami v podélných profilech. Vliv pošumavského zlomu na tyto toky podporuje i studie Hartvicha (2005). Značnému ovlivnění Ostružné a Volšovky napovídá také vývojový stupeň toku, který dosahuje hodnot 0,44 respektive 0,59. Na podélném profilu řeky Ostružné se na 11,9 km nalézá stupeň, jehož vznik může mít více příčin. Podle geologické mapy zde prochází zlom zakrytý deluviálními a fluviálními sedimenty (A v obr. 30). Jelikož se stupeň nachází pod soutokem s Bradenským potokem může být příčina ve zvýšené erozivní síle po soutoku. Toto tvrzení také předkládá Hartvich (2004).



Obr. 30. Geologická mapa LPZ č. 16 a 38. Oblast A ukazuje LPZ č. 16. Oblast B:ukazuje LPZ č. 38. Deluviální sedimenty jsou zobrazeny žlutě (3). Pararula oranžově (41).

V podélném profilu LP Drnového potoka se 680 m od pramene výrazně mění sklon křivky. Změna sklonu byla patrně způsobena prudkým spádem do hlavního údolí, které podle deluviálních sedimentů vede směrem na jih (B v obr. 30). Lze předpokládat, že zde v minulosti protékal dnešní horní tok Strážovského potoka, jelikož sklonová anomálie, nalezená v profilu Strážovského potoka 840 m od soutoku, přesně odpovídá místu možného odklonění směrem k Drnovému potoku.

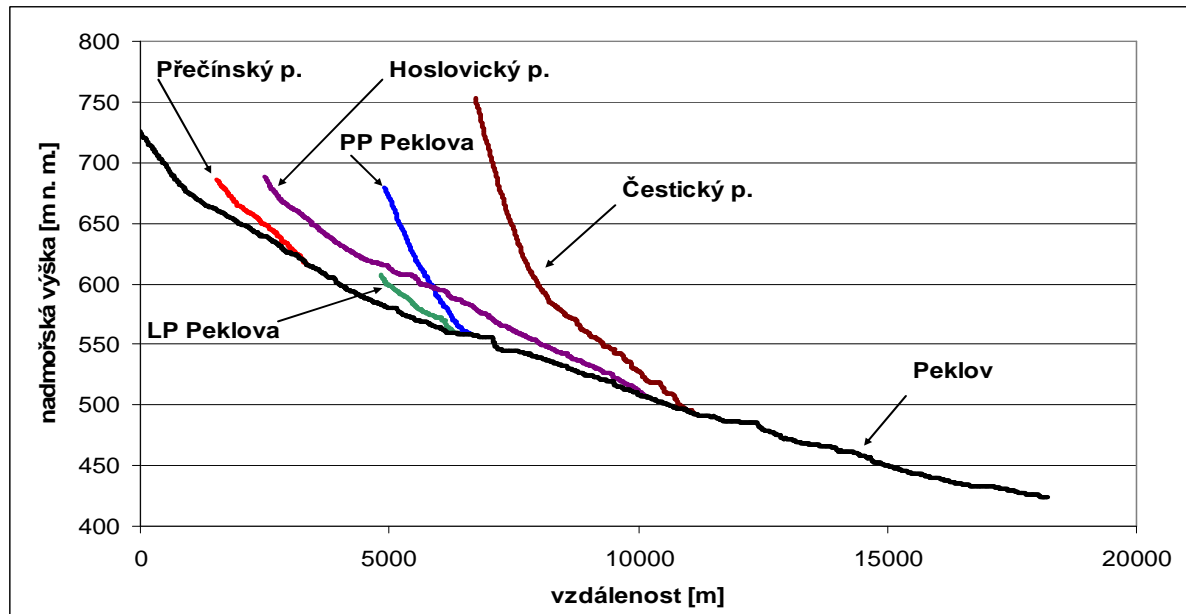
Nepatrná změna sklonu Čeletického potoka na 2,8 říčním km může být z jedním důkazů načepování toku po kterém se stáčí na sever. Nasvědčují tomu také deluviální sedimenty překrývající biotitický granodiorit, nalézající se v sedle mezi toky (obr. 31) a relativní otevřenost údolí horního toku Orlovské studnice.



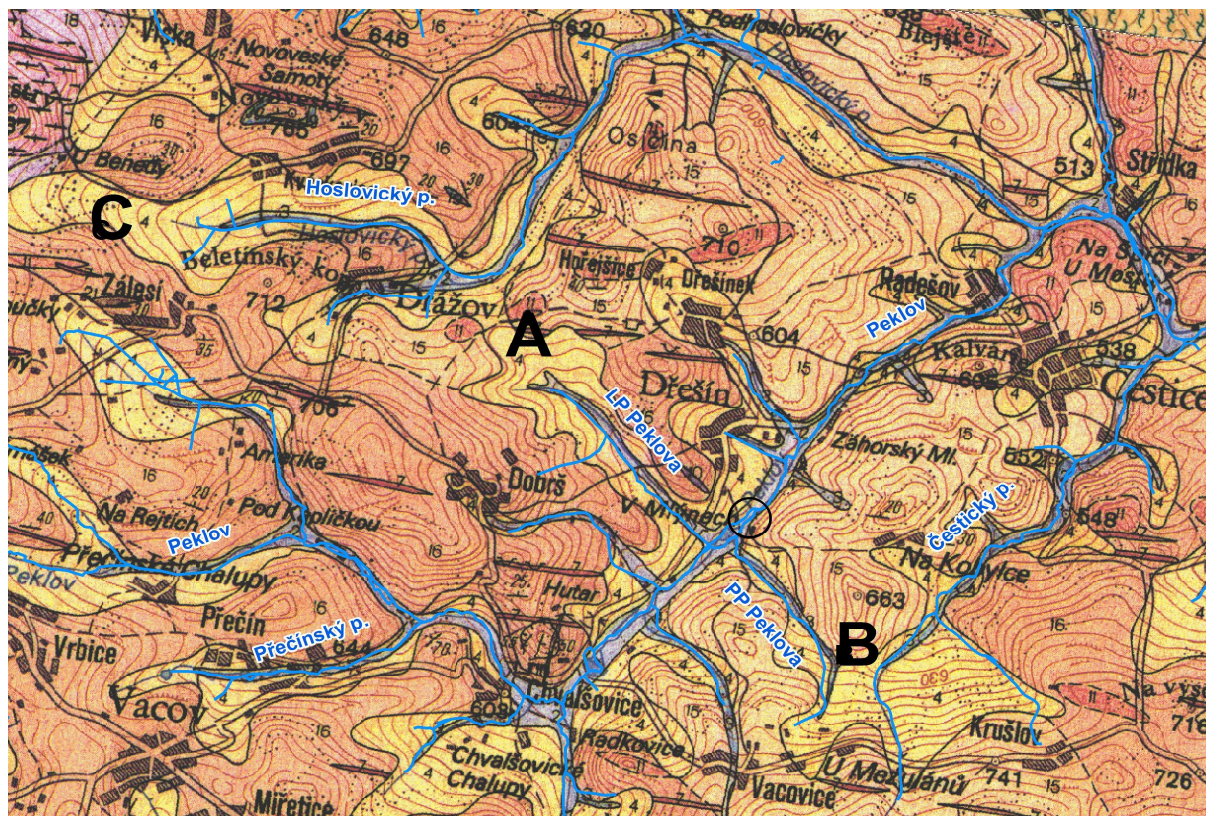
Obr. 31. Geologická mapa LPZ č. 35. Deluviální sedimenty jsou zobrazeny žlutě (3). Pararus oranžově (32). Biotitický granodiorit červeně (19).

Podélný profil Peklova obsahuje výraznou sklonovou anomálii ležící na 7,1 km (obr. 32). Tento úsek toku protéká po hranici deluvia s biotitickým migmatitem a vytváří zařízlé údolí. Zvýšená erozní síla po soutoku s levostranným (LP Peklova) a pravostranným přítokem (PP Peklova) mohla být jednou z příčin vzniku změny sklonu, připustíme-li, že v minulosti tyto toky mohly mít větší průtok, který byl ochuzen říčním pirátstvím Hoslovického a Čestického potoka. Prvním znakem může být nízké rozvodí mezi levostranným přítokem Peklova a Hoslovickým potokem (A v obr. 33) a mezi pravostranným přítokem Peklova a Čestickým potokem (B v obr. 33), které je vyplněné deluviálními sedimenty. Druhým znakem může být

nalezený stupeň v profilu Hoslovického potoka ležící na 2,2 km, tj. přímo v ohybu toku na SSZ. Zajímavá je také horní část toku Hoslovického potoka, která protéká relativně otevřeným údolím, což s deluviem pokračujícím cca 1,5 km nad pramennou oblast naznačuje, že tok v minulosti pramenil výše, nebo zde protékala větší řeka (C v obr. 33).



Obr. 32. Podélný profil Peklova se zkoumanými přítoky.



Obr. 33. Geologická mapa LPZ č. 37 a 47. Deluviální sedimenty jsou zobrazeny žlutě (4). Paravula červeně (16) a biotitický migmatit oranžově (15). Černý kruh značí změnu sklonu toku Peklova na 7,1 km.

7. SHRNU TÍ A ZÁVĚRY

Hlavním úkolem bakalářské práce bylo vytipování lokalit vykazujících určité morfologické charakteristiky, které jsou spojovány s možnými nestabilitami údolní sítě.

Lokality potenciálních změn (LPZ) byly vybrány pomocí kombinace vizuálních a morfometrických analýz v prostředí GIS, na základě ukazatelů, které jsou příznačné pro projev změny říční sítě:

- náhlá změna směru toku (možný náčepní loket nebo navázání toku na zlom)
- opuštěná suchá údolí (wind gap)
- toky procházejícího topografickou bariérou
- možné načepování toku

Pro určení LPZ bylo důležité navrhnout správnou hodnotu převýšení nad údolnicovým povrchem (nízké rozvodí). Hodnota převýšení byla zvolena tak, aby co nejlépe vystihla možné zahloubení toků během konce Pleistocénu a v Holocénu, tedy v době kdy tyto změny říční sítě probíhaly.

Dále byly vytvořeny podélné profily toků, které se nacházejí v LPZ. Nalezené změny sklonu na křivkách podélných profilů byly porovnány s úseky toků v LPZ. Výsledná shoda změny sklonu s ukazatelem pro projev říční sítě (v LPZ), napovídá o proběhlé změně říční sítě. Přesné příčiny však nelze na základě těchto metod určit. Může se jednat o říční pirátství, tektonické procesy, rozdílnou litologie koryta, změny základní erozní báze či antropogenní procesy.

Výsledky studovaného území ukazují hrubý pohled na rozložení lokalit, které vykazují určité morfologické charakteristiky ve spojitosti s možnými změnami říční sítě. Pro přesné zhodnocení příčin, které způsobují změny říčních sítí, je potřeba další výzkum zaměřený na detailní analýzy údolních sítí a jejich horninového složení, příčných a podélných profilů a v neposlední řadě terénní práce.

Závěry:

- Byla vytvořena jednoduchá morfometrická metoda, napomáhající k identifikaci změn říční sítě.
- Bylo identifikováno 39 LPZ, tedy lokalit kde mohlo dojít ke změnám říční sítě.
- Většina LPZ byla identifikována pomocí náhlé změny směru toku.
- Prostorové rozmístění těchto lokalit naznačuje spojitost s tektonickými procesy a se současnou polohou zpětné eroze.

- Poloha změn sklonu na podélných profilech ve většině případů odpovídá náhlým změnám směru toku.
- Podélné profily byl podle tvaru rozděleny na 5 kategorií, které značí vypovídají o vývoji toku.
- Pro jednoznačné závěry ohledně příčin vzniku morfologických charakteristik, spojených se změnami údolní sítě, na vytipovaných lokalitách je potřeba další výzkum, podepřený zejména podrobným mapováním a dalšími terénními pracemi.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY:

Atlas podnebí Česka, (2007): Český hydrometeorologický ústav Praha a Universita Palackého Olomouc, 256 str.

BALATKA, B. SLÁDEK, J. (1962): Říční terasy v českých zemích, Geofond, Praha 578 str.

BARTARYA, S. K. a SAH M. P. (1995): Landslide induced river bed uplift in the Tal valley of Garhwal Himalaya, India, Geomorphology vol. 12, 109 – 121 str.

BEDNAREK, A. T. (2001): Undamming Rivers: A Review of the Ecological Impacts of Dam Removal, Environmental Management 27, 6, 803 – 814 str.

BENEŠ, K. a kol. (1983): Geologická stavba šumavského moldanubika. Academia, Praha, 67 str.

BISHOP, P. et al. (2005): Knickpoint recession rate and catchment area: Earth Surface Processes and Landforms, 30, 767 – 778 str.

BRANDT, S. A. (2000): Classification of geomorphological effects downstream of dams, Catena 40, 375 – 401 str.

BROOKS, G. R. (2003): Holocene lateral channel migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada, Geomorphology, 54, 197 – 215 str.

BURCKHARDT, J. C. a TODD, B. L. (1998): Riparian forest effect on lateral stream channel migration in the glacial till plains, Journal of the America water resources association, 34, 1, 179 – 184 str.

CALVACHE, M. L. a VISERAL, C. (1995): Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain, Earth surface processes and landforms, 22, 93 – 105 str.

CASTELLTORT, S. a SIMPSON, G. (2006): Growing mountain ranges and quenched river network, C. R. Geoscience, 338, 1184 – 1193 str.

COLEMAN, A. (1958): The terraces and antecedence of a part of the river Salzach, Transactions and Papers (Institute of British Geographers), 25, 119 – 134 str.

COSTA, J. E. & SCHUSTER, R. L. (1988): The formation and failure of natural dams, Geological Society of America Bulletin 100, 1054 – 1068 str.

CROSBY, B. T. a 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 str.

DEMEK, J. a kol. (1965): Geomorfologie Českých zemí. Nakladatelství ČSAV, Praha, 336 str.

DEMEK, J. a kol. (1987): Hory a nížiny – zeměpisný lexikon ČSR. Academia, Praha, 584 str.

- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*, Academia, Praha, 467 str.
- DEMOULIN, A. (1998): Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), *Geomorphology*, 24, 189 – 208 str.
- DYNESIUS, M. & NILSSON, C (1994): Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world', *Science*, 266, 753 - 762 str.
- DOUGLAS, J. a SCHMEECKLE, M. (2007): Analogue modeling of transverse drainage mechanisms, *Geomorphology*, 84, 22 – 43 str.
- FORT, M. et al. (2010): Hillslope-channel coupling in the Nepal Himalayas and threat to man-made structures: The middle Kali Gandaki valley, *Geomorphology*, 124, 178 – 199 str.
- FU, B. et al. (2005): Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet, *Geomorphology*, 71, 278 – 292 str.
- GOUDIE, A. S. (2004): *Encyclopedia of geomorphology*, Routledge Taylor & Francis group, London, 1123 str.
- HARBOR, D. et al. (2005): Capturing variable knickpoint retreat in the central Appalachians, USA, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 28, 23 – 36 str.
- HARTVICH, F. (2004): Morfostrukturní analýza sv. okraje Šumavy v okolí Pošumavského zlomu. Sborník ze semináře "Stav geomorfologických a kvartérně-geologických výzkumů na Šumavě, Novohradských horách a Českém lese v roce 2004, *Miscellanea Geographica*, 10, ZČU, Plzeň, 115 – 127 str.
- HARTVICH, F. (2005): Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. Sborník ze semináře "Stav geologických a geomorfologických výzkumů Šumavy a přilehlých pohoří v roce 2005, *Miscellanea Geographica*, 11, ZČU, Plzeň, 13 – 30 str.
- HAYAKAWA, Y. S. a OGUCHI, T. (2006): DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers, *Geomorphology*, 78, 90 – 106 str.
- HELEŠIC, J. (1997): Základní schéma vstupních dat pro analýzu rizik ve vodním prostředí, *Hodnocení rizik pro životní prostředí*, Brno 150 – 157 str.
- HOLBROOK, J. a SCHUMM, S. A. (1999): Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing Sibyle epeirogenic deformation in modern and ancient settings, *Tectonophysics*, 305, 287 – 306 str.
- HORNÍK, S. a kol. (1986): *Fyzická geografie, díl II. - SPN Praha*, (geomorfologie str. 13 – 108 str.)
- HUANG, W. (1993): Morphologic patterns of stream channels on the active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: implications for repeated great earthquakes in the Holocene, *Tectonophysics*, 219, 283 – 304 str.

- HUISING, M. (2000): Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands, *Sedimentary Geology*, 133, 115 – 134 str.
- CHÁBERA, S. a kol. (1985): Jihočeská vlastivěda - neživá příroda. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 270 str.
- CHÁBERA, S. a kol. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 181 str.
- CHÁBERA, S. a kol. (1982): Geologické zajímavosti jižních Čech, Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 157 str.
- CHLUPÁČ, I. a kol. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha. 436 str.
- JAIN, V. a SINHA, R. (2005): Response of active tectonics on the alluvial Bagmati River, Himalayan foreland basin, eastern India, *Geomorphology*, 70, 339 – 356 str.
- KODYM, O. ml. a kol. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 – list Strakonice. Geofond, Nakladatelství ČSAV, Praha, 149 str.
- KONDOLF, G. A. (1997): Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels, *Environmental Management*, 21, 4, 533 – 551 str.
- KORUP, O. (2002): Recent research on landslide dams – a literature review with special attention to New Zealand, *Progress in Physical Geography* 26, 2, 206 – 235 str.
- KORUP, O. (2005): Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 783 – 800 str.
- KORUP, O. (2006): Rock-slope failure and the river long profile, *Geological Society of America*, 34, 1, 45 – 48 str.
- KORUP, O. et al. (2010): The role of landslides in mountain range evolution, *Geomorphology*, 120, 77 – 90 str.
- KUNSKÝ, J., LOUČEK, D., SLÁDEK, J. (1959): Praktikum fyzického zeměpisu, ČSAV, Praha, 266 str.
- LACIKA, J. (2002): Typy riečneho pirátstva vo vulkanických pohoriach slovenských Karpát, Bratislava, Geografický ústav SAV. s., *Geografický časopis*, 54, 2, 151 – 164 str.
- LANGHAMMER, J. (2003): Změny v krajině a povodňové riziko, PřF, Praha, 251 str.
- LANGHAMMER, J. et al. (2004): Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, Závěrečná výzkumná zpráva grantu GAČR 205/03/Z046
- LANGHAMMER, J. (2007): Povodně a změny v krajině, PřF UK Praha a MŽP ČR, Praha, 350 str.

- LANGHAMMER, J (2008): Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní, PřF UK Praha a MŽP ČR, Praha, 278 str.
- LARUE, J. P. (2008): Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France), *Geomorphology*, 93, 343 – 367 str.
- LYSENKO, V. (2004): Morfotektonická analýza NP Šumava s využitím radarových satelitových snímků, *Aktuality Šumavského výzkumu II*, str. 16 – 21 str.
- MAHER, E. et al. (2007): The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain, *Geomorphology*, 84, 344 – 356 str.
- MAREŠ, K. (1997): Úpravy toků - navrhování koryt, ČVUT, Praha, 254 str.
- MATHER, A. E. (1993): Basin inversion: some consequences for drainage evolution and alluvial architecture, *Sedimentology*, 40, 1069 – 1089 str.
- MATHER, A. E. (2000): Impact of headwater river capture on alluvial system development: an example from the Plio-Pleistocene of the Sorbas Basin, SE Spain, *Journal of the Geological Society*, 157, 957 – 966 str.
- MIKESELL, L. R. et al. (2010): Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata, *Geomorphology*, 115, 267 – 277 str.
- MONTGOMERY, C.W. (1997): *Fundamentals of Geology*, Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, IA, USA, 412 str.
- NANSON, G. C. a HICKIN, E. J. (1986): A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 497 – 504 str.
- NICOLL, T. J. a HICKIN, E. J. (2010): Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies, *Geomorphology*, 116, 37 – 47 str.
- OUCHI, S. (1985): Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 504 – 515 str.
- OUCHI, S. (2005): Development of offset channels across the San Andreas fault, *Geomorphology*, 70, 112 – 128 str.
- PÁNEK, T. et. al (2007): Landslide dams in the northern part of czech flysch carpathians: Geomorphic evidence and imprints, *Studia geomorphologica carpatho-balcanica*, XLI, 77 - 96 str.
- PETTS, G. E. et. al (1989): *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*, John Wiley and Sons, New York, 355 str.
- QUITT, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Brno: Academia, *Studia Geografica* 16, GÚ ČSAV, 82 str.

SCHUMM, S. A. (1986): Alluvial River Response to Active Tectonics, in Active tectonics: Impact on Society (1986), National academy press, Washington D. C., 266 str.

SCHUMM, S. A. et al. (2002): Active Tectonics and Alluvial Rivers, Cambridge University Press, 277 str.

SMOLKOVÁ, V. (2009): Sesuvy hrazená jezera a jejich význam pro poznání krajiny, Geografické rozhledy 5, 4 – 5 str.

LAGASSE, P. F. et al. (2004): Methodology for Predicting Channel Migration. Transportation Research Board of the National Academies of the U.S., NCHRP Web-Only Document 67, 162 str.

TRUDGILL, B. D. (2002): Structural controls on drainage development in the Canyonlands grabens of southeast Utah, AAPG Bulletin, 86, 6, 1095 – 1112 str.

TWIDALE, R.C. (2004): River patterns and their meaning, Earth - Science Reviews, 67, 159 – 218 str.

TOMÁŠEK, M. (2007): Půdy České republiky, Česká geologická služba, Praha, 67 str.

VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development, Quaternary Science Reviews, 14, 631 – 638 str.

VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas, Quaternary Science Reviews, 22, 2053 – 2060 str,

VEJNAR, Z. a kol. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 – list Nýrsko. Ústřední ústav geologický, Praha, 69 str.

VLČEK, V. a kol. (1984): Zeměpisný lexikon – Vodní toky a nádrže. Academia, Praha, 315 str.

ZAPROWSKI, B. J. et al. (2001): Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains, Geology, 29, 6, 547 – 550 str.

ZAPROWSKI, B. J. et al. (2002): Stream piracy in the Black hills: A geomorphology lab exercise, Journal of Geoscience Education, 50, 4, 380 – 388 str.

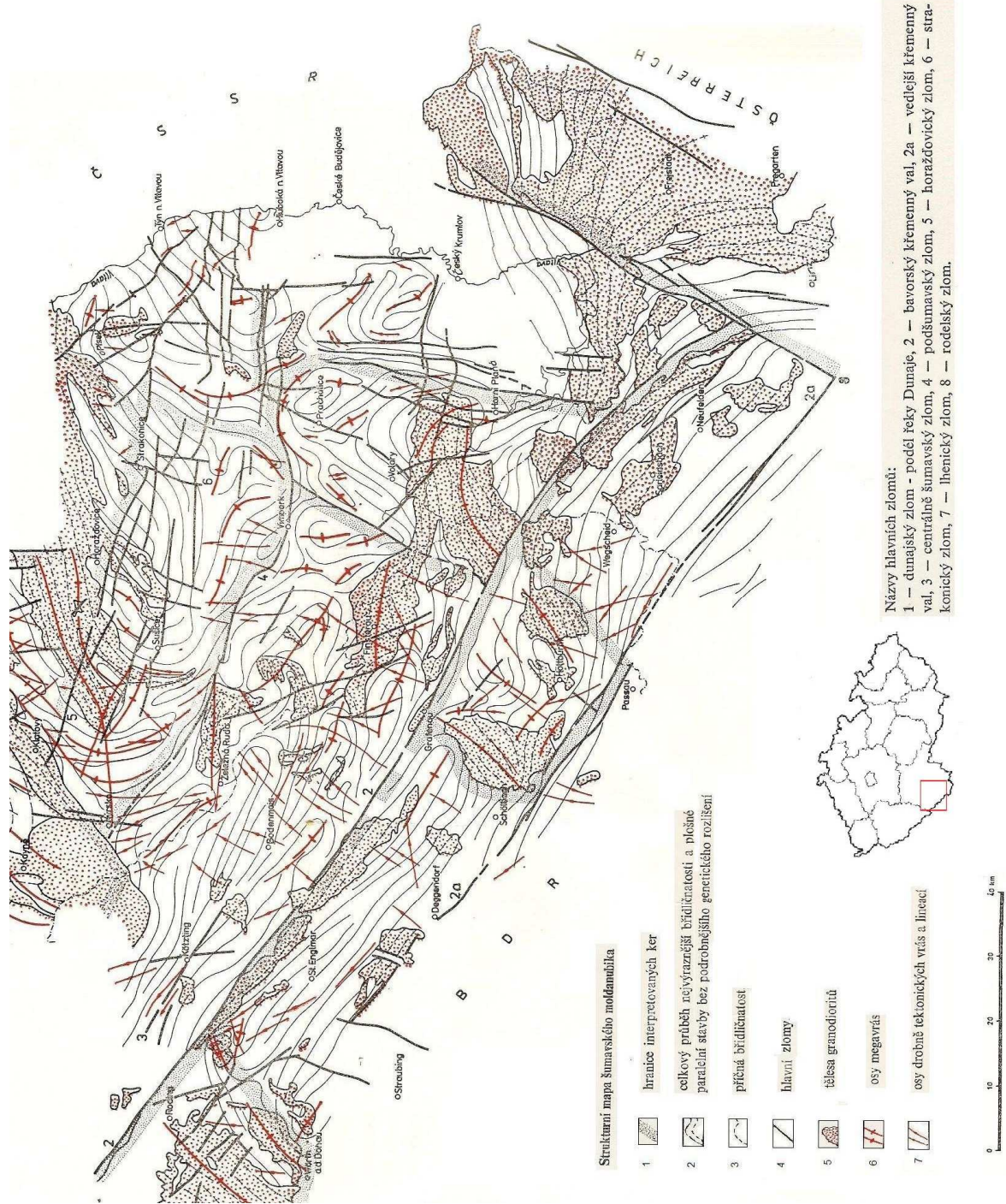
OSTATNÍ ZDROJE:

Česká geologická služba [online]. Chování částic v závislosti na jejich velikosti a na rychlosti vodního proudu. [cit. 2011-14-5]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>

Národní geoportál [online]. Národní geoportál INSPIRE. [cit. 2011-6-4]. Dostupné z: <http://geoportal.gov.cz/>

Katedra ekologie a životního prostředí PřF UP v Olomouci [online]. [cit. 2011-14-4]. Dostupné z <http://ekologie.upol.cz/ku/ahdo/aplhyd.htm>

PŘÍLOHY



Příloha 1. Kry moldanubické oblasti vymezené na základě tektonických zlomů a vrás podle Beneše a kol., (1983).

Podrobné geomorfologické členění studované oblasti

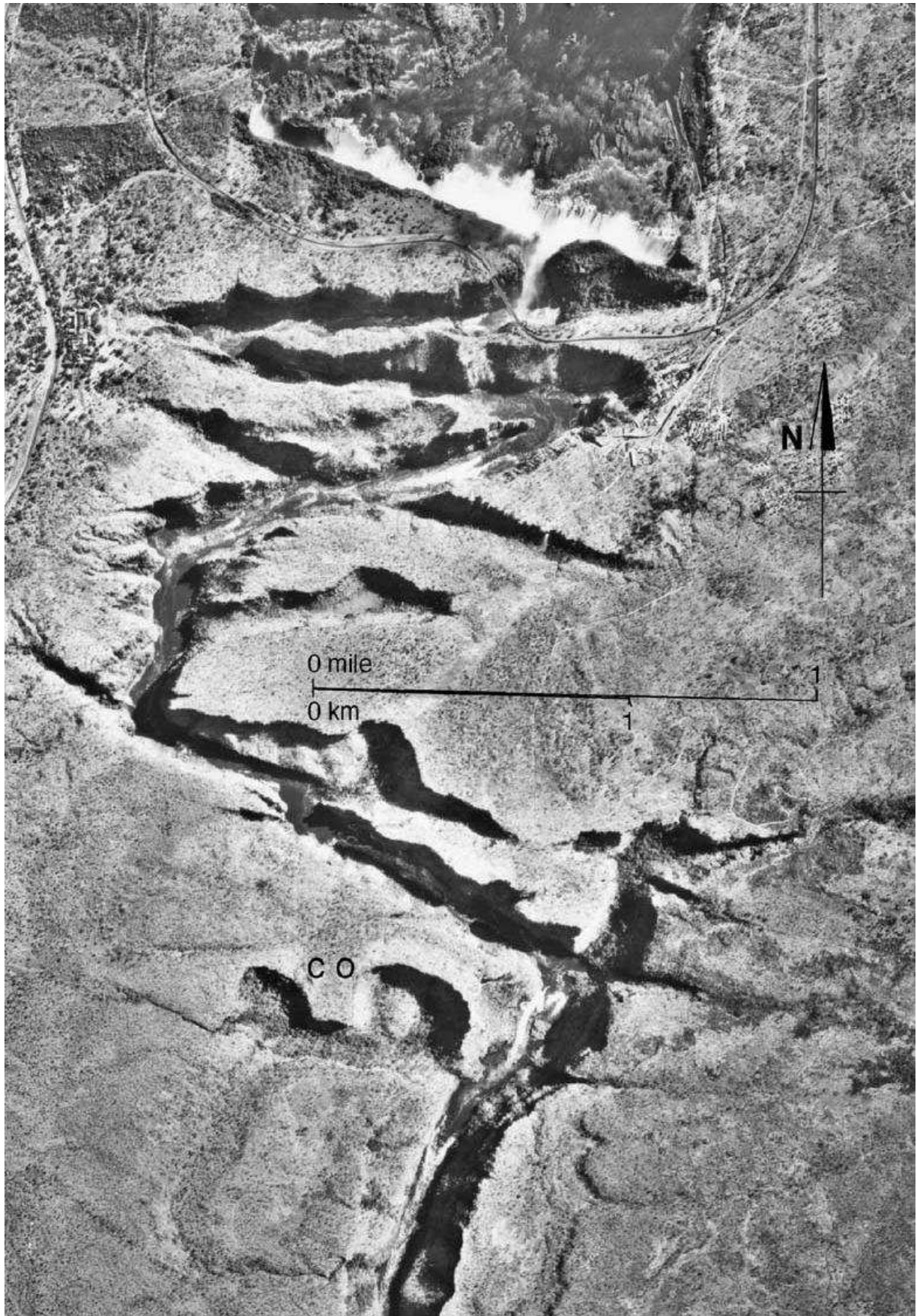
Subprovincie	Oblast	Celek	Podcelek	Okrsek	
Česko-moravská	Středočeská pahorkatina	Blatenská pahorkatina	Nepomucká vrchovina	Plánická vrchovina	
				Nalžovskohorská pahorkatina	
			Horažďovická pahorkatina	Střelskohoštická pahorkatina	
				Radomyšlská pahorkatina	
		Táborská pahorkatina	Písecká pahorkatina	Mehelnická vrchovina	
	Jihočeské pánve	Českobudějovická pánve	Putimská pánev		Strakonická kotlina
					Mladějovická pahorkatina
					Kestřanská pánev
			Blatská pánev	Chvalešovická pahorkatina	
				Vodňanská pánev	
Poberounská	Plzeňská pahorkatina	Švihovská vrchovina	Radyňská pahorkatina	Kamýcká vrchovina	
			Klatovská kotlina	Bolešinská kotlina	
				Janovický úval	
Šumavská	Šumavská hornatina	Šumava	Železnorudská hornatina	Pancířský hřbet	
			Šumavské pláně	Svojšská hornatina	
				Kochánovské pláně	
				Kvildské pláně	
				Knížecí pláně	
			Boubínská hornatina	-	
		Želnavská hornatina	-		
Šumavské podhůří	Bavorovská vrchovina	Budětická vrchovina			

Subprovincie	Oblast	Celek	Podcelek	Okrsek
Šumavská	Šumavská hornatina	Šumavské podhůří	Bavorovská vrchovina	Prácheňská pahorkatina
				Volyňská vrchovina
				Miloňovická pahorkatina
				Husinecká vrchovina
				Netolická vrchovina
				Netolická pahorkatina
			Prachatická hornatina	Žernovická hornatina
				Libínská hornatina
			Svatoborská vrchovina	Velhartická vrchovina
				Vidhoňský hřbet
				Sušická vrchovina
			Vimperská vrchovina	Mladotická vrchovina
				Vacovická vrchovina
				Bělečská vrchovina
			Strážovská vrchovina	Hodousická vrchovina
				Neznašovská vrchovina

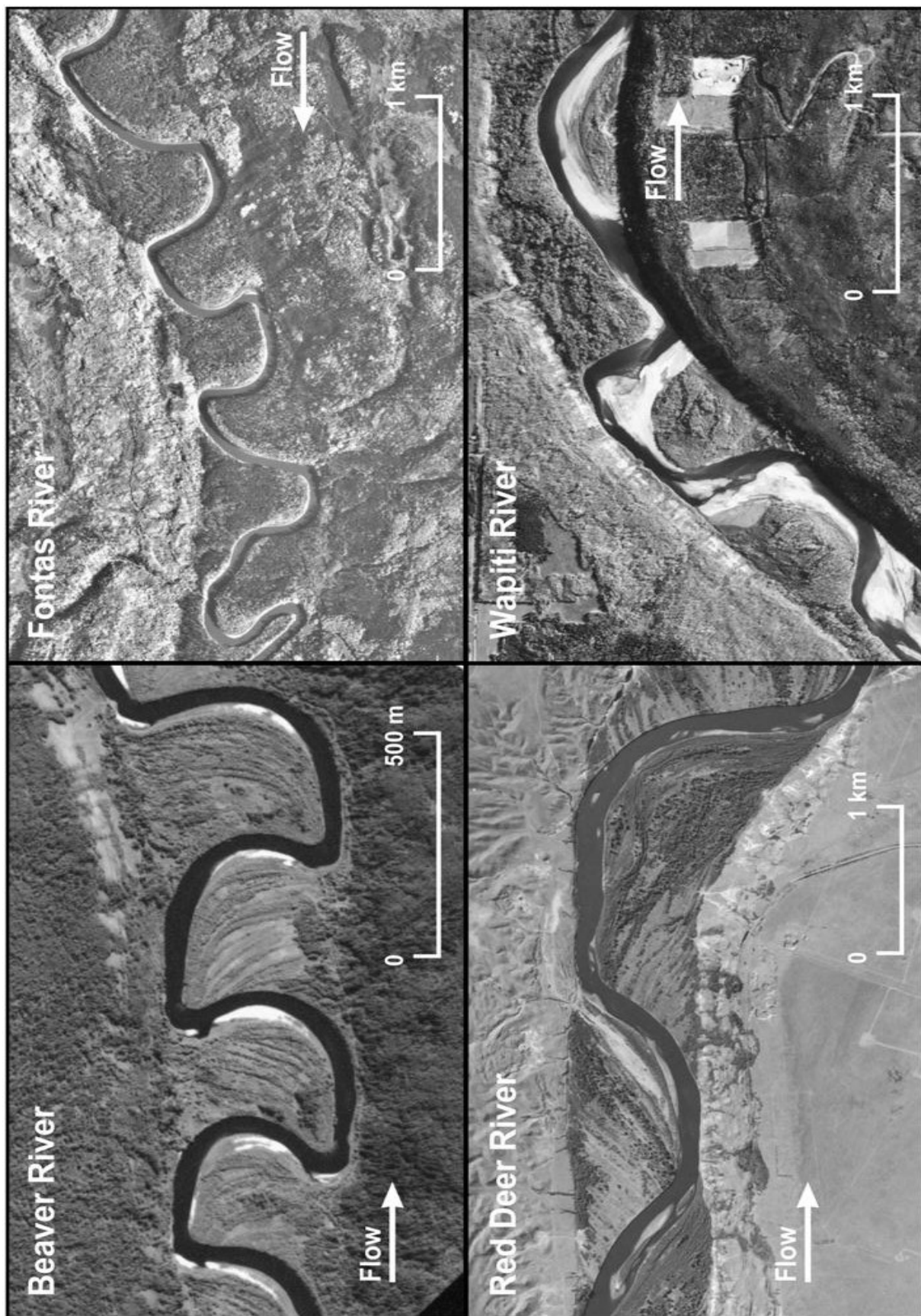
Příloha 2. Podrobné geomorfologické členění studované oblasti podle Demka a kol. (1987).

Oblast	Průměrná lednová teplota (°C)	Průměrná červencová teplota (°C)	Počet srážkových dnů	Počet dnů se sněhovou pokrývkou	Průměrný úhrn srážek (mm)
MT 3	- 2 - (- 3)	16 - 17	110 - 120	60 - 100	600 - 750
MT 5	- 4 - (- 5)	16 - 17	100 - 120	60 - 100	600 - 750
MT 7	- 2 - (- 3)	16 - 17	100 - 120	60 - 80	650 - 750
MT 10	- 2 - (- 3)	17 - 18	100 - 120	50 - 60	600 - 700
MT 11	- 2 - (- 3)	17 - 18	90 - 100	50 - 60	550 - 650
CH 6	- 4 - (- 5)	14 - 15	140 - 160	120 - 140	1000 - 1200
CH 7	- 3 - (- 4)	15 - 16	120 - 130	100 - 120	850 - 1000

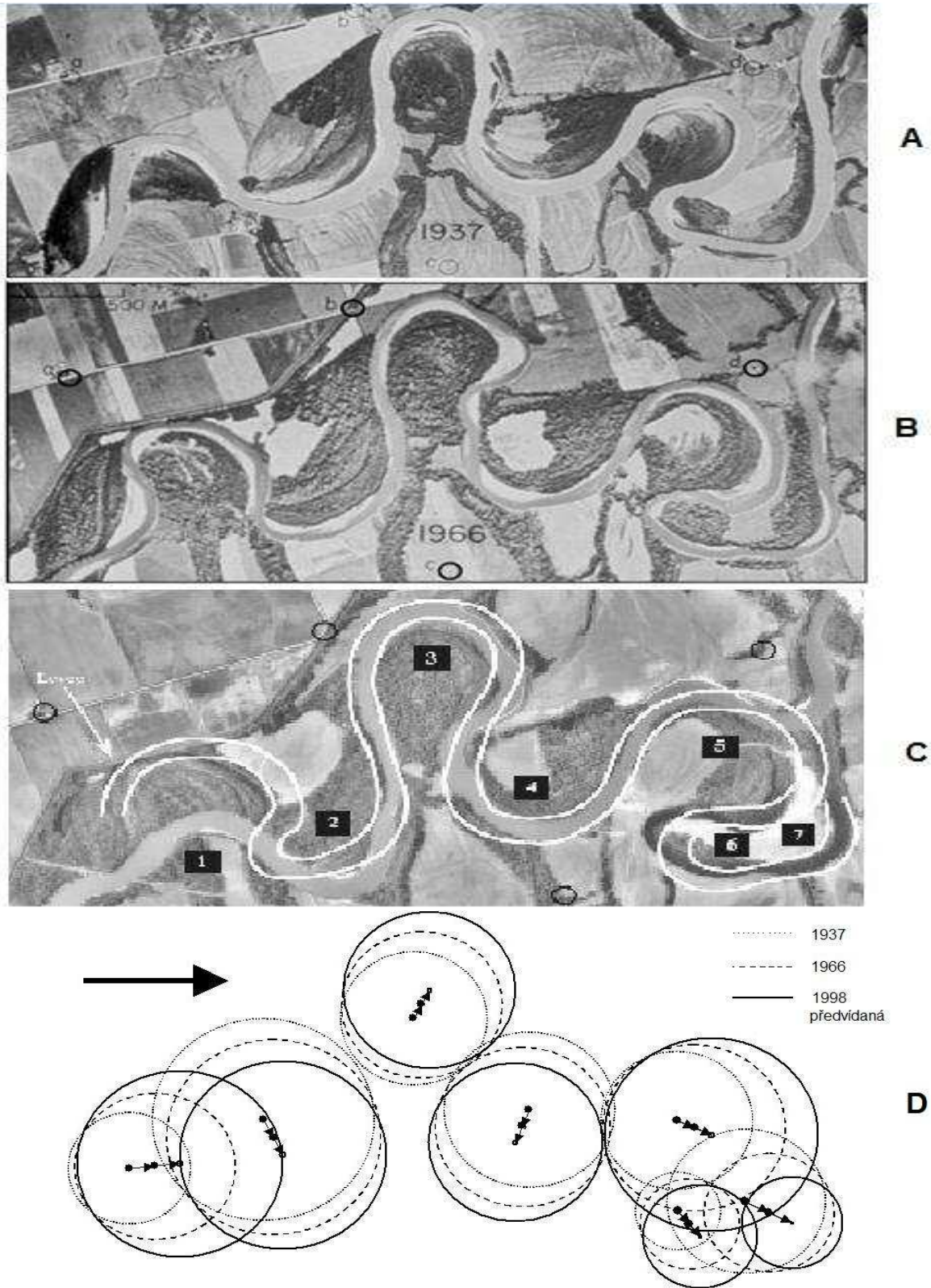
Příloha 3. Charakteristika klimatických oblastí. Upraveno podle Quitta (1971) a Atlasu podnebí Česka (2007).



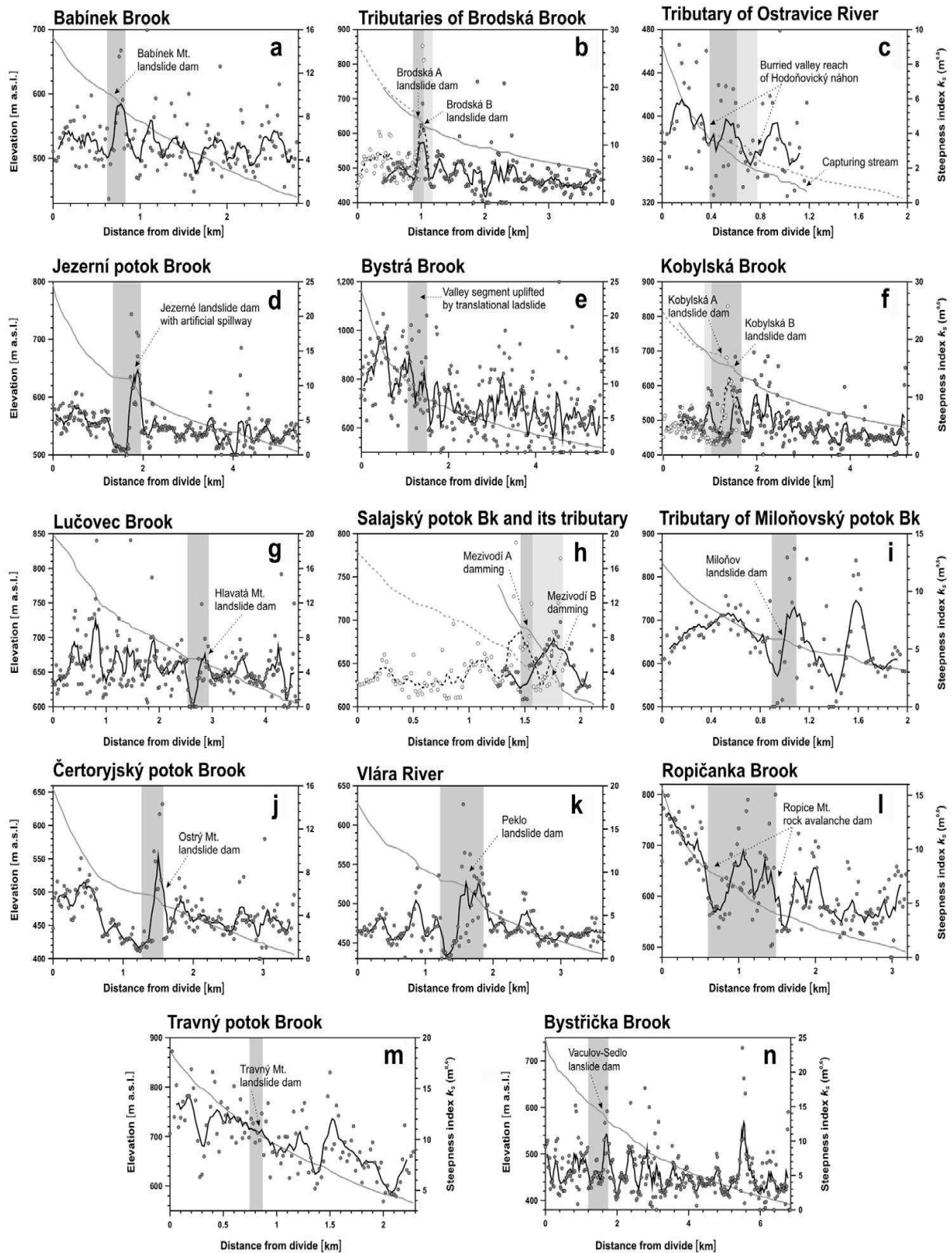
Příloha 4. Hluboce zaříznuté meandry na řece Zambezi pod Viktoriiny vodopády. (Twidale, 2004).



Příloha 5. Omezené meandry a zákuty v Kanadských řek Beaver River, Red Deer River, Fontas River a Wapiti River (Nicoll a Hickin, 2010).

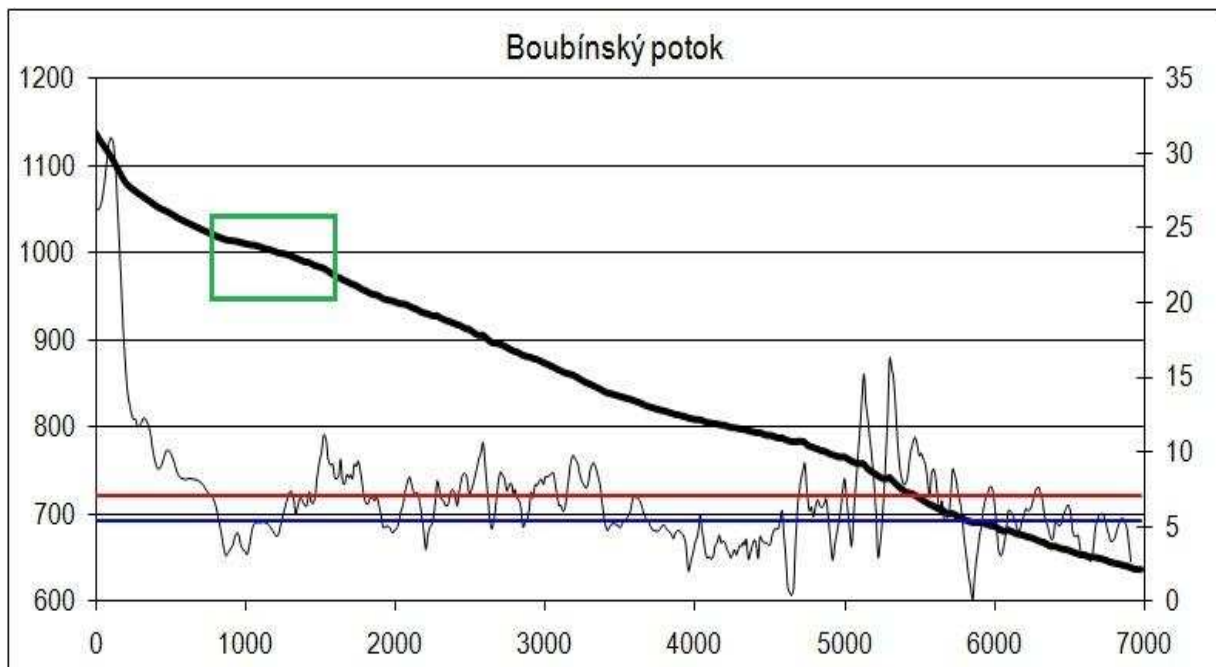
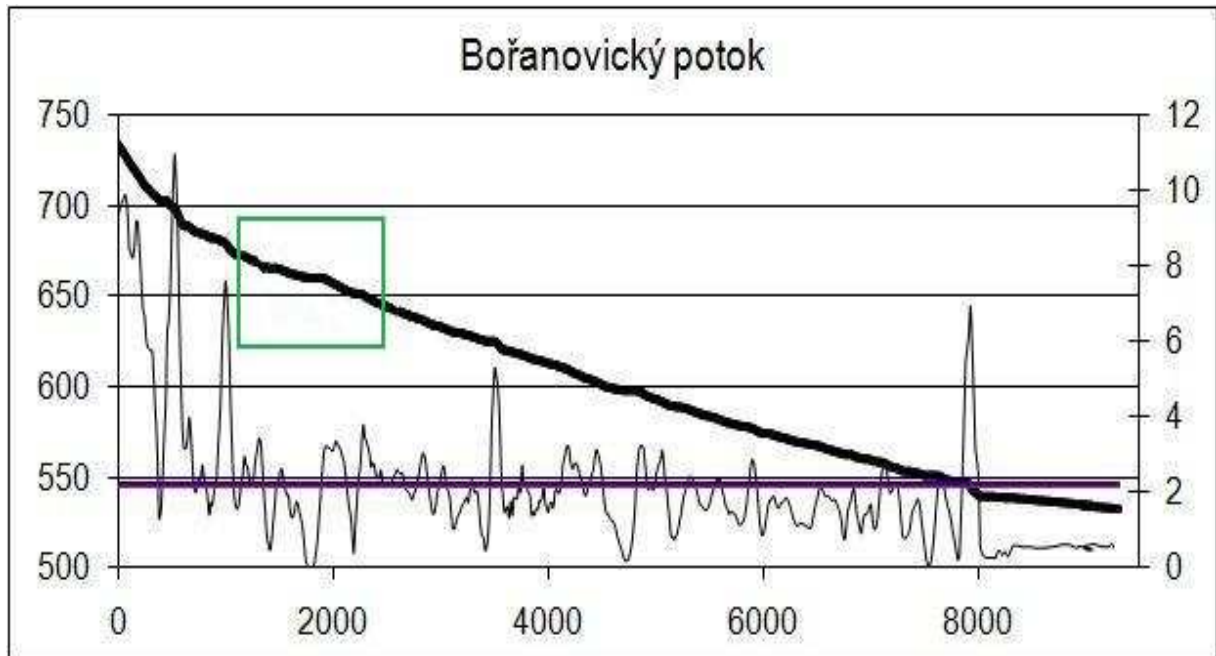


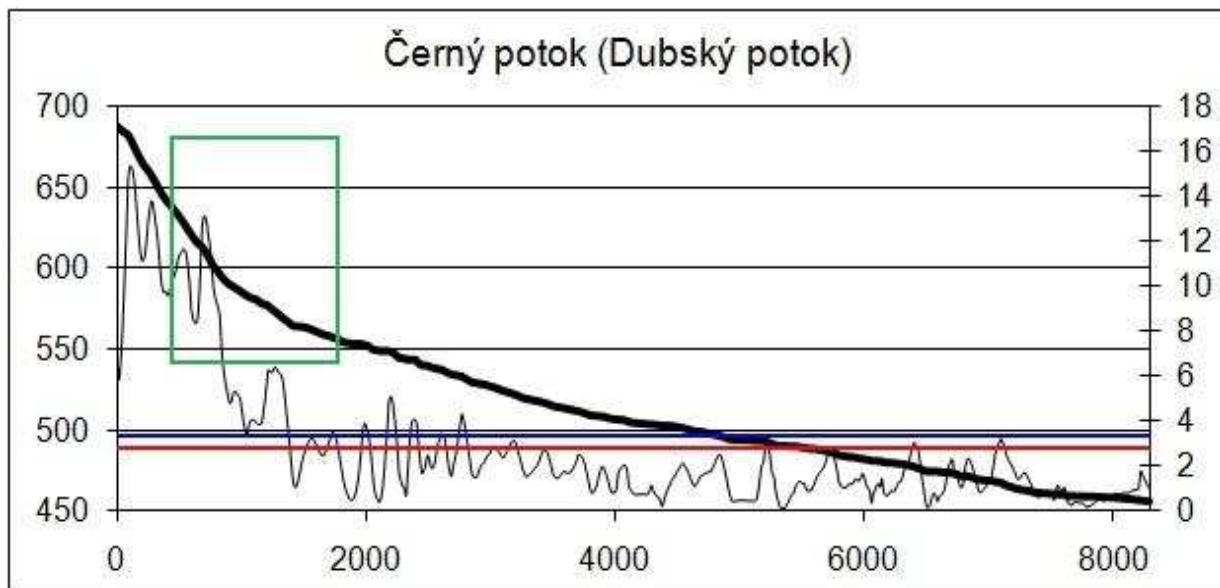
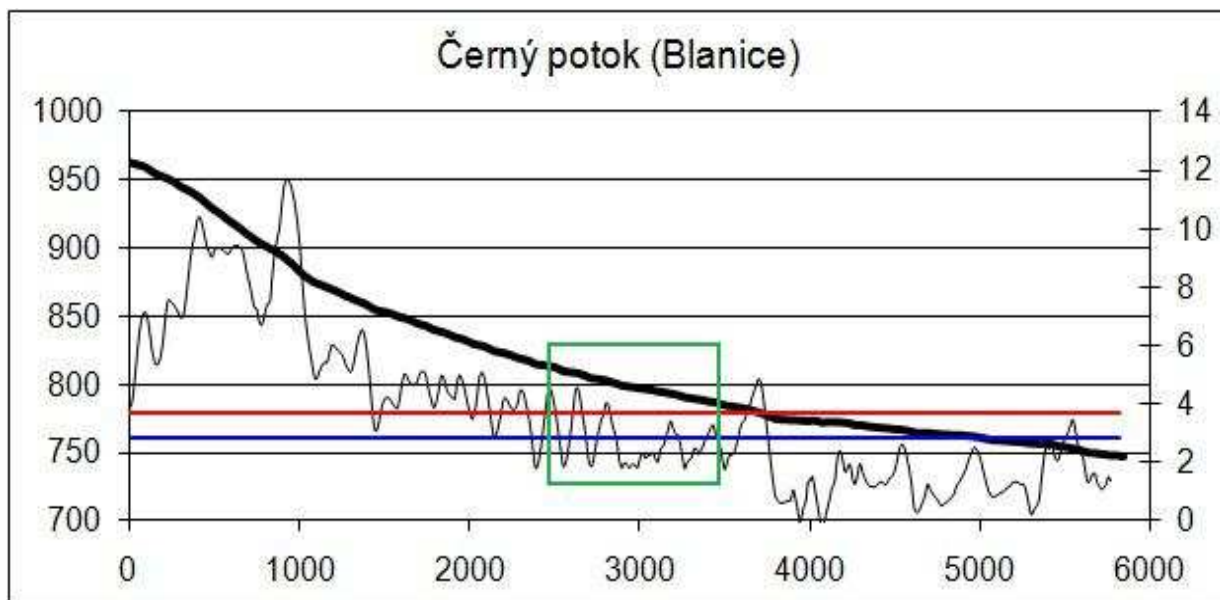
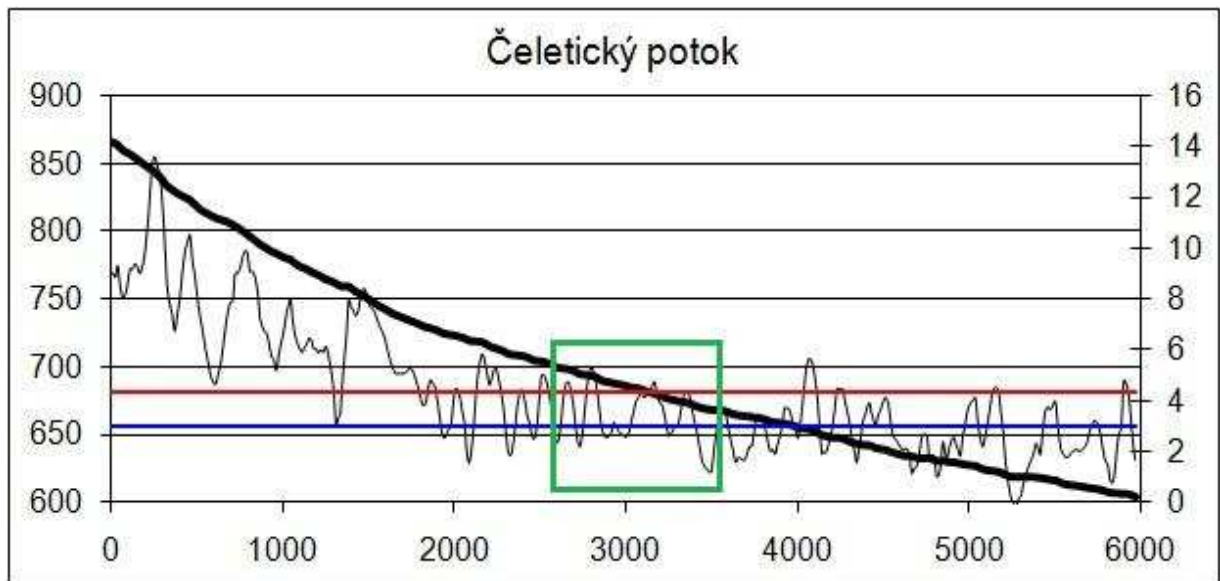
Příloha 6. Snímky White River (Indiana, USA). A) z roku 1937, B) z roku 1966, C) z roku 1998, předpokládaná poloha koryta v roce 1998 (bílá čára), D) geometrické schéma pro předpokládané umístění koryta. Autor předpokládá, že meandr č. 1 bude omezen překážkou v podobě silnice a meandr č. 5 díky erozi naruší šíji a z meandrů č. 6 a 7 se stanou opuštěné ramena. Vývoj meandrů č. 3, 4, 5, 6, 7 byl až na malé odchylky předpokládán správně. Meandr č. 1 byl, díky svému velkému nebezpečí ohrožení komunikace, uměle upraven. Tato antropogenní úprava je pravděpodobně hlavní příčinou, která vedla k odlišnému vývoji meandru č. 2 (Lagasse et al., 2004).

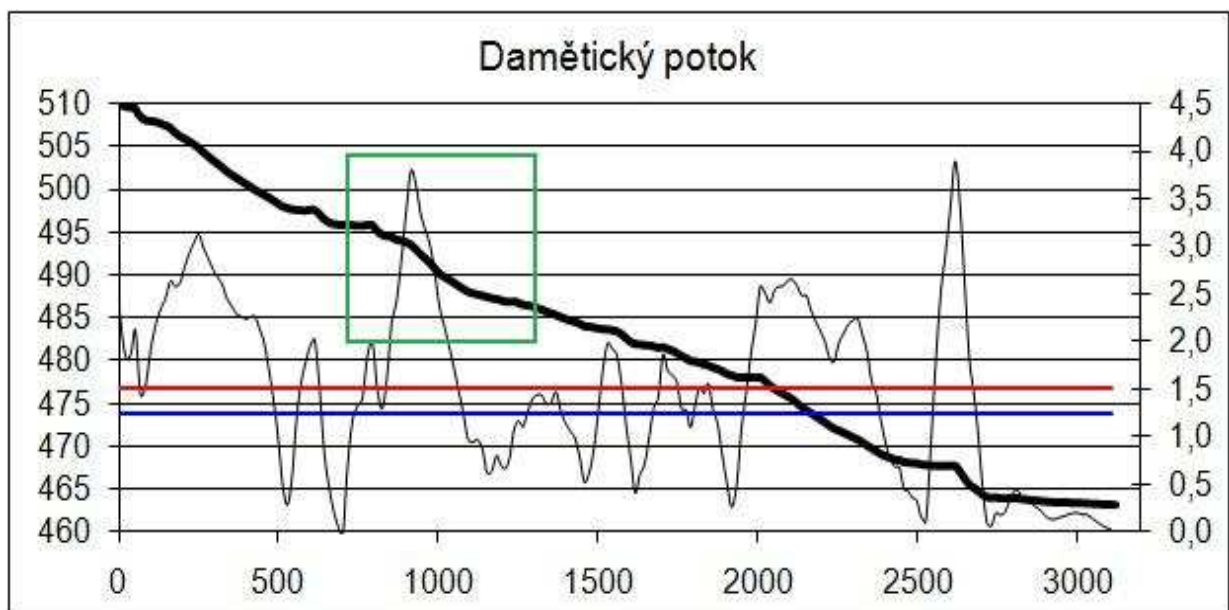
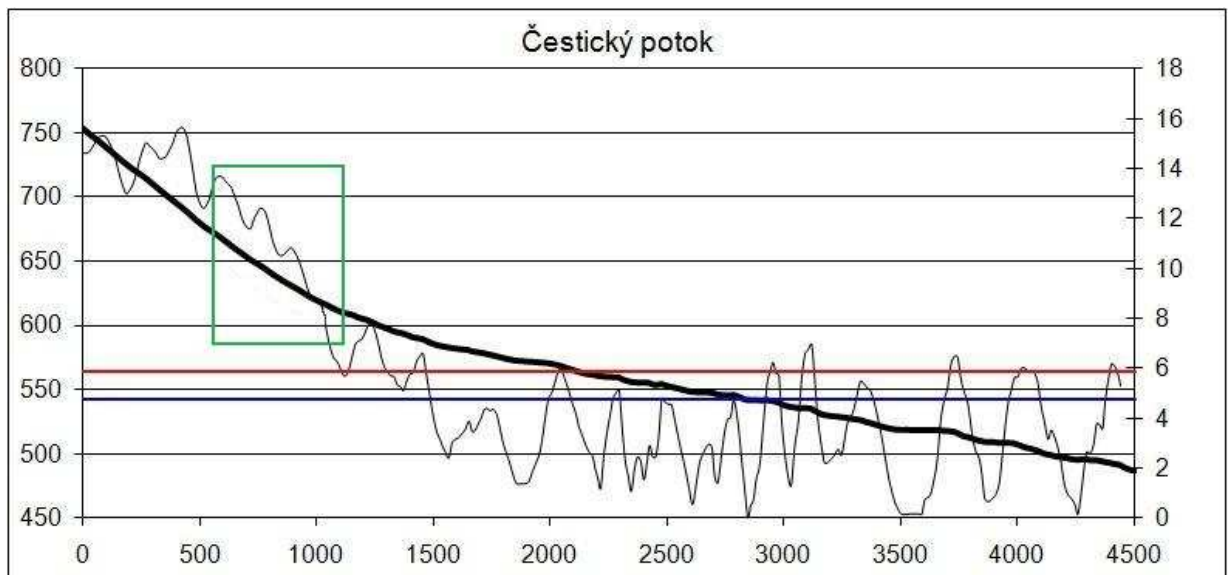
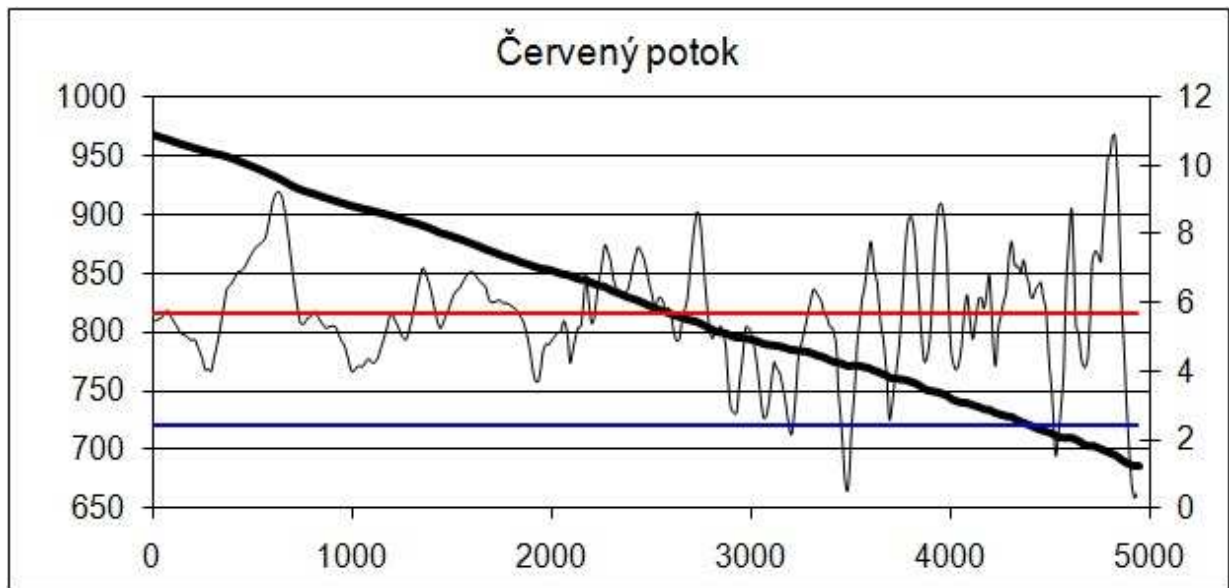


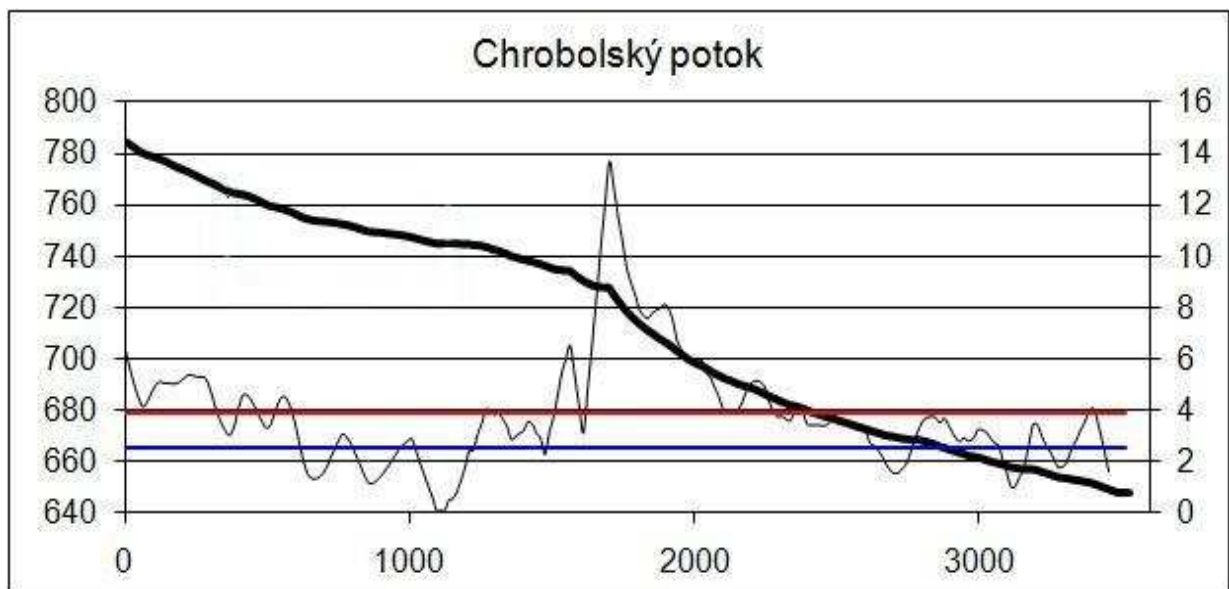
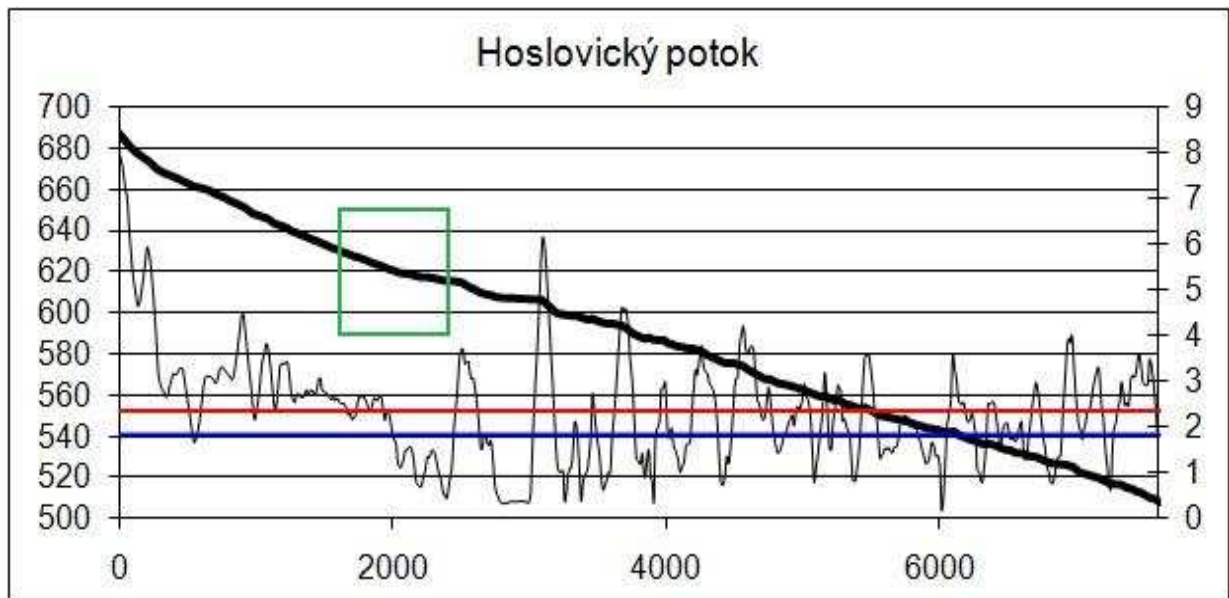
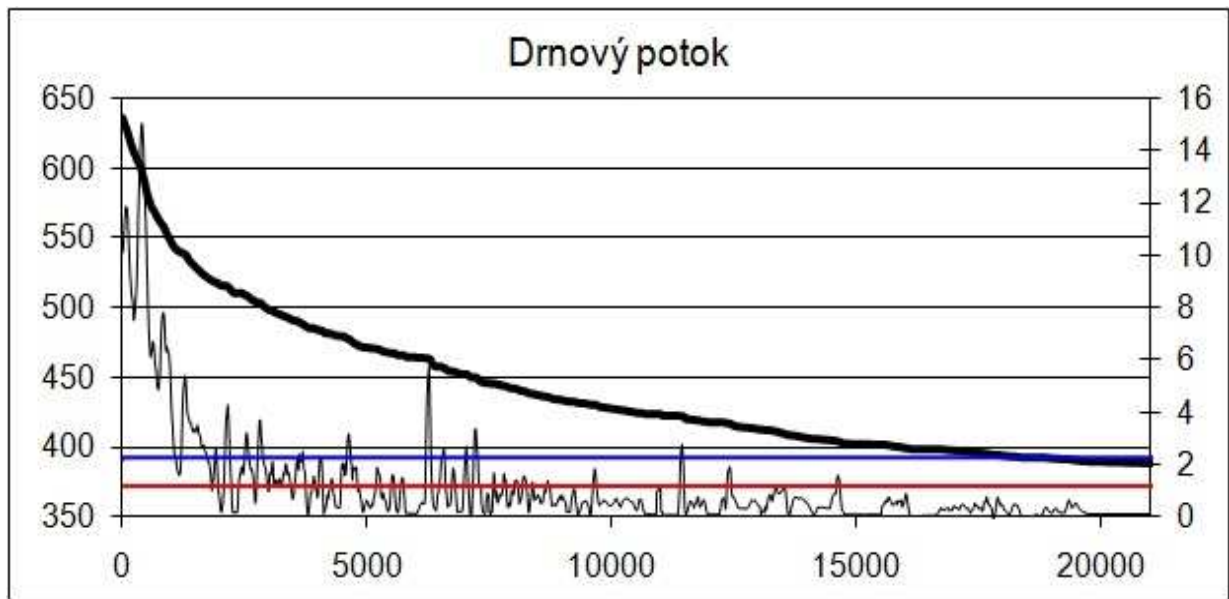
Příloha 7. Ukázka podélných profilů (Pánek et al., 2007). Šedá pruh vyznačuje oblast sesuvu.

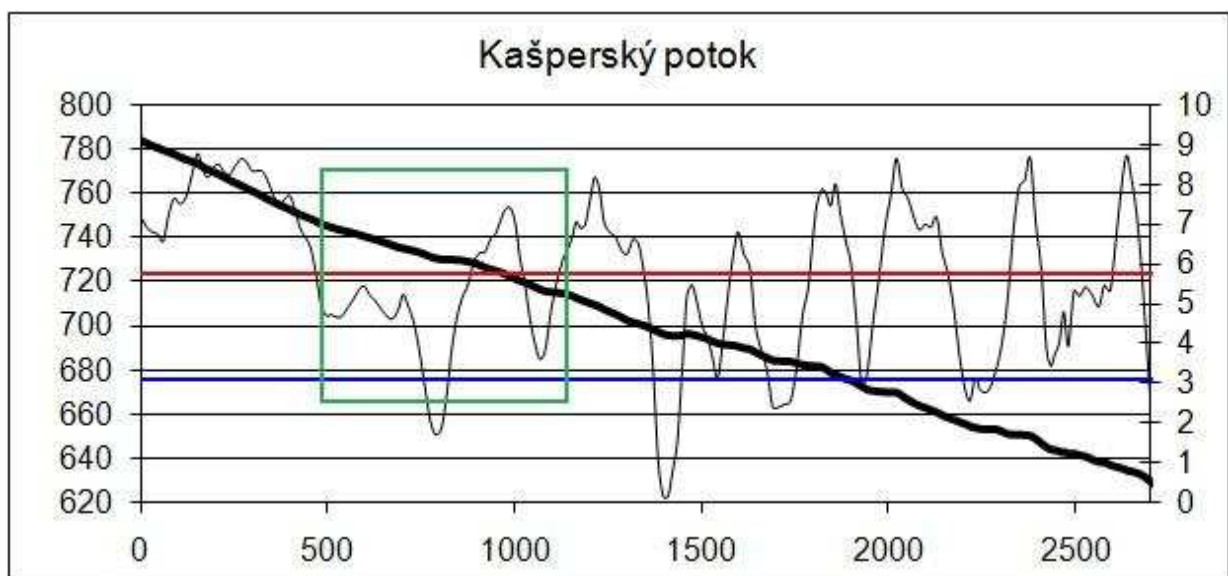
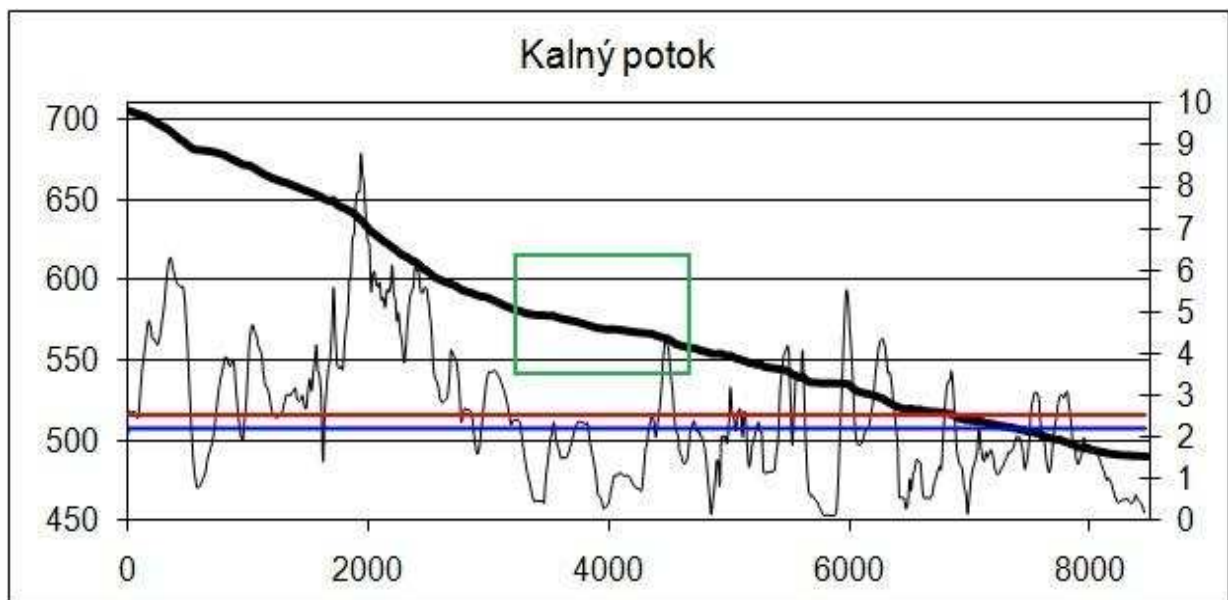
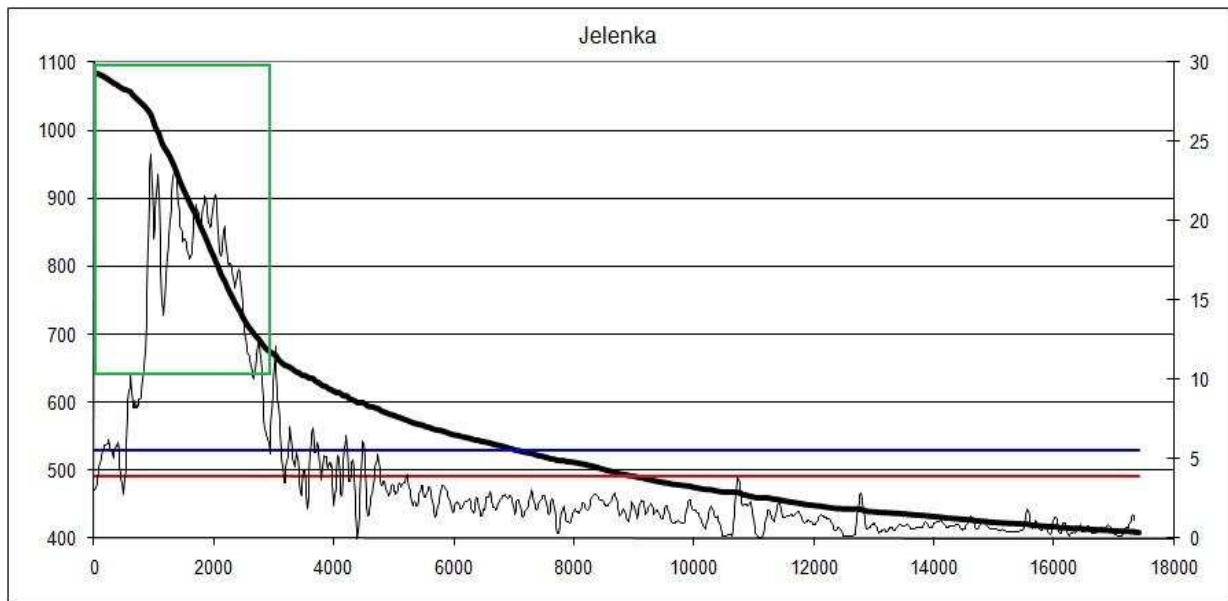
Příloha 11. Grafické znázornění podélných profilů. Osa X – délka toku. Osa Y – nadmořská výška toku. Vedlejší osa Y – sklon mezi jednotlivými měřenými úseky (místní sklon - tenká černá linie). Podélný profil – silná černá linie. Průměr místního sklonu – červená linie. Směrodatná odchylka místního sklonu – modrá linie. Zelený obdélník vymezuje LPZ, vymezenou na základě tvaru toku v mapě. Pokud se v grafu obdélník nevyskytuje je celý tok považován za podezřelý.

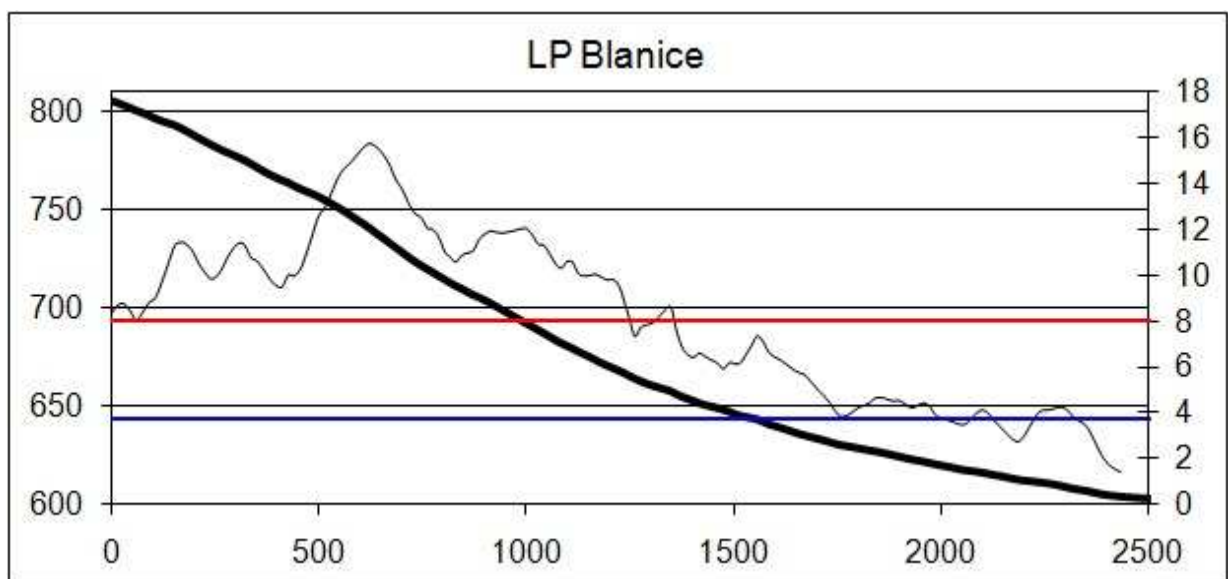
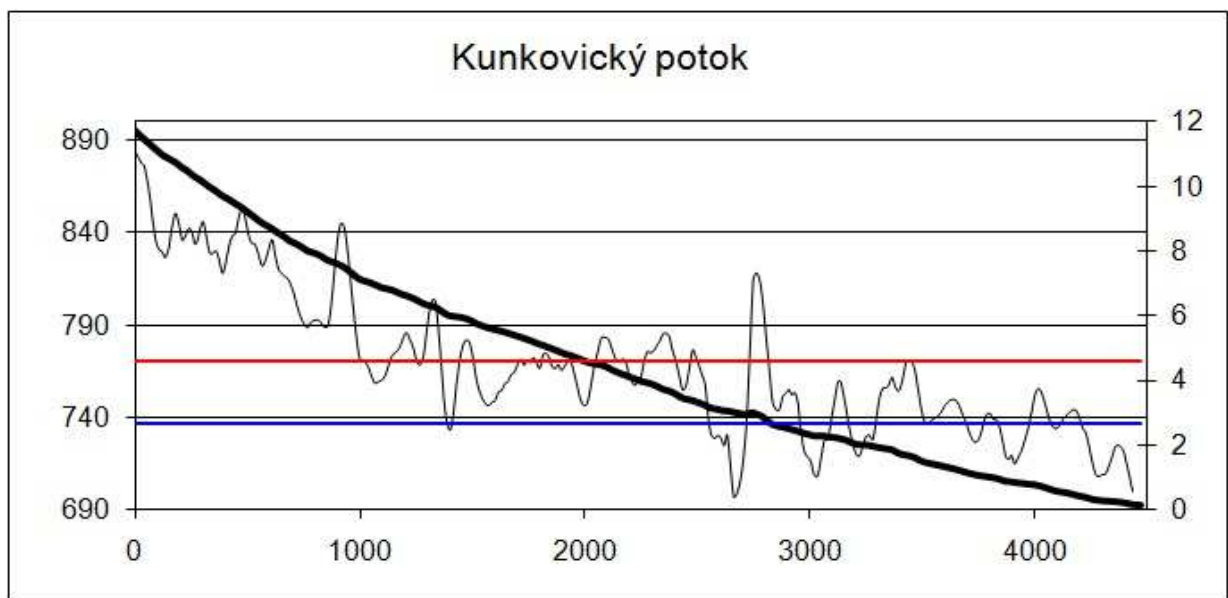
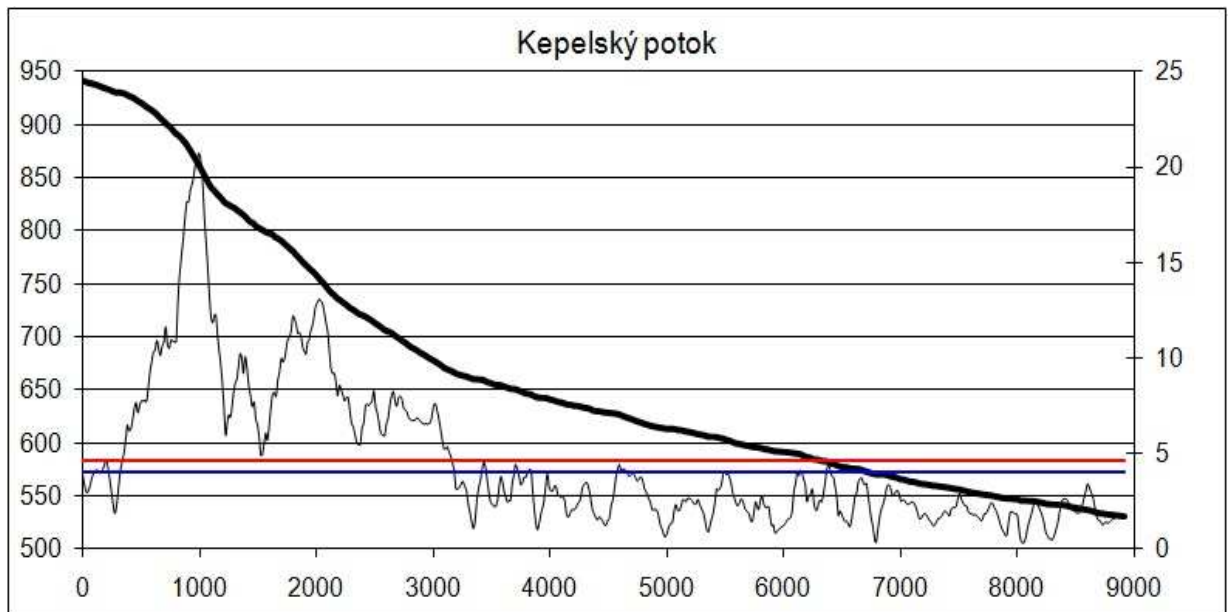


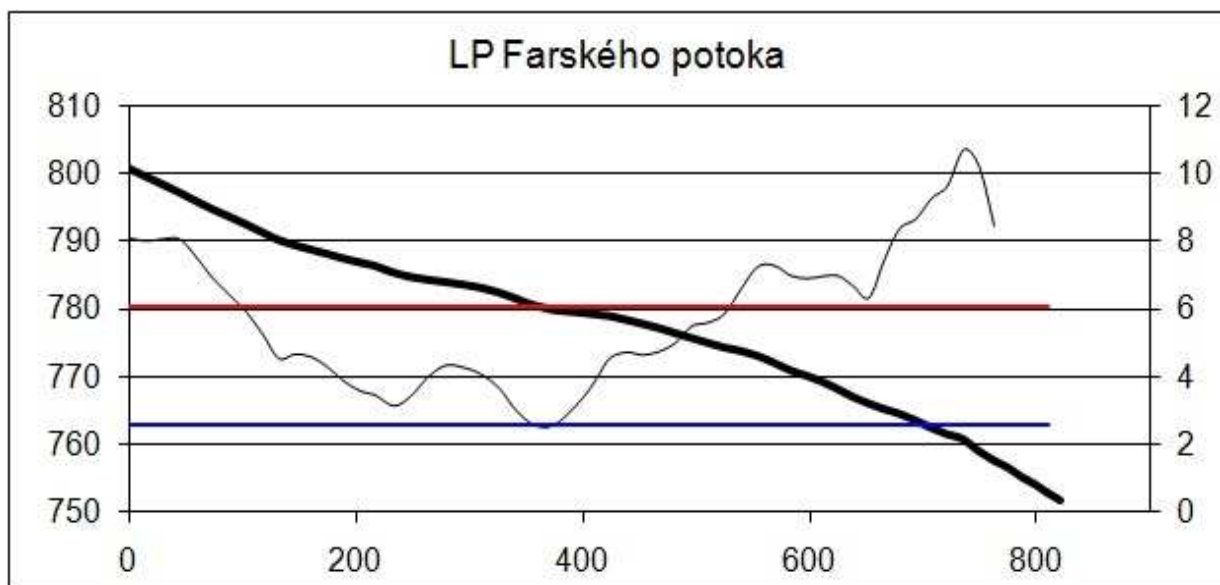
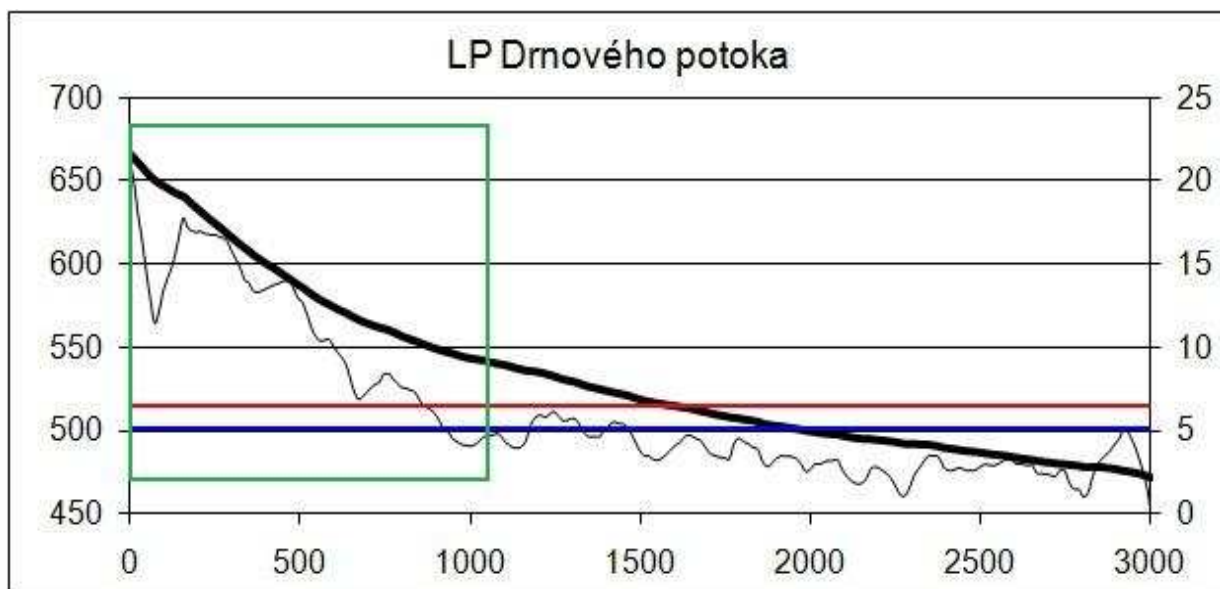
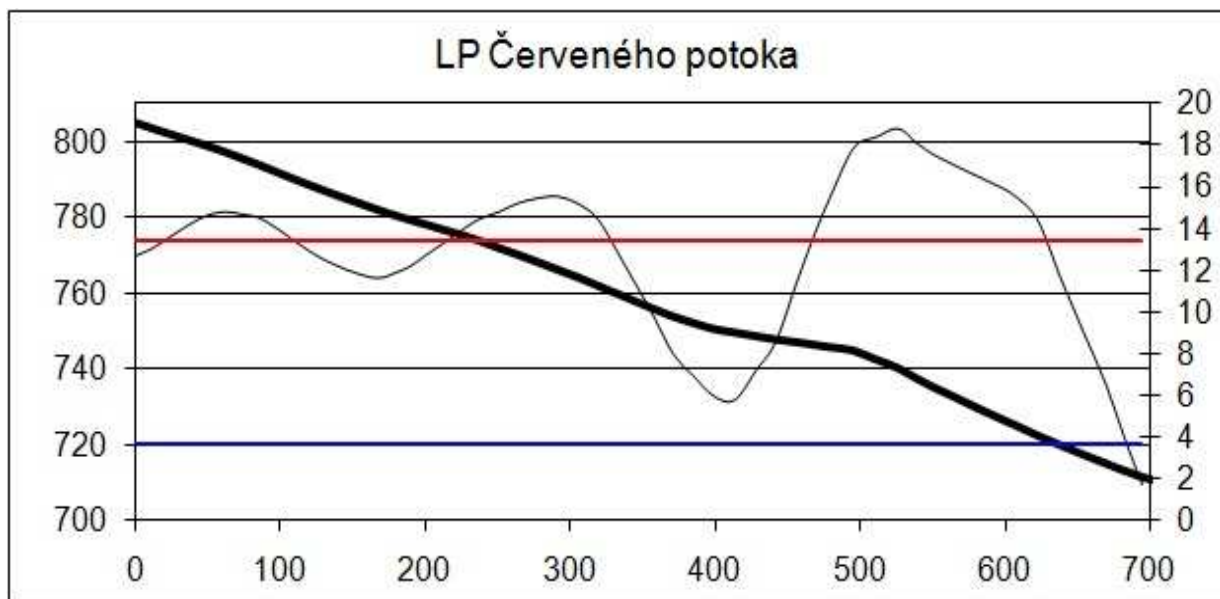


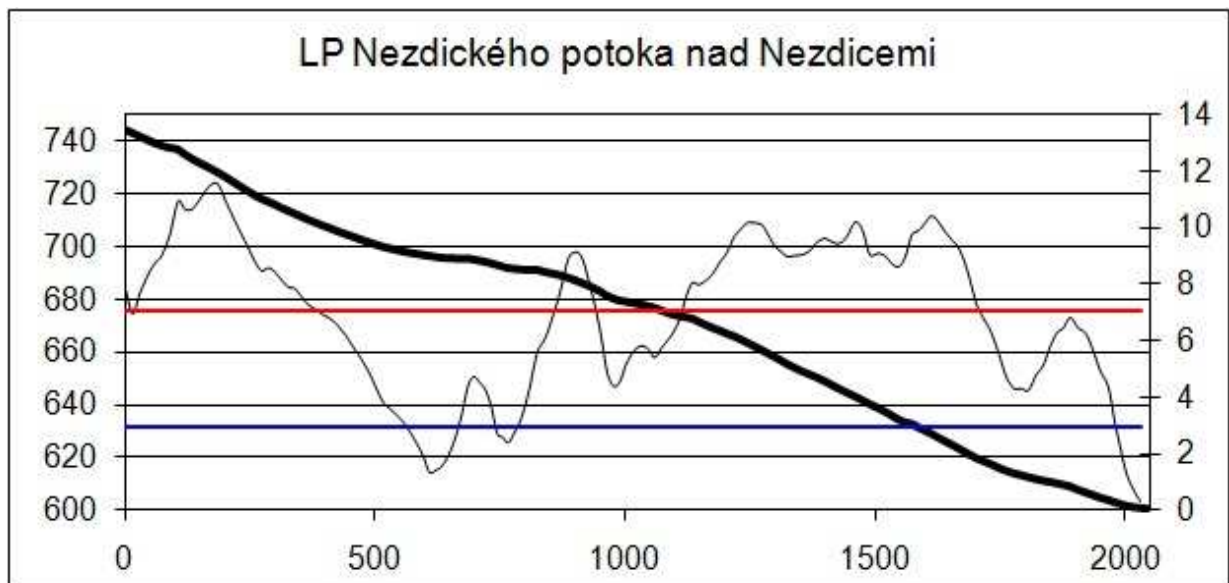
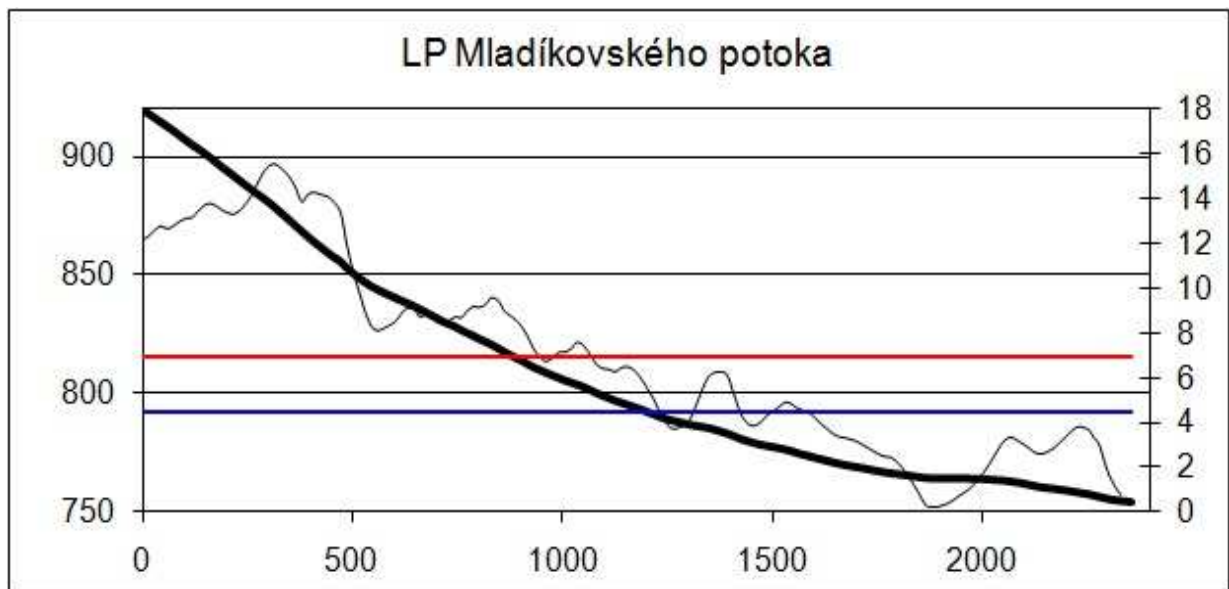
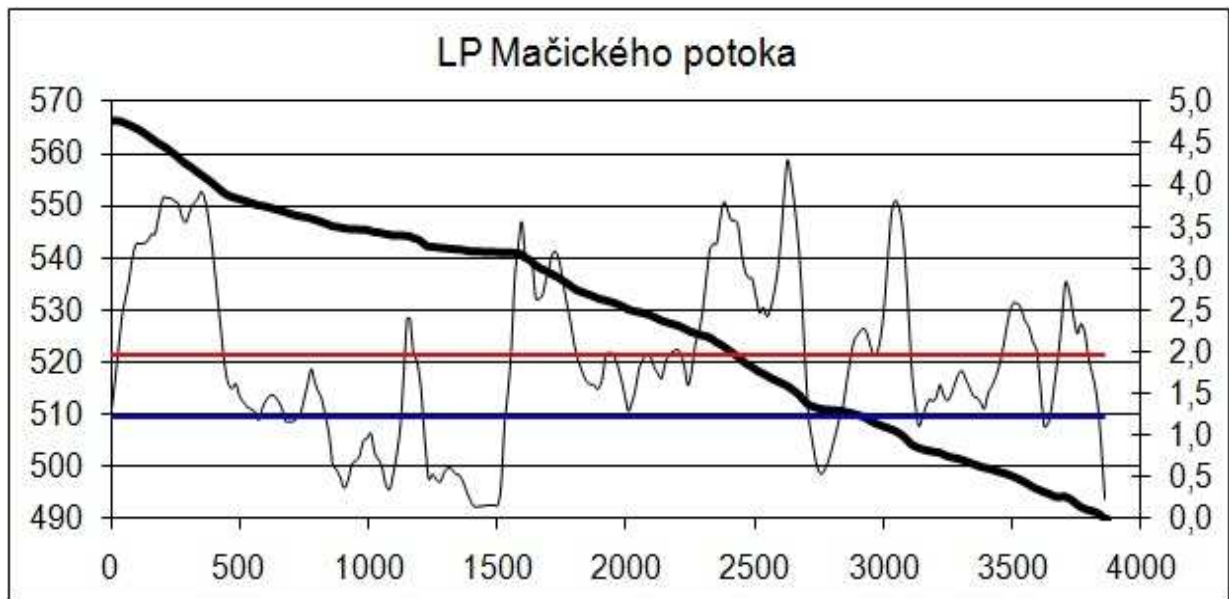


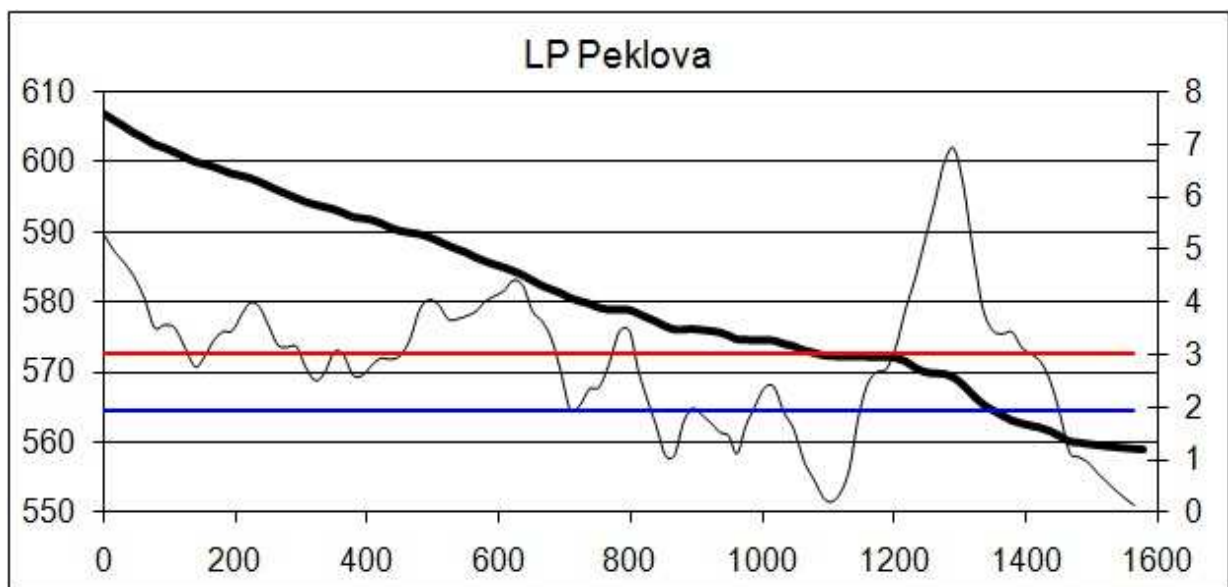
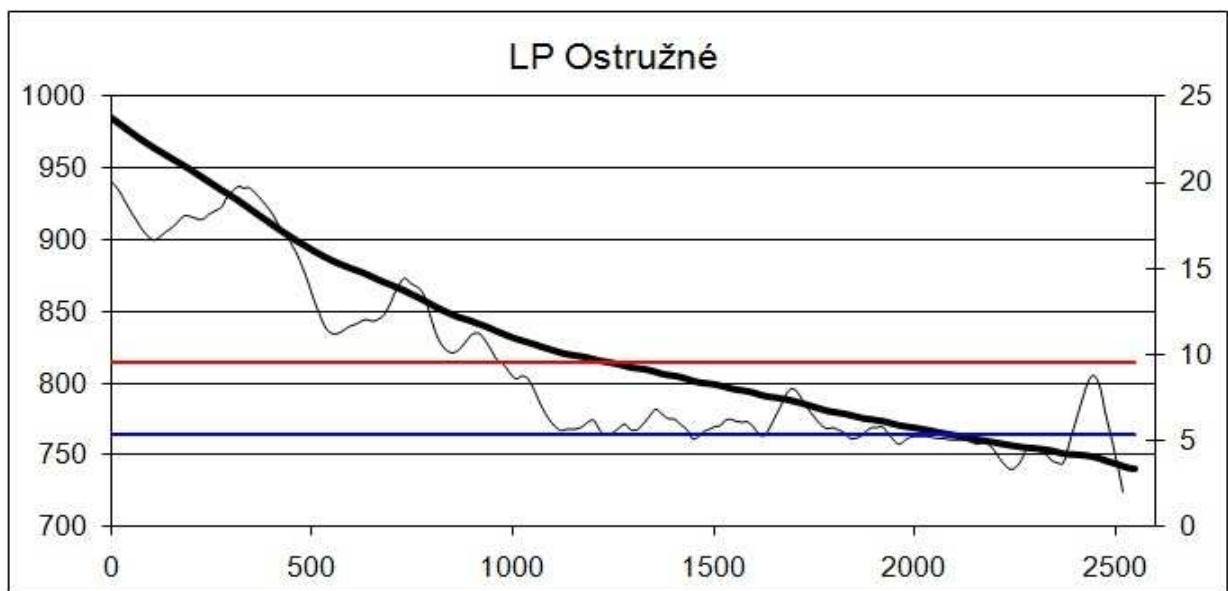
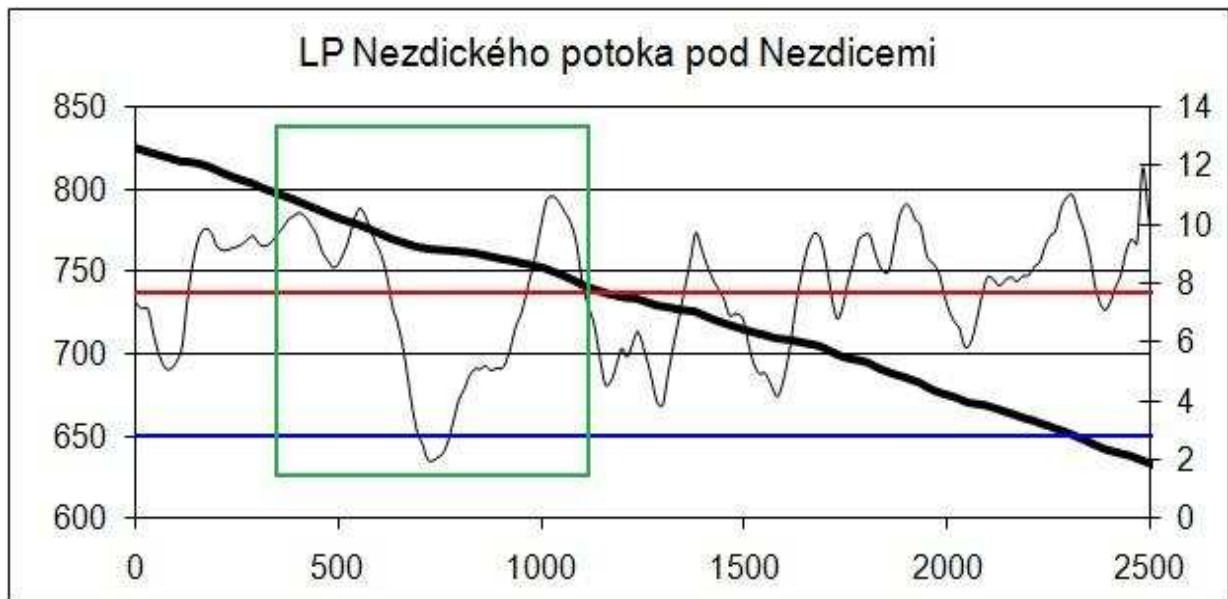


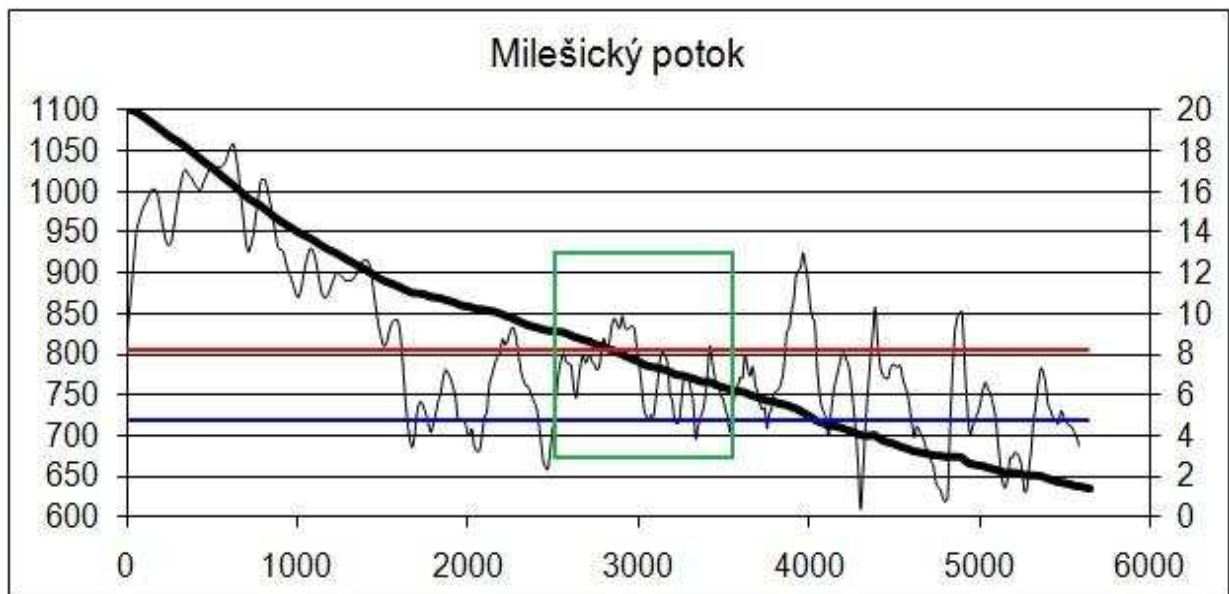
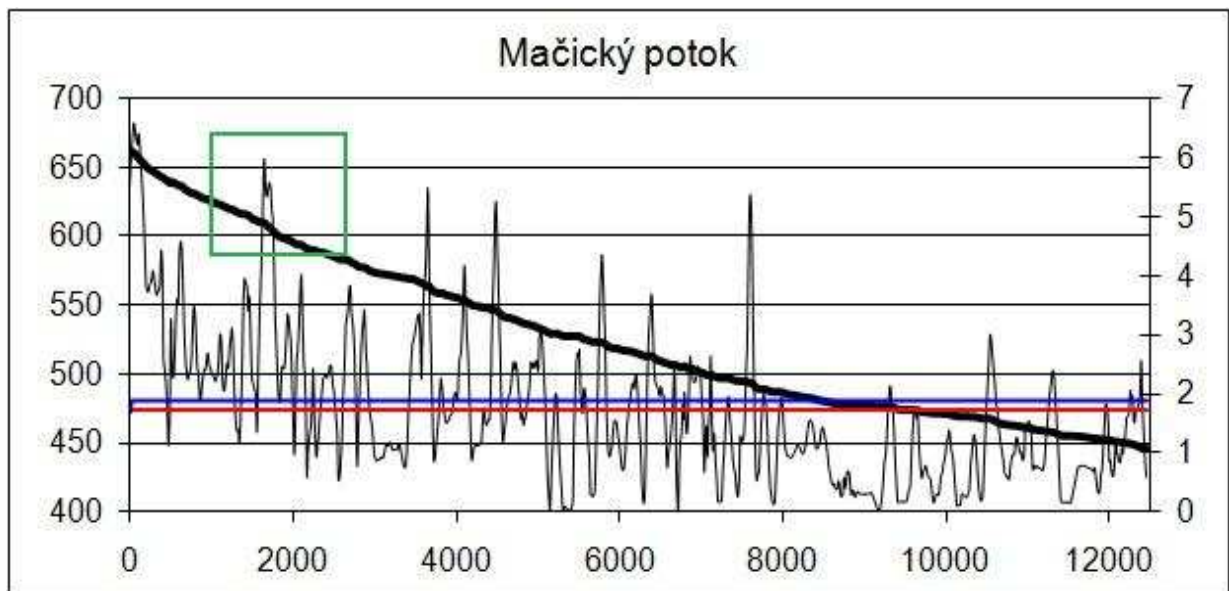
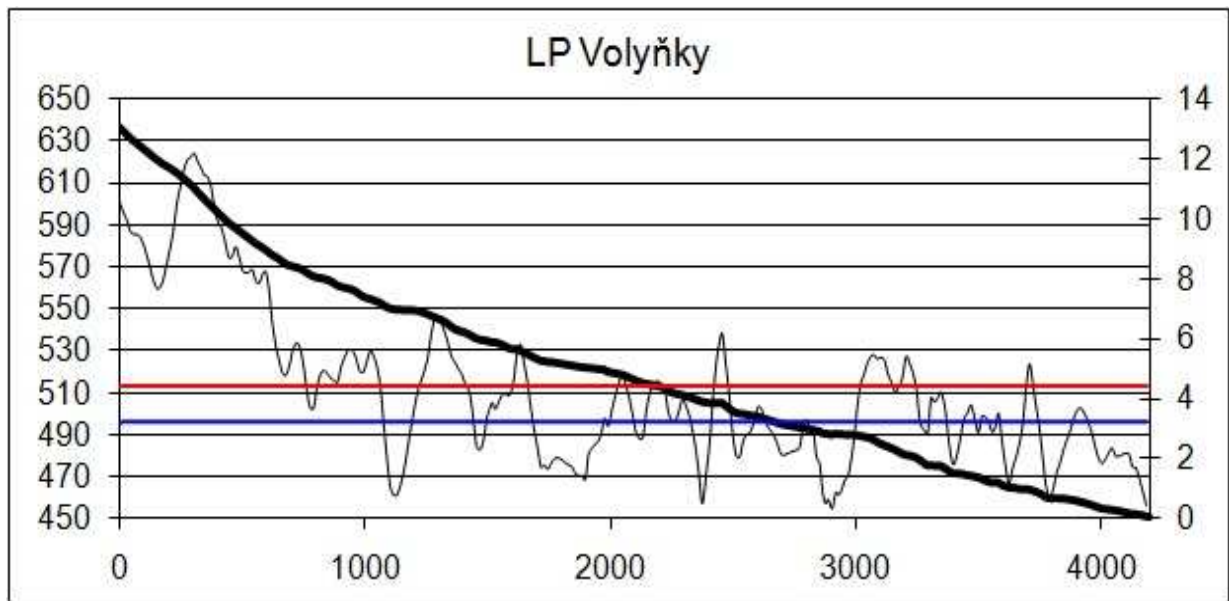


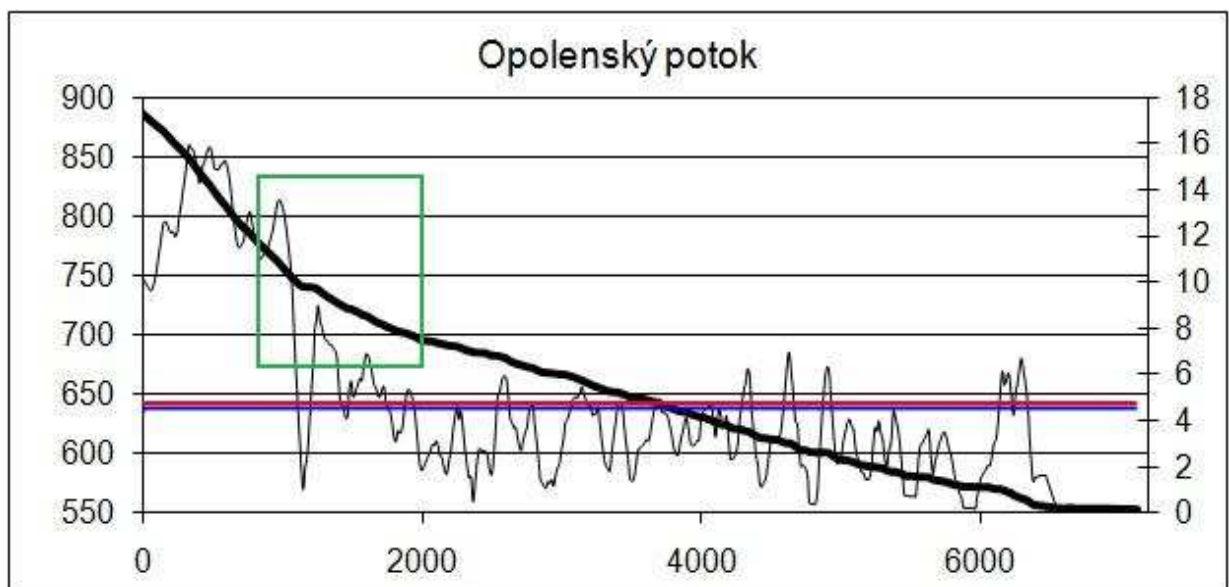
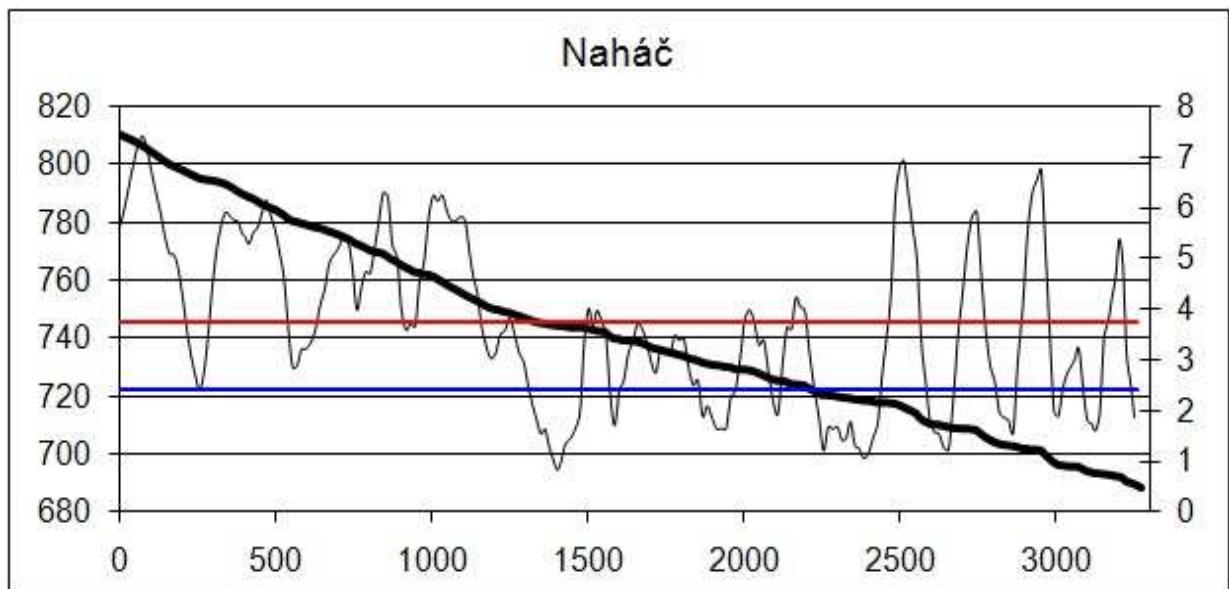
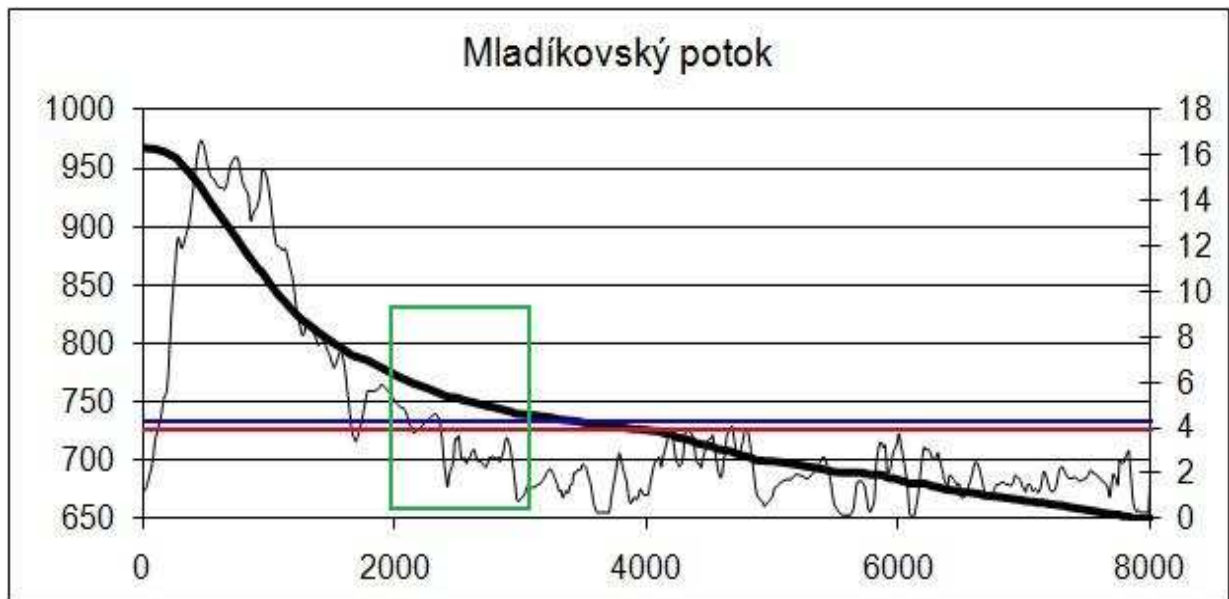


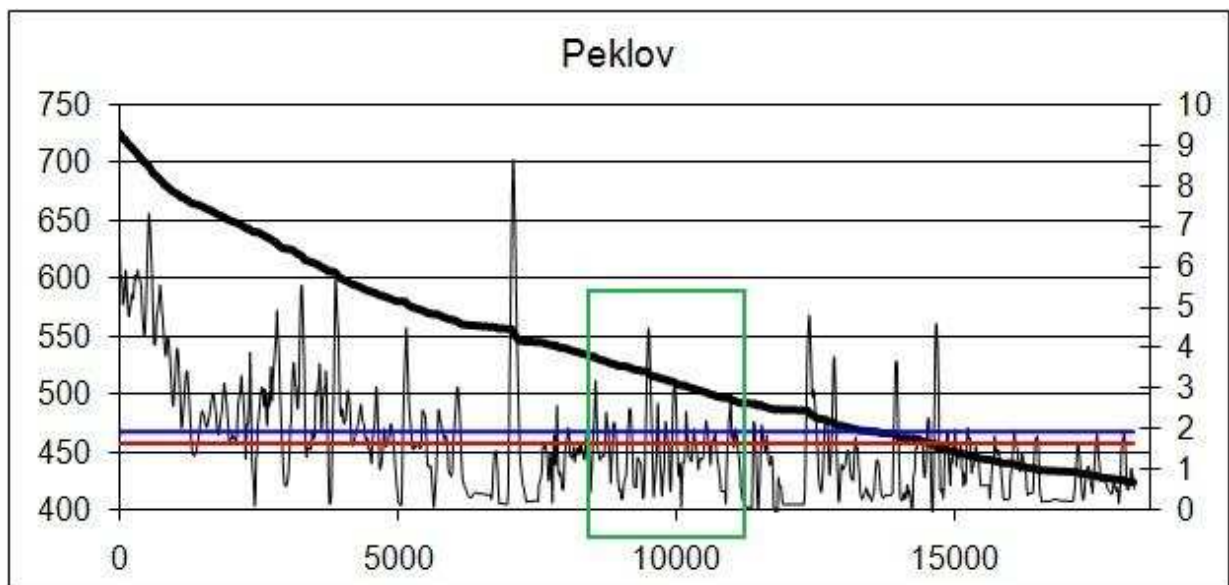
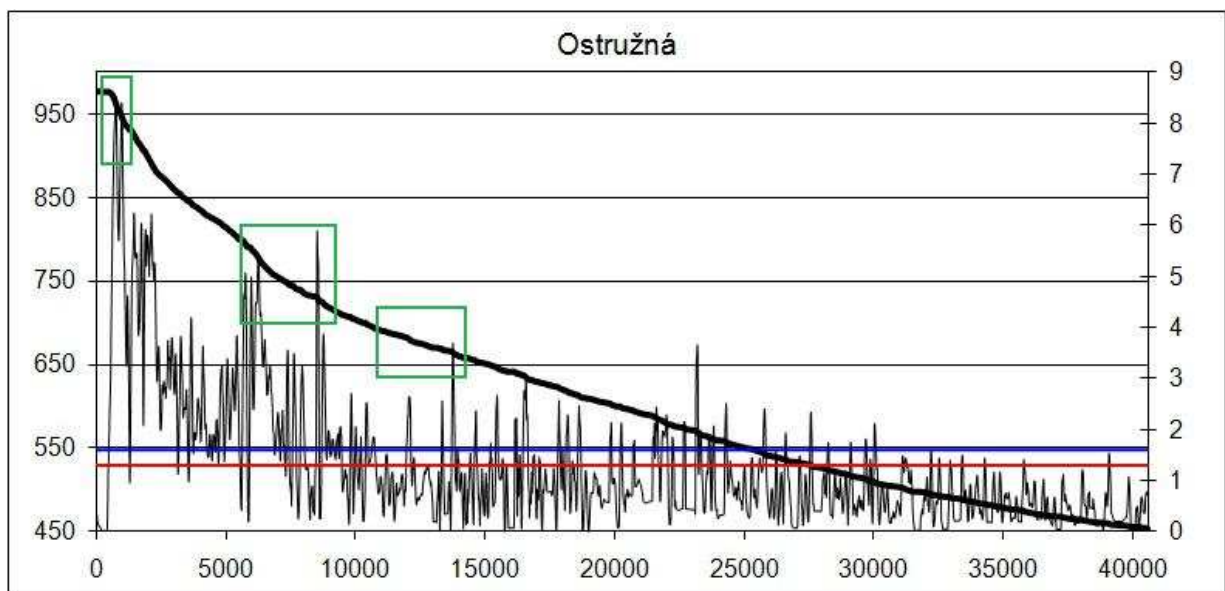
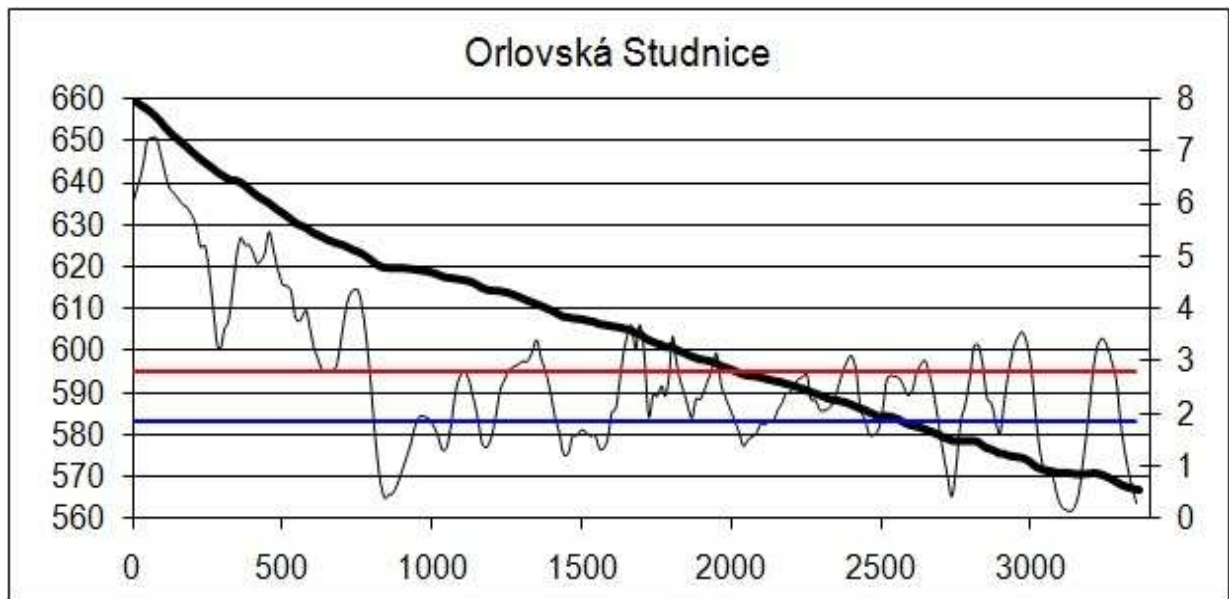


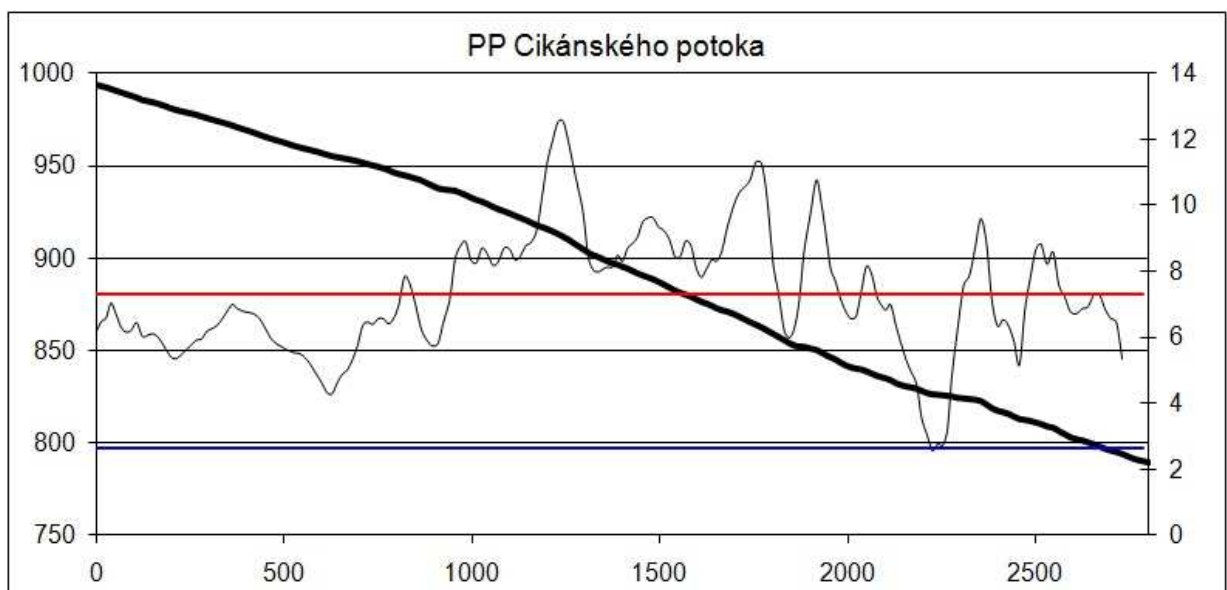
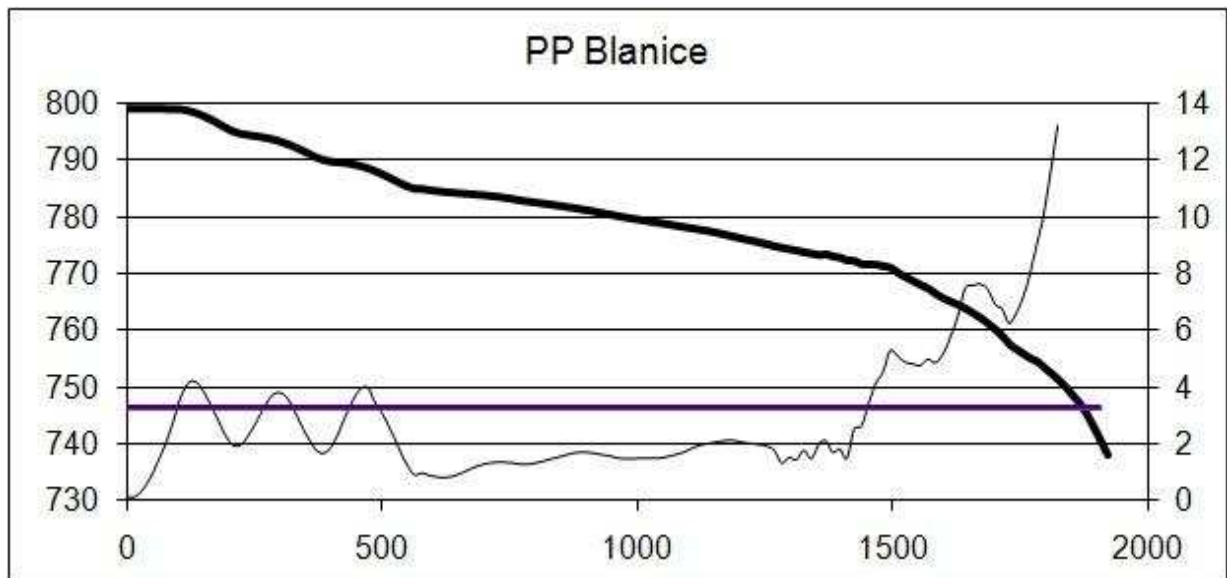
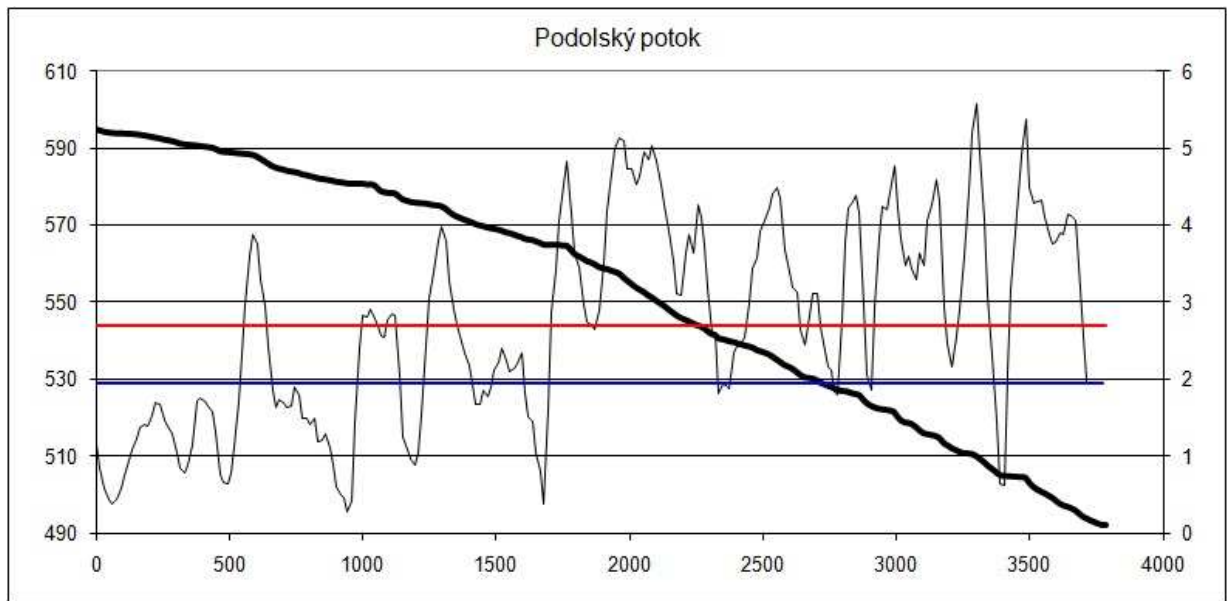


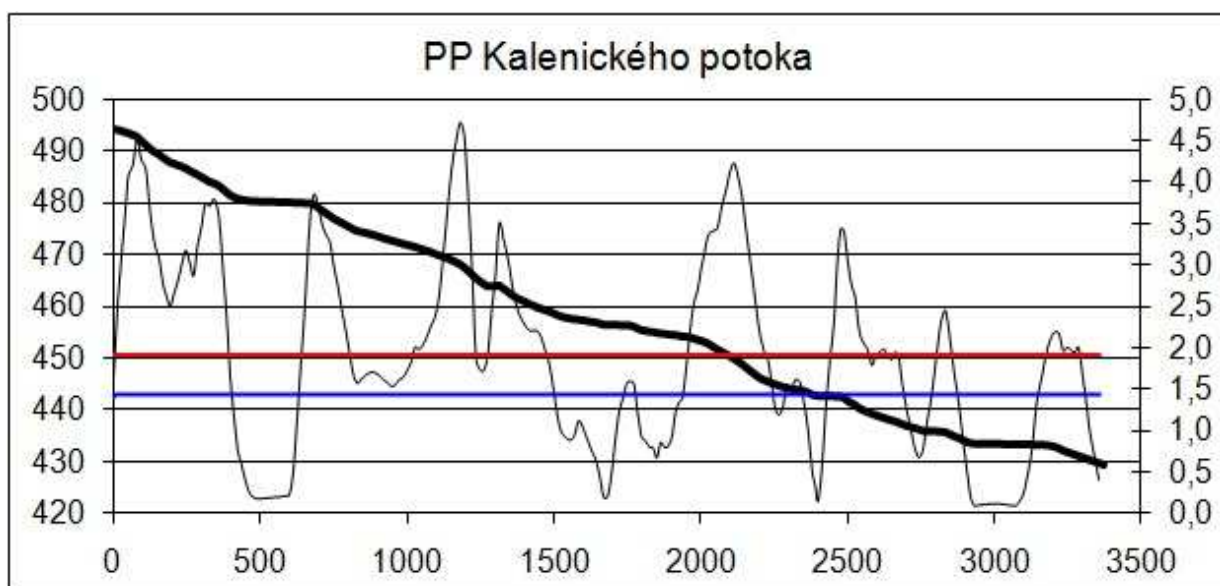
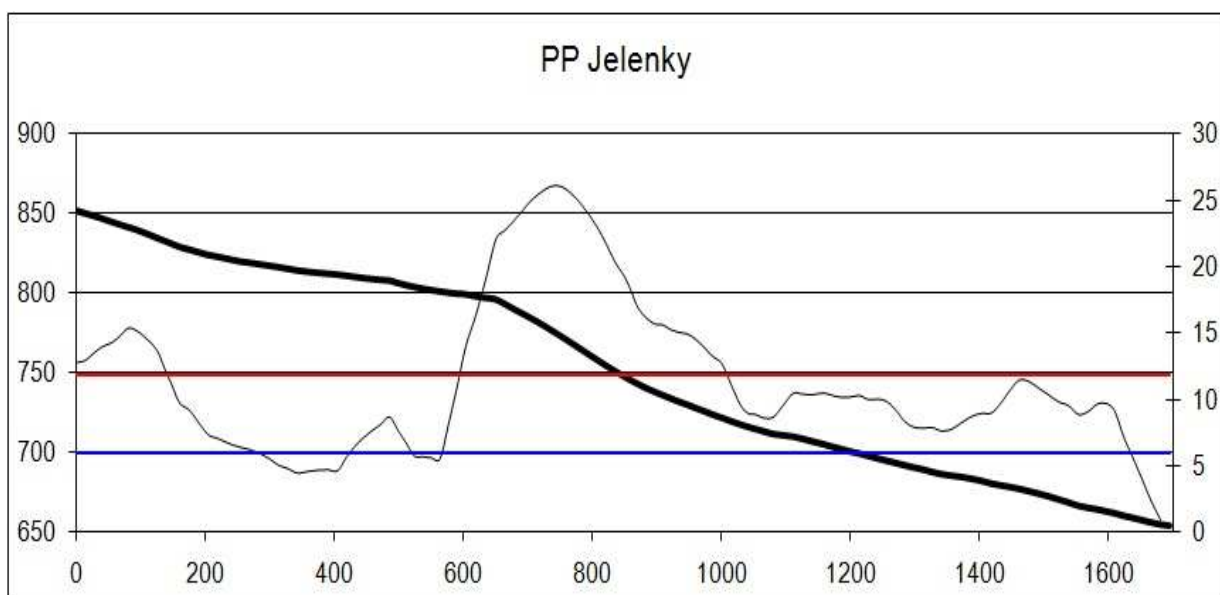
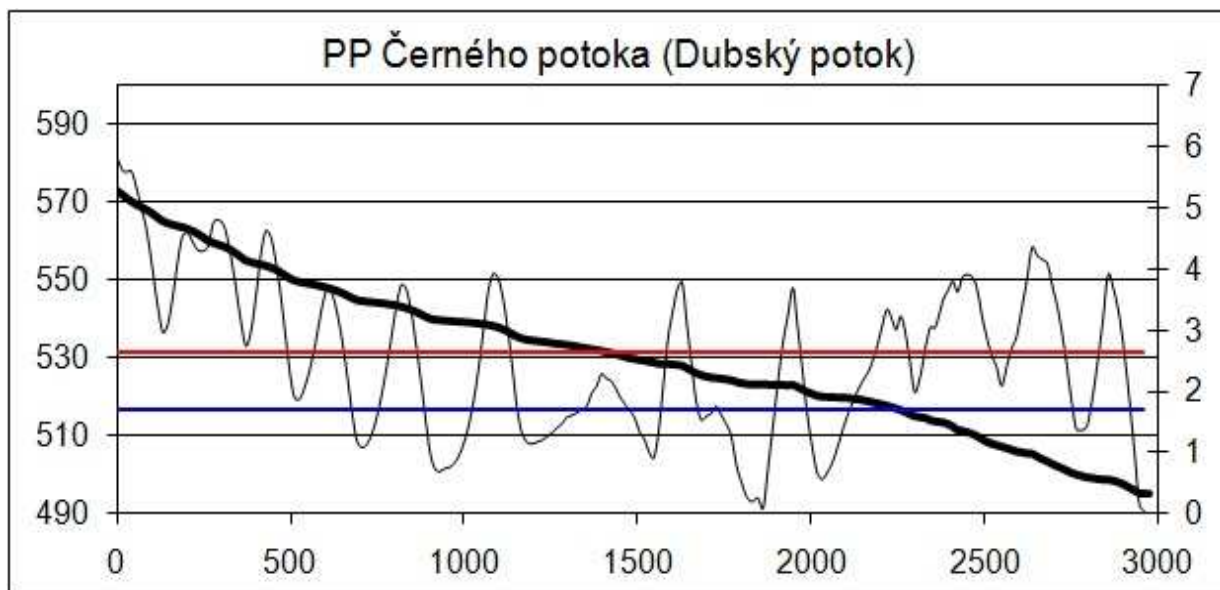


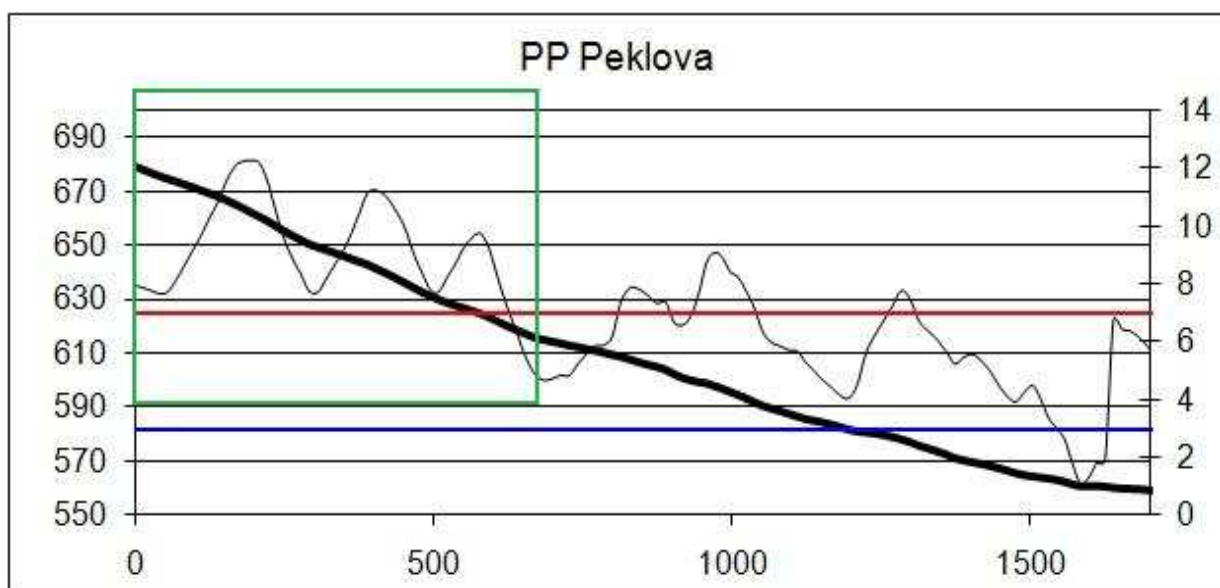
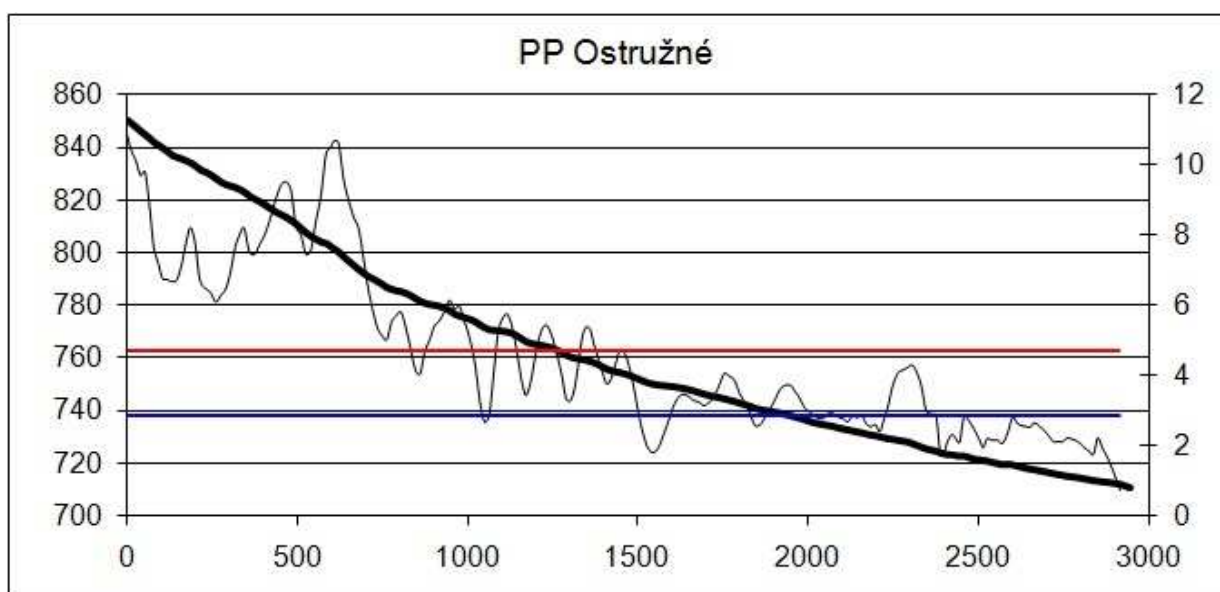
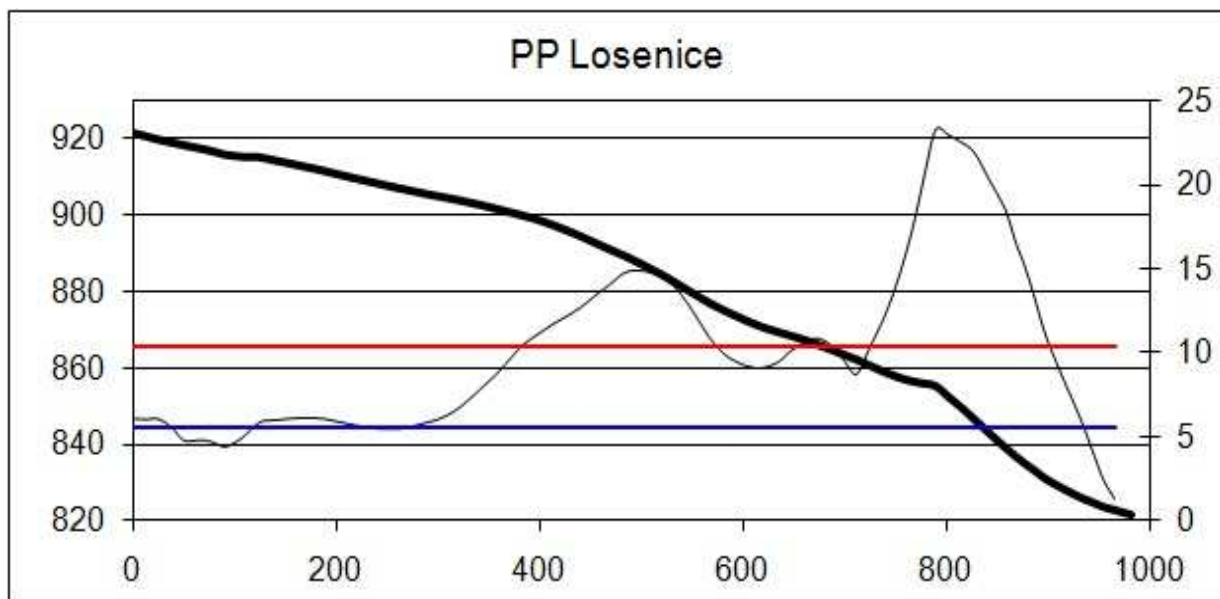


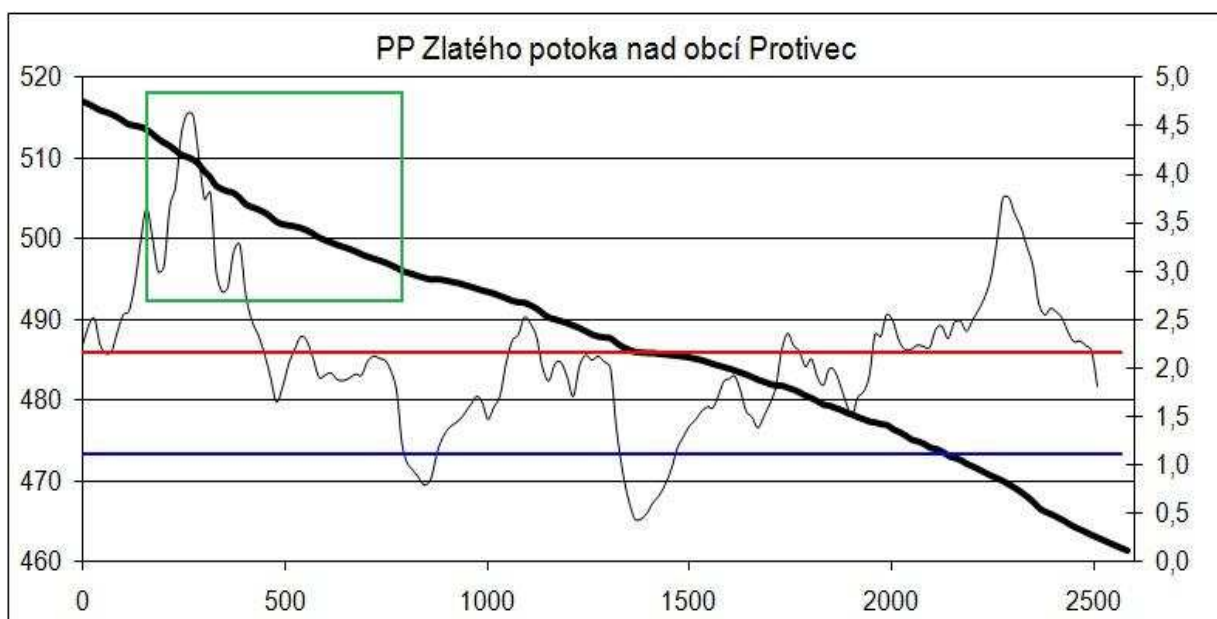
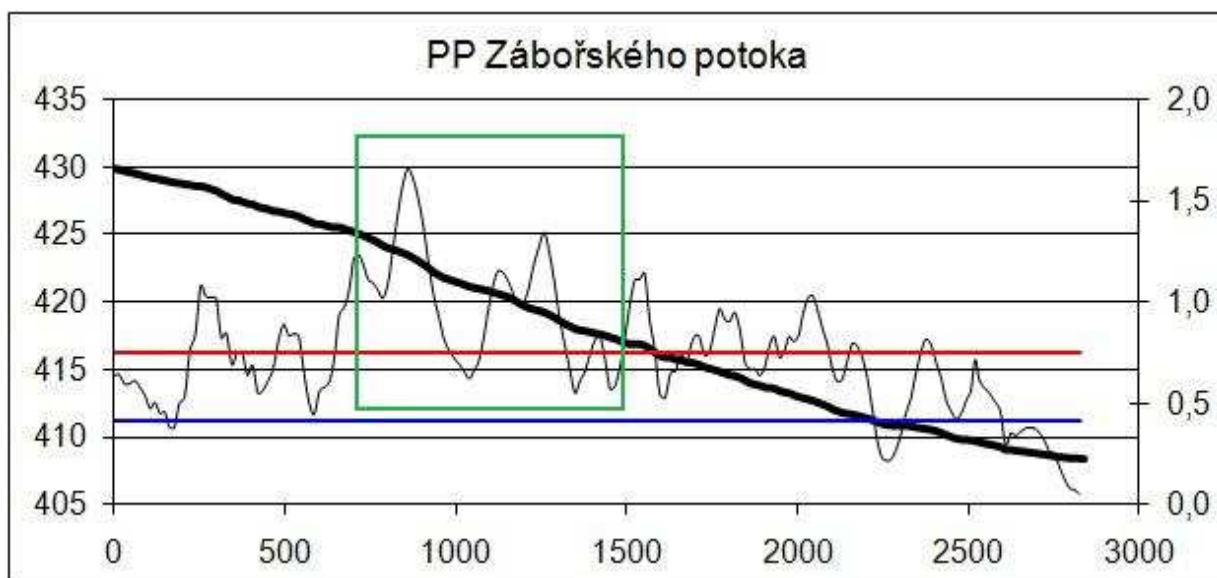
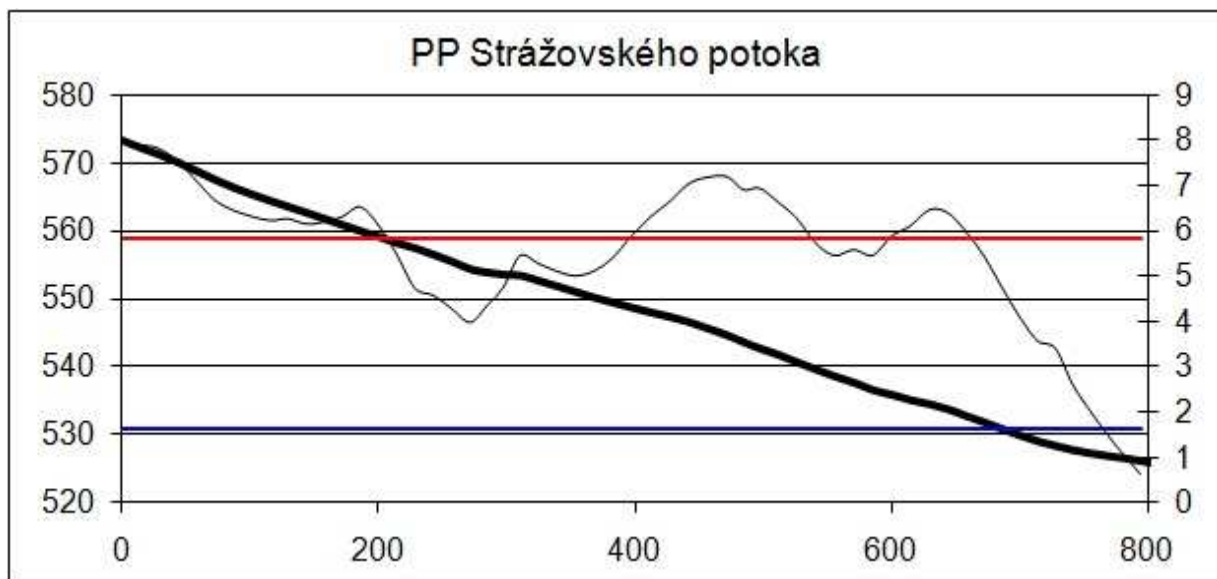


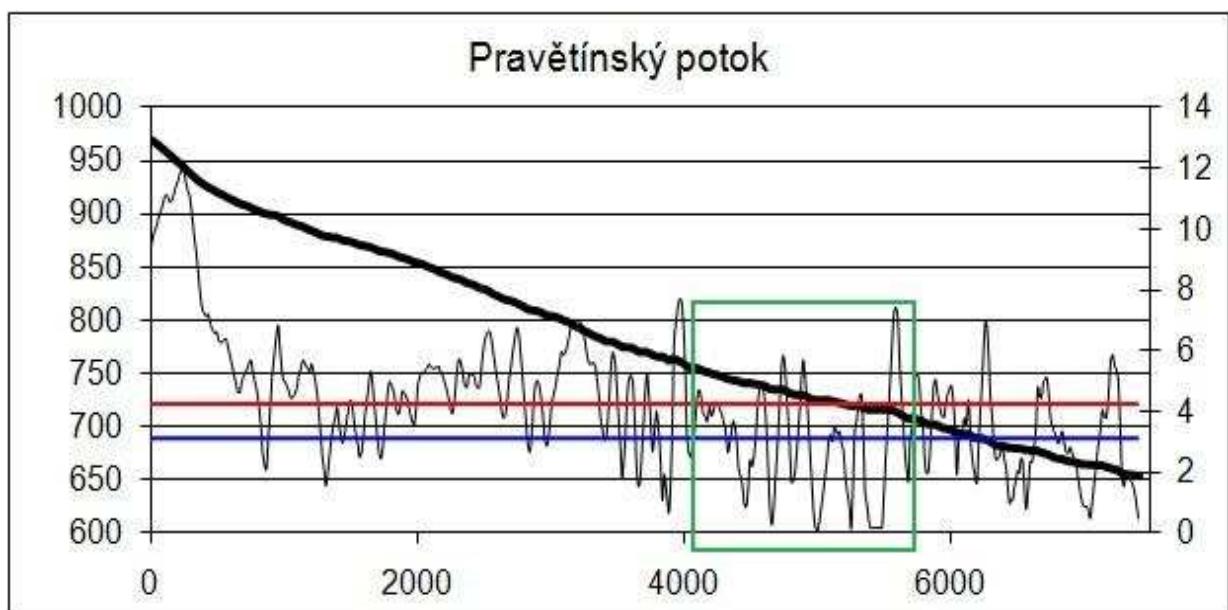
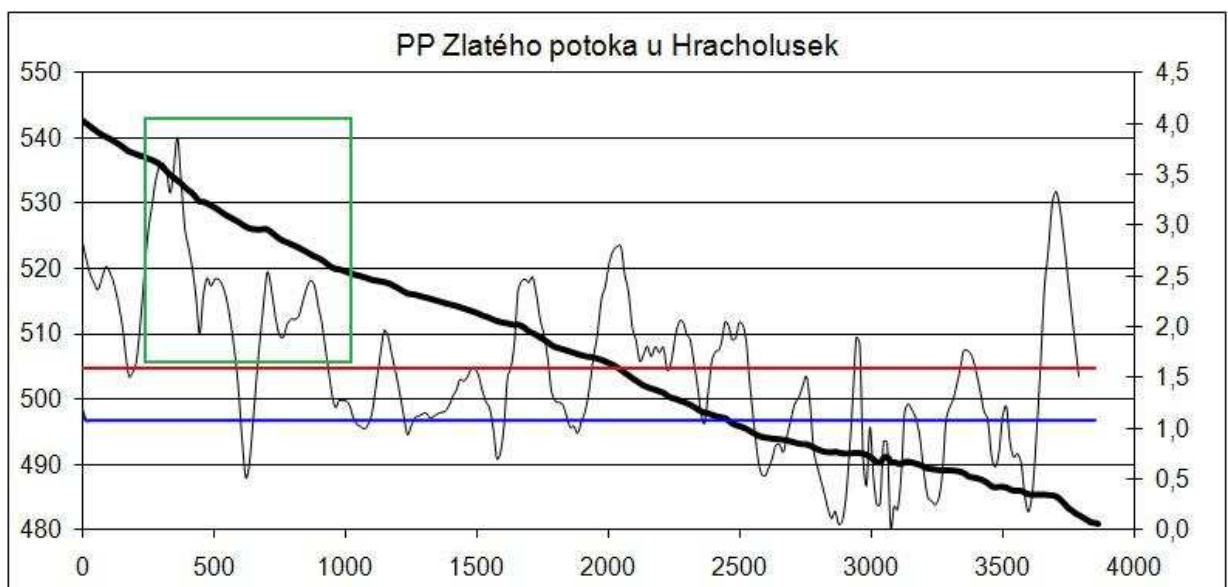
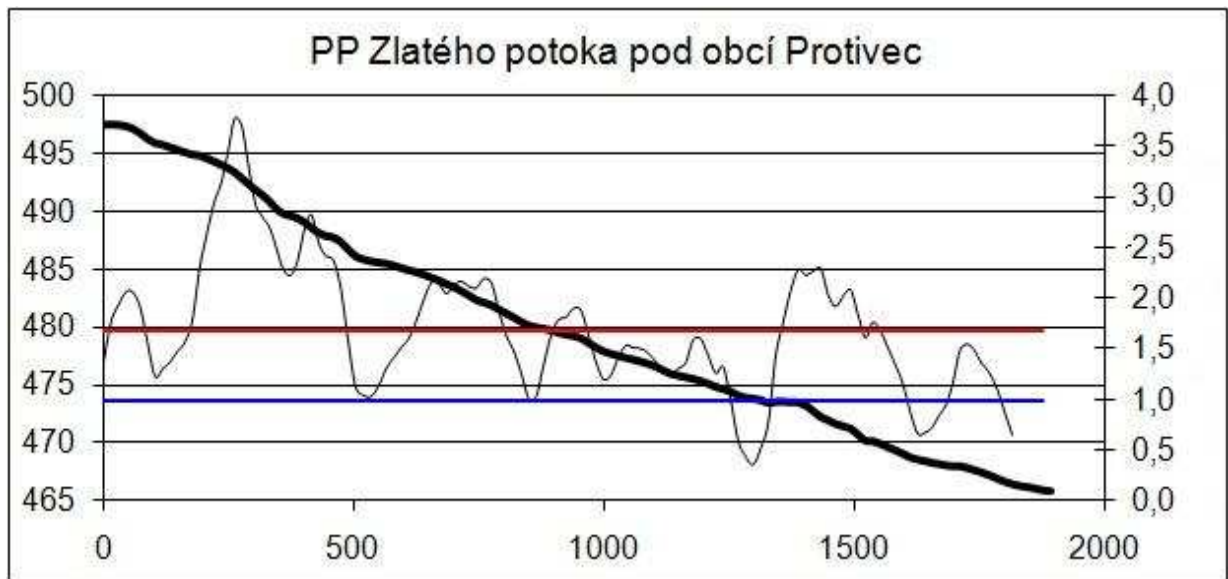




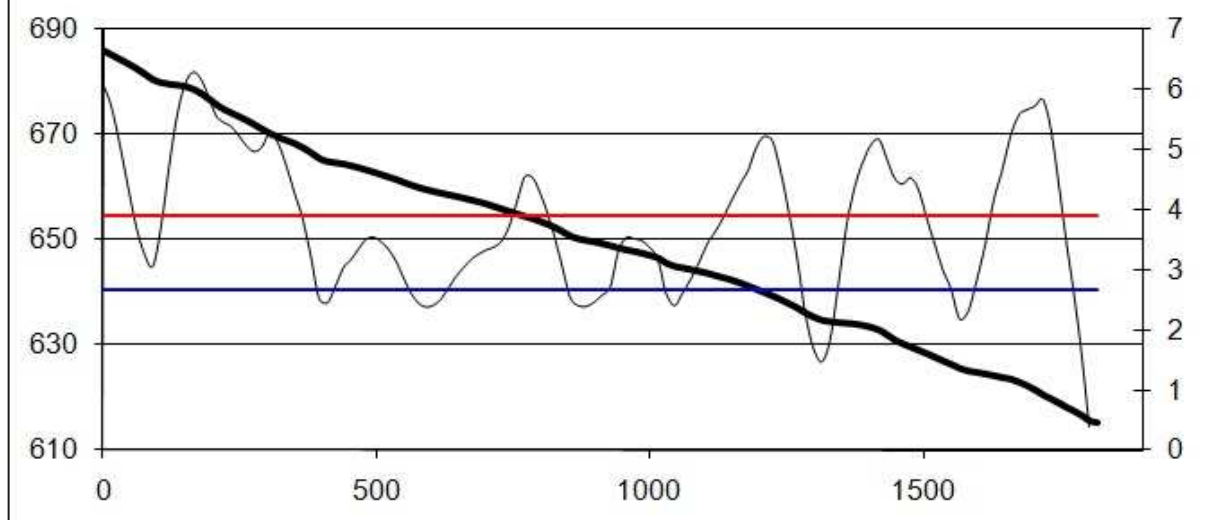




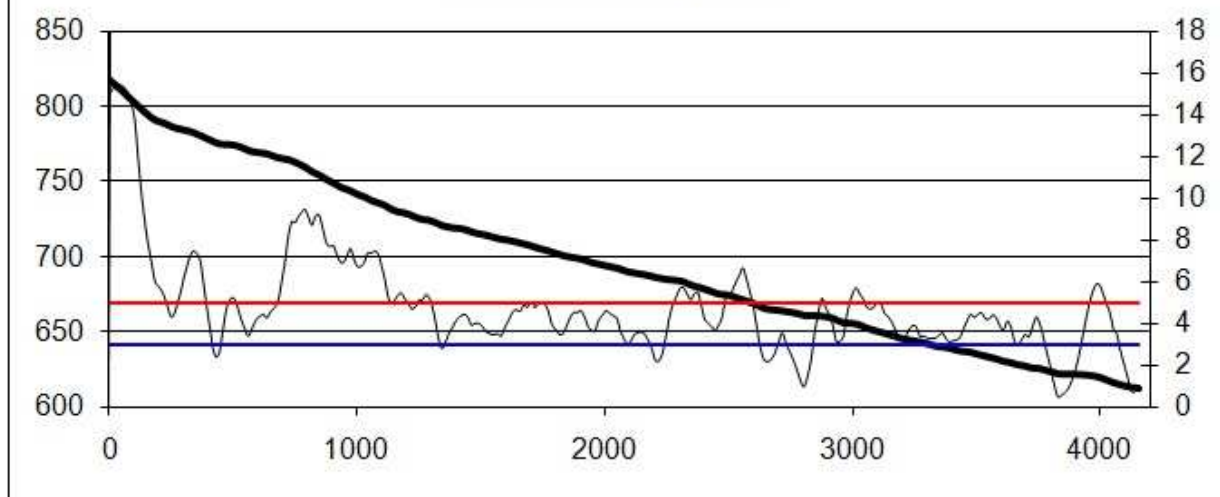




Přečinský potok



Radvanický potok



Růžďský potok

