

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Karin Košíková

Morfologické typy vybraných údolí Vysokých Sudet
Morphological types of selected valleys in the High Sudetes

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Marek Křížek, PhD.

Praha, 2011

Prohlášení:

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

V České Lípě, dne 25. 5. 2011

Podpis

Děkuji svému vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, PhD. za materiály poskytnuté k práci, za konstruktivní kritiku a pomoc v práci, dále děkuji rodičům, kteří mi, nejen při psaní této práce, zajišťují skvělé zázemí a také všem těm, kteří mi poskytovali cenné rady při tvorbě práce.

Zadání bakalářské práce

Karin Košíková

Téma práce

Morfologické typy údolí (Hrubého Jeseníku - Králického Sněžníku – Krkonoš)

Cíle práce

Cílem práce je na základě literatury vytvořit genetickou typologii údolí, určit jejich morfologické charakteristiky a provést na ní (míněna typologie) morfologickou klasifikaci opřenou zejména o podélné a příčné profily. Úkolem je zaměřit se zejména na horní části údolí vyskytující se na vybraném území České republiky (Vysoké Sudety) a ta klasifikovat.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše odborné literatury,

1. krok – klasifikace údolí dle geneze na základě rešerše literatury (definování vzniku a vývoje pro každý typ, určení procesů, kterými vzniká), určení základních morfologických charakteristik pro každý genetický typ údolí.
2. krok - určení morfometrických postupů (na základě literatury) používaných při morfometrických analýzách údolí (zejména studium podélných a příčných profilů).
3. krok – aplikace vybraných metod (zejména podélných profilů) na vybraných údolích ve Vysokých Sudetech, tj. na základě DMÚ 25 udělat podélné profily (viz Demoulin) a ty pak vyhodnotit (srovnat).

Zájmové území: Vysoké Sudety.

Datové zdroje: informační zdroje, DMÚ 25

Datum zadání: 1. 10. 2010

Karin Košíková

RNDr. Marek Křížek, PhD.

ABSTRAKT

Údolí jako oblast, ve které je uložen záznam o dějích probíhajících v horní či dolní části území, je cenným zdrojem informací vhodných ke studiu, ze kterých je možno pochopit vývoj území a krajiny ležících i mimo údolí.

Práce je nejprve zaměřena na utvoření klasifikace údolí dle geneze, kde byl popsán vývoj, vzhled a tvary vyskytující se v jednotlivých typech údolí a dále byly stanoveny charakteristiky, které lze především při studiu podélného profilu údolí sledovat.

V prostředí GIS byly následně stanovené metriky studovány, konkrétně se jednalo o studium délek, šířek, sklonů a tvarů jednotlivých údolí Králického Sněžníku. Byla vytvořena korelační matice sledovaných metrik a dendrogram, pomocí kterého byly v zájmovém území vymezeny čtyři shluky údolí.

Touto prací, kde byla použita komplexnější forma analýzy, je doložena dobrá použitelnost vybraných metrik, které je v budoucnu možné použít i v jiné zájmové oblasti.

Klíčová slova: údolí, genetická typologie údolí, podélný profil, Králický Sněžník.

ABSTRACT

Valley is a place, where the record about processes realizing upstream and downstream is deposited. It's valuable source of information about the evolution of landscape around.

The Bachelor thesis is focused on creating the genetic classification of valleys, where the evolution and shape were described, then some characteristics useful for studying longitudinal profile were set also.

Studies of metrics were performed in GIS. Main interest was attended to lengths, widths and shapes of valleys of Králický Sněžník mountains. Correlation matrix of parameters and dendrogram, which was used to delimit four clusters, were created.

Through this Bachelor thesis, where more complex analysis was used, good applicability of used metrics was shown. This method could be used in Králický Sněžník mountains and in future it could be applied in different localities also.

Keywords: valley, genetic typology, longitudinal profile, Králický Sněžník mountains

OBSAH

Abstrakt	5
Abstract	5
Obsah.....	6
1 Úvod.....	8
2 Rešerše literatury.....	9
2.1 Definice údolí.....	9
2.2 Vznik a vývoj údolí.....	9
2.2.1 Ledovcová údolí.....	11
2.2.2 Krasová údolí.....	13
2.2.3 Eolická údolí.....	17
2.2.4 Říční údolí.....	18
2.3 Klasifikace údolí podle příčného profilu.....	23
2.4 Dělení údolí podle podélného profilu.....	25
2.4.1 Tvar křivky.....	25
2.4.2 Metriky: morfometrické charakteristiky podélných profilů.....	28
3 Morfometrické analýzy.....	30
3.1 Základní morfometrické charakteristiky.....	30
3.2 Podélné profily.....	30
3.2.1 Získání dat.....	30
3.2.2 Statistická analýza.....	31
4. Charakteristika zájmového území.....	32
Geologická charakteristika území.....	33
Geomorfologická charakteristika území.....	35
Klimatické poměry.....	38
Hydrologické poměry.....	39
Pedologické poměry.....	40
Biogeografická charakteristika.....	41
5. Výsledky.....	42
6. Diskuze.....	52
7. Závěr.....	55
Použité zdroje.....	56
Seznam obrázků.....	59

Seznam tabulek	60
Příloha A – podélné profily	61

1 ÚVOD

Údolí je významným prvkem krajiny, který může vznikat mnoha různými procesy. Je to oblast, skrze kterou „komunikují“ oblasti s vyšší a nižší reliéfovou energií (sensu Křížek, 2007); je to transportní zóna, která dokáže odpovédět na to, co se dělo v horní či dolní části území. Informace o této „komunikaci“ jsou zapsány v sedimentu, jež se v údolí dlouhodobě akumuloval. Morfologové mluví o záznamu dějů v reliéfu a přesto, že si uvědomují hodnotu údolí pro studium, díky kterému je možno pochopit vývoj území a krajiny i mimo údolí, nebývají údolí studována a popisována v takovém rozsahu jako místa, odkud je tento na informace cenný materiál přinášén. Hugget (2007) navíc tvrdí, že údolí jsou tak běžná, že je geomorfologové jen zřídka definují a jako tvar reliéfu dokonce přehlížejí (Hugget, 2007 In Straumann & Purves, 2008).

Cílem této práce je proto na základě literatury vytvořit genetickou typologii údolí, určit základní morfometrické charakteristiky a provést morfologickou klasifikaci vybraných horních částí údolí Králického Sněžníku opřenou zejména o podélné a příčné profily.

2 REŠERŠE LITERATURY

2.1 Definice údolí

Jednotlivá údolí se mohou lišit velikostí, genezí či stářím, avšak obecně je údolí jako tvar reliéfu vnímán jednotně. Většina autorů charakterizuje údolí velice podobně, jejich definice údolí se příliš neliší (viz Tabulka 1). Shodně vnímají údolí jako protáhlou sníženinu, která se svažuje určitým směrem a velice často bývá spojena s činností tekoucích vod. V této práci bude za údolí považována každá sníženina zemského povrchu, která je z jedné strany otevřená a zároveň je protažená jedním směrem, avšak nemusí pojímat vodní tok.

Tabulka 1: Porovnání definic údolí, různí autoři

autor	Definice údolí
Demek, 1976	„Údolími nazýváme takové protáhlé sníženiny na povrchu pevnin, které vznikají říční činností a sklánějí se ve směru spádu vodního toku.“
Kunský, 1935	„Údolí jsou nejcharakterističtějšími konkávními tvary povrchu zemského v oblasti tekoucích vod a jejich vývoj určuje celou modelaci krajiny. Jsou převážně dílem říční eroze a destruktivních pohybů hmot, které ji provázejí.“
Goudie, 2004	„Údolí je sníženina svažující se v jednom směru po celé své délce, jejíž rozměr bývá zpravidla větší, než je šířka. Obecně je na údolí pohlíženo jako na výsledek fluvialních procesů, jako je např. koraze, abraze či zvětrávání“
Straumann, Purves, 2008	„Údolí je sníženinou, depresí vzhledem ke svému okolí, důležitou charakteristikou je tvar údolí, jež je protáhlý; údolí se v celé své délce svažuje a často pojímá vodní tok.“
Von Engeln, 1942 (In Straumann, Purves, 2008)	„Údolí je deprese svažující se jedním směrem v celé své délce“

2.2 Vznik a vývoj údolí

Ačkoli se různí autoři v zásadě shodují na tom, jaký tvar lze považovat za údolí (viz výše), geneze údolí může být daleko variabilnější. Údolí lze podle geneze rozdělit: na tektonická a erozní, která je možno dále podrobněji klasifikovat (Tabulka 2).

Tabulka 2: Základní dělení údolí dle geneze (Kunský, 1935)

Typ údolí	Subtyp	dělení	podrobnější dělení
TEKTONICKÁ (strukturní)	<p>zlomová -vznik na zlomech, podél nichž může jedna z ker poklesnout</p> <p>vrásná -výskyt zpravidla podél osy vrás -dle polohy údolí ve vráse a podle tvaru vrás:</p>	<p>-poklesne-li jedna kra mezi dvěma jinými -> příkopové údolí</p> <p>-vzájemně nakloněné rovnoběžné vrstvy v místě styku dvou různých horninových vrstev</p> <p>-ke směru vrás příčná údolí</p>	<p>→ synklinální antiklinální monoklinální izoklinální</p> <p>→ kataklinální anaklinální</p>
EROZNÍ (skulpturní)	<p>ledovcová</p> <p>eolická</p> <p>krasová</p> <p>říční -původ má v zahloubení toku do původního reliéfu krajiny</p>	<p>→ typu V typu U</p> <p>→ vakovitá slepá poloslepá suchá</p> <p>-dle polohy toku k původnímu svahu a struktuře krajiny: (Davis)</p>	<p>→ konsekventní subsekventní resekventní obsekventní insekventní</p>

Avšak údolí nevzniká pouze působením jediného činitele- údolí je tvarem polygenetickým. Zásadní vliv má často tektonika, jejíž původ se nachází v endogenních

procesech. Tektonická údolí jsou jedním ze základních tvarů zemského povrchu a mohou se vyskytovat mezi zemskými krami, které byly paralelně vyzdviženy podél zlomů (tedy zlomová údolí), dále je lze nalézt ve vrásových synklinálách (vrásná údolí), či v příkopových propadlinách (Vitásek, 1966). Erozní údolí se také často soustřeďují do míst oslabení, jedním z nich mohou být právě zlomy. Potter (1978, In Schumm, 2005) tvrdí, že velké řeky přetrvávaly ve svých dnešních polohách stovky i miliony let, protože se nacházejí v místech hlavních tektonických oblastí. Vedle tektoniky a litologických podmínek mají však na vývoji údolí velký podíl klimatické podmínky dané oblastí. Někteří autoři klimatu připisují dokonce zásadní vliv (Larue, 2010). Na vývoji údolí se významně podílejí například také svahové procesy, např. sesuvy, a to především v horní části údolí, kde je největší energetický potenciál, a proto zde tyto dynamické procesy probíhají snadno. Navíc zde hraje svou roli i blízkost horní hranice lesa - nad touto hranicí již není půda zpevněna kořeny vegetace, a proto může být celý proces urychlen nebo mohou být důsledky jeho zásahů ještě znásobeny. Konečné pojmenování typu údolí se tedy odvíjí od činitele, který se na formování údolí podílel nejvyšší měrou.

2.2.1 Ledovcová údolí

Ledovcový (glaciální) typ údolí je převážně modelován pohybem ledovců, často bývá podmíněn tektonicky. Melton (1959, In Schumm, 2005) odhaduje, že 25 – 75 % údolí v odledněných oblastech je tektonicky podmíněno. Vitásek (1966) dokonce tvrdí, že „ledovce již našly hotová údolí a pouze je modelovaly.“ Typickým znakem ledovcové eroze je kar, což je většinou skalní pánev s plochým dnem, ohraničená ze tří stran vysokými karovými stěnami, kde dochází ke hromadění sněhu. Nad sněžnou čarou se ze sněhu akumulovaného v karu stává firn a následným sesedáním za přispění dalších sněhových srážek ledovcový led. Ten může stejně tak vznikat i v nivačních depresích. Kary mohly vzniknout v místech dřívějších pramenných mís a jsou také výraznými prvky v podélném profilu ledovcového údolí (Evans, 2007). Bývají zpravidla dva vedle sebe, při jejichž spojení vznikají tzv. karové plošiny či terasy; častější je však jejich umístění těsně pod sebou, a tak vznikají tzv. stupňové kary (Vitásek, 1966). Vzniklý ledovcový led následně překonává ohlazený a zaoblený skalní práh, který odděluje vyživovací oblast od vlastního údolí, a postupuje níže jako ledovcový splaz. Dále v údolí se ledovec částečně přizpůsobuje tvaru údolí a částečně ho vlivem glaciální eroze přetváří. Preglaciální koryto tvaru V v příčném profilu je hloubkovou a boční erozí většinou, ne však vždy, zcela přemodelováno v údolí tvaru U = tzv. trog, který je pro ledovcovou činnost typický. Ledovcové údolí tvaru písmene V se vyskytuje jen

ve výjimečných případech, a to v dolní části některých velice hluboko erodovaných údolí, za přispění podledovcové vodní eroze (Evans, 2007). Tato velmi úzká údolí jsou vytvořena pod tenkým ledem (jeho tloušťka je pravděpodobně menší než 300 metrů (Embleton, 1968)) s mnoha puklinami v důsledku činnosti subglaciální tavné vody s velkým obsahem brusného materiálu, která působí na horniny pod hydrostatickým tlakem, a to v době, kdy je celé údolí stále zasaženo ledovcem. Podmiňujícím faktorem pro vznik údolí typu V jsou strmé svahy, přičemž nejlépe vyvinutá údolí tohoto typu jsou ve vápencích. Příkladem může být údolí Ötztal v rakouských nebo údolí du Guil ve francouzských Alpách (Embleton, 1968). Na glaciální erozi se podílejí dílčí erozní procesy, jako je například detrakce¹, exarace (brázdění) nebo deterze². V podélném profilu ledovcového údolí jsou zřetelné skalní stupně, mezi kterými může být údolí přehloubeno v mělké pánve. Glaciální eroze tedy skalní stupně nezarovnává, naopak je zvýrazňuje, a tím přispívá k nepravidelnosti v podélném profilu ledovcového údolí. Častým znakem opakovaně zaledněného údolí je poloha dna hlavního trogu, které leží mnohem níž než dna bočních údolí. Velikost ledovcové eroze je funkcí mocnosti ledovce (Fairbridge, 1968), v důsledku posunu slabší vrstvy ledu se boční trogy nestačily zahloubit tolik jako hlavní údolí, a proto vznikla v místech „soutoku“ tzv. visutá údolí. Fairbridge (1968) tento vztah aplikuje také při studiu rychlosti pohybu ledovců, kterou pozitivně ovlivňuje nejen mocnost ledovce, ale také sklon ledovcového podloží. Kromě toho se rychlost postupu ledovce mění jednak v čase – větší rychlost posunu zaznamenáváme spíše ve dne než v noci a také spíše v létě než v zimě, jednak s hloubkou – větší rychlost pohybu je v místě údolnice a směrem k okrajům se snižuje a jednak v závislosti na příčném profilu – v sevřeném údolí se ledovec pohybuje rychleji (Vitásek, 1966). Velikost údolí modelovaných ledovcem se například i v rámci Evropy liší, což lze demonstrovat porovnáním rozměrů údolí Glen Rosa na ostrově Arran v Z Skotsku a švýcarského údolí Val d'Hérens, kde probíhala ledovcová eroze ve větším měřítku a více ovlivnila geologické struktury (Small, 1970). Údolí Val d'Hérens, které ve své střední části dosahuje šířky 4-5 mil a hloubky přibližně 5000 stop svými rozměry převyšuje údolí Glen Rosa, které je široké jen 1 míle a hluboké 1500-2000 stop (Small, 1970).

Nejrozsáhlejší ledovce (většina v Antarktidě, Grónsku) zakrývají celý reliéf a pohybují se velice pomalu (řádově stovky m/rok) směrem od vypouklého středu (Vitásek, 1966). Eroze pevninských ledovců bude zřejmě pomalejší, avšak přesné hodnoty nejsou známy (Kukal,

¹ Detrakce umožňuje rozšiřování a prohlubování trogu pomocí unášených skalních bloků uvolněných vlivem pohybu ledovce ze skalních stěn (Horník, 1982).

² Deterze je obrušování nebo ohlazování skalního podkladu ledovcem (Horník, 1982).

1983). Horské ledovce dosahují malých rozměrů a podle postupu ledovce lze vymezit několik podtypů – ledovec, který vzniká v horském kotli (karu), je nazýván karovým ledovcem. Jeho následné rozšíření na svahy je označováno jako svahový ledovec, pokračování v horských údolích je pojmenováno jako údolní ledovec a pokud se na horském úpatí spojí několik ledovcových splazů vytékajících z různých karů v jeden ledovec, bývají označovány jako piedmontní ledovec (Vitásek, 1966). U větších alpských ledovců byla naměřena průměrná rychlost pohybu 0,05 – 2 m denně, u grónských ledovců ještě vyšší. Pro rychlost eroze ledovci v Alpách, v Grónsku a na Islandu byla Judsonem a Ritterem (1964, In Kukul, 1983) zjištěna hodnota 70 cm/ 1000 let. Ledovec Muir na Aljašce eroduje podklad rychlostí 1000 cm za 1000 let (Kerr, 1936, In Kukul, 1983) a u některých aljašských ledovců byla zjištěna rychlost krátkodobé eroze až 30 – 90 cm ročně (Kukul, 1983).

V České republice v pleistocénu proběhlo zalednění pevninským i horským ledovcem, a to ve dvou fázích – při Elsterském a poté při Halštrovském zalednění. Zalednění zasáhlo Šluknovsko, Frýdlantský výběžek, Žitavskou pánev, Žulovskou pahorkatinu, část Zlatohorské vrchoviny, Osoblažskou nížinu, Opavskou pahorkatinu, Moravskou bránu a Ostravskou pánev. Pozůstatkem jsou dnes například bludné balvany, morénové tvary, ledovcové kary vyplněné vodou (5 šumavských jezer) nebo údolí tvaru U v Krkonoších (Labský důl, Obří důl); (Horník, 1982).

2.2.2 Krasová údolí

Krasová údolí vznikají mechanickou a především chemickou činností tekoucí vody v krasových horninách. Mezi takové patří hlavně vápence, pak také dolomity, sádrovce apod. Pro vznik krasových tvarů jsou tedy potřeba rozpukavé rozpustné horniny, podnebí poskytující dostatek srážek a členitý reliéf, který umožňuje horizontální i vertikální cirkulaci vody (Horník, 1982). Voda má schopnost rozrušovat krasové horniny zásluhou oxidu uhličitého, který získává ze vzduchu nebo z půdy, kterou prostupuje. Následně vytváří různé tvary povrchové i podpovrchové. Typickým tvarem rozšířeným v krasových oblastech jsou závrtky, což jsou mísovité, nálevkovité, elipsovité nebo nepravidelné sníženiny, které vznikají chemickou činností hlavně ve větších oblastech tvořených čistým vápencem (Horník, 1982). Závrtky mohou dosahovat rozměrů až 1,5 km v průměru a 400 m hloubky (Kunský, 1935), jejich dno bývá skalnaté nebo pokryté nánosy písku či štěrku. Zvláštním případem úzkých a dlouhých závrtů je potom bogaz (struga) s délkou až 100 metrů, šířkou 7 – 8 m a strmými stěnami (Kunský, 1935). Pokud se v důsledku rozrušení dělicího hřbetu spojí několik sousedních závrtů, vzniká tzv. uvala. Ta může dosahovat až 2 - 3 km délky

a několikasetmetrové šířky (Horník, 1982). Největší krasovou povrchovou sníženinou jsou polje. Mají protáhlý tvar, kde může délka nad šířkou převažovat mnohonásobně, dále se vyznačují plochým dnem, příkrými stěnami s výrazným úpatím a mohou dosahovat obrovských rozměrů. Polje, kterým dává konečný tvar korozní činnost vody, mohla vzniknout spojením několika uval (tzv. polje korozní), nejdůležitější při formování poljí jsou však tektonické poměry celé krasové oblasti. Právě tektonické dispozice určují jejich směr, tvar i rozsah (Kunský, 1935). Proto J. Cvijic - (In Horník, 1982) dále rozeznává polje zlomová, která se vážou na zlomová pásma, polje synklinální (v prohlubních podmíněných synklinálním uložení vrstev) a polje příkopová (v příkopových propadlinách vápencových souvrství); (Horník, 1982). V poljích se mohou vyskytovat otvory, tzv. estavelly, které fungují buď jako ponory³ nebo vyvěračky⁴. V případě jejich zanesení a zneprůchodnění dochází k trvalému zaplavení a vzniku poljových jezer. Pro všechna polje je společným znakem uzavřenost a také jejich hydrologické poměry, podle nichž lze polje dělit na suchá, občasně zaplavovaná a tzv. jezera - polje (Vitásek, 1966). Velmi typickým podpovrchovým tvarem jsou jeskyně. Nevyskytují se jen v krasových oblastech, avšak ve vápencích je lze najít nejčastěji. To je dáno snadnou rozpustností vápence a také množstvím tektonických puklin, dutin a vrstevních ploch, podél nichž jeskyně vznikají nejsnáze. Právě v místech puklin a vrstevních spár proniká do horniny krasová voda, rozšiřuje průchody a rozrušuje stěny. Při dostatečném zvětšení dutin se k chemické erozi přidává i mechanická eroze tekoucí vody, což může vést k propadání jeskynních stropů a vzniku údolí (Horník, 1982).

Počátky krasových údolí mají podle Horníka (1982) zvláštní charakter – často jde o místo u okraje krasových plošin nebo pohoří, kde pod vysokými skalními stěnami vyvěrají krasové prameny. Taková kotlovitá údolí se strmými stěnami jsou nazývána jako údolí vakovitá (vývěrová). Častěji však bývá tento typ krasového údolí nazýván jako pytlovitý – jedná se o krátké a široké údolí s příkrými skalními stěnami, které vzniklo zpětnou erozí a zpětným řícením skalních stropů vývěrových jeskyní (Příbyl, 1992). Podle dělení J. Cvijice - (In Kukul, 1983) je dalším typem krasového údolí tzv. údolí slepé. Je to říční údolí, které má na horním toku tvar běžného údolí, avšak na dolním toku je náhle ukončeno příkrou skalní stěnou nebo polokruhovitým stěnovým závěrem. Před tzv. závěrovou stěnou se tvoří propadání a ponory, kde se dosud povrchová voda ztrácí pod povrch, může zde vtékat do jeskyň a pokud ponory nestihnou odvést veškerou vodu, vznikají v těchto místech dočasná jezera. Zde se také

³ Ponor je puklina nebo otvor, kde se řeka při svém vstupu na vápencové území ztrácí do země (Horník, 1982).

⁴ Vyvěračka je místo, kde podzemní krasové vody vyvěrají na povrch (Vitásek, 1966)

akumuluje materiál nesený řekou a často bývá časem přetvořen v terasy. Skalní stěna dosahuje takové výšky, že ji voda nepřetéká ani za nejvyšších vodních stavů, a proto za skalní stěnou údolí nepokračuje. Pokud je však skalní přehrada nižší a povodňové vlny ji překonají, údolí pod touto překážkou pokračuje jako poloslepé. Prohloubí – li se údolí před stěnovým uzávěrem, dochází ke zvýšení překážky a údolí poloslepé se mění ve slepé. Následujícím typem krasových údolí je údolí suché, které vzniká v případě, že ponory pohltnou vodu, a ta dále protéká dutinami pod povrchem. Suchým údolím protéká voda jen výjimečně, a to za velkých dešťů nebo v době hlavního tání sněhu, čímž je dán i směr spádu údolí. Je charakteristické plochým dnem nebo tvarem písmene U a nánosy sedimentů. Suchá údolí mohou být pokračováním údolí poloslepých. Charakteristickým znakem všech krasových údolí je velmi nevyrovnaný spád (Horník, 1982). Tvar krasového údolí však nezávisí pouze na typu nebo čistotě horniny, ale je také ovlivněn podmínkami, které formování údolí provázely. Čím čistší vápenec se v oblasti nachází, tím je údolí více zahlobeno a jeho stěny jsou prudší. Projevuje se zde i stáří reliéfu, kdy starší údolí mají zpravidla menší sklon svahů (Sweeting, 1972). Krasovými údolními protékají autochtonní⁵ či alochtonní⁶ toky, které mohou téct v celém svém průběhu po povrchu krasové oblasti, nebo se noří pod jeho povrch v místě ponoru (stávají se ponornými toky) a také mohou opětovně vytékat na povrch vyvěračkami. Podle typu toku, který krasovou krajinu formuje, lze také krasová údolí členit na autochtonní a alogenní (Příbyl, 1992). Alogenní údolí mají nejčastěji tvar velice úzkého údolí se strmými stěnami. Tato údolí mohou podle Sweeting (1972) tvořit pouze mohutné toky, které do krasové oblasti přitékají z území tvořeného nepropustnými horninami (alochtonní toky). Jedině tyto řeky dokážou prostoupit krasovými horninami a čelit zde intenzivním krasovým procesům (Sweeting, 1972). Takovými řekami jsou například Krka či Neretva tekoucí napříč Dinárským krasem, anebo řeka Tarn, která ve francouzských Grands Causses svým tokem dělí vápencový reliéf do oddělených bloků. U Ste Énimie dosahuje při šířce 2 km hloubky více než 300 metrů a tvoří údolí s velice strmými stěnami (Sweeting, 1972). Toky méně vodné krasovým reliéfem prostupovat nedokážou, proto často tvoří slepá údolí, kdy se náhle ztrácejí pod povrch a nad nimi zůstává úzké údolí se strmými stěnami (kaňon). Proto bývá podélný profil krasových údolí velice nevyrovnaný, a to především v důsledku různé schopnosti řek prostupovat krasovými horninami.

⁵ Autochtonní tok vzniká v krasu vyvěráním krasových vod na povrch (Horník, 1982).

⁶ Alochtonní tok přitéká z oblastí nekrasových hornin (Horník, 1982).

V České republice tvoří krasové oblasti jen malou část území, přesto však lze u nás najít tvary pro kras typické, a to především ve dvou rozsáhlejších ucelených krasových oblastech – v Českém a Moravském Krasu. Český kras, který je tvořen poměrně čistými silurskými⁷ a devonskými⁸ vápenci, jež jsou silně zvrásněné a tektonicky porušené. Najdeme tu nedokonale vyvinuté tvary povrchové, zato se zde vyskytují puklinové a vrstevní jeskyně. V Moravském krasu jsou vyvinuty nejen povrchové, ale především podpovrchové krasové jevy, a to v silně zvrásněných, tektonicky porušených a abrazií zarovnaných devonských vápencích s celkovou plochou 100 km². V Moravském krasu se nacházejí krasové toky, a to kupříkladu Sloupský a Křtinský potok. Údolí Sloupského potoka končí slepě, a to u skaliska Hřebenáče, a dále pokračuje jako suché údolí pojmenované Suchý žleb. Stejně tak i údolí Bílá voda u Holštejna v Moravském krasu končí u vysoké skalní stěny ponorem zvaným Rasovna, nad touto stěnou se nachází suché údolí nazvané Pustý žleb. Dalším příkladem ponoru může být Rudické propadání Jedovnického potoka (Vitásek, 1966). Je zde i labyrint Sloupsko – Šošůvských jeskyň a také Punkevní jeskyně s krápníkovou výzdobou, dále propast Macocha s ponornou řekou Punkvou a množství dalších jeskyň a tvarů. Rozsáhlý jeskynní systém byl objeven i v Českém krasu a jde o Koněpruské jeskyně. Ostatní krasové oblasti v České republice nedosahují velkých rozměrů a jedná se většinou o krystalické vápence. Z významnějších oblastí lze jmenovat Bozkovské aragonitové jeskyně u Semil, Chýnovskou jeskyni u Tábora nebo Zbrašovské aragonitové jeskyně nedaleko Hranic na Moravě (Horník, 1982).

Eroze v krasových oblastech je převážně chemická a její rychlost je dána úhrnem srážek, složením vody, rychlostí odtoku apod. Díky měření rychlosti eroze bylo zjištěno, že krasová eroze je velice selektivní, což způsobuje vznik zbrázděného, diferencovaného povrchu (Kukal, 1983). Rozdíly v rychlosti eroze jsou vysvětlovány různou teplotou, mineralizací vod, složením karbonátů a dále odlišným průtokem. S. T. Trudgil (1976 In Kukal, 1983) dokázal, že Mg kalcit a aragonit jsou erodovány rychleji, zároveň pórovité horniny erodují rychleji než zpevněné bez pórů (Kukal, 1983). Podle M. M. Sweetinga (1972 In Kukal, 1983) dosahuje střední rychlost eroze vápenců 15 – 100 mm za 1000 let. Obecným pravidlem pro erozi vápenců je fakt, že rychlost eroze je větší v chladných oblastech, a to kvůli zvýšené rozpustnosti oxidu uhličitého v chladnějších vodách, dále vztah, který říká, že rychlost eroze

⁷ Silur je perioda v prvohorách, která probíhala přibližně před 443,7 – 416 miliony let (ISChart, 2009).

⁸ Devon je perioda v prvohorách, která navázala na silur a probíhala asi před 416 – 359,2 miliony let (ISChart, 2009).

je přímo úměrná intenzitě ročního odtoku a nakonec poměr udávající podíl 40% podpovrchové eroze na celkové erozi (Kukal, 1983).

2.2.3 Eolická údolí

Dalším typem údolí, který je formován exogenními činiteli, jsou údolí eolická. Tento typ erozních údolí však není příliš běžný, a proto mu v literatuře není věnována téměř žádná pozornost, eolická údolí nejsou ani podrobněji klasifikována. Hlavním morfologickým činitelem je v tomto případě vítr. Nejvíce se jeho činnost projevuje v pustinných oblastech, pouštích a stepích, kde je na rozsáhlých plochách málo překážek v pohybu. Převažujícím erozním procesem vykonávaným větrem je tzv. deflace. Jde o velmi rychlý proces eroze nezpevněného materiálu větrem, jehož míra závisí především na pohyblivosti neseného materiálu a také na délce doby působení větru. Rychlost deflace může v některých oblastech dosahovat až úrovně říční eroze, její dlouhodobý průměr byl stanoven na 50 cm za 1000 let (Kukal, 1983). Druhým převládajícím erozním procesem větru je eolická abraze⁹, také někdy zvaná koraze, kterou lze popsat jako velice selektivní proces, tzn. na vybraných, méně odolných místech, probíhá rychleji než jinde. Tato činnost větru je závislá na velikosti a množství unášeného materiálu, rychlosti a směru větru a také na odolnosti hornin, které jsou korazi vystaveny (Vitásek, 1966). Její průměrná rychlost odpovídá 0,125 mm/rok (Kukal, 1983). Spolupůsobením deflace a koraze vznikají dle Chábery (1996) v nezpevněných horninách, jako jsou spraše či hlíny) hluboké brázdy zvané jardangy (Chábera, 1996). Jiným tvarem, který je možné najít v aridních oblastech a lze jej klasifikovat jako typ údolí, jsou tzv. strže. Nejčastěji se vyskytují v „badlands“, což jsou většinou polopouštní oblasti s neúrodnou půdou a nepropustným terénem (Thomas, 2000). Za vznikem roklí stojí klimatické podmínky či geomorfologické procesy vnější i vnitřní. Spojení těchto faktorů dává vzniknout právě roklím, Oostwoud Wijdenes a Bryan (1991 In Thomas, 2000) v Keni rozpoznali tři nestability, které jsou spojeny se vznikem těchto tvarů – jsou to intenzivní bouře a /nebo změna klimatu či změny v povodí, které mají za následek zvýšení okamžitého průtoku v oblasti; dále snížení odolnosti povrchu vlivem odstranění vegetačního krytu nebo změnami fyzikálních či chemických vlastností půdy; a jako třetí možnost stanovili změny v hydraulických podmínkách či změny erozní báze v oblasti. Rokle mohou vznikat, být znovu aktivovány nebo upevněny v závislosti na přírodních podmínkách, rozšiřovány bývají

⁹ Eolická abraze, koraze či větrný obruš je proces mechanického obrušování a ohlazování povrchu hornin materiálem dopravovaným větrem (Chábera, 1996).

v důsledku disturbancí (Thomas, 2000). Oostwoud Wijdenes a Bryan (1991 In Thomas, 2000) dále zjistili, že vývoji roklí napomáhá sezónní proměnlivost podmínek.

2.2.4 Říční údolí

V našich podmínkách nejčastějším typem erozních údolí jsou údolí říční, kde je vůdčím morfologickým činitelem lineární eroze způsobená tekoucí vodou. V závislosti na množství vody a sklonu svahu se ron postupně soustřeďuje do stružek zvaných ronové rýhy. Činnost ronů je selektivní - nejsnáze jsou unášeny měkké hlínové a písčité nánosy. Vyplavováním těchto jemných částic se ronové rýhy prohlubují a postupně jsou odkrývány a „vypreparovány“ odolnější partie podloží. Zbytkem takto rozrušeného svahu bývají často zemní pyramidy, sloupy či pilíře (Vitásek, 1966).

Na tvorbě fluviálních údolí se však zdaleka nepodílí jen erozní činnost vody. Proudící voda rozrušuje horninový podklad, po kterém stéká, dále materiál uvolněný jinými exogenními činiteli, zvětráváním odnáší a nakonec ho jinde ukládá. Který z těchto tří dílčích procesů právě převládne, je určeno především spádem¹⁰, množstvím, rychlostí a způsobem pohybu vody a také charakterem částic ve vodě obsažených.

Tekoucí voda může okolní materiál erodovat několika způsoby. V nezpevněných horninách nebo např. při pádu z větší výšky se uplatňuje jinak nevýznamná vlastní výmolná činnost vody. Další možností je chemické zvětrávání, tzv. koroze, kdy dochází k rozpouštění některých nerostů vlivem látek, které jsou ve vodě obsaženy. Největší podíl na rozrušování říčního koryta má však eroze mechanická, kdy řeka rozrušuje skalní podklad nebo akumulované sedimenty pomocí hrubých horninových úlomků, které unáší. Dolní hranicí erozních procesů je tzv. erozní báze, což je každý rovný povrch, kde vodní tok ztrácí energii, a proto pod něj nemůže prohlubovat své koryto (Vitásek, 1966). Hlavní erozní bází je hladina světového oceánu, vedle které existují tzv. místní erozní báze. Místní erozní bázi lze podle Horníka (1982) nazvat dočasně každé místo, kde dochází k náhlému zmenšení spádu řečiště – například hladinu jezera, kam řeka ústí. Změna erozní báze může být způsobena např. také odkryvem lavice odolnějších hornin v korytě či přítomností jiného strukturního prvku v korytě, jakým může být například tektonický zlom. Tyto prvky dále ovlivňují tvar podélného profilu řeky. Říční eroze se projevuje jednak prohlubováním a jednak rozšiřováním koryta toku. Boční (laterální) eroze způsobuje podemílání břehů. Díky ní se do řeky dostává větší množství materiálu než erozí vertikální (hloubkovou), zvětšuje se mechanická eroze

¹⁰ Spád je výškový rozdíl polohy řečiště na určitou vzdálenost (Vitásek, 1966).

toku, která je nejvíce patrná v místě proudnice¹¹, a koryto se dále rozšiřuje, stále více připomíná tvar písmene V (Horník, 1982). Eroze tekoucí vodou probíhá selektivně - v závislosti na odolnosti horninového podkladu jsou některé horniny erodovány snadněji a ve výsledku na dně koryta řeky zůstávají různě velké výchozy (stupně) tvrdších hornin. Pokud jsou zde stupně malé, řeka je překonává přejezdy a katarakty. Pokud se jedná o stupně větších rozměrů, vytvářejí se na vodním toku vodopády. Na vzniku těchto tvarů se podílí také spád toku a množství vody v řece, což jsou faktory velmi proměnlivé, a proto řeka eroduje koryto nerovnoměrně. Např. v místě vodopádu se se spádem zvýší rychlost proudění vody a dochází k erozi nad prohloubeným místem. Tento druh eroze probíhá proti směru toku, způsobuje snižování a ústup stupně a bývá nazýván zpětnou, neboli regresivní, retrográdní erozí. Důsledkem zpětné eroze může být tzv. ústup pramenné oblasti řek, kdy jedna řeka prodělává rychlejší zpětnou erozi než řeka jiná, a tak první řeka své povodí zvětšuje na úkor řeky druhé, čímž dochází k říčnímu pirátství (Horník, 1982). Dalšími tvary, které lze pozorovat na dně koryta řeky, jsou obří hrnce. To jsou mísovitě či hrcovitě prohlubně s hladce vybroušenými, kolmými stěnami, které byly vytvořeny na skalnatém dně toku vířivým pohybem kamenů unášených v řece, tedy procesem zvaným evorze (Vitásek, 1966). V České republice jsou vytvořeny dokonalé obří hrnce o průměru 1 m a hloubkou 0,5 – 1 m na Šumavě na řekách Vydra a Křemelná, nebo v korytě Vltavy pod Čertovou stěnou.

Samotné nesení materiálu řekou je umožněno tzv. unášecí neboli transportační schopností toku. To je síla, která je dána především objemem tekoucí vody, rychlostí toku a také geologickými poměry povodí. Pohyb materiálu ve vodě lze dále podle velikosti částic a charakteru transportu rozlišit na mechanický a chemický. Hrubší materiál jako balvany, písek a štěrk jsou v toku přemísťovány saltací, tzn. poskakováním po dně koryta v různě mocné vrstvě vody. Při zvýšených vodních stavech se dávají do pohybu i větší balvany, které jsou dopravovány vlečením po dně. Rychlost, při které začínají být řekou unášeny i balvany, bývá označována jako krajní unášecí schopnost. Udává se, že při dvojnásobném zvýšení rychlosti toku se unášecí schopnost zvětší 2^5 až 2^6 krát (Horník, 1982). Vzdálenost, kterou nesený materiál urazí, je ovlivněna především velikostí a také tvrdostí hornin. Při pohybu v řece do sebe hrubé ostrohranné úlomky vzájemně narážejí, a tak jejich postupným ohlazováním a obušováním vznikají valouny a oblázky charakteristické dokonalým zaoblením (Horník, 1982). Jemné částice jsou vodou unášeny v suspenzi, kterou lze pozorovat

¹¹ Proudnice spojuje místa s největší povrchovou rychlostí a ve vodním toku prodělává kmitavý pohyb (Horník, 1982).

jako kal v celé šířce průtočného profilu. Nejjemnější částice, jako jsou například soli, uhličitany či humusové látky, jsou přenášeny v roztocích (chemický transport) a jejich množství v řece je v průběhu toku zvyšováno hlavně díky chemické erozi hornin v povodí (Horník, 1982). Mnoho studií se zaměřilo také na množství unášeného materiálu v korytech řek. Asi nejznámějším případem toho, jakou důležitost může mít transportovaný materiál, je příklad řeky Jang'c'tiang, která ročně přinese 523 milionů tun materiálu do přehradní nádrže Tři soutěsky Cao, 2002 In Dollar, 2004). Výstavba přehradní nádrže způsobila změnu v dosavadním podélném profilu řeky a její ústí do této nádrže se stalo novou místní erozní bází. Došlo zde k poklesu spádu řeky, transportovaný materiál se zde ukládá a způsobuje zanášení nádrže. Dle Higgitta a Lu (2001 In Dollar, 2004) v nádrži Tři soutěsky sedimentuje 84 % materiálu zerodovaného v povodí Jang'c'tiang (Higgitt, Lu, 2001 In Dollar, 2004).

Charakter proudění vody v korytě je dán především tzv. viskozitou. To je odpor prostředí vzniklý v důsledku vnitřního tření (Embleton, Thornes, 1979). U kapalin s nízkou viskozitou setrvačné síly převažují nad viskózními, velikost setrvačných sil narůstá s rychlostí a právě poměr mezi těmito silami podmiňuje typ proudění. Tento vztah je možné vyjádřit tzv. Reynoldsovým číslem¹², kdy pokud R nabývá nízkých hodnot, převažují třecí síly a proud je laminární. Když R dosahuje vyšších hodnot, proud se stává turbulentním. Tzv. kritická hranice Reynoldsova čísla udává přechod mezi těmito dvěma charakteru proudění a je měřena experimentálně. Její spodní hranice se pohybuje okolo hodnoty 500-600 závisí hlavně na tvaru koryta. Horní hranice se nachází přibližně kolem hodnoty 2000. Embleton a Thornes, (1979) také tvrdí, že laminární proudění se v otevřených korytech objevuje jen zřídkakdy (Embleton, Thornes, 1979).

Pokud je vyčerpána energie řeky, kterou určuje především rychlost proudu, poklesne také její unášecí schopnost. Je – li rychlost toku menší než rychlost transportační, začíná být materiál nesený řekou v korytě ukládán, v případě povodní probíhá jeho akumulace i mimo koryto. Při ukládání materiálu lze pozorovat jeho třídění dle hmotnosti a také podle velikosti – nejprve je ukládán hrubý materiál; drobné částice, štěrk a písek jsou unášeny do větších vzdáleností. Většinu kalu přestane tok nést tehdy, jestliže klesne jeho rychlost pod 0,08 m/s (Horník, 1982). Při náhlém snížení spádu, např. na horském úpatí, vznikají akumulární činnosti řek náplavové kužely. Tyto tvary mohou být i značně rozsáhlé a někdy bývají nazývány proluviálními suchými deltami. Také u místa styku dvou proudů, pod překážkou

¹² Reynoldsovo číslo $R = \frac{vL}{\nu}$, kde v je rychlost proudění v m/s; L je hloubka toku udávaná v metrech a ν je pohybová viskozita v m^2/s (Embleton, Thornes, 1979).

v korytě nebo při rozšíření řečiště může dojít ke hromadění takových nánosů, jde o štěrkové či pískové lavice, výspy nebo říční ostrovy. Těmito nánosy si řeka sama komplikuje průtok oblastí a často zde lze pozorovat rozdělení toku do několika ramen, tzv. divočení řeky. Procesem akumulace materiálu pod překážkou vznikly i vltavské ostrovy, a to po výstavbě pražských jezů. V důsledku hromadění nánosů v řečišti také může dojít k vychýlení celého toku mimo jeho dosavadní osu. Proudnice vyvedená z rovnováhy následně kmitá mezi oběma břehy, přičemž nárazový, výsepní břeh vymílá a na opačném, jesepním břehu jsou opět hromaděny nánosy. Toto odchylování řeky od přímého směru v důsledku zatlačování proudnice střídavě blíže k oběma břehům, je označováno jako meandrování řeky. Meandry lze dále dělit na volné (jsou tvořeny v rozsáhlých říčních nánosech, kde však nejsou zařezány hluboko), zakleslé (ty vznikají zaříznutím do hlubokého údolí a zákruty řeky se zákruty údolí souhlasí) a meandry nucené (které bývají nazývány také jako zakleslé meandry druhého typu, kde se střídá příkrý výsepní břeh s mírným jesepním břehem). I na českých řekách se meandry vytvořily, dobře patrné jsou například zakleslé meandry na dolní Otavě, horní Vltavě nebo u Mohelna na Jihlavě, kde nesou název Čertův ocas (Horník, 1982). Na dolním toku velkých řek, kde bývá spád i rychlost toku nejmenší, se snižují také svahy náplavových kuželů a vznikají zde rozsáhlé, ploché akumulární tvary tvořené fluviálními sedimenty, tzv. aluviální nížiny. Sklon aluviálních nížin s jejich rostoucí plochou klesá (Vitásek, 1966).

Podle převládající činnosti řeky bývá celý tok většinou členěn na horní, střední a dolní tok, kde se postupně vystřídá nejprve eroze, poté hlavně transport a nakonec akumulace materiálu. Při detailnějším pohledu na koryto však toto tvrzení neplatí – místa hromadění materiálu a místa jeho odnosu se střídají prakticky po celé délce toku. Řeka se snaží vytvořit vyrovnaný podélný profil, tzn. chce dosáhnout toho, aby žádný úsek v toku neměl větší spád než jakýkoli jiný úsek v toku nad ním (Vitásek, 1966). Plynulost podélného profilu lze snadno znázornit pomocí tzv. spádové křivky¹³, což je křivka parabolického tvaru, která má největší sklon a nejvíce nerovností ve své horní části, postupně se více podobá horizontále, až nakonec na dolním toku, při ústí do moře, s horizontálou splývá. Podélný profil většiny řek je velice nevyrovnaný, vyznačuje se náhlými stupni a spádovými poruchami, které se řeka snaží v průběhu času zarovnat a spádovou křivku tak zploštit. Pomocí zpětné eroze a akumulace postupně odstraňuje místní erozní báze i jiné nerovnosti, zmenšuje svůj spád a v závislosti na průtoku, stavbě koryta, jeho geologickém podloží a tektonické aktivitě oblasti řeka

¹³ Pro sestrojení spádové křivky nanese se na vodorovnou osu délku toku a na svislou osu příslušné nadmořské výšky (Vitásek, 1966).

dosahuje profilu rovnováhy, kdy není třeba eroze ani akumulace. Tyto procesy postupují od dolního toku směrem proti toku. Hlavní tok zpravidla dosahuje vyrovnání spádové křivky dříve než jeho přítoky, které jsou erozí akumulací vázány na tok hlavní (Horník, 1982). Většina řek na svém toku ještě nedosáhla profilu rovnováhy – jejich podélný profil je stále přerušován úseky s větším spádem. Příkladem toku s nevyrovnanou spádovou křivkou může být Labe, Dunaj či Niger; mezi řeky s vyrovnanou spádovou křivkou patří Loira a Amazonka (Chábera, 1996). Podle některých autorů však všechny řeky ani nemohou docílit vyrovnaného podélného profilu (Xu ,1991 In Larue, 2010). V jejich profilu se nacházejí konvexity, tzv. knickpoints, čili lomy spádu (Bíl, Máčka, 1999), kde je zaznamenán náhlý úbytek či přírůstek hodnoty gradientu. Tyto nepravidelnosti spádové křivky mohou být vysvětlovány hydraulickými podmínkami, litologií či strukturními prvky ve dně koryta způsobené např. selektivní erozí různě odolných hornin; dále mohou být ovlivněny tektonickými zlomy probíhajícími napříč tokem či vertikálními pohyby na těchto zlomech. V důsledku těchto poruch nejsou řeky schopny dosáhnout konkávnosti ve svém podélném profilu (Xu ,1991 In Larue, 2010).

Délka a šířka údolí jsou jedněmi ze základních parametrů měřených při studiu údolí. Šířka toku se mění zcela přirozeně a je ovlivněna především celkovým úklonem reliéfu. Čím je úklon výraznější, tím je šířka údolí menší. V horních částech údolí bývá šířka ve srovnání s hloubkou téměř zanedbatelná, při zapojení boční eroze mezi probíhající procesy jsou si šířka a hloubka již rovny a na dolních tocích se většina toků rozlévá do údolní nivy, kde šířka nad hloubkou zcela převládá. Délka toku může být však vedle přirozených procesů (míněna zpětná eroze, v jejímž důsledku může docházet k ústupu pramenných oblastí řek) ovlivněna také antropogenní činností. Pokud dojde ke zkrácení toku, například v důsledku stavby spojovacího kanálu, nebo k narovnání či zhlazení koryta v důsledku jeho zpevnění technickými materiály, nastává situace, kdy je tok urychlen, má větší energii a je schopen více erodovat a zvyšovat svůj gradient (Schumm, 2005). Získává prostředky, pomocí nichž se bude snažit obnovit ztracenou rovnováhu. Dochází tedy k hloubkové erozi a výraznému podemílání břehů, čímž je říční údolí rozšiřováno a do koryta se dostává více materiálu, který bude zákonitě níže v toku ukládán. Nejčastějším místem akumulace tohoto materiálu jsou dejekční kužele při ústí řeky do jiné, nebo delty vznikající při ústí řeky do moře. Vznikem delty dochází k prodloužení toku, snížení erozní báze a tím pádem ke zvyšování gradientu toku při samém ústí. Koryto řeky se rozšiřuje, dochází zde k zařezávání toku a k jeho klikatění.

V případě, že v toku došlo ke změně gradientu, úrovně erozní báze, k prodloužení či zkrácení toku, jsou způsobeny morfologické změny koryta na dolním toku a jsou tím ovlivněny vlastnosti koryta (Schumm, 2005).

Říční údolí mohou dosahovat značných rozměrů. Například nejznámější kaňonovitě údolí-Gran Canyon, které se nachází v Arizoně na řece Colorado, dosahuje délky 349 km při maximální hloubce 1800 metrů a v horní šířce kaňonovitého údolí 16 – 28 km. V Evropě např. kaňon Hornádu, který odřezává svahy Slovenského ráje, dosahuje délky 17 km a hloubky 200 metrů (Chábera, 1996).

2.3 Klasifikace údolí podle příčného profilu

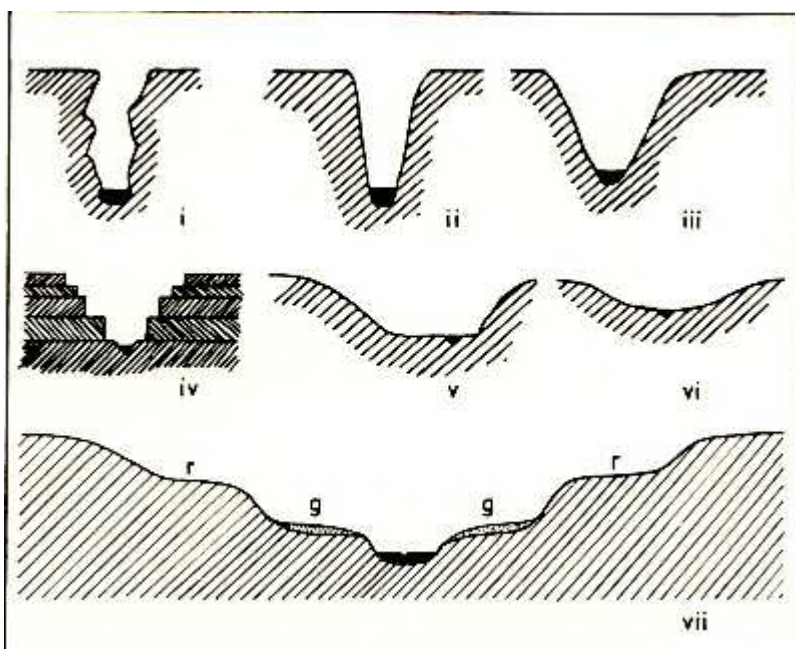
Tvar fluvialního údolí je výsledkem zahlubování toku (I) a vývoje svahů (D). Podle Fairbridge (1968) i Demka (1976) příčný profil podstatně závisí na poměru I/D. Podle vztahu I/D tedy můžeme rozlišit několik typů údolí (Tabulka 3).

Tabulka 3: Srovnání typů údolí dle vztahu I/D (Demek, 1976), (Fairbridge 1968)

vztah I/D	popis údolí	charakteristika podle Fairbridge (1968)	charakteristika podle Demka (1976)
$I/D \rightarrow \infty$	není zde prakticky žádný vývoj svahů, převládá lineární eroze, zařezávání. Svahy jsou téměř rovnoběžné a šířka údolí je zhruba stejná nahoře i dole	zaříznuté údolí, strže	soutěsky -hluboké soutěsky jsou nazývány <i>kaňony</i>
	údolí nahoře lehce otevřená, příčný profil se podobá úzkému písmenu V	rokle -vzniká v mladé fázi vývoje údolí	
$I/D \approx 1$	vývoj svahů je přibližně v rovnováze s hloubkovou erozí	údolí tvaru V -v oblastech nezpevněného materiálu bývá široké a otevřené, v odolných horninách úzké a podobné rokli	údolí tvaru V -v důsledku nestejně rychlého zahlubování poboček vznikají visutá údolí ústící do hlavního
	údolí tvaru V zaříznuté do téměř horizontálních vrstev nestejně odolnosti → speciální varianta typu rokli	kaňon -nejlépe vyvinuty v aridních oblastech	
$I/D \rightarrow 0$	převažuje zde boční	údolí s plochým dnem	neckovité údolí

	eroze nad hloubkovou, charakteristické je podemílání svahů, údolní dno je velice široké		-dno je často zaplněno údolní nivou, odděleno od svahů lomem spádu, svahy bývají skalnaté
	údolní dno plynule přechází ve svahy	údolí s tvarem necek -vzniká, pokud je tok v pokročilém stadiu vývoje; často vytvořeno ledovcem → příčný profil má nejčastěji tvar písmene U	úvalovité údolí
	vzniká střídáním boční koraze a zařezávání	říční terasy	

Fairbridge (1968) i Demek (1976) současně připouští, že údolí mohou být v příčném profilu souměrná, a to v případě, že mají oba svahy stejnou výšku i sklon, anebo nesouměrná (asymetrická). Asymetrická údolí mohou podle Fairbridge (1968) vznikat zahloubením do dna značně pokleslého v důsledku monoklinálního posunu. Je to výsledek skutečnosti, že ukloněná vrstva odolného materiálu udržuje na své odkryté hraně strmější sklon než je na svrchní straně pokleslého svahu.



Obr. 1: Údolí podle příčného profilu dle Fairbridge (1968); (i) = zaříznuté údolí, (ii) = rokle, (iii) = údolí tvaru V, (iv) = kaňon, (v) = údolí s plochým dnem, (vi) = údolí s tvarem necek, (vii) = říční terasy

Asymetričnost však může být kromě toho podmíněna litologicky, a to nestejnou odolností hornin k degradačním procesům. Avšak nejčastěji je podmíněna klimaticky, jako charakteristický prvek dřívější či současné oblasti permafrostu (Fairbridge, 1968). Největší asymetrie dosahují svahy údolí v drsné periglaciální zóně, což je podmíněno rozdílnou absorpcí slunečního záření. Svahy směřující na jih a západ jsou vystaveny většímu teplu, proto na nich probíhají kryogenní pochody, v jejichž důsledku jsou tyto svahy snižovány. Naproti tomu severní a východní svahy téměř nerozmrzájí, a proto udržují mnohem vyšší sklon (Demek, Zeman, 1979). V mírné periglaciální zóně jsou na jaře jižní a západní svahy vystaveny intenzivnímu slunečnímu záření, což způsobuje rychlé tání a pohyb hmot. Svah následně usychá, ale roztátý je do velké hloubky. Tání na svazích orientovaných k severu a východu probíhá pomalejším tempem. Materiál je celé léto posouván po svahu dolů a voda na dně údolí podemílá protilehlé roztáté svahy, čímž je způsobena asymetričnost svahů. Mírné sklony lze pozorovat na svazích obrácených na sever a východ, příkřejší jsou svahy směřující k jihu a západu (Demek, Zeman, 1979).

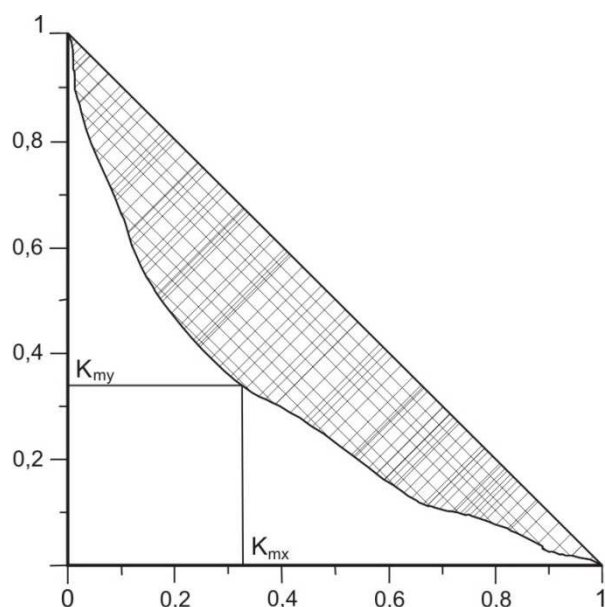
2.4 Dělení údolí podle podélného profilu

Údolí je tvar reliéfu, který je neustále vystavován řadě procesů, z nichž nejvýznamnější je eroze údolního dna a stěn údolí. Materiál, jenž je z jednoho místa odnesen, je jinde v údolí akumulován, čímž je zajišťována energetická rovnováha údolí. Detailnější pohled na tuto rovnováhu umožňuje studium podélných profilů, kde je zohledněna jedna z důležitých charakteristik, a sice sklon údolí, na níž, vedle objemu toku a hrubosti podkladu, závisí míra eroze (Fairbridge, 1968).

2.4.1 Tvar křivky

Podélný profil údolí lze pro zjednodušení vyjádřit křivkou parabolického tvaru. Tato křivka se v průběhu času postupně mění v závislosti na změnách tvaru údolí, na které působí erozní, transportní a akumulační procesy. Tvar údolí je tedy funkcí času, kdy vývojově mladé údolí bude mít nevyrovnanou křivku se strmými úseky a vývojově starší, vyvinutější údolí bude znázorňovat křivka vyrovnaná, zhlazená (Kunský, Louček, Sládek, 1959). Vedle stáří reliéfu hrají svou roli při vývoji údolí i klimatické poměry v dané oblasti a také tektonika (Schumm, 2005). Pokud uvažované území není dlouhodobě tektonicky aktivní ani zde nedocházelo ke klimatickým změnám, byly zde vhodné podmínky pro vývoj údolí, a proto jsou na daném území údolí vyvinutá, s vyrovnanou křivkou podélného profilu.

Tvar křivky samozřejmě také závisí na délce údolí. Aby bylo možné porovnávat podélné profily různě dlouhých údolí s různými sklony, je nutné tyto křivky normovat. Demoulin (1998) vychází z grafu nabývajících hodnot v rozpětí 0 – 1 na obou osách, kde je na ose x zachycena délka údolí od počátku údolnice a na ose y nadmořská výška. Blíže jsou hodnoty na osách x a y vyjádřeny vztahy: $x = L_i/L$, kde L = délka toku, L_i = délka toku v daném místě; $y = \Delta H_i/\Delta H$, kde ΔH = rozdíl výšky mezi počátkem a ústím údolnice, ΔH_i = rozdíl výšky mezi počátkem a daným místem na údolnici (Demoulin, 1998).



Obr. 2: Náčrt měřených hodnot K_{mx} a K_{my} v normovaném grafu. Vyšrafovaná oblast grafu vyznačuje svah, který byl vzhledem k předpokládanému původnímu profilu (spojnice (1;1)) oderodován (Demoulin 1998; Borská, 2008).

Při použití Demoulinova normovaného grafu lze podle tvaru křivky vyjadřující podélný profil a hodnot jejího největšího vyklenutí na ose x (K_{mx}) a na ose y (K_{my}), vzhledem k počátku 0 a konci 1 normovaného grafu, vymežit 3 třídy s následujícími charakteristikami (Borská, 2008):

1. Převaha konkávního tvaru, kdy není spojnice počátku a ústí údolnice nikdy překročena
 - 1a. Pravidelný konkávní tvar
 - 1b. Nepravidelný konkávní tvar, křivka vykazuje konvexní úseky

2. Tvar křivky je složený z konvexních i konkávních úseků, velmi se podobá spojnici počátek-ústí údolnice

2a. Konvexně – konkávní tvar, kdy je spojnice počátku a ústí údolnice překročena v horní části profilu

2b. Konkávně – konvexní tvar, kdy je spojnice počátku a ústí údolnice překročena ve spodní části profilu

3. Výrazný tvar profilu, od spojnice počátku a ústí údolnice je velmi vzdálen

3a. Konvexně – konkávní tvar, kdy je spojnice počátku a ústí údolnice překročena v horní části profilu

3b. Převažuje konvexní tvar, spojnice počátku a ústí údolnice je překročena na téměř celém nebo celém profilu

Pro popis tvaru křivky na základě jejího vykreslení v normovaném grafu (Demoulin, 1998) obecně platí, že čím je hodnota K_{mx} bližší nule a zároveň čím nižší hodnoty nabývá K_{my} , tím je podélný profil údolí lépe vyvinut.

Další charakteristikou, kterou je možné v rámci profilu údolí měřit, je tzv. index konkavity (IC) vyjádřený vztahem (sensu Langbein, 1964 In Larue, 2010):

$$IC = 2A/H, \quad (1)$$

kde A je rozdíl nadmořské výšky středu profilu (v místě údolnice) a linie spojující oba konce příčného profilu; H je představuje rozdíl výšek mezi počátkem a ústím údolnice. Pokud se výsledná hodnota IC blíží 0, tvar profilu je podobný přímé linii; pokud se výsledná hodnota blíží 1, profil se podobá písmenu L (L-shaped).

Tvar křivky znázorňující ideální tvar podélného profilu je podle Lee a Tsaie (2010) prvotně ovlivněna zrnitostí sedimentu v údolí (Lee, Tsai, 2010). Na zrnitosti sedimentu závisí vztah mezi transportem a akumulací unášeného sedimentu - pokud je sediment hrubší, možnost takový materiál transportovat je omezena jeho rozměrem, a v důsledku jeho akumulace je tedy v podélném profilu patrný nízký stupeň konkavity. Pro vyjádření tvaru křivky tohoto údolí by se nejlépe hodila lineární funkce. Je - li materiál v údolí jemnější, jeho transport

a ukládání přibližují podélný profil údolí profilu dynamické rovnováhy, a pro vyjádření tvaru křivky je nejvýhodnější exponenciální funkce. Nejvyvinutější podélný profil údolí je vhodné vyjádřit logaritmickou funkcí. Její rovnice je formulována takto (Lee, Tsai, 2010):

$$y = a \ln x + b, \quad (2)$$

kde x a y jsou proměnné funkce (viz výše, sensu Demoulin, 1998) a hodnoty a , b jsou koeficienty nezávisle určené pro každý profil. R^2 je koeficient determinace a jeho hodnota ukazuje na míru vhodnosti použité funkce; čím je hodnota R^2 nižší, tím je funkce pro vyjádření vhodnější (Lee, Tsai, 2010).

Dalším možným indexem, kterým lze charakterizovat především říční údolí, je tzv. SM index. SM index slouží pro porovnání toků rozdílné velikosti. SL index vyjádřený vztahem $k=S*L$ udává, že schopnost toku konat práci závisí především na sklonu koryta v daném místě a také na vzdálenosti tohoto místa od pramene (Hack, 1973). Původní Hackův spádový SL index byl upraven Bílem a Máčkou (1999) proto, aby bylo možné ho aplikovat i na relativně menší toky. Původně uvažovaná vzdálenost toku od pramene, tj. L v Hackově vzorci, by byla v ideálním případě nahrazena přímo průtokem, což však prakticky nelze, a to v důsledku malé hustoty hydrologického měření na tocích. Bíl a Máčka tedy nahradili vzdálenost od počátku magnitudem toku (M), které vlastně vyjadřuje hierarchii toku v povodí. Každý úsek mezi dvěma soutoky byl označen jako link, kterému byla přisouzena velikost (magnitudo), tj. součet magnitud toků ležících výše v povodí. Zdrojnice bez přítoků mají magnitudo 1, tyto úseky se dále aritmeticky sčítají (Bíl, Máčka, 1999).

2.4.2 Metriky: morfometrické charakteristiky podélných profilů

Při studiu tvarů křivek podélných profilů je možné dále sledovat ještě několik dílčích metrik, díky kterým lze např. odhalit nepravidelnosti, a tím lépe charakterizovat průběh podélného profilu. Mezi tyto metriky patří nejprve délka a šířka údolí. Délka údolí je vzdálenost počátku a ústí údolí měřená po údolnici, tj. po spojnici nejnižších míst v údolí. Šířkou údolí se rozumí přímá vzdálenost koncových bodů profilu na hranách údolí; v této práci byla měřena postupně v několika místech vzdálených 0,2; 0,4; 0,6 a 0,8 a 1 délky od počátku údolí. Index délky a šířky potom udává poměr mezi celkovou délkou údolí a průměrnou šířkou údolí, která je vypočtena jako aritmetický průměr z 5 naměřených hodnot

šířek údolí (viz výše). Dalšími měřenými charakteristikami jsou počet konkávních a konvexních úseků křivky, délka konkávních úseků křivky, hodnota maximálního prohnutí (vyklenutí) křivky na obou osách (K_{mx} a K_{my}), sklon nejprudší části křivky (maximální směrnice k tečně), počet protnutí křivky s ideální křivkou podélného profilu a se spojnicí počátku a ústí údolnice, hodnoty na ose y pro $x = 0,2; 0,4; 0,6$ a $0,8$ (sensu Křížek, Borská, 2008). Byl také vypočten stupeň vývoje toku, který umožňuje srovnání přímé vzdálenosti mezi pramenem a ústím toku a skutečnou délkou toku. Platí zde vztah, kdy čím je tok mladší, tím se jeho skutečná délka více podobá přímkové vzdálenosti a výsledný poměr je tedy bližší jedné. V této práci byla použita upravená forma tohoto vztahu, tzn. místo skutečné délky toku byla použita celková délka údolí: $S_{VT} = \frac{d}{L}$, kde d je přímková vzdálenost mezi počátkem a ústím údolí a L je délka údolí.

3 MORFOMETRICKÉ ANALÝZY

3.1 Základní morfometrické charakteristiky

Jako podklad pro vytvoření digitálního modelu reliéfu (DMR) byly použity vrstevnicové mapy DMU25 s měřítkem 1 : 25 000 a základním intervalem vrstevnic 5 m. V programu Arc Map 9.3 byl pomocí extenze 3D Analyst vytvořen TIN, tj. výškopisný model reliéfu. Z něho byla vytvořena mapa sklonitosti území, a to pomocí extenze Spatial Analyst a funkce Surface Analyst (Slope). Zde byla použita metoda Natural Breaks (Jenks), která minimalizuje variace uvnitř jednotlivých tříd. Bylo stanoveno 9 tříd dle sklonitosti s hranicemi 6, 9, 12, 15, 18, 21 a 25°. Na základě výškopisného modelu reliéfu byl vytvořen pomocí extenze Spatial Analyst a funkce Surface Analyst (Aspect) model orientace svahů vůči světovým stranám. Zde vzniklo metodou Equal Interval 10 tříd: sever 0-22,5° a 337,5-360°; severovýchod 22,5-67,5°; východ 67,5-112,5°; jihovýchod 112,5-157,5°; jih 157,5-202,5°; jihozápad 202,5-247,5°; západ 247,5-292,5°; severozápad 292,5-337,5° a také roviny.

3.2 Podélné profily

3.2.1 Získání dat

Podkladem pro vytvoření podélných profilů byl digitální model reliéfu (DMR). Pro samotnou tvorbu podélných profilů bylo využito programu Arc View 3.1, extenze 3D Analyst a nástroje Profile Extractor, pomocí kterého bylo vykresleno 29 podélných profilů, jež byly vedeny vždy kolmo na vrstevnice a zároveň po středové linii údolí. Podélný profil byl vždy ukončen v místě ústí do dalšího údolí, v některých případech byly z tohoto důvodu profily vedeny za hranici zájmového území. Podélný profil údolím Moravy (údolí č. 1) byl ukončen v místě jejího soutoku se Zeleným potokem (údolí č. 17).

Data ze získaných podélných profilů byla vyexportována jako tabulka a dále zpracována v programu MS Excel 2007. Zde proběhla vizualizace s využitím XY bodového grafu. Po vyhlazení profilových linií byly hodnoty vizualizovány v normovaném grafu (sensu Demoulin, 1998), s krajními body 0-1 (viz podkapitulu 2.4.1). Tyto podélné profily jsou graficky vyjádřeny v příloze A.

Na normované křivce byla zjišťována hodnota maximálního vyklenutí na ose x i y, dále počet protnutí s linií spojující body (1;1), počet a délka konkávních úseků křivky, počet konvexních úseků křivky a po vykreslení ideální křivky dle vzorce $y = a \ln x + b$ (viz 2.4.1) byla zjištěna

hodnota R^2 (koeficient determinace, viz výše) a také počet protnutí obou těchto křivek. Taktéž zde byly zjištěny hodnoty na ose y pro $x = 0,2$; $x = 0,4$; $x = 0,6$ a $x = 0,8$.

3.2.2 Statistická analýza

Pro statistické zpracování dat byl použit program STATISTICA Standard 6 (Statsoft, 2006). V tomto programu byla nejprve zjišťována korelace mezi jednotlivými získanými charakteristikami údolí (celkem 24 charakteristik pro každé údolí; hodnoty těchto metrik jsou uvedeny v Tabulce 8). Charakteristiky údolí mají normální rozdělení, a pokud ne, byly pro potřebu statistických analýz normovány. Testování signifikance Pearsonova korelačního koeficientu bylo prováděno t-testem, na hladině významnosti $p = 0,05$. Tak vznikla tzv. korelační matice (viz Tabulka 7) Z charakteristik, které mezi sebou nejsou korelované, byla sestavena tzv. "báze" (sensu Křížek, Vočadlova, Engel, v tisku). Mezi tyto nekorelované metriky patří:

-šířka údolí v bodě 1 délky

-index šířka x délka

-počet konkávních úseků křivky vyjadřující podélný profil (dále jen „křivky“)

-maximální sklon křivky

-počet protnutí křivky s křivkou vyjadřující ideální profil

- počet protnutí křivky se spojnicí (1;1)

-hodnota na ose y pro $x = 0,2$

-maximální vyklenutí křivky na ose x (K_{mx}).

Na základě báze byla následně provedena klastrová analýza (CLU), která je součástí významných vícerozměrných statistických metod (Hendl, 2009). Byla využita Wardova metoda propojování a Eukleidovské vzdálenosti. Výsledkem analýzy shluků (CLU) je vymezení určitého počtu skupin údolí, uvnitř kterých si jsou údolí -s ohledem na charakteristiky zařazené v bázi- vzájemně podobná. Vizualizace těchto skupin (shluků) je znázorněna dendrogramem a celkové charakteristiky vymezených tříd údolí byly zjištěny z průměrů jednotlivých metrik pro třídy.

4. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Zájmovou oblastí je masiv Králického Sněžníku, který se rozkládá na pomezí Čech, Moravy a Polska, konkrétně na rozhraní Pardubického a Olomouckého kraje. Část zájmového území je Národní přírodní rezervací Králický Sněžník.

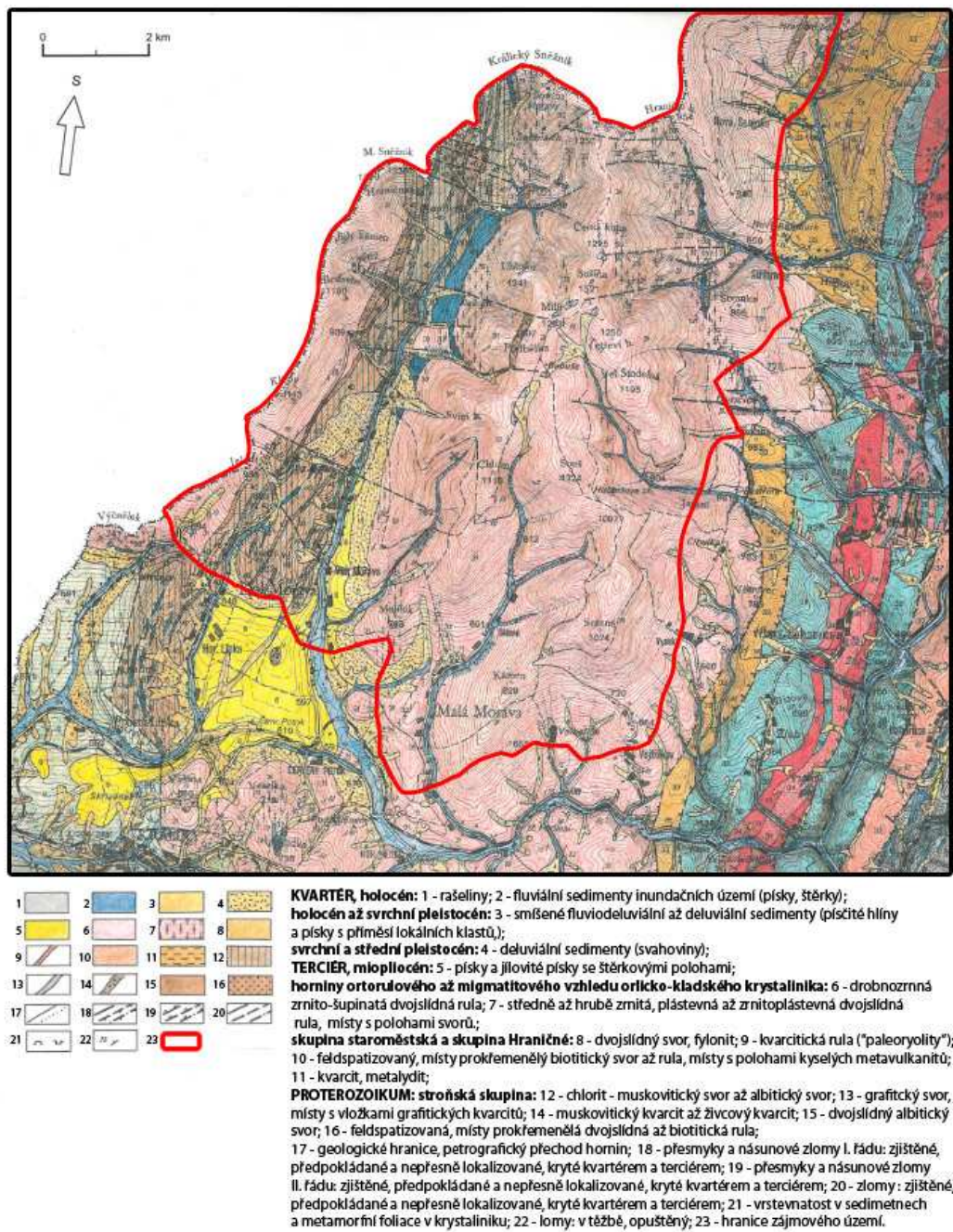


Obr. 3: Zájmové území

Geologická charakteristika území

Masif Králického Sněžníku je kerné (hrást'ové) pohoří, které je tvořeno dvojslídnyými rulami jádra orlicko – kladského krystalinika a ze svorů stroňské skupiny s vložkami křemenců a krystalických vápenců (Demek, Mackovčín, 2006). Velmi málo jsou zde zastoupeny i dolomity, amfibolity, kvarcity a kvarcitické břidlice (Křížek, 2004). V zájmové oblasti jsou zaznamenány dvě etapy geotektoniky:

1. Nejstarším v území je podle Kočandrleho (1983 In Demek, Kopecký, 1999) zlomový systém SV-JZ, který je reprezentován hedečskou tektonickou linií (ta probíhá z okolí Červené Vody přes část obce Dolní Orlice k Červenému Potoku), kde se kříží s lipkovským zlomem o směru Z-V (a dále pokračuje do údolí horní Moravy.) Lipkovská porucha je nejvýznamnějším zlomem ve směru Z-V a spolu s dalšími, k ní rovnoběžnými zlomy, tvoří omezení Králického Sněžníku z jihu. Podél tohoto zlomu se pohyby v etapě neotektoniky opakovaly, výsledkem jsou například relikty třetihorních sedimentů v kotlině Červeného Potoka nebo na levém svahu údolí horní Moravy u Velké Moravy.
2. Mladší zlomový systém má směr SZ-JV, nejmladší jsou zlomy ve směrech S-J a V-Z, podél nichž došlo v Kladské kotlině k zaklesnutí křídových sedimentů (Kočandrle, 1983 In Demek, Kopecký, 1999). Ve čtvrtohorách prodělala tato oblast už jen malé neotektonické otřesy, což Demek&Mackovčín (2006) tvrdí na základě studia pomiočenních zářezů řeky Moravy v oblasti Králického Sněžníku, které činily 15-20 m.



Obr. 4: Geologie a tektonika

Geomorfologická charakteristika území

Geomorfologický celek Králický Sněžník se nachází v Jesenické podsoustavě, která je součástí Krkonošsko – jesenické soustavy.

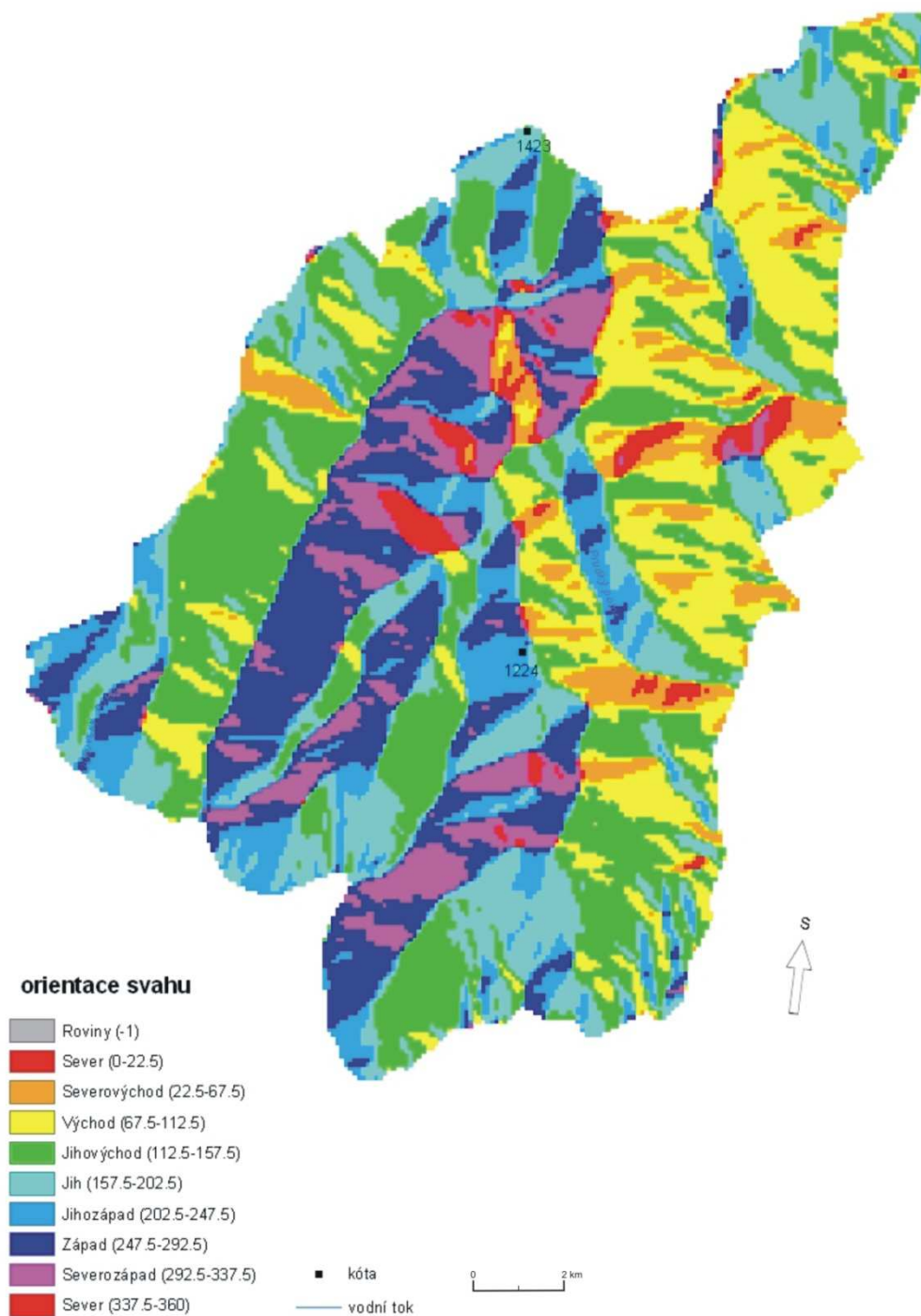
Tabulka 4: Zařazení zájmové oblasti do geomorfologického členění Čech dle Balatky (Balatka, Kalvoda, 2006)

Provincie	Česká Vysočina
Subprovincie	IV. Krkonošsko – jesenická subprovincie
Oblast	IV. C Jesenická provincie
Celek	IV. C 4 Králický Sněžník

Větší část tohoto horského celku zasahuje do Polska. Na našem území má rozlohu 76 km² (Demek, Kopecký, 1999), jeho délka ve směru severovýchod - jihozápad dosahuje 16 km a šířka 12 km (Křížek, 2004). Nejvyšším bodem celku je Králický Sněžník s výškou 1423,7 m n. m., nejnižší místo oblasti leží ve výšce 520 m n. m., maximální převýšení tedy činí 903 metrů. Střední výška území je udávána 930,9 m, kdy je celkově tato oblast považována za členitou hornatinu (Demek, Mackovčín, 2006).

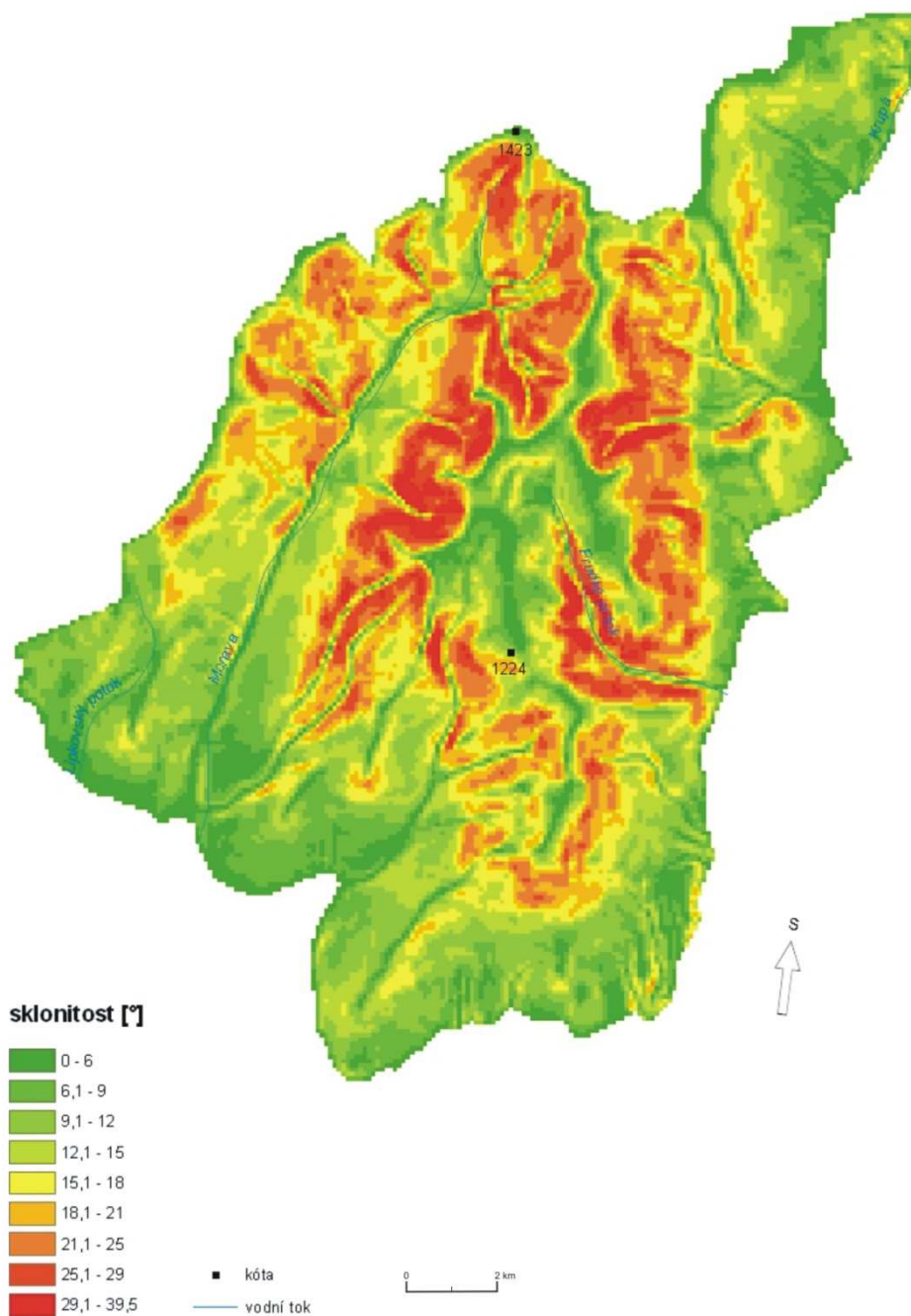
Z vrcholu Králického Sněžníku vybíhá celkem 5 horských rozsoch, z nichž na naše území zasahuje jihozápadní, severovýchodní a jižní. Tyto rozsochy mají ráz zaoblených hřbetů, nad něž se nevýrazně zvedají vrcholy oddělené mělkými sedly (Demek, Kopecký, 1999). Masif Králického Sněžníku je výrazně omezen vysokými okrajovými svahy vůči okolním nižším geomorfologickým jednotkám. Na západě tuto oblast omezují svahy vůči Kladské kotlině; výškový rozdíl mezi Králickým Sněžníkem a dnem Kladské kotliny je více než 1000 metrů (Demek, Kopecký, 1999). Na východě je Králický Sněžník oddělen Kladským sedlem od Rychlebských hor; na jihu, jihovýchodě a jihozápadě zřetelně vystupuje z Hanušovické vrchoviny (Červenopotoční a Staroměstská kotlina) (Chlapek, 2007).

Na západě území je patrný úklon svahů proti sobě, kdy se „západní“ hřbet uklání směrem k jihovýchodu a „východní“ hřbet je ukloněn na západ až severozápad; mezi nimi se nachází rozlehlé údolí Moravy. V severovýchodní části zájmové oblasti převažuje úklon svahů k východu. Nejméně zastoupeny jsou severní svahy a roviny (viz Obr. 5: Orientace svahů).



Obr. 5: Orientace svahů

Nejvyšších hodnot sklonitosti dosahují v zájmovém území tři hlavní hřbety, jejichž sklony se pohybují mezi 21,1 a 39,5 °. Nejnižší sklony má severovýchodní cíp území a také koryta vodních toků (0 – 9 °), střední sklon oblasti je stanoven na 15° (viz Obr. 6: Sklonitost) (Demek, Kopecký, 1999).



Obr. 6: Sklonitost

V pleistocénu byla oblast Králického Sněžníku ovlivněna polohou v těsné blízkosti pevninského ledovce (který nejméně dvakrát pronikl do Kladské kotliny (Demek, Mackovčín, 2006)), známkou kryogenních pochodů jsou přemodelované holoroviny ve střední části území, důsledkem periglaciálních podmínek jsou rozsáhlá kamenná moře, tory, mrazové sruby či nivační deprese, z nichž nejvýraznější je pramenný amfiteátr Moravy (Chlapek, 2007).

Klimatické poměry

Masiv Králického Sněžníku spadá do chladné oblasti, kdy lze podle upravené Quittovy klasifikace (1971 In Atlas podnebí Česka, 2007) území ještě podrobněji rozdělit na dva klimatické regiony, a to C6 a C7, kde kategorie C6 zasahuje do vyšších partií zájmové oblasti.

Tabulka 5: Charakteristiky klimatických regionů zájmové oblasti (sensu Quitt, 1971 In Atlas podnebí Česka, 2007)

Klimatický region	C6	C7
Počet letních dní	10 - 30	10 - 30
Počet dní s minimální teplotou 10° a více	120 - 140	120 - 140
Počet ledových dní ¹⁴	60 - 70	50 - 60
Počet mrazových dní ¹⁵	140 - 160	140 - 160
Průměrná teplota v lednu [°C]	-4 až -5	-3 až -4
Průměrná teplota v červenci [°C]	14 - 15	15 - 16
Počet dní se sněhovou pokrývkou [cm]	120 - 140	100 - 120

Průměrné roční teploty se v Králickém Sněžníku pohybují v rozmezí 2 - 6° C, průměrné roční srážky dosahují hodnot 800 - 1400 mm, průměr sezónních úhrnů výšky nového sněhu je 110 – 250 cm. Průměrná roční relativní vlhkost vzduchu je zde 80-90 %, průměrná roční rychlost větru se pohybuje kolem 4 – 10 m/s, přičemž převládají větry západní, méně jihozápadní a severozápadní. Počet dní s mlhou se pohybuje v rozmezí 90-180 dní (Quitt, 1971 In Atlas podnebí Česka, 2007). Ve vrcholových partiích Králického Sněžníku se počet dní se sněhovou pokrývkou pohybuje okolo 120 – 180 dní (Quitt, 1971).

¹⁴ Ledové dny jsou dny s celodenním mrazem, kdy denní maximum teploty naměřené v meteorologické budce je nižší než 0°C (Quitt, 1971 In Atlas podnebí Česka, 2007).

¹⁵ Mrazové dny mají denní minimum v meteorologické budce, tj. 2 m nad zemí, menší než 0°C (Quitt, 1971 In Atlas podnebí Česka, 2007).

Hydrologické poměry

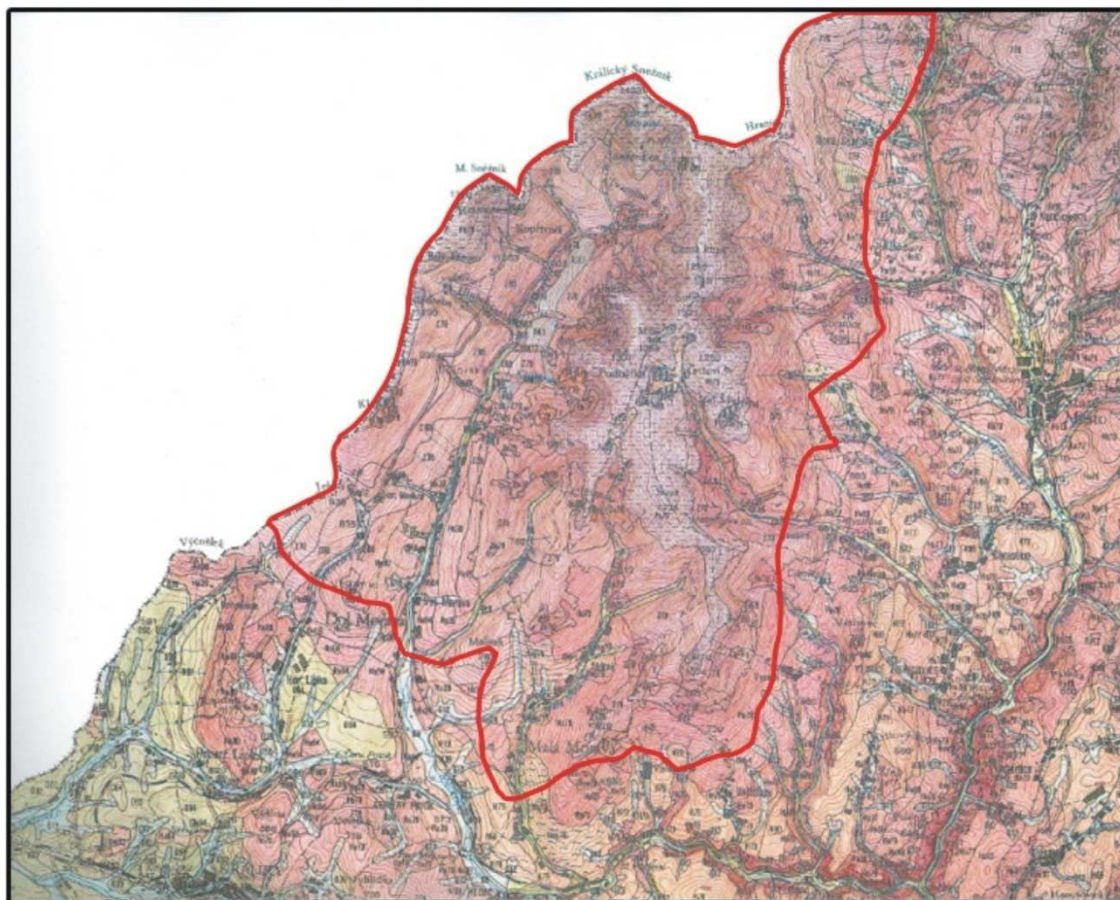
Oblast Králického Sněžníku je významnou pramennou oblastí (například zde pramení Krupá, Kladská Nisa a Morava) a hydrologicky se nachází na rozhraní tří úmoří. Nejvýznamnějším místem je v tomto ohledu vrchol Klepý (též Trojmórski Wierch, 1143,6 m n. m.), který je důležitým povrchovým rozvodím- z jeho východních svahů je voda odváděna do Moravy, která pramení pod vrcholem Králického Sněžníku ve výšce 1275 m n. m., a dále Dunajem do Černého moře. Ze západních svahů Klepého (v Polsku) odtéká voda do Kladské Nisy, která patří do povodí Baltského moře, na jižním temeni Klepého pramení řeka Lipka, která se dále vlévá do Tiché Orlice, přítoku Labe, a voda končí v Severním moři. Orografická rozvodnice se však v tomto území neshoduje s rozvodnicí hydrogeologickou (Křížek, 2004). Průměrný roční průtok Moravy na stanici Strážnice za období 1930-1980 je $59,6 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (ČHMÚ In Čarvaš, 2009)

Tabulka 6: Základní údaje o vodoměrné stanici Strážnice (Sestaveno podle dat z ČHMÚ, In Čarvaš, 2009)

Charakteristika	Data
Tok	Morava
číslo	4215
Staničení [km]	134,3
Plocha povodí [km ²]	9146,92
Pozorování vodních stavů od roku	1895
Průtoky vyhodnocovány od roku	1920
Průměrný roční úhrn srážek (1931-1980) [mm]	726
Průměrná výška odtoku (1931-1980) [mm]	205,64
Dlouhodobý průměrný průtok (1931-1980) [$\text{m}^3 * \text{s}^{-1}$]	59,605
Nejvyšší zaznamenaný průtok [$\text{m}^3 * \text{s}^{-1}$]	901; 14.7.1997

Pedologické poměry

Většinu území zájmové oblasti Králický Sněžník pokrývá rezivá půda, v níž se místy vyskytuje také podzol zrašelinělý či rašelinní půdy vrchovištní. V nejvyšších polohách pohoří dominuje podzol hnědý, zatímco nížko v údolích se střídá hnědá půda silně kyselá, hnědá půda oglejená, glej a také nivní půda. Hlavním půdním substrátem v daném území jsou pararuly a migmatity, velice málo a v nižších polohách také deluviofluviální nekarbonátové uloženiny či svory, dále vrchovištní rašeliny (viz Obr. 7)



1	V	2	R	3	O	4	H
5	Hg	6	Ha	7	Hag	8	Ho
9	Zn	10	Ph	11	Ph	12	Pt
13	N	14	G	15	Tv		

PŮDNÍ JEDNOTKY: 1 - V - surová půda; 2 - R - rendzína; 3 - O - pseudoglej; 4 - H - Hnědá půda; 5 - Hg - hnědá půda oglejená; 6 - Ha - hnědá půda kyselá; 7 - Hag - hnědá půda kyselá oglejená; 8 - Ho - hnědá půda silně kyselá; 9 - Z - rezivá půda; 10 - Zn - rezivá půda nevyvinutá; 11 - Ph - podzol hnědý; 12 - Pt - podzol zrašelinělý; 13 - N - nivní půda; 14 - G - glej; 15 - Tv - rašelinní půda vrchovištní;
PŮDOTVORNÉ SUBSTRÁTY: 12 - deluviofluviální uloženiny nekarbonátové střední (s nivními uloženinami); 29 - rašeliny vrchovištní; 39 - polygenetické hlíny kyselé; 64 - předkvartérní zahliněné a zajižené písky nekarbonátové; 79 - pararuly a migmatity; 80 - svory; 83 - vápence; 92 - silnovce (křídové).

Obr. 7: Půdní poměry

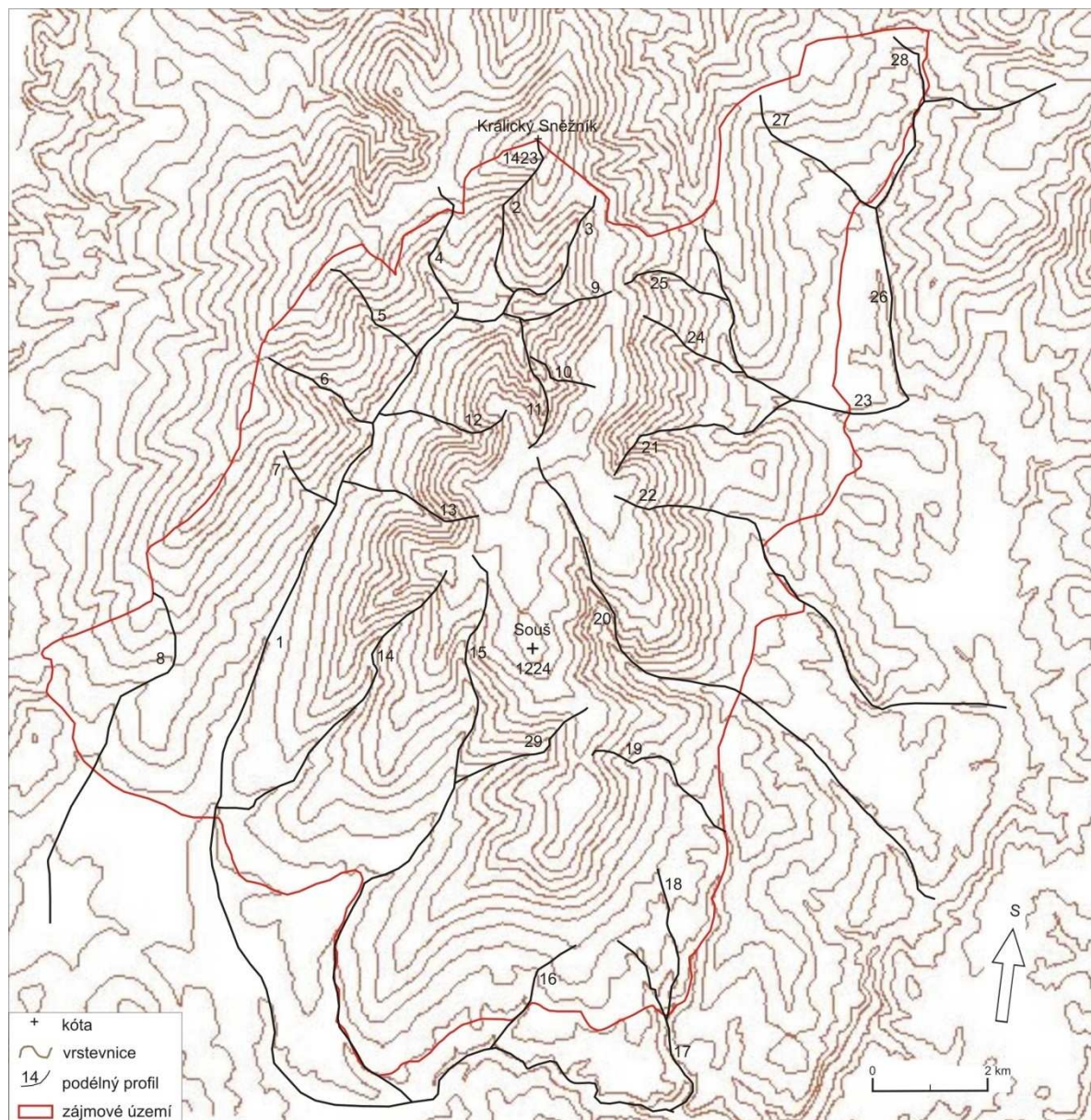
Biogeografická charakteristika

Potenciální vegetaci Králického Sněžníku tvoří podle Chlapka (2007) květnaté bučiny, výše acidofilní smrkové bučiny, klimaxové a podmáčené smrčiny a vrcholová subalpínská travinobylinná a keříčková vegetace (Chlapek, 2007). Ve skutečnosti je většina území zalesněna smrkovými porosty s bukem a jedlí (Demek, Mackovčín, 2006), tyto smrkové kultury nastoupily po bukojedlových lesích vyšších poloh a po bučinách na nižších svazích (Kunský, 1968). Vrcholové partie Králického Sněžníku jsou pokryty horskou lučinou, pod ní je pásmo kosodřevin s jalovcem nízkým, které se rozkládá až k horní hranici lesa, ve 1300 m n. m. Území sahající nad horní hranici lesa se v České republice nachází mimo Králický Sněžník už jen ve vrcholových oblastech Krkonoš a Hrubého Jeseníku, kde jsou také zastoupena alpínská a subalpínská společenstva vrcholových holí. Díky výskytu u nás vzácných rostlin, živočichů těchto společenstev a přirozenému lesnímu porostu byla v roce 1990 ve vrcholové oblasti masivu vyhlášena Národní přírodní rezervace¹⁶ Králický Sněžník. Její rozloha činí 1 694, 67 ha, dalších 1 371, 24 ha bylo vymezeno jako ochranné pásmo proti vnějším vlivům z okolí (Křížek, 2004). V rezervaci se vyskytuje např. myšivka horská, jeřábek lesní, linduška horská nebo kamzík horský. Horskou květenu lze podle Kunského (1968) mezi druhy západosudetské, hrubojesenické a karpatské a lze zde nalézt hořec tečkovaný či hvozdík pyšný obecný, rašeliniště. V chráněném území rostou některé vzácné druhy rostlin jako například oměj šalamounek, jestřábník alpský, protěž norská či zvonek vousatý, ze vzácnějších hub zde byly nalezeny holubinka Quéletova a květnatec Archerův a také se zde vyskytuje velmi vzácný lišejník *Lombaria pulmonaria* (Chlapek, 2007).

¹⁶ Národní přírodní rezervace je menší území mimořádných hodnot, kde jsou na přirozený reliéf s typickou geologickou stavbou vázány ekosystémy významné v národním či mezinárodním měřítku. NPR vyhlašuje Ministerstvo životního prostředí České republiky (Voženílek, 2002).

5. VÝSLEDKY

V zájmovém území bylo vykresleno celkem 29 podélných profilů, jejich vedení je znázorněno na Obr. 8.



Obr. 8: Vedení podélných profilů

Výsledkem testování významnosti Pearsonova korelačního koeficientu je korelační matice (Tabulka 7). Ta ukazuje vzájemný vztah mezi jednotlivými charakteristikami údolí, kdy zvýraznění čísla červenou barvou znamená, že daný vztah byl potvrzen jako signifikantní. Hodnoty v tabulce se pohybují v rozmezí od -1 do +1, kdy kladná hodnota značí pozitivní vztah, nulová hodnota znamená nulový vztah a záporná hodnota ukazuje na negativní korelaci.

Tabulka 7: Korelační matice (1. část)

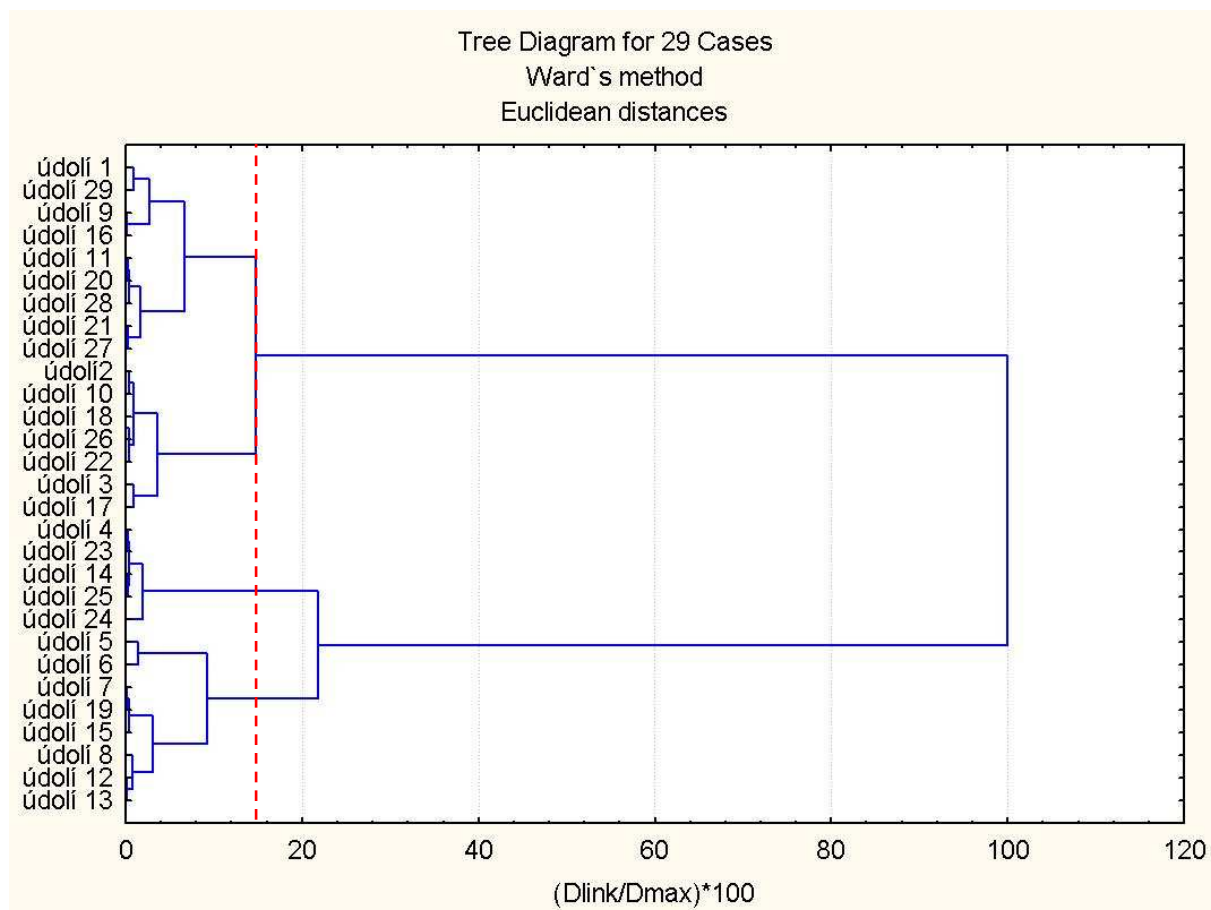
	délka údolí	přímá délka údolí	šířka údolí v místě 0,2 délky	šířka údolí v místě 0,4 délky	šířka údolí v místě 0,6 délky	šířka údolí v místě 0,8 délky	šířka údolí v místě 1,0 délky	průměrná šířka údolí	index šířka x délka	počet konvexních úseků křivky	počet konkávních úseků křivky
délka údolí	1,00	0,97	0,82	0,35	0,13	-0,11	-0,10	0,23	0,96	-0,33	-0,32
přímá délka údolí	0,97	1,00	0,81	0,43	0,17	-0,10	-0,10	0,25	0,93	-0,39	-0,37
šířka údolí v místě 0,2 délky	0,82	0,81	1,00	0,56	0,20	0,07	-0,09	0,40	0,74	-0,23	-0,23
šířka údolí v místě 0,4 délky	0,35	0,43	0,56	1,00	0,52	0,49	0,38	0,78	0,15	-0,11	-0,13
šířka údolí v místě 0,6 délky	0,13	0,17	0,20	0,52	1,00	0,48	0,42	0,72	-0,04	-0,22	-0,28
šířka údolí v místě 0,8 délky	-0,11	-0,10	0,07	0,49	0,48	1,00	0,56	0,81	-0,32	-0,02	-0,12
šířka údolí v místě 1,0 délky	-0,10	-0,10	-0,09	0,38	0,42	0,56	1,00	0,74	-0,30	-0,16	-0,10
průměrná šířka údolí	0,23	0,25	0,40	0,78	0,72	0,81	0,74	1,00	-0,03	-0,20	-0,23
index šířka x délka	0,96	0,93	0,74	0,15	-0,04	-0,32	-0,30	-0,03	1,00	-0,30	-0,26
počet konvexních úseků křivky	-0,33	-0,39	-0,23	-0,11	-0,22	-0,02	-0,16	-0,20	-0,30	1,00	0,89
počet konkávních úseků křivky	-0,32	-0,37	-0,23	-0,13	-0,28	-0,12	-0,10	-0,23	-0,26	0,89	1,00
délka konkávních úseků křivky	0,40	0,42	0,30	0,16	-0,03	0,04	0,03	0,13	0,42	-0,47	-0,46
maximální sklon křivky	-0,25	-0,19	-0,23	-0,18	-0,13	-0,10	0,12	-0,11	-0,21	-0,36	-0,24
počet protnutí s ideální křivkou	0,08	0,07	-0,01	-0,15	-0,06	-0,02	-0,28	-0,16	0,10	0,12	0,03
počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	0,15	0,03	-0,02	-0,26	-0,12	-0,11	-0,19	-0,19	0,18	0,01	-0,04
hodnoty na ose y pro x = 0,2	-0,18	-0,28	-0,32	-0,31	-0,38	-0,05	-0,01	-0,26	-0,16	0,28	0,32
hodnoty na ose y pro x = 0,4	-0,38	-0,47	-0,55	-0,45	-0,45	-0,12	-0,02	-0,39	-0,31	0,40	0,43
hodnoty na ose y pro x = 0,6	-0,50	-0,58	-0,66	-0,48	-0,37	-0,12	-0,02	-0,40	-0,43	0,46	0,43
hodnoty na ose y pro x = 0,8	-0,35	-0,40	-0,33	-0,35	-0,41	-0,23	-0,18	-0,40	-0,26	0,60	0,54
maximální vyklenutí na ose x	-0,32	-0,29	-0,32	-0,06	-0,26	0,05	-0,04	-0,15	-0,31	0,19	0,21
maximální vyklenutí na ose y	0,15	0,07	0,13	-0,04	0,13	0,02	0,16	0,13	0,13	-0,01	0,03

Tabulka 7: Korelační matice (2. část)

	délka konkávních úseků křivky	maximální sklon křivky	počet protnutí s ideální křivkou	počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	hodnoty na ose y pro x = 0,2	hodnoty na ose y pro x = 0,4	hodnoty na ose y pro x = 0,6	hodnoty na ose y pro x = 0,8	maximální vyklenutí na ose x	maximální vyklenutí na ose y
délka údolí	0,40	-0,25	0,08	0,15	-0,18	-0,38	-0,50	-0,35	-0,32	0,15
přímá délka údolí	0,42	-0,19	0,07	0,03	-0,28	-0,47	-0,58	-0,40	-0,29	0,07
šířka údolí v místě 0,2 délky	0,30	-0,23	-0,01	-0,02	-0,32	-0,55	-0,66	-0,33	-0,32	0,13
šířka údolí v místě 0,4 délky	0,16	-0,18	-0,15	-0,26	-0,31	-0,45	-0,48	-0,35	-0,06	-0,04
šířka údolí v místě 0,6 délky	-0,03	-0,13	-0,06	-0,12	-0,38	-0,45	-0,37	-0,41	-0,26	0,13
šířka údolí v místě 0,8 délky	0,04	-0,10	-0,02	-0,11	-0,05	-0,12	-0,12	-0,23	0,05	0,02
šířka údolí v místě 1,0 délky	0,03	0,12	-0,28	-0,19	-0,01	-0,02	-0,02	-0,18	-0,04	0,16
průměrná šířka údolí	0,13	-0,11	-0,16	-0,19	-0,26	-0,39	-0,40	-0,40	-0,15	0,13
index šířka x délka	0,42	-0,21	0,10	0,18	-0,16	-0,31	-0,43	-0,26	-0,31	0,13
počet konvexních úseků křivky	-0,47	-0,36	0,12	0,01	0,28	0,40	0,46	0,60	0,19	-0,01
počet konkávních úseků křivky	-0,46	-0,24	0,03	-0,04	0,32	0,43	0,43	0,54	0,21	0,03
délka konkávních úseků křivky	1,00	0,08	-0,22	0,18	-0,34	-0,29	-0,29	-0,43	-0,34	0,19
maximální sklon křivky	0,08	1,00	-0,32	-0,10	-0,35	-0,20	-0,11	-0,16	-0,20	0,02
počet protnutí s ideální křivkou	-0,22	-0,32	1,00	0,14	0,33	0,27	0,27	0,27	0,17	-0,20
počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	0,18	-0,10	0,14	1,00	0,22	0,29	0,31	-0,05	0,07	0,04
hodnoty na ose y pro x = 0,2	-0,34	-0,35	0,33	0,22	1,00	0,86	0,73	0,46	0,33	0,08
hodnoty na ose y pro x = 0,4	-0,29	-0,20	0,27	0,29	0,86	1,00	0,94	0,65	0,30	0,12
hodnoty na ose y pro x = 0,6	-0,29	-0,11	0,27	0,31	0,73	0,94	1,00	0,67	0,26	0,11
hodnoty na ose y pro x = 0,8	-0,43	-0,16	0,27	-0,05	0,46	0,65	0,67	1,00	0,14	0,06
maximální vyklenutí na ose x	-0,34	-0,20	0,17	0,07	0,33	0,30	0,26	0,14	1,00	-0,87
maximální vyklenutí na ose y	0,19	0,02	-0,20	0,04	0,08	0,12	0,11	0,06	-0,87	1,00

Z hodnot uvedených v Tabulce 7 lze vyčíst, že tři sledované parametry s jinými metrikami vůbec nekorelují. Mezi takové charakteristiky patří počet protnutí s křivkou, která vyjadřuje ideální průběh podélného profilu a také počet protnutí se spojnicí bodů 1;1. V těchto dvou případech je to pravděpodobně důsledkem nízké variability hodnot zmíněných metrik. Třetí z nekorelovaných charakteristik je maximální sklon údolí, která nekoreluje s žádnou jinou uvažovanou metrikou, dokonce ani s hodnotou maximálního vyklenutí na ose x ani na ose y, kde by se takový vztah dal očekávat. Dále je zde vidět, že některé metriky naopak vykazují korelaci vůči jiným parametrům velmi často - těmi jsou přímá délka údolí, šířky údolí měřené v místech 0,4 a 0,6 délky, také průměrná šířka údolí a index šířka x délka. Největší počet signifikantních korelací vůči jiným metrikám byl zaznamenán u hodnot na ose y pro $x = 0,4$; $x = 0,6$ a $x = 0,8$. Z korelační matice lze vyčíst také několik významných vztahů mezi jednotlivými charakteristikami. Jedním z nich je to, že šířka údolí v místě 0,2 délky koreluje pouze se šířkou údolí v místě 0,4 a šířky údolí měřené v místech níže po toku korelují jen vzájemně. To ukazuje na to, že šířka údolí nenarůstá rovnoměrně od počátku údolí k jeho ústí, ale v průběhu celého údolí se nepravidelně mění. Dalším zajímavým vztahem, který korelační matice dokládá, je fakt, že průměrná šířka údolí nekoreluje s délkou údolí. Při bližším prostudování vztahu délky údolí k jednotlivým měřením šířky se ukazuje, že korelace mezi délkou šířkou údolí je signifikantní pro měření v místě 0,2. To tedy ukazuje, že delší údolí jsou na horních tocích širší než kratší údolí, avšak na dolním toku toto již neplatí.

Na základě podobnosti v určených charakteristikách (báze) byla údolí rozdělena do několika základních shluků (znázorněno dendrogramem, sensu Hendl, 2009). U hodnoty normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti mezi údolními rovinami rovné 15, lze rozlišit čtyři shluky - tři větší a jeden menší (viz Obr. 9).



Obr. 9: Stromový diagram, který dělí podélné profily do čtyř tříd. Červená přerušovaná linie vyjadřuje eukleidovskou vzdálenost rovnou 15.

Na hladině eukleidovské vzdálenosti 15 byly vymezeny 4 shluky, které jsou pro potřeby dalšího zpracování označeny písmeny A, B, C a D.

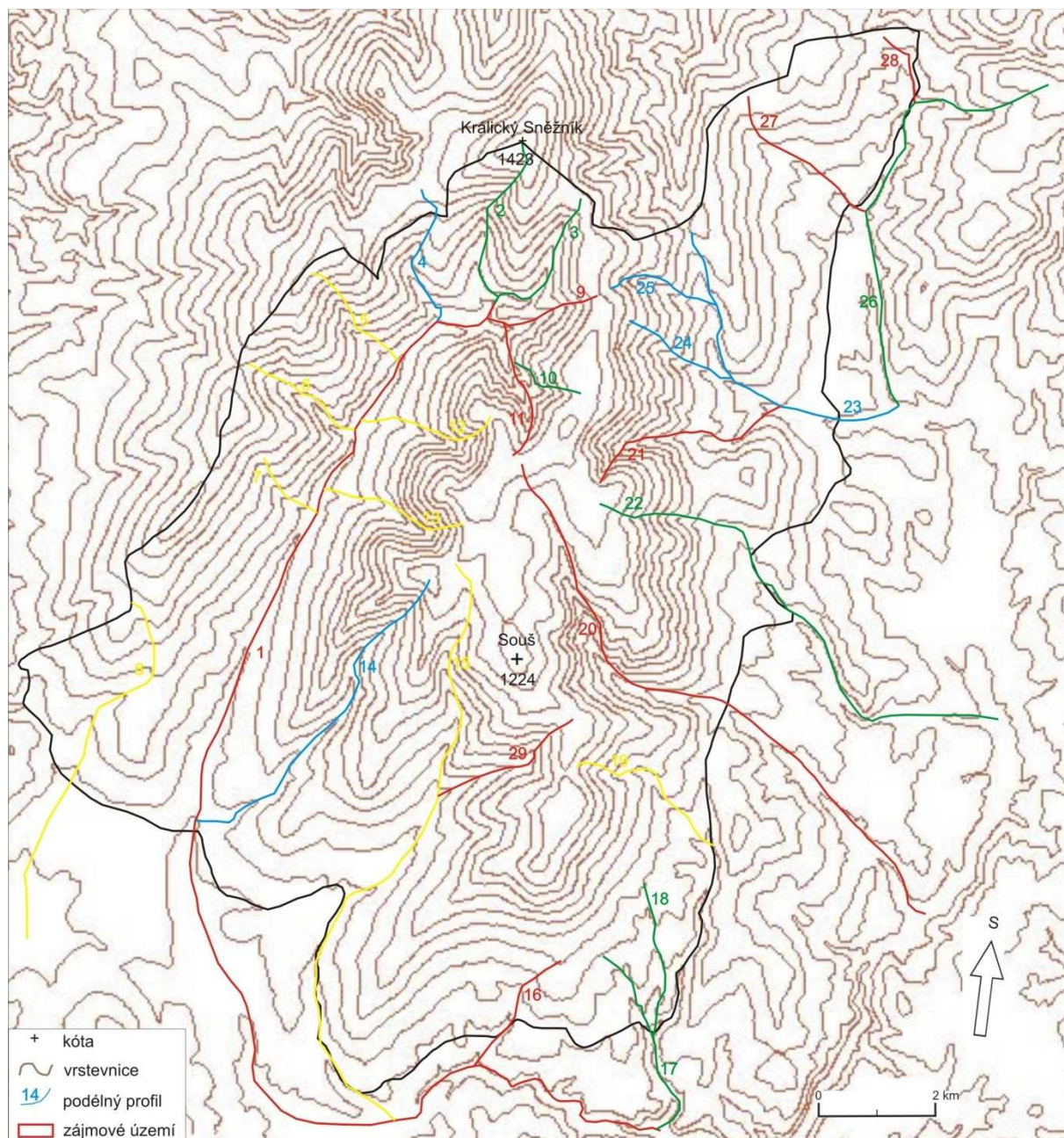
Shluk A pojímá celkem 9 údolí, mezi kterými se nachází také údolí Moravy, z nějž je na území studované oblasti pouze horní tok, a tudíž metriky údolí Moravy ovlivňují průměry studovaných charakteristik počítané pro každou třídu údolí. Údolí ve shluku A se vyznačují společnými znaky- obecně se v této třídě vyskytují nízké hodnoty maximálního sklonu, dále je zde vysoká hodnota stupně vývoje toku (s výjimkou údolí Moravy) a také byla vypočtena vysoká průměrná hodnota délky údolí (opět ovlivněno Moravou). Většina profilů údolí umístěných do třídy A patří zároveň do kategorie 2a, podle Borské (2008). Pouze dvě ze zařazených údolí patří do kategorie 1a (viz 2.4.1), údolí Moravy (údolí 1) má převážně konkávní tvar, kdy v dolní části uvažovaného profilu překračuje spojnicí bodů 1;1 (viz příloha A). Šest z devíti zařazených údolí má převážně vyrovnaný profil překračující v horní části spojnicí počátek – ústí, další dva profily vyjadřuje křivka vyrovnaná již od počátku údolí.

Třída B obsahuje 7 údolí, která vykazují nejmenší průměrné šířky ve všech místech měření profilu. V této skupině byl také zjištěn nejvyšší počet konkávních úseků křivky, dále byla zjištěna vysoká hodnota na ose y pro $x = 0,8$, což ukazuje na relativně vysoký sklon na dolním toku, a to dokládá nevyvinutost údolí. Údolí, která patří do shluku B, jsou z hlediska třídění do kategorií dle Borské (2008) značně rozdílná. Tři z profilů patří do kategorie 2a, tři z nich byly zařazeny do kategorie 1a a jeden do kategorie 2b, tedy celkem šest zařazených údolí má převážně vyrovnaný profil, kdy je ve třech případech překročena spojnice počátku a ústí údolí v horní části profilu.

Do třetí třídy bylo zahrnuto pouze pět údolí, která mají celkově nejmenší délku ze všech vymezených tříd. Dále se vyznačují vysokou hodnotou maximálního sklonu křivky, mají průměrně nízkou hodnotu maximálního vyklenutí na ose x a naopak vysokou hodnotu maximálního vyklenutí na ose y. To dokazuje fakt, že údolí této skupiny dosahují nejvyššího spádu na horním toku a na dolním toku je spád již mírnější. Dalším znakem údolí této skupiny je vysoká hodnota stupně vývoje toku. Kategorizace dle Borské (2008) v tomto shluku proběhla takto – tři profily jsou zařazeny do kategorie 2a, dva do kategorie 1a. Do této třídy byla zařazena údolí s celkově plošší křivkou vyjadřující podélný profil údolí, která ve třech případech překračuje spojnicí počátek – ústí údolí. To značí průměrnou vyvinutost zařazených údolí.

Do shluku D patří celkem 8 údolí. Pro tuto třídu je charakteristická naprosto největší šířka ve všech měřených místech údolí, dále nejnižší počet konvexních úseků a největší délka konkávních úseků křivky, a to dokládá celkovou vyrovnanost údolí. Toto tvrzení je navíc podpořeno celkem nízkými hodnotami maximálního vyklenutí na obou osách (sensu Demoulin, 1998). Zdaleka nejnižší je ve srovnání s ostatními skupinami údolí i počet protnutí křivky vyjadřující skutečný profil s křivkou, která vyjadřuje ideální profil údolí, a také se spojnicí bodů 1;1. Rozdělení do kategorií dle Borské (2008) zde proběhlo rovnoměrně, kdy polovina profilů spadá do kategorie 1a a druhá polovina do kategorie 2a. Pouze ve čtyřech případech podélných profilů údolí byla překročena spojnice 1;1.

Rozmístění jednotlivých tříd údolí v zájmové oblasti znázorňuje Obr. 10.



Obr 10: Vymezení čtyř základních kategorií údolí dle podélných profilů. Červeně- třída A, zeleně- třída B, modře- třída C, žlutě- třída D

Tabulka 8: Charakteristiky měřené u údolí Králického Sněžníku a jejich hodnoty (1. část)

charakteristika	údolí 1	údolí2	údolí 3	údolí 4	údolí 5	údolí 6	údolí 7	údolí 8	údolí 9	údolí 10
délka údolí	19089,3	2719,37	2213,18	2191,95	1852,29	1863,74	1154,8	5398,98	1644,69	1184,45
přímá délka údolí	11252	2467	1918	1939	1803	1800	1125	4823	1597	1045
šířka údolí v místě 0,2 délky	3441,94	704	1135,23	930,962	870,713	1205,65	1676,38	2081,61	716,276	741,502
šířka údolí v místě 0,4 délky	1983,86	1429,69	1130,93	1054,78	1596,84	2237,97	2100,27	2274,53	1373,02	973,564
šířka údolí v místě 0,6 délky	1656,26	1723,21	1331,6	1582,56	2239,26	2662,05	2554,19	2081,72	1514,75	1160,43
šířka údolí v místě 0,8 délky	1649,72	1547,51	841,258	2083	2755,58	3215,76	2852,66	3364,95	1680,14	414,51
šířka údolí v místě 1,0 délky	1742,53	1042,53	651,628	2303,31	3590,03	3834,17	2925,78	3089,95	1533,59	1103,83
průměrná šířka údolí	2094,862	1289,388	1018,129	1590,922	2210,4846	2631,12	2421,856	2578,552	1363,555	878,7672
index šířka x délka	9,112438	2,109039	2,173771	1,377786	0,837956528	0,708345	0,476824	2,093803034	1,206178	1,347854
počet konvexních úseků křivky	2	1	3	3	2	2	2	1	1	2
počet konkávních úseků	2	1	3	3	2	2	3	1	1	2
délka konkávních úseků	0,934	0,84	0,756	0,57	0,5	0,86	0,75	0,93	0,9	0,44
maximální sklon křivky	22,6	59,2	59,5	34,9	51	40	45,4	25,5	52	50,9
počet protnutí s ideální křivkou	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2
počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	2	1	1	1	1	1	0	1	1	1
hodnoty na ose y pro x = 0,2	0,73	0,59	0,79	0,77	0,7	0,72	0,6	0,68	0,7	0,86
hodnoty na ose y pro x = 0,4	0,39	0,42	0,52	0,48	0,46	0,48	0,33	0,37	0,37	0,55
hodnoty na ose y pro x = 0,6	0,18	0,26	0,32	0,28	0,27	0,29	0,16	0,2	0,2	0,36
hodnoty na ose y pro x = 0,8	0,08	0,11	0,18	0,13	0,14	0,13	0,06	0,07	0,06	0,2
maximální vyklenutí na ose x	0,16	0,52	0,19	0,55	0,39	0,47	0,1	0,69	0,45	0,46
maximální vyklenutí na ose y	0,67	0,23	0,6	0,36	0,49	0,39	0,83	0,11	0,3	0,47
koeficient determinace (R^2)	0,868	0,915	0,93	0,877	0,869	0,897	0,506	0,808	0,617	0,554
stupeň vývoje toku	0,58944	0,907195	0,866626	0,8846	0,973389696	0,9658	0,974195	0,893316886	0,971004	0,882266

Tabulka 8: Charakteristiky měřené u údolí Králického Sněžníku a jejich hodnoty (2. část)

charakteristika	údolí 11	údolí 12	údolí 13	údolí 14	údolí 15	údolí 16	údolí 17	údolí 18	údolí 19	údolí 20
délka údolí	2084,83	2036,42	2168,23	5009,54	8990,48	1991,84	2781,13	2168,88	2574,35	8927,61
přímá délka údolí	1906	1808	2073	4676	7655	1910	2481	2086	2207	8355
šířka údolí v místě 0,2 délky	768,856	777,524	1325,12	1327,94	1640,86	1841,59	1686,86	686,015	1176,82	2044,12
šířka údolí v místě 0,4 délky	1294,58	1452,96	1579,07	1674,85	2548,3	2385,42	1512,54	1108,57	1891,47	1961,53
šířka údolí v místě 0,6 délky	809,533	1861,51	2058,39	1653,56	3046,2	1830,13	985,533	1147,56	1599,17	1215,09
šířka údolí v místě 0,8 délky	959,125	2403,17	2582,25	1117,01	1746,86	2545,8	1367,34	514,053	2119,43	1799,48
šířka údolí v místě 1,0 délky	1311,46	3184,16	3204,98	2371,67	2969,65	1539,61	809,371	991,985	2932,39	1345,43
průměrná šířka údolí	1028,711	1935,8648	2149,962	1629,006	2390,374	2028,51	1272,329	889,6366	1943,856	1673,13
index šířka x délka	2,026643	1,051943297	1,008497	3,075212737	3,761119	0,981923	2,185858	2,437939	1,324352	5,335873
počet konvexních úseků křivky	3	3	3	2	2	5	5	4	2	1
počet konkávních úseků	3	3	3	2	2	5	4	5	2	2
délka konkávních úseků	0,67	0,58	0,74	0,98	0,66	0,44	0,556	0,75	0,68	0,78
maximální sklon křivky	47,5	61,2	75,7	76,3	28,1	31,6	31,6	32	61,7	48,7
počet protnutí s ideální křivkou	2	2	2	1	2	2	2	2	1	2
počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	1	1	0	1	0	1	0	2	1	0
hodnoty na ose y pro x = 0,2	0,74	0,65	0,53	0,47	0,6	0,73	0,62	0,68	0,62	0,71
hodnoty na ose y pro x = 0,4	0,47	0,38	0,35	0,3	0,3	0,41	0,39	0,53	0,37	0,38
hodnoty na ose y pro x = 0,6	0,27	0,24	0,24	0,17	0,17	0,24	0,23	0,34	0,23	0,19
hodnoty na ose y pro x = 0,8	0,1	0,11	0,1	0,08	0,08	0,13	0,3	0,18	0,08	0,08
maximální vyklenutí na ose x	0,73	0,31	0,24	0,19	0,39	0,72	0,47	0,54	0,7	0,38
maximální vyklenutí na ose y	0,14	0,46	0,48	0,47	0,31	0,13	0,27	0,37	0,14	0,39
koeficient determinace (R^2)	0,873	0,923	0,772	0,868	0,91	0,618	0,726	0,674	0,645	0,559
stupeň vývoje toku	0,914223	0,887832569	0,956079	0,933419036	0,851456	0,958912	0,892083	0,961787	0,857304	0,935861

Tabulka 8: Charakteristiky měřené u údolí Králického Sněžníku a jejich hodnoty (3. část)

charakteristika	údolí 21	údolí 22	údolí 23	údolí 24	údolí 25	údolí 26	údolí 27	údolí 28	údolí 29
délka údolí	4723,94	7073,1	2962,01	1641,58	1693,88	6384,75	2435,89	1168,96	2277,46
přímá délka údolí	4262	6234	2753	1612	1534	4924	2295	1110	2233
šířka údolí v místě 0,2 délky	1957,64	2642,79	1365,09	1164,81	1084,66	1839,18	952,423	1225,39	1116,95
šířka údolí v místě 0,4 délky	1881,79	2356,36	2156,72	1589,38	1343,11	1008,44	1779,48	1486,65	1848,79
šířka údolí v místě 0,6 délky	1429,34	2712,48	1988,29	1555,87	2000,3	2614,84	3035,65	1278,64	2018,63
šířka údolí v místě 0,8 délky	3297,89	900,501	3226,57	1907,27	2583,61	1158,95	3724,91	1480,31	1604,81
šířka údolí v místě 1,0 délky	1205,69	955,981	2338,2	2570,43	2335,38	991,025	1202,7	1385,85	1890,67
průměrná šířka údolí	1954,47	1913,6224	2214,974	1757,552	1869,412	1522,487	2139,033	1371,368	1695,97
index šířka x délka	2,416993	3,69618374	1,337266	0,934015	0,906103	4,193632	1,138781	0,852404	1,342866
počet konvexních úseků křivky	1	1	3	2	2	1	4	4	3
počet konkávních úseků	1	1	2	3	2	1	3	3	3
délka konkávních úseků	0,96	0,58	0,78	0,23	0,53	0,79	0,4	0,48	0,68
maximální sklon křivky	66,2	64,9	24,9	56,1	66,1	28,9	29,9	21,8	39
počet protnutí s ideální křivkou	2	2	2	2	2	2	2	2	2
počet protnutí se spojnicí bodů 1;1	1	1	1	0	2	1	1	1	1
hodnoty na ose y pro x = 0,2	0,5	0,42	0,69	0,72	0,74	0,53	0,66	0,7	0,67
hodnoty na ose y pro x = 0,4	0,27	0,21	0,48	0,44	0,44	0,27	0,39	0,42	0,38
hodnoty na ose y pro x = 0,6	0,14	0,11	0,31	0,22	0,28	0,15	0,24	0,25	0,25
hodnoty na ose y pro x = 0,8	0,05	0,05	0,17	0,17	0,14	0,06	0,1	0,1	0,12
maximální vyklenutí na ose x	0,37	0,27	0,21	0,59	0,4	0,32	0,52	0,44	0,31
maximální vyklenutí na ose y	0,29	0,31	0,67	0,22	0,44	0,33	0,28	0,38	0,47
koeficient determinace (R^2)	0,757	0,849	0,72	0,55	0,551	0,813	0,663	0,574	0,706
stupeň vývoje toku	0,902213	0,881367434	0,929436	0,981981	0,905613	0,771213	0,942161	0,949562	0,980478

6. DISKUZE

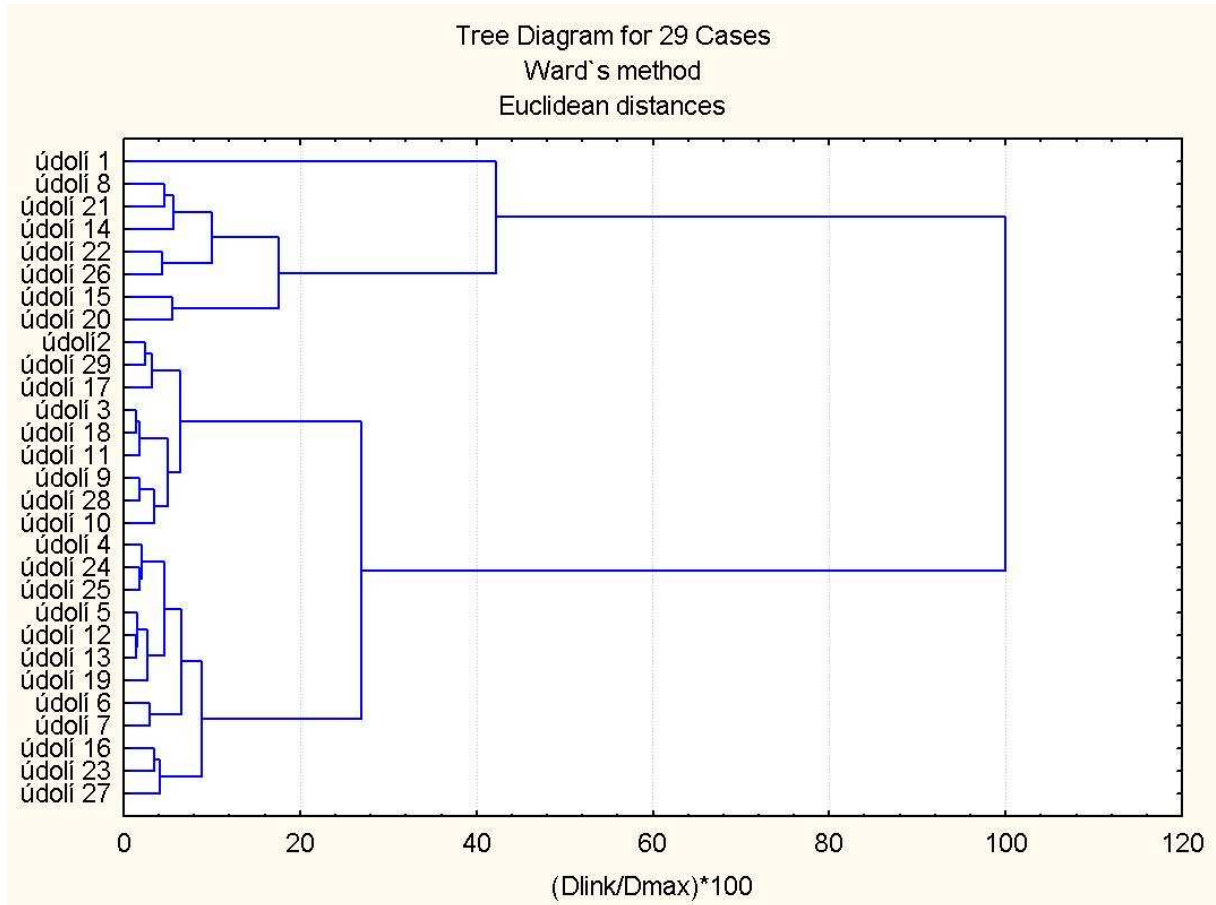
Pomocí dendrogramu byly na základě určených metrik vymezeny čtyři třídy údolí. Tyto shluky tvoří dvě dvojice, kdy vždy dotyčné dvě třídy uvnitř jedné skupiny vykazují velkou míru podobnosti. Při posunutí hranice sledování na eukleidovskou vzdálenost rovnou 23 by náhle vznikly jen dva shluky údolí, které by byly s ohledem na měřené charakteristiky vzájemně značně nepodobné (viz Obr. 9).

Při detailnějším studiu údolí by bylo možné zjišťovat ještě další charakteristiky údolí, jakými jsou například index konkavity (sensu Langbein, 1964 In Larue, 2010) či SM index (sensu Bíl, Máčka, 1999). V této práci nebyl index konkavity (viz 2.4.1) u jednotlivých údolí zjišťován z důvodu nedostatku měření ve vybraném území. Aby bylo možné s tímto výpočtem pracovat, by bylo nutné rozšířit měřené charakteristiky ještě o přesné měření příčných profilů údolí. Konkrétně je zde třeba zjistit, jaký je rozdíl nadmořských výšek mezi středem příčného profilu (v místě údolnice) a linií, která spojuje oba konce příčného profilu. Další metrikou, se kterou zde nebylo pracováno, je SM index (viz 2.4.1). Tato charakteristika sice vyjadřuje distribuci energie potřebné ke konání práce v kratších tocích lépe než původní Hackův SL index, avšak v zájmovém území se nacházejí, kromě Moravy, tak krátká údolí, že používat zde tuto metodu nemá význam.

Taktéž se ukázalo jako nadbytečné i měření šířky údolí na jeho pěti místech. Z korelační matice bylo zjištěno, že šířka údolí v místě $x = 0,2$ koreluje se šířkou údolí v místě $x = 0,4$ a dále že šířky údolí měřené v ostatních místech údolí korelují pouze mezi sebou. Proto by bylo pro analýzu údolí provedenou v této práci dostačující, kdyby byly použity hodnoty např. jen z míst měření pro $x = 0,3$ a $x = 0,7$ délky údolí.

Již v části Výsledků bylo zmíněno, že přítomnost údolí Moravy ve shluku A značně ovlivňuje průměr jeho charakteristik. Pokud by byla například provedena shluková analýza na základě všech zjištěných metrik, čímž by však byla uměle navyšována váha charakteristik mezi sebou korelovaných, ukázala by se značná nepodobnost údolí Moravy vůči všem ostatním (viz Obr. 11). Jednou z možností pro zpřesnění studia charakteristik údolí je vyloučení údolí Moravy jako odlehlého pozorování z analýzy. Osobně si však myslím, že vliv tohoto údolí nejen na vývoj ostatních, ale i na celkový charakter zájmového území, je natolik zásadní, že Moravu vyřadit nelze. V případě, kdy by byly uvažovány jen relativní hodnoty odvozené z normovaného grafu, bylo by možné uvažovat údolí Moravy od jeho počátku k ústí a do analýzy údolí jej zahrnout. Tím, že v analýze provedené v této práci byly použity

i nenormované charakteristiky (délka, šířka údolí), došlo k již zmíněnému zkreslení některých průměrů vypočtených ve shluku A.



Obr. 11: Stromový diagram vytvořený dle všech charakteristik

Nejvýznamnější podíl na vzniku a vývoji údolí v Králickém Sněžníku má jednoznačně tektonika. To potvrzuje i vzájemné porovnání rozmístění údolí s místy zjištěných či předpokládaných zlomů (viz Obr. 4 a Obr. 10). Tektonikou je ovlivněna celá zájmová oblast (nejvíce třída D, kde se většina údolí nachází přímo na tektonickém zlomu). Pro údolí, která se nacházejí na tektonickém zlomu, je jejich vývoj (eroze údolí) jednodušší, poněvadž zlom může být starou poruchou a zemská kůra je v takovém místě oslabena (Borská, 2008). Tvar některých údolí může být ovlivněn tím, že procházejí napříč horninami o různé odolnosti. Pokud tato situace nastane, v podélném profilu takového údolí jsou výrazné stupně (konvexity), které mohou znamenat právě přechod mezi různým horninovým prostředím.

Tektonika také často způsobí, že v místech poruch jsou rychle vytvořena údolí, která se vyznačují velkým spádem a která ústí do vyvinutějšího a zahloubenějšího údolí. Taková údolí jsou následně modelována zpětnou erozí, což lze snadno odhalit také ve tvaru podélného profilu (viz příloha A), kde - pokud je údolí kratší, může se větší část křivky vyjadřující podélný profil údolí nacházet nad spojnicí počátku údolí s jeho ústím. Pokud se jedná o údolí delší, vliv zpětné eroze se ukazuje na křivce podélného profilu jako výrazná konvexita, která zasahuje opět až nad spojnicí počátku a ústí údolí, ale je umístěna blízko počátku údolí - nachází se totiž na horním toku údolí. V Králickém Sněžníku se skutečně nachází údolí, z nichž většina ve svém podélném profilu tuto výraznou konvexitu vykazuje. Vzhledem k poloze zájmového území (průměrná nadmořská výška se pohybuje okolo 930 m n. m.), kdy jsou tektonicky podmíněná údolí často protékána srážkovou vodou či vodou z tajícího sněhu, lze činnost zpětné eroze v této oblasti očekávat (viz 2.2.4). Na samotný tvar podélného profilu křivky má samozřejmě vliv také délka vývoje údolí, kdy starší údolí jsou zpravidla vyvinutější, pokud zde již neprobíhá aktivní tektonická činnost.

Pro ověření tohoto tvrzení a pro bližší studium údolí by bylo vhodné v budoucnu doplnit práci o terénní výzkum zaměřený zejména na studium geologického podloží údolí a případně také na charakter půd s ohledem na jejich vzájemné prostorové uspořádání a zrnitost, kdy pokud například část údolí zasahuje do míst s tvrdými, odolnými horninami a jiná část údolí zasahuje do míst, kde se nacházejí měkčí, např. sprašové hlíny, tyto rozdíly se opět projeví jako nevyrovnanosti v podélném profilu údolí. Možné by bylo také sledovat průměrné odtoky jednotlivými údolími, na základě kterých lze případně sledovat intenzitu zpětné eroze zde probíhající.

7. ZÁVĚR

V této práci byla nejprve provedena rešerše literatury, na základě které byla sestavena genetická klasifikace údolí s podrobnějším popisem jednotlivých typů údolí. Následně byly určeny morfometrické charakteristiky vhodné pro studium a analýzy údolí, a poté byly vybrané metody aplikovány na vybraná údolí či horní úseky těchto údolí v zájmové oblasti Králického Sněžníku. Nakonec bylo provedeno vyhodnocení a srovnání získaných výsledků vzešlých z analýzy dané oblasti provedené především na podélných profilech dotyčných údolí.

V zájmové oblasti bylo vymezeno 29 údolí, která byla studována na základě 23 zjištěných charakteristik. Byla provedena korelační analýza a vykreslen dendrogram, pomocí něž byla sledovaná údolí rozdělena do 4 shluků. Tyto shluky byly charakterizovány a následně byl komplexně popsán vývoj všech údolí v zájmovém území. Králický Sněžník je oblastí, pro kterou má zásadní roli především tektonika. Tektonicky podmíněná údolí se vyznačují poměrně velkým spádem a nevyrovnanou křivkou vyjadřující podélný profil údolí. Zde jsou tato tektonicky predisponovaná údolí však přeměněna činností zpětné eroze, a tak má většina křivek vyjadřující podélný profil tvar konkávní křivky, která je v některých případech již zcela vyrovnaná, avšak ve více než polovině případů však v horní části profilu překračuje spojnicí počátku a ústí údolí a tvoří zde konvexní úsek.

POUŽITÉ ZDROJE

- BALATKA, B., KALVODA, J., 2006: Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, a.s. Praha. 79 str.
- BÍL, M., MÁČKA, Z., 1999: Využití spádových indexů řek jako indikátorů tektonických pohybů na zlomech. In: Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998. 6.ročník. Masarykova univerzita. Brno 1999. 165 str.
- BORSKÁ, J., 2008: Změny údolní sítě Železných hor. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta. UK. Praha. 135 str.
- DEMEK, J. et al, 1976: Úvod do obecné fyzické geografie. Academia. Praha. 404 str.
- DEMEK, J., KOPECKÝ, J., 1999: Neotektonika a problém pleistocenního zalednění Králického Sněžníku. In: Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998. 6.ročník. Masarykova univerzita. Brno 1999. 165 str.
- DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (Ed.), 2006: Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. 1. vydání. Brno. 582 str.
- DEMEK, J., ZEMAN, J., 1979: Typy reliéfu Země. Academia. Praha. 328 str.
- DEMOULIN, A. 1998: Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of Ardenne (Belgium, NW Europe). In Geomorphology. 1998. Vol. 24. str. 189-208.
- DOLLAR, E., S., J. 2004: Fluvial geomorphology. In: Progress in Physical Geography. 2004. Vol. 28. str. 405-450.
- EMBLETON, C., KING, C. A. M., 1968: Glacial and periglacial geomorphology. St. Martins Press. New York. 608 str.
- EMBLETON, C., THORNES, J. (Ed.), 1979: Process in Geomorphology. Edward Arnold. London. 436 str.
- EVANS, I. S., 2007: Glacial landforms, erosional features/ Major Scale Forms. In: Elias, S. A. (Ed.): Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier. str. 838-852.
- FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.), 1968: The encyclopedia of geomorphology. Reinhold Book Corporation. New York. 1295 str.

- GOUDIE, A. S. (Ed.), 2004: Encyclopedia of geomorphology. Routledge. London. 1156 str.
- HACK, J., T., 1973: Studie sof longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. In: Journal Research U.S. Geological Survey. Vol. 1. No. 4. Washington. str. 421-429.
- HENDL, J., 2009: Přehled statistických metod: analýza a metaanalýzy dat. 3. vydání. Portál. Praha. 695 str.
- HORNÍK, S. A KOL., 1982: Základy fyzické geografie. Státní pedagogické nakladatelství. Praha. 400 str.
- CHÁBERA, S., 1996: Geomorfologie. Jihočeská univerzita České Budějovice. České Budějovice. 151 str.
- CHLAPEK, J., 2007: Národní přírodní rezervace Králický Sněžník. In Ochrana přírody. 62. ročník. č. 5. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. Praha. str. 2-5.
- KŘÍŽEK, M., 2004: Národní přírodní rezervace – Králický Sněžník. In Geografické rozhledy. 13. ročník. č. 3. Česká geografická společnost a TERRA-KLUB. Praha. Str. 68-69.
- KŘÍŽEK, M. 2007: Údolní niva jako geomorfologický fenomén. In Langhammer, J. (Ed.), 2007: Povodně a změny v krajině. KFGG Přf UK, 1. vydání, Praha. str. 217-229.
- KŘÍŽEK, M., BORSKÁ, J., 2008: Změny údolní sítě Železných hor. In: Geomorfologický sborník 7. 1. vydání. Přf MU, Česká asociace geomorfologů, Ústav geoniky AV ČR, Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví. Brno. str. 26.
- KUKAL, Z., 1983: Rychlost geologických procesů. Academia. Praha. 280 str.
- KUNSKÝ, J., 1935: Geomorfologie. Praha. Praha. 112 str.
- KUNSKÝ, J., 1968: Fyzický zeměpis Československa. Státní pedagogické nakladatelství. Praha. 537 str.
- KUNSKÝ, J., LOUČEK, D., SLÁDEK, J. 1959: Praktikum fysického zeměpisu. Nakladatelství československé akademie věd. Praha. 268 str.
- LARUE, J., P., 2010: Longitudinal profiles and knickzones: the example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. In: Proceedings of the Geologists' Association. 2011. Vol. 122. Elsevier. Str. 125-142.
- LEE, CH., S., TSAI, L., L., 2010: A quantitative analysis for geomorphic indices of longitudinal river profile: a case study of the Choushui River, Central Taiwan. In: Environmental Earth Science. Vol. 59. Springer. str. 1549-1558.

PŘIBYL, J., LOŽEK, V. A KOL., 1992: Základy karsologie a speleologie. Academia. Praha. 354 str.

SCHUMM, S., A., 2005: River variability and Complexity. University Press. Cambridge. 220 str.

SMALL, R., J., 1970: The Study of Landforms: A Textbook of Geomorphology. Cambridge University Press. UK. 486 str.

STRAUMANN, R., K., PURVES, R., S., 2008: Delineation of Valleys and Valley Floors. GIScience 2008. Springer. Heidelberg. str. 320-336.

SWEETING, M., M. 1972: Karst Landforms. Macmillan. London. 362 str.

THOMAS, D., S., G. (Ed.), 2000: Arid zone geomorphology: Process, Form and Change in Drylands. 2. vydání. Wiley. UK. 714 str.

VITÁSEK, F., 1966: Základy fyzického zeměpisu. Academia. Praha. 532 str.

Voženílek, V. a kol, 2002: Národní parky a chráněné krajinné oblasti České republiky. Univerzita Palackého v Olomouci. 1. vydání. Olomouc. 156 str.

ISChart = Mezinárodní stratigrafická tabulka, dostupné z

<http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>, [cit. 2011-4-5], poslední aktualizace dne [2009-08-31]

NEPUBLIKOVANÉ ZDROJE

KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL, Z., (v tisku): Cirque overdeepening defined by k-curves and their relationship to morphometry: a case study of the Bohemian Massif (Central Europe). Geomorphology.

MAPOVÉ PODKLADY

Geologická mapa ČR, list 14-23 Králíky, 1 : 50 000. ČGÚ Kolín 1992

Půdní mapa ČR, list 14-23 Králíky, 1 : 50 000, ČGÚ Kutná Hora 1992

ELEKTRONICKÉ PODKLADY

Portál veřejné správy ČR [online] Ministerstvo informatiky, Ministerstvo životního prostředí, CENIA. Dostupné z <http://geoportal.gov.cz/web/guest/welcome>

POUŽITÉ PROGRAMY

ArcMap 9.3. ESRI. 2008

ArcView 3.1. ESRI. 1991

Microsoft Office Excel 2007

STATISTICA Standard 6. StatSoft. 2006

TCHOUKANSKI. Profile extraktor 6.0 for 3D Analyst. 2002

Corel Draw 12. Corel corporation. 2002

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1: Údolí podle příčného profilu dle Fairbridge (1968)

Obr. 2: Náčrt měřených hodnot K_{mx} a K_{my} v normovaném grafu

Obr. 3: Zájmové území

Obr. 4: Geologie a tektonika

Obr. 5: Orientace svahů

Obr. 6: Sklonitost

Obr. 7: Půdní poměry

Obr. 8: Vedení podélných profilů

Obr. 9: Stromový diagram, který dělí podélné profily do čtyř tříd

Obr. 10: Vymezení čtyř základních kategorií údolí dle podélných profilů

Obr. 11: Stromový diagram vytvořený dle všech charakteristik

SEZNAM TABULEK

Tabulka 1: Porovnání definic údolí, různí autoři

Tabulka 2: Základní dělení údolí dle geneze (Kunský, 1935)

Tabulka 3: Srovnání typů údolí dle vztahu I/D (Demek, 1976), (Fairbridge 1968)

Tabulka 4: Zařazení zájmové oblasti do geomorfologického členění Čech dle Balatky (Balatka, Kalvoda, 2006)

Tabulka 5: Charakteristiky klimatických regionů zájmové oblasti (sensu Quitt, 1971 In Atlas podnebí Česka, 2007)

Tabulka 6: Základní údaje o vodoměrné stanici Strážnice (Sestaveno podle dat z ČHMÚ, In Čarvaš, 2009)

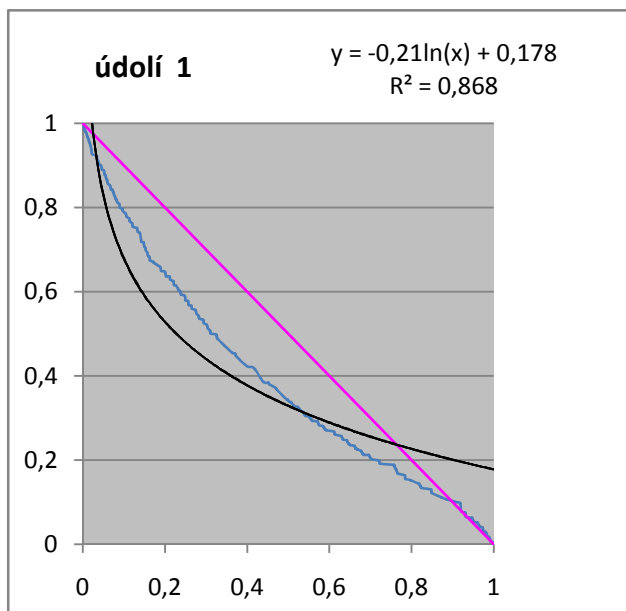
Tabulka 7: Korelační matice

Tabulka 8: Hodnoty metrik údolí Králického Sněžníku

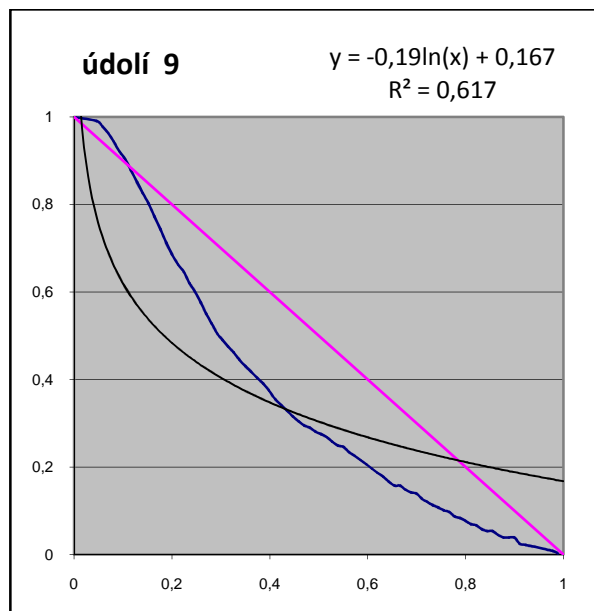
PŘÍLOHA A – PODÉLNÉ PROFILY

Podélné profily jsou znázorněny formou normovaného grafu. Osa x byla odvozena z délky údolí, osa y od nadmořské výšky (sensu Demoulin, viz 2.4.1)

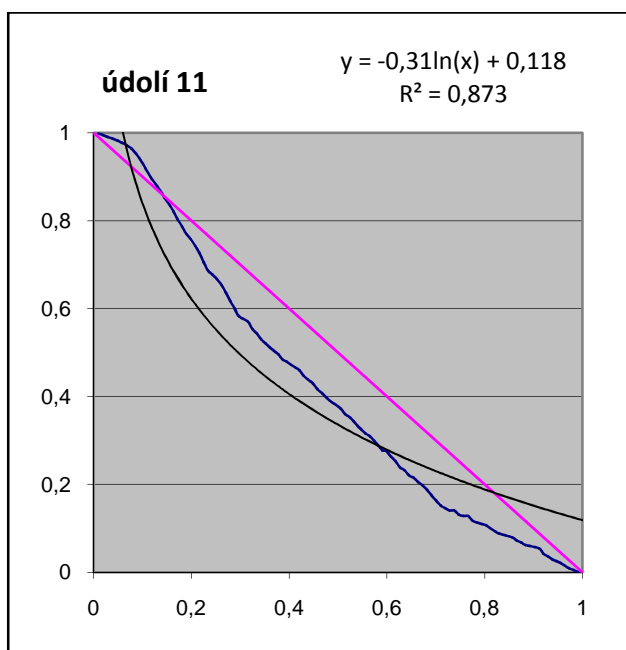
TŘÍDA A



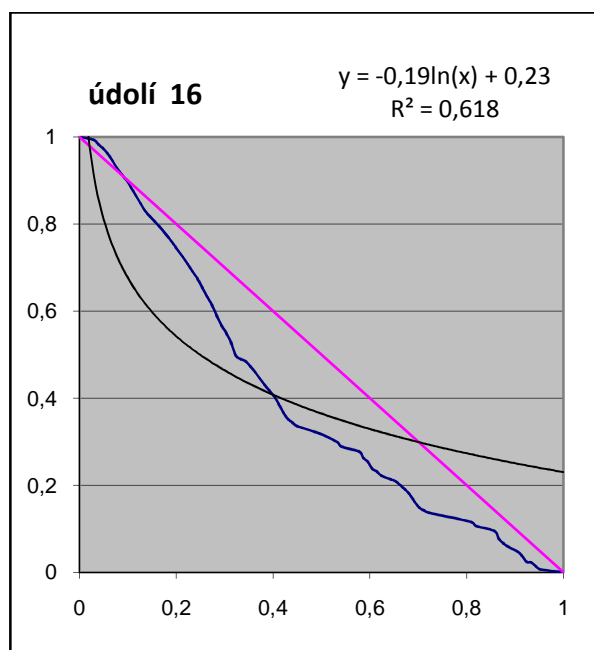
Příloha A1



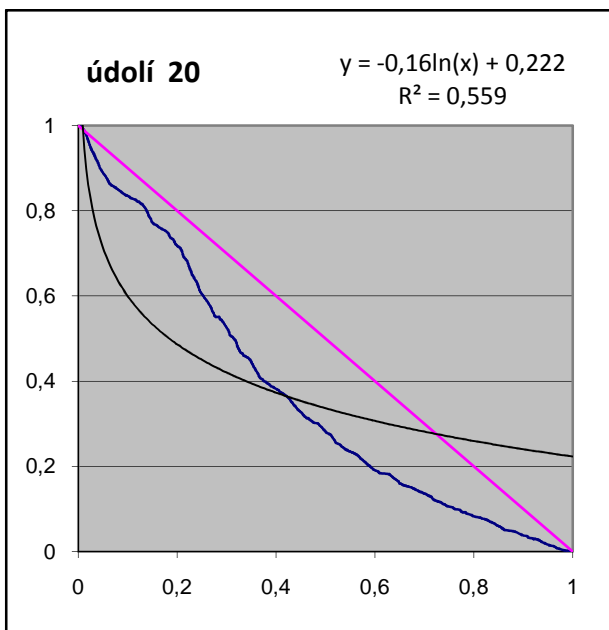
Příloha A2



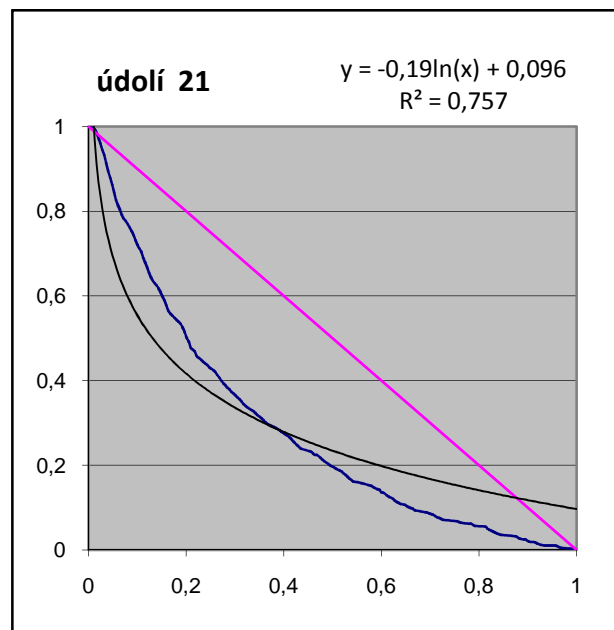
Příloha A3



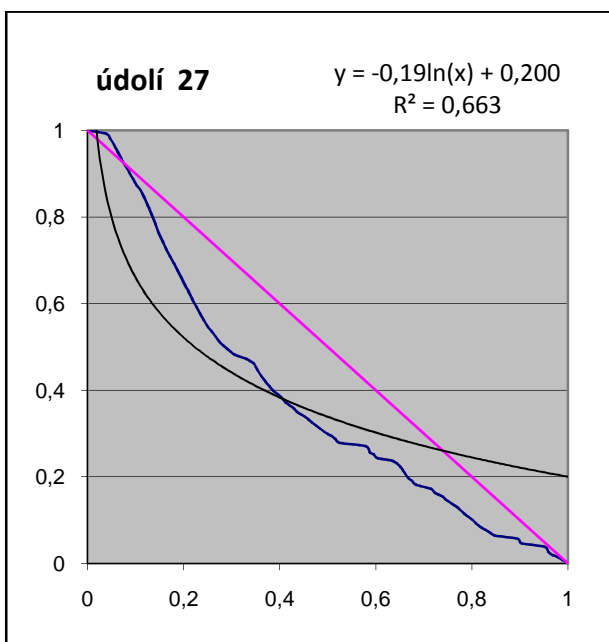
Příloha A4



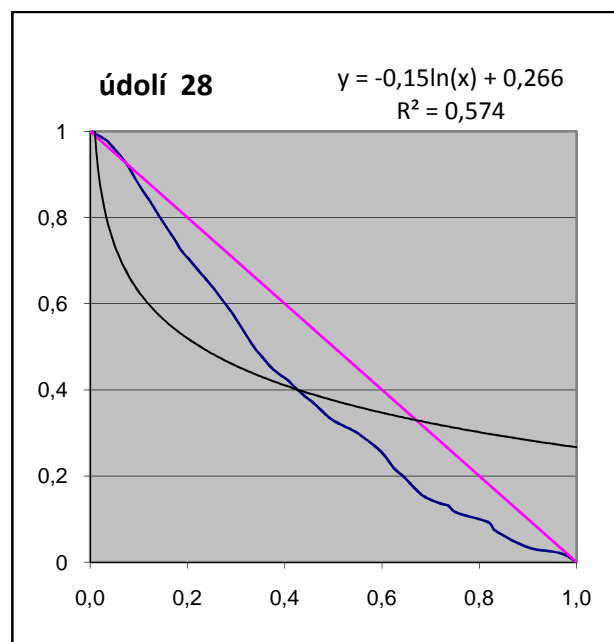
Příloha A5



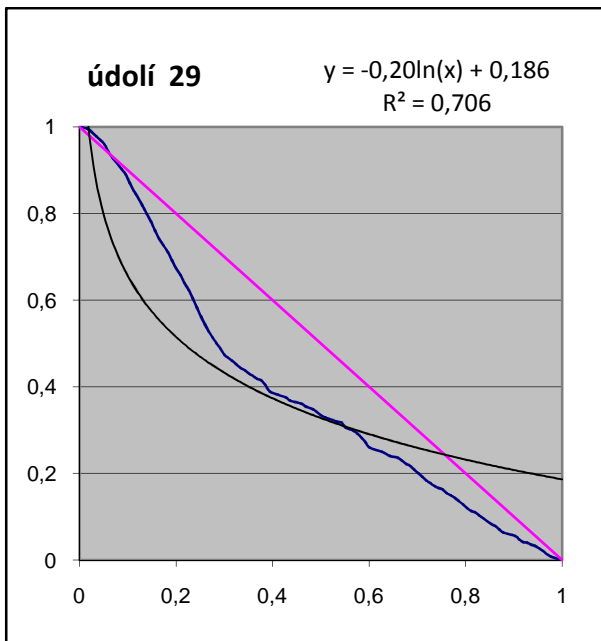
Příloha A6



Příloha A7

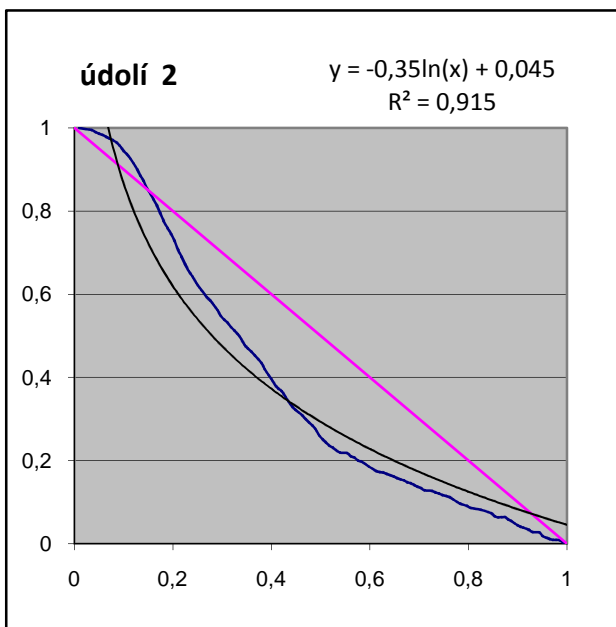


Příloha A8

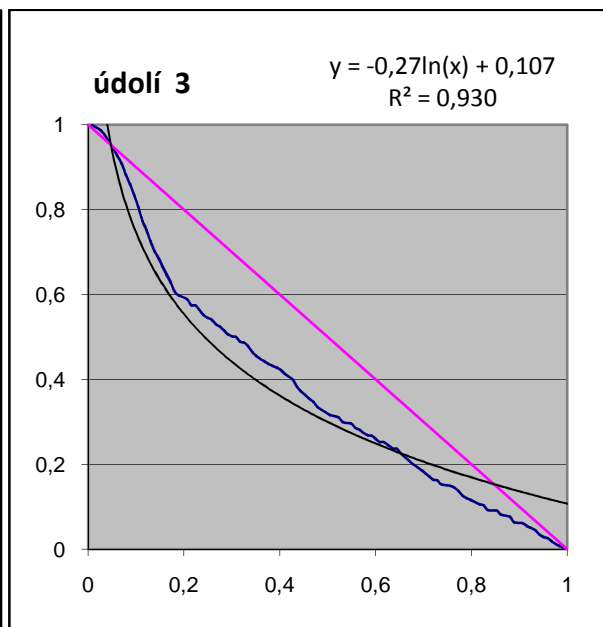


Příloha A9

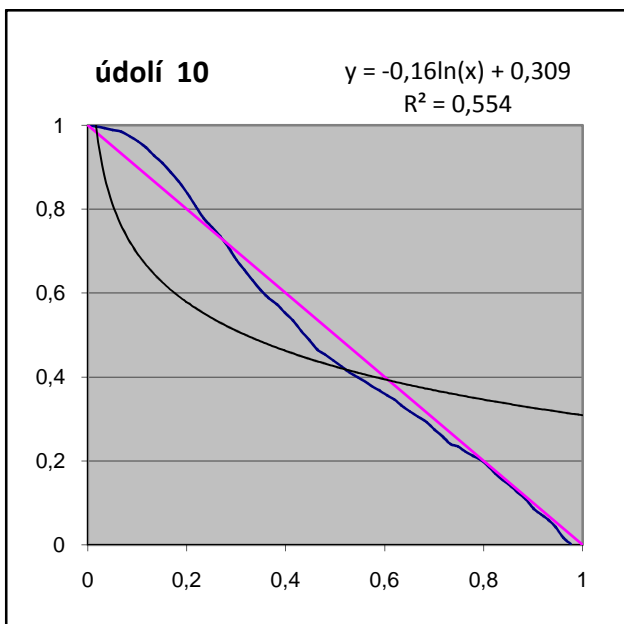
TŘÍDA B



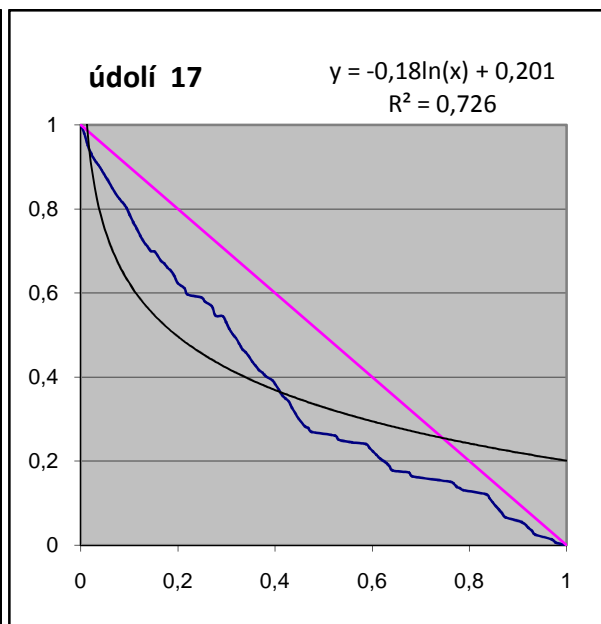
Příloha A10



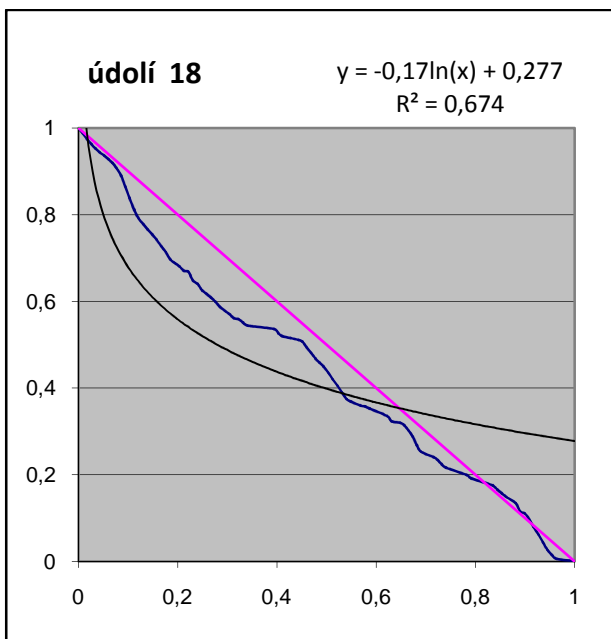
Příloha A11



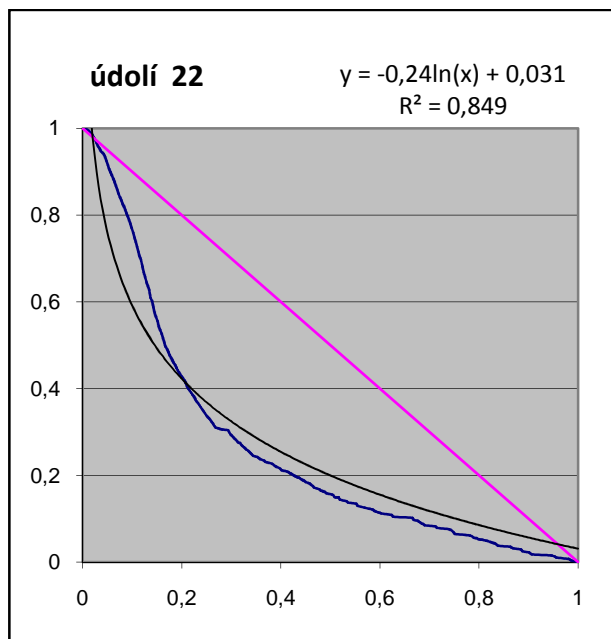
Příloha A12



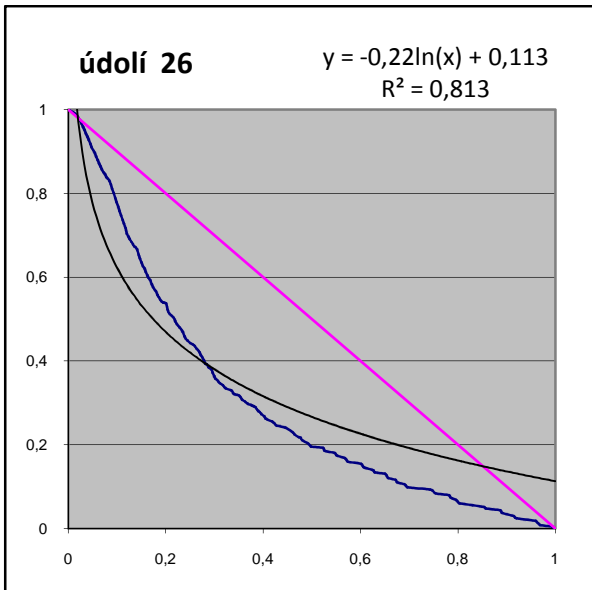
Příloha A13



Příloha A14

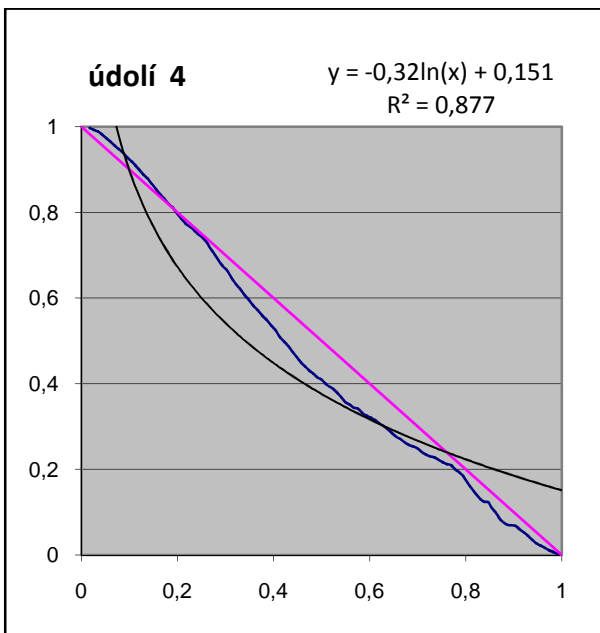


Příloha A15

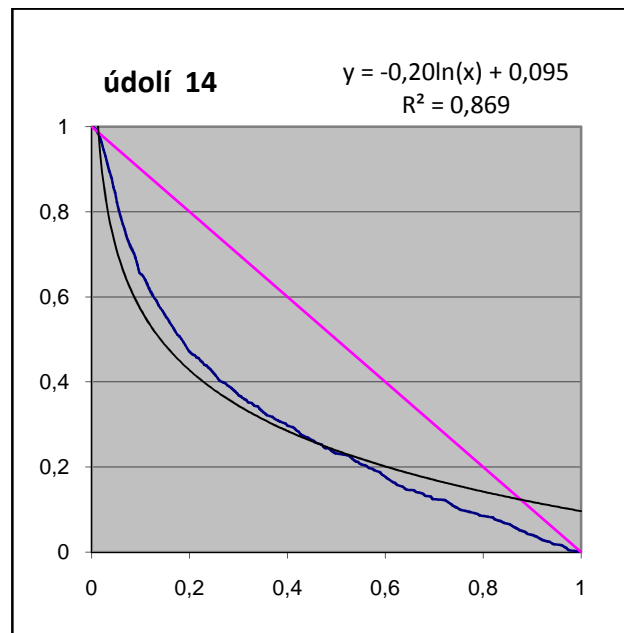


Příloha A16

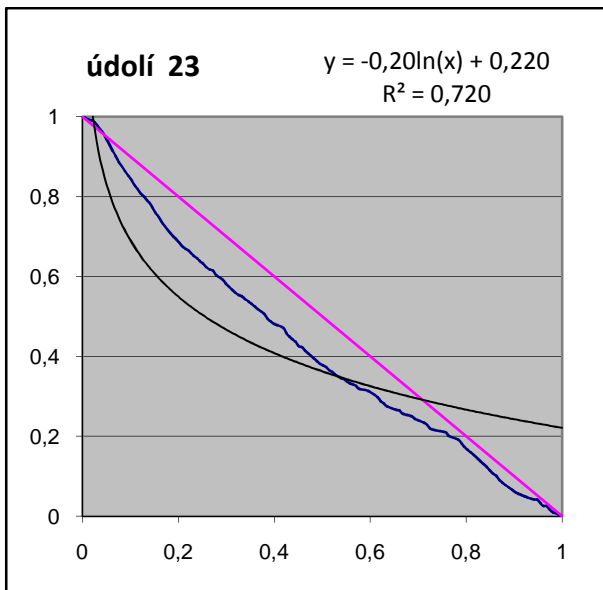
TŘÍDA C



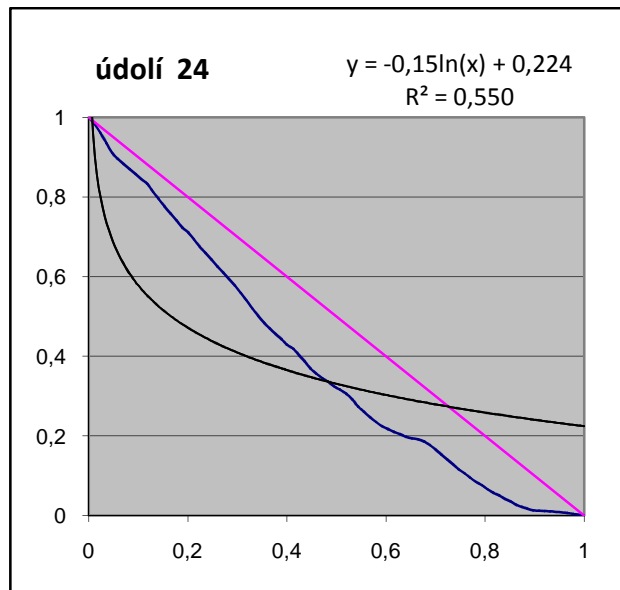
Příloha A17



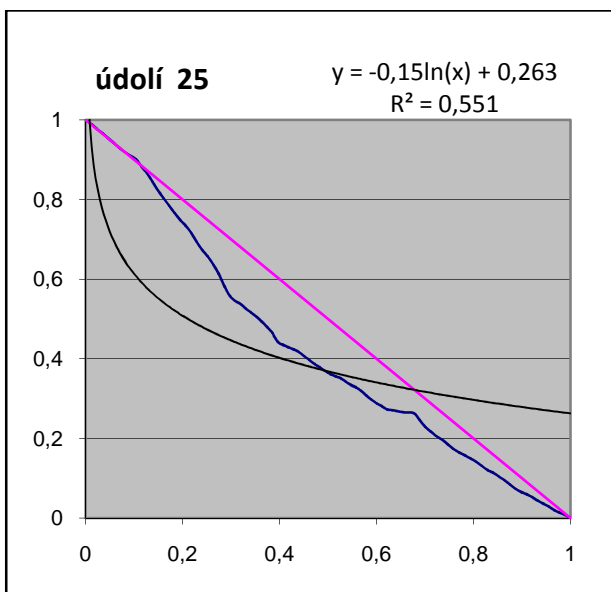
Příloha A18



Příloha A19

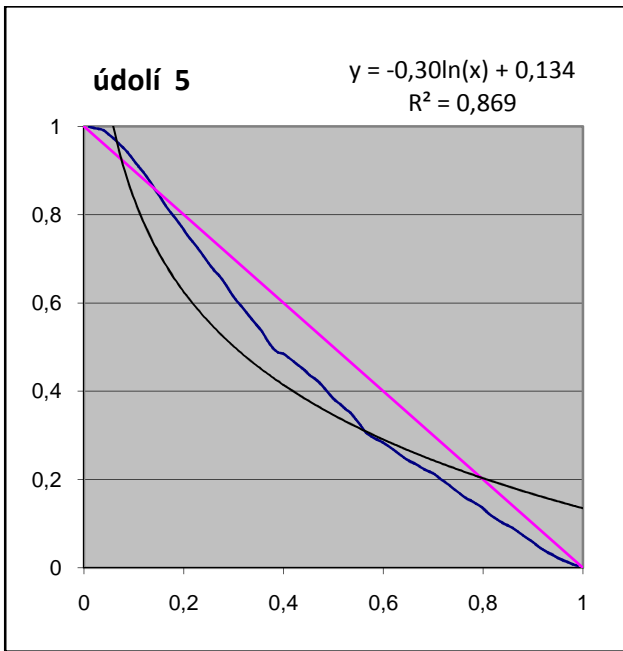


Příloha A20

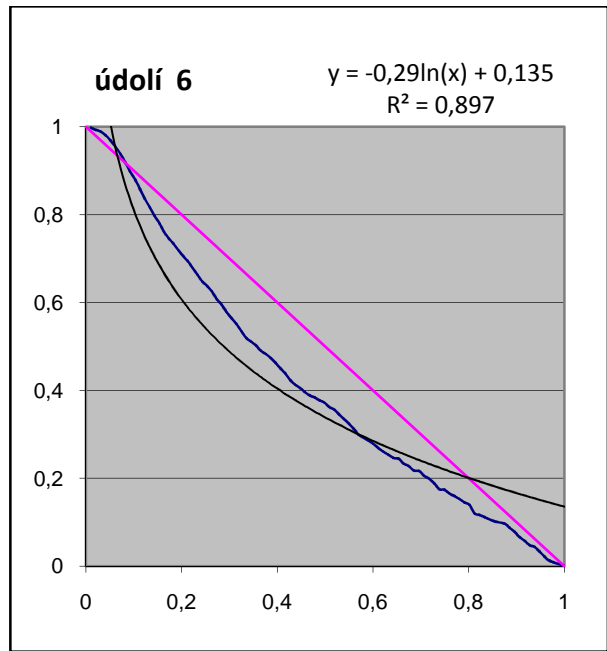


Příloha A21

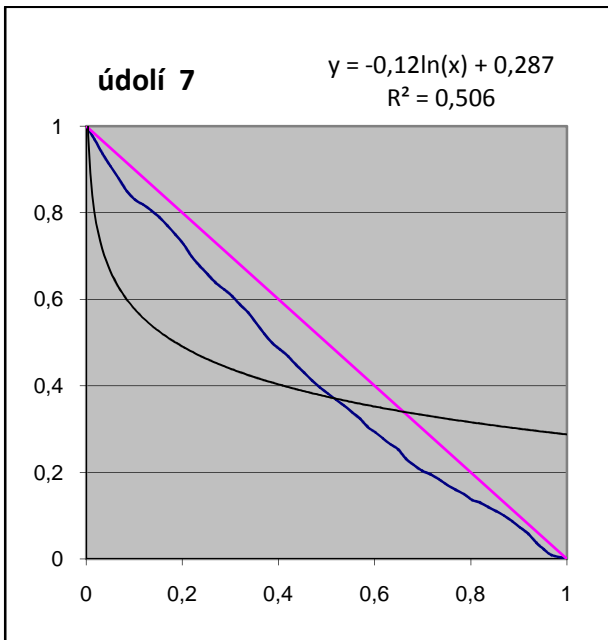
TŘÍDA D



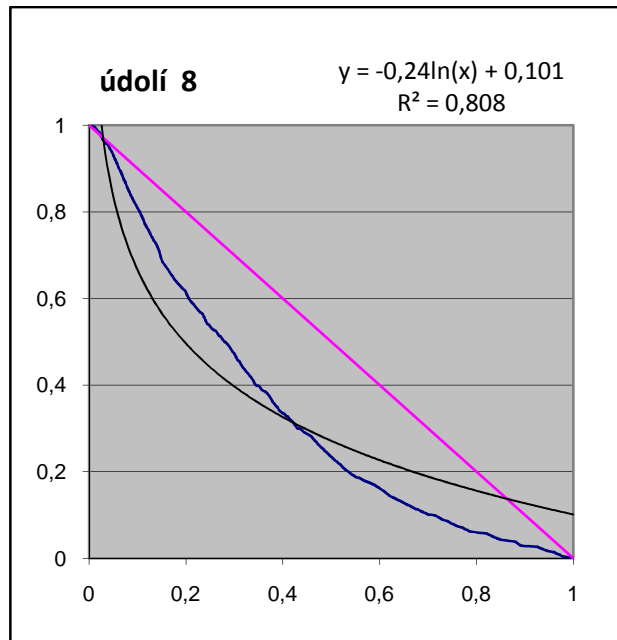
Příloha A22



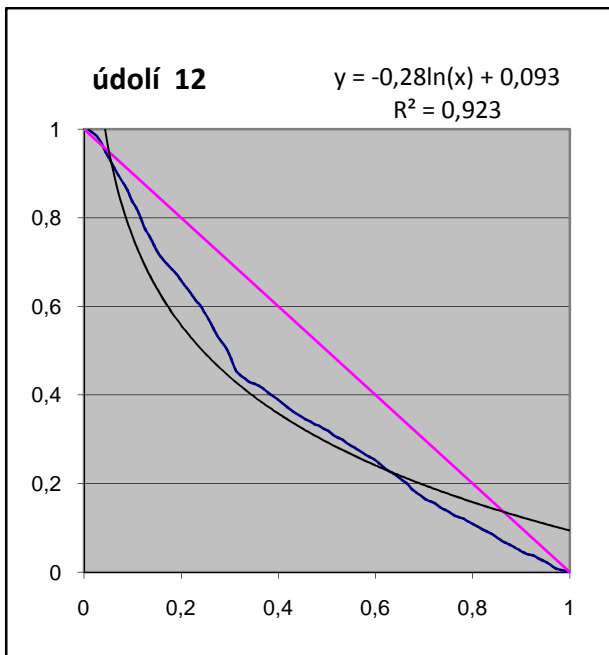
Příloha A23



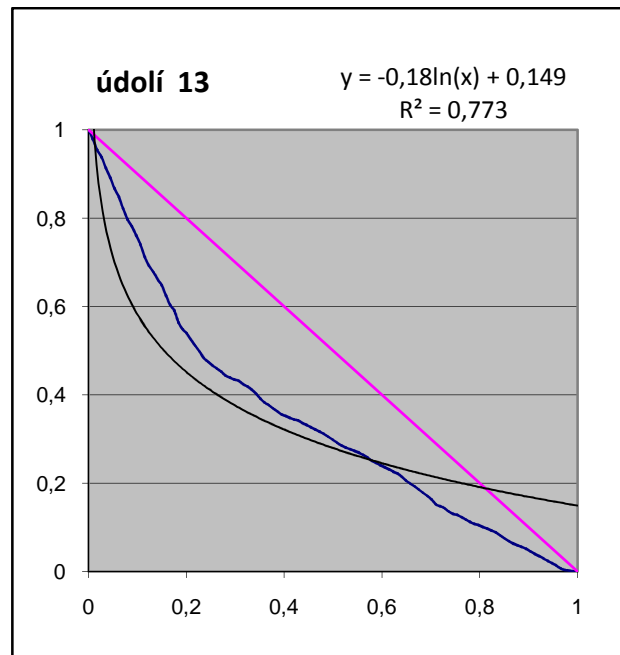
Příloha A24



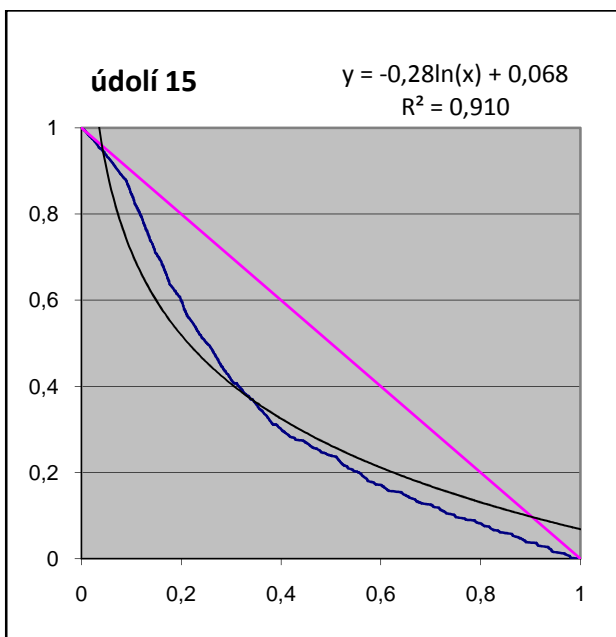
Příloha A25



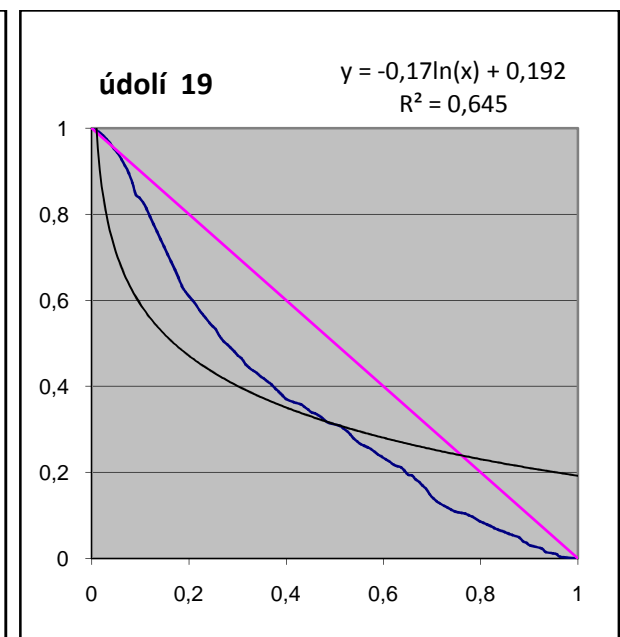
Příloha A26



Příloha A27



Příloha A28



Příloha A29