

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

Přírodovědecká fakulta

Katedra geografie a kartografie



Bc. Michal Kusák

**MORFOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY ÚDOLNÍ  
SÍTĚ POVODÍ MODRÉHO NILU V ETIOPSKÉ  
VYSOČINĚ**

**Morphometric characteristics of valley nets in the Blue Nile basin  
in the Ethiopian highlands**

Diplomová práce

Praha 2013

Vedoucí práce RNDr. Marek Křížek Ph.D.

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci „Morfologické charakteristiky údolní sítě povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině“ vypracoval sám a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje a literaturu.

V Praze, dne

---

Michal Kusák .

Velice rád bych poděkoval všem, kteří mi pomáhali při vzniku této diplomové práce. Především chci poděkovat svému vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za množství poskytnutých odborných rad a konzultací. Rovněž děkuji za podporu grantu GAČR P209/12/J068.

## **Zadání diplomové práce**

Michal Kusák

### **Téma práce**

Morfologické charakteristiky údolní sítě povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině

### **Cíle práce**

Cílem práce je definovat základní morfologické typy údolních sítí v části povodí Modrého Nilu na území Etiopské vysočiny.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Použité pracovní metody: rešerše odborné literatury, GIS analýzy, popisná statistika, klastrová analýza

1. krok – rešerše odpovídající literatury zabývající se údolními sítěmi a obecně problematikou sítí a jejich hierarchií;
2. krok – vytvoření digitálního modelu údolních sítí;
3. krok – stanovení vhodného měřítka pro popis údolních sítí studovaného území;
4. krok - využit postupů popsaných v literatuře a postupů testovaných v bakalářské práci a pomocí nich určit morfometrické charakteristiky popisující údolní sítě;
5. krok - určit vazby (závislosti) mezi jednotlivými morfologickými charakteristikami popisujícími údolní sítě;
6. krok – porovnání klasifikace údolních sítí založené na morfometrických charakteristikách s klasifikací založenou na vizuální podobě;
7. krok - konfrontace vlastních výsledků s literaturou.

Zájmové území: Vybrané údolní sítě v povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině

Datové zdroje: informační zdroje, vlastní data odvozená z digitálních podkladů a volně dostupných družicových snímků.

Datum zadání:

Michal Kusák

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

## **Abstrakt – Morfologické charakteristiky údolní sítě povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině**

Povodí Modrého Nilu je území s pestrým geologickým vývojem, např.: opakovaná transgrese a regrese moře, terciérně-kvartérní vulkanismus, blízkost riftového systému, či výzdvih území (v posledních 29 mil. letech), který způsobil zařiznutí vodních toků do svého podloží a tvorbu hlubokých roklí (Kazmin, 1975; Pik et al., 2003; Beyne, Abdelsalam, 2005, 2006; Gani et al., 2007; Gani et al., 2009; Wolela, 2010).

Tato práce se zabývá klasifikací a morfometrickými vlastnostmi údolních sítí Modrého Nilu v Etiopské vysočině.

V zájmovém území převládaly dendritické a mřížkovité údolní sítě. Mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě převládaly ve východní části zájmového území, tj. v horní části povodí, dendritické údolní sítě převládaly v západní části studovaného území, tj. v dolní části povodí. Paralelní sítě se vyskytovaly na hranici studovaného území, tj. na rozvodných hřbetech, či na svazích kenozoických štítových sopek. Prstencové údolní sítě se v povodí Modrého Nilu nevyskytovaly.

Údolní sítě byly charakterizovány kvantifikačními charakteristikami, které vychází z topografických a geometrických vlastností údolních sítí: 1) absolutní řádovost údolních sítí; 2) bifurkační poměr údolí různých řádů; 3) průměrná délky údolí různých řádů; 4) poměr průměrných délek údolí různých řádů; 5) fraktálová dimenze údolí různých řádů; 6) celková délka údolí různých řádů; 7) poměr celkové délky údolí různých řádů; 8) relativní fraktálová dimenze údolí různých řádů; 9) velikosti úhlů mezi údolními; 10) hustota údolních sítí; a 11) homogenita údolí různých řádů.

Morfometrická analýza (založená na srovnání morfometrických vlastností) údolních sítí v povodí Modrého Nilu odlišila mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě od paralelních a radiálních sítí.

Tento projekt je podporován Grantovou Agenturou České Republiky GAČR P209/12/J068.

### **Klíčová slova: údolní sítě, morfometrie, Modrý Nil, Etiopská vysočina**

The Blue Nile basin has diverse geological history, eg. repeated sea transgression and regression, Tertiary and Quaternary vulcanism, extensional faults in rift system, or area uplift (in the last 29 million years), which caused cutting of the rivers to their subsoil and creating deep gorges (Kazmin, 1975; Pik et al., 2003; Beyne, Abdelsalam, 2005, 2006; Gani et al., 2007; Gani et al., 2009; Wolela, 2010).

This paper deals with classification and morphometric features of the Blue Nile valley nets in the Ethiopian highlands.

Dendritic and trellis valley nets predominated in the Blue Nile basin. Trellis and rectangular valley nets predominated in the eastern part of the studied area, i.e. the upper part of the drainage area, and dendritic valley nets predominated in the western part of the studied area, i.e. the lower part of the drainage area. Parallel valley nets were located on the border of the studied area, i.e. the watershed or on the slopes of Cenozoic shield volcanoes. Annular valley nets did not occur in the Blue Nile basin.

Valley nets were characterized by specific topologic and geometric features: 1) the Gravelius order system; 2) the bifurcation ratio of various order valleys, 3) the average length of various order valleys, 4) the average length-order ratio of various order valleys, 5) the fractal dimension of various order valleys, 6) the total length of various order valleys, 7) the total length-order ratio of various order valleys, 8) the relative fractal dimension of various order valleys, 9) the angle between the valleys, 10) the valley nets' density, and 11) the homogeneity of various order valleys.

The morphometric analysis (based on comparison of morphometric features) of valley nets in the Blue Nile basin differentiated the trellis and rectangular valley nets from the parallel and radial valley nets.

This project is supported by the Grant Agency of the Czech Republic GAČR P209/12/J068.

### **Key words: valley nets, morphometry, Blue Nile, Ethiopian highlands**

# OBSAH

<b>Abstrakt</b>	<b>5</b>
<b>1. Úvod a stanovení cílů</b>	<b>10</b>
<b>2. Stručná charakteristika studovaného území</b>	<b>12</b>
2.1. Vymezení zájmového území	12
2.2. Stručná fyzicko-geografická charakteristika studovaného území	13
2.3. Geologická stavba a geologický vývoj zájmového území	16
2.4. Vulkanismus v zájmovém území	19
2.5. Tektonika zájmového území	19
<b>3. Fraktály v geomorfologii</b>	<b>22</b>
3.1. Fraktál (Fractal)	22
3.2. Soběpodobné, soběpříbuzné a náhodné fraktály	23
3.3. Přírodní tvary s fraktálovou podstatou	24
3.4. Volba měřítka pro studium tvarů s fraktálovou podstatou	25
<b>4. Údolní síť</b>	<b>27</b>
4.1. Definice údolí	27
4.2. Definice údolní sítě	28
4.3. Tvary údolních sítí	29
4.4. Kvantifikátory popisující údolní síť	31
4.4.1. Řádovost údolních sítí	31
4.4.2. Hustota údolních sítí	33
4.4.3. Bifurkační poměr údolních sítí, poměr délek údolí, úhly mezi údolími v síti a homogenita údolních sítí	34
4.4.4. Fraktálová dimenze údolních sítí	34
<b>5. Metody</b>	<b>36</b>
5.1. Tvar a řádovost údolních sítí v povodí Modrého Nilu	36
5.2. Volba měřítka pro analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu	38
5.3. Kvantifikátory údolních sítí	40
<b>6. Výsledky</b>	<b>43</b>
6.1. Údolní síť v povodí Modrého Nilu	43
6.2. Vztahy kvantifikačních charakteristik údolních sítí	45
6.3. Tvary údolních sítí v terciární, sekundární a primární síti čtverců	46
6.4. Diskriminace tvarů údolních sítí	49
6.5. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí vzhledem k rostoucímu řádu údolí	55
6.6. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí vzhledem ke zmenšení území	57

<b>77.</b>	<b>Diskuze</b>	<b>60</b>
	7.1. Tvary údolních sítí v pohodí Modrého Nilu	60
	7.2. Vhodnost kvantifikačních charakteristik údolních sítí k odlišení tvarů údolních sítí	61
	7.3. Vliv reliéfu na hodnoty kvantifikátorů různých tvarů údolních sítí v povodí Modrého Nilu	62
	7.4. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem k rostoucímu řádu údolí	64
	7.5. Proměnlivost tvarů údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem ke čtvercům hodnotící sítě	65
	7.6. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem ke zmenšení čtvercům hodnotící sítě	68
<b>8.</b>	<b>Závěr</b>	<b>70</b>
<b>9.</b>	<b>Zdroje</b>	<b>73</b>
	9.1. Literatura	73
	9.2. Online zdroje	78

## SEZNAM OBRÁZKŮ

<b>Obr. 1:</b>	Zájmové území povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině.	12
<b>Obr. 2:</b>	Rozložení srážek a teplot během roku dle Klimadiagramme Weltweit (2011).	14
<b>Obr. 3:</b>	Rozdělení toku Modrého Nilu v zájmovém území dle Ganiho et al. (2009). a jeho spirálovitý tvar dle Ganiho a Abdelsalama (2006).	15
<b>Obr. 4:</b>	Geologická mapa Etiopie dle Kazmina (1975).	16
<b>Obr. 5:</b>	Geologická mapa Etiopie dle Geological survey of Ethiopia (1973).	17
<b>Obr. 6:</b>	Generalizovaná statigrafická tabulka povodí Modrého Nilu.	18
<b>Obr. 7:</b>	Řádovost údolních sítí.	32
<b>Obr. 8:</b>	Části listu měřené při zjišťování hustoty listové žilnatiny dle Uhla a Mosbruggera (1998).	33
<b>Obr. 9:</b>	Digitální model údolních sítí.	37
<b>Obr. 10:</b>	Četnost údolí v povodí Modrého Nilu v různých intervalech délky.	38
<b>Obr. 11:</b>	Čtvercové sítě v povodí Modrého Nilu vypočtené na základě fraktálního buněčného modelu dle Bi et al. (2012)	39
<b>Obr. 12:</b>	Absolutní řádovost údolních sítí povodí Modrého Nilu.	43
<b>Obr. 13:</b>	Četnost, průměrná délka a celková délka údolí různých řádů.	44
<b>Obr. 14:</b>	Tvary údolních sítí.	47
<b>Obr. 15:</b>	Průměry kanonických proměnných absolutních a nezávislých charakteristik.	51
<b>Obr. 16:</b>	Bodový graf rozptylu kanonických skóre absolutních a nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro všechny tvary údolních sítí.	52

<b>Obr. 17:</b> Průměry kanonických proměnných relativizovaných a nezávislých charakteristik.	54
<b>Obr. 18:</b> Bodový graf rozptylu kanonických skóre relativizovaných a nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro všechny tvary údolních sítí.	55
<b>Obr. 19:</b> Srovnání tvarů údolních sítí v primární síti čtverců a geologické mapy Etiopie dle Geological survey of Ethiopia	61
<b>Obr. 20:</b> Schématické tvary údolních sítí	64
<b>Obr. 21:</b> Příklad změny dendritických údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítích	66
<b>Obr. 22:</b> Příklad změny mřížkovitých a pravoúhlých údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítích	67
<b>Obr. 23:</b> Příklad změny radiálních údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítích	67
<b>Obr. 24:</b> Reálné tvary údolních sítí	68

## SEZNAM TABULEK

<b>Tab. 1:</b> Dílčí fáze sedimentárního období dle Ganiho et al. (2009) a Wolela (2010).	18
<b>Tab. 2:</b> Dílčí fáze postsedimentárního období dle Ganiho et al. (2009).	19
<b>Tab. 3:</b> Fáze tektonického výzdvihu Etiopské vysočiny a zařezávání vodních toků dle McDougalla et al. (1975 in Gani et al., 2007).	20
<b>Tab. 4:</b> Orientace a délky puklin v geologických vrstvách v zájmovém území dle Ganiho et al. (2009).	21
<b>Tab. 5:</b> Definice pojmů fraktální geometrie dle různých autorů.	22
<b>Tab. 6:</b> Využití fraktálních parametrů ve fyzickogeografických studiích dle De Coly, Lam (in Lam, De Cola, 2002c).	25
<b>Tab. 7:</b> Využití buněčných automatů v geomorfologii dle různých autorů (in Fonstad, 2006).	26
<b>Tab. 8:</b> Přehled definic údolí dle různých autorů (in Kusák, 2011).	27
<b>Tab. 9:</b> Přehled definic údolních sítí dle různých autorů (in Kusák, 2011).	29
<b>Tab. 10:</b> Přehled charakteristik tvarů půdorysu údolních sítí dle různých autorů (in Kusák, 2011).	30
<b>Tab. 11:</b> Četnost, průměrná délka a celková délka údolí různých řádů v povodí Modrého Nilu.	44
<b>Tab. 12.:</b> Počty tvarů údolních sítí v primární, sekundární a terciární síti čtverců.	46
<b>Tab. 13:</b> Nezávislé hodnoty kvantifikátorů.	49
<b>Tab. 14:</b> Standardizované koeficienty pro kanonické proměnné absolutních a nezávislých charakteristik.	49

<b>Tab. 15:</b> Standardizované koeficienty pro kanonické proměnné relativizovaných a nezávislých charakteristik.	53
<b>Tab. 16:</b> Změny hodnot nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí při změně velikosti čtverců [%].	59

## SEZNAM PŘÍLOH

<b>Příloha 1:</b> Korelace absolutních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro terciární síť čtverců.	79
<b>Příloha 2:</b> Korelace relativních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro terciární síť čtverců.	80
<b>Příloha 3:</b> Korelace absolutních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro sekundární síť čtverců.	81
<b>Příloha 4:</b> Korelace relativních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro sekundární síť čtverců.	82
<b>Příloha 5:</b> Korelace absolutních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro primární síť čtverců	83
<b>Příloha 6:</b> Korelace relativních a nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro primární síť čtverců.	84
<b>Příloha 7:</b> Absolutní hodnoty vybraných kvantifikát.	85
<b>Příloha 8:</b> Absolutní hodnoty vybraných kvantifikátorů.	86
<b>Příloha 9:</b> Relativizované hodnoty kvantifikátorů	87
<b>Příloha 10:</b> Počet údolí různých řádů.	88
<b>Příloha 11:</b> Bifurkační poměr údolí různých řádů.	89
<b>Příloha 12:</b> Průměrná délka údolí různých řádů.	90
<b>Příloha 13:</b> Poměr průměrných délek údolí různých řádů.	91
<b>Příloha 14:</b> Fraktálová dimenze údolí různých řádů.	92
<b>Příloha 15:</b> Celková délka údolí různých řádů.	93
<b>Příloha 16:</b> Poměr celkových délek údolí různých řádů.	94
<b>Příloha 17:</b> Relativní fraktálová dimenze údolí různých řádů.	95
<b>Příloha 18:</b> Změny absolutních hodnot vybraných kvantifikačních charakteristik při změně velikosti čtverců ve zvolených čtvercových sítích.	96
<b>Příloha 19:</b> Změny absolutních hodnot vybraných kvantifikačních charakteristik při změně velikosti čtverců ve zvolených čtvercových sítích.	97
<b>Příloha 20:</b> Změny relativizovaných hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí při změně velikosti čtverců ve sledovaných čtvercových sítích.	98

## 1. Úvod a stanovení cílů

Údolí a údolní sítě představují základní strukturu reliéfu a zároveň vytvářejí fundamentální „pattern“ krajiny, který se projevuje v dalších přírodovědných oborech studujících krajinu. Do sítí se nespojují jen údolí, ale lze je pozorovat u dalších prvků krajiny, např.: strukturní půdy (Washburn, 1979), vodní toky (Davis, 1889, 1899, 1906 in Goudie et al. 2004; Horton, 1945), žilnatina listů (Zalenski, 1904 in Uhl, Mosbrugger, 1999), dopravní komunikace (Kansky, 1963) atd.. Tvar údolní sítě a její hustota je výsledkem geomorfologického vývoje celé oblasti a odráží vliv litologicko-tektonického základu a eroze na formování reliéfu (Stoddart, 1997). Dle tvaru údolní sítě se rozlišuje šest základních tvarů údolních sítí (Howard, 1967 in Babar, 2005; Fairbridge, 1968; Demek, 1987; Babar, 2005; Huggett, 2007). Určení tvaru údolní sítě bylo dlouhou dobu založeno pouze na vizuálním odhadu bez uvažování významu měřítka, v němž je údolní síť hodnocena. Tvar údolních sítí je charakterizován kvantifikačními znaky popisujícími topologické a geometrické vlastnosti údolních sítí, které jsou dány vlastnostmi reliéfu (sensu Horton, 1945 in Babar, 2005; Netopil et al., 1984; Babar, 2005; Huggett, 2007), např.: 1) řádovost údolních sítí (udává počet řádů údolí v dané síti a počet údolí náležících danému řádu); 2) bifurkační poměr údolních sítí (udává míru větvení údolních sítí); 3) poměr délek údolí (umožňuje vzájemné srovnání průměrných délek údolí různých řádů); 4) hustota údolních sítí (vyjadřuje četnost výskytu údolí v určité oblasti). Obecně platí, že větší počet údolí různých řádů, větší bifurkační poměr a větší hustota je v oblastech: A) s nízkým sklonem reliéfu; B) se střídajícími se odolnými a méně odolnými horninami; C) s výskytem zlomů a puklin; D) s nepropustným podložím; a E) s vyšším množstvím srážek (Huggett 2007).

Údolní sítě jsou specifickými fraktály (Stuwe, 2007) a jsou charakteristické hierarchickým měřítkem (Bendix, 1994), které vyjadřuje jejich soběpříbuznost (Mandelbrot, 1967 in Turcotte, 2007b; Stuwe, 2007) a soběpodobnost (Mandelbrot, 1982; Voss in Peitgen, Saupe, 1988). Určení tvaru údolní sítě prostřednictvím kvantifikačních znaků není vzhledem k její fraktálové podstatě (tzv. měřítková nezávislost) zcela triviální. Touto problematikou se ve svých pracích zabývají především Tarbotton (1996) a Turcotte (1997, 2007a, 2007b). Je známo, že se hodnota fraktálové dimenze údolních sítí i hodnoty ostatních kvantifikačních znaků mění v důsledku odlišných podmínek zkoumaných území, ale i v důsledku změny měřítka (sensu Burrough, 1981; Sung, 1998; Baas, 2002; Mandelbrot, 2003; Sung, Chen, 2004; Turcotte, 1997, 2007a, 2007b; Bi et al., 2012).

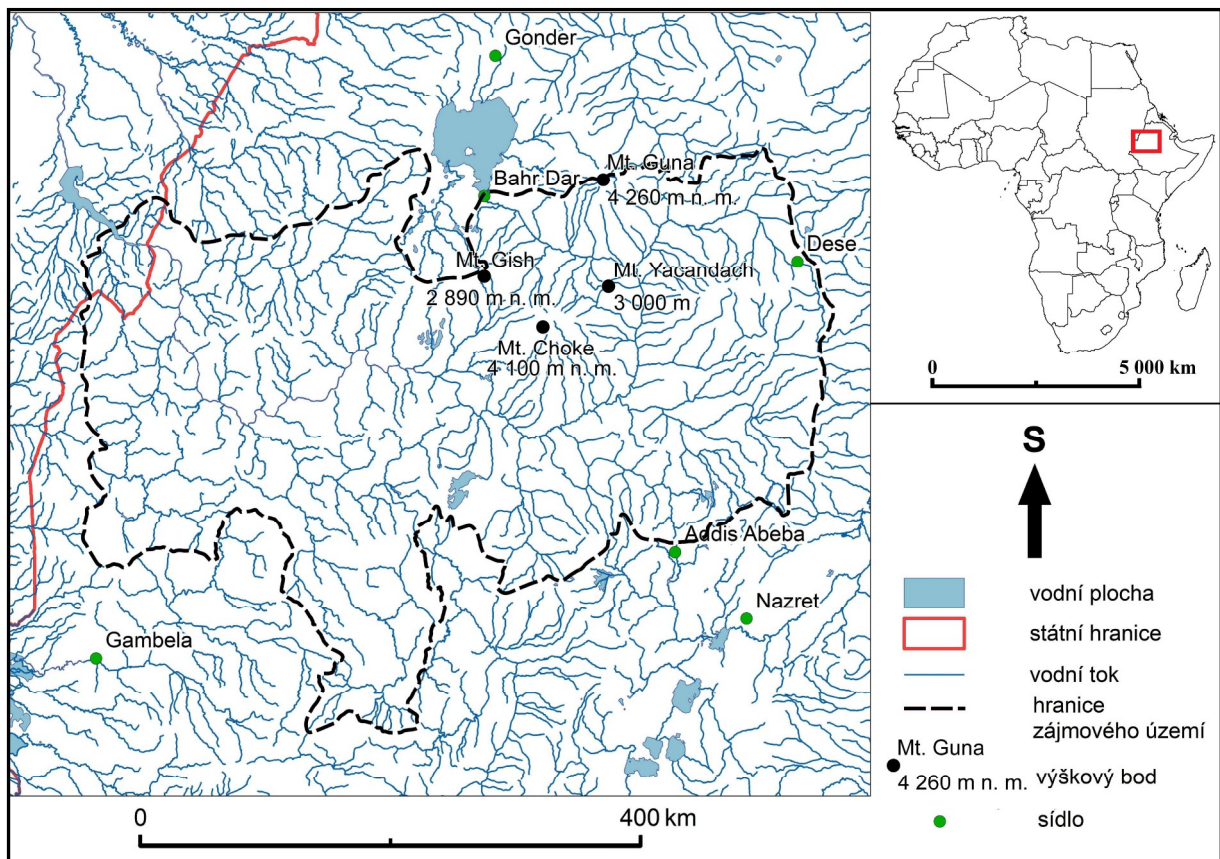
Povodí Modrého Nilu se nachází v blízkosti rozhraní tří litosférických desek: Euroasijské, Arabské a Africké (Beyene, Abdelsalam, 2005). Jedná se o území s pestrým geologickým vývojem, např.: opakovaná transgrese a regrese moře, výzdvih území, terciérně-kvartérní vulkanismus, blízkost riftového systému. Z jezera Tana vytéká Modrý Nil, jenž v zájmovém území tvoří spirálovitý tvar (Gani, Abdelsalam, 2006). Modrý Nil je hlavním zdrojem vody a transportovaného materiálu pro řeku Nil (Pik et al., 2003). Vlivem, výzdvihu Etiopské vysočiny v posledních 29 mil. let došlo k zařiznutí vodních toků do svého podloží a k tvorbě hlubokých roklí a soutěskovitých údolí (Gani et al., 2007).

Cílem této práce je definovat základní morfologické typy údolních sítí v části povodí Modrého Nilu na území Etiopské vysočiny. Dílčími cíly jsou: 1) vytvořit digitální model údolních sítí na základě dostupných podkladových dat; 2) využít postupů popsaných v literatuře a postupů testovaných v bakalářské práci a pomocí nich určit morfometrické charakteristiky popisující údolní síť; 3) zjištění vazeb (závislostí) mezi jednotlivými morfometrickými charakteristikami popisujícími údolní síť. Posledním dílčím cílem je porovnání klasifikace údolních sítí v povodí Modrého Nilu založené na vizuální podobě a klasifikace založené na morfometrických charakteristikách.

## 2. Stručná charakteristika studovaného území

### 2.1. Vymezení zájmového území

Studované území se nachází na Africkém kontinentu v povodí Modrého Nilu (Obr. 1). Jedná se horní úsek povodí od místa, kde Modrý Nil vytéká z jezera Tana, po začátek vodní nádrže Roseires ležící v Súdánu v blízkosti hranic s Etiopií. Zájmové území se nachází v SZ části Etiopské náhorní plošiny a má plochu 175 393 km<sup>2</sup>. Studované území je ohraničeno orografickou rozvodnicí řeky Modrého Nilu. Na V a JV je území ohraničeno tektonickým srázem hlavního etiopského riftu, tzv. Etiopský sráz (orientace S – J, výška až 1 000 m) (Beyne, Abdelsalam, 2005), na S lineamentem Axum-adigrat a na J lineamentem Ambo (Gani et al., 2009). Nejvyšším vrcholem je štítová sopka Mt. Guna (4 290 m n. m.).



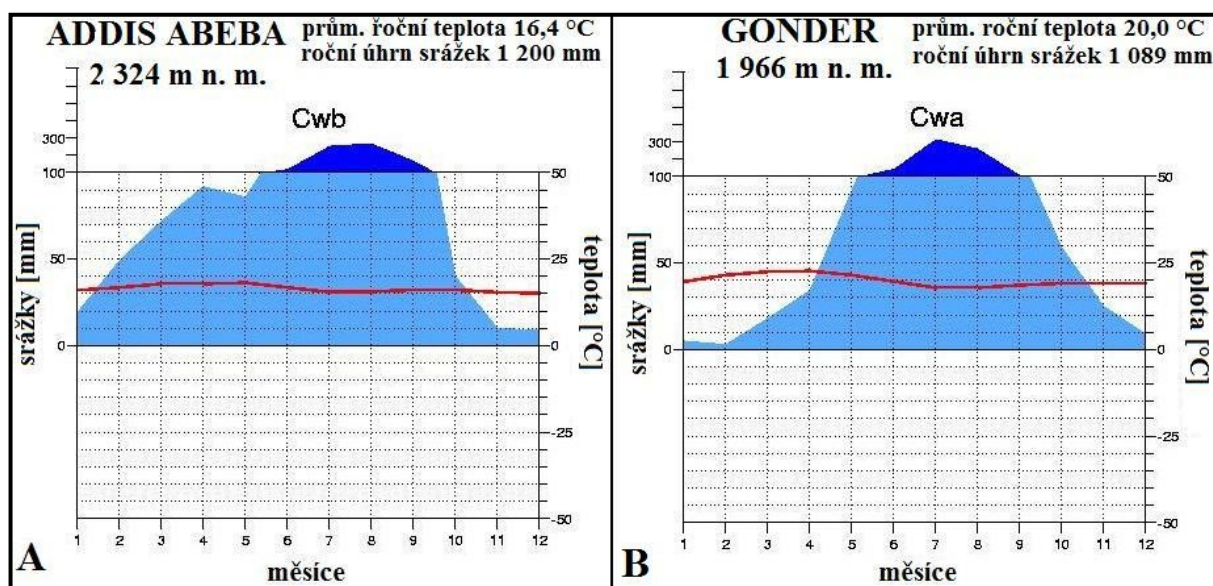
Obr. 1: Zájmové území povodí Modrého Nilu v Etiopské vysočině.

## 2.2. Stručná fyzicko-geografická charakteristika studovaného území

Afrika je jediným kontinentem, kde nejsou nejvyšší polohy vázány na oblasti vrásových příkrovů, ale na tektonicky vyzdvižené části starého povrchu s neovulkanity. Dle Černíka a Sekyry (1969) pokrývá 6/7 povrchu Etiopie hornatina vyšší než 1 800 m n. m.. Etiopská plošina je charakteristická vysoce položenými plošinami (prům. výška 2 500 m n. m.) s nejvyšší horou Ras Dashen (4 533 m n. m.) v pohoří Simen (SV od jezera Tana) (Gani et al., 2007). Náhorní plošina se postupně svažuje směrem k západu, k súdánské hranici.

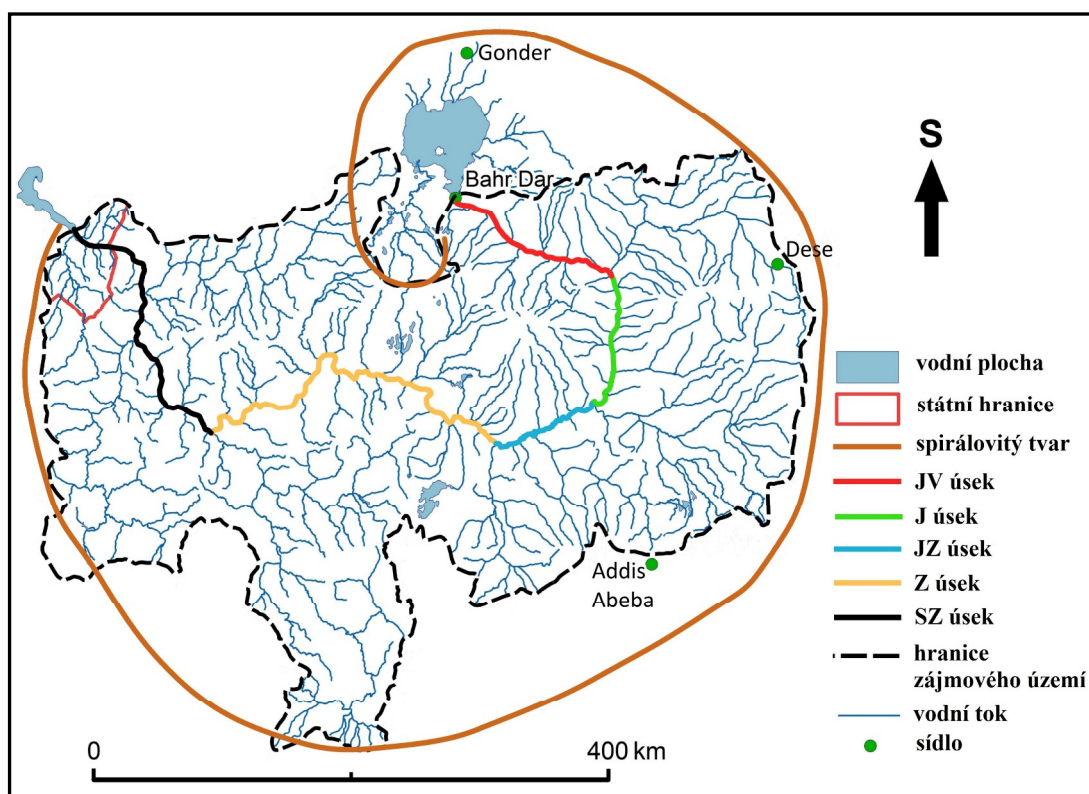
V centru Etiopské vysočiny se nachází tektonická deprese, která je z části vyplněna jezerem Tana, největším etiopským jezerem (1 794 m n. m., plocha 3 630 km<sup>2</sup>). Do jezera Tana ústí několik vodních toků, z nichž hlavním zdrojem vody je řeka Litte Abay (pramen ve 2 890 m n. m.) (Gani, Abdelsalam, 2006). Zbylá jezera jsou v Etiopii soustředěna v Etiopském příkopu (1 200 – 1 600 m n. m.) či v kalderách vyhaslých sopek. Vlivem přehrazení kvartérními lávovými proudy vytéká z jezera Tana jediná řeka, Modrý Nil. Nil odvádí vodu ze 40 % území Etiopie, z čehož vody Modrého Nilu tvoří 70 %, resp. 84 % (Shukri, 1949 in Pik et al., 2003; resp. Šlégl et al., 2005). Horní tok Modrého Nilu je v zájmovém území nazýván řekou Abay (Gani, Abdelsalam, 2006).

Vlivem sezónních srážek se v Modrém Nilu mění během roku množství vody, kdy malé deště přicházejí v období březen–květen a hlavní deště přicházejí v období červenec–září (80 % ročních srážek) (Obr. 2; Klimadiagramme Weltweit, 2011). Dle Conwaye (2000 in Pik et al., 2003) činí roční úhrn srážek v Etiopské vysočině 18 000 mm a v Afarské depresi méně než 700 mm, což svědčí o klimatickém oddělení Etiopské vysočiny. Vysoké srážky v Etiopské vysočině vedou k rychlé erozi (Pik et al., 2003). Klimatické podmínky Etiopské vysočiny ovlivňuje nadmořský výška. Průměrná roční teplota Etiopské vysočiny je 20°C (Obr. 2).



**Obr. 2:** Rozložení srážek a teplot během roku dle Klimadiagramme Weltweit (2011); pozn.: A – Addis Abeba; B – Gonder.

Tok Modrého Nilu tvoří v zájmovém území půlkruhovou smyčku s průměrem 150 km, tzv. ohyb Modrého Nilu (Blue Nile Bend), kolem terciérně–kvartérních štítových sopek Mt. Choke, Mt. Yacandach a Mt. Gish (Gani et al., 2009). Dle Ganiho et al. (2009) lze v zájmovém území rozdělit tok Modrého Nilu na JV úsek, J úsek, JZ, úsek, Z úsek a SZ úsek (Obr. 3). Vznik štítových sopek způsobil překládání koryt říční sítě a způsobil její spirálovitý tvar (Obr. 3) (Gani, Abdelsalam, 2006). Vlivem výzdvihu zájmového území došlo k zařezávání vodního toku do podloží. V jednotlivých úsecích vodního toku lze studovat vrstvy geologického podloží, např. v 1 600 m hluboké rokli „Gorge of the Nile“ v J úseku Modrého Nilu (Gani, Abdelsalam, 2006; Gani et al., 2007; Gani et al., 2009). Tok Modrého Nilu v zájmovém území protéká členitým a nepřístupným terénem. Hluboká soutěskovitá údolí s terasovitými stěnami zvýrazňují rozdělení etiopské plošiny na horninové bloky, oddělují pohoří i jednotlivé hory. Hory v severní Etiopii mají často podobu stolových hor, tzv. amby, jejichž vrcholy tvoří odolnější vulkanické horniny (trappové) (Černík, Sekyra, 1969). Pestrost geologického podloží v kombinaci se zahlubováním vodních toků vedla ke vzniku vodopádů, např. Tis Isat (Kouř ohně, výška stěny 43 m) v JV úseku Modrého Nilu. Dle Molnara a Englanda (1990 in Gani et al., 2007) není zájmové území vlivem své polohy v blízkosti rovníku ovlivněno ledovcovou erozí kenozoických ani pleistocénních ledových cyklů. Dle Nelsona (1940 in Černík, Sekyra, 1969) se zde v pleistocénu vyskytovaly horské ledovce, které zasahovaly do výšky 2 600 m n. m..



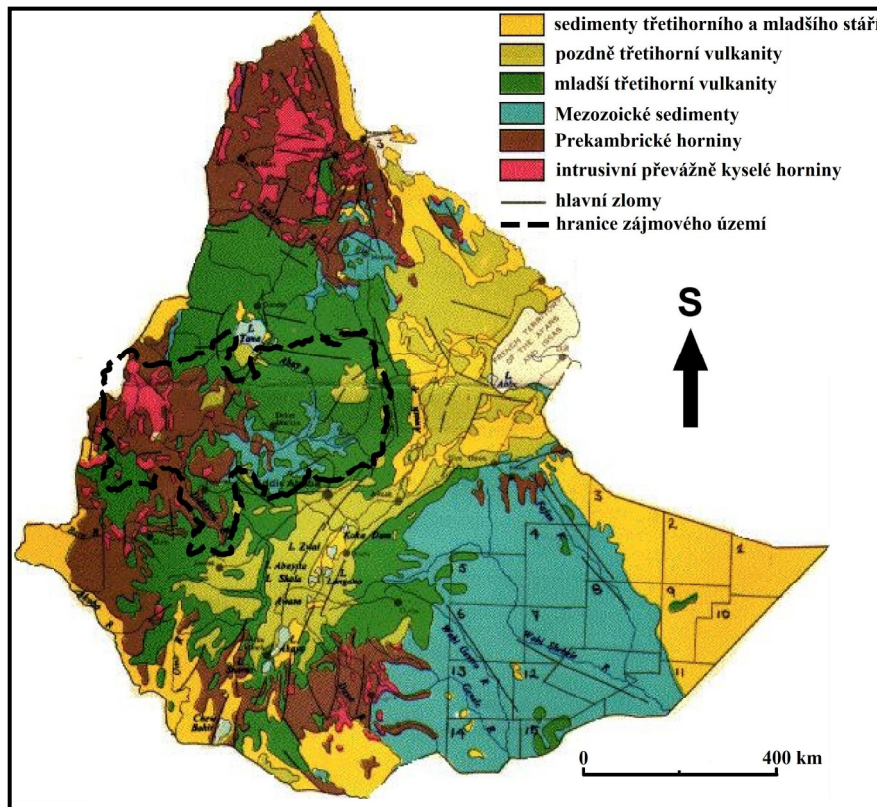
**Obr. 3:** Rozdělení toku Modrého Nilu v zájmovém území dle Ganiho et al. (2009) a jeho spirálovitý tvar dle Ganiho a Abdelsalama (2006).

Odlesnění hor výrazně zvýšilo rychlost půdní eroze a rychlost odnosu materiálu řekami. Dle Shukri (1949 in Pik et al., 2003) má 95 % materiálu transportovaného řekou Nil původ v Modrém Nilu. Dle Africa Soil Science Society (2012) se v Etiopské vysočině nacházejí: 1) nitosoly a andosoly, tj. tmavé vulkanické půdy vznikající z mladých vulkanických pyroklastik, s vysokým obsahem živin a s nízkou objemovou hmotností; 2) vertisoly, tj. těžké půdy, které dokáží absorbovat velké množství vody (bobtnají) a při vysychání popraskají (smršťují se), tzv. vertisol efekt; 3) kambisoli a luvisoli, vznikající z přemístěných hornin a substrátů, silně zvětralé, obohacené o jíl a s nízkou schopností vázat živiny; a 4) lithosoly, tj. mělké půdy, které vznikají na strmých svazích.

Flóra a Fauna je velmi rozmanitá. Dle Černíka a Sekyry (1969) je hranice lesa v Etiopské vysočině ve výšce 3 000 m n. m.. Růst počtu obyvatel vedl ke snížení stavu divoké zvěře a ke zmenšení jejího životního prostoru. V souvislosti s ochranou přírody jsou v Etiopii zakládány národní parky, např. park Simien (plocha 179 km<sup>2</sup>) zapsaný do UNESCO.

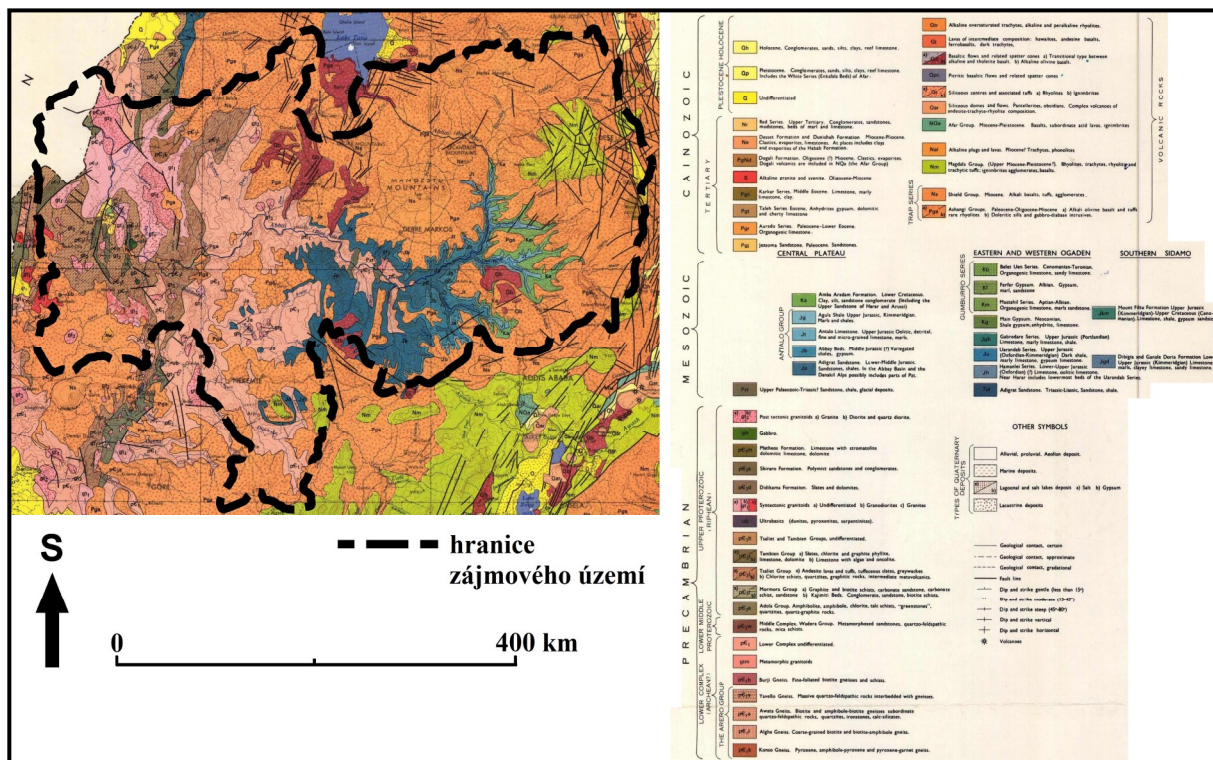
### 2.3. Geologická stavba a geologický vývoj zájmového území

Dle Geologické mapy Etiopie (Obr. 4; Kazmin, 1975) a dle podrobnější Geologické mapy Etiopie (Obr. 5; Geological survey of Ethiopia, 1973) se v jižní části jezera Tana nacházejí pozdně třetihorní vulkanity. V JV a J části Modrého Nilu se nacházejí mladší třetihorní vulkanity, např.: alkalické čediče, tufy či vzácné ryolity. J části Modrého Nilu se nacházejí vrstvy ze střední jury, např.: různé druhy břidlic a sádrovec.



Obr. 4: Geologická mapa Etiopie dle Kazmina (1975).

V JZ a Z části Modrého Nilu se nacházejí mezozoické sedimenty (např.: pískovce) které postupně přecházejí v prekambrické horniny a v nerozlišené horninové komplexy. V SZ části Modrého Nilu se nachází intrusivní převážně kyselé horniny (granitoidy).



Obr. 5: Geologická mapa Etiopie dle Geological survey of Ethiopia (1973).

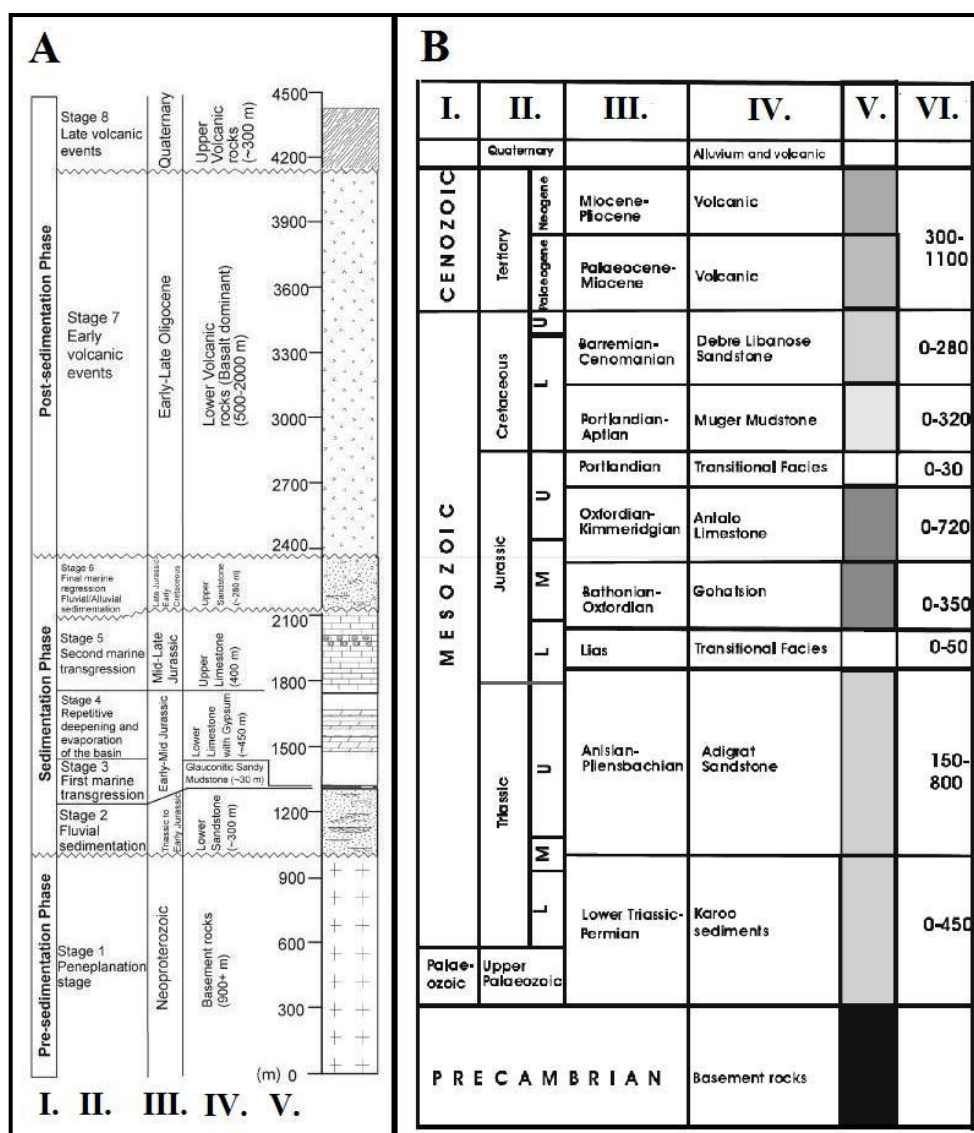
Gani et al., (2009) rozlišují v geologickém vývoji povodí Mordého Nilu fáze předsedimentační, sedimentační a postsedimentační. V předsedimentační fázi (před 600 – 250 miliony let) vznikalo krystalické podloží, které je tvořeno převážně krystalinikem (Obr. 6). Ayalew et al. (1990 in Gani et al., 2009) na základě geochronologických studií upřesňují, že pocházejí z neoproterozoika (850 – 550 milionů let), Černík a Sekyra (1969) je řadí do prahorního krystalinika, tzv. africidy. Jedná se o různě metamorfované břidlice, ruly, migmatity a magmatické plutonity. Kazmin (1975 in Wolela, 2010) uvádí také křemence, granity, diority, metasedimenty a metavulkanity. Misař (1987) zde popisuje slabě až středně metamorfované krystalické horniny, např. grafitické ruly, biotitické ruly, ortoruly či kvarcity. Krystalické podloží je překryto mladšími sedimentačními vrstvami a vulkanickým materiálem.

Sedimentační fáze probíhala před 250 – 60 miliony let, tedy od triasu až po počátek křídý, a dělí se na pět dílčích fází (Tab. 1; Obr. 6; Gani et al., 2009; Wolela, 2010). Na počátku sedimentační fáze probíhala fluvialní sedimentace, která byla následně přerušena mořskou transgresí. Střídání sedimentačních vrstev dokládá opakovanou mořskou transgresi a regresy. Během mělkomořské sedimentace docházelo ke vzniku pískovců a jílovců, při větším zaplavení se ukládaly převážně vápence a sádrovce. Konečný ústup moře byl způsoben výzdvihem pevniny (Gani et al., 2009). Sedimentační vrstvy mají v zájmovém

území celkovou mocnost 1 470 – 1 950 m (průměrně 1 600 m) a jsou překryty mladšími vulkanickými materiály. Na povrch vystupují v místech, kde byly mladší vrstvy odstraněny erozí.

**Tab. 1:** Dílčí fáze sedimentárního období dle Ganiho et al. (2009) a Wolela (2010).

Dílčí fáze	Typ sedimentace	Typ horniny	Mocnost [m]
1. fáze	Fluviální sedimentace	pískovce	300
2. fáze	Mělkomořská sedimentace	jílovce	30
3. fáze	Sedimentace ve větších hloubkách	vápence, sádrovce	450 - 720
4. fáze	Sedimentace ve větších hloubkách	vápence	400
5. fáze	Mělkomořská sedimentace	pískovce	200 - 500



**Obr. 6:** Generalizovaná stratigrafická tabulka povodí Modrého Nilu: **A)** dle Gani et al. (2009). Pozn.: I. – vymezená období; II. – vymezená podobdobí; III. – časové vymezení; IV. – horninová skladba; a V. – mocnost horninových vrstev [m]; **B)** dle Wolela (2010). Pozn.: I. – éry, II. – útvary, III. – epochy, IV. – formace, V. – litologie, VI. – mocnost vrstev [m].

## 2.4. Vulkanismus v zájmovém území

Gani et al. (2009) řadí vulkanickou aktivitu do postsedimentační fáze (před 60 miliony let – současnost). Hofmann et al. (1997 in Gani et al., 2009), Coulié et al. (2003) a Pik et al., (2003) popisují vulkanismus jako důsledek vývoje Rudého moře a sopečné aktivity Afarských plášťových chocholů: v SZ části Etiopské vysočiny před 34 – 30 miliony let; v JZ části Etiopské vysočiny před 30 – 21 miliony let. Dle Courtillota et al. (1996 in Coulié et al., 2003) činil celkový objem vulkanických hornin v oblasti Etiopské vysočiny 1 – 1,5 milionu km<sup>3</sup> a překryl krystalické podloží (břidlice, ruly, migmatiti) i starší vrstvy sedimentárních hornin (pískovce, vápence). Vlivem eroze se v současné době nahází v Etiopské vysočině pouze okolo 1/3 původního objemu vulkanických hornin na ploše 600 000 km<sup>2</sup> (Baker et al., 1972 in Coulié et al., 2003). Celková mocnost vrstev vulkanických hornin dosahuje: A) dle Couliého et al., (2003) až 3 000 m; B) dle Ganiho a Abdelsala (2006) okolo 2 000 m; a dle Hofmanna et al. (1997 in Pik et al., 2003) pouze 500 – 2 000 m. Gani et al., (2009) vymezují v post sedimentačním období dvě podobdobí (Obr. 6; Tab. 2).

**Tab. 2:** Dílčí fáze postsedimentárního období dle Ganiho et al. (2009).

Vymezená podobdobí	Období	Geolog. vrstvy a horniny	Projevy vulkanismu
Starší vulkanické horniny	oligocén	Čediče (sloupcovitá struktura), ryolity, trachyty, znělce, vrstvy pyroklastik	Vznik izolovaných štítových sopek Mt. Choke (stáří 22 mil. let), Gugurftu (stáří 22 mil. let) a Mt. Guna (stáří 10,7 mil. let).
Mladší vulkanické horniny	kvartér	Čediče (bez sloupcovité struktury), vrstvy pyroklastik a pálených hlín	Výlevy lávových proudů v J části jezera Tana

V současnosti se vulkanická činnost v Etiopii projevuje četnými horkými prameny, např. v Awašském národním parku. V Denakilské proláklíně (116 m pod úrovní hladiny Rudého moře) se nachází plochý vulkán Erta Ale (prům. desítky m, výška 6 m) v jehož kalderovém kráteru se nacházejí dvě lávová jezírka.

## 2.5. Tektonika zájmového území

V makrotektonickém měřítku se povodí Modrého Nilu nachází v blízkosti rozhraní tří litosférických desek: Euroasijské, Arabské a Africké. Ve větším měřítku leží zájmové území na rozhraní Nubijské, Somálské a Arabské desky. Beyene a Abdelsalam (2005) při studiu Afarské deprese vymezují litosférické subdesky (prům. plocha 1 000 km<sup>2</sup>) a jednotlivé bloky (prům. plocha 100 km<sup>2</sup>). Afro-arabský riftový systém je tvořen dvěma větvemi: 1) Západním riftovým údolím (Western Rift Valley); a 2) Velkou příkopovou propadlinou (Eastern Rift

Valley / Great Rift Halley), která se skládá z údolí řeky Jordán, Mrtvého moře, Rudého moře, Afarské deprese a dále pokračuje přes území Kěni do Tanzanie (Girdler, 1991 in Horowitz, 2001).

V současnosti se rozhraní vápenců a pískovců nachází ve 2 200 m nad mořem, což svědčí o výzdvihu zájmového území. Hlavní zdvih Etiopské plošiny začal před 30 miliony let díky vulkanismu v oblasti Afarských plášťových chocholů, která byla od eocénu vyzdvižena o 1 000 m (Beyne, Abdelsalam, 2005). Výzdvih oblasti Afarských plášťových chocholů způsobil vznik Afarské deprese (stáří 24 mil. let) (Gani, Abdelsalam, 2006). McDougall et al. (1975 in Gani et al., 2007) dělí výzdvih Etiopské vysočiny v období 29 mil. let – současnost dle rychlosti výzdvihu do tří fází (Tab. 3).

**Tab. 3:** Fáze tektonického výzdvihu Etiopské vysočiny a zařezávání vodních toků dle McDougalla et al. (1975 in Gani et al., 2007).

Fáze	Čas [mil. let]	Rychlost výzdvihu Etiopské vysočiny [mm/rok]	Rychlost zařezávání vodních toků [mm/rok]
1. Fáze	29 – 10	0,1	0,053 – 0,08
2. Fáze	10 – 6	0,1	0,12
3. Fáze	6 – současnost	0,5 – 1	0,12 – 0,32

Gani et al. (2007) při stanovování celkového výzdvihu oblasti započítávají: 1) hustotu jednotlivých hornin (např.: čedič  $2\,800\text{ kg/m}^3$ ), která se vlivem tlaku nadložních vrstev zvyšuje, 2) objem hornin, který se vlivem rostoucí hustoty zmenšuje; 3) mocnost jednotlivých vrstev, která kumuluje objemové změny hornin; a 4) vliv eroze na odnos hornin z podloží (odhadují odnos  $93\,200\text{ km}^3$  materiálu), jenž izostaticky zvyšuje rychlost zdvihu krajiny. Dle Ganiho et al. (2007) způsobily 1), 2) a 3) pokles oblasti o 0,85 km a 4) způsobil izostatický výzdvih oblasti o 0,3 km.

Před 20 miliony let se začal oddělovat Danakilský blok od Nubijské desky (Lahitte, 2003 in Gani et al., 2007). Jižní a centrální část Etiopského riftu se začala rozevírat před 15 – 18 miliony let; severní část se začala rozevírat před 11 miliony let (Wolfenden et al., 2004 in Gani et al., 2007), kdy Kieffer et al. (2004) a Gani, Abdelsalam (2006) datují vznik štítové sopky Mt. Guna (stáří 10,7 mil. let). Afarská deprese a Etiopský rift rozdělili Etiopskou vysočinu na severozápadní a jihovýchodní (Černí, Sekyra, 1969; Gani et al., 2007; Wolela, 2010).

Výzdvih Etiopské vysočiny (29 mil. let – současnost), vznik Afarské deprese (stáří 24 mil. let), oddělení Danakilského bloku od Nubijské desky (před 20ti miliony let) a rozevírání Etiopského riftu (18 mi. let – současnost) způsobily vznik zlomů a puklin

v geologických vrstvách v povodí Modrého Nilu: od krystalinika (předsedimentační fáze) po mladší vulkanické horniny (kvartérní vulkanismus) (Tab. 4; Gani et al., 2009). Převládající směry zlomů a puklin jsou SV – JZ a SZ – JV.

**Tab. 4:** Orientace a délky puklin v geologických vrstvách v zájmovém území dle Ganiho et al. (2009).

<b>Geologická vrstva</b>		<b>Orientace puklin</b>	<b>Délka puklin [m]</b>
Krystalické horniny		SSV – JJZ; SV – JZ	0,05 – 5
Sedimentární vrstvy	1. fáze	SZ – JV; VSV – ZJZ	0,5 – 8
	2. fáze	-	-
	3. fáze	SZ – JV; SV – JZ	0,1 – 2
	4. fáze	SZ – JV; SV – J	0,05 – 400
	5. fáze	SZ – JV; S – J; SV – JZ	2 – 80
Starší vulkanické horniny		S – J a SV – JZ	0,1 – 50 (max. 400)
Mladší vulkanické horniny		SZ – JV a Z – V	-

### 3. Fraktály v geomorfologii

#### 3.1. Fraktál (Fractal)

V současné době neexistuje matematicky přesná definice fraktálů. Pojem fraktál (z lat. *Fractus* = rozkládat se) jako první použil B. B. Mandelbrot (1967 in Turcotte, 2007b) a definoval ho jako množinu, jejíž fraktálová dimenze je větší než dimenze topologická (Tab. 5). Rozdíl mezi fraktálovou dimenzí a dimenzí topologickou udává úroveň členitosti daného objektu, přičemž čím více se fraktálová dimenze liší od dimenze topologické, tím je objekt členitější (Mandelbrot, 1967 in Mandelbrot, 2003). Stuwe (2007) popisuje fraktály jako geometrické objekty s vlastnostmi soběpodobnosti a měřítkové nezávislosti (Tab. 5). Fraktály se dělí dle tvaru (Mandelbrot, 1967 in Bi et al., 2012) na soběpodobné (self-similarity), soběpříbuzné (self-affine) a náhodné (random fractal); a dle způsobu konstrukce (Tichý in Voráčková, 2012) na IFS fraktály (Internation Function System), polynomické fraktály (Polynomial Fractal), Juliovy množiny / algoritmus TEA (Time Escape Algoritmus), L-systémy (Lindenmayer system) a náhodné fraktály (Random fractals).

**Tab. 5:** Definice pojmů fraktální geometrie dle různých autorů.

<b>Autor</b>	<b>Definice</b>
<b>Topologická dimenze (Topological dimension), též Lebesguova pokrývací dimenze</b>	
Čech (1959); John (1978)	Topologická dimenze $n$ -rozměrného Eukleidova prostoru je $n$ . Jde o celočíselnou dimenzi, která popisuje geometrické objekty. Topologická dimenze bodu = 0, topologická dimenze přímky či křivky = 1, topologická dimenze plochy = 2. Topologická dimenze určuje minimální počet parametrů potřebných k přesnému určení polohy objektu v daném prostoru.
<b>Fraktálová dimenze (Fractal dimension), též Hausdorffova-Besicovicova dimenze</b>	
Hausdorff (1919, in Mandelbrot, 2003); Baas (2002); Mandelbrot (2003); Tichý (in Voráčková, 2012)	Fraktálová dimenze udává úroveň členitosti objektu pomocí neceločíselné dimenze. Vychází z Kochovy křivky (von Koch, 1904), která vzniká z opakovaného nahrazování prostřední třetiny úsečky (iniciátor <sup>1</sup> ) dvěma úsečkami délky $1/3$ původní úsečky (generátor <sup>2</sup> ). Tvar údolní sítě je tvořen liniemi vloženými do roviny, přičemž fraktálová dimenze popisuje, do jaké míry zaplní linie prostor v rovině, čili dosahuje hodnot v otevřeném intervalu (1; 2).
<b>Soběpodobnost (self-similarity)</b>	
Mandelbrot (2003); Stuwe (2007)	Objekt se skládá ze stále opakujícího se charakteristického tvaru. Geometrický objekt může být rozdělen do částí, kde každá z nich je (alespoň přibližně) kopie původního tvaru. Objekt má značně složitý tvar, který se dá popsat opakovaným použitím jednoduchých pravidel.
<b>Měřítková nezávislost (scale independence)</b>	
Tarbotton (1996); Baas (2002); Stuwe (2007)	Tvar objektu je definovatelný v jakémkoli rozlišení bez udání měřítka, tj. tvar zůstává při zvětšení či zmenšení stejný. Při znázornění říční sítě bez udání měřítka není rozeznatelný tok Amazonky od jiných vodních toků.

<sup>1</sup> Část tvaru, která je nahrazena generátorem (Horák, Krlín, Raidl, 2007).

<sup>2</sup> Tvar, který nahradí iniciátor (Horák, Krlín, Raidl, 2007).

Fraktální geometrie umožňuje komplexní popis různých simulovaných objektů. Simulované fraktální objekty ukázaly vizuální podobnosti s reálnými objekty. To vedlo k rozvoji teorií, že reálné objekty lze popsat fraktálními parametry. Došlo tak k propojení fraktální geometrie s ostatními přírodními vědami (De Cola, Lam in Lam, De Cola, 2002a, 2002c): např.: astronomie (tvary měsíčních kráterů, tvary galaxií), geologie (složení a mocnosti jednotlivých vrstev sedimentárních hornin), meteorologie (tvary a povrch mraků, turbulentní proudění, přenos teploty vzduchu a vodní páry), hydrologie (tvar říční sítě, povrch vodní hladiny), botanika (tvar větví stromů a kořenových systémů rostlin), anatomie (tvar cévních a nervových systémů, popis plicních sklípků), ekologie (plošné rozšíření a koncentrace znečištění), krajinná ekologie (popis krajinného pokryvu), kartografie (tvar pobřeží a břehové čáry jezer, studium problematiky generalizace map), atd.. Fraktální geometrie umožnila nové přístupy k měření a k analýzám, umožnila studium přírodních objektů v různých měřítkách a srovnání hodnot analýz z různých měřítek (Burrough in Lam, De Cola, 2002d).

### **3.2. Soběpodobné, soběpříbuzné a náhodné fraktály**

Jedná se o rozsáhlou skupinu fraktálů, která se používá zejména pro popis a zobrazení přírodních objektů. Turcotte (2007b) označuje soběpodobnost a měřítkovou nezávislost termínem invariance vůči změně měřítka (scale invariant). Matematická definice soběpodobnosti v dvojrozměrném prostoru vychází ze vztahu bodů  $F$  a  $F'$ , kdy  $F(x; y)$  je statisticky podobný<sup>3</sup> bodu  $F'(rx; ry)$ , a kde  $r$  je afinní transformace (změna měřítka, rotace, posun) (Turcotte, 2007a). Soběpodobné fraktály jsou izotropní, čili mají ve všech směrech stejné vlastnosti (Mandelbrot 1985 in Turcotte, 2007b) a hodnoty fraktálních parametrů nejsou závislé na orientaci os  $x$  a  $y$  (Rodríguez-Iturbe, Rinaldo, 2001). Soběpodobné údolní sítě mají tvar tzv. fraktálních stromů (fractal tree) (Horák, Krlín, Raidl, 2007). Pro konstrukci soběpodobného fraktálního stromu je třeba znát pouze poměr délek  $R_r$ , bifurkační poměr  $R_b$  a úhly mezi jednotlivými částmi fraktálního stromu. Fraktální stromy se používají např.: při studiu ukládání říčních sedimentů v deltách řek či ke studiu pohybu lávových proudů (Turcotte, 2007b). Matematická definice soběpříbuznosti v dvojrozměrném prostoru vychází ze vztahu bodů  $F$  a  $F'$ , kdy  $F(x; y)$  je statisticky podobný bodu  $F'(rx; r^{H_a}y)$ , a kde  $r$  je afinní transformace a  $H_a$  je Hausdorffova míra (Hausdorff measure) (Turcotte, 2007a). Hausdorffova míra je libovolné číslo v otevřeném intervalu  $(0; \infty)$  pro každou množinu  $R^n$ ,

---

<sup>3</sup> Dva body jsou statisticky podobné, pokud platí, že: 1) jejich vzdálenost není negativní; 2) vzdálenost  $XY$  je rovna vzdálenosti  $YX$ ; 3) vzdálenost  $AB+BC$  je rovna vzdálenosti  $AC$  (Horák, Krlín, Raidl, 2007).

kteřé má úlohu generátoru<sup>4</sup>, tj. utvářív celkový tvar fraktálního objektu. Soběpodobné fraktály nejsou izotropní (Mandelbrot 1985 in Turcotte, 2007b). Zatímco většina skupin fraktálů je tvořena symetrickými fraktály, u nepravidelných fraktálů (random fractal) je do algoritmu dodáván prvek *náhody* (De Cola, Lam in Lam, De Cola, 2002b). Soběpřibuzné fraktály, kde je Hausdorffova míra dána prvkem *náhody*, patří do skupiny náhodných fraktálů. U tvaru údolních a říčních sítí je prvek *náhody* dán např. vlivem klimatických změn či strukturním podložím.

Mandelbrot (1982) popsal říční sítě pomocí Hortonových (1945 in Strahler, 1957) a Strahlerových (1957) zákonů jako soběpodobné fraktály, Voss (in Peitgen, Saupe, 1988) měření upravil a určil říční sítě jako soběpřibuzné fraktály. Dle De Coli a Lam (in Lam, De Cola, 2002b) jsou říční sítě tvořeny jednoduchými pravidelnými tvary, tj. soběpodobné fraktály, i zcela náhodnými tvary, tj. náhodné fraktály. Turcotte et al. (1988 in Rodríguez-Iturbe, Rinaldo, 2001) první popsalí fraktální vlastnosti říčních systémů v různých měřítkách. Na základě geometrických vlastností různých říčních sítí sestavilí univerzální metody výpočtu fraktálních parametrů říčních sítí, které lze aplikovat na údolní sítě (viz Fraktálová dimenze údolních sítí).

### 3.3. Přírodní tvary s fraktálovou podstatou

Při měření délky pobřeží platí, že s podrobnějším měřítkem roste délka pobřeží (Mandelbrot, 2003), tzv. Richardsonův efekt (Zelinka, Včelař, Čandík, 2006). V matematickém smyslu se ve fraktálech opakuje geometrická struktura až do nekonečna, čili při nekonečně velkém měřítku by pobřeží dosahovalo nekonečné délky. U fraktálních tvarů reliéfu existuje určitá hranice, jež nelze překonat, tzv. *fyzikální hranice systému*. Např. dle Tichého (in Voráčková, 2012) je u fraktální struktury tvarů reliéfu poměr mezi největší a nejmenší částí objektu maximálně 500 : 1.

V geomorfologii se fraktální parametry využívají (Tab. 6): 1) při studiu tvarů a prostorového rozložení objektů různých velikostí (od mikroskopických až po makroskopické); 2) při popisu objektů složitých tvarů (např.: korálové útesy, údolní sítě, pohoří, jeskyně a dutiny, písčné duny); a 3) při studiu procesů a jejich plošného rozdělení (např.: eroze, chemické a mechanické zvětrávání).

---

<sup>4</sup> Tvar, který nahradí iniciátor (Horák, Krlín, Raidl, 2007).

**Tab. 6:** Využití fraktálních parametrů ve fyzickogeografických studiích dle De Coly, Lam (in Lam, De Cola, 2002c).

<b>Autor</b>	<b>Objekt studia</b>	<b>Autor</b>	<b>Objekt studia</b>
Goodchild, (1982)	Linie pobřeží	Bradbury, Reichelt (1983); Mark (1984)	Korálové útesy
Lam, Qiu (1992)	Rozložení ostrovů	Barenblatt et al. (1984)	Reliéf oceánského dna
Mark, Aronson (1984)	Povrch reliéfu	Rothrock, Thorndike (1980)	Struktura mořského ledu
Burrough (1983)	Rozmístění půd	Phillips (1986)	Eroze
Lovejoy, Mandelbrot (1985)	Povrch a tvar mraků	Goodchild (1980)	Generalizace map

### 3.4. Volba měřítka pro studium tvarů s fraktálnovou podstatou

Na začátku každého výzkumu reliéfu je nutné stanovit měřítko, ve kterém jsou dané tvary popisovány. Při zvětšení měřítka (zmenšení velikosti pixelu, zmenšení zájmového území) je na mapě zobrazeno větší množství tvarů, např.: kary, skalní sruby, skalní mísy, aj.. Takovéto tvary jsou na sobě nezávislé a mají nehierarchické měřítko (Bendix, 1994). Fraktální tvary reliéfu jsou měřítkově nezávislé (Stuwe, 2007). Tvar zůstává při zvětšení či zmenšení stejný (Baas, 2002; Farina, 2006), čili tvary v daném měřítku jsou ovlivněné celkem nadřazeného měřítka a naopak ovlivňují podcelek hierachicky nižšího měřítka. Dle Bendixe (1994) mají měřítkově nezávislé tvary hierarchické měřítko. Vzhledem k hierarchickému měřítku (sensu Bendix, 1994) a fraktálové podstatě údolních sítí (Baas, 2002; Mandelbrot, 2003; Turcotte, 1997, 2007a, 2007b) musejí být k reprezentativnímu a objektivnímu zhodnocení tvaru údolních sítí: 1) použity vhodné kvantifikační znaky; 2) zvoleno vhodné měřítko.

Fonstad (2006) studoval souvislosti mezi krajinnou ekologií a geomorfologií a volbu měřítka řešil pomocí buněčných automatů (cellular automata). Buněčné automaty jako první použil Von Neumann (1950 in Fonstad, 2006) pro hodnocení změn krajinného pokryvu ve městech. Buněčné automaty dělí zájmové území na jednotlivé buňky (čtverce, trojúhelníky, šestiúhelníky), které tvoří pravidelnou síť (čtvercovou, triangulační či hexagonální). Velikost a tvar buněk se stanovuje na základě parametrů daného území, čili se v různých studiích liší (Fonstad, 2006). V geomorfologii jako první použili buněčné automaty Barca et al. (1986 in Fonstad, 2006) při výzkumu sesuvů a eroze, poté byly buněčné automaty používány v dalších geomorfologických studiích (Tab. 7).

**Tab. 7:** Využití buněčných automatů v geomorfologii dle různých autorů (in Fonstad, 2006).

<b>Autor</b>	<b>Objekt studia</b>	<b>Autor</b>	<b>Objekt studia</b>
Barca et al. (1986)	Sesuvy, eroze	Werner (1995)	Tvary písečných dun
Smith (1991)	Plošné rozdělení eroze	Ahston et al. (2001)	Soběpodobnost pobřeží
Anderson (1990); Forrest, Haff (1992)	Rozdělení eolických sedimentů	Gregorio et al. (1998)	Plošné rozdělení eroze půdy

Fraktálové tvary reliéfu jsou natolik členité, že musí být hodnoceny v dílčích plochách území:

1) Rodríguez-Iturbe a Rinaldo (2001) při studiu fraktálové dimenze říčních sítí rozdělují území do pravidelné mřížky. Velikost čtverců v mřížce je stanovena na základě analýzy velikosti zájmového území. Velikost a členitost tvaru údolní sítě lze vyjádřit na základě sčítací dimenze, též Kolmogorovova dimenze (Rodríguez-Iturbe, Rinaldo, 2001; Zelinka, Včelař, Čandík, 2006), reps. kapacitní dimenze (Tichý in Voráčková et al., 2012). Hodnota sčítací dimenze (box-counting dimension)  $D_{\text{box}}$  se vypočte z následujících vztahů:

$$D_{\text{box}} = \log N(r) / \log (1/r)$$

$$\text{či } D_{\text{box}} = \ln N(r) / \ln (1/r),$$

kdy  $r$  je velikost strany jednoho čtverce v síti a  $N(r)$  je počet čtverců, které překrývají údolní síť. Výpočet sčítací dimenze je definovaný pouze pro hodnoty  $r$  (0; 1), přičemž hodnota dimenze nezávisí na základu použitého logaritmu. Kapacitní dimenze (capacity dimension)  $D_c$  se vypočte z následujícího vztahu:

$$D_c = \log H / \log n,$$

kde  $H$  je minimální počet čtverců překrývajících hranici údolní sítě, a  $n$  je počet čtverců tvořící delší stranu pravidelné mřížky.

2) Weissel et al. (1995 in Barton, Pointe, 1995) využívají fraktálovou analýzu ke studiu erozních procesů v Etiopské vysočině. Povrch Etiopské vysočiny se lokálně liší, např.: hluboce zaříznutá kaňonovitá údolí či plošiny tvořené výlevy bazaltů. Fraktálovou analýzu využívají pouze v dílčích částech území, které jsou tvořeny čtverci s plochou 2 500 km<sup>2</sup>.

3) Bi et al. (2012) používají k hodnocení fraktálová dimenze reliéfu oblasti Ordos Block (plocha 500 000 km<sup>2</sup>, poloha mezi Severočínskou plošinou a Tibetskou plošinou) fraktální buněčný model (fractal cellular model). Zájmové území překrývají třemi pravidelnými čtvercovými sítěmi s různou podrobností, pomocí nichž studují změny hodnot fraktálová dimenze reliéfu v různých částech území i v různých velikostech území. Velikost stran čtverců  $W$ , které tvoří čtvercovou síť, se vypočte ze vztahu:

$$W = 2^n + 1$$

kde  $n$  je velikost strany pixelu. Pro studium údolních sítí, lze velikost pixelu nahradit: A) nejmenší jednotkou v síti, tj. délka nejkratšího údolí; B) nejčtetnější jednotkou v síti, tj. nejčtetnější délka údolí v síti. Např.: pro studium údolních sítě, která se skládá z největšího počtu údolí délek 3 km je ideální území o rozloze 81 km<sup>2</sup> (sensu Bi et al., 2012).

## 4. Údolní sítě

### 4.1. Definice údolí

Údolí je geomorfologická forma, která se vyznačuje protáhlým tvarem, jehož okraje jsou lemovány vyvýšeným terénem (Tab. 8). Jedná se o lineární konkávní tvar různého měřítka. Jeho vznik je podmíněn mnoha endogenními a exogenními faktory, např.: typem horniny v podloží, tektonickou aktivitou území, nadmořskou výškou, převládajícím klimatem a porostem vegetace, nebo na délce působení procesů vytvářející údolí.

**Tab. 8:** Přehled definic údolí dle různých autorů (in Kusák, 2011).

Autor	Definice údolí
Fairbridge (1968)	Údolí jsou konkávní sníženiny reliéfu, jejichž tvar je dán vztahem mezi hloubkovou erozí a vývojem svahů. Na jejich vývoji se podílí endogenní a exogenní procesy, nebo jejich kombinace.
Netopil (1969)	Údolím se nazývá úzká, protáhlá a obvykle křivolaká sníženina zemského povrchu, trvale nebo občasné protékaná vodními toky.
Demek (1987)	Údolím se nazývá protáhlá sníženina na povrchu pevnin, která se sklání ve směru spádu vodního toku.
Goudie in Goudie et al. (2004a)	Údolí jsou lineární konkávní tvary reliéfu. Jejich tvar a velikost jsou závislé na typu procesu, kterým byly vytvořeny, na délce jeho trvání, ale i na podmínkách reliéfu, jako jsou typy hornin v podloží, množství vegetace, vydatnost srážek a podobně.
Huggett (2007)	Údolí jsou ukloněné lineární deprese na zemském povrchu, které jsou téměř vždy delší než širší. Údolí jsou často tvořena fluvialní či glaciální erozí, nebo tektonickými procesy reliéfu.

Údolí lze dělit např.:

A) geneticky (Monroe, Wicander, Hazlett, 2007) na: 1) strukturní, které vznikají převážně endogenními procesy, např.: zlomová údolí, vrásná údolí, či příkopová údolí; a 2) skulpturní, která vznikají převážně exogenními procesy, např.: glaciální údolí, fluvialní údolí, nebo krasová údolí; přičemž většina údolí vzniká kombinací těchto procesů;

B) dle vztahu k původnímu sklonu reliéfu a morfostruktuře (Demek, 1987) na: 1) konsekventní, jejichž směr je určen původním sklonem reliéfu, tj. vytváří se v iniciálním stádiu vývoje reliéfu; 2) subsekventní, která jsou vázána na méně odolné horniny či tektonické poruchy, mohou prorážet odolnější komplexy hornin (epigeneze); 3) resekventní, která mají shodný směr s konsekventními údolními, jsou často mladší a méně zahloubená; 4) obsekventní, která mají směr proti generálnímu sklonu povrchu reliéfu, jsou

často vázána na tektonické poruchy, v sedimentárních komplexech vznikají na vrstevních čelech; 5) inekventní, která jsou nezávislá na původním sklonu reliéfu ani na morfostruktuře;

C) dle vztahu mezi hloubkovou erozí a vývojem svahů, tj. dle příčného profilu (Fairbridge, 1968; Demek, 1987) na: 1) soutěsky (hloubková eroze > vývoj svahů); 2) kaňony (hloubková eroze > vývoj svahů); 3) údolí ve tvaru písmene V (hloubková eroze = vývoj svahů); 4) neckovitá údolí (hloubková eroze < vývoj svahů); a 5) úvalovitá údolí (hloubková eroze < vývoj svahů);

D) dle souměrnosti protilehlých svahů (Demek, 1987) na: 1) údolí souměrná; 2) údolí sklonitostně nebo výškově nesouměrná;

E) dle přítomnosti povrchových toků (Goudie in Goudie et al., 2004b) na: 1) údolí trvale protékaná vodními toky; 2) údolí protékaná sezónními vodními toky; a 3) suchá údolí, kde se během roku nevyskytují povrchové vodní toky.

#### **4.2. Definice údolní sítě**

Soustava vzájemně se spojujících údolí utváří údolní síť (Tab. 9), tj. systém lineárních sníženin, z nichž každá je protažena ve směru vlastní údolnice, a které se na sebe napojují. Základní jednotky údolních sítí jsou jednotlivá údolí. Davis (1889, 1899, 1906 in Goudie et al., 2004) jako první popsal systém říčních a údolních sítí. Tvar údolní sítě a její hustota je výsledkem složitého geomorfologického vývoje celé oblasti a odráží vliv litologicko-tektonického základu a eroze na formování reliéfu (Stoddart, 1997). Pro popis údolních sítí je třeba znát vymezení území, v jakém se údolní síť nacházejí, a měřítko, v jakém jsou údolní sítě studovány (Urbánek, 2000). Hranice údolní sítě je definována jako linie probíhající po obvodu údolí. Plocha fundamentu údolní sítě představuje území, které spádově přísluší k dané údolní síti. Údolní síť se skládají ze systému úzlů a spojů, kde: 1) uzly představují údolní uzávěry, ústí údolních sítí či spojení dvou a více údolí; a kde 2) spoje představují úseky údolí mezi uzly (Haynes, 1977).

**Tab. 9:** Přehled definic údolních sítí dle různých autorů (in Kusák, 2011).

<b>Autor</b>	<b>Definice údolní sítě</b>
Netopil (1969)	Údolím se nazývá úzká protáhlá sníženina zemského povrchu, občasně nebo trvale protékaná vodními toky. Spojením údolí vzniká údolní síť.
Horník (1986)	Údolní síť je výsledkem dlouhodobého vývoje a souvisí s podložím, klimatickými změnami a celkovým vývojem krajiny.
Demek (1987)	Soustava údolí vytváří údolní síť. Tvar údolní sítě je hlavním ukazatelem fyzickogeografických procesů v krajině. Hustota sítě dokládá intenzitu erozního rozčlenění reliéfu a hloubka její výškovou členitost.
Goudie in Goudie et al. (2004a)	Údolní síť je spojením jednotlivých údolí. Jedná se o dominantní prvek reliéfu, který odráží tektonické procesy, množství srážek, i horninové podloží. Podle tvaru a hustoty údolní sítě lze snadno určit vývoj krajiny v minulosti.
Babar (2005)	Spojení jednotlivých údolí vede ke vzniku údolní sítě. Údolní síť vzniká na základě erozních činitelů či tektonické aktivity, které převládají v dané oblasti.
Huggett (2007)	Způsobem jakým se řeky spojují a formulují říční síť, se spojují i jednotlivá údolí a vytvářejí údolní síť, která se skládá z hlavních údolí a na ně napojených vedlejších údolí.

### 4.3. Tvary údolních sítí

Určení tvaru údolní sítě bylo dlouhou dobu založeno pouze na vizuálním odhadu bez uvažování významu měřítka, v němž je údolní síť hodnocena. Dle tvaru údolní sítě se rozlišuje šest základních typů údolních sítí (Tab. 10; Howard, 1967 in Babar, 2005; Horník, 1986; Demek, 1987; Babar, 2005; Husain, 2008): 1) dendritické údolní sítě (vyvíjí se často v oblastech s nízkou vertikální členitostí); 2) paralelní údolní sítě (vznikají v oblastech se značně ukloněným reliéfem); 3) mřížkovité a 4) pravoúhlé údolní sítě (obojí se vyskytují v oblastech s četnými projevy tektoniky); 5) radiální a 6) prstencové údolní sítě (obojí vznikají například na vulkanických kuželích nebo na jiných konvexně či konkávně prohnutých částech reliéfu). Horník (1986) a Husain (2008) rozlišují nepravidelnou údolní síť, jejíž nepravidelný vývoj je dán kombinací různých faktorů, nebo je směr jejího vývoje dán místním systémem erozních základů.

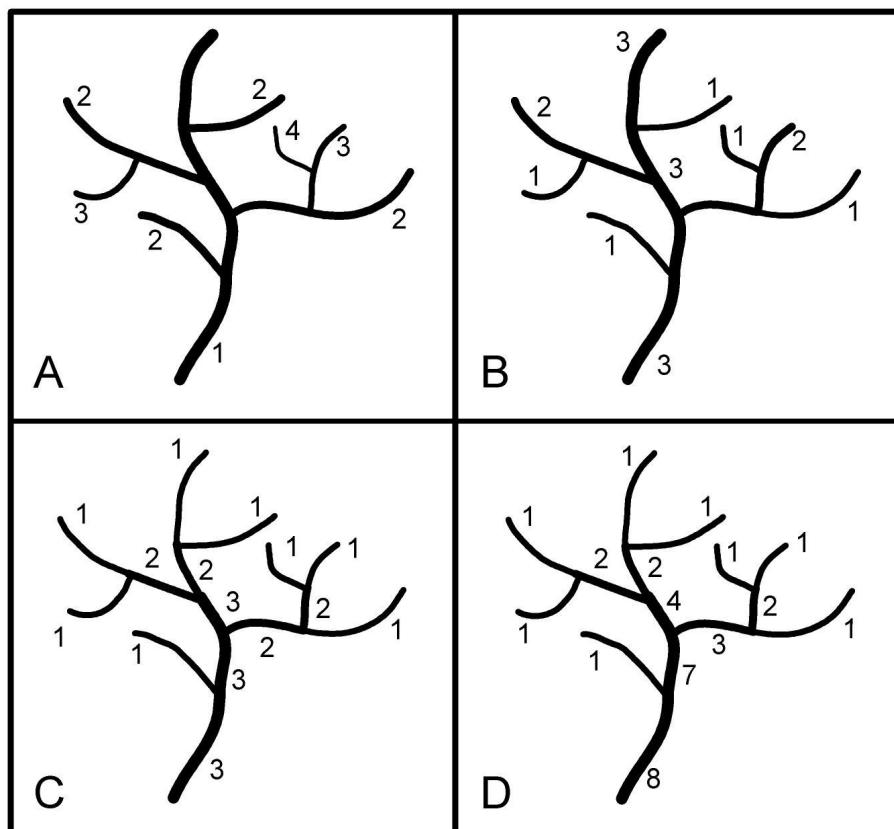
**Tab. 10:** Přehled charakteristik tvarů půdorysu údolních sítí dle různých autorů (in Kusák, 2011).

<b>Autor</b>	<b>Tvar údolní sítě dle půdorysu</b>
<b>Dendritická údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Dendritická údolní síť se vytváří na mírně ukloněném reliéfu, který je tvořen materiálem se stejnou odolností.
Horník (1986)	Síť má na hlavní údolí napojenou síť poboček, vytvářejících obrazec rozvětveného stromu, vznikla zpravidla na horninách stejné odolnosti.
Demek (1987)	Údolími vytvořená síť připomíná větvení stromu. Výskyt v oblastech stejné odolnosti hornin, v pobřežních nížinách složených z písků a jílu.
Babar (2005)	Vyskytuje se v oblastech s mírným sklonem bez výrazné členitého reliéfu tvořeného stejně odolnými horninami. - subdendritická: v údolní síti se vyskytují poruchy.
Husain (2008)	Vyvíjí se v reliéfu, který je tvořený mocnými vrstvami stejně odolných hornin (například jílovců), a kde reliéf není ovlivněn tektonickými procesy.
<b>Paralelní údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Paralelní údolní síť se vytváří v příkrém reliéfu, který je tvořen horninami stejné odolnosti.
Horník (1986)	Údolí směřují rovnoběžně v přibližně stejných vzdálenostech, nachází se na úpatí pohoří v předhůřích.
Demek (1987)	Údolní síť je tvořena dlouhými údolními probíhajícími jedním směrem, většinou jde o údolí konsekventních vodních toků.
Babar (2005)	Výskyt v oblastech se značně skloněným reliéfem tvořeným čedičovými horninami. - subparalelní: údolí nejsou zcela rovnoběžná
Husain (2008)	Hlavní údolí vedou paralelně vedle sebe. Výskyt v ukloněném reliéfu.
<b>Mřížková údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Údolní síť se vytváří v tektonicky ovlivněném reliéfu, který je tvořen horninami s různou odolností.
Horník (1986)	Výskyt v oblastech s jednoduchými paralelně orientovanými vrásami (jurský reliéf), na hlavní údolí se vázou krátké pobočky, síť má tvar mříží protažených ve směru synklinálních os vrás.
Demek (1987)	Údolí se vyvíjí ve dvou na sebe zhruba kolmých směrech, avšak jeden ze směrů výrazně převládá, je typická pro jednoduchá pohoří jurského typu
Babar (2005)	Výskyt v silně tektonicky ovlivněných oblastech, kde údolí kopírují zlomy a vytvářejí pravouhloú síť dominantní v jednom hlavním směru.
Husain (2008)	Údolí stejných řádů vedou paralelně vedle sebe a jsou spojovány údolními vyšších řádů, výsledek je mřížová údolní síť.
<b>Pravouhlá údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Údolní síť se vytváří v tektonicky ovlivněném reliéfu, který je tvořen horninami s různou odolností.
Horník (1986)	Síť se skládá z vedlejších údolí ústících do hlavního údolí kolmo, výskyt v územích s četnými zlomovými liniemi, v kerných a komplexních pohořích.
Demek (1987)	Údolí probíhají ve dvou směrech na sebe kolmých. Směr údolí je závislý na struktuře (síť puklin a zlomů). Výskyt v kerných a vrásno-zlomových pohoří.
Babar (2005)	Údolí střídají rovné úseky a ohyby v pravém úhlu. Vedlejší údolí ústí do hlavních kolmo. Výskyt v tektonicky ovlivněném reliéfu.
Husain (2008)	U hlavních údolí se střídají rovné části s ohyby pod téměř pravým úhlem, vedlejší údolí ústí do hlavních kolmo, údolí stejných řádů nemusejí být paralelní.
<b>Radiální údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Údolní síť se vytváří na topografických kopulích, jako jsou sopečné kužely, které jsou tvořené stejně odolným materiálem.
Horník (1986)	Radiální síť se excentricky rozbíhá, či koncentricky sbíhá, je typická pro sopečné kužely, kaldery a pánve
Demek (1987)	Údolí se paprskovitě rozbíhají, nebo naopak soustředně sbíhají. Údolní síť se vyvíjí na vulkanických kuželech a v pánvích.
Babar (2005)	- odstředivá: Údolí se paprskovitě rozbíhají, výskyt na konvexních tvarech reliéfu - dostředivá: Údolí se paprskovitě sbíhají, výskyt na konkávních tvarech reliéfu.
<b>Prstencová údolní síť</b>	
Howard (1967 in Babar, 2005)	Prstencové vzory se vyvíjejí na topografických dómeh tvořených nestejně odolnými horninami.
Demek (1987)	Skládá se z dlouhých prstencovitě prohnutých údolí s krátkými přítoky, je příznačná pro centrální sníženiny kleneb.
Babar (2005)	Síť je tvořena dlouhými údolními, které jsou paprskovitě prohnuté s krátkými přítoky. V konvexních a konkávních tvarech reliéfu.
Husain (2008)	Vyvíjí se na základě zakřivení, nebo obloukovitých tvarů, které se vyvinuly po obvodu sopečného kužele, nebo pánve.

## 4.4. Kvantifikátory popisující údolní síť

### 4.4.1. Řádovost údolních sítí

Řádovost údolních sítí popisuje hierarchické vztahy údolí v rámci údolní sítě a umožňuje vzájemné srovnání velikostí několika údolních sítí. Řádovost sítě je také užívána např. v hydrologii (Horton, 1945; Strahler, 1957), geomorfologii (Babar, 2005), ale také v botanice pro popis řádovosti žilnatiny listů (Zalensky, 1904 in Uhl, Mosbrugger, 1999) či v dopravní geografii pro popis dopravních komunikací (Kansky, 1963). Údolní síť je hierarchicky uspořádána a k jejímu popisu se používají absolutní a relativní modely řádovosti sítě. Absolutní model řádovosti údolní sítě, též Graveliova řádovost (Gravelius, 1914 in Zăvoianu et al., 2009), popisuje síť směrem od ústí k údolnímu uzávěru (Obr. 7A), kde do hlavního/primárního údolí (řádu  $N$ ) ústí vedlejší/sekundární údolí (řádu  $N+1$ ) a do nich ústí terciární údolí (řádu  $N+2$ ) atd. (Gravelius, 1914 in Zăvoianu et al., 2009). Při bifurkaci údolí (řádu  $N$ ) se ze dvou údolí za ústím (ve směru od ústí k údolnímu uzávěru) stává: 1) údolím vyššího řádu ( $N+1$ ) to údolí, které má: A) menší délku; nebo B) větší úhel vůči údolí před uzlem; a 2) údolím stejného řádu ( $N$ ) to údolí, které má: A) větší délku; nebo B) menší úhel vůči údolí před uzlem (Gravelius, 1914 in Zăvoianu et al., 2009). Výhodou absolutní řádovosti je přehlednost, nevýhodou je možnost, že si dvě údolí stejného řádu nemusí odpovídat délkou ani morfologií. Na údolní síť lze aplikovat Hortonovy zákony (sensu Horton, 1945): A) *první Hortonův zákon*: počet údolí určitého řádu stoupá geometrickou řadou s rostoucím číslem řádu; B) *druhý Hortonův zákon*: průměrná délka údolí určitého řádu geometricky klesá spolu s rostoucím číslem řádu.



**Obr. 7:** Řádovost údolních sítí, pozn.: A – absolutní řádovost dle Graveliuse (1914 in Zăvoianu et al., 2009); B – relativní řádovost dle Hortona (1930, 1932, 1945 in Strahler, 1957); C – relativní řádovost dle Strahlera (1957); D – relativní řádovost dle Shreva (1966 in Babar, 2005).

Relativní modely řádovosti sítí popisují síť směrem od údolního uzávěru k ústí. Údolí I. řádů představují úseky údolí od údolního uzávěru po první uzel, tj. spojení dvou údolí v síti. Nejčastěji se používají relativní řádovosti sítí: 1) dle Hortona (1930, 1932, 1945 in Strahler, 1957), kde při spojení dvou úseků údolí stejného řádu  $N$  získá úsek za uzlem (ve směru od údolního uzávěru k ústí) řád  $N+1$  a zároveň dochází ke změně řádu z  $N$  na  $N+1$  toho úseku před uzlem (ve směru od údolního uzávěru k ústí), který má: A) větší délku; nebo B) menší úhel vůči údolí před uzlem (Obr. 7B); 2) dle Strahlera (1957), kde při spojení dvou úseků údolí stejného řádu  $N$  získá úsek za uzlem (ve směru od údolního uzávěru k ústí) řád  $N+1$ , a kde při spojení dvou úseků údolí odlišných řádů přejímá úsek za uzlem (ve směru od údolního uzávěru k ústí) číslo vyššího řádu, jež se nenavyšuje (Obr. 7C); a 3) dle Shreva (1966 in Babar, 2005), kde při spojení dvou úseků údolí dochází ke sčítání řádů (Obr. 7D), čili řád každého úseku v síti udává celkový počet údolí I. řádů v síti nad tímto úsekem (ve směru od ústí k údolnímu uzávěru). Relativní modely řádovosti byly vyvinuty pro říční systémy. Jejich výhodou je např.: informace o počtu pramenů v povodí (Shrevova řádovost).

Pro analýzy údolních sítí však vhodné nejsou, jelikož řády údolí nejsou tvořeny celými údolními, ale pouze jejich úseky, a kombinují informaci o poměru délek různých řádů údolí (úseků údolí) s hustotou sítě.

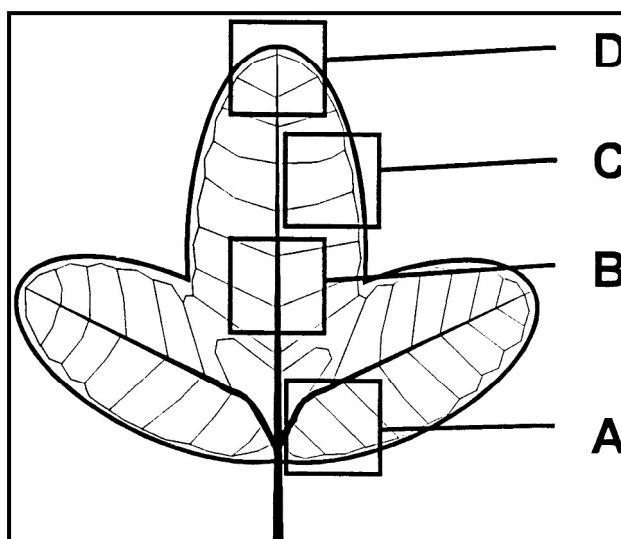
#### 4.4.2. Hustota údolních sítí

Hustota údolních sítí vyjadřuje četnost výskytu údolí v určité oblasti, tj. je ovlivněna rozestupy údolí. Hustota sítě je výslednicí mezi působením eroze a odolností povrchu a je tedy odrazem celkového vzhledu krajiny. Hustota sítě je také užívána např. v hydrologii (Horton, 1945; Strahler, 1957; Howard, 1967, 1980 in Babar, 2005), geomorfologii (Babar, 2005) i botanice pro výpočet hustoty sítě žilnatiny listu (Schuster, 1908 in Uhl, Mosbrugger, 1999). Výpočet hustoty údolní sítě **D** je analogický určení hustoty říční sítě (Netopil et al., 1984):

$$D = L / P$$

kde **L** představuje celkovou délku údolnic a **P** představuje plochu fundamentu údolní sítě (území, které spádově přísluší k dané údolní síti).

Hustotu sítě žilnatiny listu lze vypočítat pomocí průměrných vzdáleností mezi jedenácti žilami, které prořaly pomyslnou linii rovnoběžnou s hlavní žilou (Wylie, 1951, in Uhl, Mosbrugger, 1998). Měření se provádí ve čtyřech částech listu (Obr. 8). Výhodou této metody je větší rychlost, nevýhodou je menší přesnost. Vzhledem k menší přesnosti je tato metoda pro měření hustoty údolních sítí nevhodná.



**Obr. 8:** Části listu měřené při zjišťování hustoty listové žilnatiny dle Uhla a Mosbruggera (1998). Pozn.: A – listová báze, B – centrální část listu, C – okrajová část listu, D – vrchol listu.

#### 4.4.3. Bifurkační poměr údolních sítí, poměr délek údolí, úhly mezi údolními v síti a homogenita údolních sítí

Bifurkační poměr **Rb** (bifurcation ratio) udává míru větvení údolní sítě (Horton, 1945 in Babar, 2005; Warburton in Goudie et al., 2004; Huggett, 2007):

$$\mathbf{Rb} = \mathbf{n}_N / \mathbf{n}_{N+1}$$

kde  $\mathbf{n}_N$  je počet údolí daného řádu dle absolutní řádovosti (Gravelius 1914 in Zăvoianu et al. 2009) a  $\mathbf{n}_{N+1}$  je počet údolí o stupeň vyššího řádu v dané údolní síti. Poměr délek údolí **Rr** (length-order ratio) je definován vztahem (Horton, 1945 in Turcotte, 2007b):

$$\mathbf{Rr} = \mathbf{l}_N / \mathbf{l}_{N+1}$$

kde  $\mathbf{l}_N$  je průměrná délka údolí daného řádu dle absolutní řádovosti (Gravelius 1914 in Zăvoianu et al. 2009) a  $\mathbf{l}_{N+1}$  je průměrná délka údolí o stupeň vyššího řádu v dané údolní síti. Bifurkační poměr i poměr délek údolí se liší mezi jednotlivými tvary údolních sítí i v rámci jednoho tvaru.

Údolí nižších řádů (N+1) ústí do údolí vyšších řádů (N) pod různými úhly (1 – 90°). Huggett (2007) popisuje, že s rostoucím sklonem reliéfu se zmenšuje velikost úhlu mezi jednotlivými údolními. Ashworth (1996 in Richardson, Thorne, 2001) při analyzování údolních sítí dělí úhly do dvou kategorií: A) ústí připomínající písmeno „T“, které převládají u mřížkovitých, pravoúhlých a prstencových údolních sítí; a B) ústí připomínající písmeno „Y“, které převládají u dendritických, paralelních a radiálních údolních sítí.

Homogenita údolí daného řádu byla definována na základě porovnání délek nejdelšího a nejkratšího údolí daného řádu. Tato charakteristika vychází z analogie homogenity délek polygonů strukturních půd (Mangold, 2005). Údolí daného řádu jsou homogenní, pokud délka nejdelšího údolí řádu nepřesáhne trojnásobek délky nejkratšího údolí stejného řádu. Pokud údolní síť není homogenní, je označována jako proměnná.

#### 4.4.4. Fraktálová dimenze údolních sítí

Fraktálové dimenze jsou v geomorfologii používány především k popisu topografie reliéfu a k sestavení modelů jeho vývoje (Baas, 2002). Vzhledem k *fyzikální hranici systému*, tj. hranici jenž v reliéfu nelze překovat, se v geomorfologii používá fraktálová dimenze konečné řady (sensu Mandelbrot, 2003). Turcotte (1997, 2007a, 2007b) studoval využití fraktálů k popisu reliéfu a na základě bifurkačního poměru **Rb** a poměru délek **Rr** sestavil vzorec výpočet fraktál dimenze **D** říčních či údolních sítí:

$$\mathbf{D} = \ln (\mathbf{Rb}) / \ln (\mathbf{Rr}).$$

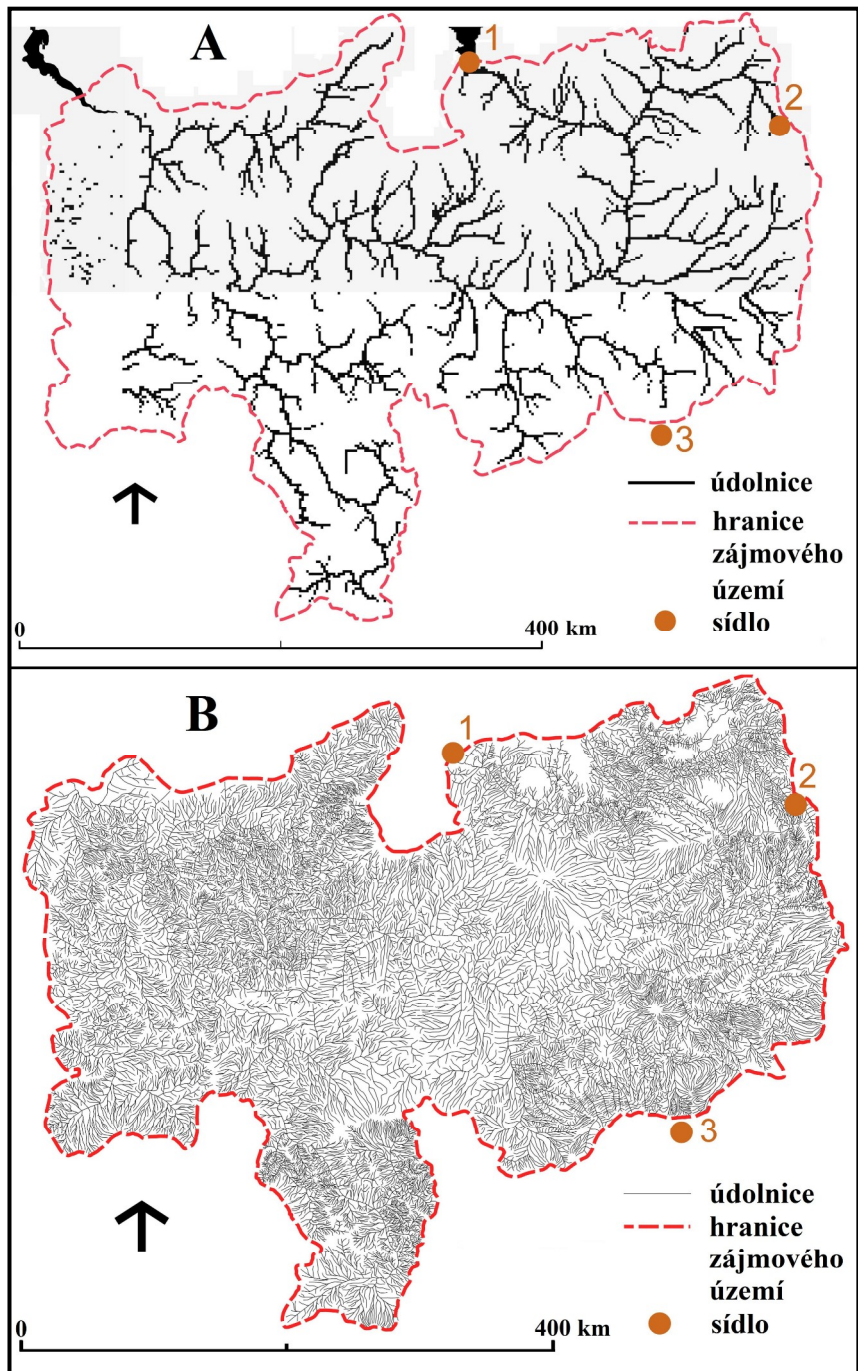
Hodnota fraktálové dimenze ukazuje, do jaké míry je území zaplněno údolními. Zvýšení hodnoty fraktálové dimenze znamená, že se zvýšil počet řádů  $N+1$  či že vzrostla průměrná délka řádů  $N+1$ , a údolí tedy více zaplňují území, ve kterém se vyskytují. Fraktálová dimenze údolních sítí se liší v různých regionech (vliv horninového podloží, tektonické aktivity) i v rámci jednoho regionu při změně měřítka (sensu Burrough, 1981 in Bi et al., 2012; Sung et al.; 1998; Sung, Chen, 2004). Phillips (in Lam, De Cola, 2002e) popisuje nepřesnosti fraktálová dimenze údolních sítí dle Turcotta (1997, 2007a, 2007b). Vzorec pro výpočet fraktálová dimenze vychází z bifurkačního poměru a poměru délek, které vycházejí z prvního a druhého Hortonova zákona (Horton, 1945). Hortonovy zákony (Horton, 1945) popisují údolní síť jako soběpodobné fraktály, čili uvádí stejné hodnoty bifurkačních poměrů a poměrů délek mezi všemi řády. Reálné údolní síť však soběpodobné nejsou. Hortonovy zákony jsou spíše matematické abstrakce, než reálný stav údolní síť (Phillips in Lam, De Cola, 2002e). Phillips (in Lam, De Cola, 2002e) provedl analýzu říčních sítí v jižní části Apalačského pohoří, přičemž 30 % říčních sítí mělo  $D < 1$ ; 36 % říčních sítí mělo  $1 < D < 2$ ; a 34 % říčních sítí mělo  $D > 2$ . Fraktálová dimenze údolních sítí dle Turcotta (1997, 2007a, 2007b) tedy není omezena otevřeným intervalem (1; 2).

## **5. Metody**

### **5.1. Tvar a řádovost údolních sítí v povodí Modrého Nilu**

Pro vytvoření digitálního modelu údolních sítí v prostředí ArcGIS (obr. 9A) byly využity data Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI, 2012). Zájmové území se nacházelo na rozmezí čtyřech rastrů „43, 11“, „44, 11“, „43, 10“ a „44, 10“ (s celkovou plochou 1 210 000 km<sup>2</sup>). Při generování údolních sítí bylo využito nástrojů „Arc Hydro tools“: 1) nejprve bylo nutné vyplnit bezodtoké oblasti, které jsou nejčastěji způsobené nepřesnostmi rastru; 2) následně byl pomocí nástroje „Flow direction“ zhotoven směr odtoku z každé buňky rastru do sousední buňky; 3) z tohoto rastru byl vytvořen rastr akumulovaného odtoku. Vzhledem k velké podrobnosti rastru byla použita funkce „aggregate“. Rastr znázorňuje údolní síť povodí Modrého Nilu v zobrazení WGS-84. Díky malé podrobnosti a nepřesnostem na rozhraní zdrojových rastrů nebyl digitální model CGIAR-CSI pro analýzu údolních sítí v povodí Modrého Nilu použit.

Pro analýzu údolních sítí v povodí Modrého Nilu byl použit digitální model údolních sítí vytvořený na základě digitálních snímků z virtuálního glóbu Goole Earth (2012) z výšky 30-ti km (obr. 9B).



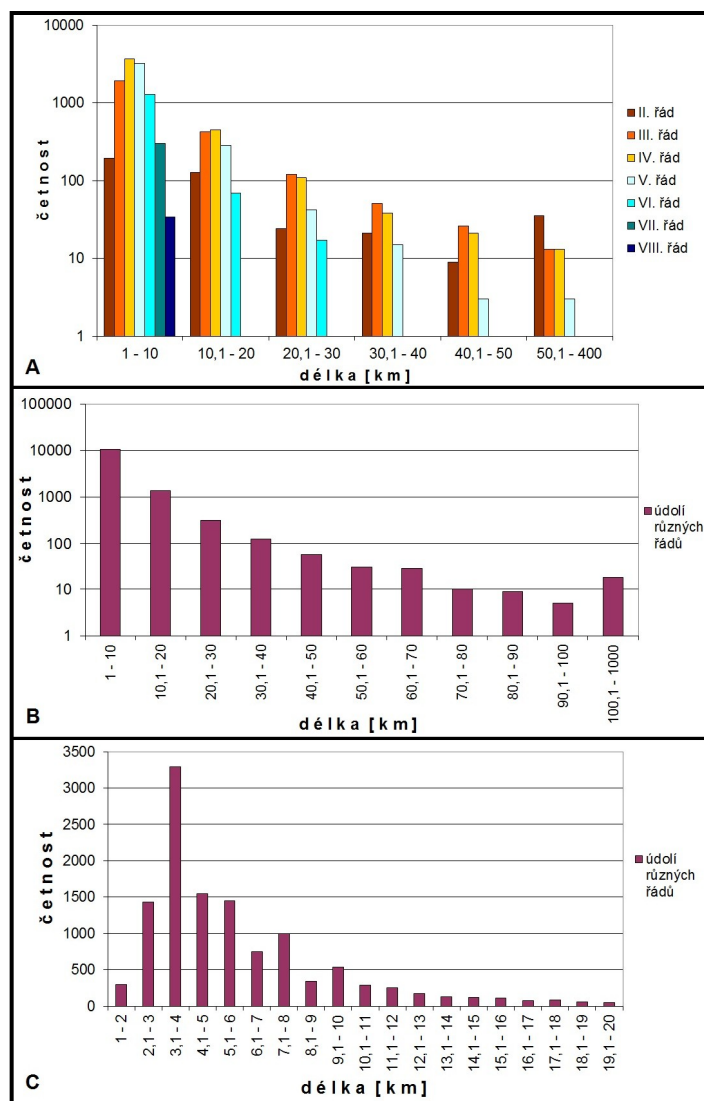
**Obr. 9:** Digitální model údolních sítí. Pozn.: A - digitální model údolních sítí vytvořený na základě dat CGIAR-CSI (2012); B – digitální model údolních sítí vytvořený na základě snímků z Google Earth. Pozn.: 1 – Bahr Dar; 2 – Dese; 3 – Addis Abeba.

## 5.2. Volba měřítka pro analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu

Při analýze údolních sítí povodí Modrého Nilu bylo využito sítí čtverců, tzv. fraktálního buněčného modelu (fractal cellular model). Zájmové území bylo překryto třemi pravidelnými mřížkami s rozdílnou velikostí čtverců. Velikosti stran čtverců  $W$ , které tvořily tři čtvercové sítě, byly vypočteny ze vztahu (sensu Bi et al., 2012):

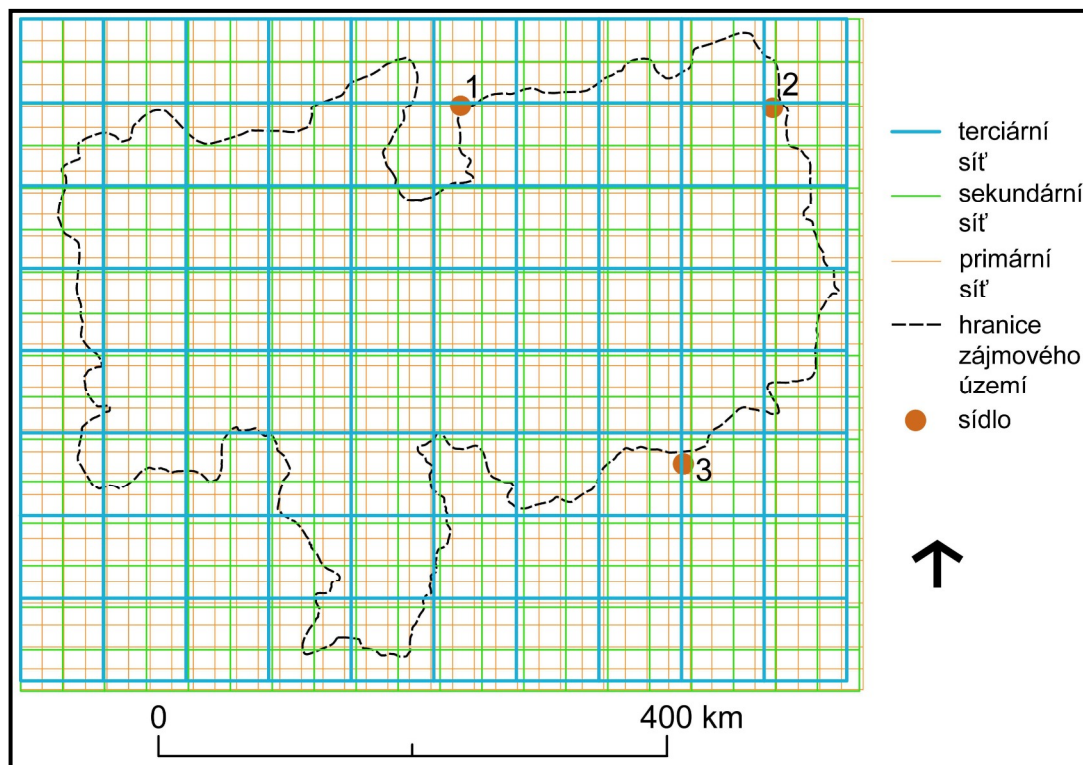
$$W = 2^n + 1$$

kde  $n$  byla nejčtenější délka údolí v údolní síti [km]. V údolní síti v povodí Modrého Nilu počet údolí klesal se zvětšující se délkou údolí (Obr. 10A; Obr. 10B). Údolí dosahovala nejčastěji délky v rozmezí 1 – 10 km. Z podrobnějšího rozdělení intervalů délek údolí vyplývalo, že v údolních sítích v povodí Modrého Nilu dosahovala údolí nejčastěji délky 3,1–4 km, 4,1–5 km a 5,1–6 km (Obr. 10C).



**Obr. 10:** Četnost údolí v povodí Modrého Nilu v různých intervalech délky. Pozn.: A – četnost údolí různých řádů dle absolutní řadovosti; B – četnost údolí bez určení řadovosti; C – četnost údolí s délkami 1–11 km bez určení řadovosti.

Primární hodnotící síť čtverců byla vytvořena na základě horní hranice intervalu nejčastější délky údolí v údolní síti (3,1 – 4 km; Obr. 10C), tedy  $n = 4$  km. Délka strany každého hodnotícího čtverce byla 17 km a plocha byla 289 km<sup>2</sup>. Primární hodnotící síť čtverců překryla zájmové území 625 čtverci (Obr. 11). Sekundární hodnotící síť byla vytvořena na základě horní hranice intervalu druhé nejčastější délky údolí v údolní síti (4,1 – 5 km; Obr. 11C), tedy  $n = 5$  km. Délka strany každého hodnotícího čtverce byla 33 km a plocha byla 1 089 km<sup>2</sup>. Sekundární hodnotící síť čtverců překryla zájmové území 186 čtverci (Obr. 11). Terciární hodnotící síť byla vytvořena na základě horní hranice intervalu třetí nejčastější délky údolí v údolní síti (5,1 – 6 km; Obr. 10C), tedy  $n = 6$  km. Délka strany každého hodnotícího čtverce byla 65 km a plocha byla 4 225 km<sup>2</sup>. Terciární hodnotící síť čtverců překryla zájmové území 58 čtverci (Obr. 11).



**Obr. 11:** Čtvercové hodnotící sítě v povodí Modrého Nilu vypočtené na základě fraktálního buněčného modelu dle Bi et al. (2012), pozn.: 1 – Bahr Dar; 2 – Dese; 3 – Addis Abeba.

V každém hodnotícím čtverci v zájmovém území byla na základě kvalifikovaného odhadu určena příslušnost údolních sítí k danému schématickému tvaru údolních sítí. Pro tyto tvary údolních sítí byly následně určeny kvantifikační charakteristiky: řádovosti údolních sítí, bifurkační poměry údolí různých řádů, průměrné délky údolí různých řádů, poměry průměrných délek údolí různých řádů, hodnoty fraktálových dimenzí údolí různých řádů, celkové délky údolí různých řádů, poměry celkových délek údolí různých řádů, hodnoty

relativních fraktálových dimenzí údolí různých řádů, velikosti úhlů mezi údolními, počet úhlů v údolní síti, počet úhlů na km<sup>2</sup>, hustota údolních sítí a homogenita údolních sítí. Hodnoty kvantifikačních charakteristik těchto údolních sítí, které se nenacházely na celé ploše čtverce (tj. v blízkosti hranice zájmového území), byly navýšeny, aby bylo možné porovnat hodnoty údolních sítí ve všech částech čtvercových sítí. Hodnoty počtu údolí, průměrné délky údolí všech řádů a celkové délky údolí všech řádů byly navýšeny tak, aby byly zachovány hodnoty hustoty údolní sítě, bifurkačního poměru údolí různých řádů, poměru průměrných délek údolí různých řádů a poměru celkových délek údolí různých řádů. Počty úhlů v údolních sítích byly navýšeny tak, aby byl zachován vážený průměr velikostí úhlů v údolních sítích.

### 5.3. Kvantifikátory údolních sítí

Řádovost údolních sítí byla určena dle absolutní řádovosti, tj. ve směru od ústí k údolnímu uzávěru, kdy do hlavního/primárního údolí (tj. I. řádu) ústily vedlejší/sekundární údolí (tj. II. řádu) a do nich ústily terciární údolí (tj. III. řádu) atd. (Gravelius, 1914 in Zävoianu et al., 2009).

Výpočet hustoty údolní sítě **D** byl určen jako poměr celkové délky údolnic **L** ku ploše údolní sítě **P**, tj:

$$\mathbf{D} = \mathbf{L} / \mathbf{P}.$$

Plochou údolní sítě se rozumí plocha opsaného čtverce (o minimální délce strany), ve kterém je údolní síť zobrazena, tj. primární, sekundární či terciární hodnotící síť čtverců.

Bifurkační poměr (bifurcation ratio) udává míru větvení údolní sítě (Horton 1945 in Babar 2005):

$$\mathbf{Rb} = \mathbf{n}_N / \mathbf{n}_{N+1},$$

kde  $\mathbf{n}_N$  je počet údolí daného řádu dle absolutní řádovosti (Gravelius, 1914 in Zävoianu et al., 2009) a  $\mathbf{n}_{N+1}$  je počet údolí o stupeň vyššího řádu v dané údolní síti.

Celková délka údolí daného řádu  $\mathbf{t}_N$  [km] byla určena jako součet délek všech údolí řádu  $N$  v údolní síti.

Poměr celkové délky údolí (total length-order ratio) **T** byl definován vztahem:

$$\mathbf{T} = \mathbf{t}_{N+1} / \mathbf{t}_N,$$

kde  $\mathbf{t}_N$  je celková délka údolí daného řádu dle Graveliova systému řádovosti (Gravelius 1914 in Zävoianu et al. 2009) a  $\mathbf{t}_{N+1}$  je celková délka údolí o stupeň vyššího řádu v dané údolní síti.

Průměrná délka údolí daného řádu  $\mathbf{l}_N$  byla definována vztahem:

$$\mathbf{l}_N = \mathbf{t}_N / \mathbf{n}_N,$$

kde  $t_N$  je celková délka údolí [km] daného řádu dle absolutní řádovosti (Gravelius, 1914 in Zăvoianu et al., 2009) a  $n_N$  je počet údolí daného řádu v dané údolní síti.

Poměr délek údolí (length-order ratio)  $R_r$  byl definován vztahem (Horton, 1945 in Turcotte, 2007b):

$$R_r = l_N / l_{N+1},$$

kde  $l_N$  je průměrná délka údolí [km] daného řádu dle absolutní řádovosti (Gravelius, 1914 in Zăvoianu et al., 2009) a  $l_{N+1}$  je průměrná délka údolí [km] o stupeň vyššího řádu v téže síti.

Fraktálová dimenze údolní sítě  $D$ , která byla použita v této studii, vycházela z bifurkačního poměru  $R_b$  a poměru délek  $R_r$  a byla definována vztahem (Turcotte 1997 2007a 2007b):

$$D = \ln(R_b) / \ln(R_r).$$

Hodnota fraktálové dimenze ukazuje, do jaké míry je území pokryté údolími daného řádu. Zvýšení hodnoty fraktálové dimenze  $D$  údolí řádů  $N$  a  $N+1$  znamená, že se zvýšil počet údolí řádu  $N+1$  či vzrostla průměrná délka údolí řádu  $N+1$ .

Relativní fraktální dimenze údolní sítě  $D_r$  byla definována vztahem:

$$D_r = \ln(R_b) / \ln(T),$$

kde  $R_b$  je bifurkační poměr údolí řádů  $N$  a  $N+1$  dle Graveliova systému řádovosti (Gravelius 1914 in Zăvoianu et al. 2009) a  $T$  je poměr celkové délky údolí řádů  $N$  a  $N+1$  v dané údolní síti.

Velikosti úhlů mezi údolími vyjadřují úhel, pod kterým ústí vedlejší údolí (řádu  $N+1$ ) do hlavního (řádu  $N$ ).

Počet úhlů na  $\text{km}^2$  v údolní síti  $H$  byl určen jako poměr celkového počtu úhlů v údolní síti  $U$  ku ploše údolní sítě  $P$ , tj:

$$H = U / P.$$

Plochou údolní sítě se rozumí plocha opsaného čtverce (o minimální délce strany), ve kterém je údolní síť zobrazena, tj. primární, sekundární či terciární hodnotící síť čtverců.

Údolní síť lze označit za homogenní, pokud délka nejdelšího údolí daného řádu nepřesáhne trojnásobek délky nejkratšího údolí stejného řádu (sensu Mangold 2005). Pokud údolní síť není homogenní, je označována jako proměnná.

Hodnoty kvantifikačních charakteristik (počet údolí v údolních sítích, bifurkační poměr údolí různých řádů, průměrná délka údolí různých řádů, poměr průměrných délek údolí různých řádů, fraktálová dimenze údolních sítí, celková délka údolí různých řádů, poměr celkových délek údolí různých řádů, relativní fraktálová dimenze údolí různých řádů a homogenita údolí různých řádů) byly:

1) vztaženy k celé údolní síti pro charakterizování údolních sítí v povodí Modrého Nilu. Takto vztažené hodnoty zmíněných kvantifikačních charakteristik byly dále označovány jako *absolutní hodnoty*;

2) vztaženy k jednotlivým čtvercům ve čtvercových sítích pro zjištění vlastností daných tvarů údolních sítí. Takto vztažené hodnoty zmíněných kvantifikačních charakteristik byly dále označovány jako *relativizované hodnoty*.

Hodnoty kvantifikačních charakteristik (velikost úhlů mezi údolními, počet úhlů v údolních sítích, počet úhlů na km<sup>2</sup> a hustota údolních sítí) nebyly ovlivněné vztažením k celé údolní síti či ke čtvercům ve čtvercových sítích. Tyto hodnoty kvantifikačních charakteristik byly dále označovány jako *nezávislé hodnoty*.

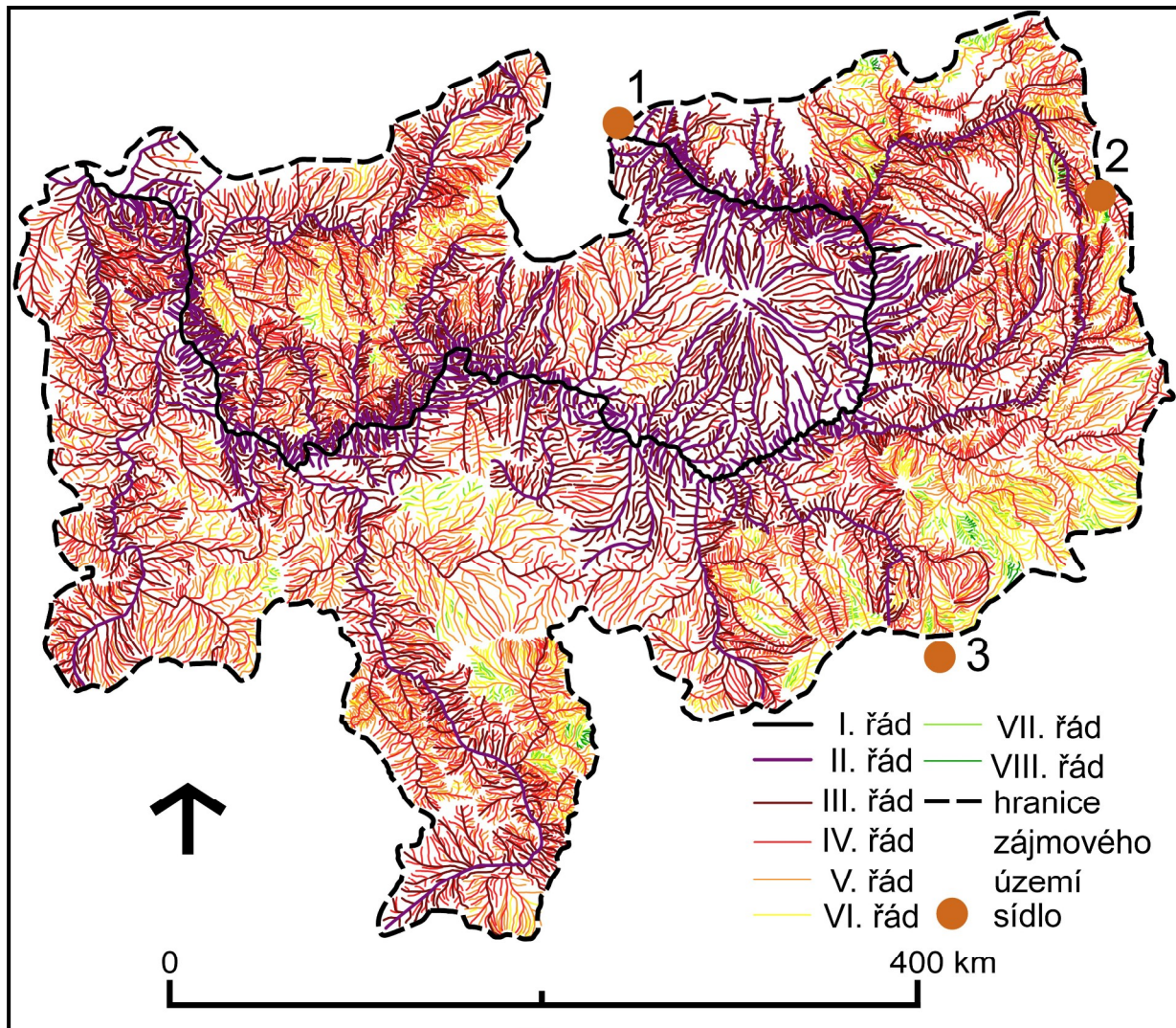
Údolní síť v povodí Modrého Nilu byla diskutována od terciární po primární hodnotící síť čtverců, aby bylo možné určit změny hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí se zmenšující se plochou popisovaného území (plochou hodnotících čtverců).

Vazby (závislosti) mezi jednotlivými morfologickými charakteristikami byly zjišťovány korelací (testovanou t-testem na hladině významnosti 0,05) v programu Statistica 7 (StatSoft, 2004). Pro zjištění, které charakteristiky jsou pro diskriminaci tvarů údolních sítí nejdůležitější, bylo použito vícerozměrných statistických metod (Diskriminační analýzy) (sensu Meloun et al., 2005). Krokovou metodou dopřednou byly odlišeny kvantifikační charakteristiky údolních sítí vhodné pro diskriminační analýzu od nevýznamných charakteristik. Následně byly z vhodných kvantifikačních charakteristik vybrány ty absolutní, relativizované či nezávislé charakteristiky, které jsou stejné pro terciární, sekundární i primární hodnotící síť čtverců. Chi-kvadrát testem postupných kořenů (na hladině významnosti 0,05) byla určena statistická významnost diskriminačních funkcí. Standardizovanými koeficienty kanonické diskriminační funkce byly zjištěny váhy kvantifikačních charakteristik. Průměry kanonických proměnných ukazují, které tvary údolních sítí lze na základě diskriminačních funkcí nejlépe odlišit.

## 6. Výsledky

### 6.1. Údolní síť v povodí Modrého Nilu

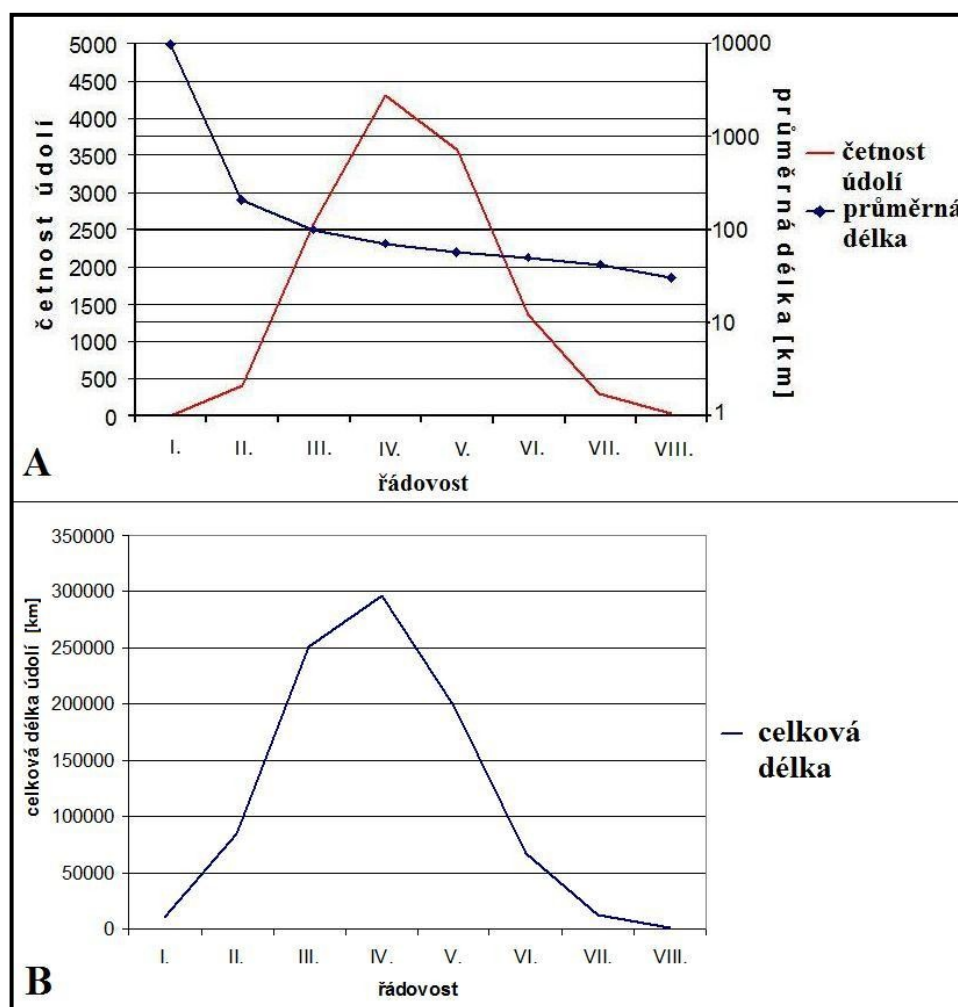
Údolní síť v povodí Modrého Nilu se skládala 12 589 údolí. Údolí se v síti nacházela v osmi řádech, přičemž hlavní údolí mělo délku 9 726 km (Obr. 12; Tab. 11, Obr. 13). Četnost a celková délka údolí jednotlivých řádů stoupala s rostoucím řádem do VI. řádu, poté začal počet údolí i celková délka údolí klesat (Tab. 11; Obr. 13). Průměrná délka údolí s rostoucím řádem klesala (Tab. 11; Obr.13).



**Obr. 12:** Absolutní řadovost údolních sítí povodí Modrého Nilu (Gravelius, 1914 in Zävoianu et al., 2009); pozn.: 1 – Bahr Dar; 2 – Dese; 3 – Addis Abeba.

**Tab. 11:** Četnost, průměrná délka a celková délka údolí různých řádů v povodí Modrého Nilu.

Řád	Počet	Prům. délka [km]	Celková délka [km]	Řád	Počet	Prům. délka [km]	Celková délka [km]
I. řád	1	9 726	9 726	V. řád	3 577	55,43	198 273,1
II. řád	413	205,68	84 945,8	VI. řád	1 362	48,88	66 674,6
III. řád	2 585	97,14	251 106,9	VII. řád	302	41,53	12 542,1
IV. řád	4 315	68,68	296 354,2	VIII. řád	34	29,5	1 003



**Obr. 13:** Četnost, průměrná délka a celková délka údolí různých řádů, pozn.: A – četnost a průměrná délka údolí; B – celková délka údolí.

## 6.2. Vztahy kvantifikačních charakteristik údolních sítí

Vzájemné vztahy jednotlivých kvantifikačních charakteristik údolních sítí byly porovnávány na základě korelací (testovanou t-testem na hladině významnosti 0,05) vizualizovaných korelačních maticí (Příloha 1-6). Korelace byla prokázána mezi charakteristikami, které vycházejí z počtů a délek údolí různých řádů. Např. na základě srovnání korelací (Příloha 1-6) počet údolí II. řádů měl:

- 1) pozitivní korelaci s celkovým počtem údolí v údolní síti;
- 2) pozitivní korelaci s bifurkačním poměrem údolí I. a II. řádů a negativní korelaci s bifurkačním poměrem údolí II. a III. řádů;
- což vedlo k 3) pozitivní korelaci s relativní fraktálovou dimenzí údolí I. a II. řádů a k negativní korelaci s relativní fraktálovou dimenzí údolí II. a III. řádů;
- 4) negativní korelaci s průměrnou délkou údolí II. řádů;
- čili i 5) pozitivní korelaci s poměrem průměrných délek údolí I. a II. řádů a negativní korelaci s poměrem průměrných délek údolí II. a III. řádů;
- což vedlo k 6) negativní korelaci s fraktálovou dimenzí údolí I. a II. řádů a k pozitivní korelaci s fraktálovou dimenzí údolí II. a III. řádů;
- 7) pozitivní korelaci s hustotou údolních sítí.

A na základě srovnání korelačních matic (Příloha 1-6) celková délka údolí II. řádů měla:

- 1) pozitivní korelaci s celkovou délkou údolí všech řádů v údolní síti;
- 2) pozitivní korelaci s poměrem celkových délek údolí I. a II. řádů a negativní korelaci s poměrem celkových délek údolí II. a III. řádů;
- což vedlo k 3) negativní korelaci s relativní fraktálovou dimenzí údolí I. a II. řádů a k pozitivní korelaci s relativní fraktálovou dimenzí údolí II. a III. řádů;
- 4) pozitivní korelaci s průměrnou délkou údolí II. řádů;
- čili i 5) negativní korelaci s poměrem průměrných délek údolí I. a II. řádů a pozitivní korelaci s poměrem průměrných délek údolí II. a III. řádů;
- což vedlo k 6) pozitivní korelaci s fraktálovou dimenzí údolí I. a II. řádů a k negativní korelaci s fraktálovou dimenzí údolí II. a III. řádů;
- 7) pozitivní korelaci s hustotou údolních sítí.

### 6.3. Tvary údolních sítí v terciární, sekundární a primární hodnotící síti čtverců

V údolních sítích v povodí Modrého Nilu převládaly dendritické a mřížkovité sítě (Tab. 12; Obr. 14), přičemž v západní části zájmového území převládaly dendritické údolní sítě a ve východní části převládaly mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě. Paralelní údolní sítě se nacházely na hranici zájmového území, tj. na rozvodných hřbetech, či na svazích terciárně-kvartérních štítových sopek. U nepravidelných údolních sítí se nedala určit morfologická příslušnost k tvarům údolních sítí (Horník, 1986; Husain, 2008), proto nebyly dále uvažovány.

**Tab. 12.:** Počty tvarů údolních sítí v primární, sekundární a terciární hodnotící síti čtverců.

Tvar	Terciární	Sekundární	Primární	Tvar	Terciární	Sekundární	Primární
Dendritický	25	78	275	Paralelní	6	28	91
Mřížkový	15	42	133	Radiální	2	4	6
Pravoúhlý	7	28	116	Nepravidelné	3	6	4



**Obr. 14:** Tvary údolních sítí, pozn.: A – terciární hodnotící síť čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.

U absolutních, relativních i nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik (nezávisle na velikosti čtverců hodnotící čtvercové sítě) (Tab. 13; Příloha 7-9):

1) z největšího počtu údolí různých řádů se skládaly mřížkovité, pravoúhlé a dendritické údolní sítě, oproti tomu z nejmenšího počtu údolí různých řádů se skládaly radiální a paralelní údolní sítě;

2) nejvyšší bifurkační poměry údolí různých řádů měly mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě, oproti tomu nejnižší bifurkační poměry údolí různých řádů měly radiální údolní sítě;

3) největší průměrné délky údolí různých řádů měly mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě, oproti tomu nejmenší průměrné délky údolí různých řádů měly radiální a paralelní údolní sítě;

4) nejvyšší poměry průměrných délek údolí různých řádů měly dendritické a mřížkovité údolní sítě, oproti tomu nejnižší poměry průměrných délek údolí různých řádů měly radiální a paralelní údolní sítě;

5) největší celkové délky údolí různých řádů měly dendritické a mřížkovité údolní sítě;

6) nejvyšší poměry celkových délek údolí různých řádů měly dendritické a mřížkovité údolní sítě, oproti tomu nejnižší poměry celkových délek údolí různých řádů měly radiální a paralelní údolní sítě;

7) největší velikosti úhlů mezi údolími měly mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě, oproti tomu nejmenší velikosti úhlů mezi údolími měly radiální a paralelní údolní sítě;

8) největší počet úhlů mezi údolími v údolních sítích i největší počet úhlů mezi údolími na km<sup>2</sup> měly mřížkovité a dendritické údolní sítě, oproti tomu nejmenší počet úhlů mezi údolími v údolních sítích i nemenší počet úhlů mezi údolími na km<sup>2</sup> měly radiální a paralelní údolní sítě;

9) největší hustotu údolních sítí měly mřížkovité a dendritické údolní sítě, oproti tomu nejmenší hustotu údolních sítí měly radiální a paralelní údolní sítě.

**Tab. 13:** Nezávislé hodnoty kvantifikátorů, pozn.: T – terciární hodnotící síť čtverců; S – sekundární hodnotící síť čtverců; P – primární hodnotící síť čtverců; Prům. – průměrné hodnoty.

Kvantifikátory	Dendritická			Mřížkovitá			Pravoúhlá			Paralelní			Radiální		
	T	S	P	T	S	P	T	S	P	T	S	P	T	S	P
Prům. velikosti úhlů [°]	55,7	59,4	57,8	72,97	80,4	82,1	73,3	80,1	81,9	39,9	43,9	36,4	47,2	42,6	33
Prům. počet úhlů v síti	239	67	19	368	108	33	202	62	16	158	37	8	88	33	7
Prům počet úhlů na km <sup>2</sup> *100	5,66	6,15	6,57	8,71	9,92	11,42	4,78	5,69	5,54	3,74	3,4	2,77	2,08	3,03	2,42
Prům. hustota údol. sítí	0,52	0,54	0,54	0,59	0,67	0,68	0,4	0,47	0,46	0,48	0,45	0,45	0,38	0,55	0,55

#### 6.4. Diskriminace tvarů údolních sítí

Tvary údolních sítí v povodí Modrého Nilu byly signifikantně odlišeny následujícími absolutními a nezávislými hodnotami kvantifikačních charakteristik údolních sítí (Tab. 14): počet údolí V. řádu, celkový počet údolí v údolní síti, průměrná délka údolí III. řádů a průměrná délka údolí VI. řádů, celková délka údolí II. řádů, součet relativních fraktálových dimenzí údolí všech řádů a velikosti úhlů mezi údolními. Pro zjištění, které znaky se nejvíce podílejí na diskriminaci jednotlivých tvarů údolních sítí, byla použita diskriminační analýza.

Pro absolutní a nezávislé hodnoty kvantifikačních charakteristik celková diskriminace tvarů údolních sítí byla: 1) v terciární hodnotící síti čtverců poměrně výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,0539313;  $F(28; 160) = 7,132252$ ;  $p < 0,0001$ ; 2) v sekundární hodnotící síti čtverců také výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,0918057;  $F(28; 607) = 20,36819$ ;  $p < 0,0001$ ; a 3) v primární hodnotící síti čtverců rovněž poměrně výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,0982703;  $F(24; 2045) = 80,5049$ ;  $p < 0,0001$ .

**Tab. 14:** Standardizované koeficienty pro kanonické proměnné absolutních a nezávislých charakteristik. Pozn.1: Sum. – celkový/á; P.D. – průměrná délka; C.D. – celková délka; R.F.D. – relativní fraktálová dimenze; Vel. – velikost. Pozn.2: Charakteristiky byly vybrány krokovou metodou dopřednou ze všech uvedených charakteristik, následně byly vybrány ty absolutní a nezávislé charakteristiky, které jsou stejné pro terciární, sekundární i primární hodnotící síti čtverců.

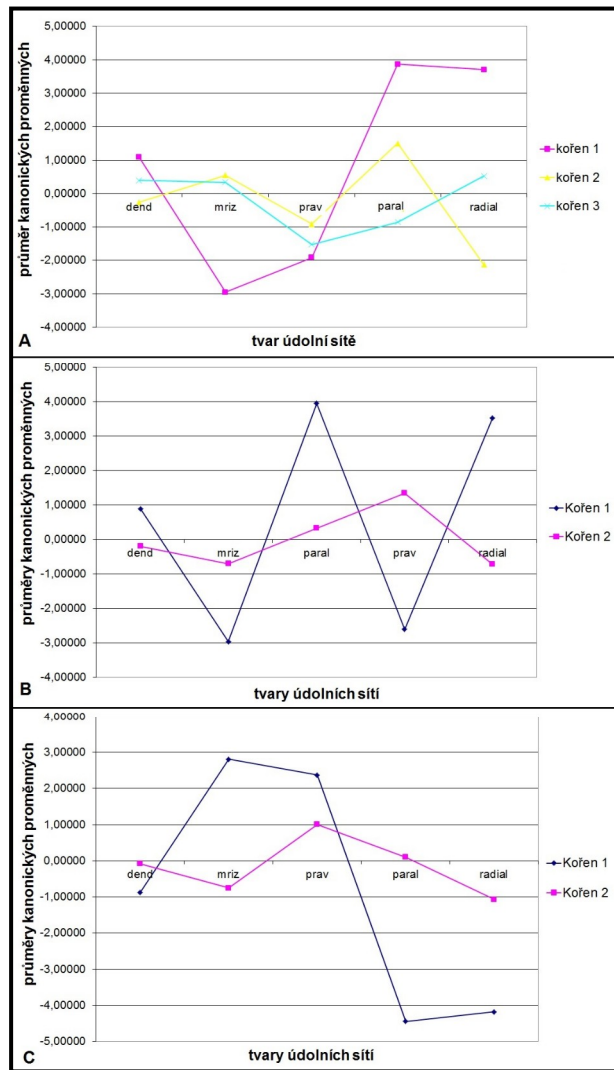
Charakteristika	Terciární síť			Sekundární síť		Primární síť	
	Kořen 1	Kořen 2	Kořen 3	Kořen 1	Kořen 2	Kořen 1	Kořen 2
Počet V. ř.	-0,37	0,98	0,06	0,09	0,19	-0,12	-0,05
Sum. počtu	-0,11	-0,43	0,43	-0,22	-0,88	0,28	-0,90
P.D. III. ř.	-0,04	0,23	0,00	-0,18	-0,08	-0,06	-0,03
P.D. VI. ř.	-0,22	0,93	-0,76	0,01	0,06	0,01	-0,14
C.D. II.ř.	0,07	0,43	-0,85	0,13	0,76	-0,15	0,14
Sum.R.F.D.	-0,05	0,10	-0,02	-0,05	0,17	-0,04	-0,08
Vel. úhlů	-1,03	-0,04	-0,24	-1,00	0,11	0,99	0,20

Standardizované koeficienty pro kanonické proměnné určují, které proměnné přispívají nejvíce k diskriminaci tvarů údolních sítí. Kořen 1 (Tab. 14) je nezávisle na velikostech čtverců ve čtvercových sítí určen především velikostmi úhlů mezi údolími. Kořen 2 je (Tab. 14): 1) v terciární hodnotící síti čtverců určen především počtem údolí V. řádu; 2) v sekundární hodnotící síti čtverců a 3) v primární hodnotící síti čtverců určen především celkovým počtem údolí v údolních sítích. Kořen 3 je v terciární hodnotící síti čtverců určen celkovou délkou údolí II. řádů (Tab. 14).

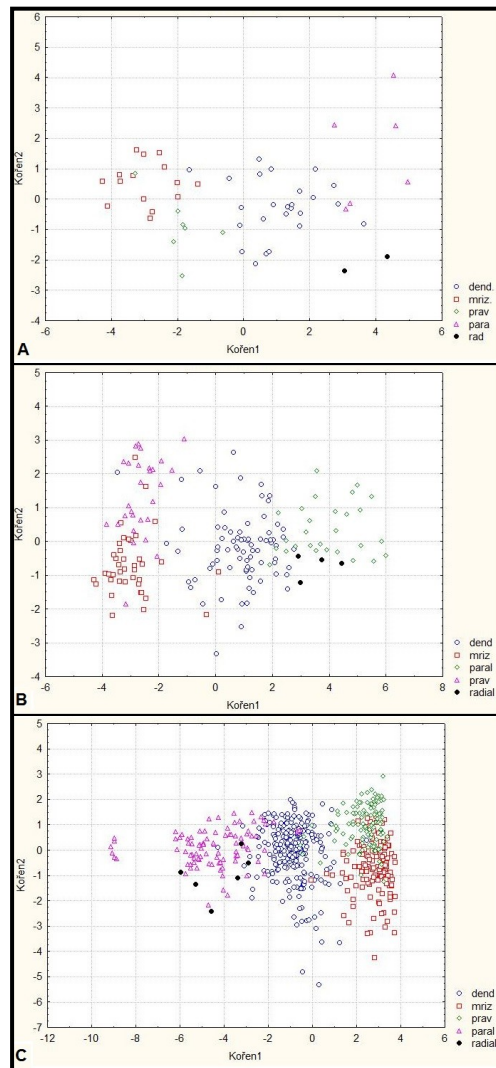
První kanonická funkce (Kořen 1) nezávisle na velikostech čtverců ve čtvercových sítí dobře odlišuje pravoúhlé a mřížkovité údolní sítě od paralelních a radiálních údolních sítí<sup>5</sup> (Obr. 15). Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v terciární hodnotící síti čtverců dobře odlišuje paralelní údolní sítě od radiálních údolních sítí (Obr. 15). Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v sekundární hodnotící síti čtverců poměrně dobře odlišuje pravoúhlé údolní sítě od radiálních údolních sítí. Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v primární hodnotící síti čtverců a třetí kanonická funkce (Kořen 3) v terciární hodnotící síti čtverců výrazně neodlišuje žádné tvary údolních sítí (Obr. 15). Pomocí kanonických funkcí lze tedy nejlépe odlišit mřížkovité a pravoúhlé tvary údolních sítí od paralelních a radiálních tvarů údolních sítí (Obr. 16).

---

<sup>5</sup> Kořen 1 v primární síti čtverců je jiný a neodpovídá kořenu 1 v terciární či sekundární síti.



**Obr. 15:** Průměry kanonických proměnných absolutních a nezávislých charakteristik, pozn.: A – terciární hodnotící síť čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.



**Obr. 16:** Bodový graf rozptylu kanonických skóre absolutních a nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro všechny tvary údolních sítí v povodí Modrého Nilu.

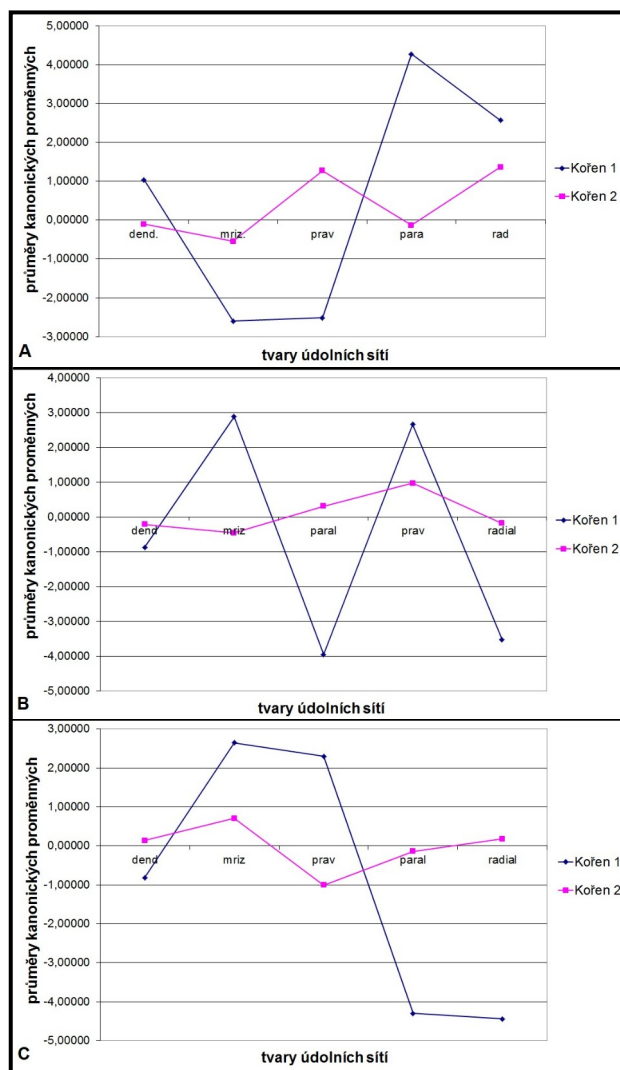
Tvary údolních sítí v povodí Modrého Nilu jsou signifikantně odlišeny následujícími relativizovanými a nezávislými hodnotami kvantifikačních charakteristik údolních sítí (Tab. 15): průměrnou délkou údolí IV. řádů, velikostí úhlů mezi údolními a počtem úhlů v údolních sítích. Pro relativizované a nezávislé hodnoty kvantifikačních charakteristik celková diskriminace tvarů údolních sítí byla: 1) v terciární hodnotící síti čtverců poměrně výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,1006855;  $F(12; 127) = 14,65355$ ;  $p < 0,0001$ ; 2) v sekundární hodnotící síti čtverců také výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,1095554;  $F(4; 172) = 2,789002$ ;  $p < 0,0001$ ; a 3) v primární hodnotící síti čtverců rovněž poměrně výrazná, s hodnotami Wilkova Lambda = 0,1101588;  $F(12; 1561) = 69,3838$ ;  $p < 0,0001$ .

**Tab. 15:** Standardizované koeficienty pro kanonické proměnné relativizovaných a nezávislých charakteristik. Pozn.1: P.D. – průměrná délka. Pozn.2: Charakteristiky byly vybrány krokovou metodou dopřednou ze všech uvedených charakteristik, následně byly vybrány ty relativizované a nezávislé charakteristiky, které jsou stejné pro terciární, sekundární i primární hodnotící sítě čtverců.

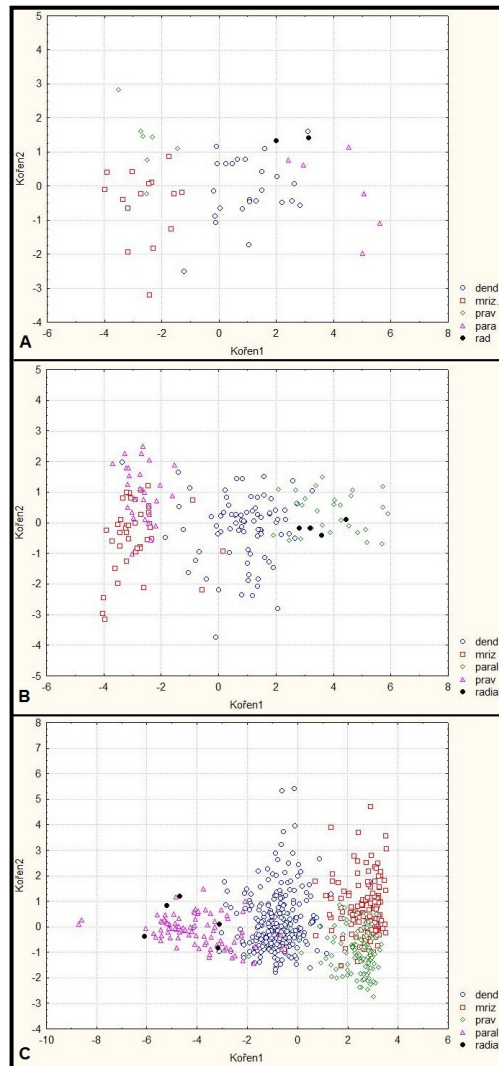
Charakteristika	Terciární síť		Sekundární síť		Primární síť	
	Kořen 1	Kořen 2	Kořen 1	Kořen 2	Kořen 1	Kořen 2
P.D. IV. ř.	0,42	-0,35	-0,16	0,33	0,07	0,08
Velikost úhlů	-1,02	0,24	0,97	0,26	0,97	-0,26
Počet úhlů	-0,17	-0,97	0,16	-0,93	0,16	0,98

Kořen 1 (Tab. 15) je nezávisle na velikostech čtverců ve čtvercových sítích určen především velikostmi úhlů mezi údolími. Kořen 2 (Tab. 15) je: 1) v terciární hodnotící síti čtverců a v 2) v primární hodnotící síti čtverců určen především počtem úhlů v údolních sítích; 3) v sekundární hodnotící síti čtverců určen především počtem úhlů v údolních sítích.

První kanonická funkce (Kořen 1) nezávisle na velikostech čtverců ve čtvercových sítích dobře odlišuje (Obr. 17) pravoúhlé a mřížkovité údolní sítě od paralelních a radiálních údolních sítí. Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v terciární hodnotící síti čtverců dobře odlišuje pravoúhlé a radiální údolní sítě od mřížkovitých údolních sítí (Obr. 17). Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v sekundární hodnotící síti čtverců výrazně neodlišuje žádné tvary údolních sítí (Obr. 17). Druhá kanonická funkce (Kořen 2) v primární hodnotící síti čtverců dobře odlišuje mřížkovité údolní sítě od pravoúhlých údolních sítí. Pomocí kanonických funkcí lze tedy nejlépe odlišit mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě od paralelních a radiálních údolních sítí (Obr. 18).



**Obr. 17:** Průměry kanonických proměnných relativizovaných a nezávislých charakteristik, pozn.: A – terciární hodnotící síť čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.



**Obr. 18:** Bodový graf rozptylu kanonických skóre relativizovaných a nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí pro všechny tvary údolních sítí v povodí Modrého Nilu.

### 6.5. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí vzhledem k rostoucímu řádu údolí

Pokud jsou uvažovány absolutní hodnoty kvantifikačních charakteristik údolních sítí, pak nezávisle na tvaru údolní sítě a nezávisle na velikosti čtverců hodnotící čtvercové sítě s rostoucím číslem řádu (Příloha 10-17) došlo:

- 1) k růstu počtu údolí s rostoucím řádem do IV. řádu, poté začal počet údolí s rostoucím řádem klesat;
- 2) ke zvýšení bifurkačního poměru údolí II. a III. řádů oproti bifurkačnímu poměru údolí I. a II. řádů. Poté došlo ke snížení hodnot bifurkačních poměrů údolí s rostoucím řádem;
- 3) k růstu průměrné délky údolí s rostoucím řádem do II. či III. řádu, poté začala průměrná délka údolí s rostoucím řádem klesat;

4) ke zvýšení poměru průměrných délek údolí s rostoucím řádem do III. či IV. řádu, poté došlo ke snížení poměru průměrných délek údolí s rostoucím řádem;

5) k růstu celkové délky údolí s rostoucím řádem do IV. řádu, poté začala celková délka údolí s rostoucím řádem klesat;

6) ke zvýšení poměru celkových délek údolí s rostoucím řádem do II. či IV. řádu, poté došlo ke snížení poměru celkových délek údolí s rostoucím řádem;

Absolutní hodnoty fraktálové dimenze a relativní fraktálové dimenze byly proměnné s rostoucím číslem řádu údolí.

Pokud jsou uvažovány relativizované hodnoty kvantifikačních charakteristik údolních, pak nezávisle na tvaru údolní sítě a nezávisle na velikosti čtverců hodnotící čtvercové sítě s rostoucím číslem řádu (Příloha 10-17) došlo:

1) k růstu počtu údolí s rostoucím řádem až do IV. řádu, poté počet údolí s rostoucím řádem klesal;

2) ke snížení bifurkačního poměru údolí s rostoucím číslem řádu údolí;

3) k poklesu průměrné délky údolí s rostoucím číslem řádu údolí;

4) ke snížení poměru průměrné délky údolí s rostoucím číslem řádu údolí. Výjimku tvoří radiální údolní sítě, kde je poměr průměrných délek údolí III. a IV. řádů vyšší než poměr průměrných délek údolí II. a III. řádů;

5) k růstu celkové délky údolí s rostoucím řádem do II. - III. řádu, poté celková délka údolí s rostoucím řádem klesala;

6) ke snížení poměru celkové délky údolí s rostoucím číslem řádu údolí.

Relativizované hodnoty fraktálové dimenze a relativní fraktálové dimenze jsou proměnné s rostoucím číslem řádu údolí.

Z analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu vyplývá, že četnosti a celkové délky údolí různých řádů měly:

1) *normální* (též *Gaussovo*) *rozdělení* hodnot v celé údolní síti v povodí Modrého Nilu bez použití čtvercových sítí (Tab. 11; Obr. 13);

2) *normální rozdělení* absolutních hodnot nezávisle na velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítí (Příloha 7; 8; 10; 15);

3) *normální rozdělení* relativizovaných hodnot nezávisle na velikosti čtverců (Příloha.9; 10; 15) (sensu Geizerová, 1995; Zvárová, 2002; Zvára, 2006).

## 6.6. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí vzhledem ke zmenšení území

U absolutních hodnot kvantifikačních charakteristik (nezávisle na tvaru údolní sítě) při zmenšení plochy čtverců (z terciární na sekundární hodnotící síť čtverců, resp. z terciární na primární hodnotící síť čtverců) (Příloha 18; Příloha 19) došlo:

1) k poklesu počtu údolí všech řádů o 417,4 (pro mřížkovité údolní sítě) až 545 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 105,2 (pro radiální údolní sítě) až 698,2 % (pro dendritické údolní sítě);

2) ke snížení bifurkačního poměru údolí různých řádů o 80,8 (pro mřížkovité údolní sítě) až 148,1 % (pro paralelní údolní sítě), resp. o 182,6 (pro dendritické údolní sítě) až 366,4 % (pro paralelní údolní sítě);

3) k poklesu průměrné délky údolí všech řádů o 64,9 (pro radiální údolní sítě) až 376,5 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 205,7 (pro radiální údolní sítě) až 553,1 % (pro dendritické údolní sítě);

4) ke snížení poměru průměrných délek údolí všech řádů o 57,8 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 279,8 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 125,6 (pro radiální údolní sítě) až 383,3 % (pro dendritické údolní sítě);

5) ke snížení hodnoty fraktálové dimenze údolí všech řádů o 70,8 (pro radiální údolní sítě) až 312,4 % (pro mřížkovité údolní sítě), resp. o 87,5 (pro radiální údolní sítě) až 257,5 % (pro dendritické údolní sítě);

6) k poklesu celkové délky údolí všech řádů o 143,6 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 623,2 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 92,3 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 749,4 % (pro dendritické údolní sítě);

7) ke snížení poměru celkových délek údolí všech řádů o 18,7 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 275,2 % (pro mřížkovité údolní sítě), resp. o 48,8 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 311,3 % (pro mřížkovité údolní sítě);

8) ke snížení hodnoty relativní fraktálové dimenze údolí všech řádů o 23,3 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 217,2 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 36,4 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 290,6 % (pro mřížkovité údolní sítě).

U relativizovaných hodnot kvantifikačních charakteristik (nezávisle na tvaru údolní sítě) při zmenšení plochy čtverců (z terciární na sekundární hodnotící síť čtverců, resp. z terciární na primární hodnotící síť čtverců) (Příloha 20) došlo:

1) k poklesu počtu údolí všech řádů o 295,3 (pro dendritické údolní sítě) až 417,8 % (pro pravoúhlé údolní sítě), resp. o 270,1 (pro radiální údolní sítě) až 514,2 % (pro paralelní údolní sítě);

2) ke snížení bifurkačního poměru údolí různých řádů o 129,5 (pro paralelní údolní sítě) až 194,9 % (pro mřížkovité údolní sítě), resp. o 262,2 (pro mřížkovité údolní sítě) až 341,6 % (pro pravoúhlé údolní sítě);

3) k poklesu průměrné délky údolí všech řádů o 100,3 (pro radiální údolní sítě) až 297,1 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 248,9 (pro radiální údolní sítě) až 448,4 % (pro paralelní údolní sítě);

4) ke snížení poměru průměrných délek údolí všech řádů o 23,7 (pro radiální údolní sítě) až 176,8 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 75,7 (pro radiální údolní sítě) až 296,5 % (pro paralelní údolní sítě);

5) ke zvýšení hodnoty fraktálové dimenze údolí všech řádů o 97,9 (pro radiální údolní sítě) až 2 202 % (pro paralelní údolní sítě), resp. o 17,6 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 147,7 % (pro paralelní údolní sítě);

6) k poklesu celkové délky údolí všech řádů o 448,8 (pro mřížkovité údolní sítě) až 478,7 % (pro paralelní údolní sítě), resp. o 334,9 (pro radiální údolní sítě) až 568 % (pro paralelní údolní sítě);

7) ke snížení poměru celkových délek údolí všech řádů o 91,7 (pro paralelní údolní sítě) až 200,4 % (pro mřížkovité údolní sítě), resp. o 260,1 (pro mřížkovité údolní sítě) až 313,2 % (pro pravoúhlé údolní sítě);

8) ke snížení hodnoty relativní fraktálové dimenze údolí všech řádů o 60,6 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 214,9 % (pro paralelní údolní sítě), resp. o 9,8 (pro radiální údolní sítě) až 305,3 % (pro paralelní údolní sítě).

U nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik (nezávisle na tvaru údolní sítě) při zmenšení plochy čtverců (z terciární na sekundární hodnotící síť čtverců, resp. z terciární na primární hodnotící síť čtverců) (Tab. 16) došlo:

1) k zvětšení velikostí úhlů mezi údolími u dendritických, mřížkovitých a pravoúhlých údolních sítí o 6,6 (pro dendritické údolní sítě) až 10,2 % (pro mřížkovité údolní sítě), resp. o 3,8 (pro dendritické údolní sítě) až 12,5 % (pro mřížkovité údolní sítě). U radiálních a paralelních údolních sítí došlo k zmenšení velikostí úhlů mezi údolími.

2) k očekávanému snížení počtů úhlů v údolních sítích o 62,5 (pro radiální údolní sítě) až 72 % (pro dendritické údolní sítě), resp. o 91 (pro pravoúhlé údolní sítě) až 94,9 % (pro dendritické údolní sítě);

3) ke zvýšení počtů úhlů na km<sup>2</sup> v údolních sítích o 8,7 (pro dendritické údolní sítě) až 45,7 % (pro radiální údolní sítě), resp. o 16,1 (pro dendritické údolní sítě) až 31,1 % (pro mřížkovité údolní sítě). Výjimku tvoří paralelní údolní sítě, kde došlo ke snížení počtů úhlů na km<sup>2</sup> v údolních sítích;

4) ke zvýšení hustoty údolních sítí o 3,8 (pro dendritické údolní sítě) až 44,7 % (pro radiální údolní sítě), resp. o 3,8 (pro dendritické údolní sítě) až 44,7 % (pro radiální údolní sítě). Výjimku tvoří paralelní údolní sítě, kde došlo ke snížení hustoty údolních sítích.

**Tab. 16:** Změny hodnot nezávislých kvantifikačních charakteristik údolních sítí při změně velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítí [%], pozn.: T -> S – změna z terciární na sekundární hodnotící síť čtverců; T -> P – změna z terciární na primární hodnotící síť čtverců;

charakteristiky	Dendritická		Mřížkovitá		Pravouhlá		Paralelní		Radiální	
	T -> S	T -> P	T -> S	T -> P	T -> S	T -> P	T -> S	T -> P	T -> S	T -> P
<b>Velikosti úhlů</b>	+ 6,6	+ 3,8	+ 10,2	+ 12,5	+ 9,3	+ 11,7	+ 10,0	- 8,8	- 9,7	- 30,1
<b>Počet úhlů v síti</b>	- 72,0	- 92,1	- 70,7	- 91,0	- 69,3	- 92,1	- 76,6	- 94,9	- 62,5	- 92,0
<b>Hustota úhlů</b>	+ 8,7	+ 16,1	+ 13,9	+ 31,1	+ 19,0	+ 15,9	- 9,1	- 25,9	+ 45,7	+ 16,3
<b>Hustota údol. sítí</b>	+ 3,8	+ 3,8	+ 13,6	+ 15,3	+ 17,5	+ 15,0	- 6,2	- 6,2	+ 44,7	+ 44,7

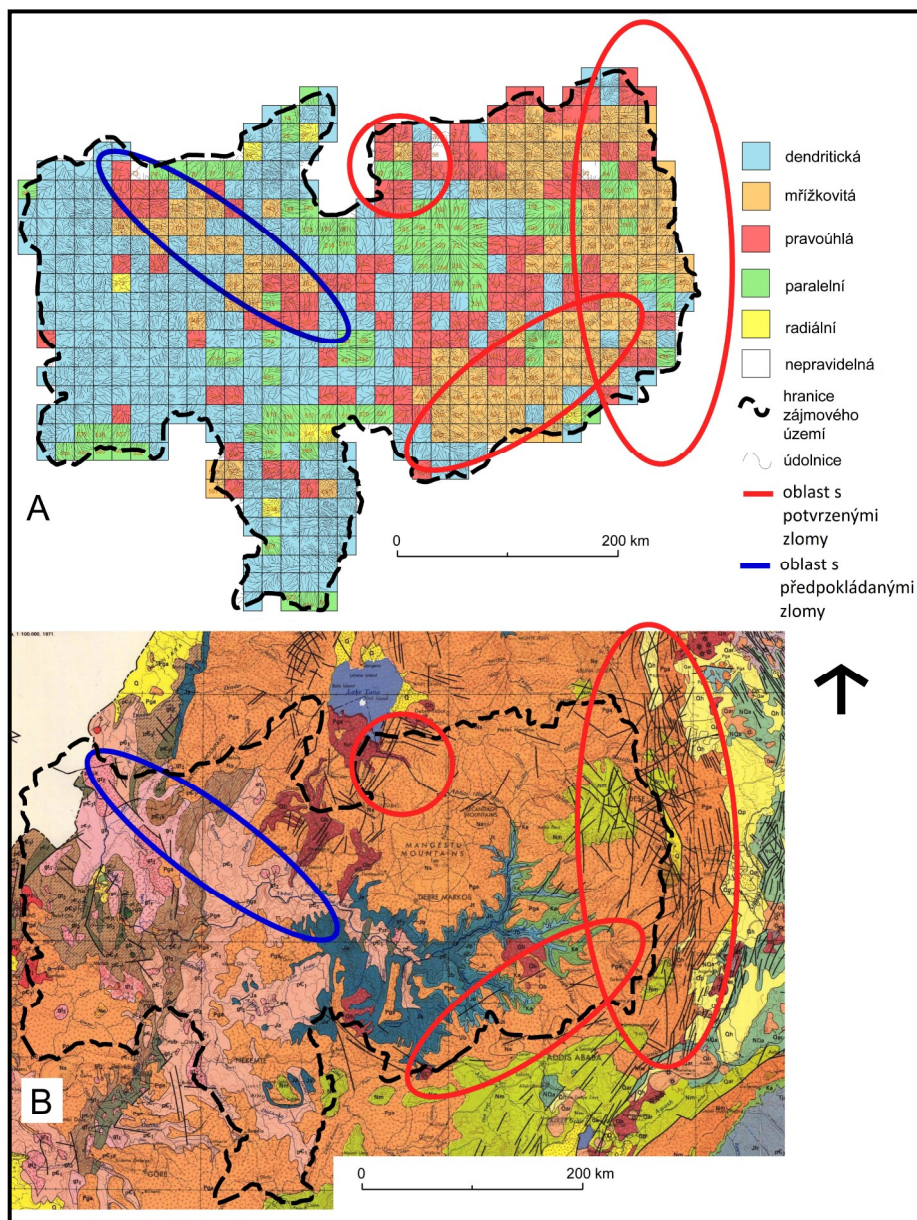
## 7. Diskuze

### 7.1. Tvary údolních sítí v povodí Modrého Nilu

Dle odborné literatury (např. dle Howarda, 1967 in Babar, 2005; Horníka, 1986; Demka, 1987; Babara, 2005; Husaina, 2008; aj.) se mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě, které převládají v západní části povodí Modrého Nilu (Obr. 14), vyskytují v oblastech s četnými projevy tektoniky (se systémy puklin a zlomů). Srovnání tvarů údolních sítí v primární hodnotící síti čtverců s výskytem zlomů v geologické mapě Etiopie dle Geological survey of Ethiopia (1973) (Obr. 19) potvrzuje vazbu mřížkovitých a pravoúhlých sítí na zlomy postiženou Z a JZ část povodí Modrého Nilu, tj. poblíž Etiopského riftu, a JJZ část oblasti okolí jezera Tana. Tinkler (in Goudie, 2004) však u vazeb tvarů údolních sítí a tektoniky upozorňuje, že jen zřídka jsou v oblastech známy všechny tektonické poruchy.

Pokud jsou mřížkovité a pravoúhlé tvary údolních sítí opravdu vázané na oblasti s projevy tektoniky, pak lze předpokládat výskyt tektonických poruch JV od jezera Tana (Obr. 19). Z rozmístění jednotlivých mřížkovitých a pravoúhlých údolních sítí v primární hodnotící síti čtverců lze odhadovat, že by převládaly zlomy s orientací SV – JZ, tj. kolmé k orientaci Etiopského riftu. To je v souladu s orientací zlomů a puklin v Etiopské vysočině dle Ganiho et al. (2009) v krystalických horninách, ve 3. a 5. fázi sedimentárních vrstev a s orientací zlomů ve starších vulkanických horninách (viz Tab. 4, Tektonika zájmového území). Dle geologické mapy Etiopie dle Geological survey of Ethiopia (1973) (Obr. 19) se však JV od jezera Tana žádné zlomy nevyskytují.

Výskyt dendritických údolních sítí v západní části povodí Modrého Nilu ukazuje na klesající vliv tektoniky s rostoucí vzdáleností od Etiopského riftu (Obr. 19). Dendritické údolní sítě se vyskytovaly v dolní části povodí Modrého Nilu, tzn. mohou mít souvislost s narůstající plochou povodí a velikostí průtoku (sensu Goodwin, Tarbotton in Goudie, 2004). Výskyt dendritických údolních sítí v povodí Modrého Nilu (v oblastech s nízkým sklonem reliéfu) odpovídá popisu výskytu dendritických sítí např. dle Howarda (1967 in Babar, 2005), Husaina (2008), aj.. Výskyt radiálních a paralelních údolních sítí na svazích terciérně-kvartérních štítových sopek či výskyt paralelních sítí na rozvodných hřebetech v povodí Modrého Nilu, tzn. na ukloněném reliéfu, rovněž odpovídá popisu výskytu radiálních a paralelních údolních sítí např. dle Howarda (1967 in Babar, 2005), Husaina (2008), aj..



**Obr. 19:** Srovnání tvarů údolních sítí v primární hodnotící síti čtverců (A) a geologické mapy Etiopie dle Geological survey of Ethiopia (1973), pozn.: legenda geologické mapy Etiopie viz Obr. 5.

## 7.2. Vhodnost kvantifikačních charakteristik údolních sítí k odlišení tvarů sítí

Charakteristikou, která nejvýrazněji odlišuje tvary údolních sítí, je velikost úhlů mezi údolními. Velikost úhlů mezi údolními používají všichni autoři při rozlišování tvarů údolních sítí pomocí srovnání tvaru údolní sítě s jejich schématickými ekvivalenty (např. Howard, 1967; Fairbridge, 1968; Horník, 1986; Demek, 1987; Gerrand, 1988; Babar, 2005; Huggett, 2007; aj.), jelikož tvar sítě je dán především úhly mezi údolními. Z analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu ovšem vyplývá, že velikosti úhlů mezi údolními nedokáží odlišit mřížkovité od pravoúhlých sítí a radiální od paralelních sítí. K jejich odlišení lze použít

charakteristiky založené na četnosti a celkové délce údolí, tj. četnost údolí různých řádů, bifurkační poměry údolí různých řádů, průměrné délky údolí různých řádů, poměry průměrných délek údolí různých řádů, hodnoty fraktálových dimenzí údolí různých řádů, celkové délky údolí různých řádů, poměry celkových délek údolí různých řádů, hodnoty relativních fraktálových dimenzí údolí různých řádů a hustota údolních sítí. Po provedení korelační analýzy se ukázalo (Příloha 1-6), že tyto charakteristiky korelují s četností a celkovou délkou údolí (jsou obsaženy v četnosti a celkové délce údolí). Četnosti a celkové délky údolí jsou tedy pro odlišení jednotlivých tvarů údolních sítí nevhodnější, přestože na základě diskriminační analýzy byly vybrány i jiné charakteristiky (Tab. 14; Tab. 15). Charakteristiky vybrané krokovou metodou při diskriminační analýze je potřeba brát velice kriticky, neboť výběr některých charakteristik dává smysl pouze ze statistického hlediska (např. suma relativizované fraktálové dimenze, počet úhlů v údolní síti). Hustota údolních sítí, kterou Slaymaker (in Goudie, 2004) a Huggett (2007) považují za základní charakteristiku popisu údolních sítí, má rovněž s četností a celkovou délkou údolí korelaci, a proto je k odlišení tvarů údolních sítí nevhodná.

Vhodným doplňkem velikostí úhlů mezi údolními, četností a celkových délek údolí může být homogenita údolí různých řádů. Homogenita údolí stejných řádů však může být ovlivněna použitím absolutní řádovosti údolních sítí, jejíž výhodou je přehlednost, ale nevýhodou může být dle Graveliuse (1914 in Zăvoianu et al. 2009) možnost, že si dvě údolí stejného řádu nemusejí odpovídat délkou ani morfologií.

### **7.3. Vliv reliéfu na hodnoty kvantifikátorů různých tvarů údolních sítí v povodí Modrého Nilu**

Četnosti a celkové délky údolí různých řádů a tedy i hustoty údolních sítí (Tab. 13; Příloha 7-9) mřížkovitých a dendritických údolních sítí (nejvyšší hodnoty) a radiálních a paralelních údolních sítí v povodí Modrého Nilu (nejnižší hodnoty) lze porovnat s tvrzeními Huggetta (2007). Huggett (2007) popisuje vysoké četnosti údolí různých řádů a vysoké hustoty údolních sítí v oblastech:

- A) s nízkým sklonem reliéfu, což odpovídá výskytu dendritických údolních sítí v povodí Modrého Nilu;
- B) s výskytem zlomů a puklin, což odpovídá výskytu mřížkovitých údolních sítí v povodí Modrého Nilu.

V oblastech se skloněným reliéfem se hůře vytvářejí údolí všech řádů (Huggett, 2007), tj. údolní sítě mají nízkou hustotu. Výskyt radiálních a paralelních údolních sítí v povodí

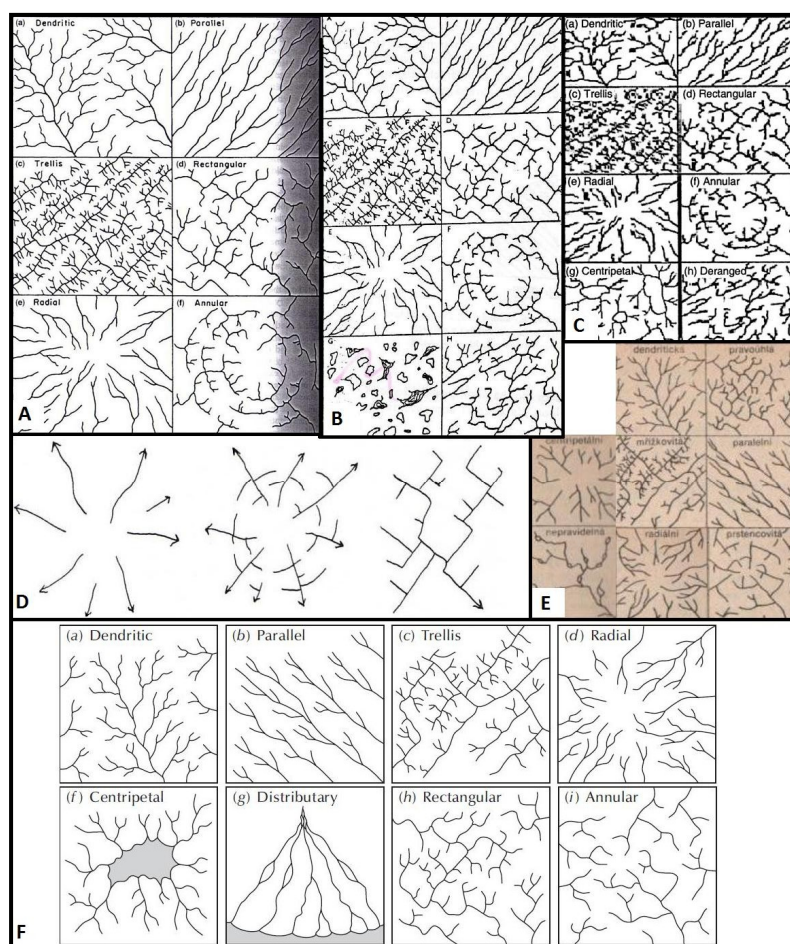
Modrého na ukloněném reliéfu je tedy příčinou nízkých hustot těchto údolních sítí. Hodnoty četností a hustot údolních sítí v povodí Modrého Nilu potvrzují předpoklady Huggetta (2007).

Jelikož mřížkovité a dendritické údolní sítě v povodí Modrého Nilu měly nejvyšší hodnoty četností a celkových délek údolí a nejvyšší hustoty údolních sítí, měly také nejvyšší hodnoty fraktálových dimenzí údolí různých řádů. Vysoké hodnoty fraktálových dimenzí mřížkovitých a dendritických sítí jsou v souladu se zjištěními Tarbottona (1996) a Turcotta (1997 2007a 2007b). Jedná se tedy nejspíše o obecný jev, který analýza údolních sítí v povodí Modrého Nilu potvrdila.

Homogenita údolí různých řádů se u radiálních údolních sítí v povodí Modrého Nilu nelišila od ostatních tvarů údolních sítí (převážně proměnná údolí). Z definice radiálních údolních sítí (Tab. 10) a z jejich schématických ekvivalentů (Obr. 20) je však patrné, že údolí stejných řádů by měla být homogenní (např. Netopil et al. (1984) „u radiálních sítí jsou si údolí délkou rovna“). Údolí stejných řádů jsou homogenní pouze v případě, že se místo, odkud se údolí všesměrně rozbíhají, nachází ve středu hodnotícího čtverce. Toto však v hodnocených sítích nenastalo.

Výskyt dendritických, resp. paralelních a radiálních údolních sítí v oblastech s nízkým sklonem reliéfu, resp. se skloněným reliéfem v povodí Modrého Nilu, ovlivnil velikosti úhlů mezi údolími u dendritických ( $55,7\text{--}57,8^\circ$ ), resp. u radiálních a paralelních údolních sítí ( $33\text{--}47,2^\circ$ ). Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že se s rostoucím sklonem reliéfu zmenšují velikosti úhlů mezi jednotlivými údolími. Tento předpoklad zmiňují i Migoń (in Goudie, 2004) a Huggett (2007).

Velikosti úhlů mezi údolími u mřížkovitých a pravoúhlých údolních sítí v povodí Modrého Nilu ( $73\text{--}82,1^\circ$ ) se blíží jejich schématickým ekvivalentům např. dle Howarda (1967), Huggetta (2007), aj. (Obr. 20) (přibližně  $90^\circ$ ). Pokud jsou předpoklady Horníka (1986) a Husaina (2008), že v oblastech s vysokou četností tektonických poruch ústí vedlejší údolí do hlavních přibližně kolmo, pravdivé, pak velikosti úhlů mezi údolími u mřížkovitých a pravoúhlých údolních sítí v povodí Modrého Nilu opět potvrzují vazbu těchto tvarů sítí na projevy tektoniky (Obr. 19).



**Obr. 20:** Schématické tvary údolních sítí dle: A – Gerranda (1988); B – Demka (1987); C – Babara (2005); D – Fairbridgeho (1968); E – Horníka (1986); a F – Huggetta (2007). Pozn.: Některá schémata vycházejí ze stejných zdrojových dat, přičemž pouze Gerrand (1988) uvádí zdroj Howarda (1967).

#### 7.4. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem k rostoucímu řádu údolí

*Normální rozdělení* hodnot četností a celkových délek údolí vysvětluje pokles relativizovaných hodnot bifurkačních poměrů údolí a poměrů celkových délek údolí s rostoucím číslem řádu (limitně se blížily nule) (Příloha 11; 16), kdy:

1) četnost a celková délka údolí rostla s rostoucím číslem řádu do IV. řádu (první polovina Gaussovy křivky), tudíž podíl většího a menšího čísla znamenal vyšší hodnoty bifurkačních poměrů údolí a poměrů celkových délek údolí;

2) četnost a celková délka údolí od IV. řádu klesala s rostoucím číslem řádu (druhá polovina Gaussovy křivky), tudíž podíl menšího a většího čísla znamenal hodnoty bifurkačních poměrů údolí a poměrů celkových délek údolí blížící se nule.

Absolutní hodnoty četností a celkových délek údolí III. řádů převyšovaly hodnoty údolí II. řádů více, než hodnoty četností a celkových délek údolí II. řádů převyšovaly hodnoty

údolí I. řádů. To způsobilo, že absolutní hodnoty bifurkačních poměrů údolí a poměrů celkových délek údolí byly nejvyšší u poměrů II. a III. řádů údolí a dále jejich hodnoty klesaly s rostoucím řádem (Příloha 11; Příloha 16).

Poklesy hodnot relativizovaných průměrných délek údolí s rostoucím číslem řádu (Příloha 12) dokládají, že relativizované celkové délky údolí klesaly s rostoucím číslem řádu více než klesaly relativizované četnosti údolí. Z poklesů hodnot relativizovaných poměrů průměrných délek údolí s rostoucím číslem řádu (Příloha 13) následně vyplývá, že pokles hodnot relativizovaných průměrných délek údolí rostl s rostoucím číslem řádu.

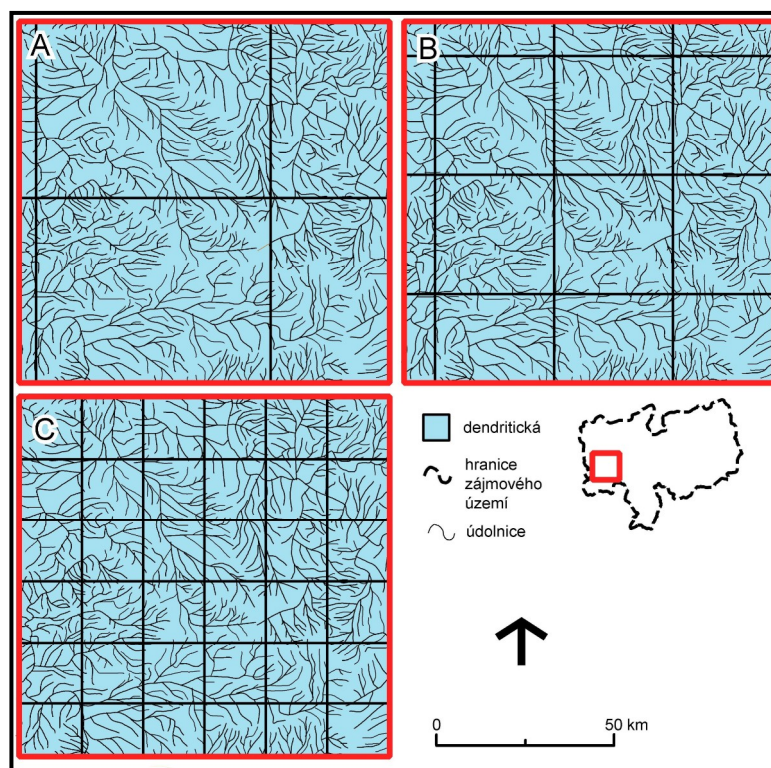
Absolutní hodnoty celkových délek údolí II. řádů převyšovaly hodnoty počtů údolí II. řádů více, než hodnoty celkových délek údolí ostatních řádů převyšovaly hodnoty počtů údolí ostatních řádů. To způsobilo, že absolutní hodnoty průměrných délek údolí byly nejvyšší u údolí II. řádů a dále jejich hodnoty klesaly s rostoucím řádem (Příloha 12).

### **7.5. Proměnlivost tvarů údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem ke zmenšení čtverců hodnotící sítě**

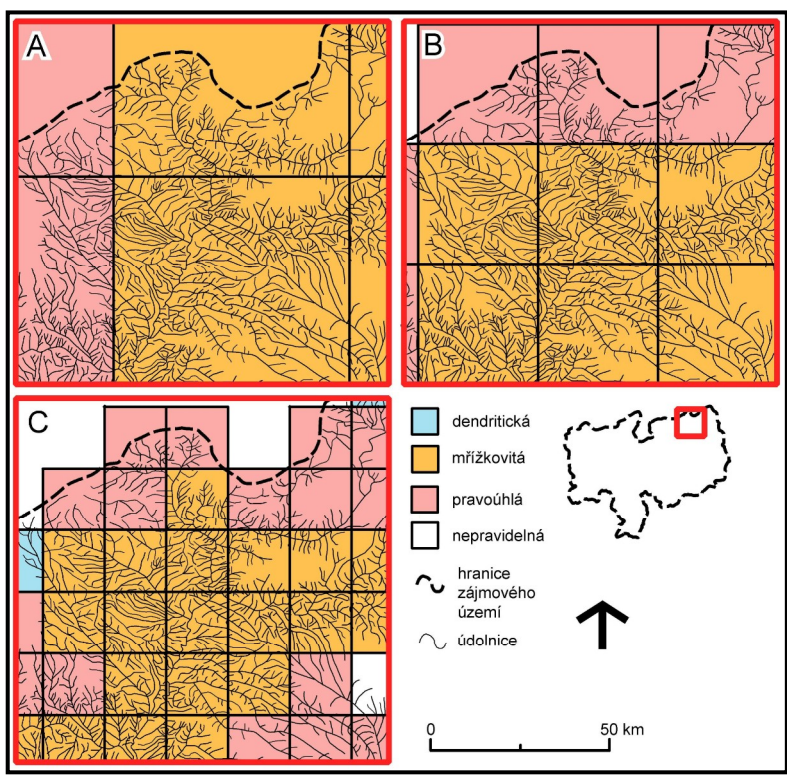
Pro objasnění jevu, kdy se dendritické, mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě v povodí Modrého Nilu při zmenšení při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí zachovávají, naopak radiální údolní sítě zanikají (Obr. 14), je třeba uvažovat základní definice tvarů údolních sítí (Tab. 10) např. dle Howarda (1967 in Babar, 2005), Husaina (2008), aj.. Z těch vyplývá, že:

1) dendritické, mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě jsou definovány na základě vztahu hlavního údolí a vedlejších údolí (např. Horník (1986) „dendritická síť má na hlavní údolí napojenou síť poboček vytvářejících obrazec rozvětveného stromu“). Takovéto tvary údolních sítí jsou rezistentní vůči změně velikosti území. To odpovídá fraktálové soběpodobnosti těchto tvarů údolních sítí, kterou u údolních sítí popisuje Mandelbrot (1982 in Turcotte, 2007b) a částečně i De Cola a Lam (in Lam, De Cola, 2002b). Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze tedy předpokládat, že dendritické, mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě jsou soběpodobné fraktály, mají tvar tzv. fraktálních stromů (sensu Horák, Krlín, Raidl, 2007) a díky tomu na ně nemá vliv velikost hodnotící čtvercové sítě (Obr. 21; Obr. 22). V souvislosti s tímto předpokladem je třeba uvést tvrzení Goodwina a Tarbottona (in Goudie, 2004), že jelikož jsou mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě vázány na tektonické poruchy, vyskytují se pouze na omezené ploše území. Při hodnocení rozlehlejších území mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě zanikají a stávají se součástí dendritických údolních sítí;

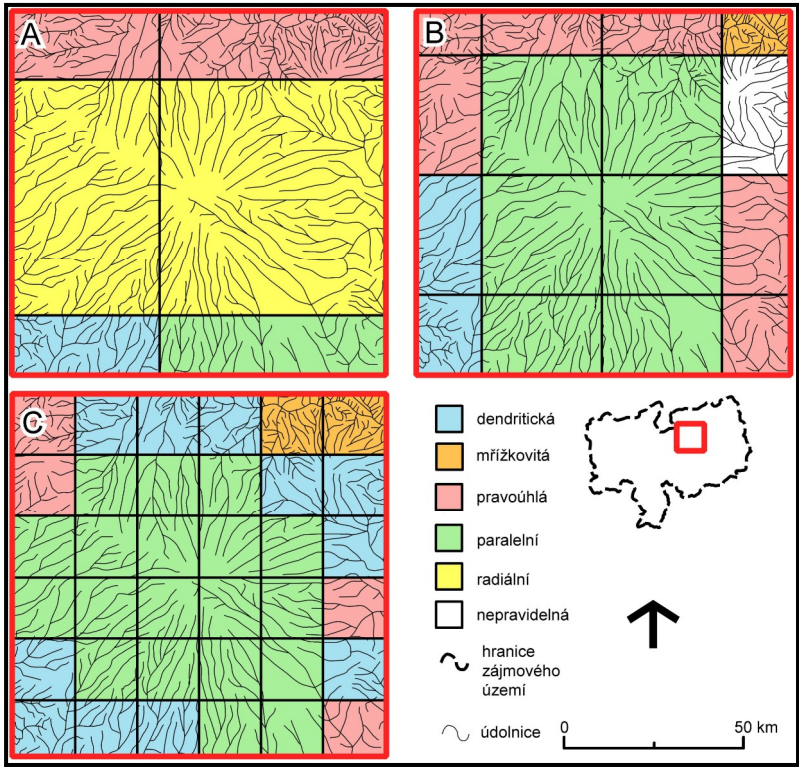
2) paralelní, radiální a prstencové údolní sítě jsou definovány na základě vzájemných vztahů hlavních údolí (např. Husain (2008) „u paralelních sítí vedou hlavní údolí paralelně vedle sebe“). Při zmenšení velikosti hodnotící čtvercové sítě nemusí být zachycena všechna hlavní údolí, tudíž např. radiální tvary údolních sítí mohou zanikat. To odpovídá fraktálové soběpříbuznosti těchto tvarů údolních sítí, kterou u údolních sítí popisuje Voss (in Peitgen, Saupe, 1988) a částečně i De Cola a Lam (in Lam, De Cola, 2002b). Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze tedy předpokládat, že radiální a paralelní údolní sítě jsou soběpříbuzné fraktály a jejich tvary jsou proměnné při zmenšení velikosti hodnotící čtvercové sítě (Obr.23).



**Obr. 21:** Příklad změny dendritických údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítích, pozn.: A – terciární hodnotící síť čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.

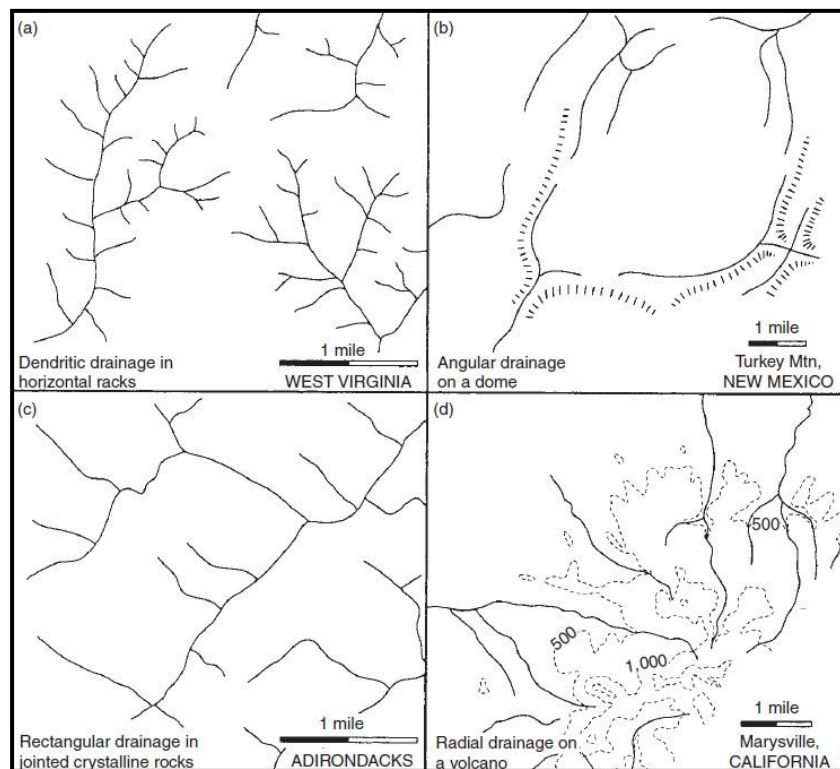


**Obr. 22:** Příklad změny mřížkových a pravoúhlých údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítí, pozn.: A – terciární síť hodnotící čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.



**Obr. 23:** Příklad změny radiálních údolních sítí při zmenšení velikosti čtverců hodnotících čtvercových sítí, pozn.: A – terciární hodnotící síť čtverců; B – sekundární hodnotící síť čtverců; C – primární hodnotící síť čtverců.

Pro rozlišování šesti základních tvarů údolních sítí se často využívá porovnání tvaru údolní sítě s ekvivalenty schématických tvarů údolních sítí např. dle Howarda (1967), Huggetta (2007), aj. (Obr. 20). Přestože je ze schémat patrné, že údolní sítě nejsou ve stejném měřítku, žádný ze zmíněných autorů (Obr. 20) při znázornění schématických sítí neuvažuje její fraktálovou podstatu a měřítko neuvádí. Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že pro zastížení radiálního tvaru údolní sítě je třeba větších hodnotících čtverců než pro zachycení dendritických, mřížkovitých či pravoúhlých údolních sítí. Tento předpoklad podporuje i znázornění údolních sítí dle Tinklera (in Goudie, 2004), který uvádí reálné tvary sítí s velikostmi měřítka, tzn. uvádí dendritickou a pravoúhlou údolní síť na území s menší plochou než radiální a prstencovou údolní síť (Obr. 24).



**Obr. 24:** Reálné tvary údolních sítí dle Tinklera (in Goudie, 2004): A – dendritická; B – prstencová; C – pravoúhlá; a D – radiální.

## 7.6. Proměnlivost kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu vzhledem ke zmenšení čtverců hodnotící sítě

U absolutních, relativizovaných i nezávislých hodnot kvantifikačních charakteristik (nezávisle na tvaru údolní sítě) při zmenšení plochy čtverců (z terciární na sekundární hodnotící síť čtverců a z terciární na primární hodnotící síť čtverců) došlo:

**1)** k poklesu počtu údolí všech řádů, přičemž:

A) u absolutních hodnot pokles počtu údolí rostl s rostoucím číslem řádu do IV.–V. řádu údolí a poté začal klesat (Příloha 18). Absolutní četnost údolí rovněž rostla s rostoucím řádem do IV. řádu a poté začala klesat (Příloha 7; Příloha 10). Z analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že pokles absolutních hodnot počtů údolí daných řádů při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí je závislý na počtu údolí daného řádu. Tento předpoklad potvrzují i změny absolutních hodnot bifurkačních poměrů údolí různých řádů v povodí Modrého Nilu (Příloha 18), které mají korelaci s absolutními počty údolí různých řádů;

B) u relativizovaných hodnot pokles počtu údolí rostl s rostoucím číslem řádu (Příloha 20). Zatímco relativizovaná četnost údolí rostla s rostoucím řádem do II.–III. řádu, poté začala klesat (Příloha 9–10). Z analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že pokles relativizovaných hodnot počtů údolí daných řádů se při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí zvětšuje s rostoucím číslem řádu. Tento předpoklad potvrzuje i zmenšení relativizovaných hodnot bifurkačních poměrů údolí všech řádů v povodí Modrého Nilu (Příloha 20);

**2)** ke snížení celkové délky údolí všech řádů, přičemž u relativizovaných hodnot pokles celkové délky údolí rostl s rostoucím číslem řádu (Příloha 20). Zatímco relativizovaná celková délka údolí rostla s rostoucím řádem do II.–III. řádu, poté začala klesat (Příloha 15). Z analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že pokles relativizovaných celkových délek údolí daných řádů se při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí zvětšuje s rostoucím číslem řádu. Tento předpoklad potvrzuje i zmenšení relativizovaných hodnot poměrů celkových délek údolí všech řádů v povodí Modrého Nilu (Příloha 20);

**3)** ke snížení absolutních a relativizovaných průměrných délek údolí všech řádů (Příloha 18; Příloha 20)), tzn. že absolutní a relativizované počty údolí všech řádů jsou k analýze údolních sítí vhodnější než absolutní a relativizované celkové délky údolí všech řádů, jelikož u nich dochází k menším poklesům jejich hodnot při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí;

**4)** k nárůstu homogenity údolí I. a IV.–VI. řádů, což má souvislost s poklesem počtu údolí těchto řádů (Příloha 8–9). Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že homogenita údolí různých řádů je nepřímo úměrná jejich četnosti, a že homogenita údolí při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí roste;

**5)** zvětšení (mřížkovité, paralelní sítě) / zmenšení (radiální, paralelní sítě) velikostí úhlů mezi údolními (Tab. 16). Velikosti úhlů mezi údolními v povodí Modrého Nilu se nejvíce blížily velikostem úhlů mezi údolními schématických údolních sítí dle Howarda (1967 in Babar,

2005) (mřížkovité a pravoúhlé sítě 90°, dendritické sítě 60°, radiální a paralelní sítě 30°) v hodnotících čtvercích s plochou 289 km<sup>2</sup> (primární hodnotící síť čtverců) a nejméně v hodnotících čtvercích s plochou 4 225 km<sup>2</sup> (terciární hodnotící síť čtverců). Na základě analýzy údolních sítí v povodí Modrého Nilu lze předpokládat, že se zmenšením čtverců hodnotících čtvercových sítí se velikosti úhlů mezi údolími přiblíží idealizovaným schématickým tvarům údolních sítí;

6) ke snížení počtů úhlů v údolních sítích (Tab. 16), přičemž snížení počtů úhlů je přímým důsledkem snížení počtů údolí různých řádů v údolních sítích při zmenšení čtverců hodnotících čtvercových sítí;

7) ke zvýšení počtů úhlů na km<sup>2</sup> v údolních sítích, resp. ke zvýšení hustoty údolních sítí (Tab.16), což je způsobeno:

A) větším zmenšením čtverců hodnotících sítí, tj. plochy údolní sítě (kvadratické jednotky [m<sup>2</sup>] [km<sup>2</sup>]), než poklesem počtu úhlů v údolních sítích, resp. celkové délky údolnic (lineární jednotky);

B) vyloučením neurčitých typů údolních sítí (převážně území bez výskytu údolí) z analýzy.

## 8. Závěr

Při porovnání klasifikace údolních sítí založené na morfometrických charakteristikách s klasifikací založenou na vizuální podobě, pro které byla použita kanonická diskriminační analýza, byly krokovou metodou dopřednou vybrány charakteristiky: velikosti úhlů mezi údolími, počet údolí V. řádu, součet počtu údolí v údolní síti, průměrná délka údolí III., IV. a VI. řádů, celková délka údolí II. řádů, aj.. Výběr většiny těchto charakteristik dává smysl pouze ze statistického hlediska. Odlišení údolních sítí založené na velikostech úhlů mezi údolími, u kterých byla ve většině případů prokázána největší diskriminační síla, používají všichni autoři při rozlišování tvarů údolních sítí pomocí srovnání tvaru údolní sítě s jejich schématickými ekvivalenty. Z logické podstaty odlišování tvarů údolních sítí lze uvažovat odlišení tvarů údolních sítí také pomocí četností, celkových délek a homogenity údolí různých řádů.

Mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě vznikaly v oblastech s projevy tektoniky, tedy v západní části povodí Modrého Nilu. Dendritické údolní sítě v povodí Modrého Nilu vznikaly v dolní části povodí, tj. mají souvislost s narůstající plochou povodí a velikostí

průtoku. Radiální a paralelní údolní sítě v povodí Modrého Nilu vznikaly na svazích terciérně-kvartérních štítových sopek, či na rozvodních hřbetech, tzn. na ukloněném reliéfu.

Výsledky hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu jsou následující:

- 1) největší četnost údolí různých řádů a největší hustotu údolních sítí v povodí Modrého Nilu měly dendritické údolní sítě, které vznikaly v oblastech s nízkým sklonem reliéfu, a mřížkovité údolní sítě, které vznikaly v oblastech s výskytem zlomů a puklin;
- 2) nejmenší četnost údolí různých řádů a nejmenší hustotu údolních sítí v povodí Modrého Nilu měly radiální a paralelní údolní sítě, které vznikaly v oblastech se skloněným reliéfem;
- 3) největší hodnoty fraktálové dimenze údolí různých řádů měly mřížkovité a dendritické údolní sítě v povodí Modrého Nilu;
- 4) s rostoucím sklonem reliéfu se zmenšovaly velikosti úhlů mezi údolními;
- 5) s rostoucím číslem řádu:

- rostl počet údolí do III.–IV. řádu, dále klesal;
- se zmenšily hodnoty bifurkačních poměrů údolí různých řádů;
- rostla celková délka údolí do III.–IV. řádu, pak klesala;
- zmenšily se hodnoty poměrů celkových délek údolí různých řádů;
- snížily se hodnoty průměrných délek údolí, čili s rostoucím číslem řádu klesaly celkové délky údolí více než četnosti údolí;
- zmenšily se hodnoty poměrů průměrných délek údolí, čili pokles hodnot průměrných délek údolí se zvětšoval s rostoucím číslem řádu údolí.

Dendritické, mřížkovité a pravoúhlé údolní sítě v povodí Modrého Nilu, které jsou definované na základě vztahu hlavního údolí a vedlejších údolí, byly soběpodobné fraktály. Údolní sítě měly tvar tzv. fraktálních stromů a nebyly ovlivněné zmenšením velikosti hodnotící čtvercové sítě. Oproti tomu radiální a paralelní údolní sítě v povodí Modrého Nilu, které jsou definované na základě vzájemných vztahů hlavních údolí, byly soběpříbuzné fraktály. Tvary těchto údolních sítí byly při zmenšení velikosti hodnotící čtvercové sítě proměnné. Pro zastižení radiálního tvaru údolní sítě bylo třeba větších hodnotících čtverců než pro zachycení dendritických, mřížkovitých či pravoúhlých údolních sítí.

Zmenšení velikosti čtverců hodnotící čtvercové sítě vedlo ke změnám hodnot kvantifikačních charakteristik údolních sítí v povodí Modrého Nilu, kdy při zmenšení velikosti čtverců hodnotící čtvercové sítě docházelo:

- 1) k poklesu počtu údolí všech řádů, přičemž pokles absolutních hodnot počtů údolí daných řádů byl závislý na počtu údolí daného řádu a pokles relativizovaných hodnot počtů údolí daných řádů se zvětšoval s rostoucím číslem řádu;
- 2) ke snížení celkové délky údolí všech řádů, přičemž pokles relativizovaných celkových délek údolí daných řádů se zvětšoval s rostoucím číslem řádu;
- 3) ke snížení průměrných délek údolí všech řádů, což dokládá, že počty údolí všech řádů jsou k analýze údolních sítí vhodnější než celkové délky údolí všech řádů, jelikož u nich docházelo k menším poklesům jejich hodnot;
- 4) k nárůstu homogenity údolí, přičemž homogenita údolí různých řádů byla nepřímo úměrná jejich četnosti;
- 5) ke zvětšení (mřížkovité, pravoúhlé sítě) / zmenšení (radiální, paralelní sítě) velikostí úhlů mezi údolími a k přiblížení velikostí úhlů mezi údolími velikostem úhlů v idealizovaných schématických tvarech údolních sítí;
- 6) ke snížení počtů úhlů v údolních sítích;
- 7) ke zvýšení počtu úhlů na  $\text{km}^2$  v údolních sítích;
- 8) ke zvýšení hustoty údolních sítí.

Terciární hodnotící síť čtverců (plocha každého čtverce v hodnotící síti =  $4\,225\text{ km}^2$ ) je vhodnější ke studiu všech tvarů údolních sítí, jelikož umožnila zastižení všech tvarů údolních sítí. Pokud je ale cílem studia zjištění co nejpřesnějších vlastností jednotlivých tvarů údolních sítí, např. dendritických, mřížkovitých či pravoúhlých tvarů sítí, je vhodnější použít podrobnější hodnotící síť čtverců, např. primární hodnotící síť (plocha každého čtverce v hodnotící síti =  $289\text{ km}^2$ ).

## 9. Zdroje

### 9.1. Literatura

- BAAS, A., C., W. (2002): Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology*, 48, s. 309–328.
- BABAR, M., A. (2005): *Hydrogeomorphology: Fundamentals, Application, Techniques*. New India Publishong Agency, New Delhi, 248 s
- BENDIX, J. (1994): Scale, Direction, and Pattern in Riparian Vegetation-Environment Relationships. *Annals of the Association of American Geographers*, 84, s. 652–665.
- BEYENE, A., ABDELSALAM, M., G. (2005): Tectonics of the Afar Depression: A review and synthesi. *Journal of African Earth Sciences*, 41, s. 41–59.
- BI, L., HE, H., WEI, Z., SHI, F. (2012): Fractal properties of landform in the Ordos Block and surrounding areas, China. *Geomorphology*, 175, s. 151–162.
- BURROUGH, P., A. (1981): Fractal dimensions of landscape and other environment data. *Nature*, 294, s. 240–242.
- BURROUGH, P., A. (2002d): Fractals and geostatistical methods in landscape studies. In LAM, N., S., N., DE COLA, L. (editors): *Fractals in Geography*. PTR Prentice-Hall, Inc., New Jersey, s. 87–121.
- COULIÉ, E., QUIDELLEUR, X., GIRLLOT, P., Y., COURTILLOT, V., LEFÉVRE, J., C., CHIESA, S. (2003): Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for Tininy and duration of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, s. 477–492.
- ČECH, E. (1959): *Topologické prostory*. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 524 s.
- ČERNÍK, A., SEKYRA, J. (1969): *Zeměpis velehor*. Academia, Praha, 393 s.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 s.
- DE COLA, L., LAM, N., S., N. (2002a): Introduction to fractals in geography. In LAM, N., S., N., DE COLA, L. (editors): *Fractals in Geography*. PTR Prentice-Hall, Inc., New Jersey, s. 3–22.
- DE COLA, L., LAM, N., S., N. (2002b): Fractal simulation and interpolation. In LAM, N., S., N., DE COLA, L. (editors): *Fractals in Geography*. PTR Prentice-Hall, Inc., New Jersey, s. 57–74.

- DE COLA, L., LAM, N., S., N. (2002c): A fractal paradigm for geography. In LAM, N., S., N., DE COLA, L. (editors): *Fractals in Geography*. PTR Prentice-Hall, Inc., New Jersey, s. 75–83.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1968): *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold, New York, 1295 s.
- FARINA, A. (2006): *Principles and Methods in Landscape Ekology*. Springer, Toulse, 411 s.
- FONDSTAT, A., M. (2006): Cellular automata as analysis and synthesis engines et the geomorphology – ecology interface. *Geomorphology*, 77, s. 217–234.
- GANI, N., D., ABDELSALAM, M., G. (2006): Remote sensing analysis of the Gorge of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen-Gohatsion region. *Journal of African Earth Science*, 44, s. 145–150.
- GANI, N., D., GANI, M., R., ABDELSALAM, M., G. (2007): Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution. *GSA Today*, 17, s. 4–11.
- GANI, N., D., ABDELSALAM, M., G., GERA, S., GANI, M., R. (2009): Stratigraphic and structural evolution of the Blue Nile Basin, Northwestern Ethiopian Plateau. *Geologic Journal*, 44, s. 30–56.
- GEIZEROVÁ, H. (1995): *Epidemiologie, vybranné kapitoly pro seminární a praktická cvičení*. Karolinum. Praha. 83 s.
- GERRAND, A., J. (1988): *Rocks and landforms*. Academic division of Unwin Hyman Ltd., 321 s.
- GOODWIN, C., N., TARBOTTON, D., G. (2004): Geologic and climatic influences. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 275 – 277.
- GOUDIE A. S. (2004a): Valley. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 1089–1090.
- GOUDIE A. S. (2004b): Dry Valley. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 284–285.
- GEOLOGICAL SURVEY OF ETHIOPIA (1973): *Geological Map of Ethiopia*. Ministry of Mines , Addis Abeba, 1 : 2 000 000.
- HAYNES, V., M. (1977): The modification of valley patterns by ice-sheet activity. *Science*, 59 (3/4), s. 195–207.
- HORÁK, J., KRLÍN, L., RAIDL, A. (2007): *Deterministický chaos a podivná kinetika*. Academia, Praha, 164 s.

- HORNÍK, S. et al. (1986): Fyzická geografie 2. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 305 s.
- HOROWITZ, A. (2001): The Jordan rift valley. Jan de Boer, Amsterdam, 708 s.
- HORTON, R. E. (1945), Erosional development of streams and their drainage basins: A Hydrophysical approach to quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin 56, s. 275–370.
- HUGGETT, R., J. (2007): Fundamentals of geomorphology. Routledge, London, 472 s.
- HUSAIN, M. (2008): Geography of India. Tata McGraw-Hill, New Delhi, 307 s.
- JOHN, K. (1978): Topologické lineární prostory. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 194 s.
- KANSKY, K., J. (1963): Structure of transport networks: relationships between network geometry and regional characteristics. University of Chicago, Department of Geography, Research Papers 84.
- KAZMIN, V. (1975): Geological Map of Ethiopia. Geological Survey of Ethiopia, Addis Ababa, Ethiopia.
- KIEFFER, B., ARNDT, N., LAPIERRE, H., BASTIEN, F., BOSCH, D., RECHER, A., YIRGU, G., AYALEW, D., WIES, D., JERRAM, D., A., KELLER, F., MEUGNIOT, C., (2004): Flood and Shield Basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell. Journal of petrology, 45, s. 793–834.
- KUSÁK, M. (2011): Morfologické typy údolních sítí. Bakalářská práce, Univerzita Karlova v Praze. 84 s.
- MANDELBROT, B., B. (1982): The Fractal Geometry of Nature, Freeman, San Francisco.
- MANDELBROT, B. (2003): Fraktály, tvar, náhoda a dimenze. Mladá Fronta, Praha, 206 s.
- MANGOLD, N. (2005): High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control. Ikarus, 174, s. 336–359.
- MELOUN, M., MILITKÝ, J. HILL, M. (2005): Počítačová analýza vícerozměrných dat v příkladech. Academia, Praha, 449 s.
- MIGOŇ, P. (2004): Structural landform. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: Encyclopedia of geomorphology. Routledge, London, s. 1007 – 1009.
- MÍSAŘ, Z. (1987): Regionální geologie světa. Academia, Praha, 705 s.
- MONROE, J., S., WICANDER, R., HAZLETT, R. (2007): Physical Geology: Exploring the Earth, Sixth Edition. Thomson Books/Cole, Belmont, 690 s.
- NETOPIIL, R. (1969): Základy hydrologie povrchových a podpovrchových vod. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 223 s.

- NETOPIĽ, R. et al. (1984): Fyzická geografia I. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 272 s.
- PHILLIPS, J., D. (2002d): Interpreting the fractal dimension of river networks. In LAM, N., S., N., DE COLA, L. (editors): *Fractals in Geography*. PTR Prentice-Hall, Inc., New Jersey, s. 142–157.
- PIK, R., MARTY, B., CARIGNAN, J., LAVÉ, J. (2003): Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduces from (U/Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *and Planetary Science Letters*, 215, s. 73 – 88.
- RICHARDSON, W., R., THORNE, C., R. (2001): Multiple thread flow and channel bifurcation in braided river: Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology*, 38, 185 – 196.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, G., RINALDO, A. (2001): *Fractal River Basin, Change and Self-Organization*. Cambridge University Press, Cambridge, 547 s.
- STODDART, D., R. (1997): *Process and form in geomorphology*. Routledge, London, 395 s.
- STRAHLER, A., N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38(6), s. 912–920.
- STUWE, K. (2007): *Geodynamic of the Lithosphere*. Springer, Berlin, 493 s.
- SUNG, Q., C., CHEN, Y., C., CHAO, P., C. (1998): Spatial Variation of Fractal Parameters and Its Geological Implications. *TAO*, 9, s. 655–672.
- SUNG, Q., C., CHEN, Y., C. (2004): Self-affinity dimension of topography and its implications in morphotectonics: an example from Taiwan. *Geomorphology*, 62, s. 181–198.
- ŠLÉGL, J., et al. (2005): *Světová pohoří: Afrika, Austrálie a Oceánie, Antarktida*. Euromedia Group, k. s., Praha, 199 s.
- TARBOTON, D., G. (1996): Fractal river networks, Horton's laws and Tokunaga cyclicality. *Journal of Hydrology*, 187, s. 105–117.
- TICHÝ, V. (2012): Fraktály. In VORÁČKOVÁ, Š. (editor): *Atlas geometrie*. Academia, Praha, 252 s.
- TINKLER, K., J. (2004): Drainage pattern. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 279–281.
- TURCOTTE, D., L. (1997): *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge university press, Cambridge, 378 s.

- TURCOTTE, D., L. (2007a): Self-organized complexity in geomorphology: Observations and models. *Geomorphology*, 91, s. 302–310.
- TURCOTTE, D., L. (2007b): *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 398 s.
- SLAYMAKER, O. (2004): Drainage density. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 277 – 279.
- UHL, D., MOSBRUGGER, V. (1999): Leaf venation density as a climate and environmental proxy: a critical review and new data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, s. 15–26.
- URBÁNEK, J. (2000): Geomorfologická analýza: hľadanie systému. In *Geografický časopis*, 52 (4), s. 197–209.
- VOSS, R., F. (1988): Fractal in nature: From characterization to simulation, In PEITGEN, H., O., SAUPE, D. (editors.): *The Science of Fractal Images*, Springer–Verlag, s. 21–70.
- WARBURTON, J. (2004): Contributing Area. In GOUDIE, A., S. (editor) et al.: *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, s. 185–188.
- WASHBURN, A., L. (1979): *Periglacial Processes and Environments*. St. Martin's Press, Great Britain, 320 s.
- WEISSEL, J., K., MALINVERNO, A., HARDING, D., J., KARNER, G., D. (1995): Erosional Development of the Ethiopian Plateau of Northeast Africa from a Fractal Analysis of Topography. In BARTON, CH., C., POINTE, P., R., (editoři): *Fractals in Petroleum Geology and Earth Processes*. Plenum Press, New York, s. 127–142.
- WOLELA, A. (2010): Diagenetic evolution of the Anisian-Pliensbachian Adigrat Sandstone, Blue Nile Basin, Ethiopia. *Journal of African Earth Science*, 56, s. 29–42.
- ZĂVOIANU, I., HERIȘANU, G., CRUCERU, N. (2009): Classification système for the hydrographical network. *Forum Geografic*, 8, s. 58–63.
- ZELINKA, I., VČELAŘ, F., ČANDÍK, M. (2006): *Fraktální geometrie, principy a aplikace*. Technická literatura BEN, Praha, 159 s.
- ZVÁRA, K., (2006): *Biostatistika*. Karolinum. Praha. 213 s.
- ZVÁROVÁ, J. (2002): *Biomedicínská statistika I.: Základy statistiky pro biomedicínské obory*. Karolinum. Praha. 218 s.

## 9.2. Online zdroje

Africa Soil Science Society. [online]. [cit. 19. 11. 2012]. Dostupné z WWW:  
< [www.asssonline.org](http://www.asssonline.org) >

Consortium for Spatial Information. [online]. [cit. 15. 11. 2012]. Dostupné z WWW:  
< <http://srtm.csi.cgiar.org> >

Geological Survey of Ethiopia [online]. [cit. 26. 02. 2013]. Dostupné z WWW:  
< <http://www.geology.gov.et> >

Google Earth [online]. [cit. 20. 11. 2012]. Dostupné z WWW:  
< <http://www.google.cz/intl/cs/earth> >

Klimadiagramme weltweit. [online]. [cit. 18. 12. 2012]. Dostupné z WWW:  
< [www.klimadiagramme.de](http://www.klimadiagramme.de) >

StatSoft, Inc. *Statistica*. Ver.7.0. Copyright © 1984 – 2004. Dostupné z WWW:  
<[www.statsoft.com](http://www.statsoft.com)>