

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



MODELOVÁNÍ POVRCHOVÉHO ODTOKU V EXTRÉMNÍM RELIÉFU

MODELLING OF THE OVERLAND FLOW IN AN EXTREME SHAPED

RELIEF

Ing. Vladimír Fárek

Školitel/Supervisor: doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.

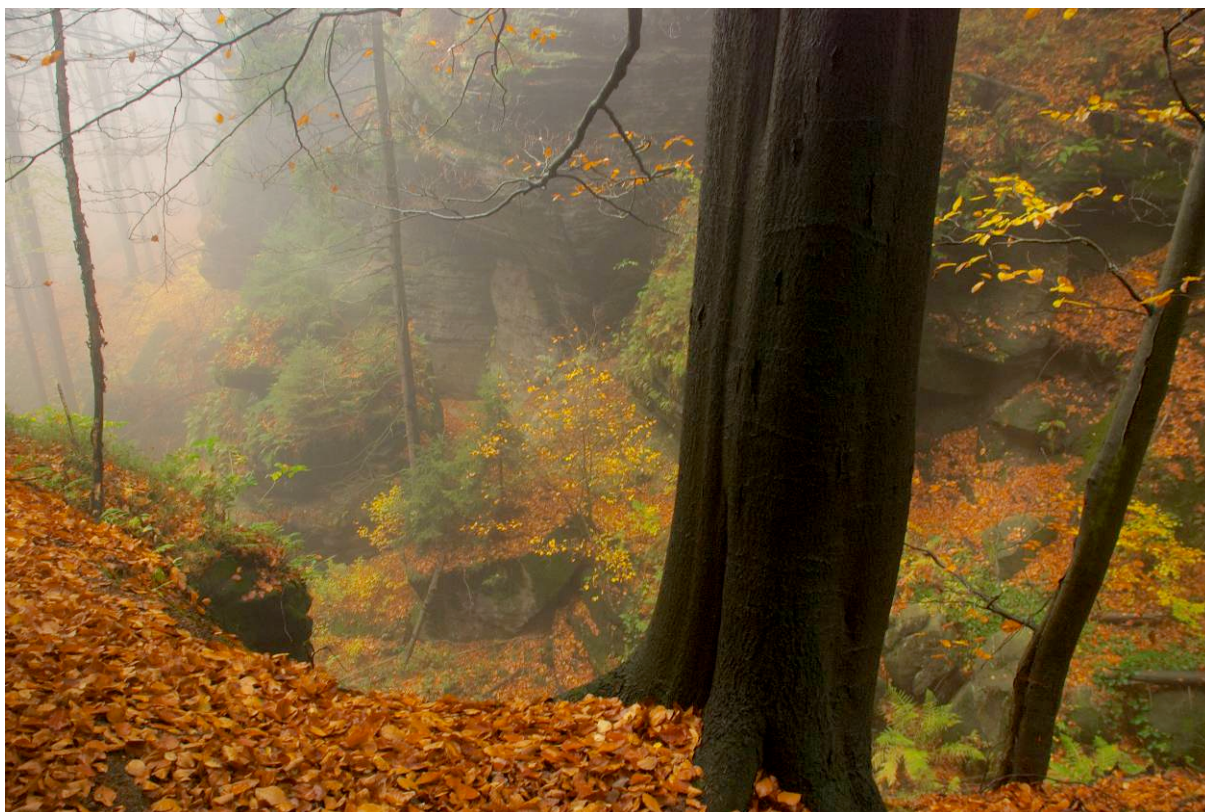
Praha 2014

Prohlašuji, že jsem disertační práci na téma Modelování povrchového odtoku v extrémním reliéfu vypracoval pod vedením školitele doc. RNDr. Jakuba Langhammera, Ph.D. za použití v práci uvedených pramenů a literatury. Dále prohlašuji, že tato disertační práce nebyla využita k získání jiného nebo stejného titulu.

Ústí nad Labem 21. 5. 2014

.....

Ing. Vladimír Fárek



„Počínají se chvály Zadní země, jejích tvorů a barev, které učinil blažený poutník, když ležel okouzlen u svatého Eustacha v růžové zahradě, sám pod modrým nebem na bílé skále.“

-M. Nevrlý: Chvály Zadní země

Rád bych poděkoval svému školiteli doc. RNDr. Jakubu Langhammerovi, Ph.D., za pomoc a vedení při zpracovávání této disertační práce. Dále děkuji řadě svých kolegů a přátel, za jejich podporu a shovívavost a svému zaměstnavateli za mimořádnou vstřícnost.

Abstrakt

Disertační práce je zaměřena na nalezení optimálních nástrojů na modelování povrchového odtoku vody a k ověření jejich spolehlivosti a limitů v extrémním reliéfu Českého Švýcarska. Práce se soustředí na Open Source nástroje pro modelování povrchového odtoku implementované v geografickém informačním systému GRASS GIS. Region Českého Švýcarska, zejm. stejnojmenného národního parku, byl zvolen ze dvou hlavních důvodů. Tím prvním je skutečnost, že škála tvarů reliéfu zdejších pískovcových skalních oblastí je neobyčejně pestrá. Extrémní vertikální členitost, reliéfní zlomy, střídání konvexních a konkávních tvarů reliéfu, velké změny profilové, planární i tangenciální křivosti a často extrémně úzká a hluboká údolí jsou z hlediska modelování povrchového odtoku mimořádně obtížné. Druhým důvodem k zaměření na výše uvedenou oblast je fakt, že pro uvedené území je k dispozici mimořádně kvalitní digitální výškový model (DEM) z projektu GeNeSiS - „Geoinformationsnetzwerke für die grenzüberschreitende Nationalparkregion Sächsisch-Böhmische Schweiz“. Tento DEM, financovaný v rámci operačního programu EU Interreg IIIA Cross-Border Cooperation probíhal v gesci Technické univerzity Drážďany a vyznačuje se hustotou snímání LIDARu 1 bod na 1 m².

Práce se zabývá porovnáním různých algoritmů na určování směru odtoku (*flow direction* FD) a následně výpočtu akumulace povrchového odtoku (*flow accumulation* FA), jež jsou implementovány v systému GRASS GIS (a v různých formách i v dalších GIS systémech, jako je SAGA GIS či vybrané extenze do ArcGIS). Na šesti vybraných povodích byly různými algoritmy a jejich implementacemi spočítány rastry hodnot akumulace povrchového odtoku, jež byly hodnoceny z hlediska schopnosti udržovat nepřerušené dráhy odtoku a korektně určovat směry odtoku v náročném reliéfu. Dále byly porovnány s výsledky etablovaného distribuovaného srážko-odtokového modelu MIKE SHE a Open Source srážko-odtokového modelu SIMWE (implementovaného v systému GRASS GIS prostřednictvím modulu *r.sim.water*). Takto vybraným algoritmem (obsaženým v modulu *r.terraflow*) bylo následně analyzováno 33 povodí z oblasti Českého a Saského Švýcarska o celkové ploše cca 107 km². Pro všechna tato povodí byly provedeny základní schematizační analýzy, zhodnocení hlavních morfometrických parametrů a byla zkoumány vzájemné vazby těchto hodnot s hodnotami akumulace a výšky povrchového odtoku.

Výsledky poukázaly na vysokou efektivitu a spolehlivost zkoumaných nástrojů v oblasti lokalizace míst ohrožených extrémními projevy povrchového odtoku (a obecně plošné distribuce povrchového odtoku), a na dosud nezastupitelnou roli plnohodnotných srážko-

odtokových modelů v oblasti kvantifikování povrchového odtoku. Zejména analýza vztahu hlavních morfometrických parametrů zkoumaných povodí a charakteristik povrchového odtoku naznačila vhodné směry dalšího vývoje nástrojů na modelování povrchového odtoku. Hlavní směry dalšího vývoje by se dle autora měly ubírat zejm. k přechodu z modelování v ploše (2D rastry) na modelování na reálném, 3D povrchu a na podporu DEM o extrémně vysokém rozlišení.

Přínos prokazatelně spolehlivých a po všech stránkách nenáročných nástrojů pro modelování povrchového odtoku spočívá zejm. ve snadné detekci míst ohrožených extrémními projevy povrchového odtoku (povodně z přívalových dešťů – *flash floods*, fluvialní eroze apod.), doplňkového zdroje informací pro hydrologické modelování apod.

Klíčová slova: modelování povrchového odtoku, GRASS GIS, extrémní reliéf, MIKE SHE, České Švýcarsko

Abstract

This thesis is focused on finding the optimal tools for modelling of the overland flow and verification of its reliability and limits in an extreme relief of the Bohemian Switzerland. This paper focuses on the Open Source tools for modelling of the overland flow implemented in the geographic information system GRASS GIS. The region of the Bohemian Switzerland, especially of the same name national park, was chosen for two main reasons. The first is the fact that the range of reliefs' shapes of local sandstone rock areas is exceptionally varied. Extreme vertical segmentation, relief edges, changes of convex and concave shapes of relief, significant changes of profile, planar and tangential curvature and often extremely narrow and deep valleys are extremely difficult from the point of view of overland flow modelling. The second reason for the focus on the above mentioned field is the fact that for the given area there is available an exceptional quality digital elevation model (DEM) from the GeNeSis project – „Geoinformationsnetzwerke für die grenzüberschreitende Nationalparkregion Sächsisch – Böhmisches Schweiz“. This DEM financed from the operational program EU Interreg IIIA Cross-Border Cooperation was carried out by the Technical University Dresden and is characterized by high density of scanning by LIDAR with 1 point per 1 sqm.

The paper concerns with comparison of various algorithms for determination of flow direction (FD) and subsequently a calculation of flow accumulation (FA) that are implemented in the system GRASS GIS (and in various forms also in other GIS, such as SAGA GIS or selected extensions into ArcGIS). On six different catchments we calculated the rasters of values of flow accumulation that were evaluated from the point of view of ability to maintain a disconnected flow track and determine correctly the flow directions in the difficult relief. They were further compared with the results of the established distributed rainfall-runoff model MIKE SHE and Open Source rainfall-runoff model SIMWE (implemented in the system GRASS GIS through the module *r.sim.water*). By using such algorithm (implemented in the module *r.terraflow*) we analyzed 33 catchments from the area of Bohemian and Saxon Switzerland with the total area of ca 107 sqkm. For all these catchments we carried out basic systematic analyses, evaluation of the main morphometric parameters and mutual relations of these values with the values of accumulation and height of the overland flow were investigated.

The results showed high efficiency and reliability of the examined tools in the field of localization of the places endangered by extreme manifestations of the overland flow (and generally by planar distribution of overland flow), and unsubstitutable role of the full rainfall-

runoff models in the field of quantifying of the overland flow. Especially the analysis of the relation between the main morphometric parameters of the examined catchments and characteristics of the overland flow indicated the suitable directions of further development of the tools for overland flow modelling. According to the author, main directions of further development should lead especially to the change from 2D modelling (2D rasters) to the real 3D surface modelling and to the support of DEM with extremely high resolution.

The contribution of the provably reliable and undemanding tools for overland flow modelling is in easy detection of places endangered by extreme manifestation of overland flow (flash-floods, fluvial erosion, etc.), a supplementary source of information for hydrologic modelling, etc.

Key words: overland flow modelling, GRASS GIS, extreme relief, MIKE SHE, Bohemian Switzerland

Použité zkratky

AOPK – Agentura Ochrany Přírody a Krajiny

ASCII – American Standard Code for Information Interchange

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav

DEM – Digital Elevation Model (digitální výškopisný model)

DHI – Danish Hydraulic Institute

DIBAVOD – Digitální Báze Vodohospodářský Dat

DMR – Digitální Model Reliéfu

DMT – Digitální Model Terénu

DMÚ25 – Digitální Model Území (mapové dílo v měřítku 1:25 000)

DPZ – Dálkový Průzkum Země

ESRI – Environmental Systems Research Institute

FA – Flow Accumulation (akumulace povrchového odtoku)

FD – Flow Direction (směr povrchového odtoku)

GDAL – Geospatial Data Abstraction Library (programová knihovna široce využívaná v GIS systémech)

GeNeSiS - Geoinformationsnetzwerke für die grenzüberschreitende Nationalparkregion Sächsisch- Böhmisches Schweiz

GIS – Geografický Informační Systém

GRASS – Geographic Resources Analysis Support System (název systému GRASS GIS)

GUI – Graphical User Interface

HEC RAS - Hydrologic Engineering Center – River Analysis System

HEC-HMS - Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System

HW – HardWare – výpočetní technika

LIDAR – Light Detection And Ranging

NP – Národní Park (myšlen Národní Park České Švýcarsko)

NPCS – Národní Park České Švýcarsko

SAGA-GIS – Systém for Automated Geoscientific Analyse GIS

SHE – Systéme Hydrologique Europeén

SIMWE – Simulated Water Erosion

SW – SoftWare – programové vybavení, prostředky

TIN – Triangulated Irregular Network

USLE Universal Soil Loss Equation

ZABAGED – Základní Báze Geografických Dat

Obsah

Obsah.....	10
1. Cíle a motivace disertační práce	12
2. Materiál a metody	15
2.1 Studovaná oblast.....	15
2.1.1. Vymezení studované oblasti	15
2.1.2. Geomorfologická charakteristika studované oblasti.....	16
2.1.3 Geologický vývoj oblasti.....	20
2.1.4. Vegetační pokryv a land use.....	23
2.1.5. Klimatické poměry studované oblasti	24
2.1.6. Hydrologické a hydrogeologické poměry.....	30
2.2 Vznik a rozdělení povrchového odtoku.....	43
2.3. Digitální model terénu a Výškový model terénu pro modelování povrchového odtoku	50
2.4. Modelování povrchového odtoku.....	58
2.5. Problematika modelování povrchového odtoku v extrémním reliéfu	74
2.6. Vstupní data	86
2.7. Použitý software.....	92
2.8. Nároky na výpočetní techniku	97
2.9. Postup analýz	100
2.9.1. Příprava dat.....	100
2.9.2. Kontrola dat a odstraňování problémů.....	104
2.9.3 Výběr povodí.....	107
2.9.4. Výběr vhodných modelů pro určování povrchového odtoku v extrémním reliéfu...	111
3. Výsledky	118
3.1. Různé mapové prezentace zkoumaného území	118
3.2. Výsledky základních výškopisných a morfometrických analýz studované oblasti	123
3.3. Přehled analyzovaných povodí	127
3.4. Určování průběhu hlavního toku a pramenné oblasti	161
3.5. Problematika výběru algoritmů modelování povrchového odtoku a jejich verifikace	169
3.6. Porovnání s výsledky modelů MIKE SHE a SIMWE	174
3.7. Porovnání vybraných morfometrických parametrů povodí a hodnot FA	188

3.8. Porovnání vypočtených ploch jednotlivých povodí s hodnotami dle DIBAVOD.....	193
3.9. Geomorfologické zajímavosti ve studované oblasti.....	195
4. Diskuze.....	200
4.1. Srovnání výsledků nástrojů na modelování povrchového odtoku	200
4.2. Porovnání průměrných hodnot FA a základních morfometrických parametrů reliéfu	207
4.3. Problematika délky údolnic a pramenů toků.....	209
4.4. Použitelnost testovaných SW, limity, omezení	213
4.5. Možnosti praktického využití nástrojů na modelování povrchového odtoku	217
4.6 Návrhy a možné cesty dalšího vývoje nástrojů na modelování povrchového odtoku	219
4.7. Problematika názvů toků	221
5. Závěr	224
Seznam literatury a pramenů	228
Seznam obrázků	241
Seznam tabulek	250
Seznam příloh, Přílohy.....	257

1. Cíle a motivace disertační práce

Povrchový odtok patří mezi přírodní jevy, jejichž projevy mají zásadní vliv na formování reliéfu Země. Řadou svých projevů, mezi něž patří zejména povodně z přívalových konvektivních srážek (*flash floods*) či zvýšená fluviální eroze, se často ocitá v centru pozornosti lidské společnosti. Pro vyhodnocování a přiměřenou prevenci těchto jevů je nutná dobrá znalost procesů, které za nimi stojí. Schopnost určovat v krajině místa s vyšší mírou ohrožení projevy povrchového odtoku, a porozumět vlivům, jež povrchový odtok formují a ovlivňují, představuje účinný nástroj pro management krajiny. Poznávání, analýza i predikce průběhu přírodních jevů je často spojena s enormními náklady. Cena za data (ať již získávaná měřením in situ či pomocí prostředí DPZ), analytické nástroje i kvalifikované pracovníky nezřídka limituje možnosti zkoumání území.

Moderní technologie senzorů i zpracování dat posunuly možnosti a dostupnost dat DPZ na zcela novou úroveň. Lze připomenout Quinnův povzdech (Quinn, 1991) z roku 1991, ve kterém doufá, že bude pro Velkou Británii časem dostupný DEM z rozlišením 50 m. Netřeba zdůrazňovat, že takový DEM je z dnes pro řadu aplikací podřadný.

Na druhou stranu náklady na analytické nástroje, jako jsou komerční GIS, hydrologické modely apod. neklesají, stejně jako náklady na jejich vysoce kvalifikovanou obsluhu. Nabízí se otázka, zda v situaci, kdy jsou na jedné straně dostupnější stále kvalitnější a levnější geografická data (zejm. z prostředků DPZ) a na druhé straně cena analytických software neklesá, není možné použít kvalitní geodata k analýzám území za použití OpenSource nástrojů, distribuovaných zpravidla bezplatně. Vysoce kvalitní, přesná a stále dostupnější geodata v kombinaci s (na obsluhu nepřiliš komplikovanými) levnými či bezplatnými nástroji by mohly být cestou, jak posunout detailní znalosti i o drobných povodích levně a snadno na podstatně vyšší úroveň. I základní analýza povrchového odtoku může být užitečnější, než vysoce přesná studie, na kterou ovšem není dost prostředků. Navíc může určit, kde má smysl provádět nákladné, precizní a komplexní modelování a kde od tohoto postupu nelze očekávat adekvátní efekt.

Vzhledem k faktu, že algoritmů pro modelování povrchového odtoku existuje celá řada, stejně jako jejich implementací do konkrétních SW produktů, je potřeba ověřit jejich

spolehlivost, schopnosti a stanovit limity jejich používání. Vhodným prostředím pro takovéto ověření může být extrémně komplikovaný, členitý reliéf. Reliéf s mnoha zlomy, hranami, značnou vertikální členitostí, velmi úzkými roklemi a údolími, střídáním konkávních a konvexních tvarů prověří schopnosti testovaných algoritmů určovat směry odtoku, či udržovat nepřerušené dráhy odtoku (viz Kapitola 2.4) lépe, než měkce modelovaný reliéf nižších či středních poloh. Zároveň je tento typ reliéfu častý v malých povodích pramenných oblastí, kde často absentuje hydrologická měřicí síť.

Tyto charakteristiky reliéfu splňuje (převážně) pískovcová oblast Národního parku České Švýcarsko a sousedící Chráněné krajinné oblasti Labské pískovce a Národního parku Saské Švýcarsko (NSR). V letech 2004 – 2006 zde byl realizován projekt GeNeSiS – „Geoinformationsnetzwerke für die grenzüberschreitende Nationalparkregion Sächsisch- Böhmisches Schweiz“. Cílem projektu bylo vytvoření vysoce přesného DEM národních parků České Švýcarsko a Saské Švýcarsko pomocí LIDARového skenování a multispektrálního leteckého snímkování – viz Kapitola č. 2.5 (Trommler, 2006). Kombinace vysoce přesného DEM a extrémního reliéfu se jeví jako vhodný testovací polygon pro ověření schopností a potenciálu různých algoritmů modelování povrchového odtoku.

Je zjevné, že základní analýzy povodí se nemohou ve škále zohledňovaných vstupů, časové variabilitě těchto vstupů či komplexnosti svých výstupů rovnat špičkovým srážkoodtokovým či hydraulickým modelům. Nejvhodnější kategorizací těchto GIS nástrojů by mohl být Bevenův názor, který je počítá spíše mezi komponenty managementu povodí či prvků podpůrného rozhodovacího systému (DSS – *Decision Support System*) (Beven, 2001). Pro celou řadu úkolů, jako je zejm. hledání míst v povodí, jež jsou nejvíce ohrožena vysokými hodnotami povrchového odtoku, či schematizace povodí a hledání subpovodí a oblastí vhodných k následné nákladné analýze špičkovými, standardními modely jsou testované algoritmy a nástroje významným přínosem.

Základními cíli disertační práce jsou tedy:

-zhodnotit schopnosti vybraných algoritmů modelování povrchového odtoku v podmínkách extrémního reliéfu Národního parku České Švýcarsko a jeho okolí

-porovnat výstupy těchto algoritmů v Open Source implementacích se špičkovým komplexním srážko-odtokovým modelem a zhodnotit jejich limity a spolehlivost, zejm. v oblasti detekce míst v povodí, ohrožených extrémními projevy povrchového odtoku

Sekundárními úkoly jsou:

-příspěk ke zlepšení znalosti geneze povrchového odtoku a tvorby drobných a efemerních vodotečí v oblasti Českého Švýcarska, jejich schematizace a projevů

-příspěk k pochopení vazeb mezi základními morfometrickými ukazateli a tvorbou povrchového odtoku tak, jak je reprezentován příslušnými modelovacími nástroji

-navrhnout směry, kterými by bylo vhodné vést další vývoj nástrojů pro modelování povrchového odtoku

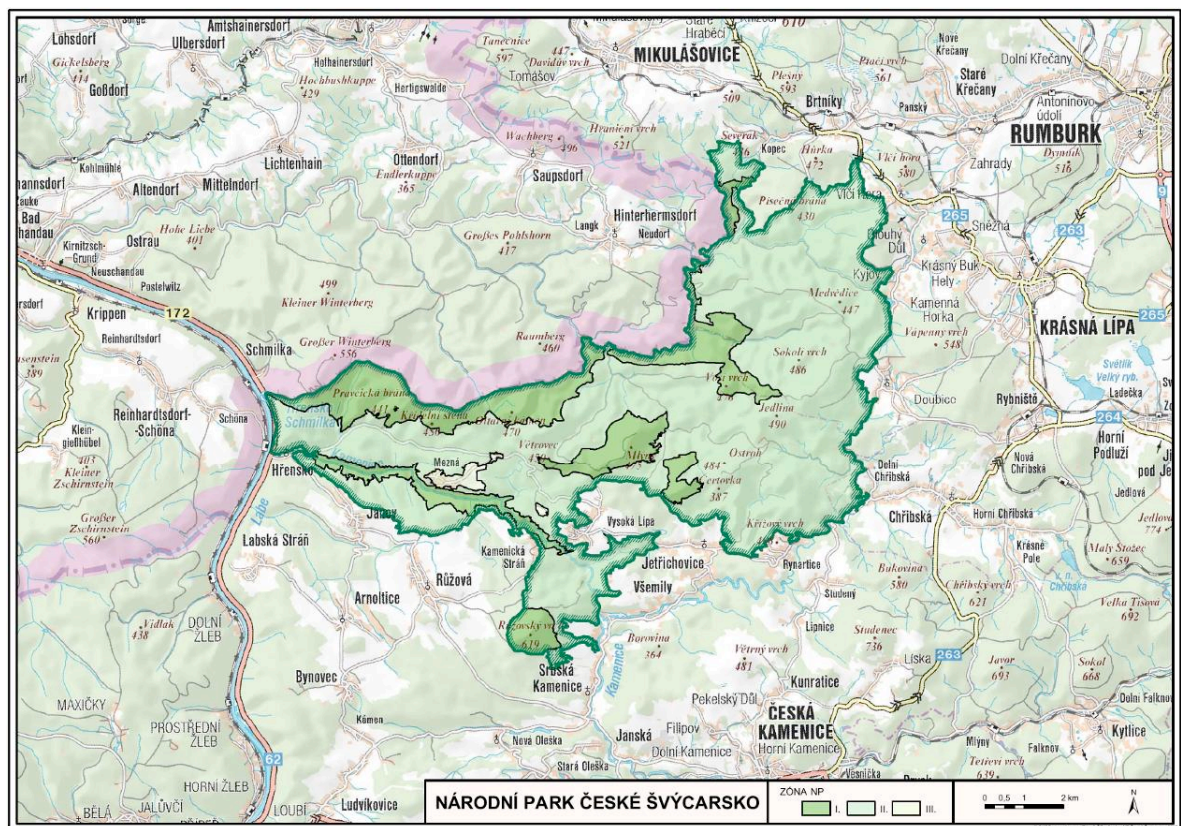
2. Materiál a metody

2.1 Studovaná oblast

2.1.1. Vymezení studované oblasti

Zájmové území je tvořeno převážně členitou pískovcovou krajinou na hranicích se Spolkovou Republikou Německo, v povodí řek Křinice a Kamenice. Nachází se na území Národního parku České Švýcarsko. Předmětem zkoumání jsou drobná povodí přítoků řek Kamenice a Křinice, která se vyznačují minimálním antropogenním ovlivněním, komplikovanými morfologickými poměry a poměrně homogenním krajinným pokryvem a geologickou stavbou.

Národní park České Švýcarsko leží na pravém břehu řeky Labe u hranic s NSR. Byl vyhlášen zákonem č. 161/1999 Sb., zonace byla provedena vyhláškou MŽP v roce 2002. Zaujímá rozlohu 80km². Představuje jádrovou oblast CHKO Labské pískovce, která vznikla v roce 1972 a rozkládá se na obou březích Labe.

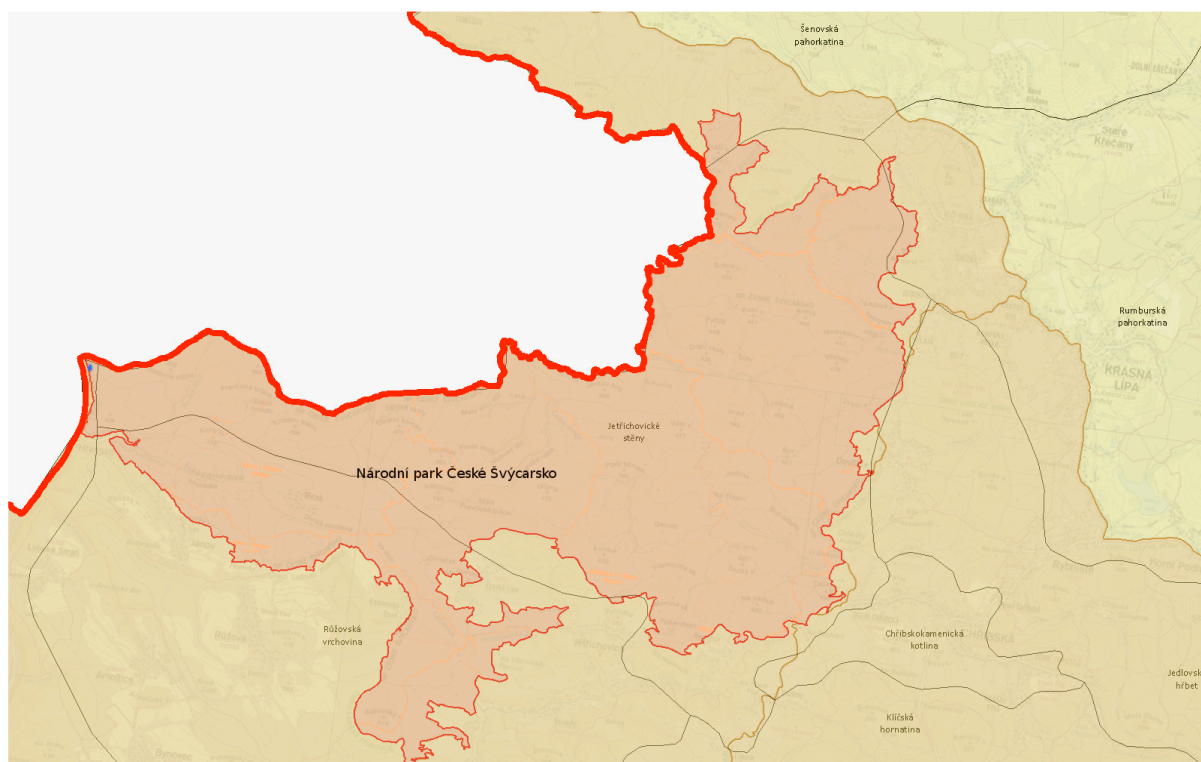


Obrázek 1 Hranice a zonace Národního parku České Švýcarsko (Správa Národního parku České Švýcarsko)

2.1.2. Geomorfologická charakteristika studované oblasti

Studované území je součástí provincie Česká vysočina. Nachází se na východním okraji Krušnohorské soustavy (III), okraji zasahuje do soustavy Sudetské (Krkonošsko-Jesenické). Většina území NP se nachází v geomorfologickém okrsku Jetřichovické stěny, jež je součástí stejnojmenného podcelku a celku Děčínská vrchovina (IIIA-3), oblasti Krušnohorská hornatina. Část chráněných území v levobřežní oblasti kaňonu Kamenice spadá pod okrsek Růžovská vrchovina, podcelku Děčínské stěny, celku Děčínská vrchovina. Všechny tyto geomorfologické jednotky jsou součástí Krušnohorské soustavy (Balatka, Kalvoda, 2006).

V oblasti Pavlinina údolí, Dolní Chřibské a Dobic jsou hranice NP v těsné blízkosti celku Lužické hory (IVA-2), konkrétně jeho podcelků Lužický hřbet (v dotyku území NP je to okrsek Jedlovský hřbet) a Kytlická hornatina, jež je v dotyku se studovanou oblastí svými okrsky Chřibsko-Kamenická kotlina a Klíčská hornatina. Nejsevernější partie území NP (v povodí Brtnického a Vlčího potoka) zasahují do okrsku Šenovská pahorkatina a okrsku Rumburská pahorkatina. Oba tyto okrsky jsou součástí podcelku Šluknovská pahorkatina, jež tvoří stejnojmenný celek Šluknovská pahorkatina (IVA-1), podsoustavy Západosudetské (Krkonošské), soustavy Sudetské (ibidem).



Obrázek 2 Vymezení polohy NP České Švýcarsko v rámci geomorfologických okrsků (AOPK)

Velké krajinné makrostruktury v Českém Švýcarsku jsou geneticky podmíněny přítomností dvou významných vzájemně kolmých zlomových linií, tektonických zón prvního řádu. Labský lineament s převažující SZ-JV orientací byl opakovaně aktivován již od proterozoika. Druhou mladší linií je SZ pokračování krušnohorského zlomového pásma (v oblasti v okolí NP nazývané Děčínské a Českokamenické zlomové pásmo).

Pro oblast NP je charakteristický silně rozčleněný, erozně denudační reliéf. Pro krajinu Českého Švýcarska je typické výškové uspořádání rozčleněné do tří výrazně oddělených a odlišných „pater“, majících původ v geologickém vývoji regionu (viz dále). Nejvyšší lokality jsou tvořeny kužely neovulkanitů z konce terciéru. Nejvyšším bodem národního parku je Růžovský vrch (619 m n. m.), význačné krajinné dominanty vulkanického původu jsou např. Grosser Winterberg, Vlčí hora, Goliště (Koliště), Suchý vrch, Strážiště a další. Jednalo se o podpovrchová tělesa (většinou bazaltová), lakolity, obnažená čtvrtohorní denudační činností. Horní krajinné patro tvoří i pískovcové stolové hory, coby pozůstatky starší denudační úrovně. Nejvyšší z nich, Děčínský Sněžník (726 m n. m.) se nachází mimo území NP, většina ostatních potom na území Saska (Lillienstein, Königstein, Falkenstein, Kaiserkrone, Zirkelstein apod.). Plošně nejrozsáhlejším krajinným prvkem je strukturní plošina svrchněkřídových pískovců. Tento mohutný sedimentační příkrov je rozpraskaný následnou vulkanickou a tektonickou činností (alpínské vrásnění) do sítě pravoúhlých puklin (kvádrová struktura), denudační činností povrchové vody dále prohlubovaných a rozšiřovaných. Většina elevací této výškové úrovně krajiny se pohybuje mezi 450 – 480 m n. m. (Glöckner, 1995). Fluviální denudací vznikla postupně nejnižší (ve smyslu elevace) úroveň krajiny tvořená dny soutěsek a kaňonů. Je pro ně charakteristická značná relativní hloubka, malá šířka, téměř svislé stěny, častý výskyt teplotní a vegetační inverze, značná vlhkost a minimální úroveň insolace dna těchto soutěsek. Převažující orientace roklí a soutěsek je JZ-SV a JV-SZ. Denudace rozpukaného pískovcového příkrovu vedla ke vzniku strukturních hřbetů a skalních věží. Z velkých krajinných makrostruktur jsou tedy zastoupeny zejména strukturní plošiny, skalní města, kužely neovulkanitů a velké kaňony řek Labe, Kamenice a Křinice. Antecedentní údolí Labe, jež leží na hranicích NP patří svojí délkou i relativní hloubkou až 300 m k nejmohutnějším u nás a prořezává se celou mocností křídových sedimentů.

Z mezoforem jsou pozoruhodné zejm. pískovcové skalní útvary (věže, suky, skalní brány, převisy, malé rokle, skalní hříby, pseudokrasové jeskyně), útvary spojené se svahovými pohyby (suťová pole, říčené skalní bloky) a fluviálně podmíněné prvky.

Přímo na území národního parku nenalezneme žádné jeskyně (neuvádí je ani nově vydaný přehled Jeskyně Ústeckého kraje (Pokorný, Holec, 2009)), v těsné blízkosti Národního parku je však rozsáhlý pseudokras a vůbec největší lokalita s výskytem jeskyní v Ústeckém kraji. Jde o oblast rozsedlinových jeskyní v labském kaňonu, zejm. v blízkosti Labské Stráně a Belvederu. Velké (často desítky m) vertikálně orientované jeskyně vznikly odsedáním skalních bloků na hraně plošiny nad kaňonem Labe. Nejrozsáhlejší jsou Loupežnická a Pytlácká jeskyně pod Belvederem. Drobné útvary v oblasti Národního parku České Švýcarsko, uváděné na mapách jako „jeskyně“ (Jeskyně víl, Vinný sklep, Balzerova jeskyně – Balzerovo ležení) jsou převisy, nebo zborcené skalní bloky tvořící dutinu (Jeskyně víl).

Frekvence výskytu převisů (abri) je v Českém Švýcarsku mimořádně vysoká. Na jejich vzniku se podílí jednak tekoucí voda boční erozí u paty stěny (horní část povodí Suché Bělé, povodí Sloupského potoka), za druhé vznikají kapilárním vzlínáním vlhkosti a následnou mrazovou erozí. Pro vznik převisů je však důležité střídání vlhkosti a sucha, neboť jak upozorňuje Mikuláš et al. (Mikuláš et al., 2011), u permanentně vlhkého pískovce dochází ke vniku nově tvořeného karbonátového tmele, který pískovec naopak zpevňuje. Na vzniku převisu se podílí i mechorosty a lišejníky, jež přispívají k chemickému zvětrávání. Největším převisem Českého Švýcarska je Balzerovo ležení v Jetřichovických stěnách. Část převisů vznikla i boční erozí toků, ať již současných, či historických.

Pozoruhodným fenoménem je výskyt skalních bran. Vznikly dvěma geneticky odlišnými způsoby. Prvním z nich je boční eroze, která dala vzniknout světově proslulé Pravčické bráně, jakož i Malé Pravčické bráně. Ve druhém případě jsou brány tvořeny zříceným skalním blokem zaklesnutým nade dnem soutěsky. Nejznámější je Černá brána na Červeném potoce, podobné útvary se vyskytují i v horní části povodí Suché Bělé v oblasti Jelení louže. Specifickým případem je cca 8 – 10 m dlouhá chodba v oblasti Jelení louže, vzniklá úklonem osaměle stojícího skalního bloku a jeho opřením se o stěnu (viz Obr. č. 3 vlevo).



Obrázek 3 Skalní chodba a skalní brána v pramenné oblasti Suché Bělé

Pískovcová krajina Českého Švýcarska je pochopitelně mimořádně bohatá na skalní morfologické mikrostruktury. Jejich geneze je dána především různým zastoupením oxidů železa a vlhkostním režimem (Mikuláš et al., 2011). Průnikem hydrotermálních roztoků s vysokým obsahem sloučenin železa (pravděpodobně ze styku pískovce s magmatickou intruzí) a jejich vysrážením došlo ke vzniku tzv. železinců, které významně zpevňovaly povrch pískovců a přispěly ke vzniku některých mikrostruktur. Relativně časté jsou vertikální trubkovité útvary (nezaměňovat se sloními choboty“ (ibidem)), méně již horizontální struktury, přispívající ke vzniku hřibovitých útvarů a skalních poliček. Běžné jsou i voštiny, skalní dutiny, „hodiny“ a pseudoškrapy na vrcholcích skalních věží a hranách plošin.

Speciálním případem mikroforem jsou šokově metamorfované horniny po úderu blesku – fulgurity. Vzhledem k terénu s řadou exponovaných forem a zastoupením oxidů železa je výskyt fulguritů v Českém Švýcarsku relativně častý. Unikátním povrchovým útvarem ve skalní stěně v povodí Křinice je tzv. Ohnivec – radiální útvar připomínající stylizované Slunce, vzniklý (pravděpodobně) po úderu blesku.

To, co odlišuje krajinu Českého Švýcarska od jiných podobných pískovcových oblastí je jednak působení terciárního vulkanismu a fakt, že oblastí protéká několik relativně vodných řek (Labe, Kamenice, Křinice), které vytvořily mimořádně nízké spodní „patro“ krajiny. Výšková členitost tak dosahuje cca 500 m (od vrcholu Růžovského vrchu k hladině Labe u Hřenska).

2.1.3 Geologický vývoj oblasti

Nejstarší krystalinické podloží ortorul krušnohorské jednotky (proterozoikum) a metamorfovaných hornin (fylitů) jsou spolu s hlubinými tělesy žul a granodioritů Lužického pásma obnaženy jen na velmi malé ploše území. Jde zejména o severozápadní část Českého Švýcarska v oblasti Lužického zlomu (žuly a granodiority mezi Krásnou Lípou a Mikulášovicemi) a krystalinikum je místy obnaženo i v nejnižších pasážích labského kaňonu (fylity, břidlice staroprvohorního stáří).

Nejcharakterističtější morfostruktura Českého Švýcarska se začala výrazněji utvářet na přelomu cenomanu a turonu (svrchní křída cca 93 mil. let), kdy došlo ke zdvihu hladiny světového oceánu („Velká křídová záplava“). Oblast České křídové pánve tvořil v té době SZ-JV orientovaný mělký průliv podél tzv. labské linie. V něm se již v cenomanu a starším turonu při neustávajícím poklesu mořského dna usadil cca 1 000m mocný příkrov pískovců, slínovců a prachovců. Cca 350 - 420m mocná vrstva turonských a částečně coniackých pískovců vznikla během poměrně krátkého údobí cca 3 mil. let. Tato souvrství jsou nyní interpretována jako hrubozrnné sedimenty říčních delt (Uličný, Laurin, 2008). Postupem (transgresí) břehové linie přes tělesa delt došlo k erozi a díky příbojovému vlnění vznikly tenké plochy obohacené štěrkem (transgresní plochy). Jak již bylo uvedeno, v pozdním cenomanu došlo ke spojení mělkého moře přes severní část Českého masivu s výběžkem Tethys v oblasti dnešní Panonie. Jemné frakce byly odplavovány po proudu do míst s menší hydraulickou energií. Dle sklonu šikmých zvrstvení převažovalo proudění k JV, nicméně ve středním a starším Turonu mělo proudění SZ směr. Příčinou intenzivního tidálního (příliv-odliv) proudění bylo postupné zužování průlivu mezi českou a saskou stranou pánve deltou vnikající do průlivu (ibidem).

Po ústupu křídového moře se v terciéru stal Český masiv součástí pevniny. Vzhledem k poměrně složité kerné stavbě docházelo po celou dobu k tektonickým pohybům. Navzdory jim převažoval charakter parovinného povrchu, ke kterému přispívala převážně mělkovodní sedimentace (Glöckner, 1995). Český masiv měl v té době charakter pedeplanizovaného (zarovnaného) hřbetu. Sedimentační fáze byla ve svrchním oligocénu vystřídána obnovením výrazných tektonických pohybů a začala převažovat denudační fáze. Během miocénu dochází k nástupu výrazné vulkanické činnosti. Neovulkanická činnost souvisí s alpínskou orogenezí, a pohyby podél starých tektonických linií na vnější straně oblouku alpského horského systému. V Českém masivu

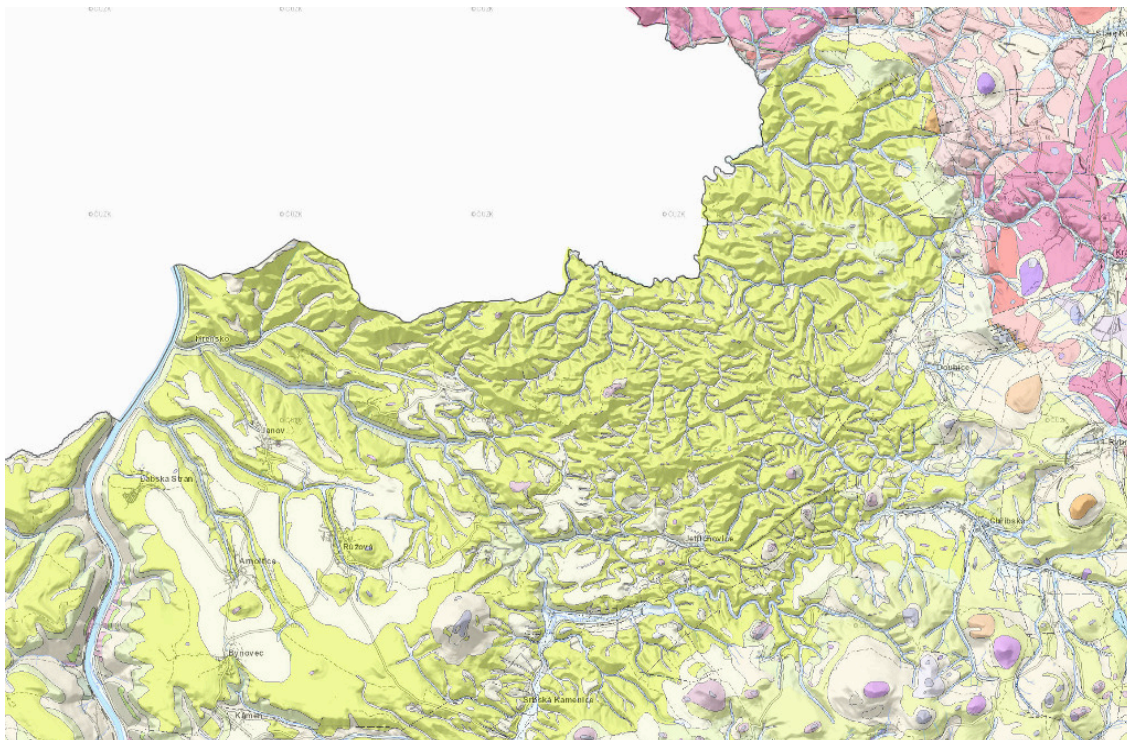
jsou vulkanity česko-slezského oblouku. Neovulkanismus přelomu terciéru a kvarteru se v Čechách odehrával ve třech etapách, v oblasti Českého Švýcarska je zastížena pouze nejstarší (I.) etapa z počátku miocénu. Počátek sopečné činnosti byl patrně explozivní s produkcí pyroklastických materiálů uložených ve vrstvách o mocnosti 20 – 30 m. V oblasti Českého Švýcarska jsou povrchové projevy neovulkanické činnosti denudovány a zachovaly se pouze vypreparované formy podpovrchového vulkanismu (výplně sopuchů, žil a přírodních kanálů). V těsné blízkosti NP jsou zachovány denudační zbytky povrchových výlevů (oblast Studánky u Varnsdorfu). Magmatické výplně obnažené povrchovou těžbou jsou významné svojí sloupcovou odlučností (Zlatý vrch u Lísky, Panská skála u Práchně). Během této fáze vnikl i Lužický přesmyk ostře oddělující křídový okraj oblasti Labských pískovců od Lužického plutonu (Glöckner 1995).

Na přelomu terciéru a kvarteru mělo území dnešního Českého Švýcarska výrazně zarovnaný charakter s již denudovanými povrchovými projevy terciérního vulkanismu jakož i předchozích třetihorních sedimentačních fází. Přestože i v kvarteru se pochopitelně setkáme se sedimentačními procesy (zejm. fluviálními) je kvarter především obdobím denudace a postupné exhumace terciérního a předterciérního (výjimečně až předkřídového) povrchu.

Na tektonických liniích pokračují pohyby vedoucí k praskání mocných svrchněkřídových sedimentů. Po celou dobu probíhá zdvihání Českého masivu jako celku. Ráz krajiny byl poznamenán střídáním glaciál a interglaciál a na ně navázaných mrazových a soliflukčních procesů. Právě území Českého Švýcarska tvořilo hranici, kam zasahoval kontinentální ledovec a proto v řadě lokalit lze nalézt horniny skandinávského původu (zbytky morén pod Jitřavským sedlem, Fockeho výšina v Děčíně (Glöckner, 1995)). Trvalý zdvih Českého masivu vytvořil podmínky pro zařezávání vodních toků.

Současný povrch je tvořen z velké části křídovými sedimenty a podstatně mladšími kvarterními sedimenty. Ty lze z hlediska geneze rozdělit (v zájmové oblasti) na gravitační sedimenty (sutě), kryogenní sedimenty (kamenná moře nejvyšších poloh), deluviofluviální sedimenty (splachové, dejekční kužely apod.), glacigenní sedimenty (pocházející z bazální morény kontinentálního ledovce), rašeliniště a slatiniště (Jelení louže, Nad Dolským mlýnem), produkty skalního řícení a odvaly a skládky.

Půdní pokryv v oblasti křídových pískovců je značně fragmentován (díky členitosti území) a celkem časté jsou i plochy bez půdního pokryvu (skalní plató, pokryv pískem bez organické, humusové složky). V těchto oblastech jsou nejčastější hnědé kambizemě a zejména podzoly. Tyto půdy jsou doplněny rankerem podzolovým na zvětralém pískovcovém substrátu. Na pevné pískovcové hornině se vyskytuje litozem modální a kryptopodzoly (rezivá půda) na skeletovité svahovině. V blízkosti neovulkanitů se vyskytují půdy na bazaltickém substrátu v podobě eutrofní mozaiky litozemí, rankerů a kambizemí. Na eolických sedimentech v okolí Arnultovic, Růžové a Labské Stráně se vyskytují hnědozemě a luvizemě. V lokalitách s vysokou dlouhodobou vlhkostí je pseudoglej doplněn stagnoglejem. V místech přiléhajícím k vodním tokům je nejčastěji zastoupen glej modální (online Správa NPCŠ 2014). V oblasti Národního parku nalezneme i dvě rašeliniště: Jelení louže a Nad Dolským mlýnem. Antropogenně využívané půdy mají převážně formu pseudogleje charakterem odpovídající půdotvornému substrátu, na kterém se nacházejí. V severních a severovýchodních partiích se jedná zejm. o kyselé svahoviny, zemědělsky využívané plošiny při jižní hranici NP (Růžovská vrchovina, okolí České Kamenice) jde o sprašové pokryvy. Celkově v regionu převažují kyselé, až velmi kyselé, nepříliš úrodné půdní typy.



Obrázek 4 Geologická mapa povrchu Českého Švýcarska. Světle zeleně křemenné pískovce, šedě a fialově bazaltové vulkanity, růžová a světle růžová granity a granodiority Lužického plutonu, bílé spraše a sprašové hlíny (AOPK)

2.1.4. Vegetační pokryv a land use

Vývoj vegetačního krytu v Českém Švýcarsku byl mapován pomocí analýzy pylových zrn ze dvou profilů (Jelení louže a Pryskeříčský důl). Vzhledem k morfologii má pylový záznam ve skalních městech jen lokální charakter a bývá málo zkruslen náletem pylu ze vzdálenějších oblastí. V potvrzeném vývoji vegetace v oblasti Českého Švýcarska lze rozpoznat pět hlavních etap, doložených význačnými horizonty v profilu Jelení louže (Pokorný et al., 2008):

Mladší atlantik – bohaté smíšené doubravy se zastoupením dubu, jilmu, lípy. V exponovaných polohách se vyskytovala líska. Docházelo k dokonalé recyklaci živin a tedy minimálnímu hromadění organického substrátu. Z eneolitu pocházejí pylové záznamy obilovin, jsou však z oblastí mimo sklaní města.

Subboreál – došlo ke změně vegetace podmíněné expanzí buku, zejména na úkor lísky.

Subboreál / Starší subatlantik – expanze jedle a habru. Objevují se stopy přítomnosti člověka (lesní pastva ve starší době železné). Klesá podíl smrku (do té doby zastoupen často na dnech roklí). Postupný nárůst podílu buku a jedle, líska je v extrémních polohách vytlačována borovicí a břízou. V místech s intenzivnější lesní pastvou prograduje kopřiva v důsledku eutrofizace půdy.

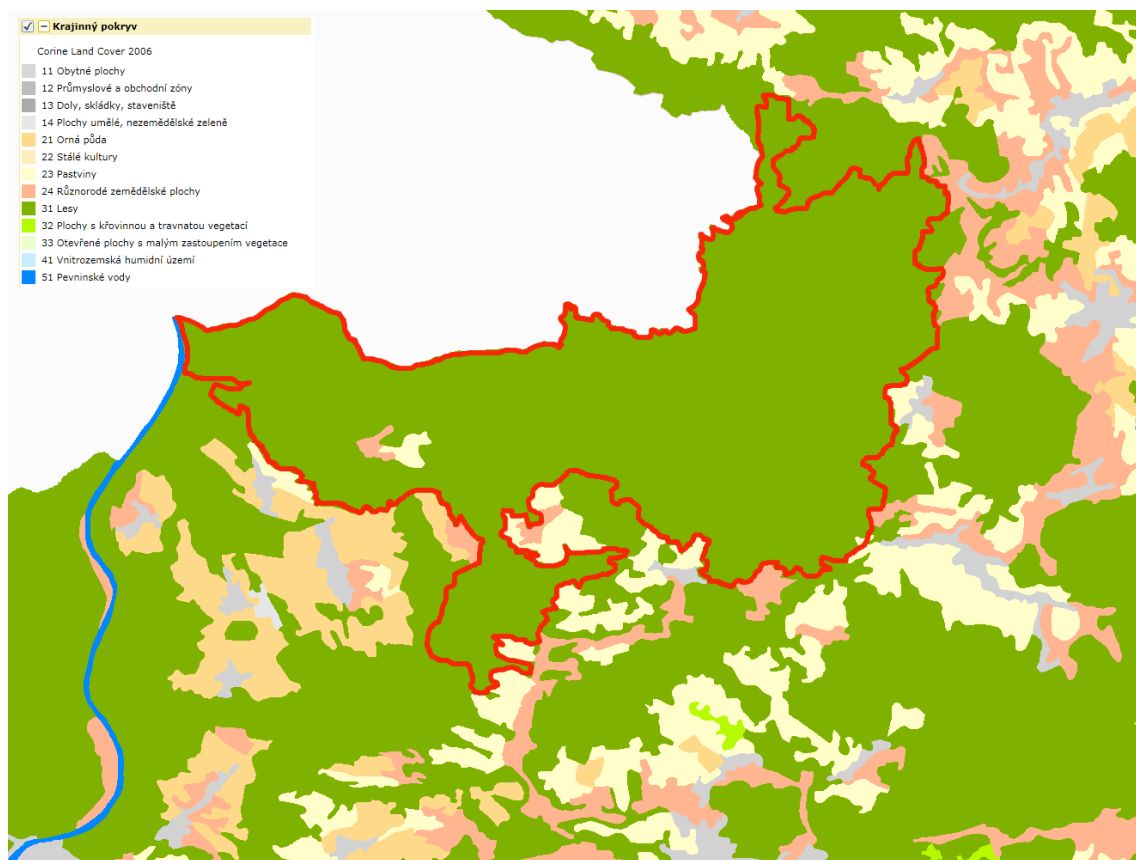
Středověk – roste podíl antropogenních indikátorů, převážně z oblastí mimo skalní města, bez vlivu na druhovou skladbu. Upevnilo se postavení buku v rámci ekosystému, postupný vývoj ke společenstvům typu jedlobučin, s břízami a borovicemi v extrémních, skalních polohách.

Novověk je charakterizován ústupem jedle ve prospěch lesnicky preferovaného smrku, mající své počátky na přelomu 17.-19. století

Starší pylová spektra z lokality Jelení louže jsou zkruslena tehdejším silným zastoupením kapradin, předcházejícím vznik rašeliniště tak, že nejsou použitelná pro popis charakteru vegetace v okolí.

Současné jehličnaté kulturní lesy (smrk, borovice) neodpovídají ekologickému potenciálu území. Tomu je nejbližší stav jaký byl v období vrcholného středověku tedy mladší subatlantik. Dominantní by tedy měly být jedlobučiny, s příměsí habru, dubu, břízy a borovice (na skalních plochách). Ve vlhkých a stinných místech soutěsek a roklí je přirozený smrk, jehož populace je zde 9 tisíc let stará (Pokorný et al., 2008). Kulturní

lesy převažují zejm. na pískovcích a pleistocénních sedimentech (spraších). Na čedičích, krystaliniku a obecně v exponovaných polohách se zachovala přírodní, či přírodě blízká rostlinná společenstva. Podle podkladů AOPK náleží většina území do geobotanické jednotky bikové bučiny. Pasáže skal a roklí potom k jednotce acidofilní bory. Bohužel mapy geobotanických jednotek opět nejsou v měřítku, které by vystihovalo velké lokální odlišnosti území v rámci národního parku. Současné lesní plány správy NP předpokládají postupný přechod k původním smíšeným lesům. To s sebou přináší zvýšenou zátěž území v podobě těžby nepůvodních druhů.



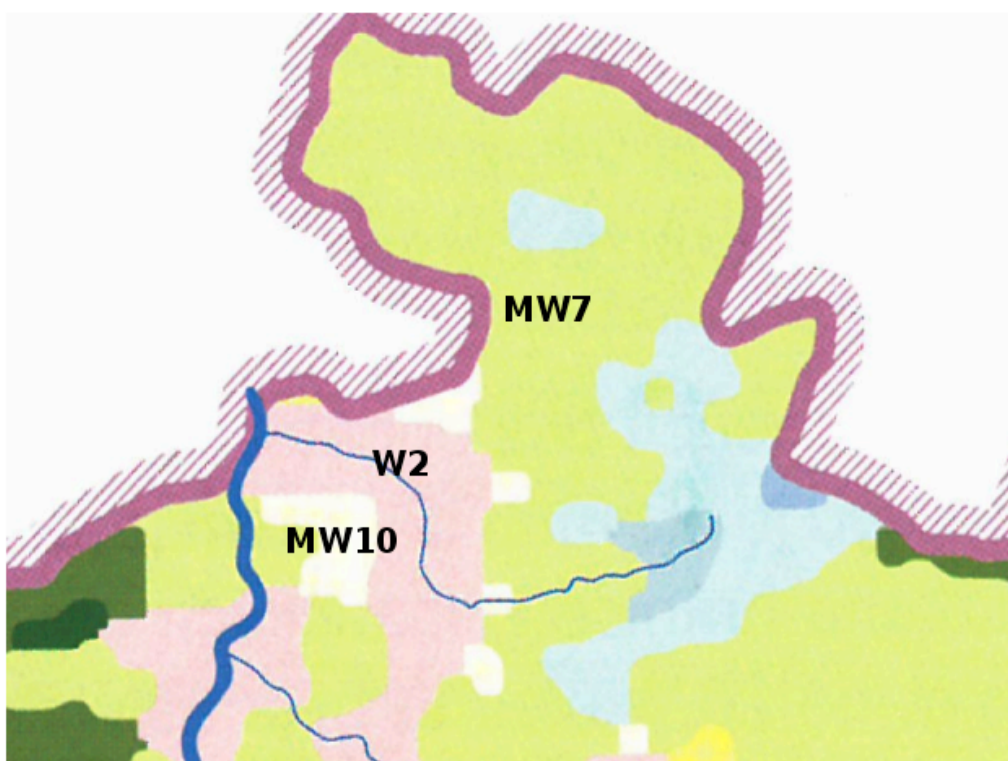
Obrázek 5 Krajinný pokryv na území NP (hranice vyznačeny červenou linií) a v okolí. Reklasifikovaná data z družice CORINE, 2006 (AOPK)

2.1.5. Klimatické poměry studované oblasti

Přímo ve studované oblasti Národního parku České Švýcarsko se nenachází žádná klimatologická ani srážkoměrná stanice ČHMÚ. Od října 2008 funguje přímo v NP automatická klimatologická stanice Tokáň, spravovaná obecně prospěšnou společností České Švýcarsko. Data z této stanice jsou importována do klimatologické databáze ČHMÚ Clidata. Kompatibilita dat z této stanice s ostatními měřeními ČHMÚ je diskutabilní (kalibrace, metodika, údržba stanice), ovšem in situ se nenalézají

hodnotnější zdroj dat a tak představuje stanice Tokáň jedinečný zdroj informací o klimatu přímo na území NP. Na rozdíl od stanic Varnsdorf a Děčín je stanice umístěna tak, že její čidla nejsou ovlivňována okolní zástavbou (Varnsdorf, Děčín) ani reliéfem (Děčín). V širším okolí NP se dále nacházejí klimatologické stanice Děčín a Varnsdorf spravované ČHMÚ, srážkoměrné stanice ČHMÚ se dále nacházejí v Lobendavě, Šluknově, Rumburku, Chřibské a České Kamenici.

Reálná vypovídající hodnota konvenčních klimatologických klasifikačních systémů (Quitt, Köppen apod.) je pro zhodnocení klimatických poměrů v krajině Českého Švýcarska poněkud diskutabilní. Plošné měřítko těchto klasifikačních systémů není schopné postihnout velké lokální rozdíly hodnot teploty vzduchu, půdy, insolace atd. mezi hlubokými roklemi a horními partiemi krajiny. Pro rámcový přehled jsou však uvedeny. Dle Köppena patří celé území do klimatické oblasti Cfb (mírně teplé klima s rovnoměrným rozdělením srážek a mírně teplým létem). Quittova klasifikace je již podrobnější a v oblasti NP rozlišuje tři klimatické oblasti. Dvě teplé (MW7 a MW10) a jednu teplou (W2) (Atlas podnebí Česka, 2007).

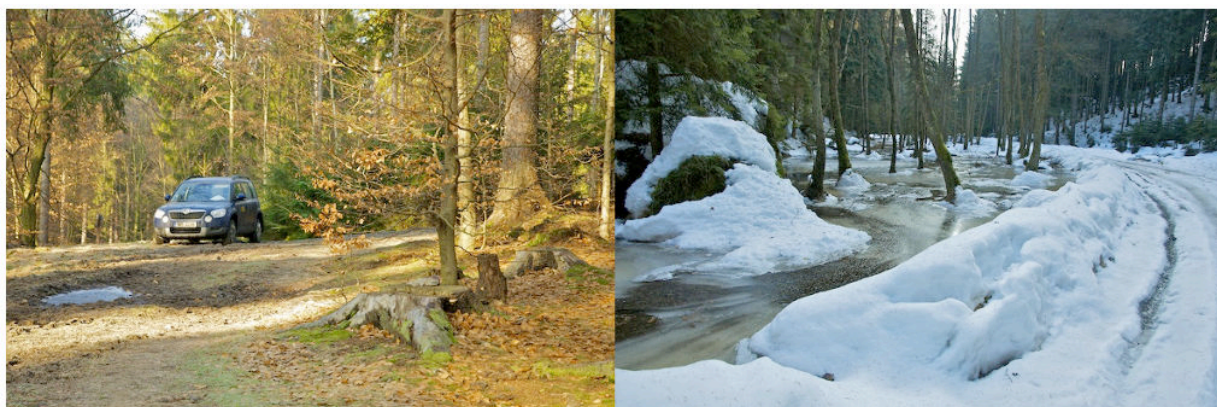


Obrázek 6 Klimatické oblasti dle Quitta (Atlas podnebí Česka, 2007)

Tabulka 1 Vybrané klimatologické charakteristiky Quittovy klasifikace klimatu, oblastí zastoupených v NPCS

Klimatologická charakteristika	Oblast MW7	Oblast MW10	Oblast W2
Počet letních dní	30-40	40-50	50-60
Počet dnů s mrazem	110-130	110-130	100-110
Počet dnů se srážkami 1mm a vyššími	100-120	100-120	90-100
Průměrná lednová teplota vzduchu (°C)	-2 -3	-2 -3	-2 -3
Průměrná červencová teplota vzduchu (°C)	16-17	17-18	18-19
Úhrn srážek za vegetační období (mm)	400-450	400-450	350-400
Počet jasných dnů	40-50	40-50	40-50

Pro teplotní režim je charakteristické nespojitě, lokálně velmi výrazné rozdělení teplot a rozdělení na řadu výrazně odlišných mikroklimatických oblastí. Vzhledem k tvaru reliéfu a jeho značné výškové členitosti (přes 500 m) jsou oblasti spodních partií roklí charakteristické nízkou insolací, a zejména v jarních měsících výrazným inverzním zvrstvením teplot, které vede k fenoménu mrazových kotlin, kdy těžký chladný vzduch zůstává na dnech kotlin.



Obrázek 7 16.2.2011, sedlo mezi Větrovcem a Malou Pravčickou branou (cca 370 m n.m.) a dno Dlouhého dolu (cca 300 m n. m.). Vzdálenost vzdušnou čarou cca 400 m, rozdíl teplot vzduchu cca 8 °C.

Tabulka 2 Průměrné měsíční teploty vzduchu ze stanice Děčín (U2DECI01) – 172m n. m. (°C)

Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Průměr
2004	-2,4	2,9	4,9	10,3	12,4	16,9	18,3	18,9	13,6	9,7	5,1	1,4	9,3
2005	1,8	-1,2	2,8	9,9	13,8	17,2	19,0	16,6	15,2	10,3	3,8	1,1	9,2
2006	-3,8	-0,8	2,0	9,2	13,8	18,2	23,1	16,8	17,2	10,9	7,2	3,9	9,8
2007	5,2	4,6	6,8	11,7	15,8	19,4	19,3	18,6	12,8	8,4	3,6	1,6	10,6
2008	3,2	4,9	5,2	9,0	14,7	18,4	19,1	18,5	13,0	8,9	5,9	2,4	10,3
2009	-2,4	1,4	5,6	13,2	14,6	15,9	18,7	18,9	15,7	8,6	6,8	0,0	9,7
2010	-3,3	-0,4	4,5	9,2	12,6	17,8	21,2	17,8	12,2	7,6	5,9	-4,3	8,4
2011							17,5	18,2	14,9	9,0	4,3	3,6	
2012	1,9	-2,9	6,1	9,3	15,5	17,5	18,9	18,7	13,6	7,8	5,4	-0,8	9,3
2013	-0,4	-0,3	-0,3	8,9	13,2	17,0	20,3	17,9	12,9	10,2	5,4	2,6	8,9
Měsíční průměr	0,8	-1,6	2,9	9,1	14,4	17,3	19,6	18,3	13,3	9,0	5,4	0,9	9,1

Tabulka 3 Průměrné měsíční a roční teploty vzduchu ze stanice Varnsdorf (U2VARN01) – 367m n. m. (°C)

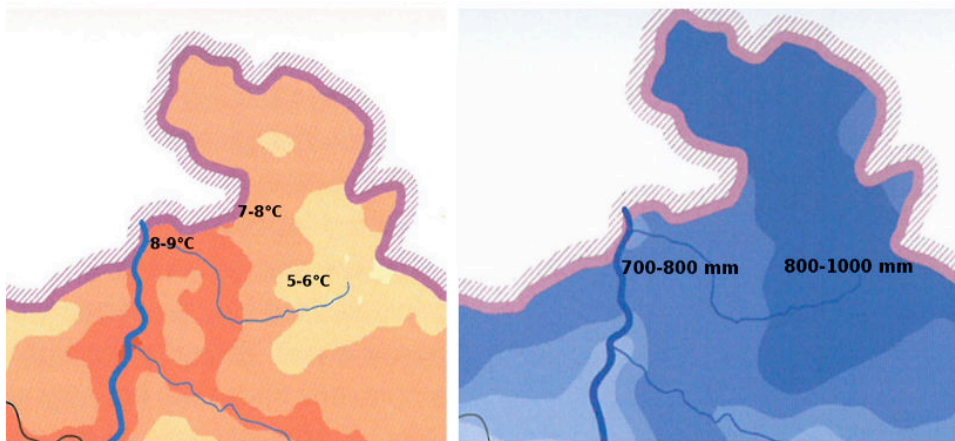
Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Průměr
2004	-3,0	1,1	3,2	8,7	11,1	15,4	16,7	17,4	12,5	9,2	3,7	0,0	8,0
2005	0,8	-2,7	1,5	8,8	12,7	15,7	17,6	15,4	13,9	10,0	2,7	-0,2	8,0
2006	-4,8	-2,2	0,3	7,9	12,6	16,7	21,9	15,4	16,2	10,6	6,4	3,6	8,7
2007	3,6	3,0	5,2	9,9	14,4	17,6	17,5	16,9	11,8	7,0	2,1	-0,2	9,1
2008	2,3	3,6	3,5	7,4	13,5	17,0	17,5	16,7	11,7	8,0	4,4	1,1	8,9
2009	-3,5	-0,5	3,7	11,4	13,0	14,5	17,6	17,9	14,2	6,9	6,6	-0,8	8,4
2010	-5,2	-1,0	3,3	7,9	11,0	16,2	19,8	16,6	11,5	6,6	4,4	-5,2	7,2
2011	-0,5	-1,7	4,0	10,7	13,2	16,7	16,1	17,2	14,2	8,3	3,6	2,6	8,7
2012	-0,2	-4,7	5,4	8,4	14,4	15,9	17,8	17,5	13,3	7,3	5,1	-0,7	8,3
2013	-1,9	-1,7	-1,8	7,8	12,1	15,8	18,6	16,8	11,4	9,6	4,2	2,4	7,8
Měsíční průměr	-1,2	-0,7	2,8	8,9	12,8	16,2	18,1	16,8	13,1	8,4	4,3	0,3	8,3

Tabulka 4 Průměrné měsíční a roční teploty vzduchu ze stanice Tokaň (U2TOKA01) – 402 m n. m. (°C). Bezobslužná stanice mimo kompetenci ČHMÚ s odlišnou metodikou měření.

Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Průměr
2008	2,3	3,6	3,5	7,4	13,5	17,0	17,5	16,7	11,7	8,0	4,4	1,1	8,9
2009	-3,5	-0,5	3,7	11,4	13,0	14,5	17,6	17,9	14,2	6,9	6,6	-0,8	8,4
2010	-5,2	-1,0	3,3	7,9	11,0	16,2	19,8	16,6	11,5	6,6	4,4	-5,2	7,2
2011	-0,5	-1,7	4,0	10,7	13,2	16,7	16,1	17,2	14,2	8,3	3,6	2,6	8,7
2012	-0,2	-4,7	5,4	8,4	14,4	15,9	17,8	17,5	13,3	7,3	5,1	-0,7	8,3
2013	-1,9	-1,7	-1,8	7,8	12,1	15,8	18,6	16,8	11,4	9,6	4,2	2,4	7,8
Měsíční průměr	-1,2	-0,7	2,8	8,9	12,8	16,2	18,1	16,8	13,1	8,4	4,3	0,3	8,3

Je zřejmé, že uvedené teploty vzduchu rámcově odpovídají Quittově klasifikaci klimatu, nicméně nevystihují teplotní poměry na dnech kaňonů, roklí a soutěsek, které jsou pro režim infiltrace povrchových a celkový srážko-odtokový proces zásadní (viz dále). Lze důvodně předpokládat, že teplotní režim soutěsek a roklí bude spíše odpovídat chladnému podnebí s nízkými teplotami zejména během první poloviny roku. Bohužel není k dispozici žádné měření v těchto lokalitách. Zřízení experimentální stanice v nejnižších, uzavřených partiích České Švýcarska by bylo více než žádoucí. Nabízí se přemístění stanice Tokaň po ukončení např. 10ti leté měřicí řady na stávající lokalitě do prostoru nedalekého Táborového či Velkého mokrého dolu.

Rozložení srážek v oblasti Českého Švýcarska charakterizuje značný gradient ve V či JVJ směru, jehož prostorové měřítko je podstatně větší, než u změn rozložení teplot vzduchu. Při převažujícím SV proudění se uplatňuje značný efekt orografického zesílení srážek při přechodu přes Lužické hory na východě, event. vyšší partie Verneřického středohoří na jihu. Efekt orografického zesílení ostatně stojí za povodněmi z přívalových (konvektivních) srážek na Kamenici a Chřibské Kamenici (Chřibském potoce) v letech 2010, kdy k vypadávání extrémně vysokých srážek došlo zejm. v pramenných oblastech řek v západní části Lužických hor.



Obrázek 8 Průměrné roční teploty vzduchu (vlevo) ve °C a průměrné roční úhrny srážek (vpravo) v mm (Atlas podnebí Česka)

Tabulka 5 Průměrné měsíční a roční úhrny srážek ze stanice Tokaň (U2TOKA01) – 402 m n. m. (mm). Bezobslužná stanice mimo kompetenci ČHMÚ s odlišnou metodikou měření.

Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Σ
2009	39,8	84	93,9	6,4	120,8	6,5	31,8	46,8	31,2	119,4	36,8	70,5	687,9
2010	50,8	25,9	66,9	21,4	11,9	51,8	113	309,9	132,3	14	79,5	109,6	1087
2011	73,2	18,7	33,7	38,4	35,2	68	190,3	78,6	62,1	53,4	0,7	80,3	732,6
2012	132,6	87,3	33,3	40,6	57,3	106,7	183,2	89,9	37,1	37,9	91,9	60,8	958,6
2013	113,9	57,3	25	31,6	165,1	166	57,7	40,9	71,7	106,9	48,8	41	925,9
Měsíční průměr	82,1	54,6	50,6	27,7	98,1	79,8	115,2	113,2	66,9	66,3	51,5	72,4	878,4

Tabulka 6 Průměrné měsíční a roční úhrny srážek ze stanice Chřibská (U2CHRI01) – 440 m n. m. (mm).

Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Σ
2004	114,6	70,0	52,0	23,7	92,2	79,5	116,8	89,6	63,1	51,4	188,1	55,2	996,2
2005	137,1	94,7	58,7	28,8	89,0	52,1	167,7	116,8	64,3	27,5	48,4	121,9	1007,0
2006	37,5	78,8	88,3	65,6	59,5	41,5	14,2	164,3	41,1	90,3	101,6	57,8	840,5
2007	145,6	92,6	61,9	1,9	103,3	73,6	116,2	124,0	136,0	48,5	157,7	58,8	1120,1
2008	106,5	62,8	93,1	77,4	45,3	49,1	137,8	89,4	54,7	105,2	71,4	80,0	972,7
2009	50,3	99,1	100,5	5,2	127,1	139,0	133,8	72,9	41,8	139,2	40,5	85,7	1035,1
2010	80,8	36,6	90,9	27,3	133,6	86,2	153,3	342,1	159,8	18,6	115,2	139,9	1384,3
2011	91,7	24,4	44,6	44,0	75,8	75,7	221,8	114,8	63,4	52,2	0,9	106,8	916,1
2012	161,5	101,0	34,0	47,2	44,4	95,5	229,6	123,3	37,9	49,1	103,2	76,6	1103,3
2013	110,9	86,4	43,6	38,0	147,9	199,2	55,8	65,2	104,7	112,1	66,9	48,5	1079,2
Měsíční průměr	103,7	74,6	66,8	35,9	91,8	89,1	134,7	130,2	76,7	69,4	89,4	83,1	1045,5

Tabulka 7 Průměrné měsíční a roční úhrny srážek ze stanice Děčín (U2DECI01) – 172 m n. m. (mm).

Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Σ
2004	77,9	38,7	18,5	15,3	74,8	34,6	78,2	39,7	30,6	30,7	83,7	30,9	553,6
2005	69,3	42,2	19,7	18,9	66,1	44,7	138,8	47,9	48,2	18,7	31,9	69,7	616,1
2006	18,6	40,4	50,7	25,2	50,1	27,8	24,0	90,1	18,3	69,4	45,2	28,9	488,7
2007	42,6	43,9	32,0	0,7	83,4	48,7	82,0	128,2	75,9	31,7	79,3	19,4	667,8
2008	67,1	24,8	39,4	49,5	19,7	50,3	69,5	58,4	27,4	76,2	30,8	42,5	555,6
2009	24,6	54,0	65,8	5,3	87,4	76,0	185,0	61,8	14,5	68,2	28,2	51,6	722,4
2010	41,6	17,1	36,2	15,1	92,5	28,2	142,4	252,1	120,1	6,6	74,2	87,4	913,5
2011						64,7	139,0	89,3	52,2	38,0	0,3	65,7	
2012	88,2	34,4	16,9	27,6	29,6	47,4	134,6	68,2	30,9	24,2	61,9	61,3	625,2
2013	86,3	52,8	33,0	33,7	114,3	154,4	46,3	57,4	49,4	62,7	32,7	21,7	744,7
Měsíční průměr	57,4	38,7	34,7	21,3	68,7	57,7	104,0	89,3	46,8	42,6	46,8	47,9	654,2

Tabulka 8 Průměrné měsíční a roční úhrny srážek ze stanice Varnsdorf (U2VARN01) – 367 m n. m. (mm).

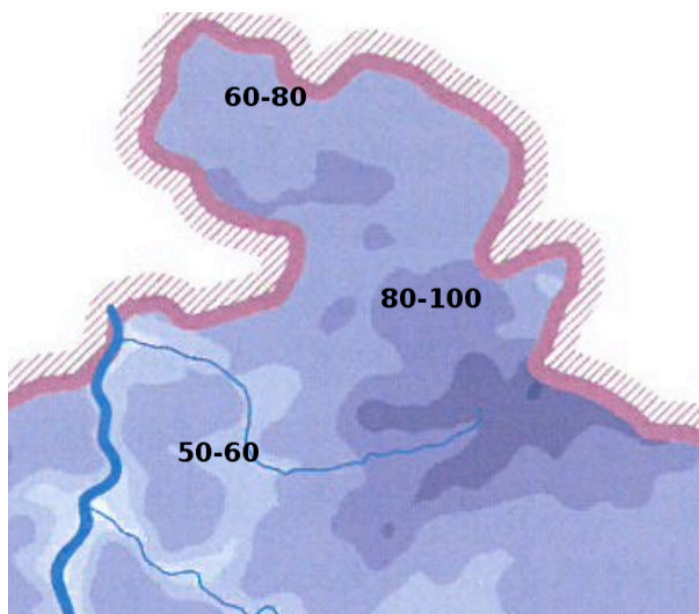
Rok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Σ
2004	103,4	71,4	52,2	24,8	57,4	73,5	102,1	71,3	52,1	46,8	164,3	45,2	864,5
2005	127,3	68,1	47,8	24,1	72,2	26,5	153,1	102,0	55,4	23,1	34,3	107,2	841,1
2006	30,5	63,6	68,5	53,2	55,2	26,2	16,9	172,1	30,7	81,8	79,4	47,2	725,3
2007	142,7	77,7	60,6	1,2	95,0	69,7	89,6	99,6	86,5	24,1	113,3	61,6	921,6
2008	90,9	58,2	84,1	61,7	26,4	64,9	129,8	71,9	47,6	95,9	66,4	58,3	856,1
2009	36,6	71,7	88,2	2,2	125,3	103,2	97,5	43,1	45,8	99,4	36,6	63,1	812,7
2010	58,9	27,5	71,8	26,4	145,4	45,2	117,4	291,5	119,4	10,0	94,4	101,1	1109,0
2011	58,8	14,8	31,2	42,0	64,7	79,6	187,0	78,8	53,0	44,3	0,6	108,2	763,0
2012	144,4	64,5	25,8	41,9	42,6	86,2	162,0	88,5	30,5	35,1	84,7	49,3	855,5
2013	89,1	79,2	40,0	37,1	123,2	178,4	61,2	66,4	72,8	91,1	64,4	48,1	951,0
Měsíční průměr	88,3	59,7	57,0	31,5	80,7	75,3	111,7	108,5	59,4	55,2	73,8	68,9	870,0

Z výše uvedených tabulek průměrných srážkových úhrnů jsou patrné skutečně významné rozdíly mezi jednotlivými stanicemi. Například vzdálenost stanice Tokáň a Chřibská je cca 8 km. Plně je zde doložen vliv orografie Lužických hor na nárůst úhrnu srážek. Průměrný roční úhrn referenční evapotranspirace (evapotranspirace hypotetické plodiny blízké standardnímu travnímu porostu o výšce 0,12 m) činí na území NP cca 550 mm/rok s klesajícími hodnotami s rostoucí nadmořskou výškou. Tedy opět zejm. směrem k oblasti Lužických hor.

Problematická je situace s měřením rychlosti a směru větru. Stanice Děčín má ve své řadě měření mnoho výpadků a není příliš spolehlivá (nereálně vysoký je i podíl bezvětří), u stanice Varnsdorf se projevuje vliv zastínění anemometrického čidla a u dat ze stanice Tokáň se jeví hodnoty četnosti pro V nadhodnocené, ovšem na rozdíl od stanic Děčín a Varnsdorf jsou data výsledkem kontinuálních měření a nikoliv termínových. České Švýcarsko leží v oblasti s průměrnou roční rychlostí větru 3 - 4 m.s⁻¹, vyšší partie, zejm. směrem k Lužickým horám potom v oblasti rychlostí 5 - 6 m.s⁻¹.

Tabulka 9 Četnosti směrů větru (v %) ze stanic Děčín a Varnsdorf za období let 2004-2013 a ze stanice Tokáň za roky 2009-2013

Stanice	S	SV	V	JV	J	JZ	Z	SZ	Bezvětří
Varnsdorf	4,5	5,4	4,8	6,1	10,4	17,4	17,5	11,2	22,9
Děčín	3,9	10,9	3,6	2,1	2,5	14,8	6,7	8,4	47
Tokáň	3	6	17,2	5,7	2,9	13,6	20	4,6	27



Obrázek 9 Průměrný sezónní (zimní období) počet dní se sněhovou pokrývkou (Atlas podnebí Česka)

Počet dnů se sněhovou pokrývkou tak, jak je reprezentován daty interpolovanými z dlouhodobých průměrů stanic ČHMÚ, je v oblasti roklí a soutěsek stejně podhodnocený, jako je tomu u teplot vzduchu. V hlubokých, stinných roklích, kde je uzavřen chladný vzduch, se sněhová pokrývka drží o několik týdnů déle, než v ostatních krajinných partiích. Tento fenomén mj. potvrzují rozdílné reakce Křinice (v jejímž povodí je podíl plochy roklí s dlouho se vyskytující sněhovou pokrývkou podstatně větší, než v povodí Kamenice) a Kamenice na jarní tání. V grafu na Obrázku č. 10 a 11 je patrná mírnější reakce Křinice na jarní tání s nižší extremitou odtoku oproti Kamenici, jakož i časté posunutí kulminací o cca 24 hodin (viz Obr. 12, 14 a 15).

2.1.6. Hydrologické a hydrogeologické poměry

Dle vyhlášky Ministerstva zemědělství č. 393/2010 Sb., O oblastech povodí, spadá studované území do oblastí 1-14-05 Kamenice a Labe pod Kamenicí a 1-15-01 Pravostranné přítoky Labe ze Šluknovského výběžku (Vyhláška 393/2010 Sb.). Hydrologickými osami jsou řeky Kamenice a Křinice. Kamenice pramení v oblasti Jedlovských rybníků v Západní části Lužických hor v nadmořské výšce 595 m n. m.

ústí po 35,5 km toku do Labe v Hřensku v nadmořské výšce 116 m n. m. Plocha jejího povodí činí 214,9 km². Křinice pramení v lokalitě U tří studánek na úbočí bezejmenného kopce mezi Krásnou Lípou a Studánkou v nadmořské výšce 494 m n. m. Po 45 km toku ústí do Labe v Bad Schandau. Plocha povodí činí 116,7 km². Ve střední oblasti svého toku, mezi zaniklými obcemi Zadní Doubice a Zadní Jetřichovice, tvoří hraniční tok mezi ČR a SRN. V oblasti vyústění svého levostranného přítoku Hraniční potok opouští území ČR. Pro obě řeky je charakteristická osa toku směrem z východu na západ, přičemž ve střední části svého toku teče Kamenice převážně severním směrem a Křinice jižním. Toky jsou si do jisté míry zrcadlově podobné a jejich průběh má pak vliv na orientaci jejich přítoků (převažuje severojižní směr a ve střední části povodí východozápadní směr). Přehled povodí dle DIBAVOD je v tabulce č. 10 .

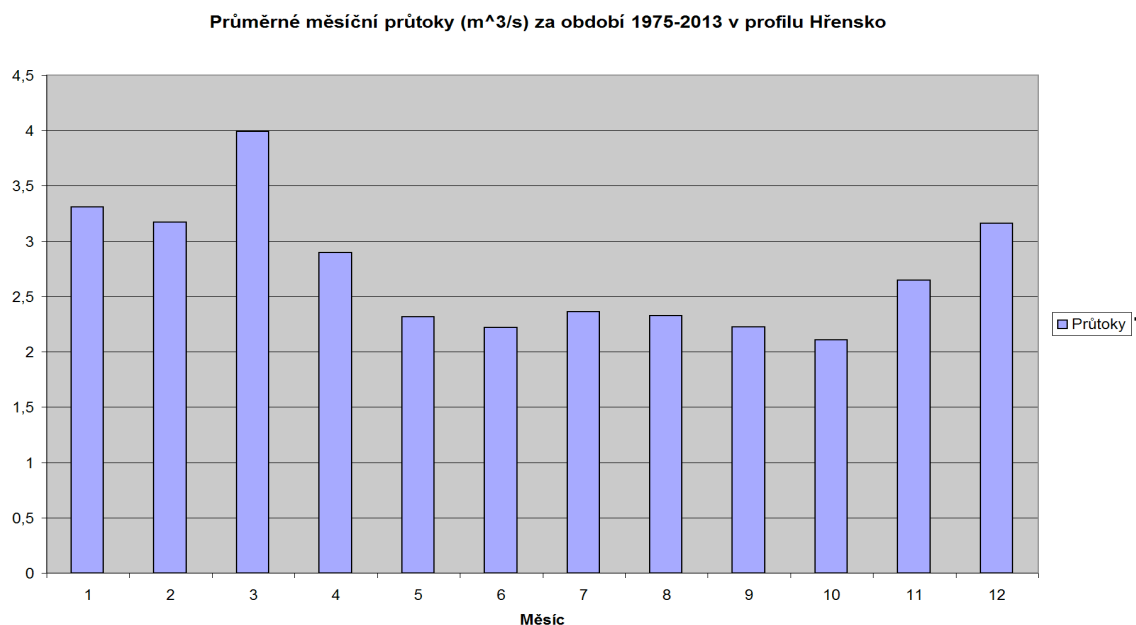
Ve sledované oblasti se nacházejí objekty státního monitoringu povrchových vod spravované ČHMÚ. Jde o předpovědní hlásný profil kategorie A č. 250 Hřensko (Kamenice), hlásný profil kategorie B. č. 249 Srbská Kamenice (Kamenice) a operativní profil kategorie C Všemily (Chřibská Kamenice). AQUATEST a.s. v oblasti dále provozuje kontinuální měření v profilech Ka-1 Ferdinandova soutěska (Kamenice), Kr-1 Kyjov (Křinice) a Kr-2 Zadní Jetřichovice (Křinice). Monitoring podzemních vod je realizován v rámci monitorovací sítě ČHMÚ (na území NP jde zejm. o vrty VP8432, VP8503, VP8499, VP8431 a VP8430) a monitorovacích vrtů Ochranného pásma vodního zdroje (OPVZ) Všemily v prostoru mezi Jetřichovicemi a Jánskou.

Tabulka 10 Přehled dílčích povodí v povodích Kamenice a Křinice dle DIBAVOD převzato z (Pacl, 2014)

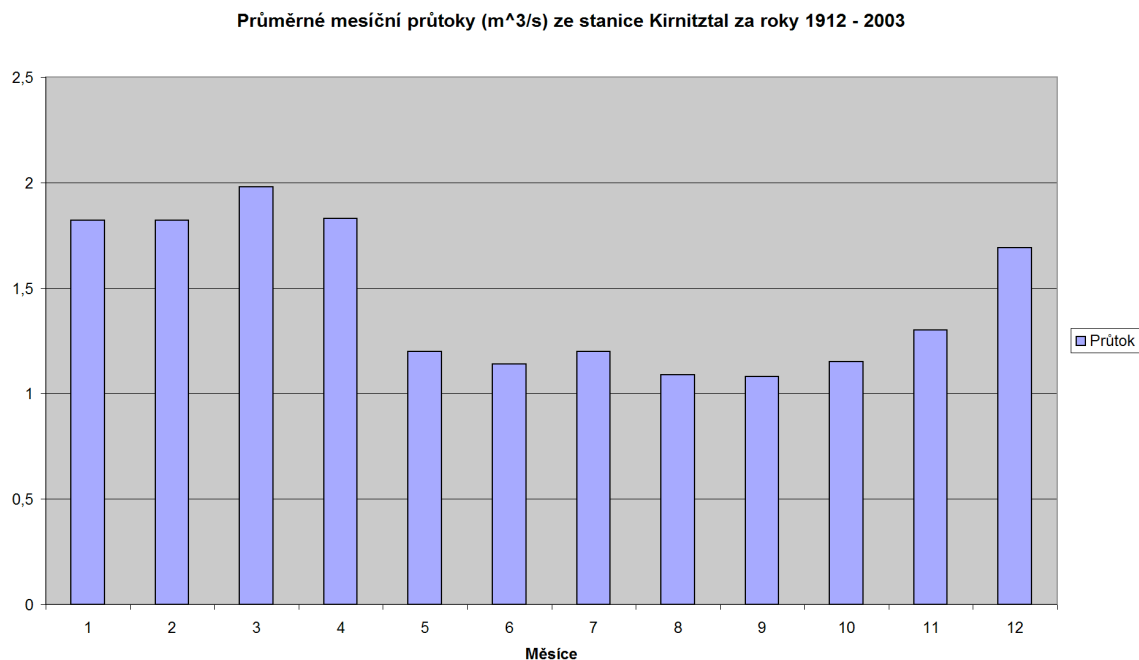
číslo hydrologického pořadí	Název toku (mezipovodí)	Dílčí plocha (km ²)	Celková plocha (km ²)
1-14-05-0010	Kamenice po ústí Líseckého p.	33,662	33,662
1-14-05-0020	Lísecký potok	4,865	4,865
1-14-05-0030	Kamenice po ústí Pryského p.	0,434	38,961
1-14-05-0040	Pryský potok po ústí Šenovského p.	8,509	8,509
1-14-05-0050	Šenovský potok	7,036	7,036
1-14-05-0060	Pryský potok	1,854	17,399
1-14-05-0070	Kamenice po ústí Bystřičky	9,729	66,089
1-14-05-0080	Bystřička	7,757	7,757
1-14-05-0090	Kamenice po ústí Olešničky	0,322	74,168
1-14-05-0100	Olešnička	8,767	8,767
1-14-05-0110	Kamenice po ústí Býnoveckého p.	1,153	84,088
1-14-05-0120	Býnovecký potok	13,694	13,694
1-14-05-0130	Kamenice po ústí Chřibské Kamenice	12,327	110,110
1-14-05-0140	Chřibská Kamenice po ústí Doubického p.	27,924	27,924
1-14-05-0150	Doubický potok	15,041	15,041
1-14-05-0160	Chřibská Kamenice po ústí Studeného p.	4,890	47,855
1-14-05-0170	Studený potok	7,091	7,091
1-14-05-0180	Chřibská Kamenice	7,094	62,040
1-14-05-0190	Kamenice po ústí Jetřichovické Bělé	1,658	173,808
1-14-05-0200	Jetřichovická Bělá	12,020	12,020
1-14-05-0210	Kamenice po ústí Koutského p.	4,165	189,993
1-14-05-0220	Koutský potok	5,628	5,628
1-14-05-0230	Kamenice po ústí Kachního p.	0,798	196,419
1-14-05-0240	Kachní potok	4,912	4,912
1-14-05-0250	Kamenice po ústí Dlouhé Bělé	5,634	206,965
1-14-05-0260	Dlouhá Bělá	7,926	7,926
1-14-05-0270	Kamenice	1,953	216,844
1-15-01-0010	Křinice po ústí Vlčího p.	22,454	22,454
1-15-01-0020	Vlčí potok	6,332	6,332
1-15-01-0030	Křinice po ústí Brtnického p.	2,676	31,461
1-15-01-0040	Brtnický potok	10,150	10,150
1-15-01-0050	Křinice po ústí Bílého p.	0,002	41,613
1-15-01-0060	Bílý potok	4,336	4,336
1-15-01-0070	Křinice po ústí Haidelbachu	1,044	46,993
1-15-01-0080	Heidelberg	5,358	5,358
1-15-01-0090	Křinice po ústí Červeného p.	3,393	55,744
1-15-01-0100	Červený potok	7,897	7,897
1-15-01-0110	Křinice po ústí Jetřichovického p.	1,879	65,520
1-15-01-0120	Jetřichovický potok	13,749	13,749
1-15-01-0130	Křinice po bezejmenný potok (hraniční) - Koží důl	2,043	81,312
1-15-01-0140	bezejmenný potok (hraniční) - Koží důl	2,303	2,303
1-15-01-0180	bezejmenný potok - Groser Gschand	9,833	9,833
1-15-01-0190	Křinice	33,078	116,693

Průměrný roční průtok Kamenice ve stanici Hřensko, období 1975-2013 činí 2,728 m³.s⁻¹. Průměrný roční průtok v Křinici v profilu Kirnitztal (3,5km nad soutokem) za období 1963-2003 činí dle údajů LfULG (*Sächsisches Landesamt für Umwelt*,

Landwirtschaft und Geologie) činí $1,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Kamenice se vyznačuje vcelku stabilním režimem odtoku komplexního pluvio-niválního charakteru (podtyp kontinentální Evropa) s maximem odtoku v březnu a minimem v říjnu. Podobný charakter má i Křinice. Denní průtoky jsou v Příloze.



Obrázek 10 Průměrné měsíční průtoky Kamenice ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ze stanice Hřensko dle ČHMÚ

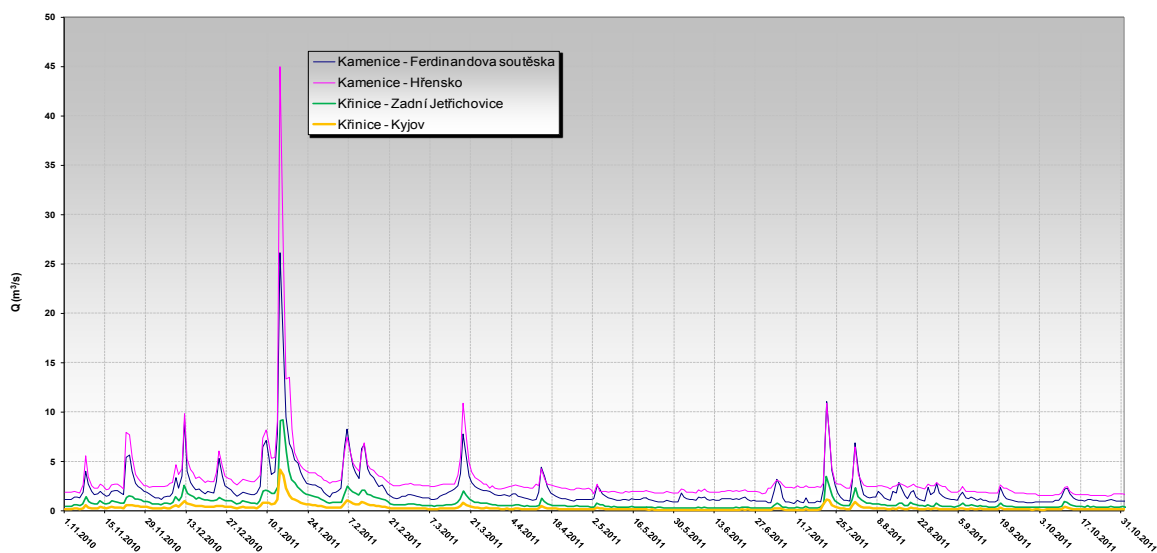


Obrázek 11 Průměrné měsíční průtoky Křinice ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ze stanice Kirnitztal dle LfULG.

Při porovnání obou grafů je zřejmá menší extremita u březnového průtoku Křinice a naopak relativně vysoké hodnoty odtoku až do dubna. Jasně to dokazuje na fakt, že

mrazové soutěsky a rokle, jež tvoří podstatnou část povodí Křinice (relativně výrazně větší, než u Kamenice) mají významný vliv na zpomalení odtoku z tání. Pozoruhodný je tento fakt zvláště ve světle skutečnosti, že Kamenice pramení ve vyšší nadmořské výšce a její prameniště je v podstatě mísová kotlina, obklopená řadou, výrazně vyšších vrcholů západních Lužických hor (Jedlová, Stožec, Jelení vrch). V těchto polohách lze očekávat delší setrvání sněhové pokrývky, než v pramenné oblasti Křinice, která leží výrazně níže a její přispívající oblast má podstatně menší plochy i nadmořskou výšku. Vliv mrazových roklí na zpomalení odtoku z tání je tím ještě zřetelnější. Jakkoli jsou měsíční průtoky obou řek poměrně stabilní s nijak výraznou rozkolísaností, u denních průtoků je situace zcela jiná. Jak jarní kulminace z tání, tak kulminace z přívalových dešťů vykazují značnou extremitu a rychlost nástupu povodňových vln. K výraznému průběhu jarních povodí mohou výrazně napomáhat úzké, studené soutěsky jež mohou zesilovat tvorbu ledových bariér (viz Obr. č. 10) a omezují rozliv.

Díky projektu MŽP-OG-36/12/GP „HYDROGEOLOGICKÝ MONITORING ČESKONĚMECKÝCH HRANIČNÍCH VOD V POVODÍ KAMENICE A KŘINICE“, jehož řešitelem byla AQUATEST a.s. můžeme porovnat denní průtoky Křinice a Kamenice z let 2011 – 2013 měřené vždy ze dvou stanic na obou tocích. Standardní dlouhodobé měření v rámci měřící sítě ČHMÚ na Křinici bohužel neprobíhá.



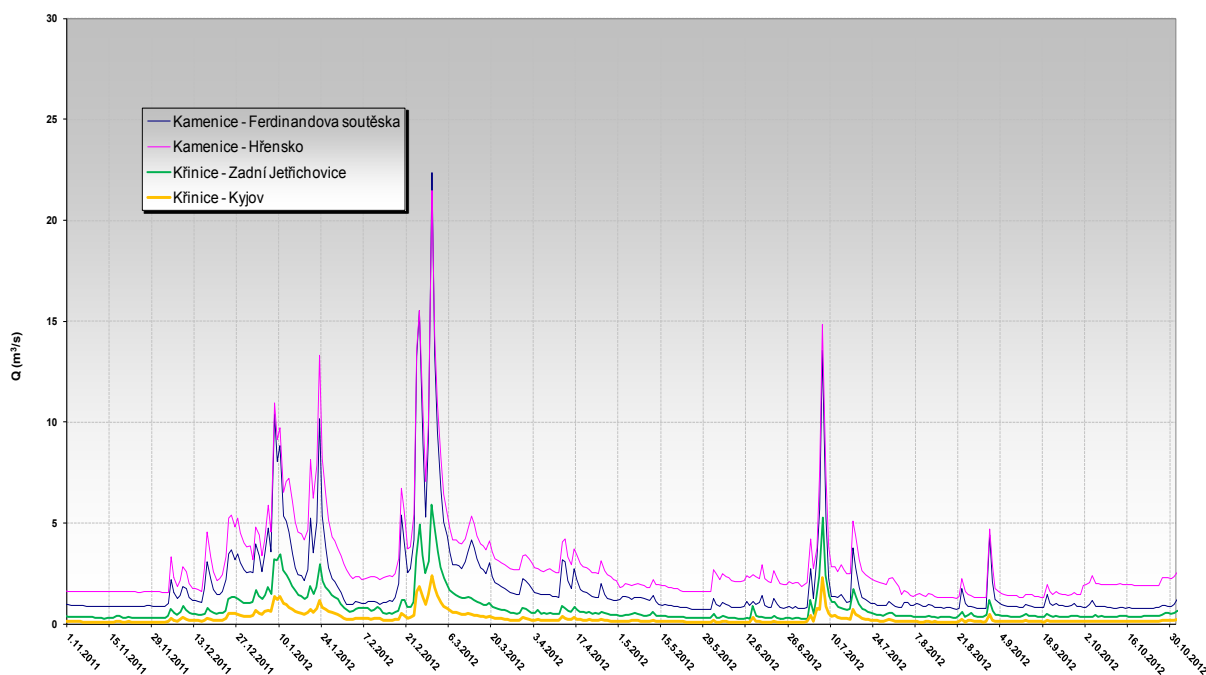
Obrázek 12 Průměrné denní průtoky Křinice a Kamenice za hydrologický rok 2011. Data ze stanice Hřensko – ČHMÚ, ostatní stanice AQUATEST a.s. (Pacl, 2014)

Kromě tání jsou druhým zdrojem extrémních průtoků přívalové, často orograficky zesílené, deště. Zatímco v roce 2011 k žádné podobné výrazné události nedošlo, roky

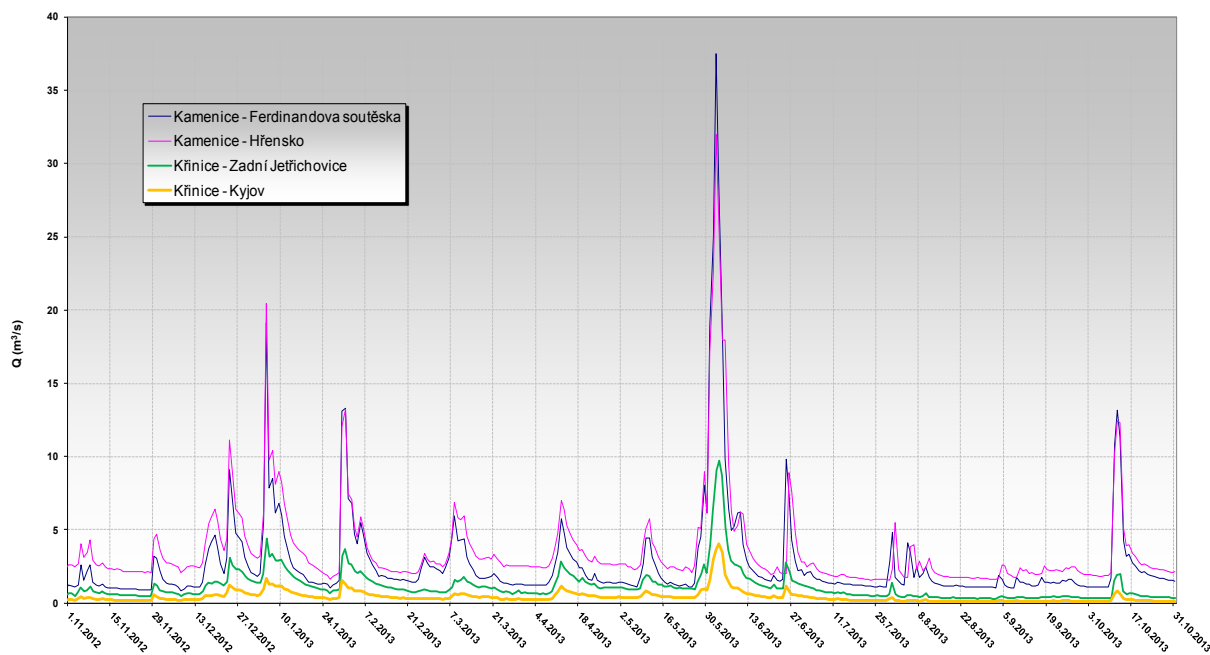
2009, 2010 a 2013 byly na podobné události mimořádně bohaté. Pro povodně z roku 2009 a 2010 jsou k dispozici data pouze z Kamenice, pro následující roky je k dispozici srovnání z obou toků. Průměrný roční průtok na Kamenici činí $2,728 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Q_{100} $110 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nejvyšší zaznamenaný průtok ze 7.8.2010 – $210 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ je skutečně extrémní. Vzhledem k tomu, že šlo o povodeň z regionálních dešťů, není tato hodnota ovlivněna vzdušným Labe (viz tabulka č. 11).

Tabulka 11 Výšky a objemy odtoku během povodní 2009 - 2010 na Kamenici (Šrejber, Fárek, 2010)

Stanice	Tok	Povodí (km ²)	Q _a (m ³ s ⁻¹)	Červenec 2009		Červen 2010		Srpen 2010		Q ₁₀₀ (m ³ s ⁻¹)
				H _{max} (cm)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	H _{max} (cm)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	H _{max} (cm)	Q _{max} (m ³ s ⁻¹)	
Srbská Kamenice	Kamenice	97,8	1,0	249	76	226	66,2	255	90	54
Všemily	Chřibská Kamenice	61,6	0,5	109	7,2	235	70,5	250	75	40
Hřensko	Kamenice	214,9	2,6	228	119	252	151	409	210	110

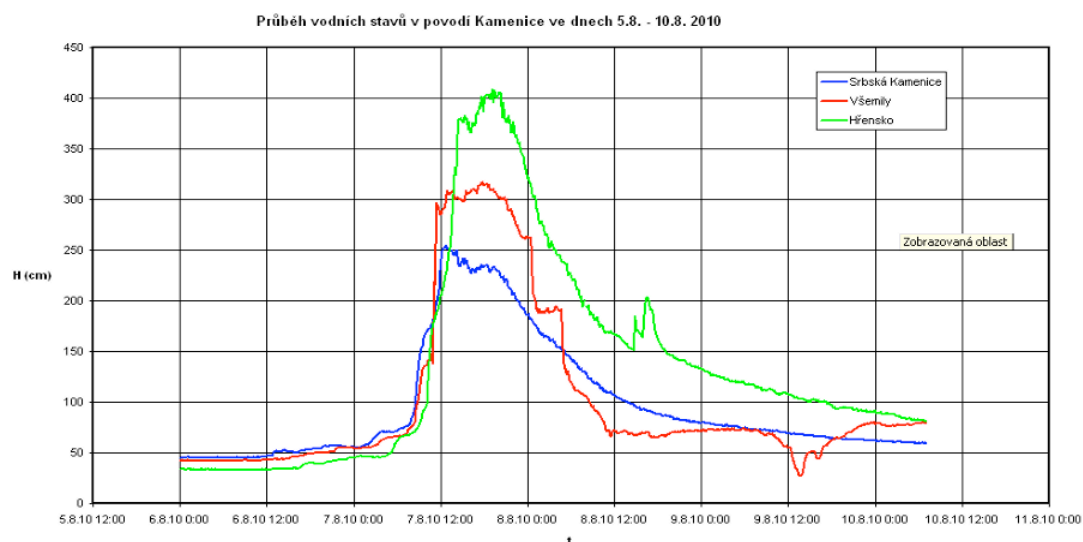
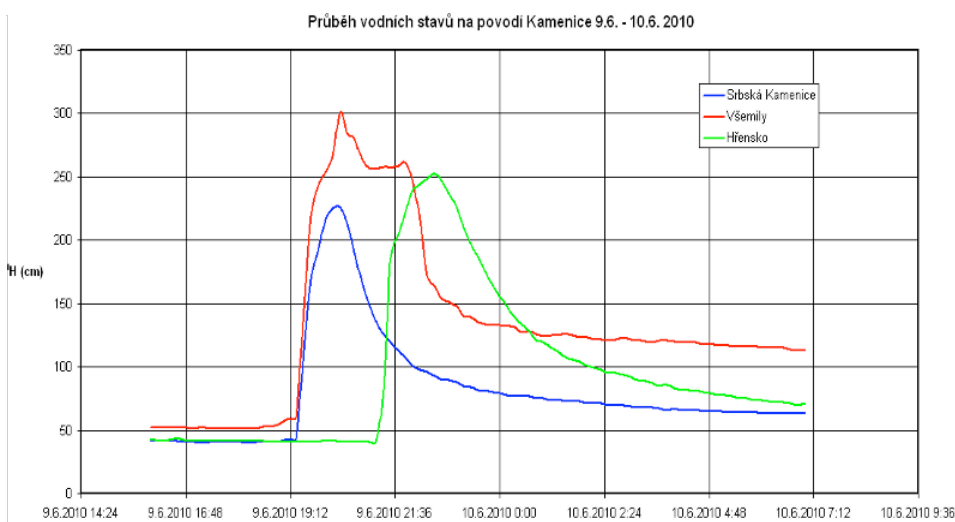
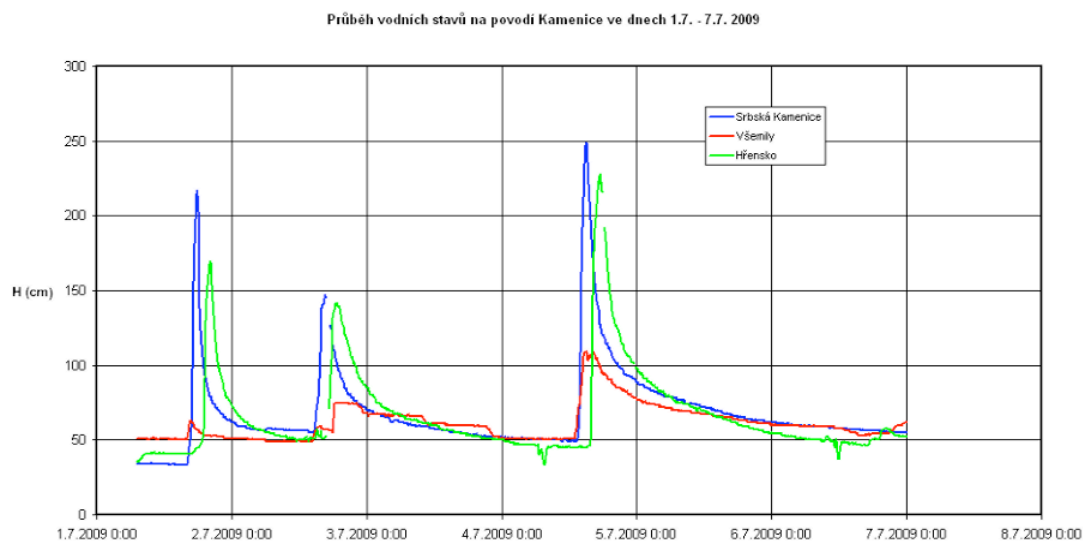


Obrázek 13 Průměrné denní průtoky Křínice a Kamenici za hydrologický rok 2012 (Pacl, 2014)



Obrázek 14 Průměrné denní průtoky Křínice a Kamenici za hydrologický rok 2013 (Pacl, 2014)

Pro obě povodí jsou typické velmi rychlé reakce na srážkové události, zvláště je-li terén již nasycen vodou z předchozí srážkové činnosti. V červenci 2009, kdy spadla většina srážek mezi 14:00-16:00 hod., Chřibská Kamenice na profilu ve Všemilech zareagovala vzestupem z 50 cm v 14:30 na 251 cm v 16:00. Podobný průběh měla i povodeň v červnu 2010, kdy na profilu Srbská Kamenice stoupla během jedné hodiny hladina z 43 cm v 19:20 na 231 cm v 20:20. Během největší povodně v srpna 2010 měla kulminace o něco pomalejší nástup, i tak však hladina vystoupila rychlostí 1,5 m za jednu hodinu (Šrejber, Fárek 2010).



Obrázek 15 Časový průběh výšek vodní hladiny (cm) na Kamenici za povodní 2009, 2010 (Šrejber, Fárek 2010)

Z dalších významnějších toků lze uvést Chřibskou Kamenici (Chřibský potok). Pramení ve stejné oblasti jako Kamenice a průběh jejího toku je s Kamenicí zhruba paralelní (teče na sever od Kamenice). Délka toku od pramene po soutok mezi Všemily a Srbskou Kamenicí činí 21,8 km, plocha povodí je pak 62,2 km². V horní části toku napájí vodní dílo Chřibská, v dolní části pod Všemily má velmi pěkně vyvinuté a zachované meandry na fluviálních sedimentech. Jetřichovická Bělá odvodňuje jižní okraj Jetřichovických stěn a vlévá se u Dolského Mlýna do Kamenice. Dlouhá Bělá teče paralelně mezi skalními stěnami v okolí Pravčické brány a Kamenicí, do které se vlévá na začátku obce Hřensko, před hydrologickou stanicí Hřensko. Jetřichovický a Červený potok odvodňují rozsáhlá, komplikovaná povodí skalních měst Jetřichovických stěn do Křinice.

Pro oblast Českého Švýcarska je typický nízký výskyt povrchových stojatých vod. Kromě dvou dvojic nevelkých retenčních rybníků na dolních tocích Dlouhé Bělé a Suché Bělé lze nalézt (patrně) starou klauzu na Jetřichovickém potoce u České silnice, lesní rybníček, z něhož vyvěrá Koutský potok a nádrž nad bývalým Jetřichovickým mlýnem na Jetřichovické Bělé.



Obrázek 16 Rybník (klauza?) na Jetřichovickém potoce a zdrojnice Koutského potoka.

Pro zkoumané území je určující kombinace dvou fenoménů: mohutných vrstev dobře propustných pískovců a kaňonu řeky Labe, který se prořezává celým svrchněkřídovým pískovcovým souvrstvím a tvoří tak erozní drenážní bázi. Díky vysoké průlinové i puklinové propustnosti pískovců je běžné, že se vodní toky ve vyšších polohách často místy ztrácejí a mají v podstatě efemerní charakter. Tento jev se ostatně projevil již v názvech toků, jako Suchá Kamenice, či Suchá Bělá. Pro Suchou Bělou je zajímavý fenomén, kdy v horní části toku za pramennou oblastí v Jelení louži, tok teče (s výjimkou zvláště suchých období) po povrchu, ve střední partii s velkým spádem (viz

Obr. č. 41) se tok ztrácí a většinu roku není na povrchu přítomný a vyvěrá až v dolních partiích svého povodí. Obdobný jev je patrný i v hydrologických mapách. Např. na Jetřichovickém potoce se lze setkat s nespojitým tokem potoka, kdy je v DIBAVODu zachycen průběh toku v Malém mokřém dole, krátce po vstupu do Mokrého dolu se tok ztrácí a objevuje se až v hlavním údolí podél České silnice.



Obrázek 17 Povodí Jetřichovického potoka dle mapových podkladů DIBAVOD (VÚV). Nespojitý potok označen červenou šipkou.

Je zřejmé, že ve změní roklí a soutěsek s velmi členitou strukturou je obtížné určit průběh vodních toků, jejich řád a najít jejich pramen. Většina toků na tomto území nemá svůj počátek v jednoznačně definovatelném prameni, sbírá se z efemérních stružek a ronů, objevují se a mizí jak v průběhu svého toku, tak v průběhu času.

Podle hydrogeologické klasifikace spadá studované území do hydrogeologického rajonu 4660 – Křída Dolní Kamenice a Křinice (většina území) a částečně do rajonu 6411 – Krystalinikum Šluknovské pahorkatiny (části povodí Bílého, Brtnického a Vlčího potoka). Území reprezentuje celý hydrogeologický cyklus (online Správa NPCŠ, 2014), tj. od infiltrace srážkových vod až již podél tektonických zlomů a poruch (Lužický zlom) či propustnými pískovci, přes oblast akumulace a transportu podzemních vod až po drenáže podzemních vod v nejnižších partiích hluboce zařízlých

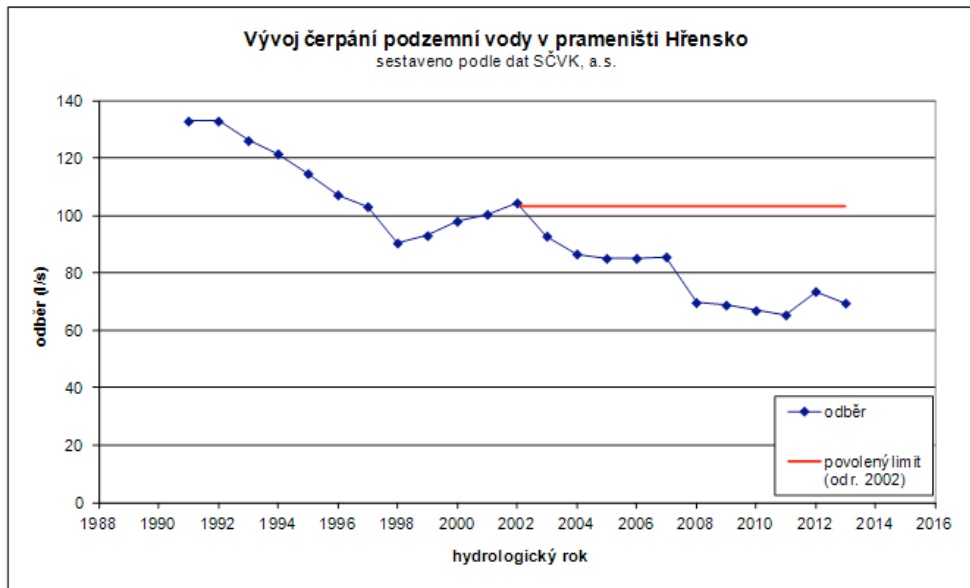
údolí Labe, Kamenice a Křinice formou puklinových pramenů v místech tektonických linií, či liniových pramenných vývěřů, kde údolí protíná zvodnělé pískovcové vrstvy. V oblasti lze zaznamenat tři významné kolektory (Pacl, 2014):

Mělký štěrkopískový kvarterní kolektor Křinice a Kamenice, který je dotován převážně atmosférickými srážkami a drenážemi z křídových kolektorů

Kolektor BC svrchní křída (spodní a střední turon) je dotován převážně z atmosférických srážek, částečně pak podzemním přítokem přes Doubické zlomové pole. Kolektor je drénován Kamenicí, v severní části v menší míře Křinicí. Kolektor je vodárensky využíván v oblasti Hřensko. Jeho mocnost kolísá od 60m na JZ po 510 na SV.

Bazální křídový kolektor A (cenoman). K infiltraci dochází převážně podél Lužického zlomu, na rozhraní křídových sedimentů a krystalinika. Podzemní voda proudí převážně od Lužického zlomu k západu, kde je nakonec drénována hlubokými údolními Labe a dolní Kamenice. Jeho hloubka je příliš značná na to, aby byl vodárensky využíván. Mocnost kolektoru je cca 40 -70 m, v oblasti Lužického zlomu cca 110 m (ibidem).

Povrchové výrony křídových vod jsou v prostoru mezi Mezní Loukou a Hřenskem ovlivněny vodárenskými odběry pro město Děčín (Glöcker, 1995). Protože čerpání pochopitelně vede k poklesu hladiny spodních vod, mající mj. za následek nižší stabilitu skalních útvarů, byly v roce 2002 zavedeny limity na čerpání podzemních vod v prameništi Hřensko (viz Obr. č. 18).



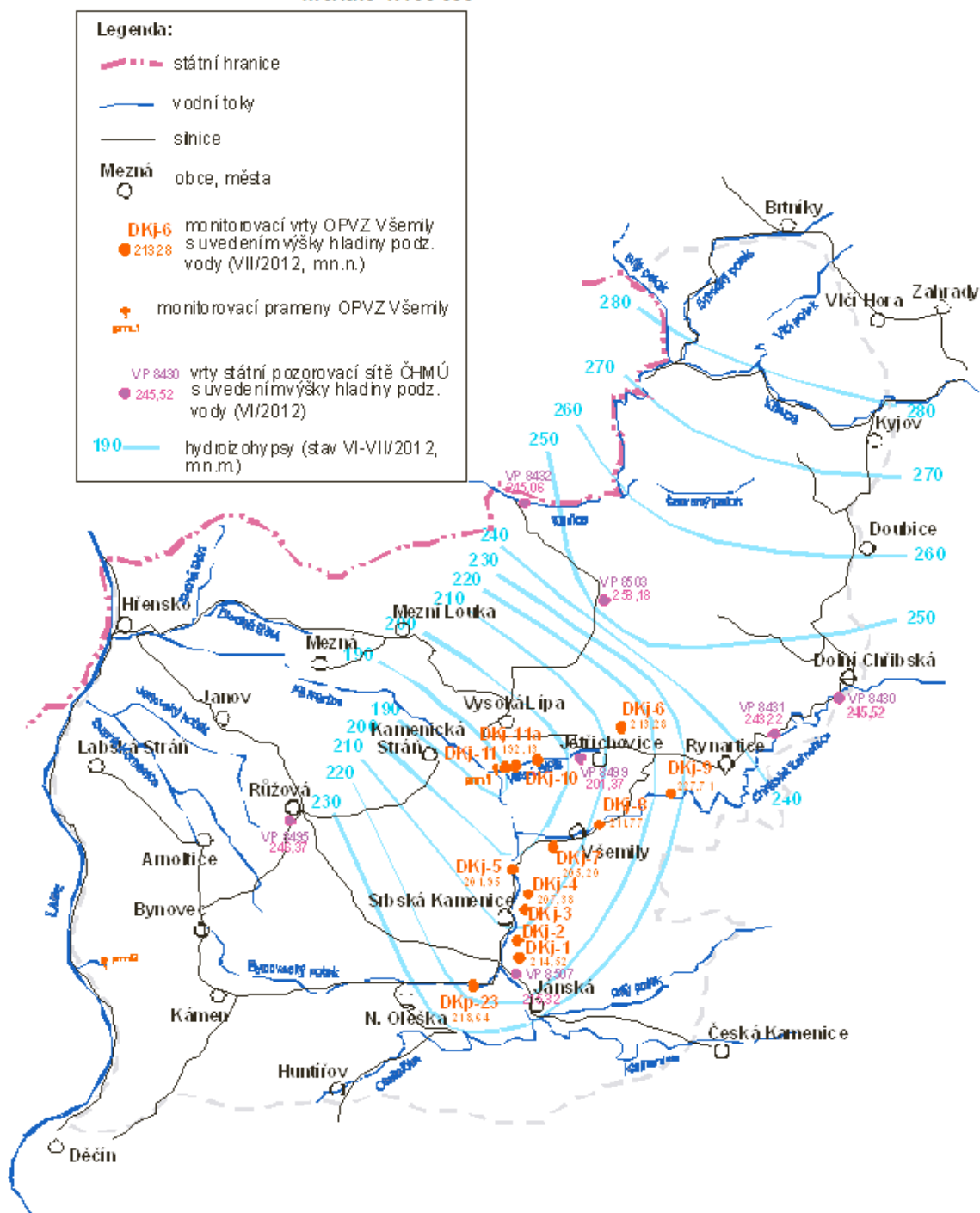
Obrázek 18 Vývoj vodárenských odběrů v prameništi Hřensko (Pacl, 2014)

Křídové sedimenty kopírují svojí stratigrafií nepropustné podloží krystalinika labského břidličného pohoří a lužického plutonu. Ta jsou generelně ukloněna ve směru od jihu k severu a od západu k východu. Proto směrem proti proudu Kamenice a Křinice vystupují v zářných roklích na povrch stále mladší vrstvy křídových sedimentů. Z téhož důvodu dochází k postupnému přechodu volné hladiny cenomanské zvodně (na JZ) v napjatou na severovýchodě (Glöcker, 1995). Pokles hydroizohyps je dobře patrný na Obr č. 19.

Řeky, jež pramení v oblasti Lužického plutonu („za Lužickou poruchou“), tj. Křinice a Kamenice jsou během svého toku nad horninami Lužického plutonu dotovány podzemní vodou ze zvětralinového pláště. Naopak po přechodu do oblasti svrchněkřídových sedimentů tyto sedimentu spíše dotují (hladina spodní vody je často pod úrovní toku. Tento jev je dobře doložen zejm. na Křinici. Po vstupu do Kyjovského údolí (tj. do oblasti pískovcových sedimentů) Křinice dotuje kolektor BC až přibližně do oblasti soutoku s Brtnickým potokem, kde se hladina kolektoru BC a hladina Křinice vyrovnávají a Křinice začíná drénovat kolektor BC. To dokládá i významný nárůst průtoku Křinice pod touto lokalitou (Pacl, 2014).

Celkově lze hydrogeologické poměry ve studované oblasti hodnotit jako značně komplikované, se třemi významnými kolektory, se střídáním drénování a dotací mezi kolektory a vodními toky a obecně vysokou mírou infiltrace.

Obr.2 Mapa hydroizohyps turonského kolektoru (stav VI-VII/2012)
měřítko 1:100 000



Obrázek 19 Objekty měření a hydroizohypsy kolektoru BC (Pacl 2014)

2.2 Vznik a rozdělení povrchového odtoku

Jednou z vizuálně, ale zejm. krajnotvorně výrazných složek odtoku je odtok povrchový. Srážka dopadající na povodí je buď částečně redukována intercepcí a evapotranspirací, nebo v některých případech, v závislosti na krajinném krytu, dopadá přímo na půdu (*throughfall*) (Beven, 2001; Davie, 2008). Zde se (opět v závislosti na řadě faktorů) zapojuje do povrchového odtoku, hypodermického odtoku, event. infiltruje k hladině podzemní vody a následně se účastní základního odtoku (nebo prosakuje do velmi hlubokých kolektorů). Část vody je zadržena v povrchových depresích a dalších mikrostrukturách a následně se může vypařovat – schopnost terénu akumulovat vodu na svém povrchu se nazývá retenční kapacita povrchu. Výpar z půdy a transpirace rostlin je souhrnně nazýván evapotranspirace.

Povrchový odtok lze zjednodušeně chápat jako překročení schopnosti krajiny pojmout vodu (Langhammer, 2008), či (z hlediska hydrologického modelování) jako vodu odtékající z povodí po povrchu terénu (Hrádek, Kuřík, 2004). V závislosti na reliéfu a disponibilním množství vody může povrchový odtok nabývat koncentrované podoby a vytvářet tak toky – soustředěný odtok, či probíhat v celé ploše, pak hovoříme o plošném povrchovém odtoku (zpravidla označován jako *overland flow*). Jak bude dále patrné, hranice mezi oběma subkategoriemi povrchového odtoku může být často velmi nezřetelná a proměnlivá. Povrchový odtok je nejrychlejší složkou odtoku.

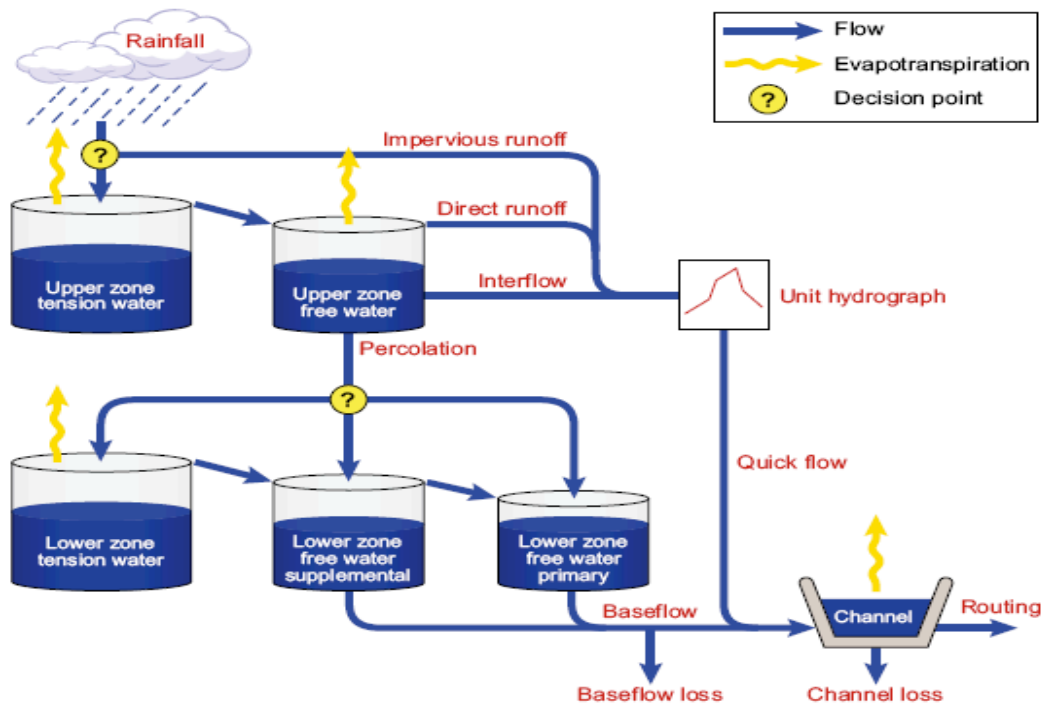


Obrázek 20 Plošný povrchový odtok na vodou zcela saturovaném dně Dlouhého dolu a soustředěný odtok v oblasti České silnice (2010)

Hypodermický odtok (*interflow*) je složkou odtoku zahrnující vodu pohybující se v podpovrchové vrstvě k toku, aniž by dosáhla hladiny podzemní vody. V literatuře je nazýván i jako *lateral flow* (Davie, 2008). Množství vody může být v prostoru velmi proměnlivé dle výskytu dutin či mikrodutin (i na úrovni chodbiček edafonu). Dráhy, kde je odtok vody pod povrchem usnadněn přítomností dutin či materiálu se zvýšenou kolektivitou se nazývají *preferenční cesty*. Množství vody, jež může být vázána v nenasyčené zóně je překvapivě velké. Při hodnotě průměrné poréznosti půdy 0,4 může 1 m hluboká vrstva půdy za ideálních podmínek absorbovat až 400mm srážek (Beven, 2001). Hypodermický odtok často bývá nejvýznamnější složkou odtoku. Povrchový a hypodermický odtok vytvářejí *přímý odtok*.

Základní odtok (*baseflow*, event. *slowflow* (Davie, 2008)) je složkou odtoku tvořenou odtokem z podzemních vod. Je nejpomalejší složkou odtoku a jeho reakce na srážkové události je tedy nejpomalejší, s relativně volnou vazbou. Ta je dána mj. tím, že k dotování podzemní vody (*lower zone*) dojde až po vyčerpání retenční kapacity půdy v pásmu aerace. V tu chvíli dojde k perkolačnímu – promyvnému pohybu. Pokračuje-li srážka i po vyčerpání retenční kapacity půdy, voda postupuje do spodních vrstev již bez podstatného zdržení. Perkolační pohyb ustane při poklesu objemu vody v půdě pod horní hranici (Lichner, 2004). Zjednodušeně a schematicky lze celý systém chápat jako soustavu tří typů nádrží, které se postupně zaplňují až ve chvíli, kdy jsou plné nádrže výše umístěné. Zdržení vody v půdním profilu můžeme dělit na *retenci* a *detenci* (VenTeChow, 1988), přičemž *retenci* se rozumí zadržetí vody v delším časovém horizontu a ve větších krajinných prvcích (mokřady, rybníky), voda je z retenčních zón odváděna převážně různými formami odtoku. *Detence* je pak krátkodobé zdržení (zejm. přívalových – *stormwater*) srážek zejména v terénních mikrostrukturách. Ztráta vody z tohoto typu zdržení je realizována zejm. evaporací (ibidem).

Z výše uvedeného je patrný zásadní vliv nenasycené zóny půdy a jejího povrchu na celkový charakter odtoku. Tuto zónu lze označit za křižovatku, kde se další cesta vody rozděluje mezi hypodermický odtok, perkolaci, zachycení v povrchových depresích či se váže na půdní substrát. Detailní klasifikace a kvantifikace jednotlivých složek přímého odtoku se liší dle implementace v konkrétních modelech, pro ilustraci uveďme schéma modelu SACRAMENTO (SAC-SMA).



Obrázek 21: Schéma distribuce složek odtoku v rámci modelu SACRAMENTO (SAC-SMA) (RSHU, 2014)

Významný vliv na vznik, množství a časový průběh povrchového odtoku má vegetační kryt krajiny. Souhrn evapotranspirace a intercepce bývá nazýván pojmem *územní výpar* (Švihla, 2007); lesní masivy pak zvyšují výpar o 5 – 6%. Roční objem odtoku je zpravidla u lesnatých oblastí nižší, než u bezlesých. Dosahuje 0,75 – 1,04 odtoku z bezlesých oblastí. Mírně vyšší horní hodnota poměru odtoků je dána faktem, že lesy zachycují i horizontální srážky běžnými meteorologickými přístroji neměřené, což vede ke zkreslení výsledku. Hodnoty výparu z lesů v ČR jsou udávány od 216 mm/rok (povodí Vydry) po 608 mm/rok (Hrubý Jeseník). Lesy naopak při nízkých průtocích (od 180ti denních vod) nadlepšují průtoky a mají obecně vliv na vyhlazování odtokových křivek a tlumí extrémních hodnot odtoku. Podobná schopnost bývala ve starší literatuře prisuzována i bažinným a rašelinným oblastem (funkce „houby“), ale v současné době již není obecně akceptována (Kocum, Jánský, 2008).

Povrchový odtok může vznikat z řady příčin a situací. Jeho geneze bývá nejčastěji dělena do tří druhů (Jeníček, 2009; Fárek, 2010)

Infiltration excess (Překročení infiltrační kapacity) – Hortonův odtok. Patří mezi nejstarší publikované mechanismy vzniku povrchového odtoku (Horton 1933). V situaci, kdy je intenzita srážky vyšší, než infiltrační schopnost půdy, dojde

k hromadění vody na povrchu a po zaplnění depresí a mikrostruktur dochází ke vzniku plošného povrchového odtoku. Při vysoké intenzitě srážek se (na základě kapilárních vazeb) může na povrchu vytvořit vrstvička vody jež brání dalšímu vsakování do dosud nesaturované, a tedy schopné pojmout vodu, vrstvy půdy. Při intenzivním dešti může dojít vlivem kinetické energie k „udusání“ povrchové vrstvy půdy a vytvoření špatně propustného povrchu „*crust*“ a tudíž k poklesu infiltrační schopnosti půdy (Beven, 2001). Je vhodné zmínit, že tato zhutněná vrstvička na povrchu půdy se může udržovat i v období mezi srážkovými epizodami a ovlivňovat tak infiltrační schopnosti půdy i v delším časovém horizontu. Zásadní nedostatek pro obecnou platnost a výraznou incidenci tohoto typu vzniku povrchového odtoku odhalila následná experimentální měření. Jak je patrné z následující tabulky, infiltrační schopnosti většiny půd zpravidla překračují intenzity i výrazných srážkových epizod, při kterých ke vzniku povrchového odtoku běžně dochází. Bylo tedy jasné, že při genezi povrchového odtoku se musí uplatňovat i další mechanismy.

Tabulka 12 Rychlost infiltrace v závislosti na typu půdy a intenzity srážek při různých typech srážek (Davie, 2008)

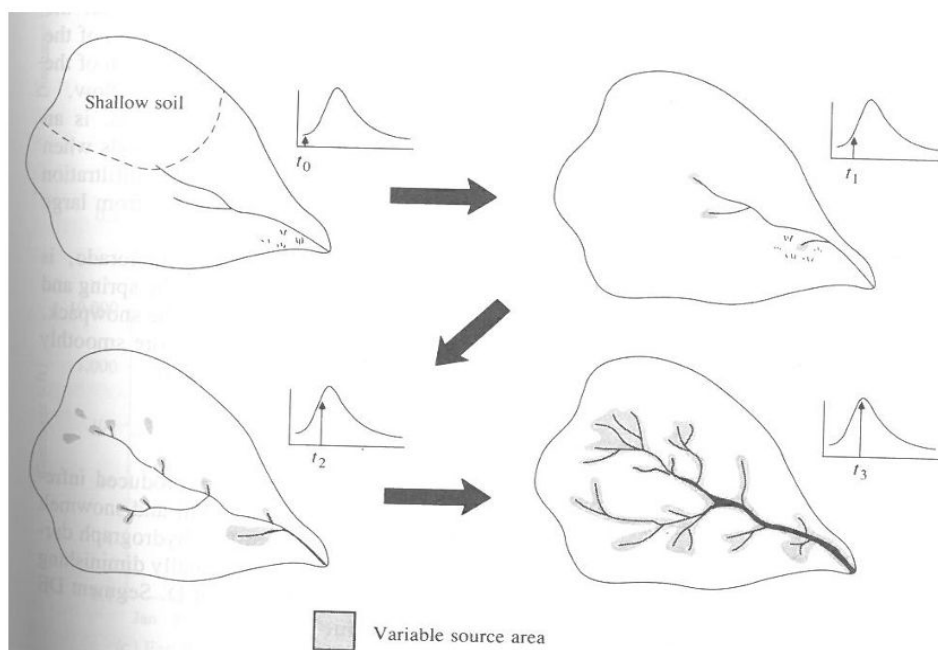
Povrch a vegetace	Intenzita infiltrace (mm/h)	Typ srážky	Intenzita srážky (mm/h)
Lesní prst, hrabanka	100-200	Přival. srážka	50-100
Louky	10-70	Silný déšť	5-20
Písek	3-15	Mírný déšť	0,5-5
Holý jíl	0-4	Slabý déšť	0,5

Saturation excess (Překročení retenční kapacity) – Dunneho odtok. Zatímco výše uvedený typ povrchového odtoku je ovlivňován zejména kvalitativními parametry povrchu a materiálovým složením nenasycené vrstvy půdy, v tomto mechanismu vzniku odtoku se již výrazně uplatňují morfologické parametry reliéfu a to i ve velmi malém měřítku. K plné saturaci půdního profilu pochopitelně dochází nejdříve v místech s nejmenším deficitem půdní vlhkosti. Tedy v nivách, depresích, údolnicích apod. V případě, kdy je vrstva půdy v pásmu aerace tenčí, než v okolí, i zde dojde k nárůstu saturace dříve. Kombinace infiltrované vody a hypodermického odtoku vede ke zvýšení hladiny podzemní vody (*water table*) a po dosažení povrchu nastane povrchový odtok (Davie, 2008). Oblasti s plně saturovanou vrstvou půdy se potom dále šíří, a následně po ukončení srážkové epizody se opět zmenšují – koncept dynamické přispívající plochy (Beven, 2001).

Return flow (Exfiltrační odtok) – je plošně omezeným vývěrem hypodermického odtoku v nižších partiích svahu. V souvislosti s tímto druhem odtoku a charakterem

regionu, o kterém práce pojednává je vhodné zvážit, zda speciálně pískovcový reliéf nevytváří specifické formy tohoto odtoku, zejm. na přechodu skalní sráz – svah, či dno údolí.

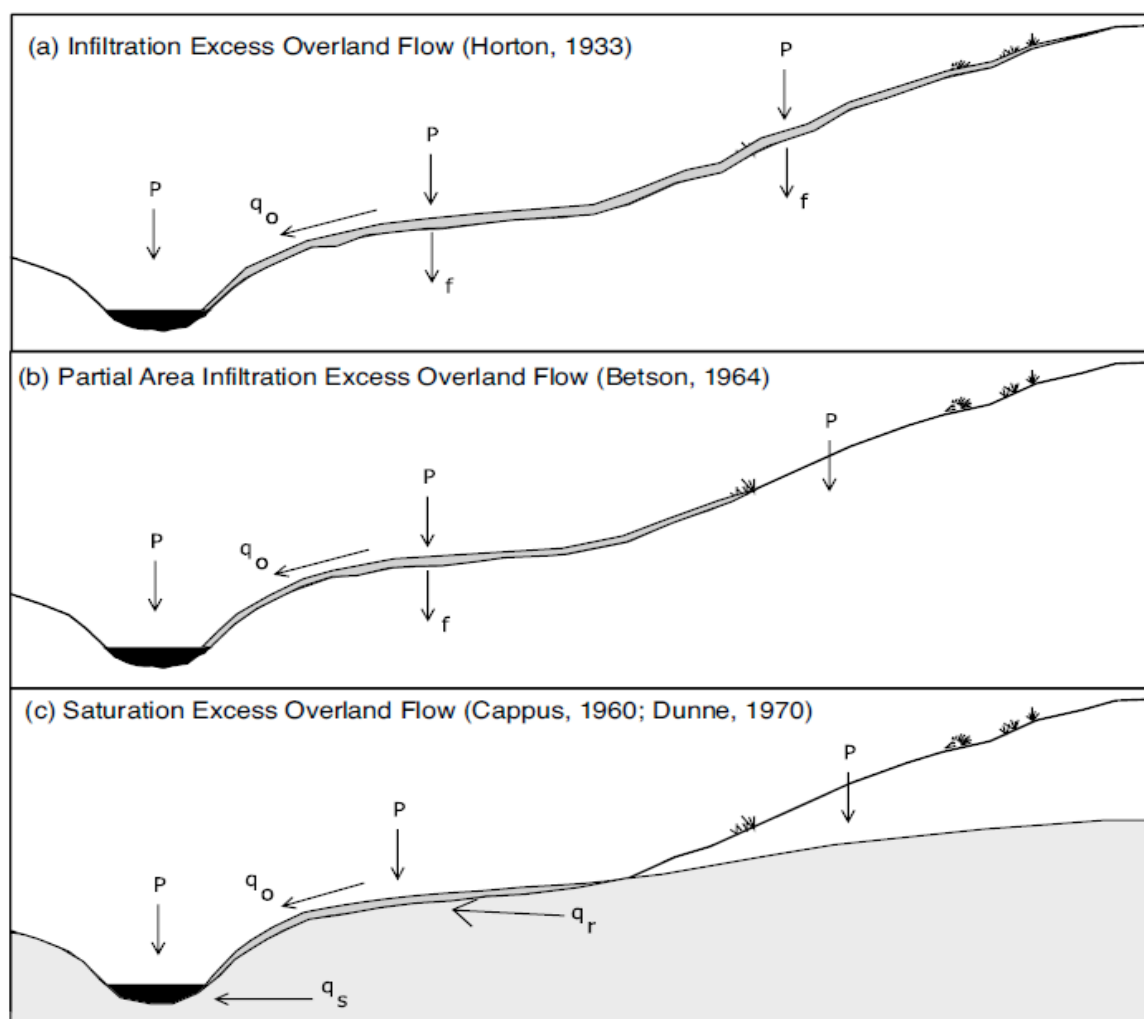
Původní Hortonovo pojetí se záhy ukázalo, jako pouze omezeně platné. Již v roce 1961 přichází Betson s revizí původního Hortonova pojetí a zavádí koncept Partial Area Infiltration Excess, tedy Dílčího překročení infiltrační kapacity. Betson na základě empirických pozorování došel k závěru, že striktně pojatý hortonovský přístup neodpovídá plně realitě a zdůrazňoval roli vytvoření tenké vrstvy vody, která zabraňuje infiltraci další vody a tvoří platformu povrchového odtoku v dílčích částech povodí. Nicméně stále považoval koncepci nedostatečného vsakování srážek pod povrch půdy za základní a hlavní mechanismus vzniku povrchového odtoku. Po Betsonovi přicházejí se zásadním zpochybněním Hortova přístupu i Hewlett a Hibbert (1967) a lze říci, že koncept překročení infiltrační kapacity odmítají. Přichází s myšlenkou, že v podstatě veškerá voda infiltruje, a v závislosti na výšce hladiny podzemní vody a saturaci půdy vodou dochází k místnímu průniku hladiny podzemní vody nad povrch. Svůj koncept nazvali Variable source areas concept – tedy Koncept s proměnlivou zdrojovou oblastí (Davie, 2008). S úplným objasněním a potvrzením druhého mechanismu vzniku povrchového odtoku (tedy překročením retenční kapacity půdy) přišel až Dunne v roce 1970. *Variable source areas* koncept lze tedy chápat, jako první koncepci, či popis mechanismu vzniku povrchového odtoku na základě překročení retenční kapacity půdy (viz Obr. č. 22).



Obrázek 22 Koncept s dynamickou zdrojovou oblastí - vývoj (VenTeChow 1988)

Dnes obecně akceptovaný názor je, že v závislosti na podmínkách dochází ke všem typům odtoku (Davie, 2008). Ve vlhkých a středně vlhkých oblastech je dominantním mechanismem vzniku povrchového odtoku překročení retenční kapacity půdy. V aridních a semiaridních oblastech se v případě srážek s vysokou intenzitou (zejm. konvektivních srážek) uplatňuje hortonovský koncept ve své „čistě“ formě. Za pozornost stojí, že Davie používá dnes tolik populární termín „*flash floods*“ pouze v souvislosti s překročením infiltrační kapacity. To je v rozporu s dikcí dnešních médií i části odborné, či populárně-naučné obce, která má tendenci označovat všechny ničivé projevy povrchového odtoku spojené s lokálními srážkovými událostmi vysoké intenzity, jako *flash floods*. Jakkoliv jsou vnější projevy v podstatě stejné, dominantní mechanismus vzniku povrchového odtoku je v našich končinách jiný, spojený s překročením retenční kapacity půdy. Tím se poněkud mění i síla vazby na příčinnou srážku, protože (na rozdíl od hortonovského odtoku) je pro genezi odtoku daného překročením retenční kapacity půdy zásadní vliv předchozí srážkové činnosti a tedy saturace nenasycené zóny vodou. Oproti tomu Teegavarapu, odkazující se na starší Sheltonovy práce, definuje „*flash floods*“ jako náhlé lokální povodně, obvykle zapříčiněné časově a plošně omezenou srážkovou událostí. Univerzálně aplikovatelné hodnoty srážkových úhrnů a doby trvání srážek nelze stanovit (Teegavarapu, 2012). Je

zřejmé, že jiní autoři nepovažují typ povrchového odtoku za prvek (spolu)definující povodňovou událost typu „flash floods“. Stejná nejasnost jako v definici „flash floods“ panuje i v jejím českém překladu. Médii hojně používané označení „blesková povodeň“ se navzdory (nikoliv nelogické) nelibosti části hydrologů ujala i mezi některými hydrology a hydroprognostiky, byť zejm. ve vztahu k odborně méně zdatné veřejnosti (Unucka et al., 2010).



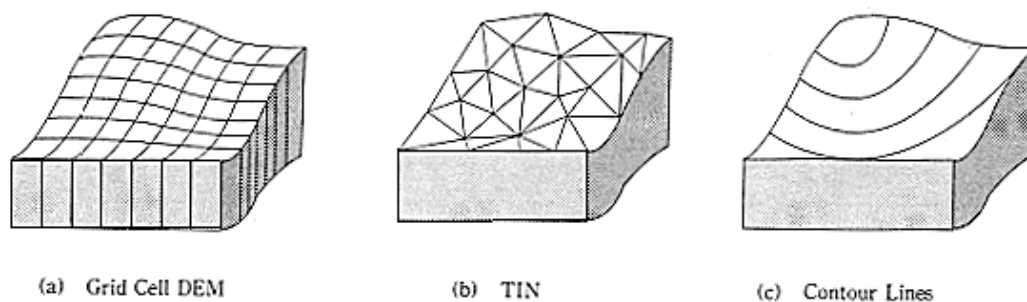
Obrázek 23 Typy povrchového odtoku dle jeho geneze (Beven 2001)

Poznatek, že většinu odtoku vody z povodí netvoří voda z nedávných srážek (Davie, 2008) významně podporuje tzv. Paradox staré vody. Jedná se o skutečnost, že zatímco poměr izotopů kyslíku O^{16} a O^{18} je ve srážkách značně proměnlivý, ve vodních tocích je poměr relativně konstantní a je zřejmé, že odtéká voda převážně z půdy (Daňhelka, 2013). Paradox staré vody je podpořen měřeními i jiných látek, než poměru izotopů kyslíku. Bishop et al. sledoval podíl „staré“ a „nové“ (srážkové) vody při intenzivních srážkových událostech měřením obsahu iontů Ca^{2+} a Cl^- a rozpuštěného organického

uhlíku. Právě razantní nástup koncentrací rozpuštěného organického dusíku v měřeném toku (rozpuštěného ve „staré vodě“) krátce po začátku srážkové události, dokazuje efekt, kdy po přidání i relativně malého množství dochází ke vzrůstu hladiny podzemní vody a mobilizaci „staré vody“ zadržované v nesaturované zóně (Bishop et al., 2004). Podobný efekt popisuje ve svých populárních přednáškách i Jeff McDonnell (McDonnell, 2014).

2.3. Digitální model terénu a Výškový model terénu pro modelování povrchového odtoku

Jednou z cest, jak reprezentovat reálnou krajinu pro geovědní zpracování je Digitální Model Terénu (DMT). Jde o plošně uspořádané kvalitativní znaky povrchu Země v číselné elektronické formě. Je-li tímto kvalitativní znakem nadmořská výška povrchu, hovoříme o Digitálním výškovém modelu terénu, označovaném zpravidla jako DEM (Digital Elevation Model). DEM je tedy podmnožinou DTM. DEM může být definován i jako pohotově dostupný dataset, reprezentující nadmořské výšky zemského povrchu v pravidelné, pravoúhlé síti diskretních bodů (Jones, 2002). Data v DTM jsou nejčastěji prezentována ve třech formách:



Obrázek 24 Formy prezentování dat v DTM (Moore, 1991)

- Pomocí pravidelného (zpravidla) čtvercového uspořádání hodnot, rastru-gridu
- Nepravidelnou sítí trojúhelníků – *Triangulated Irregular Network* (TIN)
- Pomocí vrstevnic (u DEM), resp. jiných izobar v případě DMT popisujících jiné veličiny než nadmořskou či relativní výšku (Murai, 1999)

První varianta je nejčastěji používána, zejm. ze dvou důvodů. Za prvé díky pravidelnému rastru s jednoduchou geometrií jsou usnadněny výpočty nad tímto typem DTM, za druhé nejlépe odpovídá způsobu, jakým prostředky DPZ pořizují a ukládají data (ať již jde o řádky z LIDARu, či surová data z elektronických snímačů, bez ohledu na snímanou vlnovou délku). Tím je potom usnadněno zpracování a preprocessing surových dat pro účely DEM. Kromě prostředků DPZ a měření v terénu (mapování) je možné DEM získat i interpolací stávajících bodových či liniových dat. Základní jednotkou rastru je bod, u něhož je definována poloha pomocí souřadnic x,y a kvalitativní znak, hodnota z . Tyto body jsou nazývány i jako buňky či pixely (*cells, pixels*) (Martínek, 2014). Vzhledem k tomu, že ačkoliv je buňka nejmenší jednotkou rastru, reprezentuje vždy větší či menší (dle rozlišení DMT) plochu reálného povrchu, je více možností, jak chápat vyjádření hodnoty z v buňce. Hodnota buňky může být chápána jako hodnota, nebo průměrná hodnota platná pro celou plochu buňky. Hodnota pak může být umístěna do středu buňky, či být na jejích rozích (Barták, 2008). Až na výjimky počítají metody modelování povrchového odtoku s hodnotou umístěnou ve středu buňky. Rastry lze dále dělit na nespojité – diskrétní, kde hodnoty buněk označují kvalitu objektů s pevnými hranicemi (geologická mapa) a nespojité, kdy hodnota buňky reprezentuje míru jevu v dané buňce (sklon, nadmořská výška...) (ibidem). Kvalita DEM je ovlivněna těmito třemi okruhy problémů:

1. Použitý interpolační algoritmus
2. Prostorová distribuce vstupních bodových dat
3. Kvalita, přesnost hodnot vstupních bodových dat

(Skidmore, 2002)

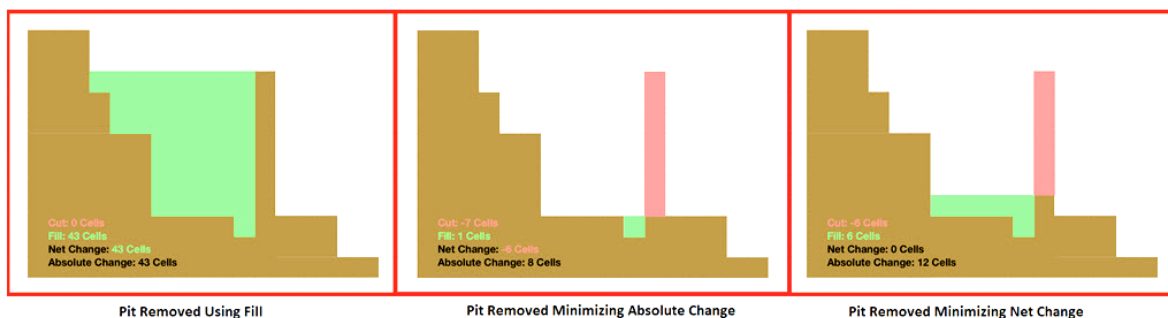
Interpolací se získá spojitý povrch, kdy třetí (z) hodnotou je sledovaná veličina. V případě DEM tedy nadmořská výška. Jednou z nejčastějších chyb DEM, vzniklých interpolací, event. jinými preprocessingovými kroky, bývá výskyt tzv. one-cell pits (online Reference manual Grass, 2014), neboli single-cell pits (Maidment, 2013). Jejich problematika je upřesněna v jiné části této práce (viz kapitola 2.5). Při generování DEM se nejčastěji používá tzv. lokální interpolace, pracující se sousedními buňkami gridu. Globální interpolační metody se hodí spíše k zastížení trendu v datech DMT (trendové povrchy), ovšem pro získání DEM (zejm. v členitém terénu) nepostihnou zejm. menší nerovnosti terénu. Základními metodami lokálních interpolací,

používanými pro tvorbu DEM jsou dle Skidmora Thiessenovy polygony, Inverse Distance Interpolation/Weighing (IDW) a kriging (Skidmore, 2002). V běžné GIS praxi se však používají i další, jako triangulace s lineární interpolací, metoda nejbližších sousedů či vyrovnávací metoda minimálních křivostí (Langhammer, 2012). V systému GRASS GIS je (dle mínění autora) pro tvorbu rastru DEM s vektorových dat nejnázne použitelná metoda Regularized Spline with Tension (RST), implementovaná v modulu *v.surf.rst*. Je ovšem třeba přiznat, že tento modul nedává dobré výsledky v terénu s ostrými zlomy, kolmými stěnami apod., obecně v mladém, nezralém (*unmatured*) reliéfu, kde má tendenci reliéf nereálně vyhlazovat, zaoblovat.

Chyba v prostorové distribuci dat (tedy chyba v hodnotách x,y) může mít celou řadu příčin. Nepřesně provedené georeferencování, ať již při převodu mezi souřadnými systémy, či postprocessingu dat z DPZ (např. špatné skládání ortofoto snímků) jsou patrně nejčastější. Chyba v hodnotách vstupních dat (tedy v hodnotě z) má mimořádně široké spektrum příčin.

Chyby v DEM lze rozdělit i na chyby ve zdrojových datech (s chybami náhodnými, systematickými a hrubými), chyby DEM (resp. jeho zpracování, převzorkování, interpolaci...) a chyby v reprezentaci dat (Rapant, 2009).

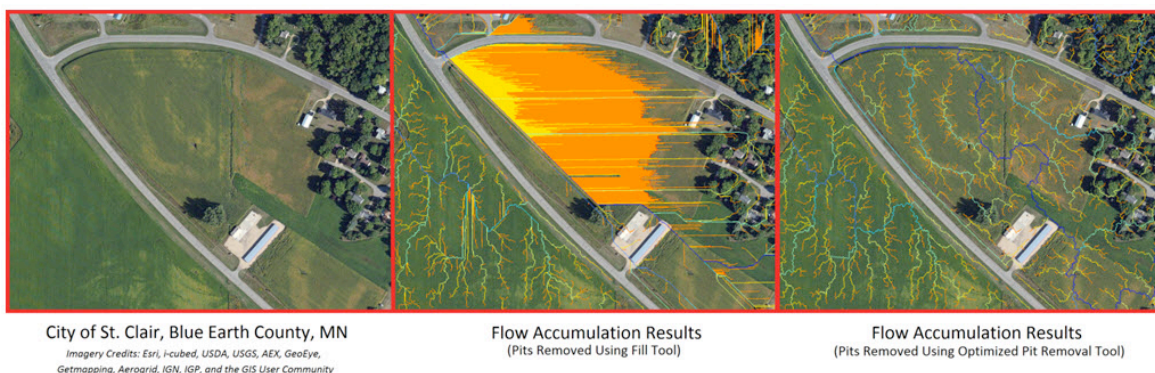
Pro hydrologické modelování je potřebné získat tzv. hydrologicky korektní reliéf – *Hydrologically Correct DEM* (Maidment, 2013). Tedy DEM, kde jsou odstraněny všechny bezodtoké oblasti-deprese vniklé při tvorbě DEM, či liniové objekty, vzniklé rovněž jako chyba při tvorbě DEM (Gibbsův jev, viz Kapitola 2.5). Poměrně častým fenoménem při tvorbě DEM je vznik tzv. *single-cell pits* (viz výše).



Obrázek 25 Možné varianty řešení depresí v DEM (Jackson, 2013)

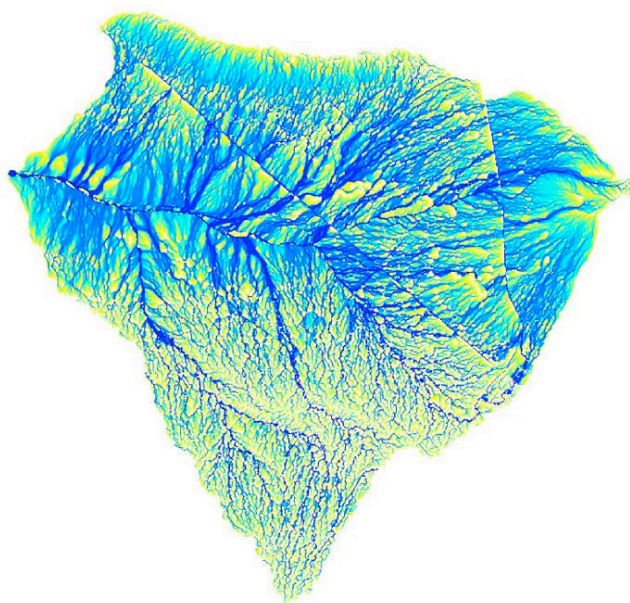
„Pits, sinks„ jsou buňky DEM, které jsou převýšeny všemi okolními buňkami. Podobné deprese v měřítku 10 m a více jsou v přírodě vzácné, pokud se nejedná o krasové či

ledovcem modelované oblasti (Maidment, 2013). Většina depresí a zejm. depresí o velikosti jedné buňky je chybou dat, vzniklých při resamplování DEM (ibidem), nebo může být chybou vzniklou při postprocesingu LIDARových dat (Jackson, 2013). Odstranění se ve většině případů provádí zaplněním příslušné „pit“ do úrovně nejnižší sousední buňky tak, aby byl umožněn tok . Tento mechanismus využívá defaultně např. modul *r.terraflow* či *r.sim.water* v systému GRASS GIS. Další možností je odstranění nejnižších sousedních buněk („prolomení bariéry“), či kombinace obou metod tak, jak ukazuje obrázek č. 25 zleva doprava. Jedním z kritérií, kterým se hodnotí kvalita, či adekvátnost dané úpravy terénu může být počet „3D buněk“ (tedy krychlí o hraně rovné rozlišení DEM), které je potřeba změnit aby bylo dosaženo povrchu bez depresí. Změna 3D buněk je buď jejich přidávání (zaplňování depresí) nebo naopak ubírání („prolamování bariér“). Optimálním algoritmem může být ten, ve kterém se mění co nejméně buněk a je tedy reálný předpoklad, že takto upravený reliéf je nejbližší reálnému povrchu. V některých situacích může mít i volba metody odstraňování depresí zásadní vliv na další výpočty, jak ukazuje Obrázek č.26 . Zde se ukázalo, že volba „Filling pits“ může vést v plochem reliéfu v DEM s velkým rozlišením k zásadnímu zkreslení. V tomto případě vznikla chybná, umělá liniová bariéra odtoku, nazývaná jako „dam-like feature“ (Jackson, 2013). Jakkoli lze důvodně předpokládat, že většina single-cell pits, či liniových bariér je pouze chybou, je vždy nutná jednak znalost terénu i konkrétního DEM, zejm. jeho geneze a metod použitých při jeho tvorbě. Na obrázku č. 27 lze vidět uměle působící struktury, podobné jako na prostředním snímku z Obrázku č. 26. Přesto se však nejedná o chybu, ani nevhodně zvolenou metodu odstraňování depresí, ale o reálně existující lesní cesty s příkopy v povodí Jívinského potoka v severní části Národního parku České Švýcarsko. Zároveň na tomto snímku lze deklarovat důležitost rozlišení DEM, zejm. u modelování v malém měřítku. Uvedená, drobná, nicméně reálně existující struktura mění charakteristiku odtoku v daném povodí. Její „vyhlazení“ a přiblížení se co nejbližší k ideálu hydrologicky korektního reliéfu by bylo jasnou chybou. Je zjevné, že při analýzách DEM se nelze spolehnout pouze na samotný DEM, ale jsou nutné další mapové podklady či znalost území.



Obrázek 26 Následky nevhodně zvoleného algoritmu na odstraňování depresí v DEM (Jackson, 2013)

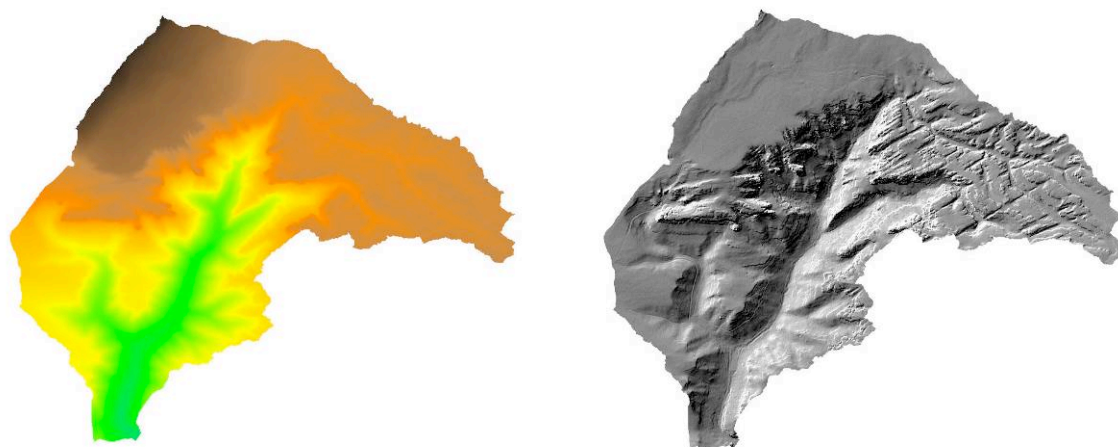
Podobné umělé liniové struktury vystupující nad reálný povrch („*true surface*“) nazývá Quinn pojmem „*dam*“ – hráz. Za hlavní příčinu jejich vzniku považuje chyby v interpolaci nepravidelně výškově členitého reliéfu. Vznikají např. tehdy, je-li rozlišení gridu příliš hrubé na to, aby korektně převedlo do umělého povrchu drobné, kanálkovité struktury (Quinn, 1991). Umělé liniové struktury mohou vznikat i při interpolaci velmi členitého reliéfu tzv. Gibbsovým jevem (viz dále).



Obrázek 27 Liniová struktura na gridu FA, působící jako chyba interpolace. Ve skutečnosti jde o těleso lesní cesty (Jivinský potok)

Z Obrázku č. 28 je zároveň zřejmý fakt, že některé struktury terénu, zásadně důležité pro modelování povrchového odtoku“ nemusí být patrné v klasickém výškovém modelu (tedy DEM), ale vystoupí až při další práci se základními daty. Výškově

nepatrné struktury, které silně ovlivňují povrchový odtok dobře zdůrazňují právě mapy akumulace povrchového odtoku, částečně i výšky povrchového odtoku. Ostré terénní struktury, jako hrany, zlomy, či obecně skalní struktury zvýrazňují mapy stínovaného reliéfu (v GRASS GIS modul *r.shaded.relief*), či ještě lépe první derivace terénu v ose x či y (v GRASS GIS prostřednictvím modulu *r.slope.aspect*). Na Obrázku č. 28 je surový výškový model povodí Suché Bělé, pouze převedený z greyscale do barevného schématu elevation. Snímek nijak nevypovídá o charakteru a struktuře reliéfu. Na druhém snímku je totéž území, jako stínovaný reliéf. Jsou jasně patrné složité skalní struktury a rokle ve V části povodí.



Obrázek 28 Porovnání prezentace reliéfu krajiny pomocí DEM a gridu stínovaného reliéfu

I bez dalších údajů, jako jsou pedologické a geologické charakteristiky území, land use, listový index apod. lze z DEM (tedy pouze z údajů o výšce) získat celou škálu údajů použitelných pro hydrologické modelování. Parametry a hodnoty získané pouze z DEM, bez dalších vrstev, se nazývají **primární charakteristiky terénu**. Patrně nejucelenější přehled prezentuje Moore et al. formou tohoto seznamu v tabulce č.13. Vzhledem k tomu, že řada parametrů nemá jednotný český ekvivalent, event. je v praxi používáno převážně anglických termínů, je uveden i anglický termín. Zvláště problematický je překlad slova upslope (část svahu nad bodem, kterého se veličina týká) a downslope. Z čistě jazykového hlediska se nabízí překlad jako „proti svahu“ a „po svahu“, nicméně v kontextu hydrologických procesů probíhajících na svahu bude použit termín přispívající (plocha) pro „upslope“ a (plocha) ovlivnění pro „downslope“. Český překlad je bez nároku na jedinou možnou alternativu:

Tabulka 13 Přehled morfologických parametrů popisujících reliéf (Moore, 1991)

Parametr	Anglický název	Charakteristika	Hydrologický význam
Výška	Altitude	Nadmořská výška	Klimatické poměry, sekundárně charakter vegetačního krytu
Převýšení	Upslope height	Rozsah nadmořský výšek	Potenciální energie (vody při pohybu ze svahu)
Orientace svahu	Aspect	Azimut sklonu svahu	Míra insolace
Sklon přispívající plochy	Upslope slope	Průměrný sklon plochy odvodněné do řešeného bodu	Rychlost odtoku (kinetická energie)
Sklon	Slope, gradient	Spád, sklon	Rychlost odtoku (kinetická energie)
Sklon povodí	Catchment slope	Sklon celého povodí ve směru toku	Doba koncentrace
Přispívající plocha	Upslope area	Plocha odvodněná přes řešení bod, zdroj	Objem povrchového odtoku
Plocha ovlivnění	Dispersal area	Plocha pod řešeným bodem(y), do které je odváděna voda	Odvodnění do půdy
Sklon plochy ovlivnění	Dispersal slope	Průměrný sklon plochy pod řešeným bodem/body	Odvodnění do půdy
Plocha povodí	Catchment area	Plocha odvodňovaná do daného závěrového profilu	Objem odtoku
Specifická přispívající plocha	Specific catchment area	Plocha nad vrstevnicovým úsekem	Objem odtoku, ustálený stav odtoku
Délka dráhy odtoku	Flow path lenght	Délka dráhy nepřerušného odtoku do daného bodu	Eroze/depozice, doba koncentrace
Délka svahu přispívající plochy	Upslope lenght	Průměrná délka drah odtoku k řešenému bodu v povodí	Erozní charakteristiky, urychlení/zpomalení odtoku
Vzdálenost odtoku	Dispersal lenght	Vzdálenost dráhy odtoku od řešeného bodu k uzávěrovému profilu	Impedance odtoku
Délka povodí	Catchment lenght	Vzdálenost nejvyššího bodu povodí k uzávěrovému profilu	Útlum povrchového odtoku
Profilová křivost	Profile curvature	Změna sklonu terénu, křivost vertikálních řezů terénu	Změna rychlosti toku, eroze/depozice
Tangenciální křivost	Plan curvature, countour curvature	Křivost horizontálních řezů terénu	Konvergentní/divergentní tok, obsah vody v půdě.

Kromě výše uvedeného Mooreova přehledu lze z DEM odvodit i další primární charakteristiky, jako např. již výše zmíněné první a druhá parciální derivace v ose x (V-Z směr) a ose y (S-J orientace), které jsou vhodné k vizualizaci reliéfně významných krajinných struktur.

Sekundární charakteristiky terénu vznikají kombinací výše uvedených primárních charakteristik. Jde zejm. o některé topografické indexy, které se většinou zabývají vlhkostními poměry v reliéfu:

TCI - Topographic Convergence Index, Index topografické konvergence je logaritmus poměru hodnoty akumulace povrchového odtoku a sklonu v daném bodě. Výpočet tohoto indexu je mj. součástí modulu *r.terraflow* systému GRASS GIS (online Reference manual Grass, 2014) a je jedním ze vstupů do modelu TOPMODEL.

CTI – Compound Topographic Index (Tagil, Jenness, 2008) event. TWI – Topographic wetness index, Topografický index vlhkosti velmi je podobnou veličinou, jako TCI, hodnota akumulace povrchového odtoku je nahrazena plochou povodí odvodňovaného do řešeného bodu.

SPI – Stream Power Index, Index síly proudění, definovaný jako součin plochy povodí odvodňované do řešeného body a tangens úhlu sklonu svahu v řešeném bodě (ibidem)

TPI – Topographic Position Index, Index topografické relativní pozice je poměr mezi výškou řešené buňky a jejich sousedů v definované vzdálenosti. Vzdálenost mezi řešenou buňkou a jejími sousedy vychází jednak z měřítka DEM a dále z velikostního měřítka krajinných struktur, jež mají být hodnoceny. Je aplikován v extenzi pro ArcView (Jenness, 2006).

2.4. Modelování povrchového odtoku

Modelování plošného povrchového odtoku je podmnožinou obecné úlohy řízeného pohybu materiálu po povrchu. Materiálem je voda a řídicím faktorem gravitační gradient, resp. spád povrchu reliéfu. Hydrologické procesy ve svahu (plošný odtok) a v kanále (tok, soustředný odtok) jsou zásadně odlišné (Tarboton, 2003). V kontextu modelování plošného povrchového odtoku (*overland flow*, *overland shallow flow*) nebude odtok řešen v komplexnosti všech faktorů (evapotranspirace, intercepce, infiltrace...), ale jako prostý pohyb materiálu ve směru gravitačního spádu po nepropustném materiálu. Pohyb je řízen řadou morfometrických parametrů, jako je zejm. sklon a profilová a tangenciální křivost (ovlivňující koncentraci či naopak disperzi odtoku). Při modelování plošného povrchového odtoku v reliéfu je třeba vyřešit řadu dílčích, elementárních problémů, jakými jsou určení zejm.:

Směru povrchového odtoku – *flow direction* (FD)

Hodnot akumulace povrchového odtoku – *flow accumulation* (FA)

Modelování plošného povrchového odtoku operuje s několika základními pojmy:

Směr odtoku – *flow direction* (FD) je směr, kterým odtéká z dané buňky voda ve směru gravitačního spádu. Podle použitých algoritmů může odtékat buď pouze do jedné sousední buňky, nebo do více sousedních buněk. Směr odtoku je počítán pro všechny sousedy centrální (řešené) buňky, tedy pro 8 sousedů v rastru 3x3 (viz Obr. č. 29). Výsledným produktem výpočtu směrů odtoku pro jednotlivé buňky je grid směrů odtoku (*grid of flow direction*) viz Obr. č. 30.

7	7	7
7	6	6
6	5	5

Obrázek 29 Elementární mřížka 3x3 buňky s rozdílnou elevací, řešená algoritmy pro výpočet směru odtoku

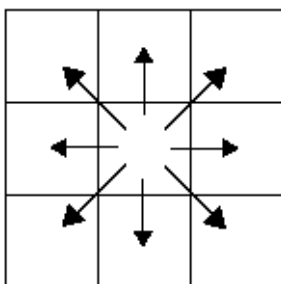
Dráha (linie) odtoku – *flow path* je provázaný řetězec sousedících buněk spojených vazbou přítok-odtok. Dráhy jsou definovány nadmořskou výškou sousedících buněk (Wainwright, 2004) Jde o spojnicí, umožňující odtok mezi řešenou buňkou a závěrovým profilem či bezodtokou oblastí (Barták, 2008). Jak bude dále ukázáno (viz Kapitola č. 3.5) schopnost udržet nepřerušené dráhy odtoku i v místech velkých změn profilové křivosti patří mezi zásadní požadavky na funkcionalitu modelovacího algoritmu zejm. v extrémním reliéfu.

SFD algoritmy - *Single Flow Direction* umožňují odtok z buňky jen jedním směrem, do jedné sousední buňky. Zpravidla výpočetně jednodušší algoritmy (není potřeba počítat podíly odtoku do více buněk).

MFD algoritmy – *Multiple Flow Direction* umožňují odtok vody do více sousedících buněk, pokud je jejich výška nižší

Akumulace povrchového odtoku – *Flow Accumulation* (FA) po určení směrů a drah odtoku může být každé buňce rastru přiřazena hodnota odpovídající počtu buněk, které jsou do ní odvodněny. Výsledným produktem kalkulace hodnot FA ve všech výše ležících buňkách, odvodněných do řešené buňky, je *flow accumulation grid*, v anglofonní literatuře nazývaný často *i contributing area grid* (Maidment, 2013), či přesněji *upslope contributing area grid*. Nejpřesnějším českým ekvivalentem je přispívající plocha. Jak však správně poznamenává Barták, zejména u MFD algoritmů je termín „plocha“ poněkud nešťastný (ve významu, jak slovo „plocha“ typicky chápe čeština) (Barták, 2008). Při využití SFD algoritmů, kde hodnota FA řešené buňky reálně odpovídá počtu celých buněk, lze evidentně hovořit o ploše z níž je přes řešenou buňku transportován materiál (voda). U MFD algoritmů a disperzního toku je odtok z buněk v různých poměrech (dle výšky sousedních buněk a zvoleného algoritmu) rozdělován a tím jsou pochopitelně rozdělovány hodnoty FA. Hodnota FA v buňce potom zdaleka neodpovídá prostému součtu přispívajících buněk.

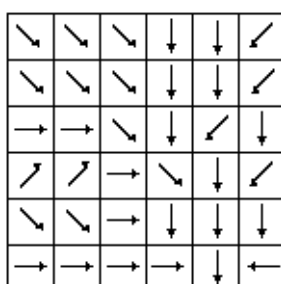
(a) Eight-direction Pour Point Model



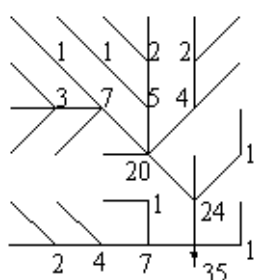
(b) Grid of Terrain Elevations

78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
64	58	55	22	31	24
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

(c) Grid of Flow Directions



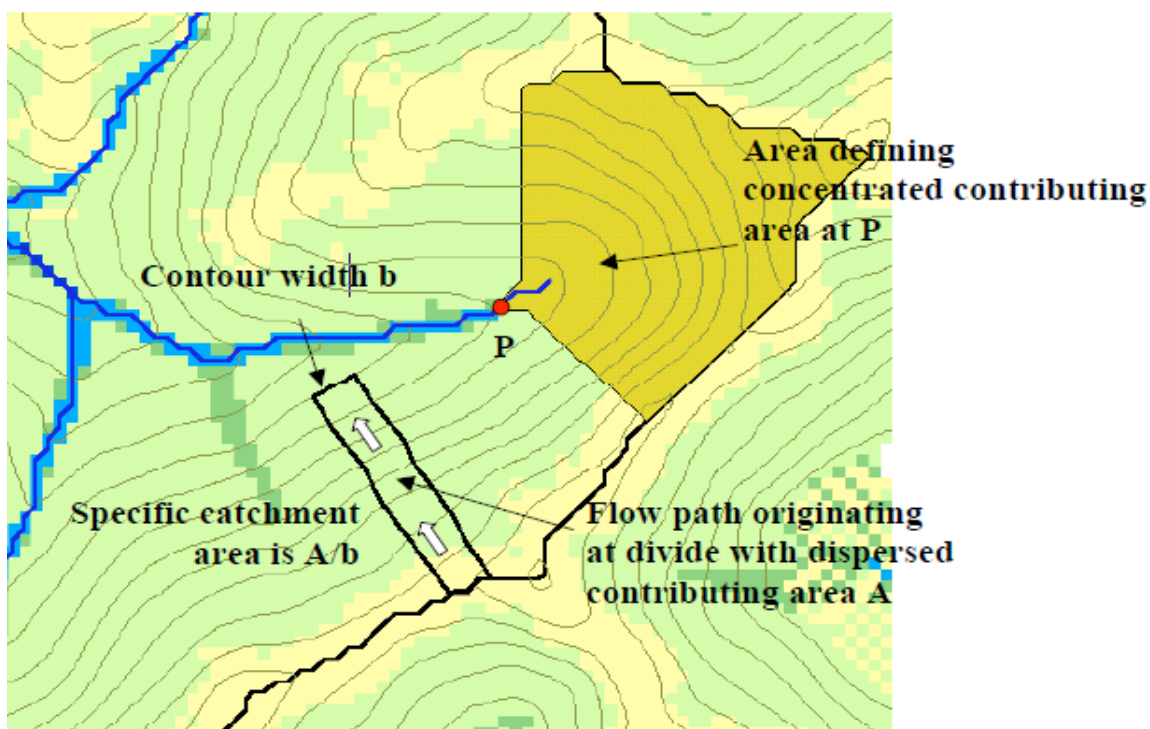
(d) Drainage Network Showing Flowaccumulation



Obrázek 30 Extrakce základní mapy odtoku z gridu elevací (Reed, 1997)

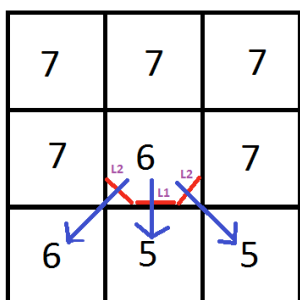
FA určuje, kolik materiálu (vody) proteče každou buňkou. Čili kolik buněk (či „podílů“ buněk u MFD algoritmů) je odvodňováno přes konkrétní buňku. Protože jsou buňky navzájem spojené, lze určit kumulativní množství materiálu, který projde každou buňkou. Pomocí hodnot FA je možné získat **základní mapu odtoku** – *drainage network*, viz obr. č. 30. Je zjevné, že akumulace povrchového odtoku je významnou veličinou. Může být bází, platformou, na které stojí další hydrologické výpočty se zapojením jiných prostorových dat, než pouze nadmořských výšek, jako jsou pedologické a geologické charakteristiky, land use, plošná i časová distribuce srážek. Zároveň jsou hodnoty FA velmi významným indikátorem míry ohrožení daného místa vysokými hodnotami povrchového odtoku se všemi doprovodnými negativními jevy (eroze, zátopa apod.). V neposlední řadě slouží hodnoty FA k extrakci sítě toku, kdy je tok definován (v závislosti na charakteristikách DEM a konkrétního povodí) jako buňky s určitou prahovou hodnotou FA (*threshold*) a vyšší (Tarboton, 2003).

Měrnou (specifickou) přispívající plochu – *specific catchment area* lze chápat ve dvou měřících. V prvním, jednodušším, případě jde o velikost přispívající plochy vztaženou k délce vrstevnicového úseku – *contour width* (ibidem), viz obr. č. 31.



Obrázek 31 Specifická přispívající plocha v Tarbotonově pojetí (Tarboton, 2003)

V druhém specifickém případě, je odvodňovaná plocha (resp. počet buněk a jejich podílů, viz výše) vztahována ke Quinnem postulované hodnotě *countour length*. Jedná se opět o délku vrstevnicového úseku, tentokrát ovšem v „mikroměřítku“ řešené buňky, je-li aplikován MFD algoritmus. Quinn (Quinn, 1991) předpokládá, že voda odtéká vždy kolmo dolů na vrstevnici. Protože jednotlivé buňky gridu mají vždy nikoliv zanedbatelnou plochu, soudí, že poměr objemu vody, odtékající do více sousedních buněk je dán délkou vrstevnicového úseku v rámci buňky, přes který voda do sousední buňky teče. Je zřejmé, že tento poměr je vždy jiný pro kardinální (tj. do buněk přiléhající celou délkou hrany) směr a jiný pro diagonální směr (sousední buňky dotýkající se pouze rohem). Viz Obr. č 32 a text dále.

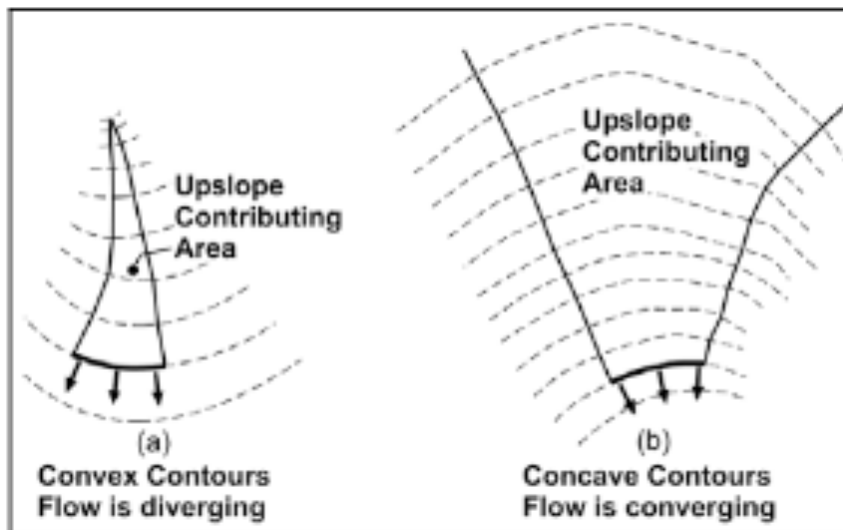


Obrázek 32 Princip *countour length* v Quinnově pojetí. Rozdílné délky vrstevnicového úseku pro kardinální a diagonální směry (Quinn, 1991)

Plocha ovlivnění - *dispersal area* je v podstatě opakem přispívající plochy. Jde tedy o oblast po gravitačním spádu pod řešenou buňkou. Je zjevné, že u SFD algoritmu tato plocha bude pouze dráhou odtoku z řešené buňky do závěrového profilu či bezodtoké oblasti, zatímco při aplikaci MFD algoritmu a podmínkách pro vznik disperzního toku, se bude jednat o plochu, množinu, celé řady odtokových tras, do níž přispívá odtok z řešené buňky. Nejedná se o typickou oblast zájmu při modelování povrchového odtoku, s výjimkou jednoho důležitého aspektu, a tím je šíření kontaminujících látek, event. živin, do půdy či vodotečí níže ležících oblastí.

Konvergence toku neboli spojování odtokových tras, jejich koncentrace. V reliéfu s převažujícími konkávními tvary vrstevnic má voda tendenci nabývat soustředěné formy odtoku. K tomuto jevu může docházet i uměle, při použití SFD algoritmů, které mají tendenci vodu koncentrovat i v místech, kde tomu reliéf neodpovídá.

Divergence toku je (v případě modelování) umožněna pouze za použití MFD algoritmů. V reálném prostředí může nastávat divergentní tok v terénu s převažujícími konvexními tvary vrstevnic. Problémem řady MFD algoritmů je přílišná tendence k divergenci odtoku a jeho přílišnému „rozprostírání“ po reliéfu, jež neodpovídá realitě.



Obrázek 33 Divergence a konvergence odtoku v závislosti na tvaru vrstevnic (Mathis 2007)

Algoritmy určování směru odtoku (FD)

Zdánlivě triviální úloha, jakou je pohyb vody z kopce je už třicet let předmět intenzivních úvah řady hydrologů a morfologů. Pro výpočty akumulace odtoku, a následně pro obecné modelování povrchového odtoku, je výpočet směrů odtoku stěžejní úlohou.

V uvažovaném modelovém rastru buněk 9x9 je vždy řešen odtok z centrální buňky do sousedních. Jak již bylo předesláno, algoritmy modelující tuto úlohu se v principu dělí do dvou základních skupin:

-SFD – Single flow direction – každá buňka má odtok pouze do jedné sousední, níže umístěné buňky

-MFD – Multiple flow direction – odtok z buňky je umožněn do více níže položených buněk, disperzní odtok.

SFD algoritmy

SFD algoritmy jsou nejstarší a nejjednodušší skupinou algoritmů určování směru povrchového odtoku. Již v roce 1984 Mark et O'Callaghann publikovali popis prvního SFD algoritmu (Barták, 2008). Jejich základní algoritmus se nazývá **SFD8**. Začali pracovat s rastrem 3x3 buňky, kde je centrální řešená (z níž je určován směr odtoku) buňka obklopena čtyřmi kardinálními a čtyřmi diagonálními sousedy. Pro řešenou buňku se spočítají sklony do sousedních buněk dle vztahu (ibidem):

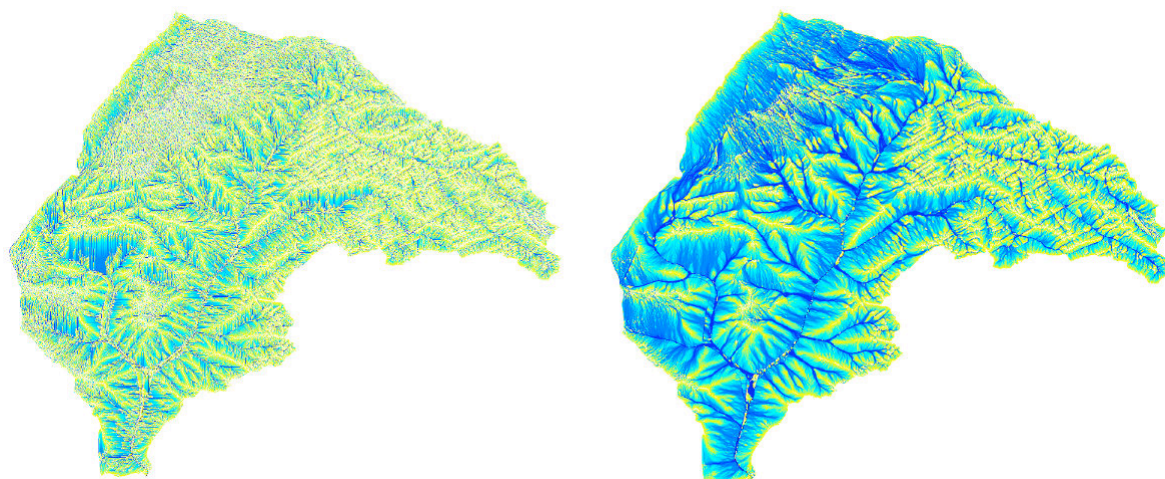
Rovnice 1 Sklon k sousední buňce v pojetí algoritmu SFD8

$$S_i = \frac{z - z_i}{D(z, z_i)}$$

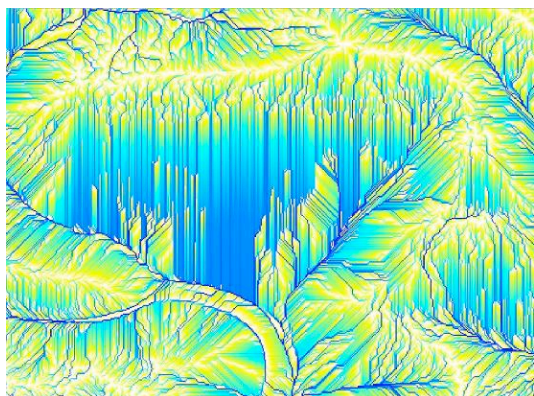
Kde: S_i je sklon k sousední buňce i , z je výška řešené (centrální) buňky a z_i je výška sousední buňky i . $D(z, z_i)$ je vzdálenost středů centrální buňky a sousední buňky. Odtok je přiřazen k té sousední buňce, u níž je nejvyšší kladná hodnota sklonu. Protože je výpočet realizován na pravidelném pravoúhlém rastru, je zbytečné počítat vzdálenosti buněk – jsou vždy stejné. Pro buňky sousedící v kardinálním směru lze tedy jmenovatele zlomku nahradit hodnou 1, pro buňky v diagonálním směru hodnotou $\sqrt{2}$. Tento algoritmus se dočkal řady teoretických i SW implementací a jeho varianty bývají standardní součástí většiny nástrojů umožňujících modelování povrchového odtoku. Základní výhodou SFD8 algoritmů jsou zejm. malá výpočetní náročnost a dobrá extrakce sítě toků. Hodnota přispívající plochy ve směru odtoku může pouze vzrůstat a je tedy zřejmé, že překročí-li nějaká buňka prahovou hodnotu, která je považována za zahájení toku, nemůže ve směru odtoku dojít k přerušení toku. Přispívající plocha A je pak počítána jako (Wolock, 1995):

$$A = (\text{počet přispívajících buněk} + 1) \cdot \text{plocha buňky}$$

Fakt, že voda z každé buňky může odtékat právě jen do jedné sousední buňky sebou nese i zřejmé nevýhody. Protože není umožněn divergentní tok, mohou v drahách odtoku nastat v podstatě jen dva případy: vznik dlouhých paralelních linií drah odtoku, nebo konvergence. Druhá slabina SFD algoritmů je v případě SFD8, diskretizace směrů odtoku pouze do jednoho z osmi směrů (násobku úhlu 45°) a následné generování nereálně působících „cik cak“ linií.



Obrázek 34 Mapa FA v povodí Suché Bělé vytvořená SFD (r.watershed) a MFD algoritmem (r.terraflow)



Obrázek 35 Tvorba umělých paralelních linií na ploché části svahu a jejich nepřirozená koncentrace v dolní části plochého svahu při použití SFD algoritmu (r.watershed), Suchá Bělá, oblast pod Stříbrnými stěnami.

Diskretizace směrů odtoku, stejně jako jeho koncentrace je dobře patrná ze srovnání na Obrázku č. 34, tvorba paralelních drah odtoku je zvýrazněna na Obrázku č. 35. Je zřejmé, že zejm. v konvexních partiích terénu není SFD8 schopná poskytnout

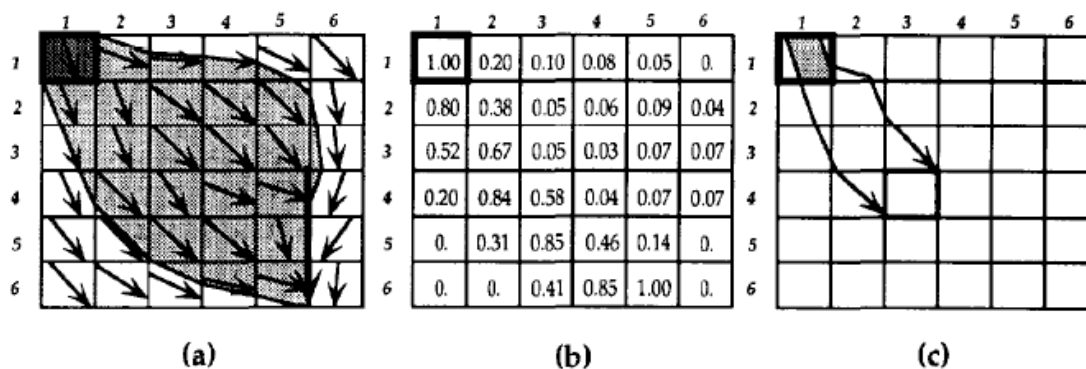
relevantní obraz povrchového odtoku. Nežádoucí jev diskretizace směrů odtoku v rámci skupiny SFD algoritmů řeší další varianty SFD algoritmu a to:

RhoD8 – *Random D8*, Pseudonáhodný D8 algoritmus, publikovaný v roce 1991 Fairfieldem a Laymarie ve *Water Resource Research* (Fairfield, Leymarie, 1991). V principu jde o snahu autorů zabránit vzniku paralelních linií na plochých svazích, kde je více sousedících buněk se stejnou nadmořskou výškou (viz Obr.č. 35). Za použití klasického SFD8 algoritmu v tomto typu reliéfu všechny buňky odvedou vodu stejně, v rovnoběžných drahách odtoku. U RhoD8 algoritmu je do „rozhodování“ mezi sousedními buňkami se stejnou nadmořskou výškou vnesen pseudonáhodný prvek. Vzdálenosti mezi středy buněk jsou násobeny pseudonáhodným číslem s průměrem $\sqrt{2}$. Pseudonáhodný prvek zde měl reprezentovat další faktory a vlivy reálného prostředí, které z běžného DEM (zejm. v rozlišení desítek a více metrů) získat nelze. Algoritmus se příliš neujal ze dvou hlavních příčin: implementací pseudonáhodného prvku do výpočtu nejsou výpočty za použití tohoto algoritmu opakovatelné. Na druhý problém upozornili v roce 1994 Costa Cabral a Burges (Barták, 2008) a tím je fakt, že aplikace algoritmu na skutečně plochých svazích vede ke konvergenci odtoku, což neodpovídá realitě.

Sklonem řízený kinematický algoritmus – *Aspect-Driven Kinematic Routing Algorithm*, někdy též KRA algoritmus, publikoval Nicolas Lea v (Parsons, 1992) se snaží přejít od prezentace reliéfu formou plošek s vodorovným povrchem a různou výškou ke spojitému povrchu, kde plošky nejsou vodorovné, ale mají sklon. Ten je počítán z údajů o výškách v rozích, převzatých ze sousedních buněk. Odtok je realizován do směru s nejvyšším sklonem a popisován, jako pohyb kuličky po šikmém reliéfu (Costa-Cabral, Burges, 1994)

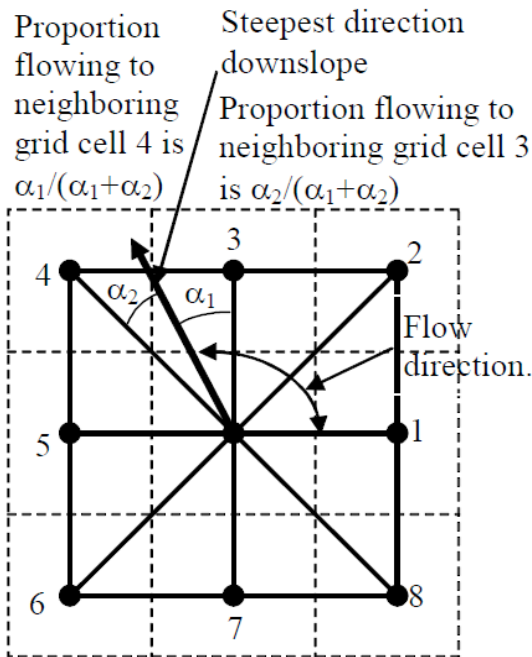
DEMON – **Digital Elevation Model Network** (Costa-Cabral, Burges) - je model stojící na rozhraní mezi SFD a MFD algoritmy. Snaží se udržet koncentrovaný tok, nicméně voda z řešené buňky může odtékat do více buněk formou jakýsi toků, či „trubic“ - *flow pipes*. Stejně jako Lea nepracují autoři se „stupňovitým“ pojetím reliéfu, ale s šikmými rovinami proloženými buňkami podle výšek rohů. Princip tvorby *flow*

pipes je na Obr. 36.

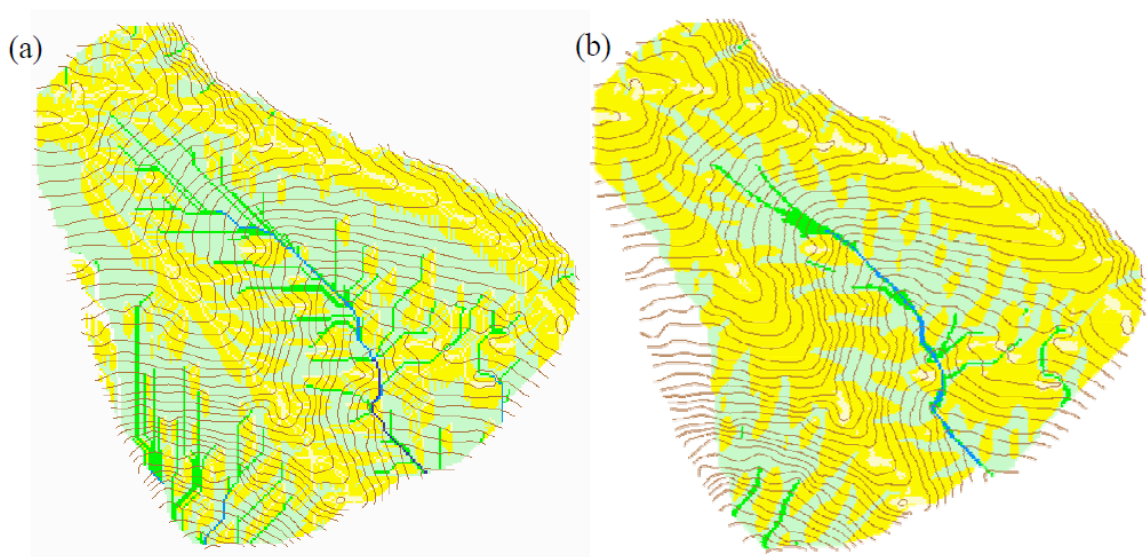


Obrázek 36 Tvorba flow pipes v pojetí modelu DEMON (Costa-Cabral, Burges, 1994)

SFD ∞ , event. **SFD Infinity** - publikovaný v roce 1997 Tarbotonem v (Tarboton, 1997) vychází částečně z pojetí Lea a Costa-Cabrala. Jeho snahou bylo udržet konvergenci toku (SFD) ale zároveň se přiblížit realističtějšímu vyjádření směrů odtoku. Model tedy nepracuje s diskrétními, 8mi směry odtoku, ale úhel odtoku z řešené buňky může být libovolný, v rozsahu 0-360° (odtud nekončeno v názvu algoritmu). Základním geometrickým principem je rozdělení řešené buňky do jakýchsi trojúhelníků faset, kdy vrcholy jsou střed řešené buňky a středy sousedních buněk. Těmito fasetami je pak proložena nakloněná rovina. Odtok se realizuje ve směru největšího spádu (viz. Obr. č.37). Je-li odtok v kardinálním směru, vede se do jedné sousední buňky. V opačném případě (odtok směřuje někam mezi středy sousedních buněk) se může odtok rozdělit mezi dvě sousední buňky. Nelze tedy hovořit o čistém SFD algoritmu. Někdy bývá tento algoritmus označován jako *bi flow* (Barták, 2008). Jde však o označení vycházející pouze z geometrického řešení problému, podstatná je filosofie algoritmu, kdy je zásadně udržován odtok jedním směrem. Proto lze jednoznačně hovořit o SFD algoritmu. Tento algoritmus je použit jako defaultní u SFD modifikace modulu r.terraflow v prostředí GRASS GIS.



Obrázek 37 Princip určování směru odtoku algoritmem SFDInf. – fasety s různým sklonem (Tarboton, 1997)



Obrázek 38 Tarbotonovo srovnání výsledků SFD8 a SFDInf. (vpravo) algoritmu (Tarboton 2003)

MFD algoritmy

V roce 1991 publikovalo několik autorů (Quinn, Freeman, Tarboton) první návrhy na matematické vyjádření faktu, že ne vždy musí voda odtékat jen ve směru nejvyššího spádu, ale do jisté míry může odtékat do všech okolních buněk s kladným spádem (Quinn, 1991; Tarboton, 1997). Tím byly položeny teoretické základy ke koncepci skupiny algoritmů **MFD8**. Poměr, v němž je množství vody (resp. hodnota přispívající

plochy) dělena mezi jednotlivé buňky s kladným spádem je dán právě velikostí těchto spádů a je prezentován Freemanovým vzorcem z roku 1991, vycházejícím z experimentů na umělých plochách (Barták, 2008):

Rovnice 2 Velikost příspěvku přispívající plochy dle Freemana

$$\Delta A_i = A \frac{\tan \beta_i^p}{\sum_{j=1}^n \tan \beta_j^p}$$

Kde ΔA_i je příspěvkem přispívající plochy v daném směru i s kladným spádem, A je hodnotou plochy přispívající buňky a $\tan \beta_i$ je sklon v daném směru i s kladným spádem. Počet směrů s kladným spádem je potom n . Parametr p , jak bude patrné dále, je velmi důležitým exponentem upravujícím míru divergence toku. Právě hodnota parametru p se v následujících letech stala předmětem mnoha prací a výzkumů. Ze vzorce je zřejmé, že čím vyšší je parametr p , tím více je preferován odtok ve směru nejvyššího spádu a tím menší je divergence toku. Při $p \rightarrow \infty$ dostaneme SFD8 řešení odtoku.

V stejném roce se objevil v Quinnově práci „The prediction of hillslope paths for distribuce hydrological modelling using digital elevation models“ (Quinn, 1991) podobný vztah, neoperující však s parametrem p , ale Quinn v něm zavádí koncept vrstevnicové délky *contour length* (viz Obr. č. 28) (ibidem):

Rovnice 3

$$\Delta A_i = A \frac{\tan \beta_i L_i}{\sum_{j=1}^n \tan \beta_j L_j}$$

Kde L_i je délkou vrstevnicového úseku ve směru kladného spádu. Hodnoty L_i jsou v kardinálních směrech $L_i=0,5*$ velikost buňky gridu, v diagonálních směrech potom $L_i=0,354*$ velikost buňky gridu. Je zřejmé, že pokud budeme uvažovat odtok do všech sousedních buněk (řešená buňka je vrcholem), nebude odpovídat součet délek vrstevnicových úseků celkovému součtu délek hran řešené buňky. Voda se bude de facto „ztrácet“. Tuto skutečnost kritizují Wolock a McCabe (Wolock, McCabe, 1995) a navrhují hodnoty 0,6 pro kardinální a 0,4 pro diagonální směry. Holmgren ve své práci z roku 1994 (Holmgren, 1994) postulují názor, že z daného bodu (myšleno skutečně geometrického bodu, nikoliv buňky gridu) teče voda skutečně pouze jedním

směrem, ovšem v buňce gridu je bodů v podstatě nekonečno a třeba určit poměr bodů s různým směrem odtoku. Quinnův koncept vrstevnicové délky považuje za příliš „umělý“ a navrhuje zavést vhodnou **empirickou funkci**, čímž se v podstatě vrací k Freemanově konceptu. Nesouhlasí s Freemanovými hodnotami parametru p a v podstatě tak zahajuje dlouhý „boj o hodnotu parametru p “. Pro zajímavost lze uvést, že Freeman na svých umělých plochách došel k průměrné hodnotě parametru $p=1,1$, Holmgren pracemi se čtyřmi reálnými povodími doporučuje hodnoty 4 až 6.

Quinn et al. se pokouší zachovat koncept vrstevnicové délky zkombinováním svého (Rovnice č. 3) a Freemanova (Rovnice č. 2) vzorce a publikuje nový vztah v Bevenově sborníku (Beven, 1997):

Rovnice 4 Quinnova revize vzorce č. 3 z roku 1997

$$\Delta A_i = A \frac{\tan \beta_i^p L_i}{\sum_{j=1}^n \tan \beta_j^p L_j}$$

Všechny uvedené vzorce spojuje společný problém, totiž fakt, že míra divergence toku je pro celé počítané území vždy stejná. Parametr p , bez ohledu na jeho hodnotu, stejně tak součin velikosti buňky gridu s libovolnou číselnou konstantou pro kardinální a diagonální směr jsou konstantní. V reálném povodí lze ovšem s vysokou pravděpodobností počítat s výrazně odlišnými morfometrickými parametry (zejm. tangenciální křivostí) v různých částech povodí. Výše uvedené vztahy vedou zejm. k nedostatečné konvergenci toků v silně konkávním terénu (dna údolí). V řadě případů tak může dojít ke generování nespojitých toků (připomeňme, že pro řadu modelů je tok vyjádřen prahovou hodnotou přispívající plochy).

Vystihnout různou míru konvergence v rámci povodí vyžaduje použití různých hodnot parametru p - jeho plošnou distribuci odpovídající převažujícímu charakteru reliéfu v různých částech povodí. Minimálním požadavkem na prostorovou distribuci p je použití algoritmu s preferencí konvergentního toku v místech vodních toků tak, aby nedocházelo k jeho přerušování a nějaké vhodné formě MFD algoritmu v ostatních partiích. Toto lze zajistit použitím jednotného algoritmu, ať již Quinnova či původního Freemanova, ovšem s proměnnou hodnotou p . V místech vodních toků by hodnota p rostla až k nekonečnu a MFD algoritmus by se stal v podstatě SFD (Quinn in Beven,

1997). Určení míst, kde lze uvažovat o vodním toku (lépe: vyžadovat po modelu úplnou konvergenci odtoku) lze rozdělit do tří skupin:

Vodní tok je definován jako buňka dosahující určené prahové (a vyšší) hodnoty přispívající plochy (Fairfield, Leymarie, 1991).

Pomocí plynule narůstajícího p odvozeného od hodnot **CIT** (*Channell Initialization Threshold*) – prahové hodnoty přispívající plochy, od jejíž výše se odvíjí hodnota p , dle vztahu (Quinn in Beven, 1997):

Rovnice 5 Výpočet exponentu p v závislosti na prahové hodnotě přispívající plochy

$$p = \left(\frac{A}{CIT} + 1 \right)^h$$

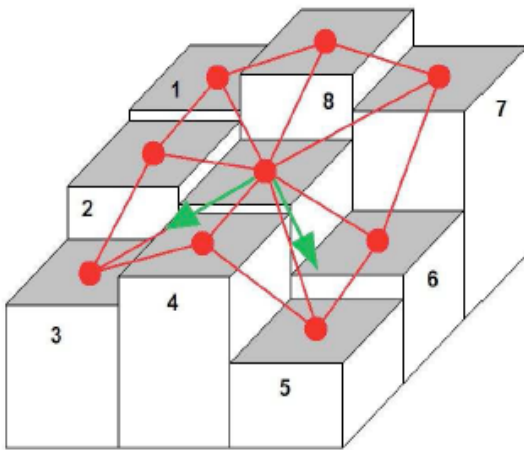
Kde A je velikostí přispívající plochy v řešeném bodě, CIT je zvolená prahová hodnota přispívající plochy a exponent h je volitelný parametr. Určení hodnot CIT a h ovšem zůstává do jisté míry problematické, stejně jako tomu bylo při určování hodnoty p . Uvedený vztah ale alespoň umožňuje plošnou distribuci hodnot p .

Metoda **Prostorové distribuce** dle Kima a Lee (2005). Podle původního Quinnova vzorce č. 3 se určí hodnoty přispívající plochy a stanoví se hodnota CIT . Buňky, které překročí tuto hodnotu jsou znovu řešeny za pomoci SFD algoritmu, ostatní buňky jsou znovu spočítány s plošně distribuovanými hodnotami parametru p , dle rovnic a exponentů zavedených Kimem a Leem (Barták, 2008). Tato metoda umožňuje neobyčejnou variabilitu hodnot parametru p a jeho přizpůsobení vlastnostem reliéfu.

I přes nemalé úsilí věnované nalezení vhodného způsobu prostorové distribuce parametru p a tedy určení zda preferovat konvergentní či divergentní odtok, přináší všechny výše uvedené metody pouze průměrné výsledky v reliéfu, kde jsou silně zastoupeny tvary reliéfu generující jak konvergentní, tak divergentní odtok.

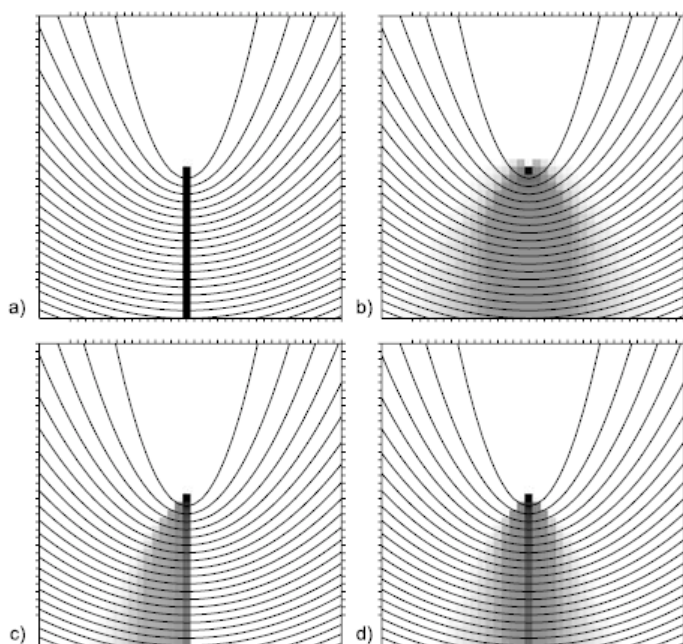
Logickým spojením Tarbotonovy myšlenky směru odtoku D_{∞} (D_{Inf}) a převážně Quinnovy a Fremanovy myšlenky vícesměrného odtoku přišli v roce 2007 Seibert a McGlynn s konceptem algoritmu **MFD** $_{\infty}$ (Seibert, McGlynn, 2007). Směr odtoku je určen pomocí rovin proložených do trojúhelníkových faset s rohem v centroidu řešené buňky a výpočtem sklonu takto vzniklých rovin. V případě, že směr odtoku nesměruje na střed sousední buňky, je opět dělen mezi dvě sousední buňky, stejně jako u původního Tarbotonova algoritmu. V případě, že nalezený výsledný směr vybočuje

z příslušné plošky (je nahrazen přímým směrem odpovídajícím sousední buňce) nebo je shodný s tímto přímým směrem, je tento odtok zohledněn pouze v případě, že jej sdílí dvě sousední plošky. To způsobuje, že voda neodtéká do všech sousedních buněk s kladným spádem, jako u MFD8 algoritmu, ale vynechává směry se sice kladným spádem, ale nesměřující do lokálních minim (Barták, 2008). Takto je sice povolena divergence toku, ale pouze tehdy, existuje-li několik výrazných lokálních minim v sousedství řešené buňky:



Obrázek 39 MFD_{∞} Červenými čarami vyznačeny trojúhelníkové fasety, jimiž jsou proloženy roviny výpočtu, zelené šipky znázorňují směry odtoku dle algoritmu MFD_{∞} . Ačkoliv řešená buňka sousedí se čtyřmi níže položenými, odtok je realizován pouze do dvou. (Barták 2008 dle Seibert, McGlynn 2007)

To se jeví jako dobrý kompromis mezi divergencí a konvergencí toku. Projev výše uvedených algoritmů v divergentním reliéfu dobře prezentuje obrázek z původní práce Seiberta a McGlyna:



Obrázek 40 Výsledky různých algoritmů na divergentním reliéfu: a.) SFD8 b.) MFD8 c.) SFD ∞ d.) MFD ∞ (Seibert, McGlynn, 2007)

Problémy s prostorovou distribucí parametru p vedly Pilesjö et al. v roce 1998 k publikaci **Tvarově založeného přístupu** (*Form-Based Algorithm*) plošné distribuce míry konvergence či divergence odtoku (Barták, 2008). Princip metody spočívá klasifikaci buněk do tří kategorií podle tvaru, který buňky v terénu (pravděpodobně) reprezentují. Buňky se tak dělí na **jednoduché** (*undisturbed*), **složitě** (*complicated*) a **ploché** (*flat*). Po klasifikace buněk (vycházející z polohy řešené buňky vůči sousedům) je na každém typu buněk aplikován jiný odtokový algoritmus.

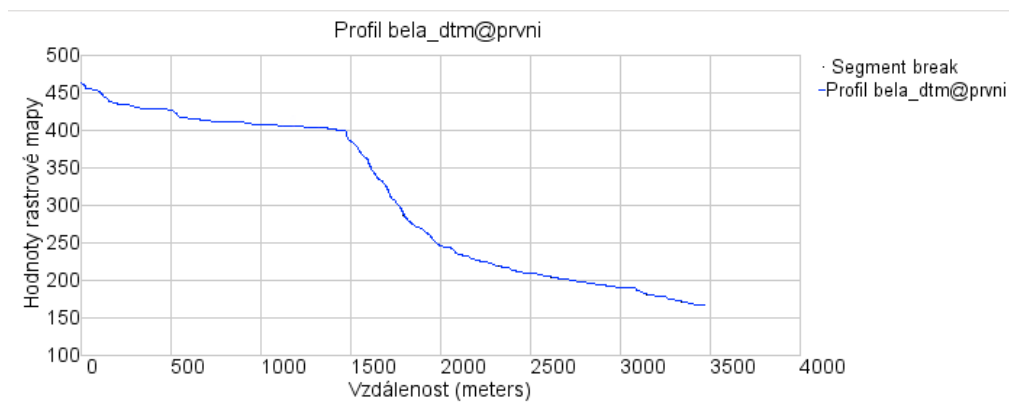
Výše uvedené algoritmy, jejich kombinace a deriváty se objevují ve všech hydrologických modelech, kalkulujících s povrchovým odtokem. Je třeba podotknout, že pro řešení odtoku vody přes kritické pasáže, jako jsou zejm. deprese a plošiny bez spádu je vyvinuta řada metod (některé budou zmíněny dále), které bývají součástí SW nástrojů pro modelování povrchového odtoku.

Tabulka 14 Přehled vývoje nejrozšířenějších algoritmů určování směru povrchového odtoku (FD)

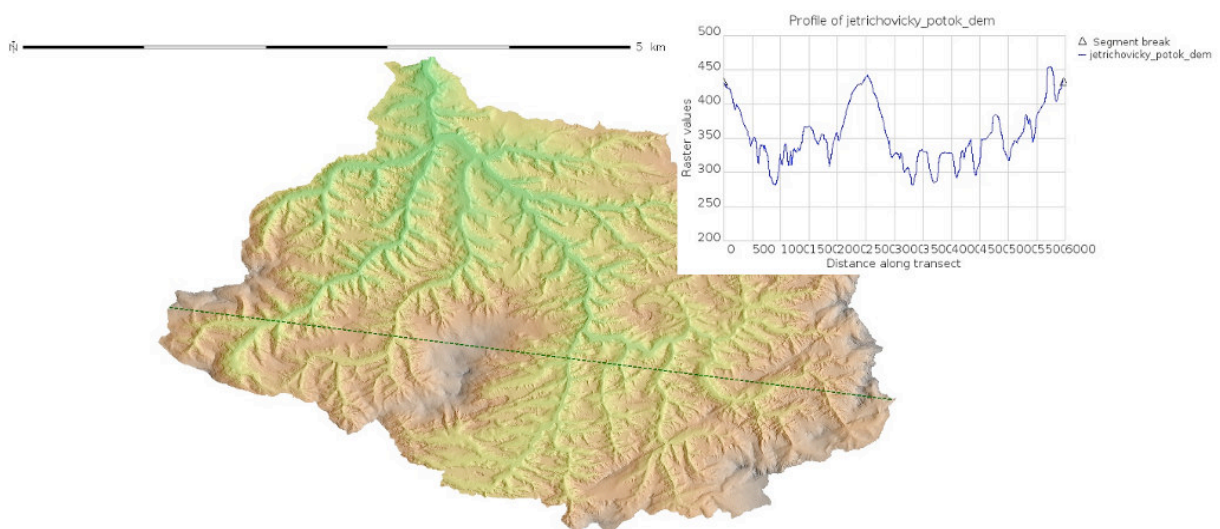
Rok publikování	Označení algoritmu, jeho varianty	Autoři
1984	SFD8	Mark et O'Callaghann
1991	RhoD8 (Random D8)	Fairfield et Laymarie
1991	Aspect Driven Kinematic Routing Algorithm (KRA)	Lea
1991	MFD8 s exponentem p	Freeman
1991	MFD8 s <i>Contour Length</i> (CL) koncepcí	Quinn
1994	Empirická funkce	Holmgren
1995	MFD8 exponent p + Contour Lenth CL	Quinn
1997	SFD ∞ (SFD8Inf)	Tarboton
1998	Form-diven Algorithm (Tvarově řízený)	Pilesjö et al.
2005	Prostorová distribuce p	Kim et lea
2007	MFD ∞ (MFDInf)	Seibert et McGlynn

2.5. Problematika modelování povrchového odtoku v extrémním reliéfu

V kontextu této práce je za extrémní reliéf považován povrch s výraznou relativní vertikální členitostí, častými změnami profilových i horizontálních křivostí, vertikálními skalními strukturami, roklemi jejichž hloubka je často (i násobně) větší, než jejich šířka, zlomy a častým výskytem depresí a plošin. Na podélném výškovém profilu toku Suché Bělé je, kromě značného spádu, zajímavý i tvar spádu, který není typický pro běžné vodní toky (viz Obr. č. 41). Na Obrázku č. 42 je dokumentována členitost území na příčném profilu nadmořských výšek v povodí Jetřichovického potoka.



Obrázek 41 Podélný výškový profil toku Suché Bělé odvozený v systému GRASS GIS



Obrázek 42 Ve vloženém obrázku výškový profil napříč osou povodí Jetřichovického potoka vedený dle zelené přerušované čáry. GRASS GIS

Modelování povrchového odtoku v podobném typu reliéfu přináší některé specifické problémy, které je třeba zohlednit při volbě algoritmu, jímž bude odtok modelován. Hlavní okruhy problémů dle autora jsou:

1. Problematika prostorového rozlišení geodat
2. Velké lokální změny horizontálních a profilových křivostí
3. Větší náchylnost k tvorbě umělých artefaktů při interpolaci DEM (umělé deprese a liniové bariéry a koryta)
4. Výskyt přirozených depresí
5. Výskyt plošin

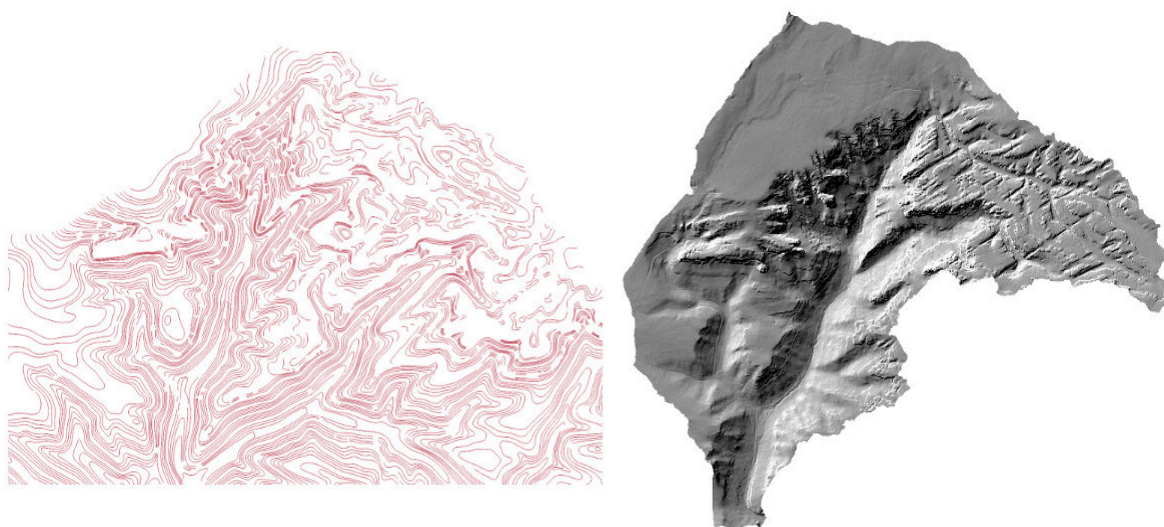
Problematika prostorového rozlišení geodat

K otázce rozlišení dat, přesnosti DEM, délce strany buňky gridu, lze přistupovat ze dvou pohledů. Tím prvním je vztah mezi velikostí krajinných struktur (ovlivňujících významně povrchový odtok a jeho koncentraci) a rozlišením DEM, druhým problémem je potom do jakých detailů je potřeba modelovat povrchový odtok.

Pro extrémní reliéf je typický jev, kdy krajinné prvky zásadně ovlivňující povrchový odtok i z relativně velkých povodí mohou mít velikost hluboko pod rozlišením DEM. Zásadním požadavkem je, aby **rozlišení rastru** nebylo nižší, než je **šířka spodních partií údolí**. V terénu s roklemi o šířce řádově metry nelze pracovat s mapovými podklady typu DMÚ25 či DEM interpolovaným z vrstevnicové mapy 1:10 000. Je-li šířka údolnice menší, než je rozlišení DEM, může v místě, kde reálně existuje rokle a je umožněn odtok vzniknout umělá bariéra odtoku.



Obrázek 43 Údolí středního toku Suché Bělé



Obrázek 44 Povodí Suché Bělé prezentované vrstevnicovým modelem (ZABAGED) a mapou stínovaného reliéfu odvozeného v systému GRASS GIS modulem r.shaded.relief s DEM GeNeSiS

Druhý úhel pohledu souvisí s měřítkem zobrazovaných jevů. Pro účely hledání míst ohrožených vyššími hodnotami koncentrovaného odtoku je vhodné zvolit měřítko, které reflektuje velikost plochy, na niž dochází k přechodu od plošného odtoku k soustředěnému. Jinými slovy, měřítko DEM by mělo umožnit modelům identifikovat

místa, kde dochází ke vzniku (byť efemerních) toků a umožnit modelům identifikovat plochy potřebné ke vzniku jejich projevů v reliéfu. Zásadní souvislostí mezi velikostí přispívající plochy a vzniku soustředěného odtoku (a následně jeho působení na reliéf formou tvorby koryt, kanálů) se zabývá celá řada prací. Podle jednoho přístupu existuje vnitřní struktura krajiny definovaná strukturami jako jsou hřbety a údolí, které mají konečnou velikost (Montgomery, Dietrich, 1992). Horton (Horton cit. in Montgomery, Dietrich, 1992) poznamenává, že jde o prvky s délkami svahů kratšími, než by umožnilo povrchovému odtoku zahájit erozní činnost. Bod, ve kterém lze nalézt počátek působení eroze a tvorbu kanálových struktur je nazýván *channel head* (ibidem). Nabízí se český ekvivalent „teoretický pramen“, jako místo, kam nejvýše lze dohledat působení vodního toku na reliéf. Zóna, kde v krajině vznikají channel heads je zároveň hranicí, mezi hladkými, nerozdělenými svahy a strukturou roklí a údolí. A právě tato hranice musí být z rozlišení DEM, použitého pro analýzu patrná. V současné době je většinově akceptován názor, že minimální velikost plochy svahu je v řádech tisíců a desítek tisíců metrů (podrobněji v kapitole č. 3.4) (Montgomery, Dietrich, 1988). To vede k potřebě rozlišení DEM v řádu desítek metrů. Toto rozlišení ovšem neplatí pro krajinu typu Českého Švýcarska, kde jsou rokly (často drénující plochy v řádech km²) nezřídka široké pouze několik málo metrů. Je tedy zjevné, že minimální rozlišení DEM pro typ krajiny, jakou jsou pískovcové skalní oblasti, některé *badlands* apod. musí být v řádu max. jednotek metrů. Na Obrázku č. 44 je patrné srovnání vrstevnicové mapy ze ZABAGED (1:10 000) a stínovaného reliéfu odvozeného z DEM s rozlišením 1 m. Jedná se o shodné území povodí Suché Bělé. Je zjevné, že mapa v měřítku 1:10 000 (event. z ní interpolovaný DEM) vůbec nezachycuje strukturu JZ-SV orientovaných roklí v pravé části snímku. Příklad takovéto nezastižené rokly je na levém snímku Obr. č. 43.

Velké lokální změny horizontálních a profilových křivostí

Křivost lze chápat jako rychlost změny gradientu podle dané křivky, proložené hodnoceným povrchem. Podle polohy křivky lze určovat různé druhy křivostí. Z hlediska modelování povrchového odtoku mají zásadní význam tři níže uvedené křivosti. **Horizontální křivost** (*plain curvature*) K_h , kterou lze zjednodušeně chápat i jako křivost vrstevnic, udává míru konkávnosti či konvexnosti reliéfu a tedy míru koncentrace či naopak disperze povrchového odtoku. Matematicky je definována vztahem (Gallant, 1996):

Rovnice 6 Výpočet horizontální křivosti dle Gallanta

$$K_h = \frac{z_{xx}z_y^2 + 2z_{xy}z_xz_y + z_{yy}z_x^2}{p^{2/3}}$$

Kde z_{xx} je druhou derivací plochy v ose x , z_y je první derivací v ose y a analogicky ostatní z hodnoty. P je dáno vztahem $p=z_x^2+z_y^2$. Derivace plochy v rovině x jsou dány vztahy (ibidem):

$$z_x = \frac{\partial z}{\partial x}, \quad z_{xx} = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, \quad z_{xy} = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}$$

Podle hodnot K_h lze určit tvar terénu jako konkávní ($K_h > 0$), nebo jako konvexní ($K_h < 0$) (Barták, 2008). Mitášová et Hofierka uvádějí, že **tangenciální křivost** K_t (*tangential curvature*) je pro určování míry konvergence či divergence odtoku vhodnější hodnotou, než horizontální křivost (Mitasova, Hoferka, 1993):

Rovnice 7 Výpočet tangenciální křivosti

$$K_t = K_h \sin \beta$$

Kde β je úhel sklonu svahu.

Vertikální, profilová křivost (*profile curvature*) je zakřivením reliéfu ve směru spádové křivky. Popisuje tedy změnu sklonu a tím má zásadní vliv na změny kinetické energie vody pohybující se po svahu (a návazně na erozní a další fluvialní procesy) (Gallant, 1996).

Rovnice 8 Výpočet profilové křivosti

$$K_h = \frac{z_{xx}z_x^2 + 2z_{xy}z_xz_y + z_{yy}z_y^2}{p^{1/2}q^{3/2}}$$

Kde q je dáno vztahem $q=p+1$ /ibidem/.

Horizontální a tangenciální křivost zásadně ovlivňují charakter odtoku (disperze či koncentrace odtoku), profilová křivost potom změny rychlosti proudění vody na daném svahu. Terén s velkými změnami horizontální a tangenciální křivosti klade velké nároky na modely počítající povrchový odtok (jak ve smyslu robustnosti, tak výchozího algoritmu) i na kvalitu DEM. Při velkých změnách profilových křivostí, tedy přechodů strmý spád - mírný spád - plošina některé modely mají problém udržet nepřerušené dráhy odtoku a předčasně je ukončují. Viz kapitola č 3.5.

Větší náchylnost k tvorbě umělých artefaktů při interpolaci DEM

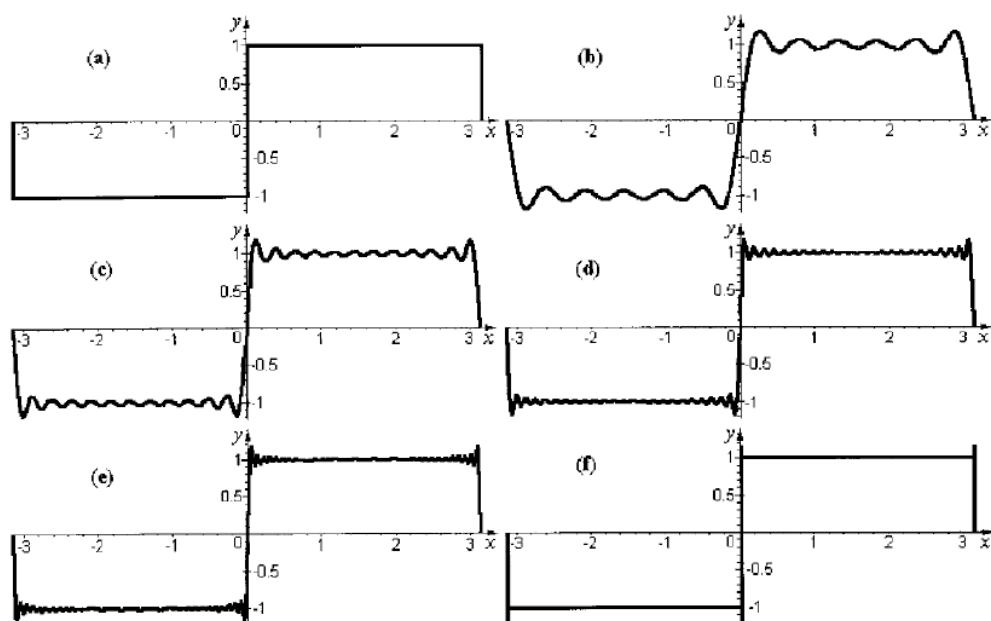
Frekvence a charakter chyb - umělých struktur, „*spurious topographic features*“ (Quinn, 1991) v DEM mimo jiné závisí i na charakteru zobrazovaného reliéfu. Reliéf se značnou relativní výškovou členitostí, změnami křivostí, skalními útvary apod. při interpolaci z bodových naměřených dat, či z vrstevnic přináší řadu problematických aspektů.

Quinn zmiňuje zejm. tvorbu umělých depresí (*sink features*) a liniových bariér – hrází (*dams*). Původ prvního jevu vidí v algoritmu tvorby spojitého povrchu s bodových dat (*filling*). Vznik liniových bariér rozděluje do dvou oblastí, kdy „hráze“ vznikají buď při umělém zvýšení nad reálný terén (pravděpodobně souvisí s dále popsaným Gibbsovým jevem, ačkoliv to Quinn výslovně neuvádí), nebo je-li rozlišení DEM příliš hrubé, aby odhalilo místní zářezovité a kanálovité struktury a místo zahloubených útvarů jsou generovány vyvýšené. Lindsay et Creed na základě statistického zkoumání DEM pořizovaných prostředky DPZ docházejí k názoru, že výskyt umělých, uzavřených depresí je statisticky vyšší v plochých partiích terénu, zejm. tedy v nížinách (Lindsay, Creed, 2006).

Barták uvádí tři základní příčiny vzniku interpolačních chyb a následných umělých struktur (Barták, 2008):

1. - Gibbsův jev
2. - příliš podrobná interpolace
3. - osun či otočení mřížky

Gibbsův jev vzniká při zpracování signálu při aproximaci periodických skokových funkcí polynomem, nebo při aproximaci nespojitých funkcí hladkými funkcemi /ibidem/. V kontextu chyb v DEM, lze tedy za problematické považovat partie s velkými, skokovými změnami nadmořské výšky – tedy zejm. v blízkosti svislých, či téměř svislých skalní a svahových partií. Zkoumané území Národního parku České Švýcarsko je na tyto struktury mimořádně bohaté a lze konstatovat že jsou jednou ze signifikantních morfologických vlastností tohoto typu pískovcové krajiny. Jak vyplývá z obrázku č. 45 vznik umělých liniových elevací, či naopak depresí (hrází a kanálů) lze očekávat právě v místech velkých, skokových změn nadmořské výšky terénu. Vznikají tak umělé kanály u paty skal a umělé hráze na okrajích náhorních plošin (viz Obr. č. 45, část f a Obr. č. 60) (Barták, 2008):



Obrázek 45 Grafické znázornění Gibbsova jevu. Postup od surových, dat se skokovou změnou hodnot (a) po finální tvar (f) s umělými minimy a maximy.

Chyby z příliš podrobné interpolace nastávají v situaci, kdy je požadované rozlišení DEM příliš vysoké, vzhledem k hustotě původních, naměřených dat. Interpolace nového povrchu z diskrétních výškových dat může při velké rozdílnosti původních dat (velké výškové členitosti) vést k zásadnímu nárůstu šumu a vzniku umělých artefaktů. Je tedy zřejmé, že extrémně členitý reliéf vyžaduje vysoké rozlišení DEM nejen z důvodu zachycení drobných struktur, ale i jako prevenci proti nárůstům chyb z interpolace.

Vzhledem k tomu, že vstupní (bodová) data pro DEM jsou uspořádána v pravidelné mřížce, v různých fázích interpolace může dojít k posunu či pootočení (*grid shift*) takto interpolovaných dat a vzniku dalších chyb v DEM. Tento posun nemá vliv na frekvenci umělých depresí, ale pouze na jejich posun, změny polohy (Lindsay et Creed, 2006).

Z hlediska interpolačních chyb při tvorbě DEM v extrémním reliéfu lze tedy konstatovat, že nejvýznamněji se na vzniku chyb právě v tomto typu reliéfu projevuje příliš nízká hustota vstupních bodových dat (nízké rozlišení) a vyšší tendence ke vzniku umělých struktur na bázi Gibbsova jevu.

Deprese

V komplikovaném, skalním reliéfu lze očekávat zvýšený výskyt reálně existujících **depresí**. Příčinou jejich vzniku mohou být svahové pohyby skalních bloků, či vyšší

incidence vývrátů vzhledem k často velmi svažitému reliéfu. Specifickým případem může být stav, kdy při kolmém zobrazení mohou být některé struktury reliéfu prezentovány jako bariéry odtoku, ačkoliv je v nich odtok umožněn. Jde zejména o situaci, kdy je část toku pod převisem (na jehož vzniku se na výsepovém břehu často tok podílí) a nebo o situaci, kdy je údolnice v úzké pasáži překryta tělesem, pod nímž je umožněn odtok. Může se jednat o zřícený skalní blok (skalní brána), ale i kmeny stromů, napadané přes úzkou rokli a které se na LIDARu mohou jevit jako bariéra.



Obrázek 46 Vlevo převis nad korytem Suché Bělé, vpravo Černá Brána nad korytem Červeného potoka

Specifickým případem je skalní blok Černé brány těsně před soutokem Červeného potoka s Křinicí. Celý útvar má výšku cca 6 m a při modelování by způsobil vznik rozsáhlého umělého jezera. Jakkoliv většina GIS nástrojů má nástroje na odstraňování depresí, podobně rozsáhlý útvar již nelze odstranit v rámci automatických GIS nástrojů, ale ručně (viz. Kapitola č. 2.9). Pro účely modelování hydrologického povrchu je potřeba rutinně pracovat s reliéfem bez depresí, protože v depresích nelze určit směr odtoku a jsou tedy ukončeny odtokové dráhy – tj. je potřeba pracovat s hydrologicky korektní reliéfem (Maidment, 2013). Automatizované metody na odstraňování „běžných“ depresí v GIS vycházejí z několika základních mechanismů.

Nejstarším z nich je dvojice metod navržená O'Callaghanem a Markem v roce 1984 v rámci jejich návrhu algoritmu SFD8 (O'Callaghan, Mark, 1984). Ve své práci navrhují dvě možnosti odstranění depresí. První z nich je **shlazení** terénu pomocí váženého průměru elevací posuvného okna 3x3 buňky, s možností iterativního opakování této procedury. Nevýhody jsou však zřejmé. Jednak dochází ke změně elevací i jiných buněk, ležících mimo depresi, za druhé ani opakování shlazování

nemusí vždy odstranit deprese (O'Callaghan, Mark, 1984). Titíž autoři nabízejí i druhý princip řešení a tím je hledání **bodu přetečení** , tedy okrajové buňky s nejnižší elevací. Od ní je algoritmem D8 nalezena cesta na dno deprese a následně upraven směr odtoku přes oblast deprese. V případě složitějších depresí však dochází k nereálnému zkroucení směrů odtoku. Vzhledem k tomu, že se upravují pouze směry odtoku, nikoliv elevace buněk, je voda de facto nucená téct do kopce (ibidem).

V roce 1988 Jenson et Dominique přicházejí s konceptem **vyplňování** (*filling*). Jako v předchozím případě je pro každou depresi nalezen příslušný bod přetečení a následně je výška buněk v depresi nahrazena výškou bodu přetečení. Vyplňování má řadu implementací a variant, které se liší zejména v metodě hledání bodu přetečení a v řešení složitých depresí (Barták, 2008). Nevýhodou vyplňování je nutnost změny elevace velkého množství buněk rastru v případě rozsáhlých depresí (i pokud by vznikly uměle vyzdviženou bariérou).

Ve snaze zmenšit množství buněk gridu, u kterých se při vyplňování mění elevace, navrhují v roce 1999 Martz a Gartbrecht metodu *outlet breaching* – **proražení hráze** . Při této metodě je zjišťováno, zda by snížením elevace buňky bodu přetečení (popř. několika dalších) nedošlo ke zmenšení či odstranění deprese a jejímu „vytečení“. Počet buněk, které je nutné odstranit, aby vznikl „kanál“, jímž je deprese vypuštěna“ nazývají autoři *breaching length* (ibidem). Sami autoři doporučují, aby byl počet buněk s takto sníženou elevací co nejnižší (1 – 2), aby nevznikali umělé, hluboce zaříznuté kanály. Zároveň by tento počet měl být dostatečný k umožnění odtoku přes bariéry, hráze, vzniklé nadhodnocenou elevací při interpolaci. Zásah do hodnot výšek buněk reliéfu je tak minimální a odtok je umožněn.

Do důsledku dovedená metoda *outlet breaching* , u níž se z bodu přetečení vytváří kanál pro odtok bez ohledu na jeho délku se nazývá **vyrývání** *carving* . Tuto metodu poprvé prezentoval P. Soille v článku „ *Morphological Image Analysis: principles and Applications* “ v roce 2003 (Barták, 2008). Přestože tato metoda může vést k tvorbě hluboce zaříznutých, zcela nepřirozených kanálů, je ve skutečnosti k původním DEM relativně citlivá, protože mění elevace u podstatně menšího množství buněk, než je tomu u rozsáhlých depresí řešených vyplňováním.

Umožnit odtok vody ze všech buněk gridu za cenu co nejnižších změn gridu se pokouší metoda **nejnižších nákladů** (*least cost*), kdy se posuzuje buď počet změněných buněk

gridu, nebo součet absolutních rozdílů elevací buněk původního a upraveného gridu. Tedy v jednom případě se hodnotí plocha, na které jsou změny realizovány, v druhém případě se hodnotí objem materiálu, který je nutno změnit (Jackson, 2013). Lindsay a Creed (2006), kteří se zabývali „cenovým“ srovnáním různých metod odstraňování depresí navrhují před samotným hodnocením provést odstranění jednobuňkových depresí: *de-pitting*. Lindsay a Creed přicházejí s vlastní metodou, nazývanou **IRA** (*Impact Reduction Approach*). Jde o kombinaci metod vyplňování a vyrývání, kdy pro každou složitou depresi je nejprve spočítána cena a podle ní zvolena metoda odstranění deprese. Cena je založena na počtu ovlivněných buněk a střední absolutní odchylky nových a původních elevací buněk.

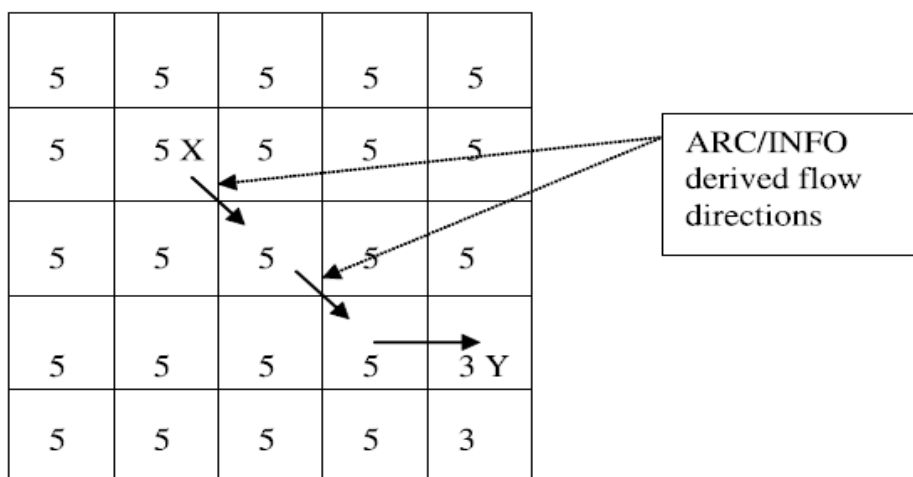
Všechny výše uvedené metody, jakož i jejich varianty vedou (v případě terénu s výskytem většího množství depresí) ke tvorbě značného množství plošin či kanálů, tedy prvků neodpovídajících okolnímu reliéfu. V extrémním případě lze dojít až k jakémusi kaskádovitému uspořádání krajiny. Tato se snaží napravit **fyzikálně založené metody**. Ty se nezabývají řešením pouze depresí, ale i následně vzniklých plošin, a to v rámci jednoho výpočetního kroku s řešením depresích. Nejjednodušší metoda (Tianqi, 2003) spočívá ve zvyšování buněk v prostoru depresí nikoliv na úroveň bodu přetečení, ale na vyšší hodnoty elevací, tak aby vnikl přes plošinu spád. Děje se tak pomocí prostorově distribuovaného přírůstku elevací, který je počítán pro každou buňku řešené deprese. Tato metoda byla testována na 10ti rozsáhlých subpovodích Východní Asie. Problémem metody je fakt, že ne vždy je možné (v komplikované topografii a rozsáhlých depresích) spolehlivě určit korektní tvar sklonu nově generovaného svahu.

Druhou metodou postulovanou v roce 2007 Grimmaldim je metoda PEM4PIT (*Physical Erosion Model for PIT filling*) (Barták, 2008), tedy metoda zaplňování depresí erozí. Velmi zjednodušeně řečeno se jedná o interpolaci terénu nejen nad samotnou depresi, ale i v jejím okolí, kdy materiál potřebný k zaplnění deprese pochází z okolních, výše položených ploch. Přestože nedochází ke změně materiálu gridu, je plošné ovlivnění gridu největší, protože jsou měněny nejen buňky v depresi, ale i okolní buňky ve svahu nad depresi.

Plošiny

Pískovcová krajina Českého Švýcarska je bohatá na „pravoúhlé“ struktury vzniklé kombinací (takřka) kolmých skalních stěn a vodorovných plošin říms. Plošiny jsou

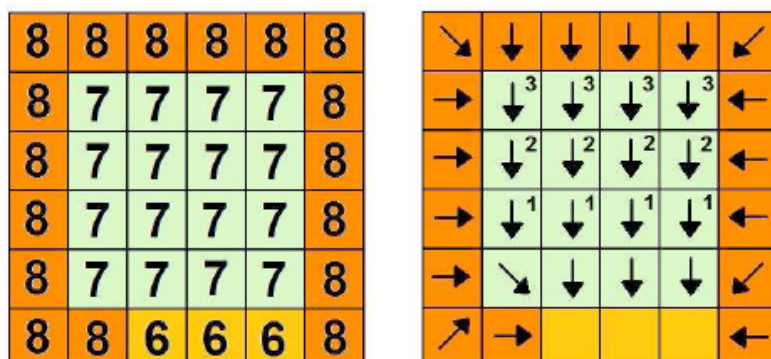
z pohledu modelování povrchového odtoku obtížným místem. Jsou definovány jako spojitě oblasti buněk se stejnou elevací, kdy alespoň jedna buňka oblasti má odtok a minimálně jedna buňka odtok nemá. Zjednodušeně řečeno jde o útvar o stejné elevaci ve kterém jsou bezodtoké partie, ale nejde o depresi. Z hlediska modelování povrchového odtoku je jedno, zda jde o plošinu reálnou, či umělou (existující pouze na DEM). Problémem plošin je fakt, že se zde nacházejí buňky, které nemají v žádném směru kladný sklon a není možné zde určit směr odtoku standardními algoritmy. V reálném světě na plošinách problém s odtokem nenastává, protože dokonalé plošiny jsou extrémně vzácné a případný tok vody je překonává svojí hybností. Hovoříme-li tedy o případné vyšší frekvenci plošin v rámci reliéfu typu Českého Švýcarska, jde převážně o plošiny vzniklé tím, že výškové rozlišení DEM je nižší, než je změna výšky plošiny. Simulace odtoku na plošinách je v principu možná dvěma způsoby. V jednom případě se mění elevace buněk plošiny - tj. plošina je odstraněna (mj. analogickými metodami, jako se odstraňují plošiny vzniklé zaplněním depresí), lze změnit i elevaci buněk pouze nepatrně, méně než je rozlišení DEM, takže se nemění data DEM, ale pro účely výpočtu je dosaženo sklonu a nebo se na buňkách plošiny předpokládá jistý, zcela minimální sklon. Sklon je řešen různými metodami, např. metodou sledování směru toku – TFD (*Tracking Flow Direction*) (Pan, Peters-Lidard, 2004):



Obrázek 47 Dráha odtoku přes plošinu řešená SFD algoritmem gradientu ke spodnímu okraji (Pan, Peters-Lidard, 2004)

Sklon je počítán podél předem určených drah odtoku přes plošinu (pomocí SFD algoritmu gradientu ke spodnímu okraji, implementovaném v ArcInfo). Z dané buňky se sleduje dráha odtoku až k první buňce s nižší výškou a následně se spočítá gradient

jako rozdíl výšek obou buněk, dělený jejich vzdáleností podél dráhy odtoku. Metoda gradientu ke spodnímu okraji vychází z postupně určovaného spádu z nižších poloh do vyšších (Barták, 2008):



Obrázek 48 Metoda gradientu ke spodnímu okraji. V levém rastru jsou výšky. V pravém rastru jsou směry odtoku; malá čísla v pravém rohu buněk plošiny značí v kolikáté iteraci byl buňce přiřazen směr odtoku.

Existují další metody určování odtoku přes plošiny (Metoda geodetické vzdálenosti, Metoda nejkratší cesty, Gradient od horního okraje), principiálně obdobně řešící problém toku přes plošiny.

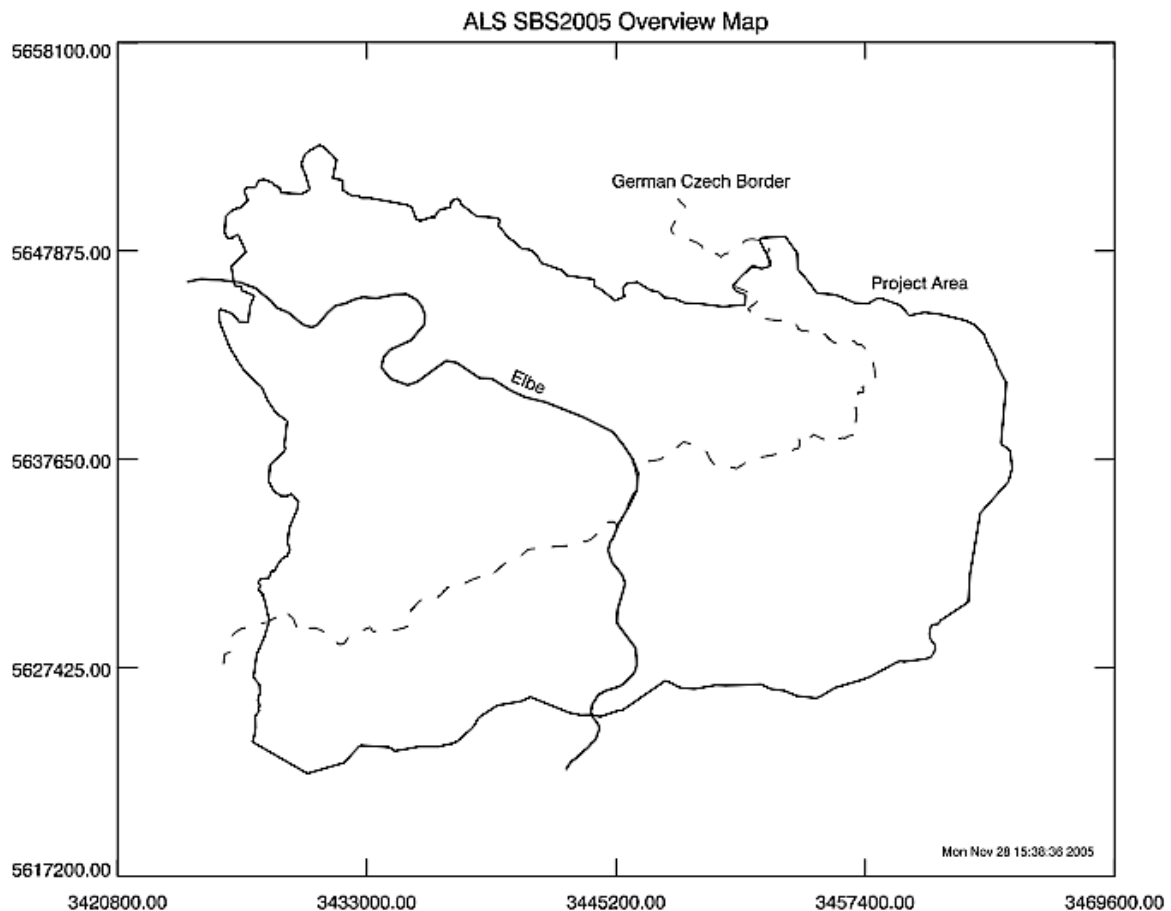
Z výše uvedeného je zřejmé, že v extrémním reliéfu je nutný DEM s extrémně vysokým rozlišením z těchto hlavních důvodů:

1. DEM musí zachycovat i drobné krajinné prvky a struktury, ovlivňující povrchový odtok
2. Interpolace v příliš řídké síti bodů s relativně vysokými změnami hodnot vede ke vzniku umělých kanálů a hrází (Gibbsův jev)
3. Příliš nízké rozlišení generuje bariéry odtoku přerušením údolnic, jsou-li tyto užší, než rozlišení DEM
4. U DEM s malým rozlišením dochází u ploch, u nichž je sklon (rozdíl elevací buněk) nižší, než výškové rozlišení DEM k tvorbě umělých plošin
5. Některé metody interpolace povrchu z bodových dat nemusí odpovídat charakteru reliéfu skalních oblastí (Spline with tension, kriegování), protože mají tendenci vytvářet příliš oblé, hladké tvary reliéfu, které odpovídají spíše starším (ve smyslu morfogeneze) krajinám, než skalnímu reliéfu s četnými hranami a zlomy.

2.6. Vstupní data

Velká většina výpočtů ve zkoumané oblasti byla učiněna na DEM generovaném z dat projektu **GeNeSiS** – „Geoinformationsnetzwerke für die grenzüberschreitende Nationalparkregion Sächsisch- Böhmisches Schweiz“. Jednalo se o projekt realizovaný v letech 2004 – 2006 a financovaný z operačního programu EU Interreg IIIA Cross-Border Cooperation. Tedy program kompenzující okrajové postavení příhraničních regionů v rámci svých zemí zvýšeným důrazem na přeshraniční spolupráci (Karrasch, 2007).

Cílem projektu GeNeSiS bylo získání geodat z oblasti Národního parku České Švýcarsko a národního parku Sächsische Schweiz. V době návrhu projektu byly stanoveny požadavky na simultánní LIDARové měření s jedním měřeným bodem na 1m^2 při 50% překrytí při náletech v jednom směru a infračervené snímkování v pásmu CIR (*Close InfraRed*). Podle potřeby mělo být provedeno i snímkování v RGB oblasti (nakonec bylo provedeno i RGB snímání simultánně).



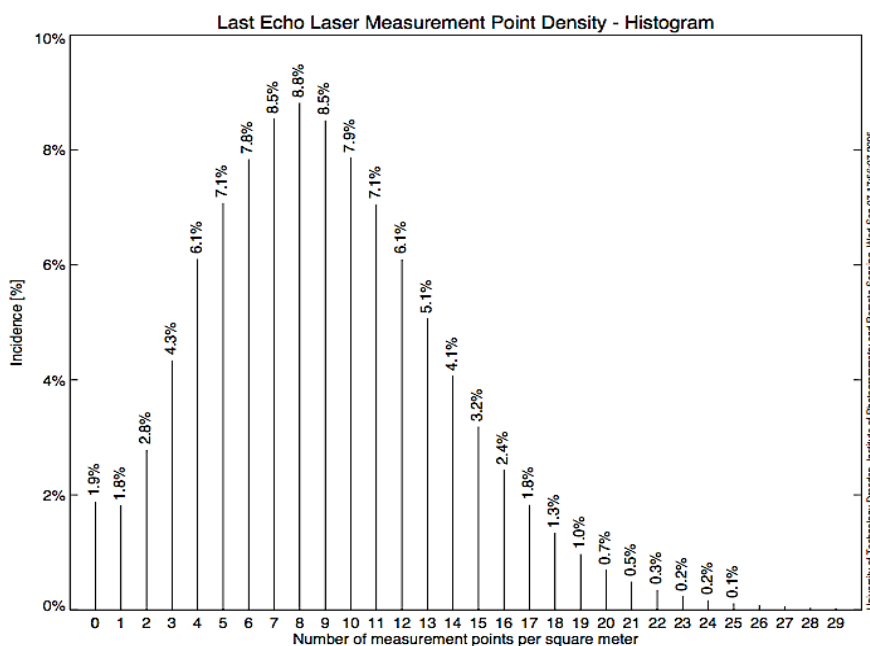
Obrázek 49 Snímaná oblast obou národních parků (Trommler, 2006)

Projekt probíhal v gesci Technische Universität Dresden pod vedením Dipl. Ing. M. Trommlera a ve spolupráci s ústavy pro fotogrammetrii a dálkový průzkum v Drážďanech a ve Vídni (IPF Germany a IPF Austria).

Snímkování mělo být zahájeno na podzim 2004, ale kvůli špatnému počasí a sněhové pokrývce bylo po několika odkladech zahájeno 14.4.2005 a ukončeno 26.4.2005. Celková snímaná plocha cca 800 km² byla nasnímana ve 284 pásech sensorovým systémem FALCON II. Předem bylo zaměřeno 214 kontrolních referenčních bodů v různých typech terénu. Lety probíhaly v ZV a VZ směrech.

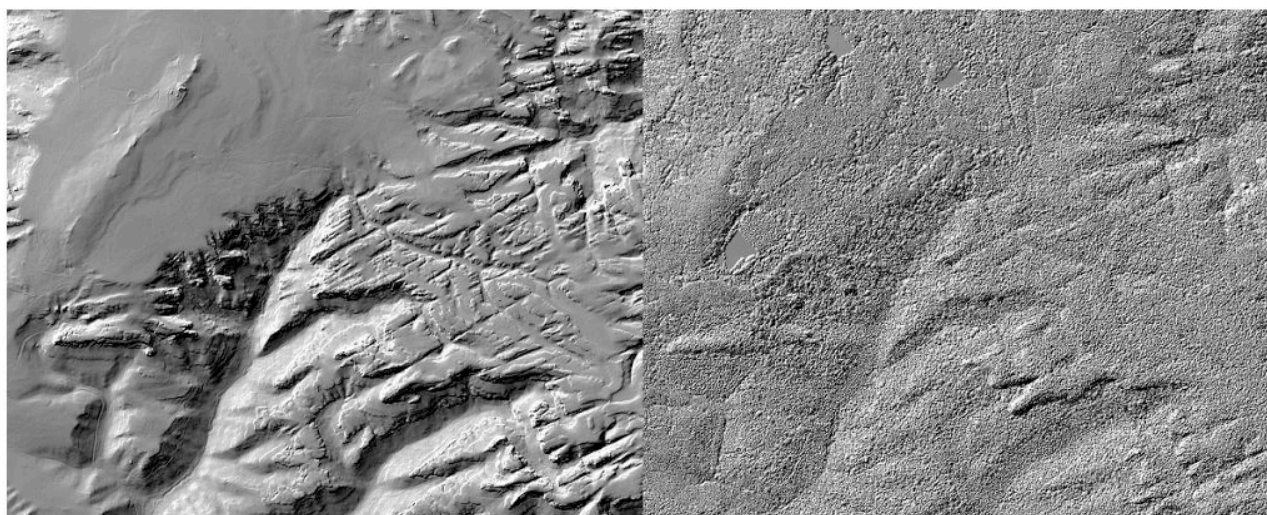
Surová data o velikosti 220 GB byla zpracovávána topografickým informačním systémem SCOP++ 5.3 a topografická databáze byla vybudována pomocí SW TopoID. Předtím do něj bylo nutno implementovat souřadnicový systém S-JTSK a Křovákovo zobrazení pro vzájemné transformace se souřadnicovým systémem ETRS, který byl výchozím souřadnicovým systémem. Pro procesy kontroly dat a jejich vizualizace byly napsány dedikované programové rutiny pomocí interaktivního datového jazyka (IDL) společnosti Research Systems Inc. Po úpravách, sloučení překryvů je celková velikost datasetu 170 GB.

Velikost pixelu RGB a CIR snímků je 0,5m, hustota bodů změřených LIDAREm je pozoruhodně proměnlivá v průměru činí 3.5 bodu na 1 m². Příčinou rozdílů hustoty bodů je kolísající rychlost letadla při snímkování a různá míra překryvu (Trommler, 2006).



Obrázek 50 Rozdělení relativních hustot počtu naskenovaných bodů (LIDAR) na m² (Trommler, 2006)

Výsledným produktem LIDARu jsou vrstvy DSM a DTM. DSM – *Digital Surface Model* je model terénu včetně vegetace a budov. V případě projektu GeNeSiS je jeho kvalita natolik vysoká, že jsou patrné detaily jako kupky sena, či směr sekání zemědělských ploch. DTM *Digital Terrain Model* je model povrchu Země, tedy podklad pro např. hydrologické analýzy.



Obrázek 51 Porovnání výstupů DTM (vlevo) a DSM (vpravo) totožné oblasti povodí Suché Běle a kóty Großer Winterberg. Stínovaný relief.

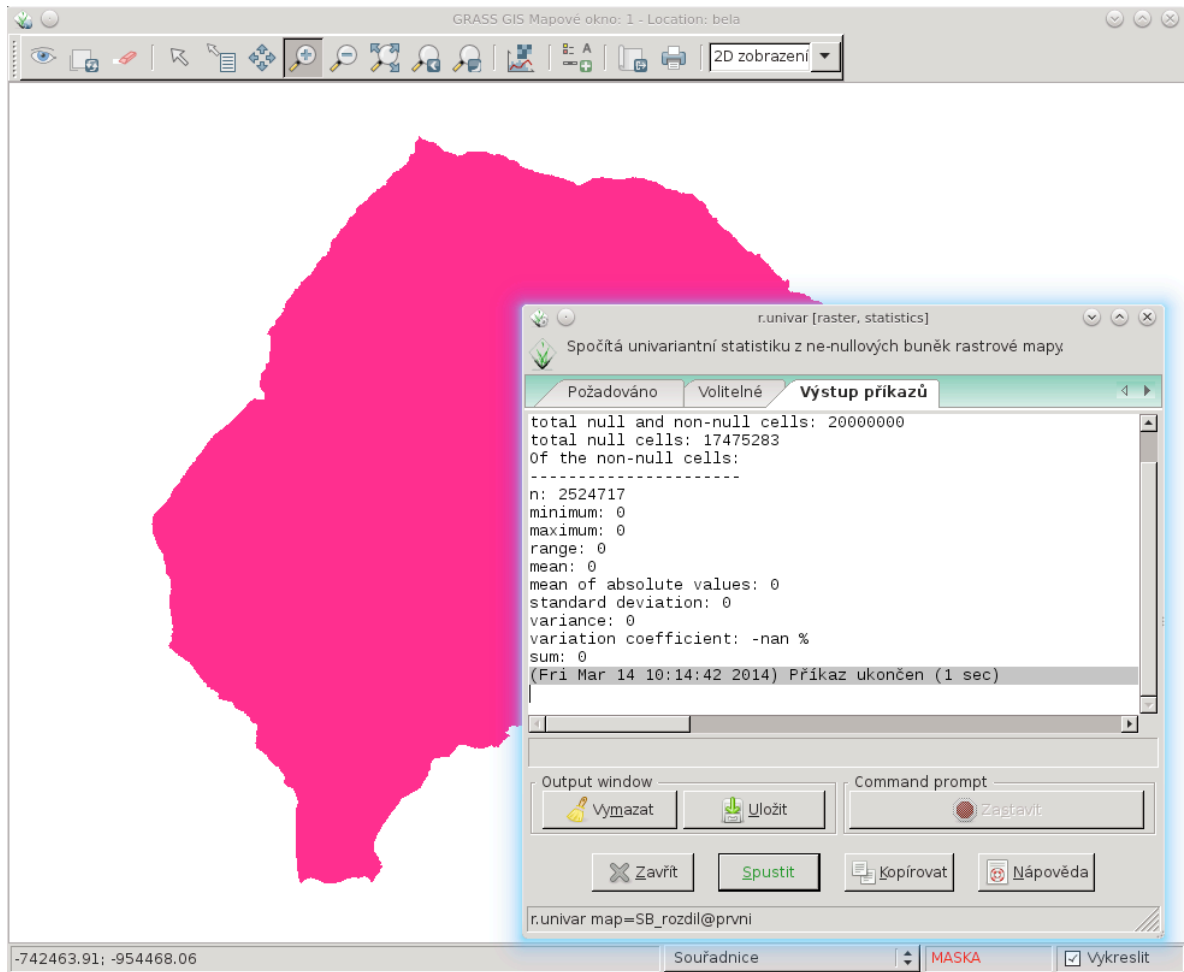
Data byla zpracována do výsledných 238 mapových listů zachycujících území 2000 m². Zajímavé jsou údaje o výškové přesnosti získané porovnáním s referenčními body a výslednými daty.

Tabulka 15 Porovnání výškové přesnosti DEM L6_4 (LIDAR) vůči zaměřeným referenčním bodům (Trommler, 2006)

ID	Popis plochy	Sklon (°)	Střední chyba (cm)
RFO	Plocha bez vegetace s pevným podkladem (chodník)	0	±10
RFL1	Ploché oblasti v obydlených zónách (trávníky)	0	±16
RFL2	Svahy v opadavých lesích (pokryté listím)	35	±15
RFL3	Ploché oblasti v jehličnatých lesích s keřovým patrem	0	±16
RFL4	Členité oblasti smíšeného lesa	0	±19
RFL5	Svahy v jehličnatých lesích	35	±28

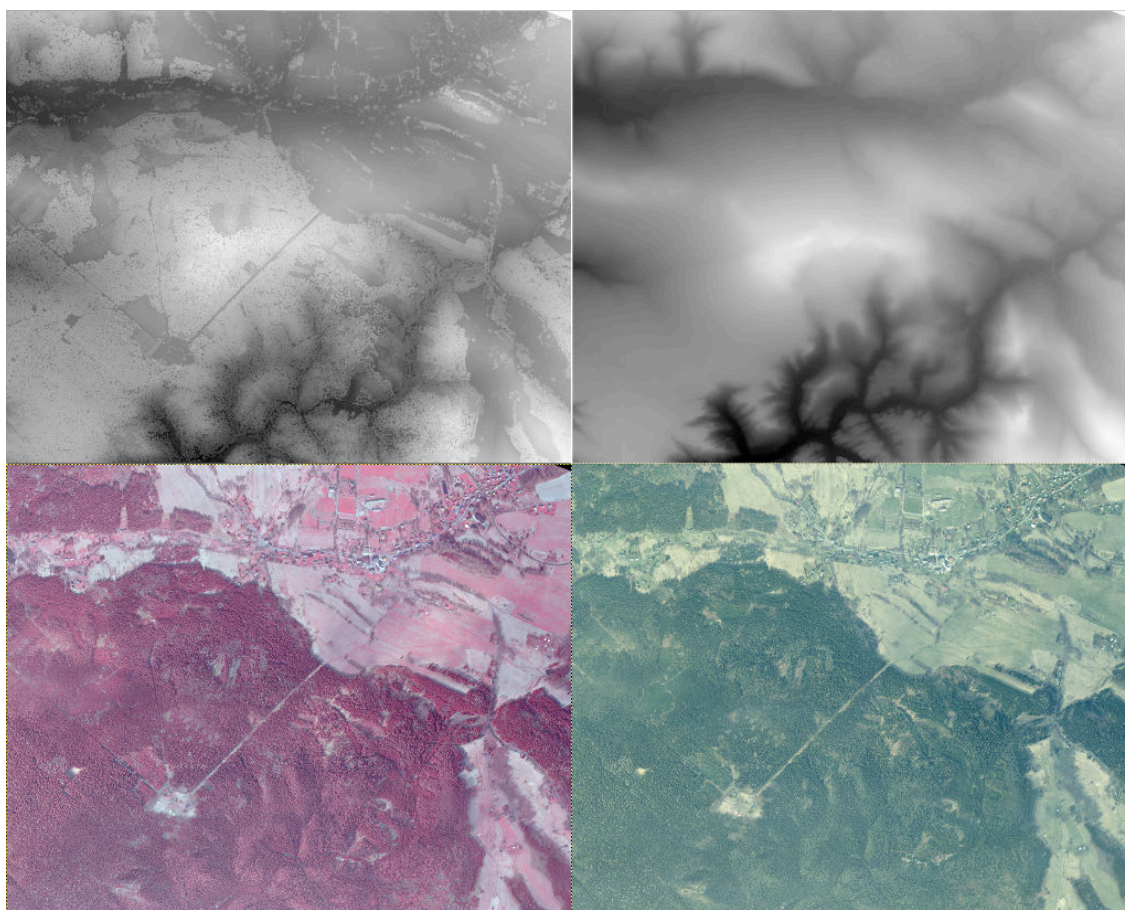
Z výše uvedené tabulky je zřejmé, že přesnost výsledných výškových dat je mimořádná. Rovněž postprocessing výškových dat je na vysoké úrovni. Navzdory terénu nebyly v datech zaznamenány chyby interpolace (viz Kapitola 2.9). Data byla testována na výskyt “one-cell pits” (jednabuňkové deprese, zpravidla pocházející z chybné interpolace) pomocí modulu r.fill.dir s parametrem pro hledání jednabuňkových depresí. Následně byl pomocí mapové algebry odečten od DEM s vyplněnými one-cell

depresemi původní DEM. Výsledné mapy měly však hodnotu 0, ve všech bodech. Tzn. obě mapy byly stejné - žádné jednobodové deprese nebyly nalezeny a zaplněny.



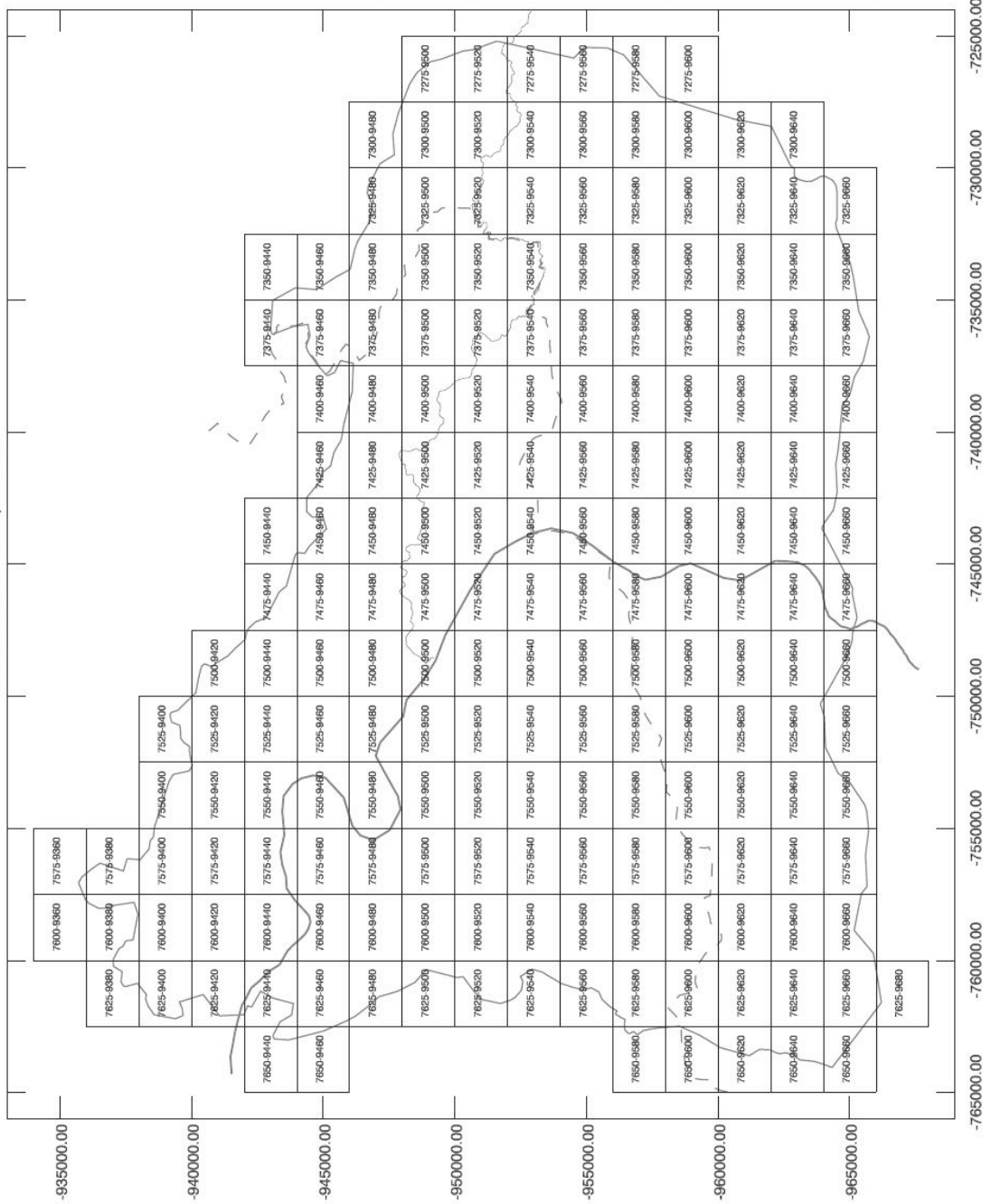
Obrázek 52 Mapa rozdílů DEM se zaplněnými “one-cell pits” a původního DEM a její univariální statistika. Povodí Suché Bělé /GRASS GIS/

Případné chyby vzniklé Gibbsovým jevem (viz Kap. 2.5) by byly odhaleny na mapách FA, kde bariéry odtoku či naopak umělé kanály výrazně ovlivňují výsledek. Nicméně všechny podobné struktury, které se na těchto mapách projeví byly dle terénních šetření či porovnáním s mapami reálně existující útvary (zpravidla lesní cesty).



Obrázek 53 Porovnání formátů datasetu GeNeSiS. Vlevo nahoře DSM, vpravo nahoře DTM, vlevo dole CIR, vpravo dole RGB. Všechny čtyři snímky zachycují totožnou oblast Šternberk – Brtníky v horní části povodí Brtnického potoka.

ALS SBS2005 L6 Map Sheets



University of Technology Dresden, Institute of Photogrammetry and Remote Sensing, Thu Sep 14 15:20:24 2006

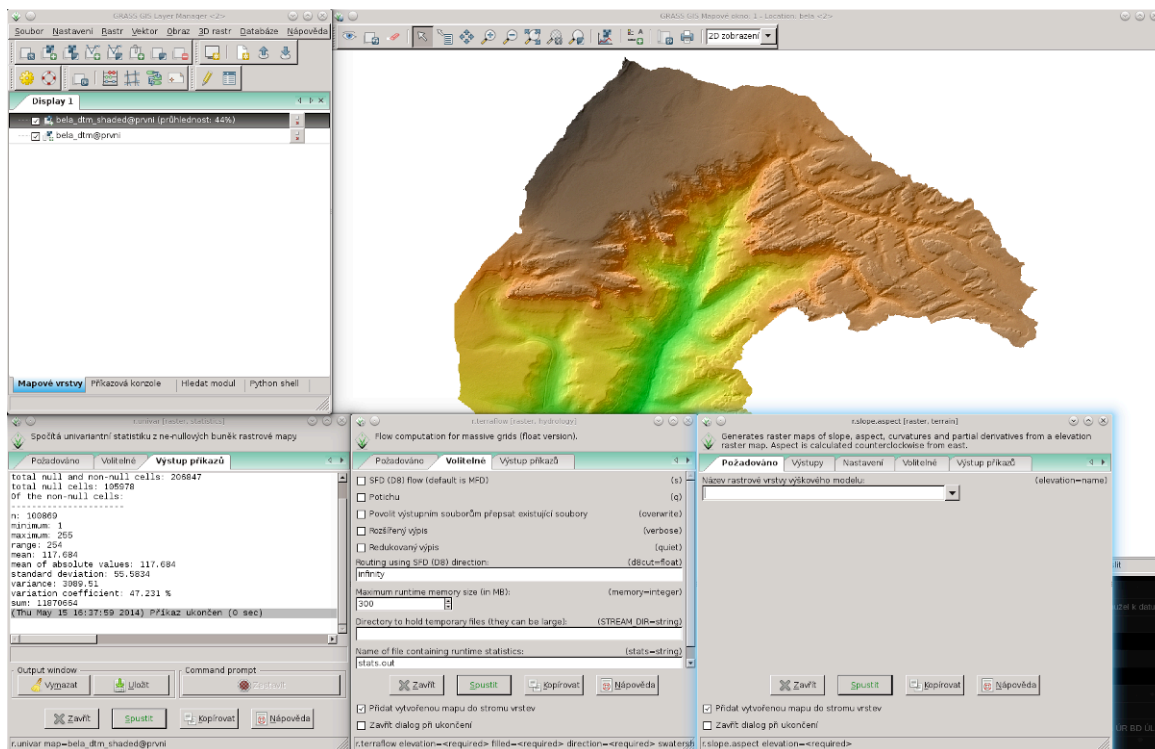
Spatial Reference: CZ_S_JTSK / KROVAK

Obrázek 54 Klad mapových listů projektu GeNeSiS (Trommler, 2006)

2.7. Použitý software

GRASS GIS

Dominantní část analýz byla provedena prostřednictvím geografické informačního systému GRASS GIS (Geographic Resources Analysis Support System) řady 6.4 v prostředí operačního systému OpenSUSE Linux 12.2. GRASS GIS je vyvíjen od roku 1982, původně v kompetenci různých federálních agentur USA, později v gesci U.S.Army – Construction Engineering Research Laboratory (USA-CERL) v Illinois. Od roku 1997 se je vyvíjen akademickou sférou v rámci celosvětové komunity (i s hojnou a významnou českou účastí) a spravován nadací Open Source Geospatial Foundation (OSGeo). GRASS GIS je multiplatformní modulární GIS. Navzdory jeho multiplatformnosti, vykazuje nejvyšší výkon a stabilitu na UNIX-like systémech. Náročné nasazení v prostředí OS Windows nelze doporučit. Práci s rastrovými daty, jejich konverzi na jiné formáty apod. obstarává knihovna GDAL. Pro vektorové formáty tutéž činnost zajišťuje OGR knihovna. Geokódování a kartografické konverze jsou řešeny knihovnou .proj. Kromě manuálního zadávání je možno jednotlivé kartografické projekce a souřadnicové systémy nastavovat pomocí EPSG souborů – datasetů geodetických parametrů. GRASS GIS má volitelně (je-li nainstalována Pythonovská knihovna wxpython) dvě různá, volitelná GUI. Původní, stojící na (takřka) historické grafické knihovně TclTk (spustitelné příkazem *g.gui tcltk*), které se vyznačuje horší ergonomií, ale extrémní stabilitou. Modernější a uživatelsky mnohem přívětivější je defaultní GUI na bázi jazyka a knihoven Python, jež však jeví o něco málo nižší stabilitu, zejm. při práci s masivními gridy (nicméně na platformě GNU/Linux ani havárie GUI neznamena pád systému či zastavení probíhajících výpočtů a ztrátu dat). Systém podporuje import a export vektorových formátů (vč. masivně rozšířeného *shapefile* firmy ESRI), rastrových formátů (opět vč. ESRI *.asc* gridů) a 3D rastry. Je možná i 3D vizualizace map pomocí nástroje NVIZ. Součástí GRASS GIS jsou dva distribuované srážko-odtokové modely TOPMODEL (implementovaný modulem *r.topmodel*) a SIMWE (implementovaný modulem *r.sim.water*), který ale nelze považovat za plnohodnotný srážko-odtokový model, ale spíš za nástroj pro modelování povrchového odtoku (viz Diskuze). Volitelně lze dokompilovat podporu pro statistický jazyk R. DP byla realizována na verzi 6.4.3.

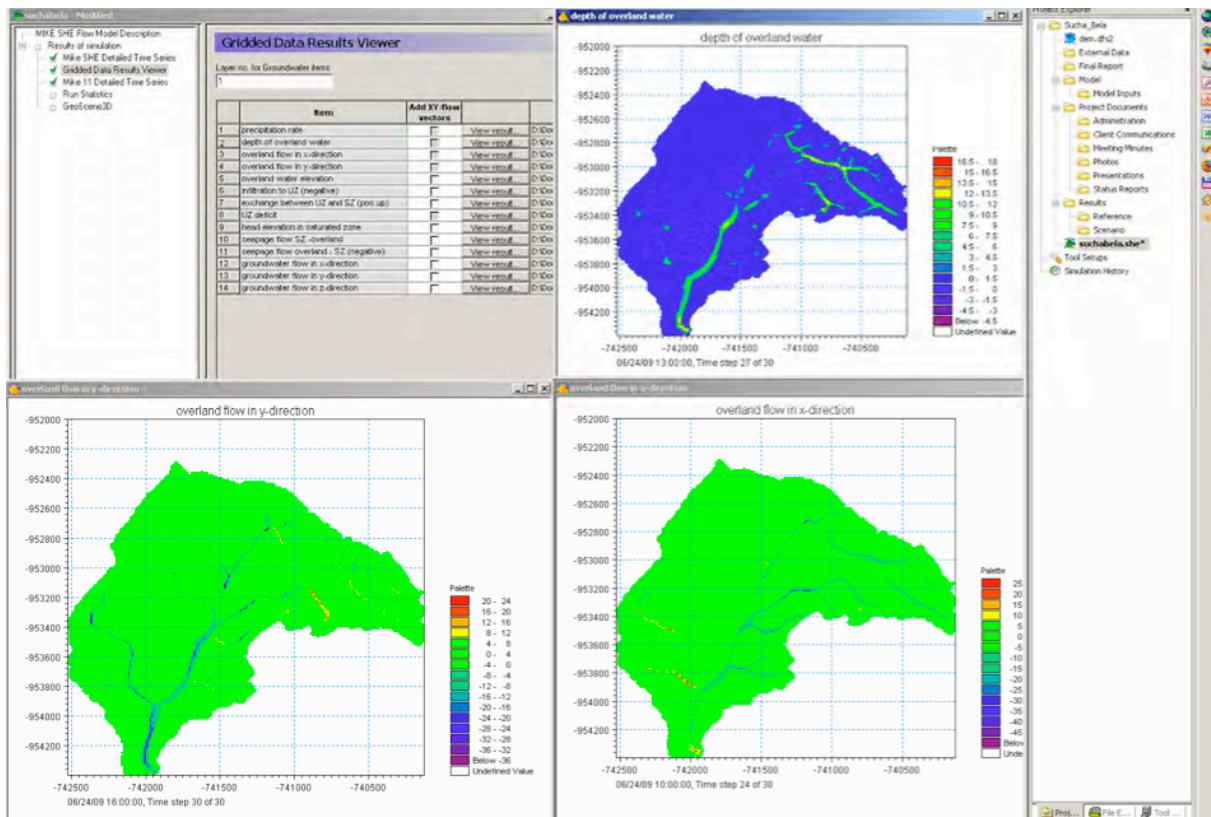


Obrázek 55 Ukázka pythonovského GUI systému GRASS GIS.). Povodí Suché Bělé.

MIKE SHE

Je komerční konceptuální distribuovaný (event. semi-distribuovaný) srážko-odtokový model. Model je schopen kontinuálního i epizodního (*event model*) nasazení (Jeníček, 2007). Vychází z modelu SHE (*Système Hydrologique Européen*), vyvíjeném od roku 1977. V současnosti jde o produkt firmy DHI (Danish Hydraulic Institute). Pro velké nároky na vstupní data a metodiky je méně vhodný pro hydrologickou operativu a vhodnější pro nasazení spíše v oblasti managementu povodí a bilančních analýz (Unucka, 2010). Model je charakteristický silnou vazbou na GIS systémy a to jak v oblasti podporovaných formátů (podpora ACSII a Arc gridů, možnost importovat subpovodí v *shapefile* formátu apod.), tak návrhem a ergonomií GUI, s filosofií systému ArcGIS. Model má dále možnost napojení na hydraulický model MIKE (jehož pomocí lze modelovat odtok vody v korytě) a na model MODFLOW, pro řešení pohybu vody v nasycené zóně (ibidem). Tím se jeden z nejkompexnějších a nejvíce etablovaných (spolu modely jako HEC-HMS, GSSHA, TOPMODEL apod.) srážko-odtokových modelů svojí provázaností na ostatní nástroje dostává na rozhraní světa hydrologie a GIS. S nástupem DEM o vyšších rozlišeních lze očekávat těsnější sblížení světa GIS a srážko-odtokových modelů, tedy skutečnosti, jež ještě v roce 2002 plnila Bevena skepsí (Beven, 2002). MIKE SHE poskytuje celou řadu výstupů,

jako povrchový odtok, výška povrchového odtoku, infiltrace do nenasycené zóny, obsah vody v nasycené zóně, hypodermický průtok, evapotranspirace, změny hladiny podzemní vody, tok v korytech (via MIKE 11), tání sněhové pokrývky. Pro účely DP byly využívány .asc (ESRI Arcgrid) soubory s výškami povrchového odtoku, jež byly importovány prostřednictvím modulu *r.in.arc* do systému GRASS GIS k dalším analýzám. Verzování MIKE SHE probíhá po rocích, aktuální verze je MIKE SHE 2014 Service Pack 1.

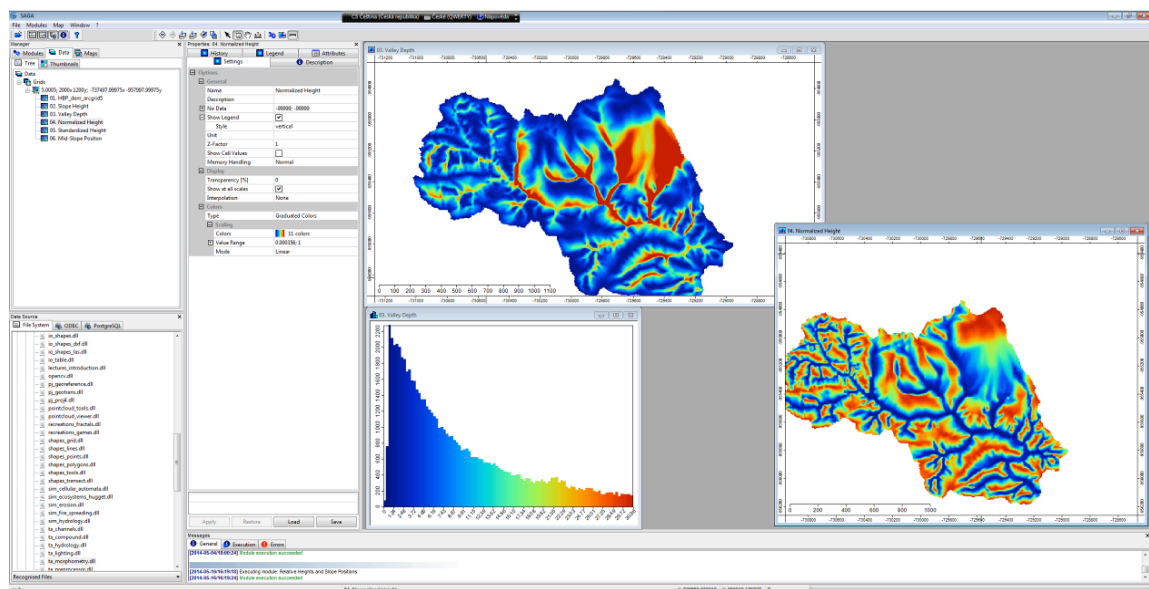


Obrázek 56 Ukázka uživatelského rozhraní modelu MIKE SHE. Modelování povrchového odtoku na povodí Suché Bělé.

SAGA GIS

Mladý (první uvolněná verze je z roku 2004) Open Source GIS vyvíjený nevelkým autorským kolektivem Department of Physical Geography univerzity v Göttingenu. SAGA GIS (System for Automated Geoscientific Analysis) je multiplatformní (Windows, GNU/LINUX, FreeBSD) systém, s uživatelsky přívětivým prostředím. Výhodou je fakt, že v prostředí Windows jej není třeba instalovat a jeho spustitelné soubory mají pouhých cca 10 MB. Systém je psán v jazyce C++ a je modulární (jak je ostatně trendem u většiny Open Source GIS systémů). Verze pro GNU/Linux a Windows se často liší moduly obsaženými v instalaci. Vychází to z různé rychlosti

implementace nových analytických modelů do verzí pro různé platformy. SAGA GIS lze považovat za velice perspektivní z několika důvodů (kromě již zmíněných). Pro systém je charakteristická poměrně velmi rychlá implementace nových algoritmů (ať již pro morfometrické analýzy, či pro modelování povrchového odtoku), velký výběr zejm. morfometrických analytických nástrojů (tyto byly využity při zpracování DP) a mimořádný výběr algoritmů pro určování směru povrchového odtoku. SAGA GIS nabízí i některé méně často implementované algoritmy jako KRA (Knematic Ruting Algoritm), RhoD8 (Random D8) či Braunschweiger Digitales Relefmmodell (jeden z nejstarších MFD algoritmů) (Olaya, 2004). Jako nevýhoda se jeví zejména nižší stabilita při práci s velmi velkými rastry (řádově stovky MB) a to jak na platformě Windows, tak GNU/Linux. V DP byla použita aktuální verze 2.1.1.

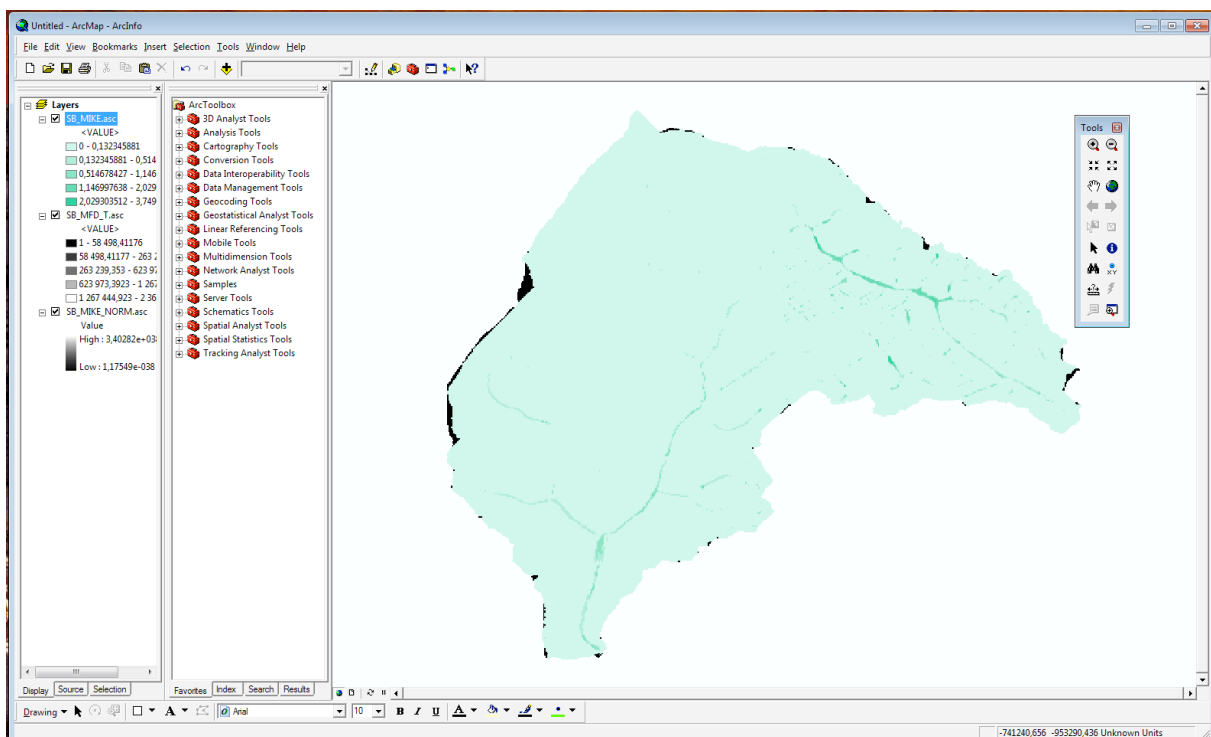


Obrázek 57 Ukázka uživatelského rozhraní systému SAGA GIS. Povodí Sloupského potoka.

ArcGIS

Je komerčním GISem kalifornské firmy ESRI (založené již v roce 1969). Je součástí širšího portfolia firmy ESRI (hlavními produkty jsou mimo různých verzí ArcGISu dále zejm. ArcView, ArcEditor a ArcGIS Explorer) a je distribuován ve variantách ArcGIS Desktop (klientský SW se kterým se uživatel setká nejčastěji), ArcGIS Server (pro tvorbu webových a serverových služeb), ArcGIS for Mobile (pro terénní zařízení na platformě Windows Mobile) a ArcGIS Online. Kromě toho je poskytováno širší vývojářské zázemí a aplikace. Vývoj dodatečných modulů je podporován na bázi .NET a Java, pro tvorbu rutin lze používat i VBA (VisualBasic). Samotný ArcGIS Desktop se skládá zejm. z komponent ArcMap (hlavní komponenta desktopového GISu),

ArcCatalog (správa geografických databází) a ArcToolbox (obsahující zejm. nástroje pro prostorovou analýzu). Výhodou prostředí ArcGIS je stabilní (ve smyslu změn GUI během vývoje) a relativně přívětivé uživatelské rozhraní. Systém je široce používán státní správou, je pro něj vyvinuta řada proprietárních extenzí a řada jeho formátů se stala de facto průmyslovým standardem. Systém se vyznačuje dobrou uživatelskou podporou a dokumentací. K nevýhodám patří vysoká cena, ne vždy dokonalá stabilita při práci s masivními gridy (vycházejí spíše z použitelné platformy Windows) a do jisté míry méně transparentní pozadí některých nástrojů a rutin. Aktuální verze je 10.2.



Obrázek 58 Ukázka uživatelského rozhraní komponenty ArcMap systému ArcGIS. Výstup modelu MIKE SHE – výška povrchového odtoku na povodí Suché Bělé, importovaná do prostředí ArcGIS.

2.8. Nároky na výpočetní techniku.

Při zpracování rozsáhlých rastrových souborů, gridů (v řádech stovek MB až jednotek GB) je třeba hodnotit využitelnost konkrétní výpočetní techniky z několika aspektů.

Použitá výpočetní platforma. Operační systém lze posuzovat z pohledu kompatibility s použitým SW, schopnosti práce se soubory o velikosti GB, schopnosti alokovat operační paměť o velikosti GB a při jejím obsazení přesouvat data na pevný disk („swapovat“) a konečně stability i při dlouhodobém vytížení procesoru na 100%. Podmínkou je tedy samozřejmě použití 64 bitového operačního systému. Vzhledem k použití systému GRASS GIS pro práci s rozsáhlými rastry je logickou volbou použití kombinace hostitelského 64-bitového systému GNU/Linux s virtualizovaným systémem Windows 7 64-bit. Tato kombinace dává dobrou kombinaci svobody ve výběru aplikací a stability při extrémní zátěži. GRASS GIS, jakkoli je multiplatformním systémem, je nativně vyvíjen v prostředí GNU/Linux a při seriózním a náročném nasazení je to patrné. Výhodou operačních systémů na bázi UNIX je možnost uživatelského rozdělení a definování velikosti odkládacího oddílu (swap) a oddílu pro dočasná data (/tmp). Jakkoli dříve platná poučka, že velikost swapovacího oddílu (disku) by měla být cca dvojnásobkem velikosti operační paměti (Smith, 2001) dnes pro běžná nasazení dávno neplatí, pro práci s extrémně velkými soubory je dobré se tohoto pravidla orientačně držet. Velikost oddílu pro dočasná data (/tmp) by dle autorových empirických zkušeností měla být na úrovni cca 4-5 násobku největšího použitého souboru. Konkrétně při spuštění modulu r.terraflow s gridem o velikosti 6 GB modul nahlásil, že obsadí cca 29 GB prostoru pro dočasná data. Jakkoli není nutné odkládat dočasná data na zvláštní oddíl, z hlediska stability běhu OS toto lze jednoznačně doporučit.

Hardwarové požadavky lze rozdělit do dvou rovin:

Schopnost provádět výpočet s dostatečnou stabilitou

Provádět výpočet přiměřeně efektivně (rychle)

Fundamentálním kritériem pro práci s velkými soubory je zejm. velikost operační paměti. 16, či lépe 32 GB je dostatečnou velikostí. Podpora 32 GB je běžnou schopností základních desek střední třídy a cena pamětí dnes již není neúnosná. Rychlost a časování pamětí (latency) pro nasazení GIS nehraje větší roli. Co největší

velikost operační paměti je i klíčovou pro současné provozování více operačních systémů najednou. Jestliže mají být ve virtualizovaném systému Windows spuštěny náročné aplikace (typu ArcGIS) je velikost přidělené operační paměti 4 GB spíše naprostým minimem a 8 GB postačující velikostí. Většina virtualizačních SW umožňuje přidělit hostovanému systému velikost operační paměti, prostor na HDD a počet jader procesoru.

Díky začlenění knihovny OpenMP do GRASS GIS od verze 7.0 je tento GIS schopen využívat více jader procesoru, resp. provádět výpočty ve více vláknech. Stejně tak produkty ESRI podporují vícejádrové procesory. Z tohoto důvodu je použití vícejádrových procesorů žádoucí, nehledě na fakt, že výkonné procesory potřebné pro GIS analýzy jsou v současnosti výhradně vícejádrové. Důležitý je i „hrubý“ výpočetní výkon jednotlivých jader. V této souvislosti je třeba připomenout fakt, že vztah mezi rychlostí (taktem) procesoru a jeho výpočetním výkonem je pouze velice volný a daleko větší roli hraje použitá architektura, instrukční sady a spolupráce procesoru s ostatními komponenty systému, zejm. příslušnými řadiči. Provedené testy na modulu *r.terraflow* (viz Tabulka č. 16) ukazují, že zpracování velkých rastrů je náročné spíše na vstupně výstupní operace, než na samotný výkon.

Výkon grafické karty má na odezvu a nasazení GIS pouze minoritní vliv a i pro monitory 27“ a větší zpravidla postačí i lepší integrovaná karta. Pouze pro 3D vizualizační úlohy (typu NVIZ) přináší nároky na výpočetní výkon grafického jádra.

Velmi významný a často podceňovaný je vliv rychlosti HDD. Vzhledem k velkým objemům dat a vysokým cenám za GB diskového prostoru u rychlých SSD disků se jako efektivní jeví kombinace menšího SSD disku a velmi rychlého klasického (pevného) disku. Na SSD je vhodné umístit operační systém, odkládací (swap) a dočasný oddíl (/tmp). Na rychlý pevný disk (např. 10 000 rpm Western Digital VelociRaptor) je potom vhodné umístit samotná geodata i domácí adresář uživatele (/home). V domácím adresáři pak bývá typicky umístěn i virtualizovaný hostovaný systém a jeho umístění na rychlém disku tak přispěje k celkové odezvě hostovaného systému. Ideální struktura disků tedy vypadá např. následovně:

-Disk č. 1 SSD: / (kořenový adresář)

/tmp

swap

-Disk č.2 HDD: /home s geodaty a virtualizovaným hostovaným systémem

-Disk č.3 HDD: /data HDD bez požadavku na rychlost – záloha geodat, pomocná data

Lze konstatovat, že vývoj výkonnosti HW velmi výrazně předběhl vývoj SW a učinil tak řadu sofistikovaných postupů a algoritmů na snížení HW náročnosti zbytečnými. Podstatnou část prací věnovaných algoritmům modelování povrchového odtoku tvoří hledání řešení, jak pracovat s rozsáhlými gridy na jednojádrových procesorech s 256 MB až 512 MB operační paměti. Zatímco v roce 2002 trval výpočet *r.terraflow* na (tehdy) špičkové výpočetní stanici s 512 MB RAM na gridu 64 milionů bodů okolo dvou týdnů (Arge et al., 2003), výpočet na současné stanici střední třídy (Core-quad, 16 GB RAM) na gridu 316 milionů bodů trval v řádu hodin .

Tabulka 16 Srovnání zatížení HW v závislosti na velikosti analyzovaného DEM

Povodí	Velikost (miliony buněk)	Požadovaný prostor na HDD (GB)	Max. zátěž CPU (%) dle TOP	Čas výpočtu (sekund)
Jetřichovický potok	13,8	4,7	20	248
Červený potok	7,8	4,7	18	209
Hraniční potok	2,3	1,4	18	37
Holfeldův potok	0,8	2,0	12	70
Sturmerův potok	0,3	2,0	11	68

2.9. Postup analýz

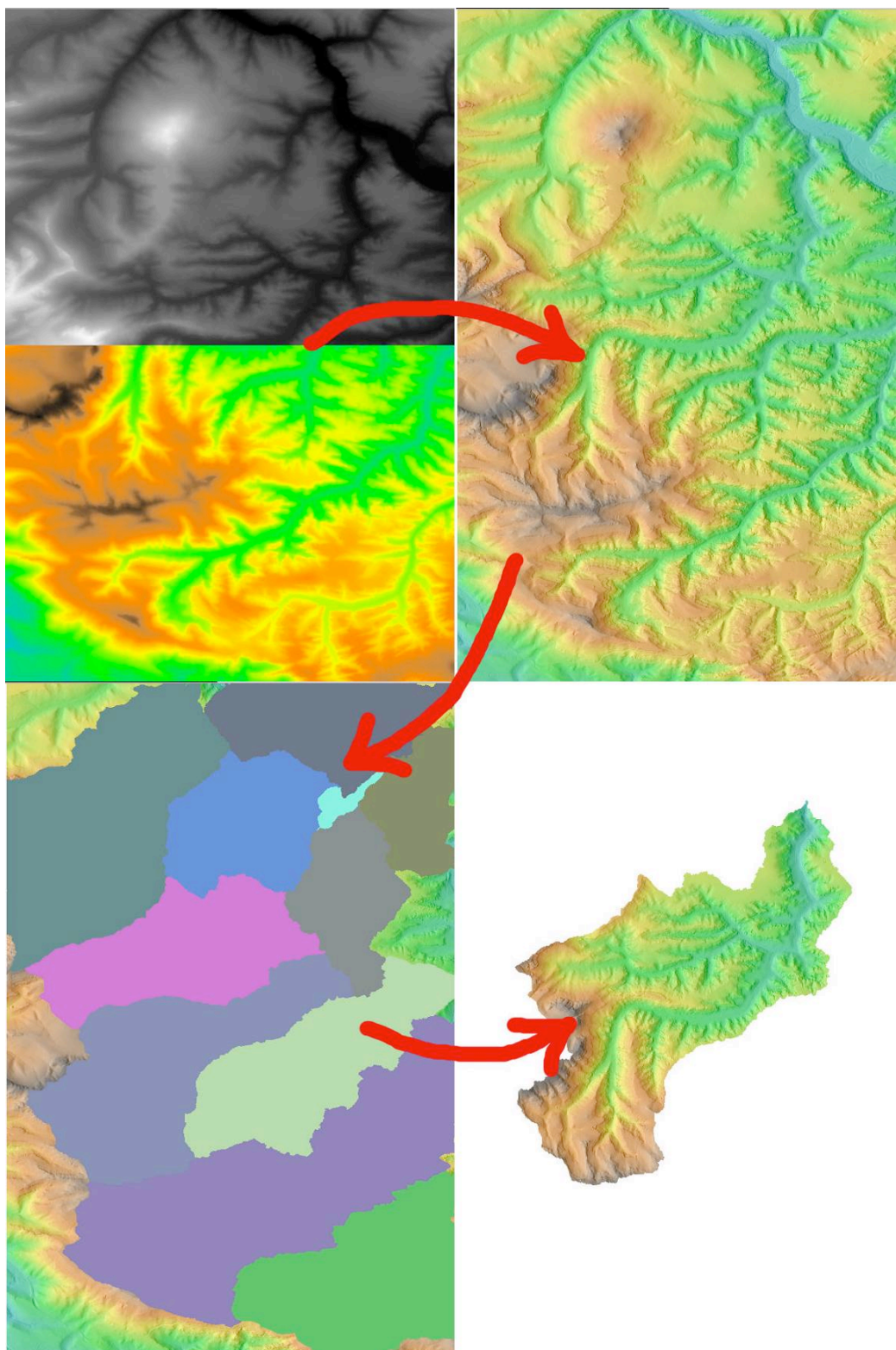
2.9.1. Příprava dat

Laskavostí Správy Národního parku České Švýcarsko bylo poskytnuto 34 mapových listů, každý typu DTM (*Digital Terrain Model*), DSM (*Digital Surface Model*), CIR (*Close InfraRed*), RGB (*Red Green Blue – viditelné spektrum*) a metadata. Celkový objem předaných dat činil 8,6 GB. Po vytvoření DEM ze všech poskytnutých listů DTM činilo jeho rozlišení 6623738 x 45261135 pixelů, tj. $29,9 \times 10^{12}$ pixelů. Velikost takto vzniklého rasteru je (dle použitého datového formátu) cca 2,6 GB. Klad listů je na Obrázku č. 54, popis dat je v Kapitole č. 2.6.

Pro základní práci s mapami byl zvolen systém GRASS GIS. Pro jednotlivá subpovodí byly založeny samostatné *location*. Location je pracovní prostor s vlastní datovou strukturou rastrových, vektorových a 3D dat, jednoznačně určenou použitou projekcí, souřadným systémem, hranicemi a rozlišením. Pro (téměř) všechny analýzy bylo jako výchozí zvoleno rozlišení buňky gridu 1m. Tato volba měla tři hlavní důvody. Za prvé je v úzké relaci s rozlišením zdrojových surových dat, nehrozí tak pozdější problémy s chybami v DEM vzniklými interpolací z příliš řídké a nespojitě umístěných bodů. Druhým důvodem bylo usnadnění všech výpočtů, kdy se počty buněk zároveň rovnají ploše v m². Toho bylo následně s výhodou používáno zejména pro získávání statistických výstupů (zpravidla modulem *r.univar*). Třetím důvodem byl fakt, že minimální jednotková řešená plocha 1 m² poskytuje dobrý kompromis pro potřeby dostatečně jemného rozlišení rastru v morfologicky komplikovaném terénu a zároveň neklade nereálně vysoké nároky na použitou výpočetní techniku. I přesto byly požadavky na výkon HW i stabilitu operačního systému značně vysoké (viz Kapitola 2.8).

Nejprve bylo nutno spojit sousedící mapové listy ve větší celky, aby z nich bylo možno odvodit jednotlivá subpovodí. Podle přehledu z Kladu listů byly určeny listy na nichž by mohla ležet jednotlivá zkoumaná povodí (často bylo nutno následně přidávat další listy, protože určení rozvodnit v tomto typu reliéfu pouze odhadem relativní polohy listů vůči hlavním tokům vyznačeným na Kladu bylo obtížné). Podle okrajů spojovaných listů byla založena location, do níž byly importovány příkazem *r.in.gdal* jednotlivé mapové listy. Import probíhal s aktivovanými volbami umožňujícími rozšíření hranice regionu (pracovní území definované parametry *location*) podle importovaných map a

úpravu projekce dle importovaných dat. Vzhledem k vysokému počtu analyzovaných povodí (33) a relativně značné pracnosti zakládání jednotlivých *locations* v systému GRASS GIS byly další *locations* zakládány zjednodušeným způsobem. Využilo se při něm možnosti importovacího modulu *r.in.gdal* naimportovat rastr i do nové *location*, která je tímto založena (s nastavením importovaného rastru). U takto založené *location*, následně při importu podkladových rastrů, došlo ke změně hranic i projekce dle nově importovaných rastrů. Po importu jednotlivých mapových listů s rastry došlo k jejich sjednocení v jeden rastr příkazem *r.patch* (zadávají se názvy „lepených“ rastrů a název výstupního rastru). Po vytvoření rastru z jednotlivých mapových listů došlo pomocí příkazu *g.region* k nastavení parametrů regionu přesně podle naimportovaných mapových listů tak, aby byla jistota, že parametry *location* jsou shodné s původními parametry podkladových dat (kromě rozsahu hranic, pochopitelně) a pozdější mapové produkty budou vůči sobě korektně georektifikovány. Po získání rastru výšek byla upravena barevná škála (originální data jsou v *greyscale*) pomocí barevné šablony „elevation“ modulu *r.color*. Pomocí modulu *r.shaded.relief* byla vytvořena vrstva stínovaného reliéfu, která se sníženou průhledností byla umístěna nad vrstvu s výškovým modelem. Takto vznikl přehledný obraz reliéfu, nad kterým bylo možno provádět vizuální kontroly relevantnosti dalších výpočtů. Následovala tvorba vlastních subpovodí pomocí modulu *r.watershed*.



Obrázek 59 Postup tvorby DEM povodí z původních mapových listů projektu GeNeSiS. 1.) slepení mapových listů 2.) obarvení a tvorba stínovaného reliéfu 3.) tvorba subpovodí modulem *r.watershed* 4.) výběr subpovodí, sloučení v jedno a oříznutí maskou.

Jedním z několika výstupů tohoto modulu je rastr dílčích povodí, jejichž velikost je ovlivňována parametrem ***threshold*** (*velikost externího subpovodí*). Z takto

vygenerovaných subpovodí se následně skládalo studované povodí. Tento krok bylo zpravidla nutno provádět opakovaně. Je-li hodnota parametru *threshold* nastavena jako příliš nízká, je území fragmentováno do desítek či stovek subpovodí a následný výběr subpovodí tvořících studované povodí a jejich skládání by bylo časově velmi náročné a s velkým potenciálem vzniku chyb. V opačném případě, je-li zvolena příliš vysoká hodnota parametru *threshold*, má modul *r.watershed* tendenci netvořit uzávěry povodí na vyústění do toku vyššího řádu, ale tvořit mezipovodí spolu s tokem vyššího řádu. Po rozdělení DEM na optimální počet subpovodí proběhlo „složení“ subpovodí ve studované povodí. Nejprve bylo nutné určit hodnoty („čísla“) subpovodí tvořících studované povodí a následně tato subpovodí reklasifikovat v jedno kýžené, studované povodí. K tomuto účelu byl použit reklasifikační modul *r.reclass* v konzolové formě a přesměrování výstupu výpisu množiny vybraných subpovodí:

```
~> echo“16 18 20 22 36 37 39=1“ | r.reclass in=“mapa dílčích subpovodí“ out=“výsledná mapa studovaného povodí“
```

Kde čísla v uvozovkách u příkazu *echo* jsou čísla subpovodí, která jsou součástí požadovaného povodí a je jim přiřazena hodnota „1“; standardním vstupem jsou tyto parametry přesměrovány do modulu *r.reclass*, kde je buňkám mapy splňujícím reklasifikační podmínku přiřazena hodnota 1 a ostatním buňkám hodnota * (*NULL*, *no_data*). Vznikla tak rastrová mapa s hodnotou 1, pokrývající plochy požadovaného povodí. Podle této mapy byla nastavena příkazem *r.mask* maska, omezující veškeré další výpočty, analýzy a operace pouze na území studovaného povodí. Následně bylo možno pomocí statistického příkazu *r.univar* získat základní univariantní statistiky studovaného povodí. Díky rozlišení rastru 1 m tak výsledky rovnou prezentují nadmořské výšky, rozdíly nadmořských výšek a plochy. Tyto údaje bylo možno ihned použít pro získání základních morfometrických parametrů studovaného území.

Sekvence příkazů:

```
~> založení location studovaného povodí (přes Start GRASS GIS či odvozením z již stávající location)
```

```
~>r.in.gdal input=/data/genesis/DTM/7xxx9xxx_DTM.agr -e -l (import mapových listů)
```

```
~>r.patch in=7xxx9xxx_DTM.agr+7yyy9yyy_DTM.agr... out=povodi_DEM („lepení“)
```

~>**g.region** rast=*povodi_DEM* (nastavení regionu podle vzniklého DEM)

~>**r.color** map=*povodi_DEM* color=*elevation* (obarvení DEM barevnou stupnicí *elevation*)

~>**r.shaded.relief** map=*povodi_DEM* (tvorba rastru stínovaného reliéfu)

~>**r.watershed** elevation=*povodi_DEM* threshold=30000 accumulation=... (vytvoření subpovodí pro získání požadovaného povodí; někdy opakovaně s různou hodnotou *threshold*)

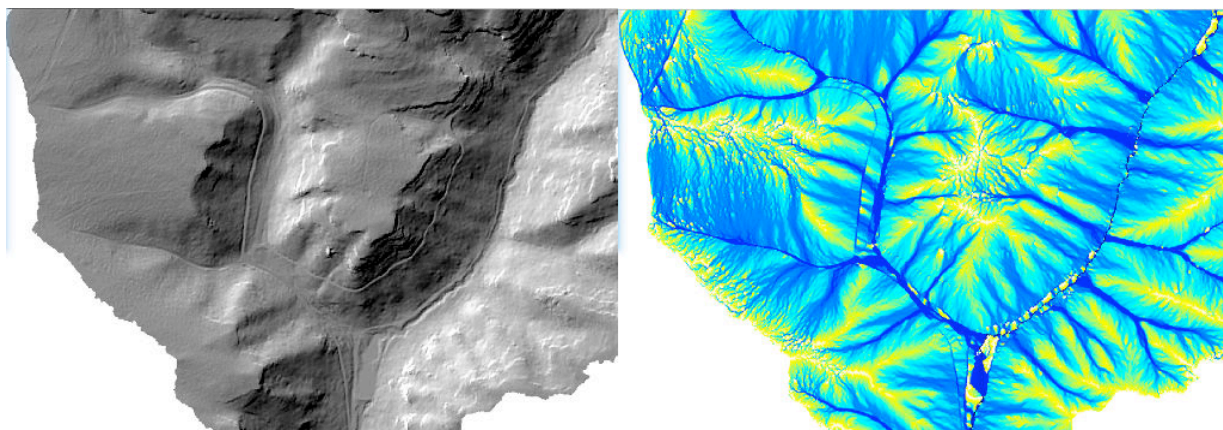
~> **echo**“x,y,z=1“ | **r.reclass** in=*povodi_DEM* out =*povodi_kryt* (výběr a sloučení subpovodí)

~> **r.mask** map=*povodi_kryt* (omezení výpočetní oblasti pouze na studované povodí)

~> **r.univar** map=*povodi_DEM* (získání základních statistik o rozloze a výškových poměrech povodí)

2.9.2. Kontrola dat a odstraňování problémů

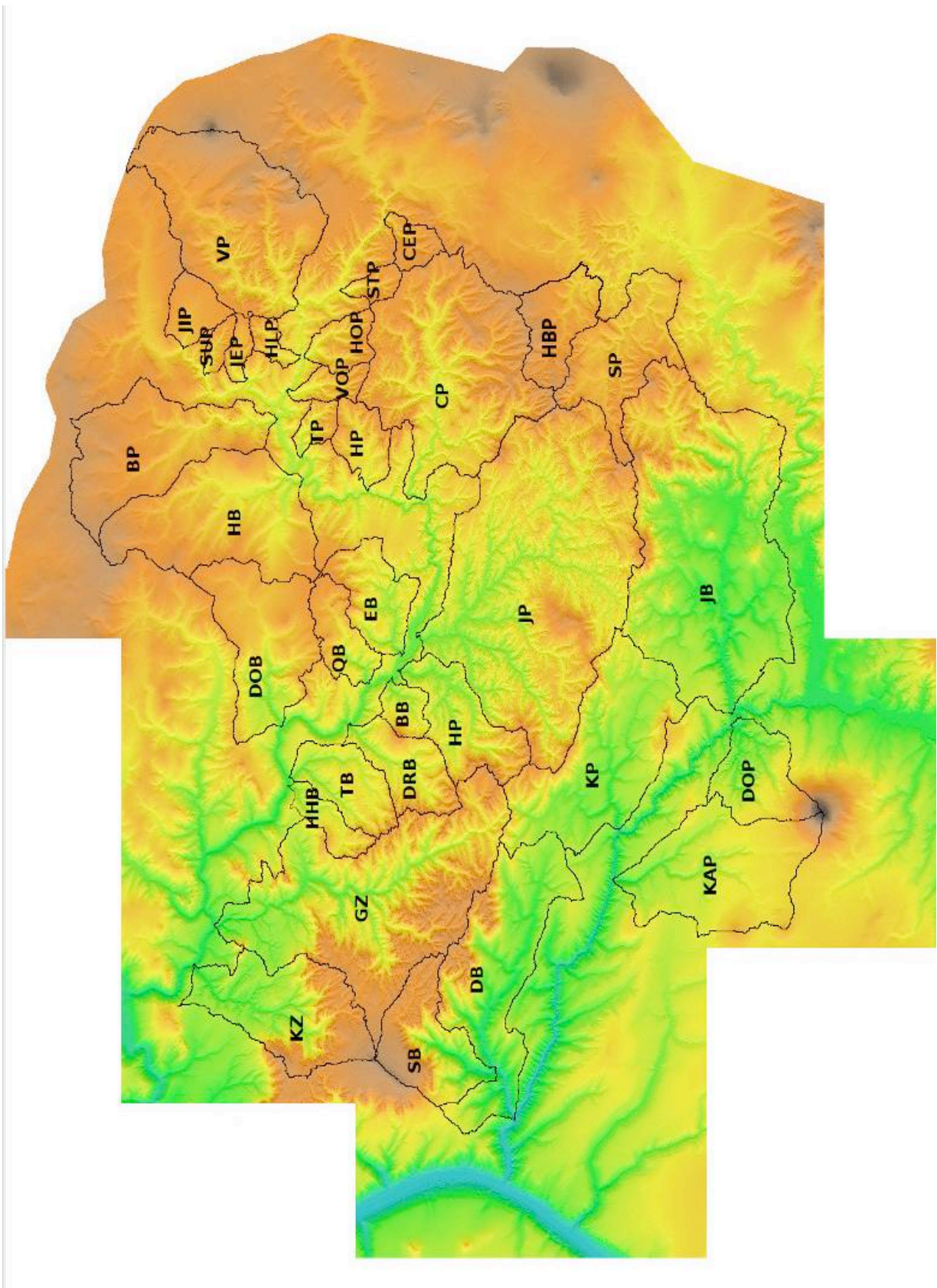
Vybrané DEM byly kontrolovány na výskyt *sinks* či *one-cell pits*, pocházejících z chyb interpolace DEM (viz kap. č. 2.5). Kontrola probíhala již popsáním způsobem pomocí modulu *r.fill.dir* s parametrem pro hledání depresí o velikosti jedné buňky a následným rozdílem pomocí mapové algebry (modul *r.mapcalc*). Výsledná mapa v případě neexistence *one-cell pits* (*sinks*) musela být rovna hodnotě 0 (odčítání dvou stejných map), což se potvrdilo (viz Obr. č. 52). Je zřejmé, že postprocessing dat z TU Dresden byl na vysoké úrovni. Případné deprese, i s ohledem na strukturu reliéfu, lze s vysokou mírou pravděpodobnosti považovat za reálně existující. Dále byla provedena vizuální kontrola dat na přítomnost umělých liniových bariér či kanálů vzniklých zejm. při interpolaci Gibbsovým jevem. Tyto útvary jsou dobře patrné při provedení první derivace DEM v ose *x* či *y*. Nicméně zřetelné jsou i při vizualizaci hodnot akumulace povrchového odtoku. Přestože se v DEM projektu GeNeSiS vyskytuje celá řada liniových bariér či kanálů, jde vždy o reálně existující struktury v krajině, jako lesní cesty s příkopy, stružky či v několika případech zřejmě pozůstatky zákopů z období mobilizace z roku 1938, které je možné pozorovat v okolí objektů lehkého opevnění („ŘOPíků“) nad Dolským mlýnem.



Obrázek 60 Část povodí Suché Bělé s liniemi na terénních hranách, podobnými chybám z interpolace způsobeným Gibbsovým jevem. Ve skutečnosti jde o lesní asfaltovou cestu. Vlevo stínovaný reliéf, vpravo mapa FA z modulu r.terraflow

V některých případech bylo však nutné deprese DEM projektu GeNeSiS odstranit. Jak již bylo zmíněno v předchozích kapitolách, zřícený skalní blok u ústí Červeného potoka do Křinice vytváří skalní bránu, pod kterou teče Červený potok (Obr. č. 46). Při kolmém snímkování se však zřícený blok jeví jako cca 6-7 m vysoká bariéra. Proto bylo nutno umožnit odtok přes tuto bariéru. V prostředí GRASS GIS postup vycházel z principu *carving*, kdy je odstraněna bariéra odtoku. Při velkém zvětšení byl nad daný útvar – skalní blok modulem *v.digit* umístěn polygon, překrývající skalní blok. Následně byl modulem *v.to.rast* rasterizován na rastr s hodnotou 0. Modulem *r.null* byla hodnotám mimo původní polygon s 0 přiřazena hodnota 1 a hodnotě 0 (místu se skalním blokem) hodnota *NULL* (*no_data*). Pomocí modulu *r.mapcalc* (mapová algebra) byly mezi sebou vynásobeny rastry s původním DEM a nový rastr s hodnotami 1 a *NULL*. Vznikl tak rastr stejný, jako původní DEM, pouze v místě skalního bloku byl bez hodnot. Modulem *r.null* byly hodnoty *NULL* převedeny na průměr nadmořské výšky údolnice nad a pod (ve smyslu toku) skalním blokem a bariéra tak byla odstraněna.

Specifickou mapou je snímek celého území pořízený ze všech poskytnutých listů. Vzhledem k výše zmiňované velikosti nebyly bohužel možné všechny analýzy, jako např. získání histogramů vybraných hodnot, či základní statistické charakteristiky provádět v rozlišení 1 m. „Slepení“ a georektifikace byly provedeny v GRASS GIS, získání některých morfometrických charakteristik se podařilo v systému SAGA GIS. U těchto analýz byly běžné mnohahodinové výpočty.



Obrázek 61 DEM ze všech poskytnutých mapových listů s vyznačení analyzovaných povodí. Černou linií jsou vyznačeny rozvodnice zkoumaných povodí. Zkratkami jejich názvy. GRASS GIS

Tabulka 17 Názvy povodí, jejich zkratk, číslo hydrologického pořadí (jsou-li k dispozici) a plocha povodí určená pomocí r.watershed z DEM projektu GeNeSiS.

Povodí	Číslo hydrolog. pořadí	Kód	Plocha A m ²
Bílý potok	1-15-01-0060-0-00	BP	4357332,00
Brückengrund Bach		BB	579900,00
Čerstvý potok		CEP	550776,00
Červený potok	1-15-01-0100-0-00	CP	7834066,00
Dlouhá Bělá	1-14-05-0260-0-00	DB	7974580,00
Dolský potok		DOP	1946192,00
Dorfbach		DOB	3700896,00
Dreiwinkel Bach		DRB	1679701,00
Eichenbach		EB	1728713,00
Grosser Zschandbach	1-15-01-0180-0-00	GZ	9784097,00
Hadí potok		HAP	982049,00
Heidelberg	1-15-01-0080-0-00	HB	5305136,00
Hluboký potok		HLP	362389,00
Hochhübel Bach		HHB	737177,00
Holfeldův potok		HOP	803627,00
Hraniční potok	1-15-01-0140-0-00	HP	2261219,00
Hubertův potok		HBP	1745951
Jestřábí potok		JEP	345277,00
Jetřichovická Bělá	1-14-05-0200-0-00	JB	11992216,00
Jetřichovický potok	1-15-01-0120-0-00	JP	13776611,00
Jívinský potok		JIP	848352,00
Kachní potok	1-14-05-0240-0-00	KAP	4847155,00
Klein Zschandbach		KZ	3863150,00
Koutský potok	1-14-05-0220-0-00	KP	5580334,00
Quasenbach		QB	1189730,00
Sloupský potok		SP	2987368,00
Studánecký potok		STP	377881,00
Stürmerův potok		SUP	300620,00
Suchá Bělá		SB	2524717,00
Temný potok		TP	430575,00
Thorwaldbach		TB	1658298,00
Vlčí potok	1-15-01-0020-0-00	VP	6241578,00
Volský potok		VOP	536101,00

Mapa na obrázku č. 61 zachycuje oblast dolního toku řeky Kamenice a středního toku řeky Křinice, tedy místa, kde se nalézá území NP České Švýcarsko a studovaná povodí. Kromě komplexnějších a rozsáhlejších povodí, jako je např. Jetřichovický potok, Dlouhá Bělá, Jetřichovická Bělá, Vlčí potok apod. je zřejmá i skupina drobných povodí, zejm. na středním toku Křinice a subpovodí Brtnického potoka, která byla použita zejm. pro získání dostatečného množství základních morfometrických charakteristik pro další zhodnocení.

2.9.3 Výběr povodí

K analýzám bylo vybráno celkem 33 povodí s ohledem na několik aspektů:

- Popsat co největší plochu Národního parku České Švýcarsko

- Získat co největší soubor dat pro hledání vazeb mezi hodnotami FA a dalšími morfometrickými parametry
- Pracovat s kompletními povodími
- Použít povodí co nejméně antropogenně ovlivněná povodí

Důkladnějším analýzám byla podrobena následující povodí z těchto důvodů:

Suchá Bělá: pro mimořádnou bohatost tvarů reliéfu (skály, rokle, extrémně úzké údolnice, ale i mírné svahy) a velký spád vzhledem k ploše povodí.

Dlouhá Bělá: pro heterogenní reliéf povodí, kdy je pravobřežní část tvořena masivy Křídelních stěn, levobřežní relativně mírným reliéfem denudovaných parovin.

Jetřichovický potok: pro velmi složitou síť toků a velmi složitý, byť relativně homogenní pískovcový reliéf charakteru skalního města.

Červený potok: ze stejných důvodů, jako Jetřichovický potok

Koutský potok: pro nevšední geometrické, tvarové poměry povodí.

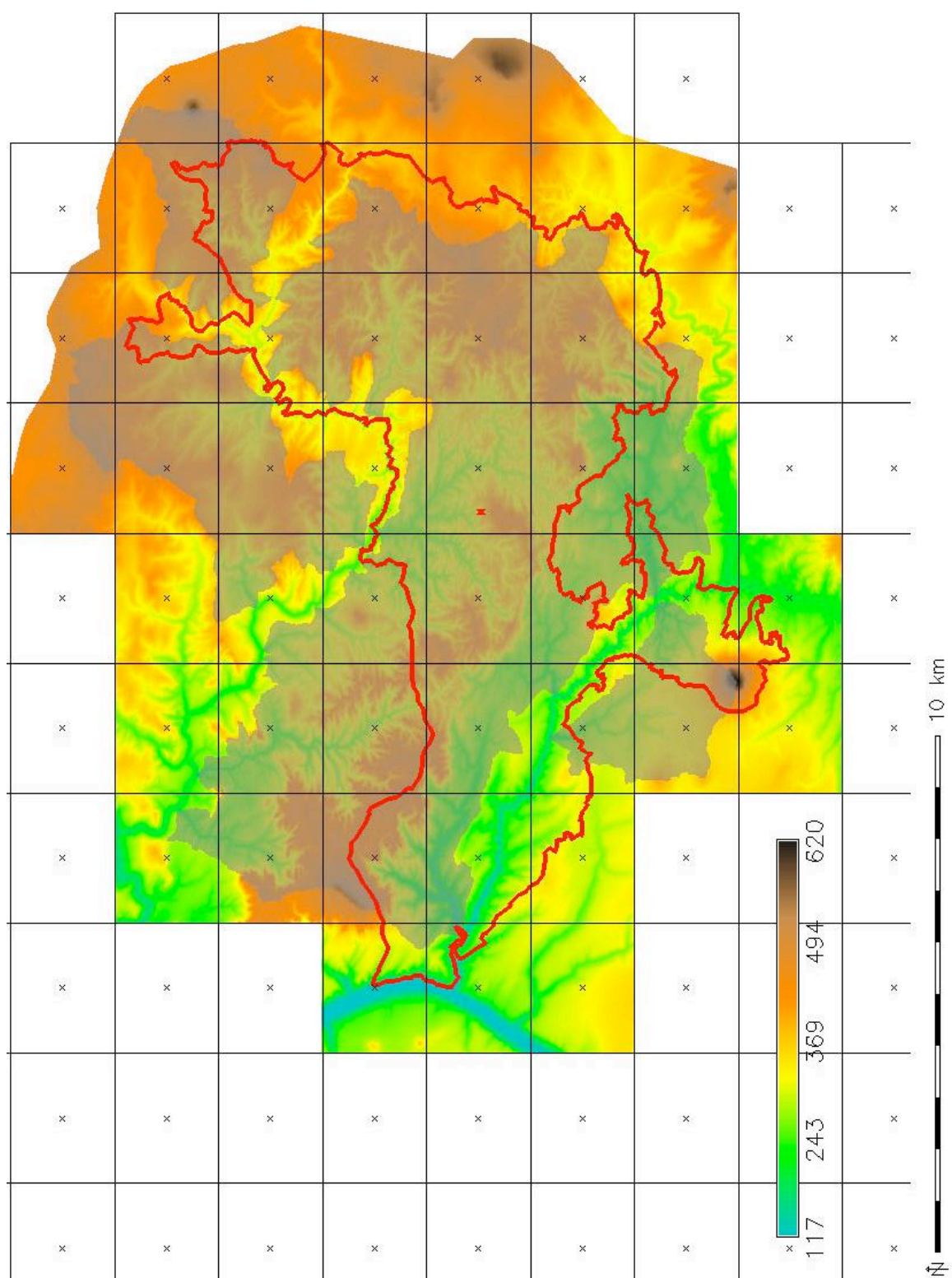
Kachní potok: pro největší převýšení povodí (od vrcholu Růžovského vrchu 619 m n. m. po soutok s Kamenicí v nadmořské výšce 159 m n. m.) a rozdílné typy reliéfu

Část povodí nebylo možné do analýz zahrnout, protože jejich významné části nebyly součástí datasetu projektu GeNeSiS a jejich doplnění daty z např. DMÚ25 by pro účely práce přinášelo příliš velký nárůst chyb (zejm. ve výškových datech). To je případ zejm. Brtnického potoka. Z jeho povodí byla alespoň vybrána série kompletních dílčích levostranných subpovodí. Ze stejného důvodu nebyla možná analýza kompletního povodí Doubického potoka ležícího na hranici NP, kde byly alespoň zpracovány významné pravostranné přítoky – Sloupský potok a Hubertův potok. DEM GeNeSiS se bohužel kryje i s hranicí povodí Vlčího potoka a v jeho pramenné oblasti není zachyceno několik desítek m². Vzhledem k tomu, že podle podkladů z DIBAVODu činí plocha povodí zachyceného DEM z projektu GeNeSiS 99,2% plochy povodí, bylo toto povodí zařazeno do analýz, protože odchylka, resp. ztráta dat cca 0,8% je akceptovatelná. Pro získání co největšího množství dat byla do základních analýz zahrnuta i povodí ležící mimo území NP, částečně (Grosser Zschandbach, Dreiwinkelbach) či zcela ležící na území SRN. Jde o povodí, jež charakterem reliéfu odpovídají reliéfu v NPC. Ostatně podstatná část těchto povodí leží v německém

Národním parku Saské Švýcarsko. Jak patrné z následujícího přehledu, zkoumaná povodí zahrnují celkem 75,6 % plochy Národního parku České Švýcarsko.

Tabulka 18 Celkové součty ploch zkoumaných povodí a jejich podíl na ploše NP České Švýcarsko

Oblast	Plocha / Podíl na ploše
NP České Švýcarsko (m ²)	79 237 801
Zkoumaná povodí celkem (m ²)	107 295 076
Zkoumaná povodí v NPCS (m ²)	59 903 541
Podíl plochy zkoumaných povodí na ploše NPCS (%)	75,6



Obrázek 62 Klad listů projektu GeNeSiS, listy poskytnuté Správou NPCŠ (se znázorněným výškovým modelem), plocha zkoumaných povodí (poloprůhledná šedá) a hranice NP České Švýcarsko (červeně) (GRASS GIS)

2.9.4. Výběr vhodných modelů pro určování povrchového odtoku v extrémním reliéfu

Současné SW nástroje v sobě různými způsoby implementují rozdílné algoritmy pro určování směrů odtoku (FD), pro kalkulaci drah odtoku a následně pro určování akumulace povrchového odtoku (FA), resp. velikosti přispívající plochy. Protože jedním z cílů práce je nalezení nejvhodnějších Open Source nástrojů pro modelování povrchového odtoku, byla provedena srovnání výsledků různých modelů podle několika kritérií. Základními znaky hodnocení vhodnosti použitého algoritmu, resp. modelu je schopnost adekvátně určovat směry odtoku (FD) a udržovat nepřerušované dráhy, linie odtoku (*flow paths*) i na místech s velkými změnami profilových křivostí, plošinách a depresích. Hodnocení algoritmů probíhalo na šesti výše uvedených povodích podle několika kritérií:

1. Vizuální porovnání průběhu drah odtoku s mapou stínovaného reliéfu resp. s mapou profilových křivostí
2. Numerickým porovnáním hodnot FA, které reprezentují schopnost použitého algoritmu udržet nepřerušované dráhy odtoku
3. Porovnáním míst se zvýšenými hodnotami FA a výškou odtoku s reliéfními stopami in situ v několika kontrolních bodech
4. Porovnání vypočtených hodnot FA a výšky povrchového odtoku s výsledky vypočítanými špičkovým komerčním modelem (MIKE SHE)

Vizuální kontrola určování FD jednotlivými algoritmy byla zaměřena zejm. na výskyt paralelních linií a diskretních osmisměrných linií (*zig-zag lines*). Dále byla posuzována míra koncentrace a disperze toku, vždy s přihlédnutím ke znalosti hodnoceného území.

Numerická kontrola spočívá v porovnání hlavních statistických ukazatelů získaných modulem *r.univar*. Byly porovnány hodnoty kumulativního součtu hodnot FA, průměrná velikost FA a maximální hodnota FA (spíše doplňkový údaj pro zajímavost). Tyto údaje jasně ukazují na schopnosti jednotlivých modulů udržovat nepřerušované dráhy odtoku. V případě, že dojde k přerušení dráhy odtoku, začnou se hodnoty dráhy odtoku z místa, kde došlo k přerušení počítat od nuly; hodnoty výše uváděných veličin potom zákonitě klesají. Zvláště patrný je tento jev u modulu *r.flow* (viz dále).

In situ byly ověřeny některé oblasti s vysokými hodnotami akumulace povrchového odtoku (zejm. v povodí Suché Bělé a Jetřichovického potoka) – viz fotografie v Příloze, kde byly hledány stopy intenzivní činnosti povrchového odtoku. Byly voleny nejen výrazné, kanálovité struktury (kde je předpoklad, že identifikace vyšších hodnot povrchového odtoku nebude pro modely obtížná), ale i drobné stopy po ronech, detekčních kuželech hrabanky apod., viz Obr. č. 63. U těchto míst byly sice určeny pomocí GPS jejich souřadnice, nicméně díky tvaru reliéfu je na většině míst NP možný příjem jen omezeného množství družic systému GPS a tudíž přesnost je nižší (v kontextu s vysokou přesností DEM a snahou pracovat se skutečně drobnými reliéfními stopami), než by bylo žádoucí – až desítky metrů (Miřijovský, 2008).



Obrázek 63 Ronová rýha a její poloha na mapě FA v povodí Suché Bělé.

Pro povodí Suché Bělé, Dlouhé Bělé, Koutského potoka, Kachního potoka, Jetřichovického a Červeného potoka byly díky laskavosti kolegů z Vysoké školy báňské – Technické univerzity v Ostravě spočítány hodnoty výšky povrchového odtoku pomocí srážko-odtokového modelu MIKE SHE. Tento model byl zvolen z několika důvodů. Tím hlavním je fakt, že MIKE SHE lze považovat za (do značné míry) průmyslový standard a zároveň jeden z nejkompexnějších a nejprověřenějších systémů pro modelování srážko-odtokového procesu vůbec (Unucka, 2014). Zároveň se jedná o

system s vysokými pořizovacími i provozními náklady. Pro jeho smysluplné provozování je nutná vysoce kvalifikovaná obsluha. Pro ověřování výsledků výpočtů různých algoritmů byl použit jako etalon. Vzhledem k velikosti a rozlišení gridů, na nichž probíhaly simulace, bylo jeho rozlišení sníženo na 5x5 metrů. I tak byla výpočetní náročnost extrémní. Vzhledem k tomu, že výstupem porovnávaných algoritmů jsou hodnoty FA, zatímco výstupem modelu MIKE SHE je výška odtoku, je zřejmé, že klasické korelování hodnot nemůže přinést uspokojivé výsledky. Přesto bylo použito pro případ, že by prokázalo (trendem) možnost větší či menší podobnosti výsledků algoritmů pro výpočet FA s výstupy z modelu MIKE SHE. Protože jedním z cílů práce obecně bylo i porovnání Open Source nástrojů s komerčním etalonem, byly pro výše uvedených šest povodí spočítány výšky povrchového odtoku modelem SIMWE, konkrétně jeho implementací *r.sim.water* v systému GRASS GIS. Bylo použito i stejné rozlišení. Takto získané výstupy již bylo možno podstatně lépe porovnávat s výsledky modelu MIKE SHE. Korelace byly prováděny pomocí modulu *r.covar* s volbou výstupu v podobě korelační matice pro rastry FA spočítané pomocí různých algoritmů, rastru topografického indexu (TCI), rastrů výšky a objemu povrchového odtoku dle modulu *r.sim.water* a samozřejmě rastru výšky odtoku dle modelu MIKE SHE. Výstupem modelu MIKE SHE byly ESRI gridy s příponou *.asc*, obsahující údaje o výškách odtoku v průběhu simulace. ESRI gridy byly do systému GRASS GIS naimportovány pomocí modulu *r.in.arc*. Ověření korelací proběhlo modulem *r.regression.line*.

Výstupem modulu *r.covar* je mj. korelační matice, čili matice jednoduché korelace (Pearsonův korelační koeficient) mezi všemi proměnnými (Meloun, 2002). Pearsonův korelační koeficient je zpravidla počítán ze vztahu (Bednářová, 2014):

Rovnice 9 Pearsonův korelační koeficient r

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

Kde X_i Y_i jsou dvojice hodnot analyzovaných datových souborů X a Y a \bar{X} je aritmetický průměr ($\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$). Vypočítané hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu se buď porovnávají s **kritickou hodnotou korelačního koeficientu**

(dostupné tabelárně, ve statistických, či on-line kalkulačkách), závislého na n , nebo se převádí testovací statistika do pravděpodobnostní škály a určuje se pravděpodobnost P . V závislosti na hodnotě vypočteného koeficientu r lze pak přijmout nulovou hypotézu H_0 o nezávislosti porovnávaných datových souborů (je-li hodnota r nižší, než hodnota kritické hodnoty korelačního koeficientu) nebo přijmout alternativní hypotézu H_a o závislosti hodnota datových souborů. Hypotézy jsou přijímány či odmítány hladině pravděpodobnosti α , jež má zpravidla hodnotu 0,05 (statisticky signifikantní) či 0,01 (statisticky velmi signifikantní).

Provedená korelační analýza v systému GRASS GIS pak měla tuto podobu:

```
r.covar -r map=výstup_MIKE_SHE, topografický_index_, r.flow-DInf, r.terraflow-MFD,
r.watershed-MFD, r.terraflow-SFD, r.watershed-SFD,
r.sim.water_výška_odtoku, r.sim.water_objem_odtoku
```

Modul *r.covar* má své kořeny ještě v původní vývojové fázi GRASS GIS, která probíhala v gesci USA-CERL, jeho autorem je M. Shapiro a modul je od roku 2008 stabilní a nepodléhá jinému vývoji, než úpravám kompatibility kódu pro nové verze GRASS GIS. Pro kontrolu byly výběrově provedeny korelace modulem *r.regression.line*, který pracuje vždy pouze s dvojicí porovnávaných souborů (gridů). Vzhledem k jeho rozdílné době vzniku autorovy i implementátorovy do systému GRASS GIS a vzhledem k jinému prostředí kde byly vyvinuty (armádní vs. akademická sféra) lze předpokládat nezávislost výsledků těchto dvou modulů. Došlo i k porovnání výstupů *r.terraflow* a MIKE SHE v prostředí ArcView 3.2 pomocí extenze *Grid and Theme Regression 3.1e* autora J. Jenness (Jenness, 2006). Vzhledem k tomu, že výsledky byly velmi podobné výsledkům modulu *r.covar* byly udělaný regrese jen u několika povodí pro ověření relevantnosti výstupů modulu *r.covar*. U této extenze se bohužel objevil zásadní problém s velikostí porovnávaných rastrů a tak bylo nutno výrazně snížit počet samplovaných bodů, v opačném případě byla extenze nestabilní. I tak byly výpočty úspěšně ukončeny jen u některých povodí. Vzhledem k nutnosti použití nízkého počtu samplovaných bodů (500) a zároveň celkovému množství buněk gridu (po snížení rozlišení na 5x5 metrů šlo stále o stovky tisíc bodů), je diskutabilní spolehlivost takto získaných koeficientů korelace. Pro tyto pochyby nebyly výsledky z tohoto modulu zahrnuty do výsledků práce. Analýzy, které proběhly nicméně vykazovaly značnou podobnost výsledkům modulů *r.covar* a *r.regression.line*.

Protože výše uvedené analytické nástroje zkoumají především spojitost hodnot porovnávaných dat, nikoliv jejich plošnou distribuci (navíc plošná distribuce výše uvedených dat má rozdílný charakter), bylo nutno ověřit schopnost detekce kritických míst v ploše jinak. Z tohoto důvodu byly zkoumané rastry **reklasifikovány** modulem *r.reclass* na místa s obecně vysokými hodnotami zkoumaného jevu (FA, nebo výška odtoku). Místům s vysokými hodnotami zkoumaného jevu byla přiřazena hodnota 1, ostatním hodnota 0 (pomocí modulu *r.null*). U takto reklasifikovaných rastrů pak bylo snadné vizuálně porovnat detekci kritických míst v ploše. Přestože hodnoty korelačních koeficientů vypočítaných modulem *r.covar* se obecně pohybují na nízkých hladinách (cca $R=0,18-0,25$, u modulu *r.flow* výrazně méně), je zřejmý trend, kdy obecně nejvyšší hodnoty mají moduly používající MFD variantu algoritmů, zejm. MFD verze modulu *r.terraflow*. Z tohoto důvodu byla MFD varianta modulu *r.terraflow* zvolena jako hlavní zdroj výpočtů hodnota FA pro všechna povodí. Bylo otestováno provedení **normalizace** (pomocí SAGA GIS) výsledných rastrů a jejich následné korelování. Převedení škály hodnot gridu do rozsahu 0-1 však nemělo žádný významný efekt na dosažené korelační koeficienty.

Aby bylo možno ověřit, zda rozdílné modely shodně určují kritická místa povodí (tj. místa v vyšších hodnotami FA či výšky povrchového odtoku) i jinak, než vizuální kontrolou reklasifikovaných rastrů či korelací dat značně rozdílných surových výstupů hodnot FA a výšek odtoku, bylo nutné gridy výšek odtoku z modelu *r.sim.water* a modelu MIKE SHE upravit. Žádoucí bylo provedení buď klasické zonální statistiky, event. reklasifikace dat, aby bylo možno porovnat, zda výstupy různých hodnot (např. FA a výšky povrchového odtoku) indikují shodně kritická místa povodí. K tomu účelu bylo využito USACE modulu GRASS GIS *r.clump*. Tento modul prochází mřížkou 2x2 buňky grid a hledá spojitě oblasti buněk se stejnou hodnotou (online Reference manual Grass, 2014). Každé takto vniklé spojitě oblasti přiřazuje unikátní hodnotu. V místech, kde nejsou žádné spojitě buňky, dosazuje hodnoty NULL, no_data (*). Takto roztříděná data je již možno dobře korelovat, např. modulem *r.covar*.

Tímto způsobem bylo možno objasnit míru souladu či nesouladu mezi daty ze systému GRASS GIS a modelu MIKE SHE, použitého jako etalon.

Pro jednotlivá povodí byly v prostředí SAGA GIS spočteny gridy normalizovaných a standardizovaných výšek, jakož i hloubek údolí a tyto hodnoty následně podrobeny vyhodnocení elementárních statistických ukazatelů.

Získané hodnoty FA a morfometrické charakteristiky dílčích povodí byly podrobeny korelacím s cílem nalézt vazby mezi jednotlivými veličinami.

Základní morfometrické a výškopisné ukazatele byly počítány dle vzorců:

Rovnice 10 Absolutní spád povodí. Rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší nadmořskou výškou (kótou) v povodí (Hrádek, Kuřík, 2004)

$$\Delta H = H_{\max} - H_{\min}$$

Rovnice 11 Meltonův index povodí. (Melton, 1965)

$$R = \Delta H \cdot A^{-0,5}$$

Kde A znamená plochu povodí v m^2 .

Rovnice 12 Zjednodušený vzorec pro výpočet hypsometrického integrálu (Šír, 2009)

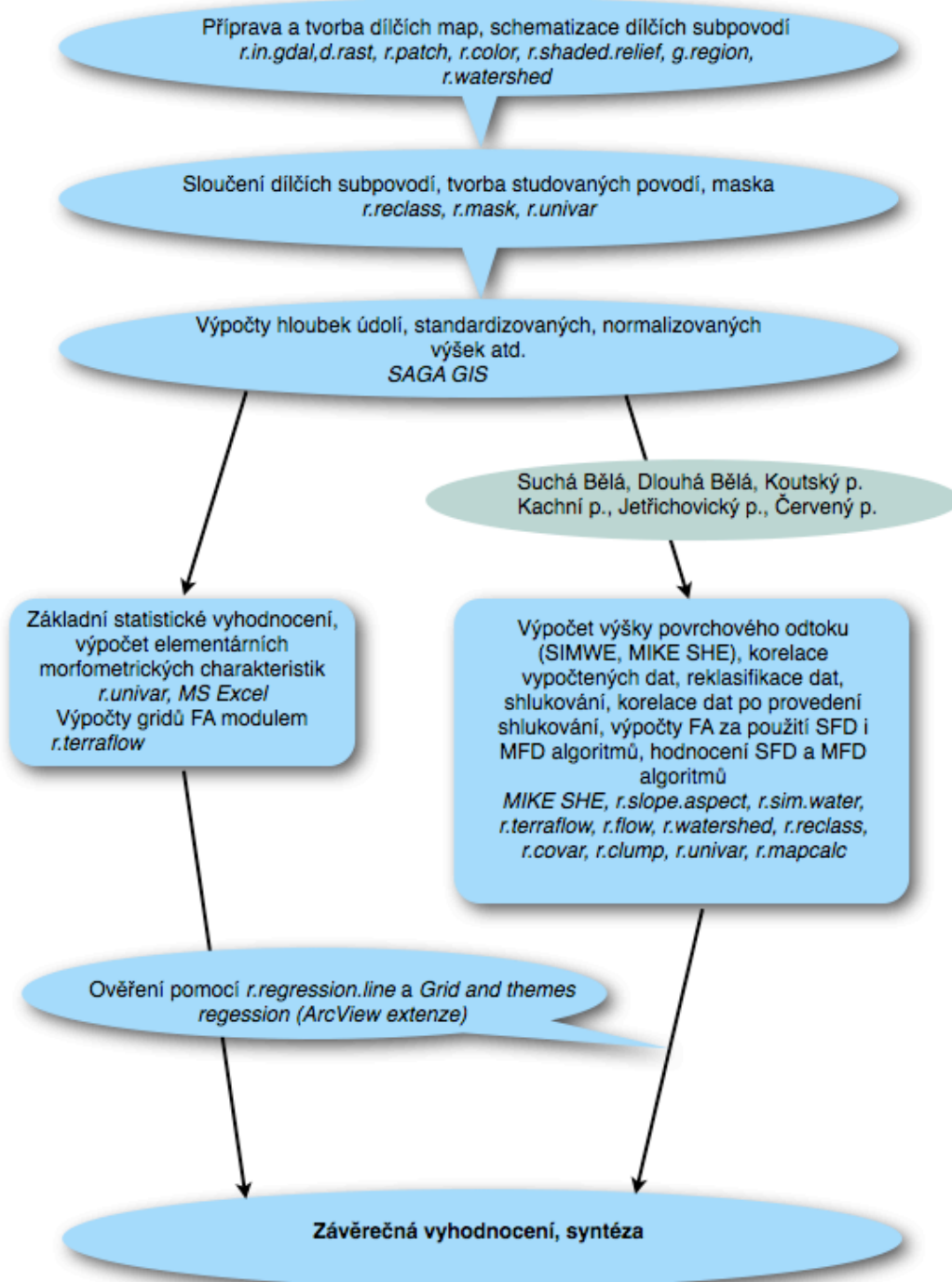
$$H_{\text{int}} = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\min}}{\Delta H}$$

Zjednodušená forma výpočtu hypsometrického integrálu, aproximující hodnoty skutečného hypsometrického integrálu (Šír, 2009) při použití v DP poskytovala relavenantí údaje ve vztahu k hypsografickým křivkám.

Rovnice 13 Zjednodušený vzorec výpočtu sklonu povodí (Hrádek, Kuřík, 2004)

$$I_{sv} = \left(\frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sqrt{A}} \right) * 100$$

U povodí, jež jsou v databázi DIBAVOD byly porovnány hodnoty ploch povodí tak, jak jsou uloženy v této databázi s hodnotami vypočtenými na základě provedené schematizace modulem *r.watershed* nad DEM GeNeSiS. Stejně tak byly porovnány vypočtené délky údolnic (L_i) extenzí AG Hydro v prostředí ArcGIS s délkou údolnic generovanou modulem *r.watershed* podle principů postulovaných v pracích D. R. Montgomeryho a W. Dietricha (Montgomery, Dietrich, 1988 a Montgomery, Dietrich, 1992). Uvedená porovnání měla za cíl ověřit spolehlivost dat používaných v běžné hydrologické (zejm. posudkové a bilanční) praxi. Bylo možno očekávat, že zejm. v takto komplikovaném reliéfu nebude přesnost dat DIBAVOD příliš vysoká, zejm. proto, že vycházejí z podstatně méně kvalitního DEM, než jsou data projektu GeNeSiS. Nicméně tento předpoklad se ne zcela naplnil (viz dále).

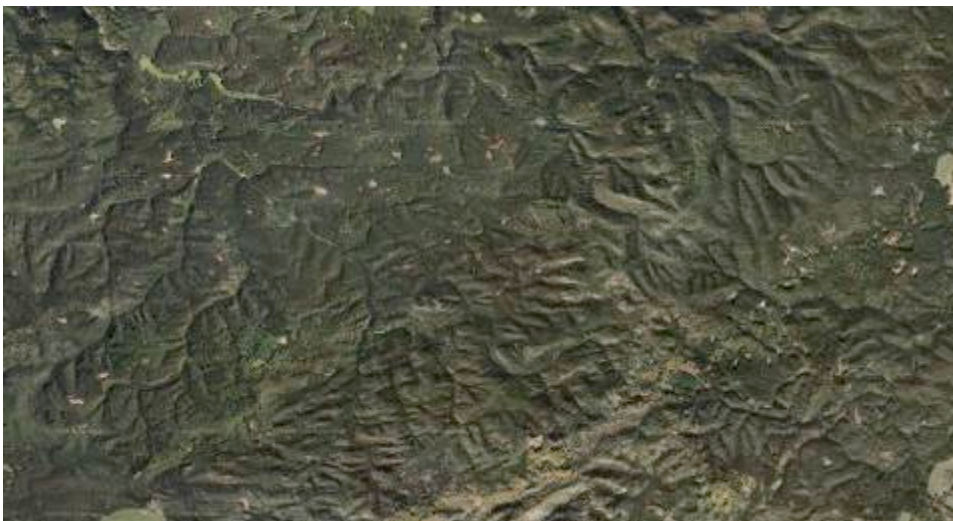


Obrázek 64 Základní schéma postupu prací a hlavních používaných modulů.

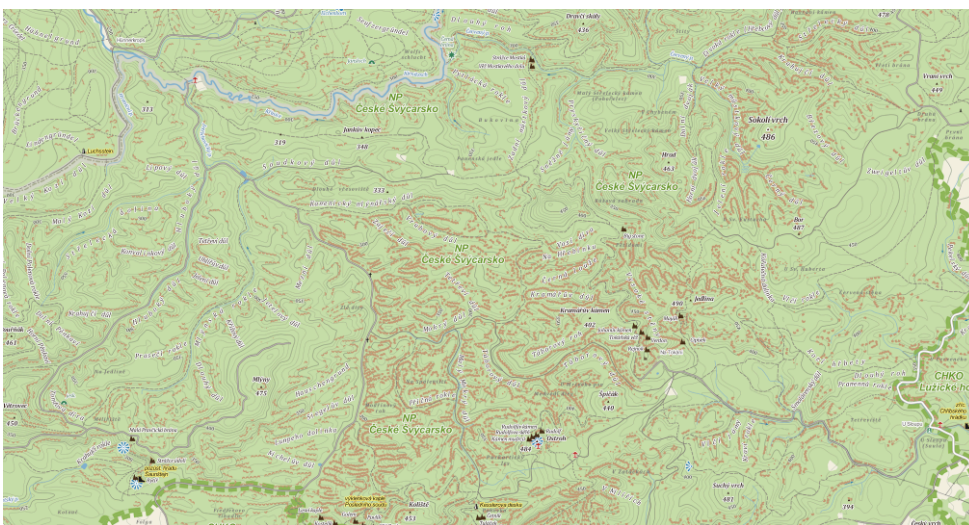
3. Výsledky

3.1. Různé mapové prezentace zkoumaného území

Vzhledem ke složitosti území nedávají klasické mapy dostatečný přehled a strukturu, členitosti a komplikovanosti zkoumaného území. Následuje sekvence klasických map (zdroj GEODIS; mapy.cz) a následně map projektu GeNeSiS a map z těchto dat odvozených v systému GRASS GIS a SAGA GIS. Tato sekvence může být jakousi „cestou ve zkoumání krajiny“.

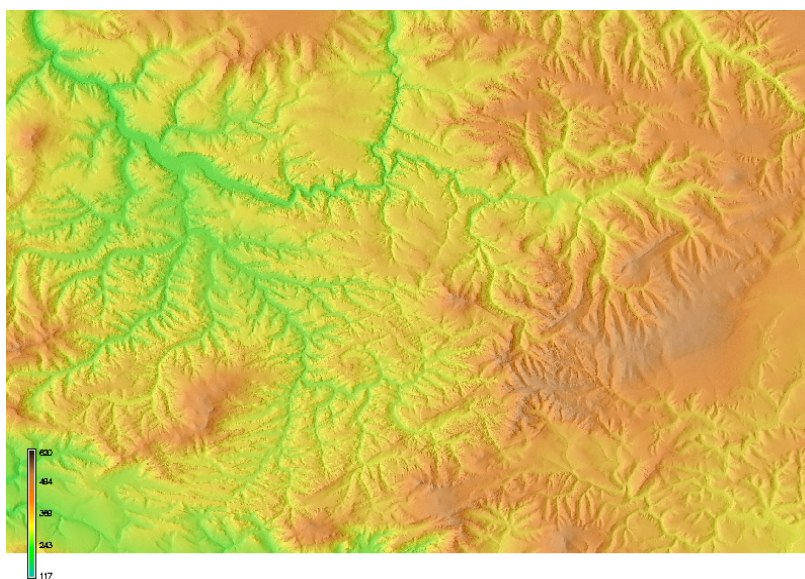


Obrázek 65 Povodí Jetřichovického a Červeného potoka – RGB ortofoto mapa (mapy.cz)

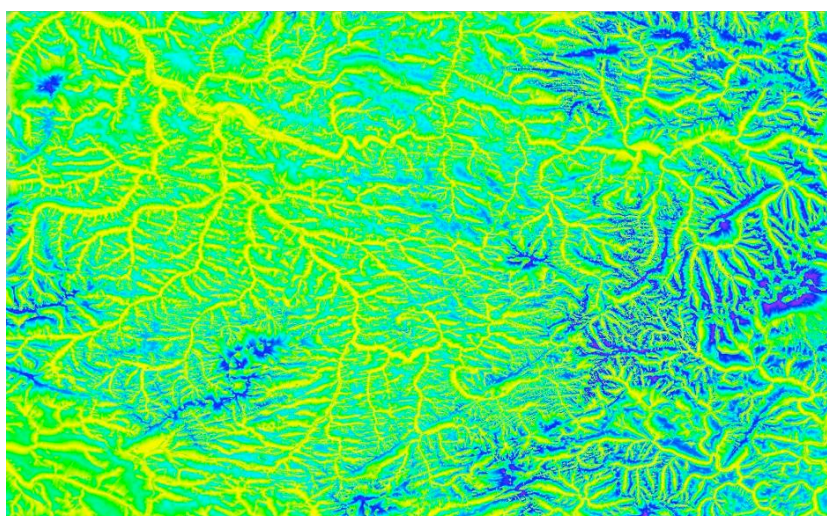


Obrázek 66 Povodí Jetřichovického a Červeného potoka – vrstevnicová mapa (mapy.cz)

Tato dvě zobrazení zkoumané oblasti (konkrétně jde o centrální partie NP v povodích Jetřichovického a Červeného) potoka neposkytují mnoho informací o struktuře krajiny, síti (byť efemerních) vodotečí, systému roklí a soutěsek, a neposkytují ani mnoho informací o výškových poměrech. V tomto typu reliéfu se stávají vrstevnicové mapy značně nepřehlednými. Paradoxně nejlepší přehled o struktuře a průběhu roklí v tomto typu map poskytuje síť lesních cest, které často vedou po dnech roklí. Další sekvence map již poskytuje podstatně více informací o struktuře reliéfu a určité „logice“ krajiny, která zpravidla nebývá ze standardních mapových výstupů zřejmá. Následující mapy již vycházejí z DEM GeNeSiS.

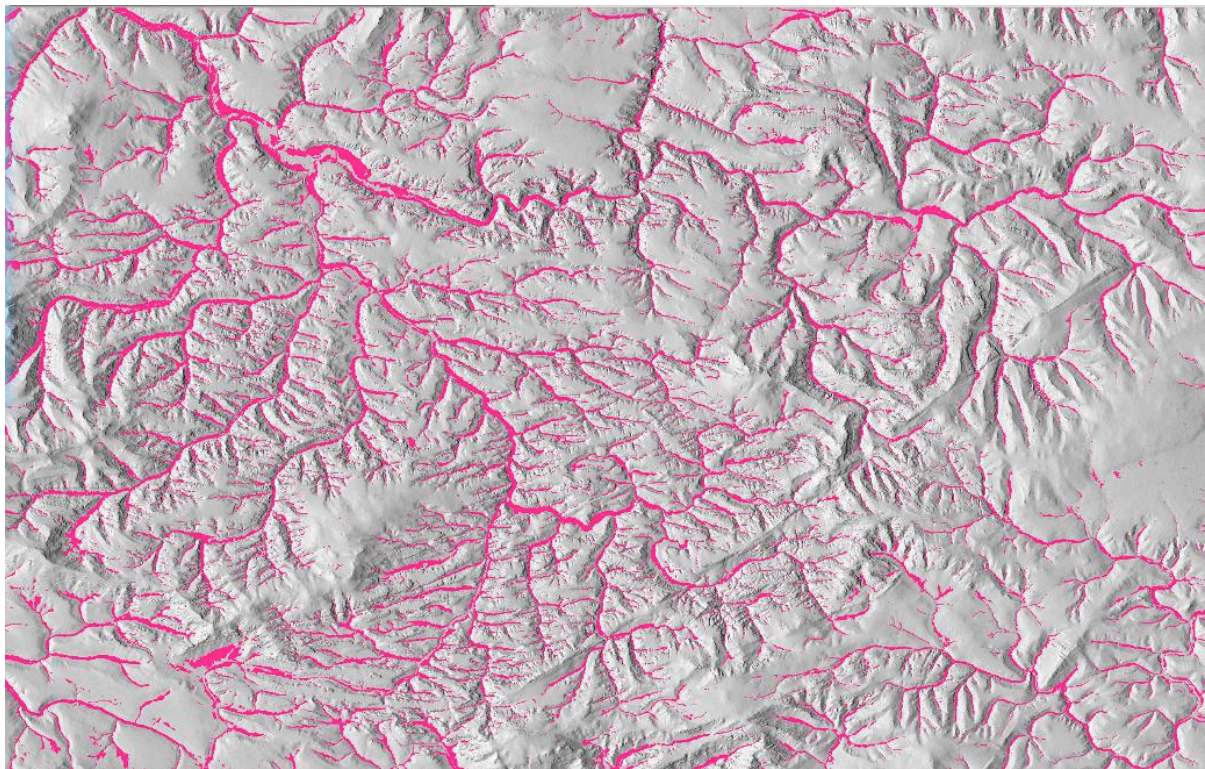


Obrázek 67 Jetřichovického a Červený potok – složená mapa elevací (DEM GeNeSiS) a stínovaného reliéfu



Obrázek 68 Povodí Jetřichovického a Červeného potoka – mapa standardizovaných výšek s barevnou škálou zvýrazňující dna roklí (žlutá barva) (SAGA GIS)

Mapa na Obrázku č. 68 již poměrně dobře znázorňuje systém roklí ve studované oblasti. Žlutou barvou jsou vyznačena místa s nízkou relativní výškou vůči svému okolí (ve většině případů jde o samotná dna roklí a soutěsek. Modré odstíny označují místa s vyšší elevací oproti okolnímu reliéfu, zejm. tedy plata rozrušených pískovcových plošin, skalních věží a neovulkanických vrcholů. Lze ji považovat za mapu sítě roklí (ve smyslu morfologie). Je-li provedena reklasifikace standardizovaných výšek (event. normalizovaných výšek), lze vhodně nastavenými reklasifikačními kritérii získat rastr znázorňující samotná dna roklí, tedy místa s největším soustředěním povrchového odtoku i saturace půdy vodou. Následně lze vypočítat podíl těchto ploch na celkové rozloze zkoumaného území.



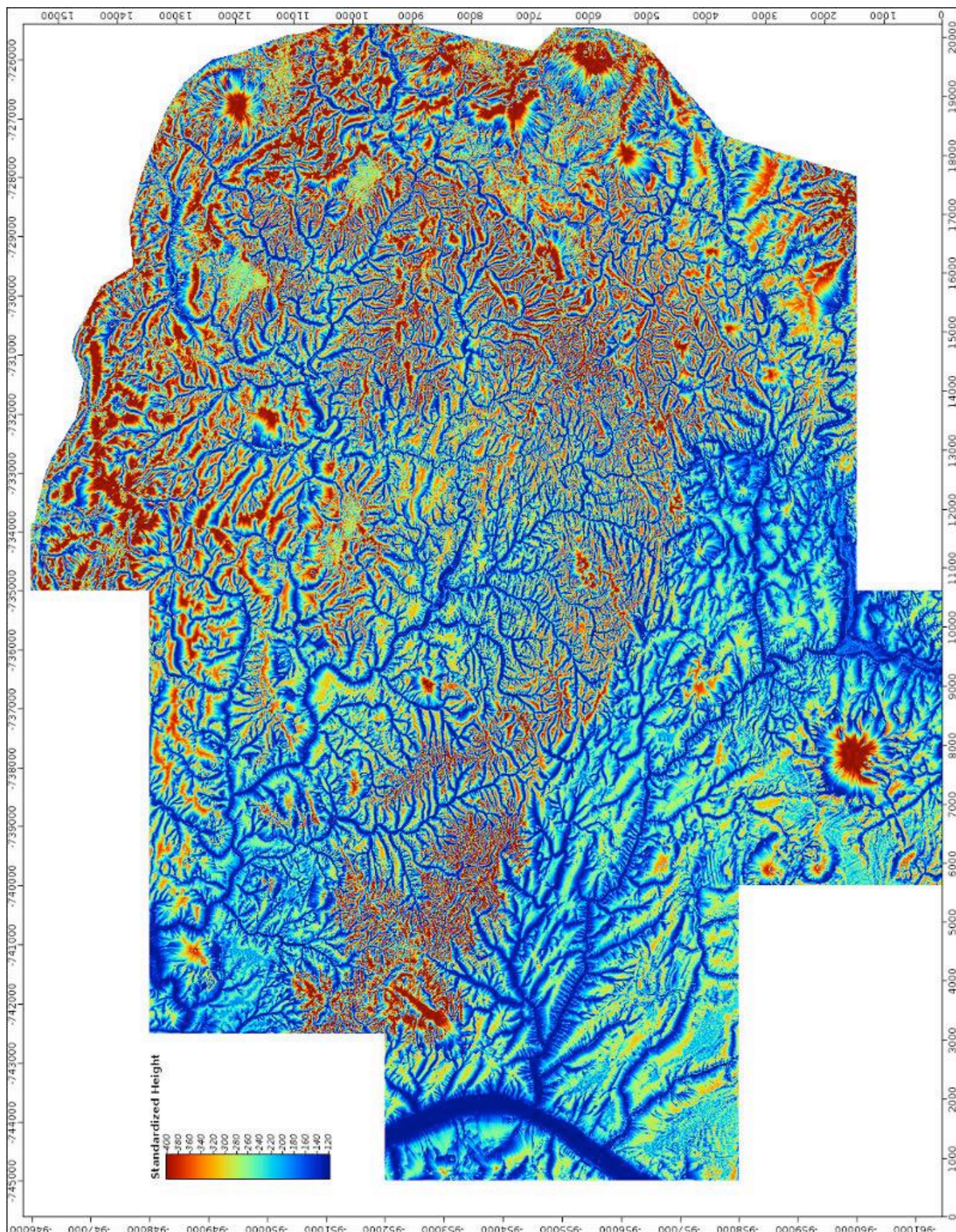
Obrázek 69 Povodí Jetřichovického a Červeného potoka – reklasifikovaná mapa standardizovaných výšek proložená do mapy stínovaného reliéfu (GRASS GIS)

Takto reklasifikovaná mapa standardizovaných výšek již dává jasnou představu o lokalitách, kde se bude tvořit podstatná část soustředěného povrchového odtoku. Tyto oblasti lze považovat za ono „nejnižší“ patro etážovité krajinné struktury (stolové hory a neovulkanity - zarovnaná pískovcové paroviny - dna soutěsek, kaňonů a roklí). Podíl ploch tvořících (s jistou dávkou zjednodušení) dna soutěsek na celkových plochách zkoumaných oblastí je v následující tabulce.

Tabulka 19 Srovnání celkové plochy a ploch reklasifikovaných standardizovaných výšek.

Hodnocená oblast	Celková plocha oblasti (m ²)	Plocha nejnižších partií roklí oblasti (m ²)	Podíl na celkové ploše (%)
DEM GeNeSiS	316 435 776	19 651 299	6,2
NP Č. Švýcarsko	79 237 801	7 702 314	9,7
Zkoumaná oblast	107 295 076	9 546 714	8,9

V prvním řádku tabulky jsou uvedeny hodnoty z celé části DEM GeNeSiS, poskytnuté Správou NP České Švýcarsko (viz Kapitola 2.6). Následují hodnoty z území, které pokrývá NP České Švýcarsko a konečně hodnoty ze všech povodí zkoumaných v rámci této práce. Z výše uvedené tabulky je zřejmé, že plocha nejnižších partií, kde se soustřeďuje povrchový odtok a jejichž míra saturace má potom zásadní vliv na odtok, nedosahuje ani 10ti %. Při změně reklasifikačních pravidel by pochopitelně došlo ke změnám výše uvedených ploch, nicméně v zanedbatelném rozsahu (stěny většiny roklí jsou extrémně příkré). Dále je zřejmé, že v oblasti NP České Švýcarsko je podíl těchto ploch nejvyšší, což poukazuje na fakt, že do NP byly začleněny nejskalnatější oblasti, blízké se charakteru skalního města. Disponibilní DEM projektu GeNeSiS zahrnuje i část mírně zvlněného reliéfu na okraji lužického plutonu či zarovnané paroviny v oblasti mezi kaňonem Labe a Růžovským vrchem, podíl soutěsek a roklí na celkové ploše je tedy nižší. Mírně nižší (o 0,8%) podíl ploch den soutěsek ve Zkoumané oblasti vůči podílu v NPCS lze vysvětlit zejm. zahrnutím povodí Dlouhé Bělé, Jetřichovické Bělé, Kachního a Dolského potoka, která (ač po stránce reliéfu či tvaru povodí velmi zajímavá) mají menší podíl ploch extrémního skalnatého reliéfu a z jejich povodí leží z větší části mimo vlastní území NPCS (viz Obr. 61 a 62). Velmi dobrou představu o průběhu roklí bez ohledu na jejich nadmořskou výšku dává i mapa délek svahů (viz Obr. č. 72). Pro reklasifikaci se ovšem hodí poněkud méně, protože stejné hodnoty, jaké jsou přiřazovány dnům roklí mají i mírné svahy a ploché partie reliéfu (tedy zejm. strukturní plošiny, paroviny apod.) a jejich automatizované oddělení v rámci GIS procedur by bylo poněkud obtížné. Tato obtížnost roste zejm. mimo striktně pískovcový reliéf. Pro ilustraci je tento typ mapy uveden na konci kapitoly.



Obrázek 70 Upravený rastr standardizovaných výšek s barevnou preferencí vyšších poloh (pískovcových skal a neovulkanitů) /SAGA GIS/

Mapa na Obr. č. 70 dává velmi dobrou představu o struktuře reliéfu a rozdělení elevací. Tmavomodrá barva prezentuje nejnižší partie krajiny, dna soutěsek, roklí, kaňonů. Světlé přechody modré a žluté odpovídají zejm. středně denudovaným parovinám a

svahům, odstíny červené potom prezentují jednak vyšší polohy pískovcových skalních útvarů, kužely neovulkanitů (dobře patrný zejm. Růžovský Vrch v jižní části mapy, či Vlčí hora na severovýchodě) a hřbety Lužického plutonu, obloukovitě od východu k severu obklopující pískovcová území. Pozoruhodná je i struktura centrálních pískovcových oblastí (do značné míry se kryjící s územím NPCS), kdy labyrint největších skalních útvarů tvoří deformovaný oblouk otevřený k severovýchodu. Jeho centrální část tvoří povodí Jetřichovického potoka. Křinice v oblasti Kyjova opouští oblast Lužického Plutonu a bez velkých reliéfních stop vstupuje „nenápadně“ do pískovcové oblasti Kyjovským údolím. Nabízí se úvaha, zda neexistuje souvislost mezi plošně nepřilíš vyvinutým údolím Křinice v oblasti, kde tento tok dotuje turonský křídový kolektor BC (viz Kap. 2.1.6) a náhlým rozšířením údolí za soutokem s Brtnickým a Bílým potokem, kde Křinice začíná být naopak z tohoto kolektoru dotována a její vodnost významně roste (Pacl 2014).

3.2. Výsledky základních výškopisných a morfometrických analýz studované oblasti

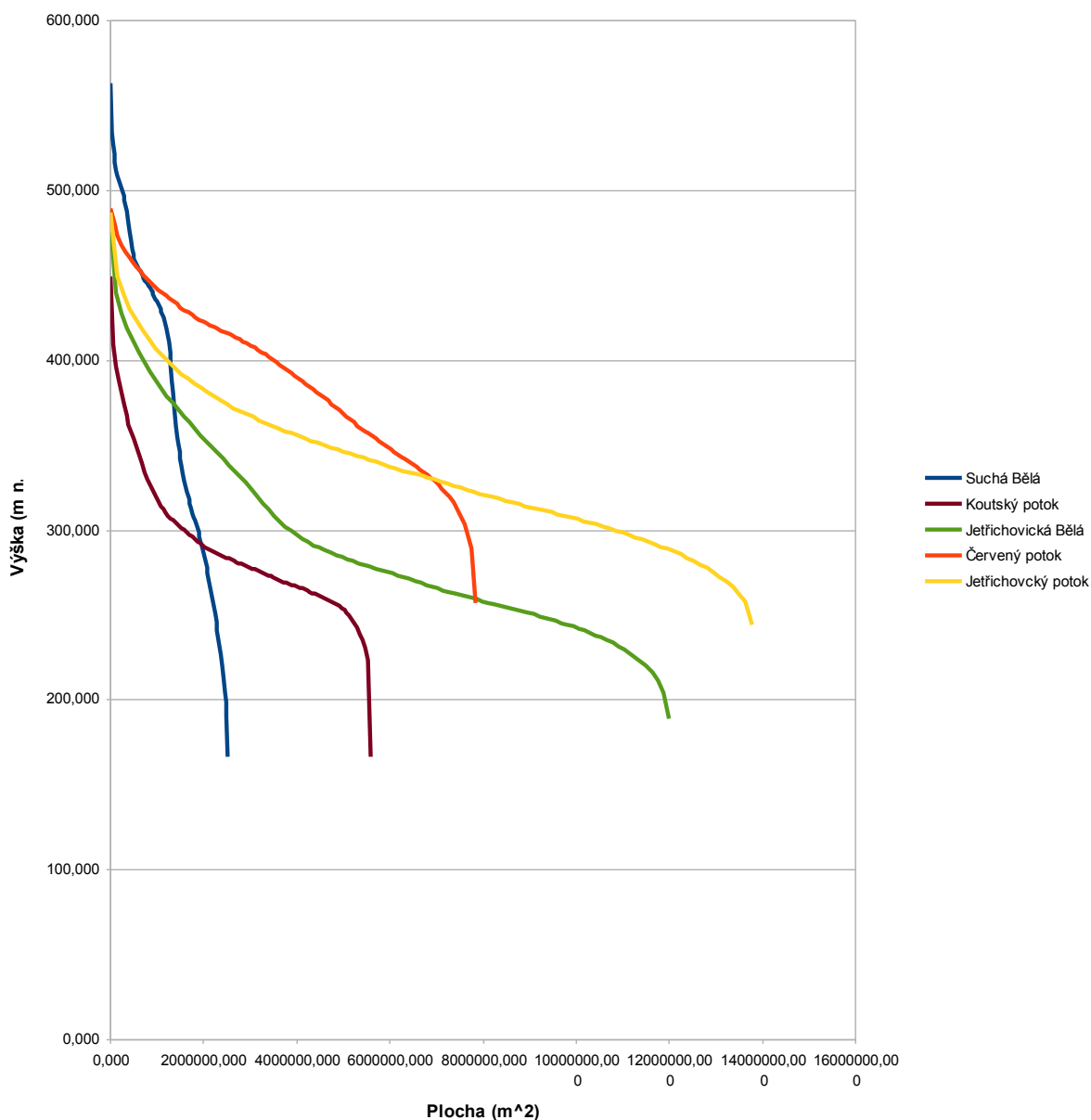
Byla hodnocena data z celého dostupného DEM projektu GeNeSiS, pro porovnání s vlastními zkoumanými územími a pro posouzení jejich odlišnosti od širšího okolí zájmové oblasti. Spíše pro zajímavost byla doplněna i hodnota Meltonova indexu povodí R, který je ovšem pro území, jež netvoří kompletní povodí nevypovídající. Drobné odchylky v maximálních a minimálních výškách mohou vycházet z nutnosti pro některé výpočty používat nižší rozlišení gridu (místo 1x1 m 5x5 m), aby některé analýzy vůbec proběhly. Při resamplování na jiné rozlišení pochopitelně dochází k drobným změnám hodnot nadmořských výšek (patrné u nejvyšší nadmořské výšky: Růžovském vrchu).

Tabulka 20 Základní výškopisná data z DEM projektu GeNeSiS, NP České Švýcarsko a zkoumaných povodí. H_{min} - nejnižší nadmořská výška, H_{max} - nejvyšší nadmořská výška, ΔH - výškový rozsah území, A - plocha území, H_{int} - hypsometrický integrál, R - Meltonův index povodí

Oblast	H_{min} m n. m.	H_{max} m n. m.	ΔH m	H_{mean} m	A km ²	H_{int}	R
GeNeSiS	117,1	619,8	502,6	345,0	316,44	0,451	0,0283
NPCS	118,7	619,1	501,8	338,7	79,24	0,439	0,0562
Zkoumané	123,1	619,1	496,0	347,5	107,30	0,452	0,0478

V SW SAGA GIS, modulu Terrain Analysis – Morphometry / Hypsometry byly vypočtena data pro tvorbu hypsometrických křivek několika vybraných povodí.

Interval výšek byl klasifikován do 100 tříd pro získání dostatečně přesných křivek. Povodí byla zvolena se snahou reprezentovat rozdílné oblasti zkoumaného území a projev jejich rozdílnosti na tvaru hypsografické křivky. To se do značné míry podařilo. Vyjdeme-li z klasického elementárního dělení stáří krajiny podle tvaru hypsometrických křivek, jak je ve svých četných pracech prezentoval již W. M. Davis (Davis, 1899) na stádia *Inequilibrium (Youthfull)*, *Equilibrium (Mature)* a *Transitory*, lze konstatovat, že Jetřichovická Bělá, Koutský potok a Jetřichovický potok jsou na přechodu mezi *Equilibrium* a *Transitory* třídami. Tedy zralého až starého reliéfu. Zejm. u Koutského potoka je tvar křivky poněkud zkreslen prudkým klesáním jeho závěrové rokle do prostoru mezi Ferdinandovou a Divokou soutěskou na Kamenici. Jak je zřejmé z minim hypsometrických křivek přítoků Kamenice (Suchá Bělá (přes krátký úsek Dlouhé Bělé), Koutský potok a Jetřichovická Bělá) je tok Kamenice podstatně níže, než tok Křinice, kam se vlévají Jetřichovický a Červený potok. Je to dáno tím, že všechny uvedené toky se do Kamenice vlévají v dolní části jejího toku, zatímco Jetřichovický a Červený potok se do Křinice vlévají ve střední části jejího toku. Navíc spád Křinice na jejím dolním toku je vyšší, než u Kamenice. Červený potok a Suchá Bělá (ač je její křivka poněkud zkreslena extrémním spádem v povodí) tvarem své hypsometrické křivky odpovídají spíše přechodu mezi fázemi *Inequilibrium* a *Equilibrium*, tedy mladšího stádia vývoje reliéfu. I při pohledu na mapu standardizovaných výšek se zvýrazněnými vyššími partiemi reliéfu (viz Obr. č. 70) je zřejmé, že podíl vyšších partií reliéfu je u těchto povodí větší. Je třeba upozornit, že výše uvedené dělení je dnes vnímáno jako poněkud problematické a překonané a je zde použito pouze jako orientační. Klasický davisíánský koncept erozního cyklu je dnes zpochybňován např. Holdenem, zejm. pro jeho jistou nejasnost (hlavně ve vztahu postihování „cyklů v cyklech“, nejasnosti v reakcích na změny erozně-denudačních podmínek na jedné straně a tektonických na druhé), či obtížnou ověřitelnost jeho tezí (Holden, 2008 – str. 10).



Obrázek 71 Hypsometrické křivky povodí Červeného potoka, Jetřichovické Bělé, Jetřichovického potoka, Koutského potoka a Suché Bělé.

Vyšší podíl dosud nedenuďovaného materiálu v povodích Suché Bělé a Červeného potoka pozoruhodně dobře ilustrují i hodnoty Hypsografického integrálu H_{int} .

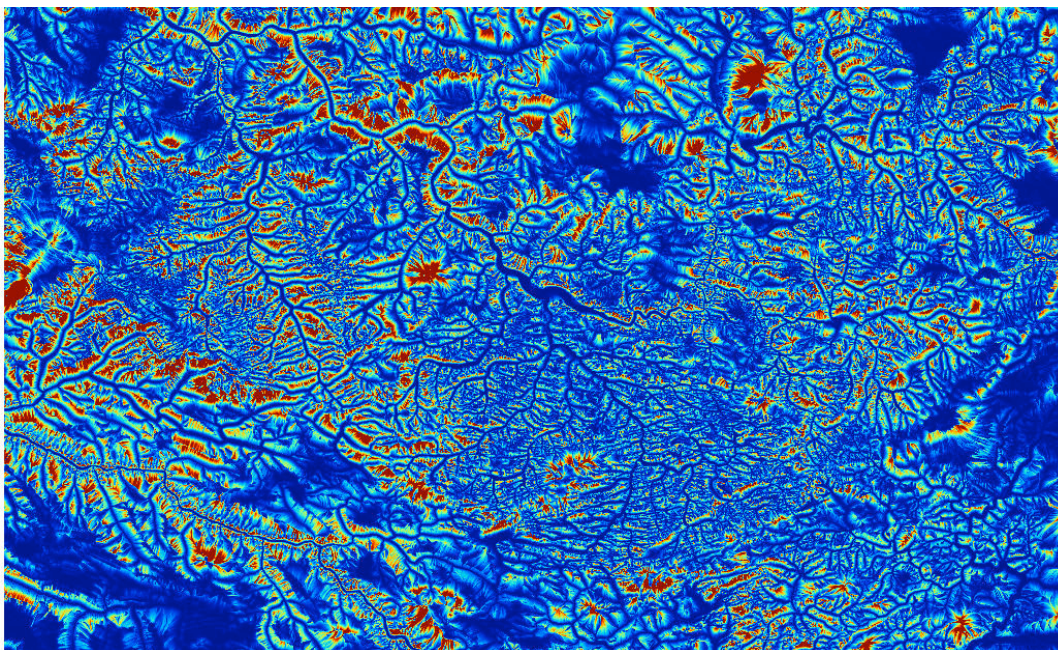
Tabulka 21 Hodnoty hypsometrického integrálu H_{int} ve vybraných povodích.

Povodí	Červený potok	Jetřichovická Bělá	Jetřichovický potok	Koutský potok	Suchá Bělá
H_{int}	0,566	0,349	0,377	0,435	0,535

Jak bude patrné v dalších částech práce lze povodí s hodnotami H_{int} vyššími než 0,5 považovat za povodí z vyšších partií dosud relativně málo denudovaného pískovcového reliéfu, nebo za povodí s významnou částí povodí ležící již mimo pískovcový reliéf

(Vlčí potok, Bílý potok). Do první skupiny lze kromě větších povodí jako zejm. Červený potok a Suchá Bělá zahrnout řadu drobných povodí, zejm. na středním toku Křinice. Kachní a Dolský potok, které patří mezi povodí s vůbec největším rozdílem výšek a zároveň zaujímavými nejvyššími polohy NP, mají zdánlivě překvapivě hodnoty H_{int} značně nízké. Je to dáno tím, že velká část jejich povodí (a zejm. vyšších partií) leží na neovulkanitech podléhajících mnohem méně denudaci, než pískovce a další sedimentární horniny. Toto bude ještě diskutováno dále.

Zajímavý je fakt, že ačkoliv stávající reliéf Českého Švýcarska lze považovat za (z geologického hlediska) poměrně velmi mladý (viz Kapitola č. 2.1.3), prezentované hypsometrické křivky odpovídají naopak reliéfu spíše středně starému až starému. S nejvyšší pravděpodobností je tento fakt dán méně odolným sedimentárním materiálem, který rychle podléhá denudaci, tvořícím podstatnou část reliéfu. Ostatně nepřekvapí, že podíl vyšších partií reliéfů (kuželů, kup, hřbetů, náhorních plošin a parovin) je v místech, kde se dostávají na povrch horniny krystalinika podstatně vyšší. Toto je patrné na samém východním a severním okraji mapy standardizovaných výšek (Obr. č. 70). Protože pojem „staří“ reliéfu, tak, jak je chápáno v davisíánské koncepci pochopitelně souvisí s odolností dominantních hornin reliéfu vůči denudaci, lze pozorovat jistý zdánlivý paradox, kdy reliéf složený z podstatně mladších křídových hornin vykazuje morfometrické ukazatele staršího reliéfu, než krajina z hornin převážně prvohorních.



Obrázek 72 Mapa délek svahů v regionu Česko-saského Švýcarska /SAGA GIS/

3.3. Přehled analyzovaných povodí

V následující části je prezentován základní přehled všech 33 analyzovaných povodí. Každé povodí je charakterizováno dvěma tabulkami a dvěma mapami.

První tabulka prezentuje výškové poměry v povodí následujícími údaji:

Kód: dvou až tří písmenné označení povodí, jak jsou označena povodí na přehledné mapě analyzovaných povodí (viz Obr. č 57).

Plocha A: plocha povodí v m² odvozená z DEM pomocí modulu r.univar

H_{min}: nadmořská výška nejnižšího bodu v povodí (zzávěrový profil) odvozená z DEM.

H_{max}: nadmořská výška nejvyššího bodu povodí odvozená z DEM

ΔH: absolutní spád povodí $H_{max} - H_{min}$

Průměrná nadmořská výška povodí H_a: aritmetický průměr nadmořských výšek DEM povodí.

Druhá tabulka obsahuje následující základní morfometrické parametry povodí:

R: Meltonův index povodí odvozený z tvaru $R = \Delta H \cdot A^{-1/2}$

H_{int}: Zjednodušená forma hypsometrického integrálu odvozená z tvaru $H_{int} = (H_a - H_{min}) / \Delta H$

L_k: délka údolnice odvozená modulem r.watershed podle principů uvedených v Kapitole č. 3.4

α: součinitel tvaru povodí odvozený ze vztahu $\alpha = A / L_k^2$

Prům. hodnota TCI: průměrná hodnota (vypočtená modulem r.univar) topografického indexu TCI vypočteného modulem r.terraflow

Prům. hodnota FA: aritmetický průměr hodnot akumulace povrchového odtoku (FA) vypočtených modulem r.terraflow

První mapa prezentuje výškové poměry povodí (rastr výšek DEM a stínovaného reliéfu) a síť toků odvozených pomocí modulu r.watershed. Místo (teoretického) pramene (ve smyslu „channel head“ v Montgomeryho a McNamarových pracech) , označené červeným bodem (viz Kapitola č 3.4 a 4). Druhá mapa je rastrem hodnot FA vypočtených modulem r.terraflow.

Povodí Bílého potoka

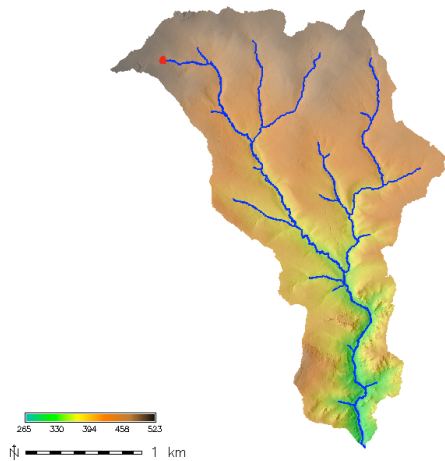
Bílý potok pramení v prostoru jižně od Mikulášovic, v oblasti CHKO Labské pískovce. V dolní části svého toku tvoří hranici s NSR a zároveň hranici mezi Národními parky České Švýcarsko a Saské Švýcarsko (NSR). V závěru Kyjovského údolí se vlévá do Křinice (v blízkosti ústí Brtnického potoka), která od tohoto místa tvoří státní hranici. S výjimkou severního okraje povodí (pramenná oblast) je prakticky celé povodí zalesněno. Číslo hydrologického pořadí je 1-15-01-0060-0-00.

Tabulka 22 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

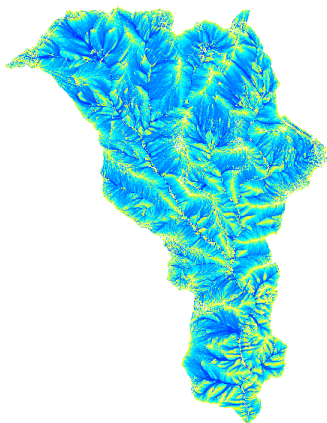
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška H _a (m n. m.)
BP	4357332	287,29	515,84	228,55	419,47

Tabulka 23 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,109	0,578	4455	0,2195	3,3543	2775,16



Obrázek 73 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 74 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Brückengrund Bach

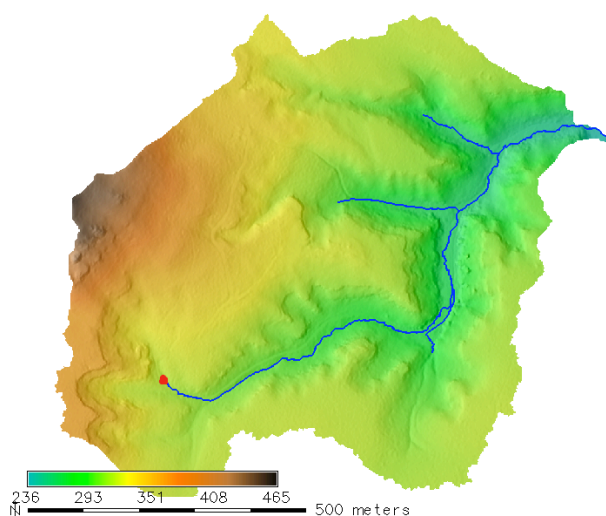
Drobné povodí leží převážně v NSR, zaujímá prostor mezi povodím Hraničního potoka a kótou Raumberk. Ústí do Křinice. Kromě několika pasek a prostoru v nivě Křinice je zcela zalesněno. Jméno je odvozeno od názvu hlavní rokle.

Tabulka 24 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

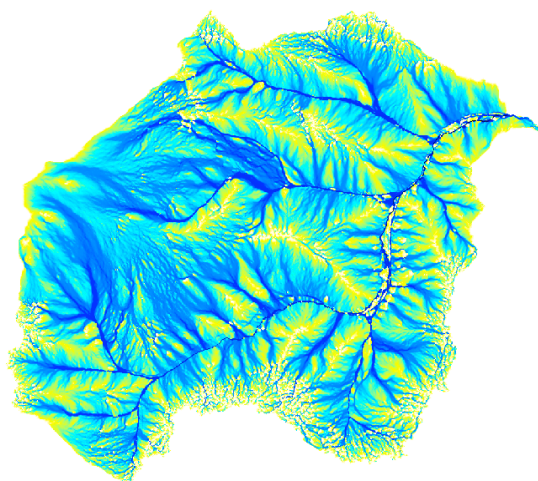
Kód	Plocha A (m ²)	Hmin (m n. m.)	Hmax (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
BB	579900	240,03	455,69	215,66	317,66

Tabulka 25 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,283	0,360	1133	0,4517	3,0260	738,51



Obrázek 75 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha.



Obrázek 76 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Čerstvého potoka

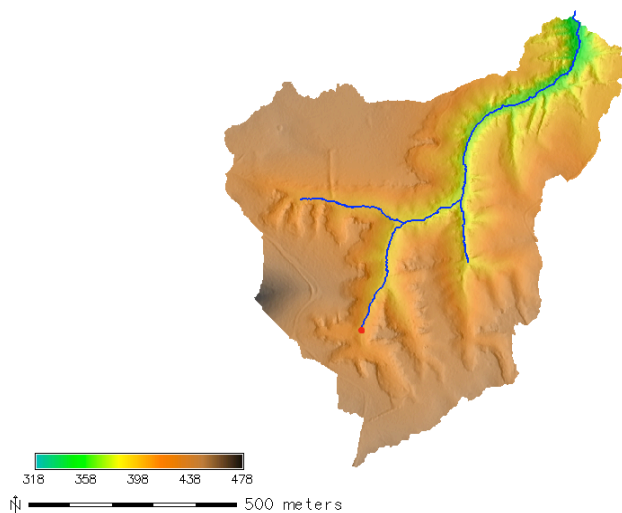
Drobné povodí, o ploše cca 0,5 km², odvodňující plochu mezi kótou Hřebec (478 m n. m.) a tokem Křinice v Kyjovském údolí. Dominantním geomorfologickým útvarem je Čerstvý důl. Zajímavostí je skalní amfiteátr, nazývaný Klenotnice.

Tabulka 26 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

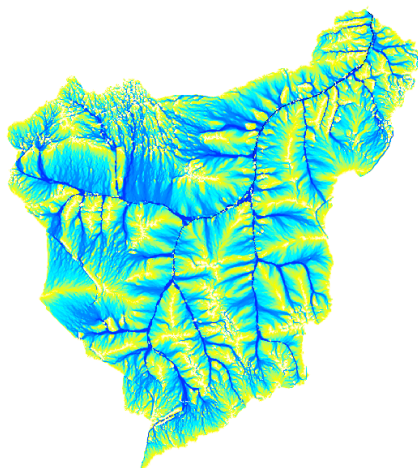
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
CEP	550776,00	333,21	477,56	144,35	418,11

Tabulka 27 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,195	0,588	1149	0,4172	2,7190	820,43



Obrázek 77 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 78 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Červeného potoka

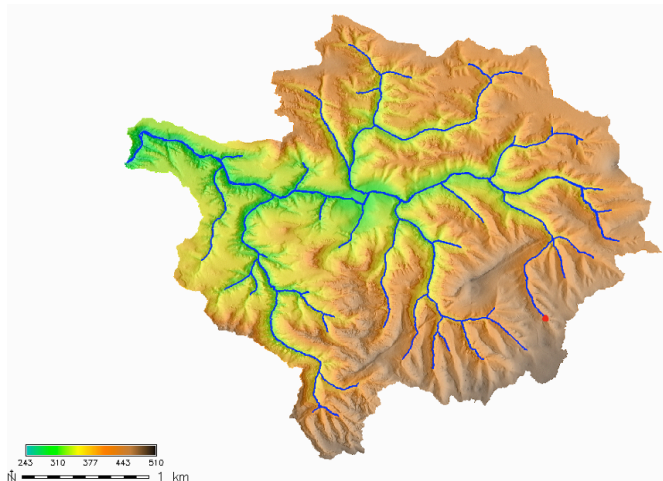
Komplikované a rozsáhlé povodí Červeného potoka zaujímá nejméně denudované pískovcové partie NP. Toto povodí patří mezi šest povodí, pro něž byly v rámci DP provedeny výpočty hodnot FA v různých algoritmech, spočítány výšky povrchového odtoku modely *r.sim.water* a MIKE SHE a tyto porovnávány. Vzhledem ke komplikované síti (převážně efemerních) toků bylo komplikované určit, který tok je hlavní a který vedlejší. Číslo hydrologického pořadí je: 1-15-01-0100-0-00.

Tabulka 28 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

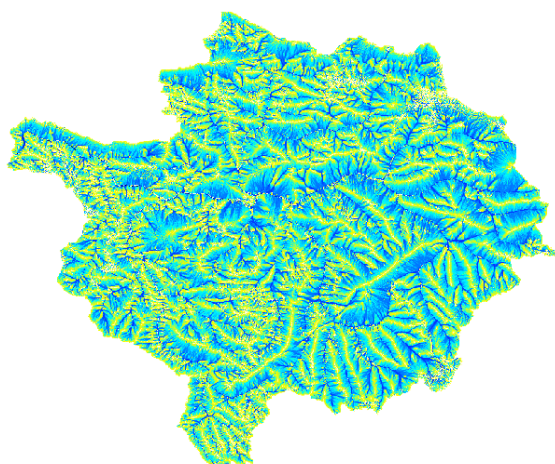
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
CP	7834066,00	255,93	489,85	233,93	388,25

Tabulka 29 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,084	0,566	4703	0,3542	2,8000	1648,34



Obrázek 79 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 80 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Dlouhé Bělé

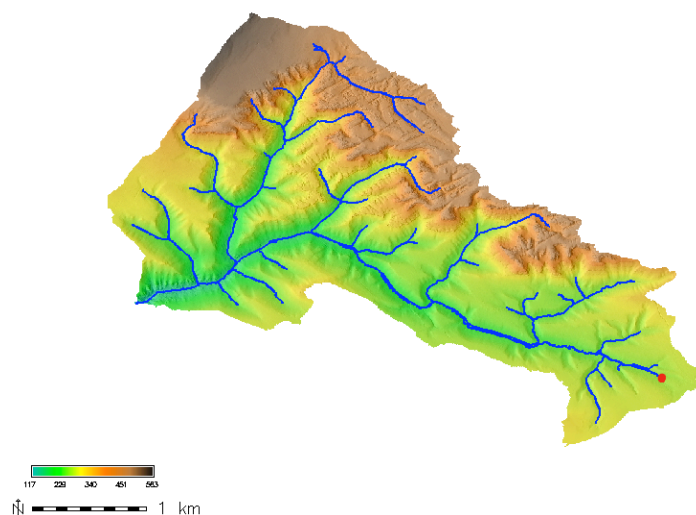
Protáhlé ZV orientované povodí se značně rozdílným charakterem reliéfu na levém (plochý, měkce modelovaný reliéf) a pravém (masivy Křídelních stěn) břehu. Povrchový odtok je ovlivňován výrazně reliéfně modelovanou vrstevnicovou cestou z Mezní Louky na Pravčickou bránu. Tok teče rovnoběžně se silnicí Mezní Louka-Hřensko a je místy tělesem komunikace ovlivňován. Zejm. v závěrečné fázi toku je tok regulován. Číslo hydrologického pořadí je: 1-14-05-0260-0-00.

Tabulka 30 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

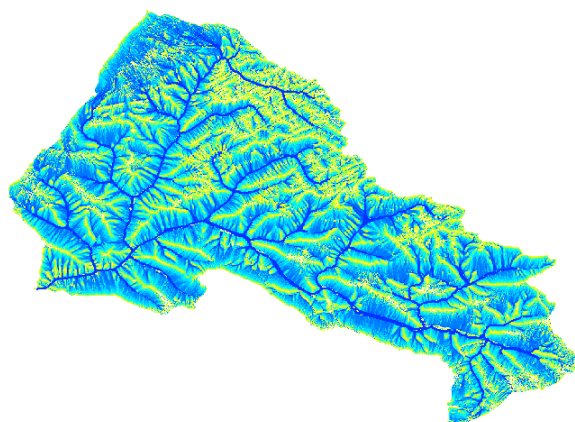
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
DB	7974580,00	123,10	526,76	439,69	313,16

Tabulka 31 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,156	0,432	4913	0,3304	3,1558	2994,87



Obrázek 81 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 82 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Dolského potoka

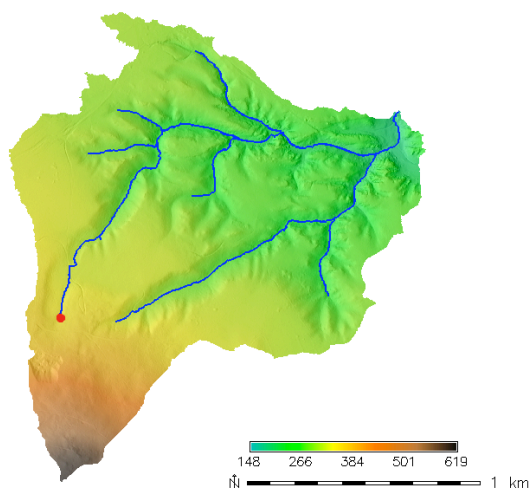
Povodí zaujímá S a SV svah Růžovského vrchu a pouze v dolní části svého povodí leží v pískovcovém systému roklí u závěru Ferdinandovy soutěsky. Do Kamenice ústí u proslulého Dolského mlýna, který mu dal jméno. Spolu s Kachním potokem patří mezi dvě povodí s největší výškovou členitostí, nicméně většina jeho povodí nemá charakter extrémně výškově členitého reliéfu skalních pískovcových systémů.

Tabulka 32 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

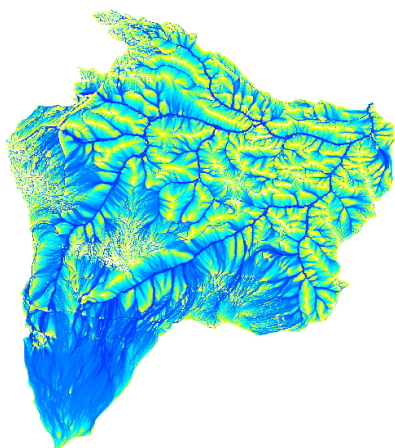
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
DOP	1946192,00	187,41	612,77	425,36	305,81

Tabulka 33 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,305	0,278	2362	0,3488	3,1350	1332,73



Obrázek 83 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 84 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Dorfbach

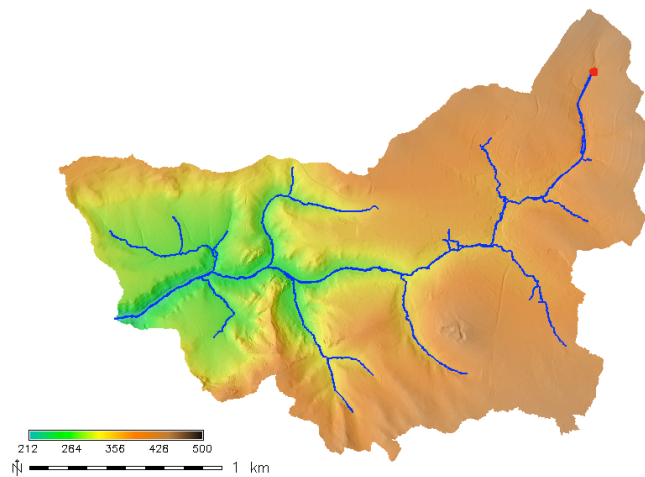
Povodí ležící na území Národního parku Sächsische Schweiz. Patří mezi nejvíce antropogenně ovlivněná povodí analyzovaná v této práci. Pramenná oblast leží v okolí obce Hinterhermsdorf, je zemědělsky a pastevně využívána a má charakter mírně zvlněné náhorní paroviny. Střední a dolní část toku potom leží v zalesněné pískovcové oblasti s extrémně modelovaným reliéfem. Jde o pravobřežní přítok Křinice.

Tabulka 34 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

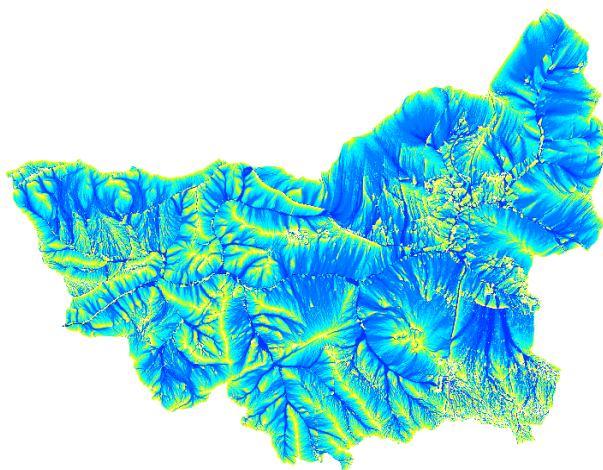
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
DOB	3700896,00	227,00	441,74	214,70	362,97

Tabulka 35 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,112	0,633	3385	0,3230	3,3880	977,73



Obrázek 85 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 86 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Dreiwinkelbach

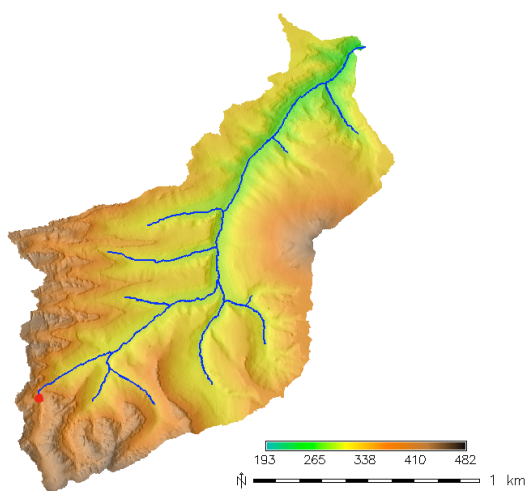
Drobné povodí na levém břehu Křinice odvodňující ZSZ svahy kóty Raumberg (458 m n. m.). Nachází ve zcela zalesněném skalnatém pískovcovém reliéfu. Tok má efemerní charakter. Kromě druhové skladby lesa je antropogenně zcela neovlivněn.

Tabulka 36 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

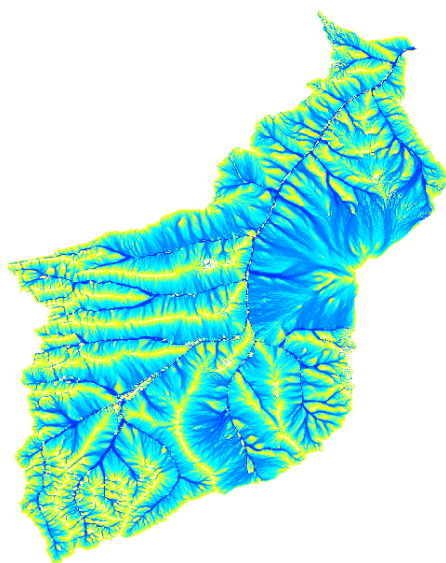
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
DRB	1679701,00	235,47	456,78	221,31	340,84

Tabulka 37 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,171	0,475	2354	0,3031	3,0265	1435,30



Obrázek 87 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 88 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Eichenbach

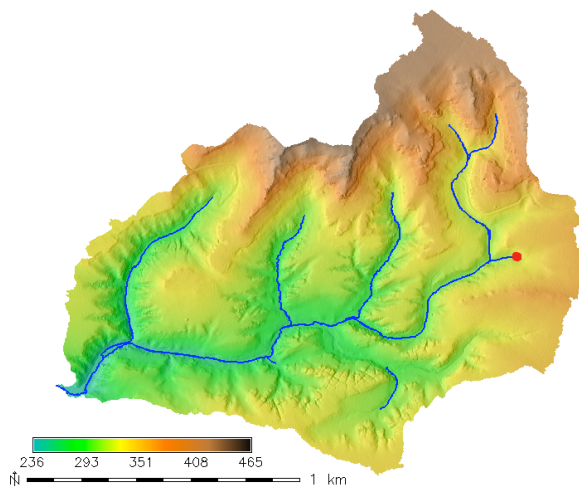
Drobný pravostranný přítok Křinice zaujímající značnou část plochy v oblouku toku Křinice, kde se její tok mění z jižního v ZS směr. Jako jeden z mála drobných toků má jasně identifikovatelná zdroj v podobě pramene Eichenborn. Odvodňuje převážně jižní svahy Raumbergu (419 m n. m.) a navazující masivy. Povodí má charakter zalesněné pískovcové skalní krajiny s minimálním antropogenním ovlivněním.

Tabulka 38 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

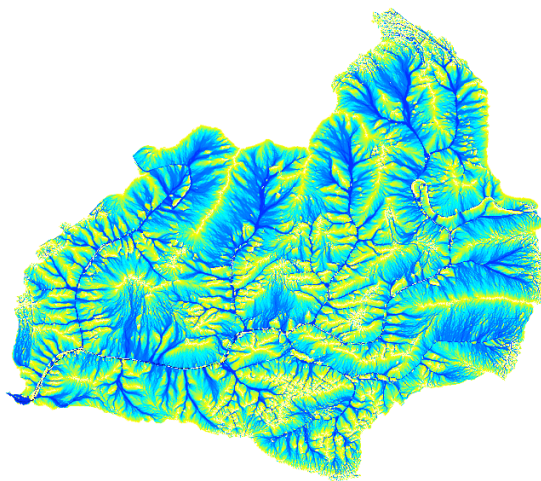
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
EB	1728713,00	241,44	444,00	202,56	329,28

Tabulka 39 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,154	0,437	2741	0,2301	2,8590	1417,16



Obrázek 89 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 90 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Grosser Zschandbach

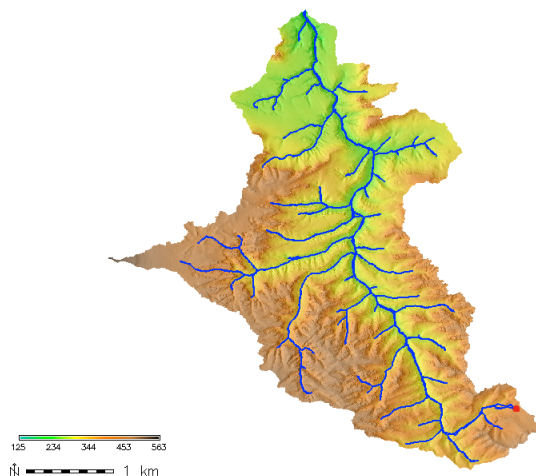
Jedná se o poměrně rozsáhlé povodí ležící z dominantní části v SRN (přesto je i v databázi DIBAVOD s číslem hydrologického pořadí: 1-15-01-0180-0-00). Navzdory komplikovanému reliéfu je průběh jeho toku jasný, s výjimkou pramenné oblasti, kde byl hlavní tok určen porovnáváním ploch postupně fragmentizovaných subpovodí a maximálních hodnot FA. Povodí je zcela zalesněné a velmi málo antropogenně ovlivněné.

Tabulka 40 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

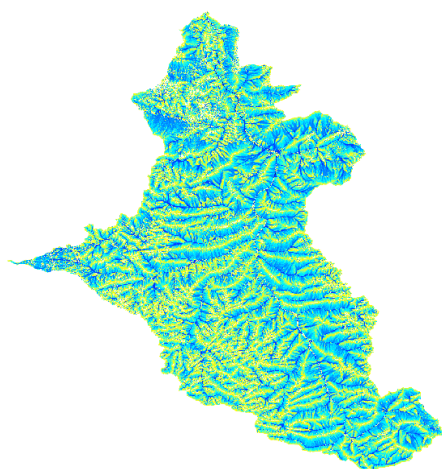
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
GZ	9784097,00	194,52	562,79	368,27	350,43

Tabulka 41 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,118	0,423	6736	0,2156	2,8230	1880,28



Obrázek 91 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 92 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Hadího potoka

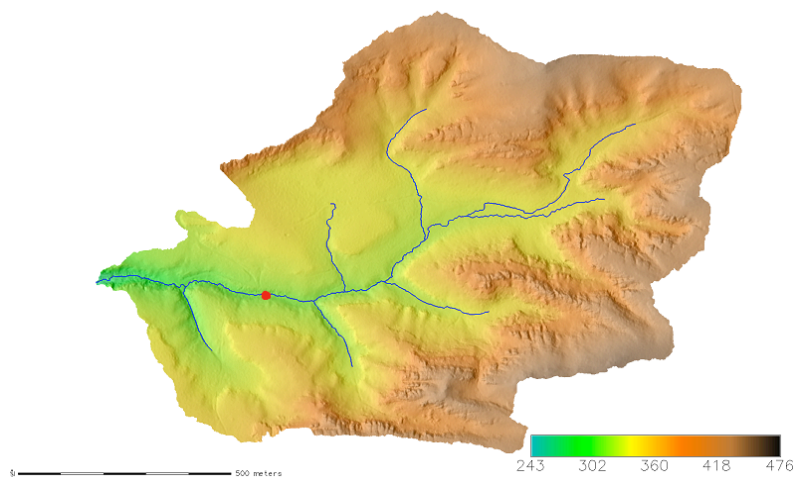
Povodí nevelkého toku s upravenou (viz <http://www.estudanky.eu/4053-hadi-pramen>) zdrojnicí Hadí pramen. Levostranný přítok Křinice se ZV průběhem toku. S výjimkou několika lesních pasek a turistických a lesních cest je povodí zcela zalesněno a minimálně antropogenně ovlivněno.

Tabulka 42 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

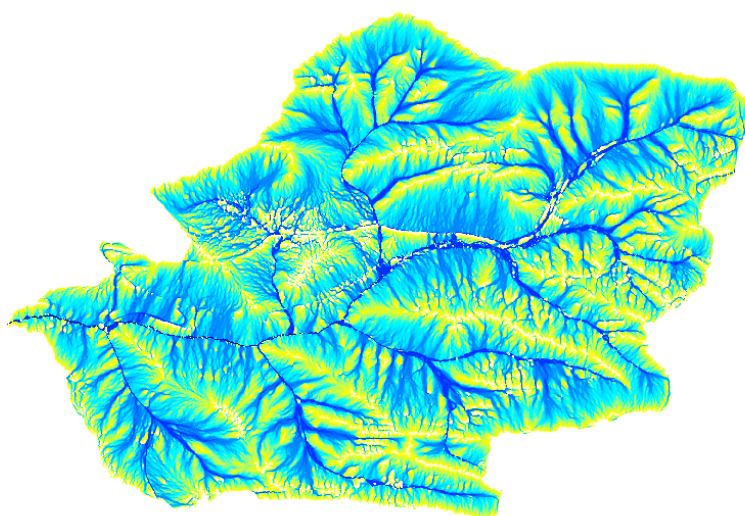
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
HAP	982049,00	265,76	446,84	181,10	366,52

Tabulka 43 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,183	0,556	1680	0,3479	2,8890	1074,96



Obrázek 93 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 94 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Heidelberg

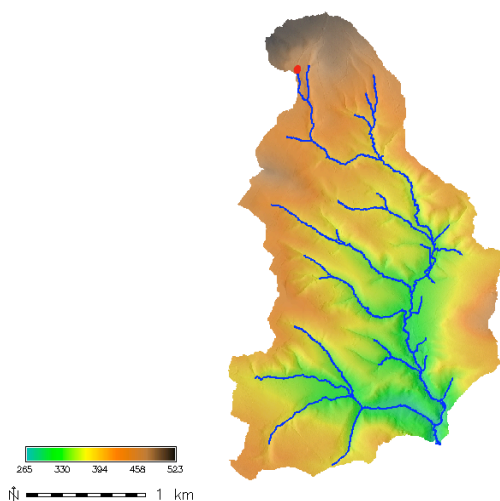
Poměrně rozsáhlé povodí toku, pramenícího na území ČR, tekoucího přes území SRN a vlévajícího se z pravé strany do Křinice na hranicích s ČR. Za zdrojnicí lze považovat pramen Strouha (viz <http://www.estudanky.eu/6103-studanka-strouha>) stejnojmenného potoka. Spojením s dalšími bezejmennými toky vzniká Heidelberg. Povodí je v pravobřežní části částečně pokryto zemědělskou půdou, cca 2/3 území jsou zalesněny. Na toku je několik drobných, retenčních rybníků. Číslo hydrologického pořadí. 1-15-01-0080-0-00.

Tabulka 44 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

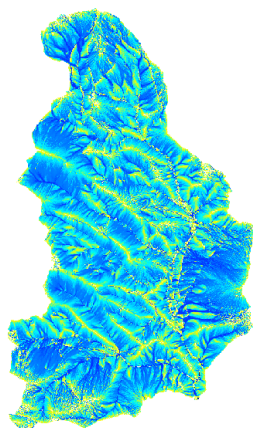
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
HB	5305136,00	275,93	522,47	246,55	246,55

Tabulka 45 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,107	0,445	4626	0,2479	3,4090	2241,30



Obrázek 95 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 96 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Hlubokého potoka

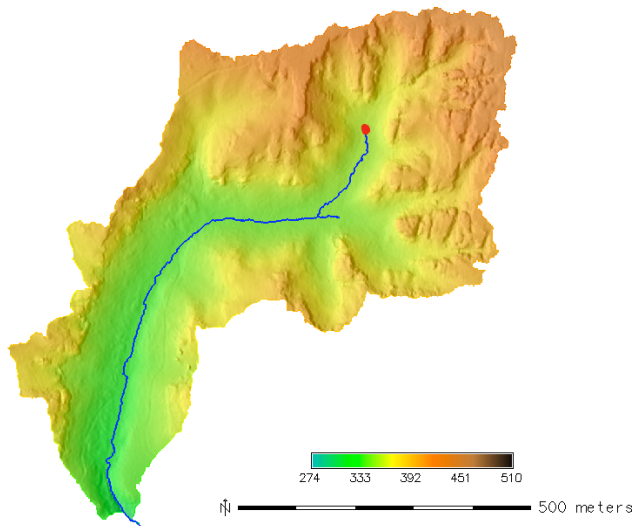
Jedno z nejmenších analyzovaných povodí, pojmenované podle Hlubokého dolu, ústícího do Kyjovského údolí. Efemérní tok je pravostranným přítokem Křinice. Území je antropogenně neovlivněno (s výjimkou kamenného opevnění Křinice na soutoku, reliéfních pozůstatků Brtnického hrádku a lesních cest). Jedná se o kompletně zalesněný pískovcový reliéf.

Tabulka 46 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

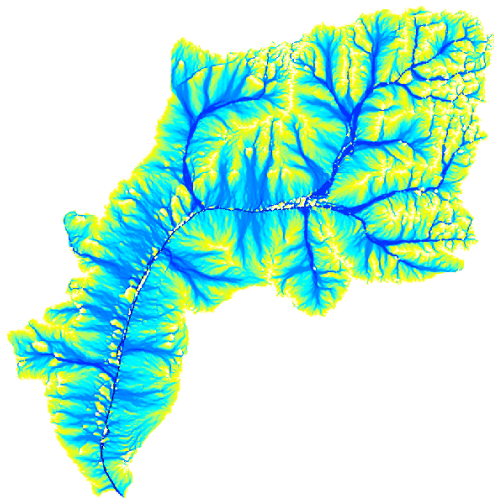
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmožská výška (m n. m.)
HLP	362389,00	297,55	431,03	133,48	372,07

Tabulka 47 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,222	0,558	1057	0,3244	2,7300	744,82



Obrázek 97 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 98 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Hochhübelbach

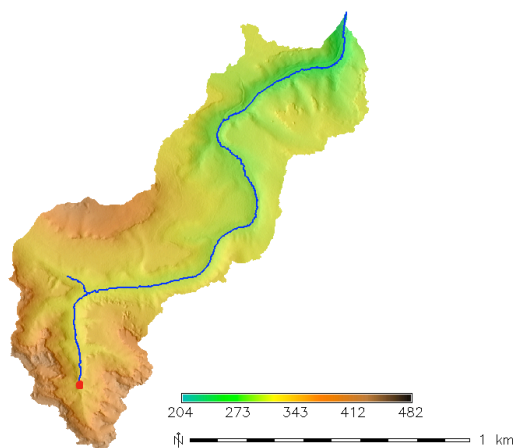
Jedná se o drobné povodí efemerního toku odvodňující SV svahy kóty Hochhübel (406 m n. m.) a severní část pískovcového masivu Thorwald Wände. Jde o levostranný přítok Křinice, území má charakter zcela zalesněného skalního reliéfu s minimálním antropogenním ovlivněním.

Tabulka 48 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

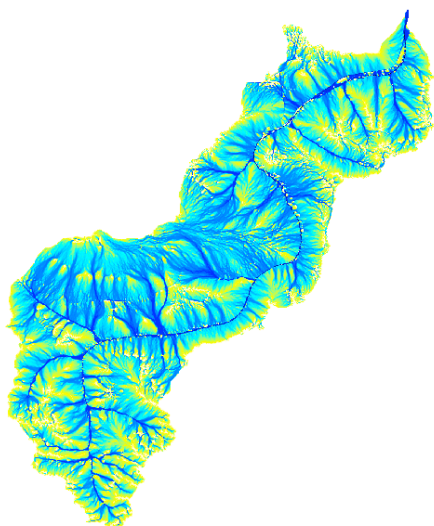
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
HHB	737177,00	213,21	424,10	210,86	326,56

Tabulka 49 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,246	0,552	1958	0,1923	2,9920	1328,54



Obrázek 99 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 100 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Holfeldova potoka

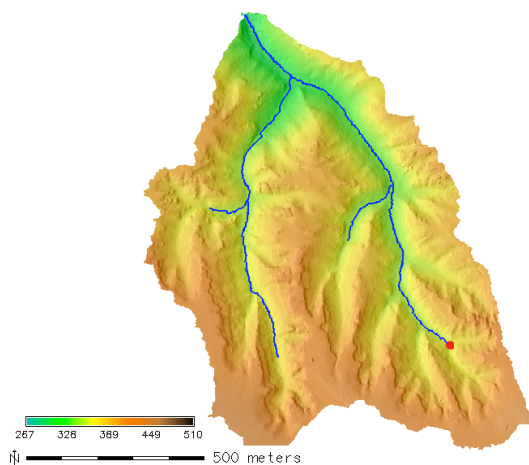
Zajímavé drobné povodí dvou efemerních toků protékajících Holfeldovým a bezejmenným dolem. Oba doly a toky se spojují těsně před vyústěním do Křinice v Kyjovském údolí. Větší plochu povodí a i větší maximální hodnoty FA připadají k západní, bezejmenné části povodí. Jde o zcela zalesněné, skalnaté pískovcové území.

Tabulka 50 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

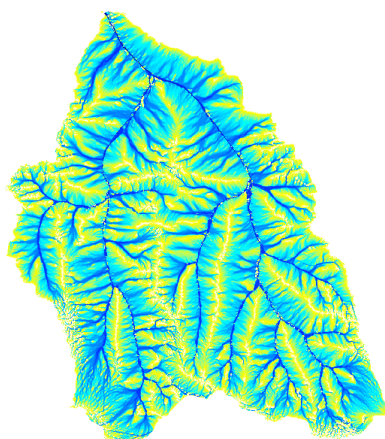
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
HOP	803627,00	296,84	442,57	145,73	380,94

Tabulka 51 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,162	0,577	1230	0,5312	2,7080	890,48



Obrázek 101 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 102 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Hraničního potoka

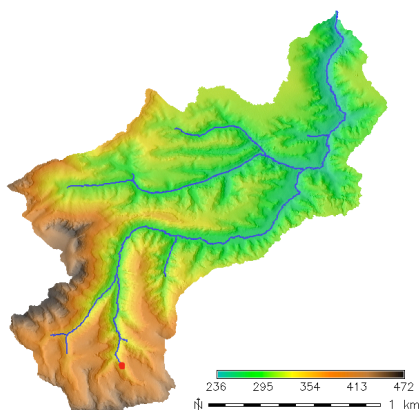
Středně rozsáhlé povodí odvodňující pískovcovou skalní oblast masivu Oltářního kamene a Ponovy louky. Hlavními osami povodí jsou Malý a Velký Kozí důl. Povodí je (kromě lesnických aktivit) minimálně antropogenně ovlivněno, zcela zalesněno a má charakter extrémního reliéfu. Hraniční potok je levostranným přítokem Křinice a tvoří na svém dolním toku hranici se SRN. Číslo hydrologického pořadí: 1-15-01-0140-0-00.

Tabulka 52 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

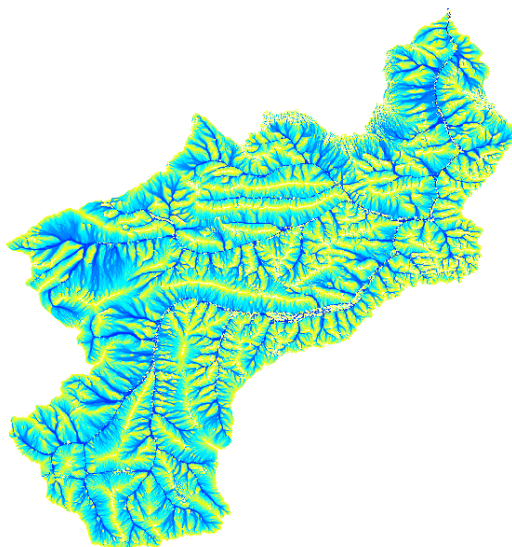
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná i nadmořská výška (m n. m.)
HP	2261219,00	240,54	471,91	231,38	325,96

Tabulka 53 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,154	0,369	3228	0,2170	2,7380	2103,60



Obrázek 103 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 104 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Hubertova potoka

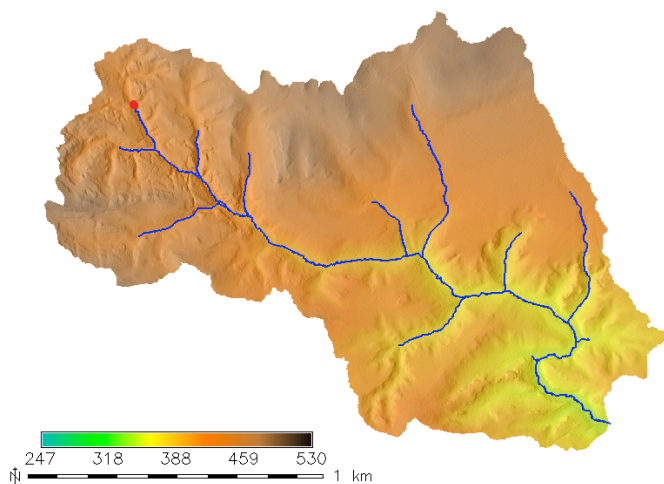
Pravostranný přítok Doubického potoka odvodňující převážně skalnatý reliéf východně od kóty Jedlina (490 m n. m.). Osou povodí je Vlčí rokle mezi Červenou stěnou a Kozími hřbety. Název odvozen od lesa U sv. Huberta. Kromě lesnických cest a činnosti antropogenně minimálně ovlivněné, zalesněné povodí.

Tabulka 54 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

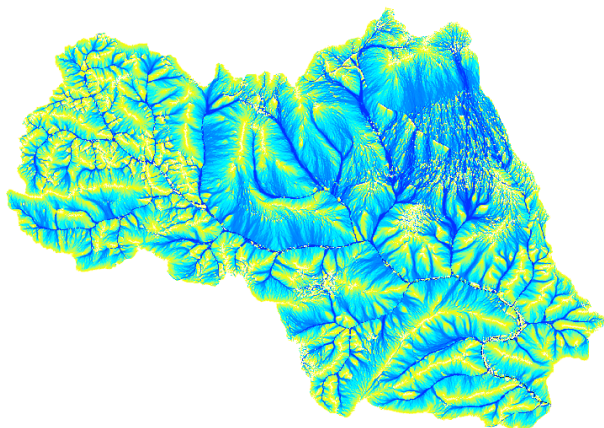
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná i nadmořská výška (m n. m.)
HBP	1745951,00	344,74	489,87	145,12	423,87

Tabulka 55 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,110	0,545	2331	0,3213	2,9440	1558,26



Obrázek 105 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 106 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Jestřábí potok

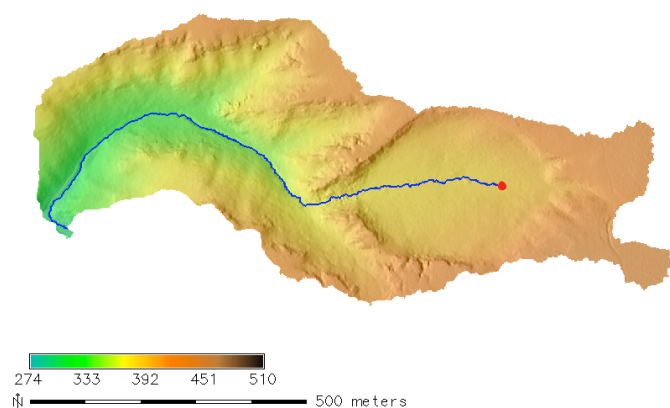
Mimořádně zajímavé, drobné subpovodí Brtnického potoka. Je tvořeno dvěma morfologicky rozdílnými segmenty, první tvoří koncentrický skalní amfiteátr Kališťata, na jehož dně se ze slatiny sbírá tok, který úzkou průrvou v amfiteátru odtéká do druhé, protáhlé části povodí. Povodí patří mezi vůbec nejméně antropogenně ovlivněná studovaná povodí. Je o něm pojednáno i v Kapitole č. 3.9.

Tabulka 56 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

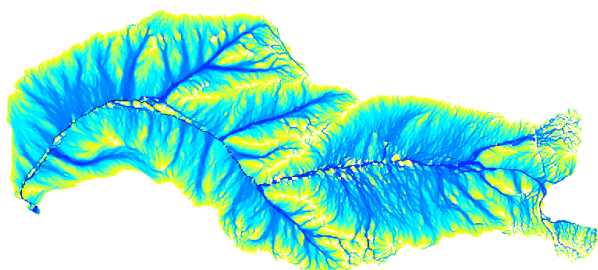
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
JEP	345277,00	300,55	430,85	130,30	383,67

Tabulka 57 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,157	0,638	1086	0,2928	2,9290	687,03



Obrázek 107 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 108 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Jetřichovické Bělé

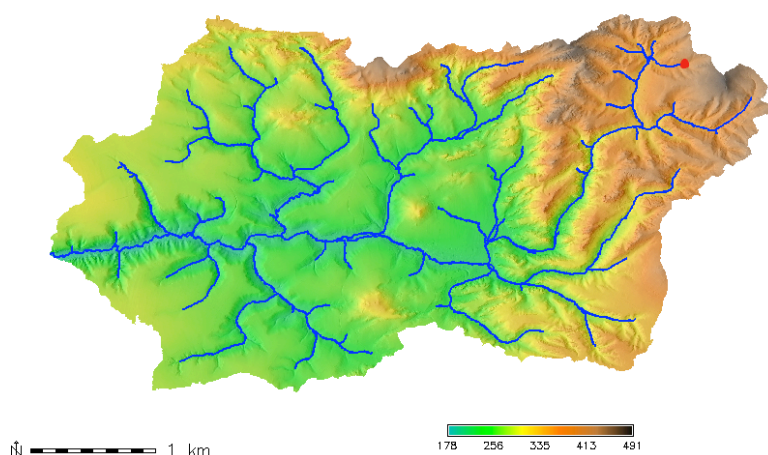
Rozsáhlé, nehomogenní povodí toku pramenícího v extrémním reliéfu Jetřichovckých stěn, protékajícím antropogenně ovlivněným intravilánem obce Jetřichovice a ústícím pískovcovým údolím v závěru Ferdinandovy soutěsky do Kamenice. Pramení pod Suchým vrchem (481 m n. m.), na začátku je její tok nazýván jako Velká Bělá. Podle velikosti ploch subpovodí a maximálních hodnot FA byla pramenná oblast určena do prostoru masivu „V zatačkách“. Číslo hydrologického pořadí: 1-14-05-0200-0-00

Tabulka 58 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

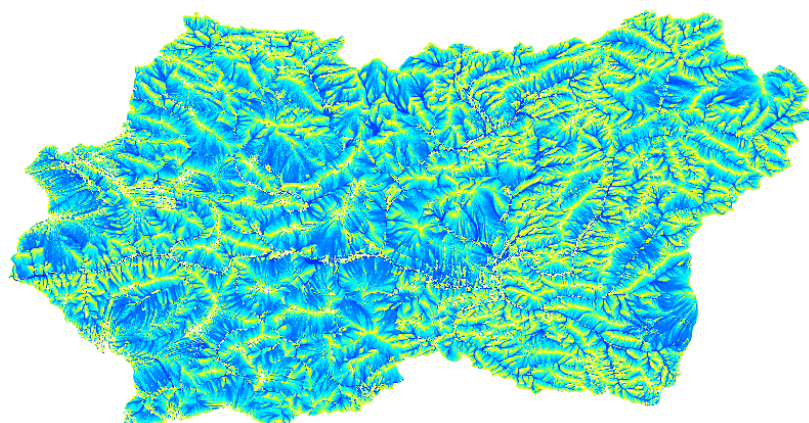
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
JB	11992216,00	188,86	481,79	292,93	290,97

Tabulka 59 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,085	0,349	7170	0,2333	3,0700	1996,75



Obrázek 109 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 110 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Jetřichovického potoka

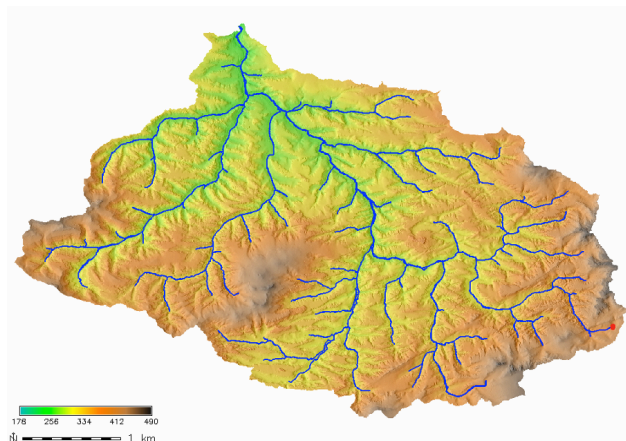
Plošně nejrozsáhlejší a velmi komplikované povodí v centrální části Českého Švýcarska. Komplikované určení průběhu hlavního toku (viz. Kapitola č. 3.4). Osou povodí je soustava roklí, kterou prochází ve středověku důležitá Česká silnice z Jetřichovic do zaniklých Zadních Jetřichovic, kde se potok vlévá zleva do Křinice. S výjimkou několika pasek a lesních komunikací zalesněné, členité povodí. Na dolním toku Jetřichovického potoka se nachází bezejmenný rybník (klauza?). Číslo hydrologického pořadí: 1-15-01-0120-0-00

Tabulka 60 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

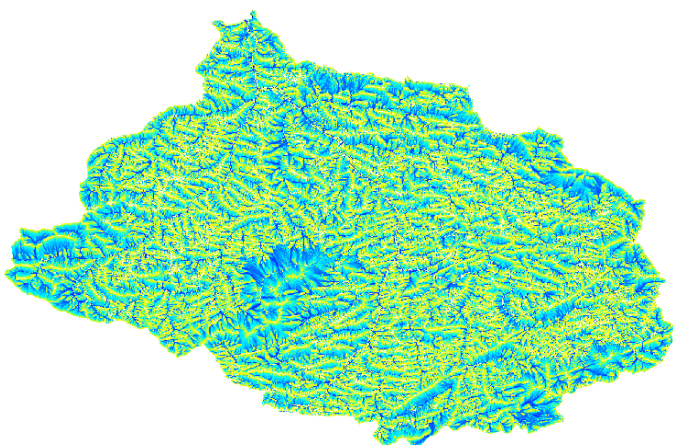
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
JP	13776611,00	243,69	487,08	243,39	335,45

Tabulka 61 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,066	0,377	6634	0,3130	2,6087	3620,65



Obrázek 111 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 112 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Jivínského potoka

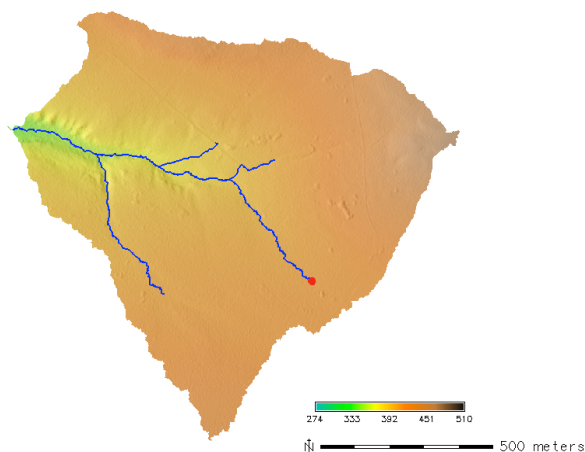
Plošně nevelké, hydrologicky a morfologicky nekomplikované povodí – levostranný přítok Brtnického potoka. Nachází se na rozhraní Jetřichovických stěn a Šenovské pahorkatiny a klasický, písčivcový charakter má pouze při vyústění do dolu Brtnického potoka. Zalesněné, povodí, povrchový odtok je zřetelně ovlivňován tělesy lesních cest mířících k bývalému loveckému zámečku Šternberk.

Tabulka 62 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

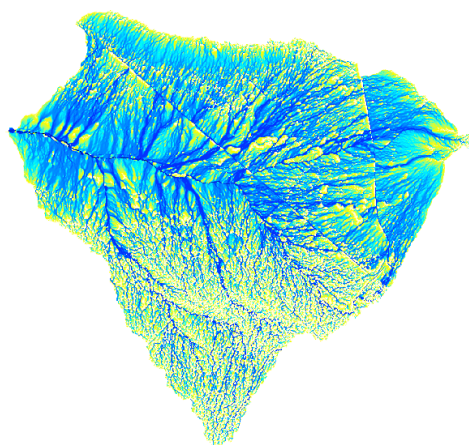
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
JIP	848352,00	333,04	465,64	132,59	406,72

Tabulka 63 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,144	0,556	1089	0,7154	2,9706	846,61



Obrázek 113 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 114 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Kachního potoka

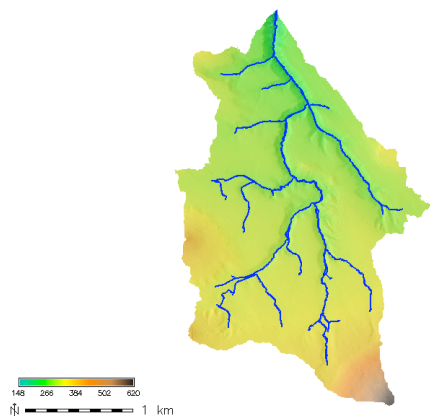
Středně velké povodí s extrémním rozdílem nadmořských výšek. Odvodňuje SZ svahy Růžovského vrchu a ústí v Divoké soutěsce do Kamenice. Více než 1/3 plochy povodí tvoří zemědělsky využívaná půda a intravilán obce Růžová a částečně Kamenická stráň. Pískovcový charakter má povodí pouze v závěru u toku Kamenice, střední část povodí tvoří denudované sprašové paroviny v okolí Růžové, pramennou oblast potom neovulkanitický kužel Růžovského vrchu. Číslo hydrologického pořadí je: 1-14-05-0240-0-00

Tabulka 64 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

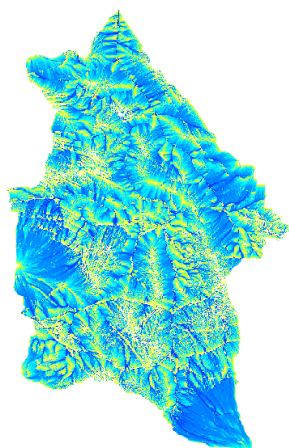
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
KAP	4847155,00	158,82	619,17	460,35	316,72

Tabulka 65 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,209	0,343	3942	0,3119	3,2315	2531,73



Obrázek 115 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 116 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflo (MFD)

Povodí potoka Klein Zschandbach

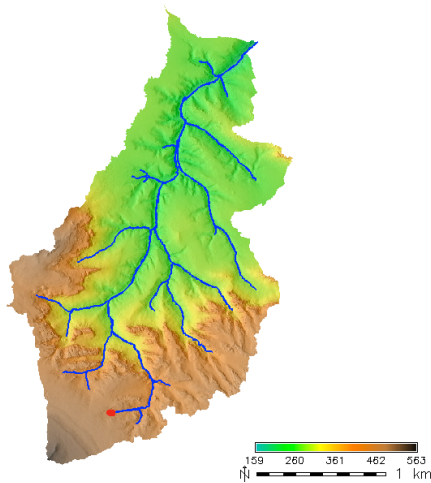
Povodí odvodňuje severní svahy hory Grosser Winterberg (556 m n. m.) a mohutným, členitým pískovcovým údolím ústí z levého břehu do Křinice. Rozdíl mezi nejvyšší výškou dle DEM GeNeSiS (562,89 m n. m.) a výškou G. Winterbergu je dán nekorektním započítáním výšky budovy hotelu na vrcholu hory. Kromě hotelu a turistických cest má povodí přírodní, zalesněný charakter.

Tabulka 66 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

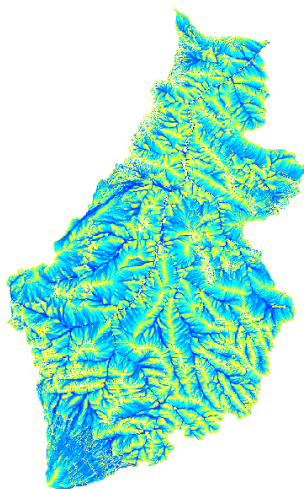
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
KZ	3863150,00	189,33	556,00	366,67	338,06

Tabulka 67 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,190	0,398	3702	0,2819	2,9260	2241,09



Obrázek 117 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 118 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Koutského potoka

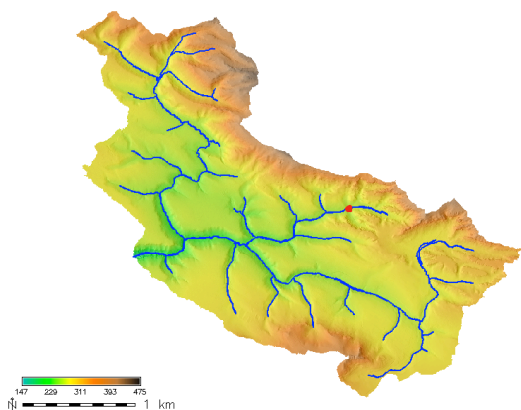
Středně velké, lesnaté povodí, odvodňující prostor mezi Větrovcem (450 m n. m.) a Šaunštejnem. Potok ústí do Kamenice v prostoru mezi Divokou a Edmundovou soutěskou. Podle geografických ukazatelů (plochy subpovodí, délky toků apod.) by měl být průběh toku Koutského potoka paralelní se silnicí Mezní Louka-Vysoká Lípa. Vzhledem k místopisné tradici a zejm. jasné zdrojnici v podobě lesního rybníka, je za Koutský p. nadále považován kratší střední tok pramenící v rybníce pod Šaunštejnem. Tato akceptace tradiční lokalizace toku velmi ovlivňuje geometrické parametry povodí. Číslo h. pořadí: 1-14-05-0220-0-00

Tabulka 68 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

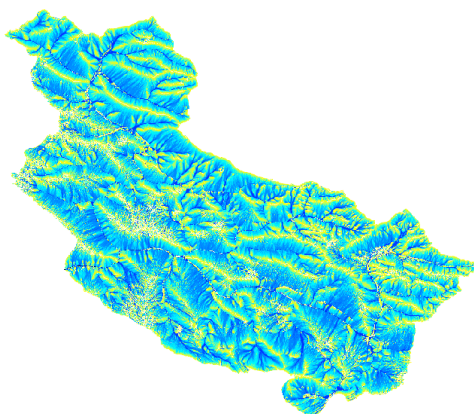
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
KP	5580334,00	166,78	449,21	282,43	289,73

Tabulka 69 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,120	0,435	2490	0,9000	3,0780	2302,60



Obrázek 119 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 120 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Quasenbach

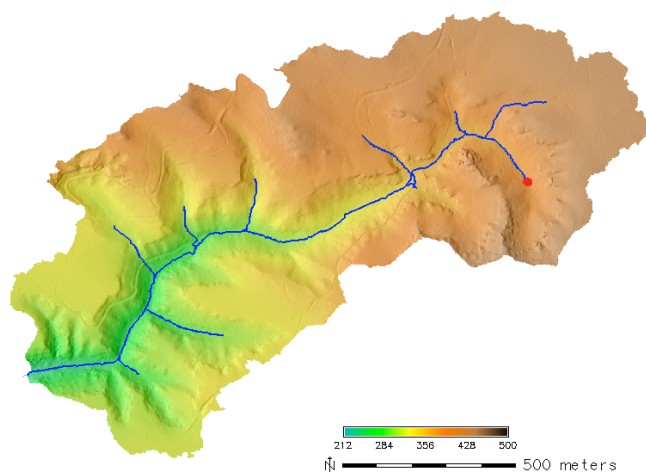
Nepříliš rozsáhlé povodí ležící v SRN v prostoru mezi parovinou, na níž stojí Hinterhermsdorf a pravým břehem Křinice. Sousedí s intravilánem obce Hinterhermsdorf, zemědělskou půdou v jejím okolí a turistickou infrastrukturou (rozsáhlé parkoviště), ale samotné povodí má (kromě turistických cest) nenarušený, zalesněný charakter převážně skalní oblasti.

Tabulka 70 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

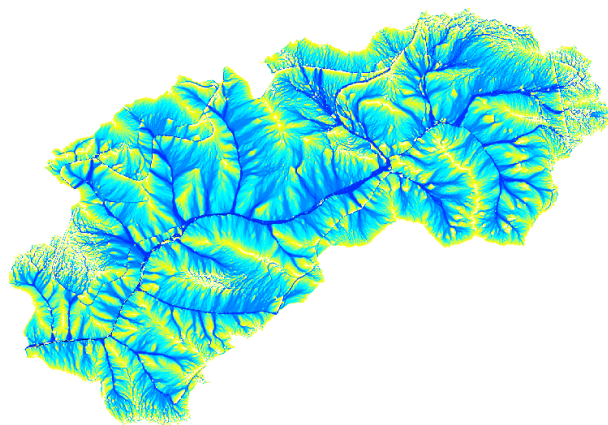
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
QB	1189730,00	238,80	444,03	205,96	359,82

Tabulka 71 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,189	0,588	1821	0,3588	2,9960	1194,86



Obrázek 121 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 122 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Sloupského potoka

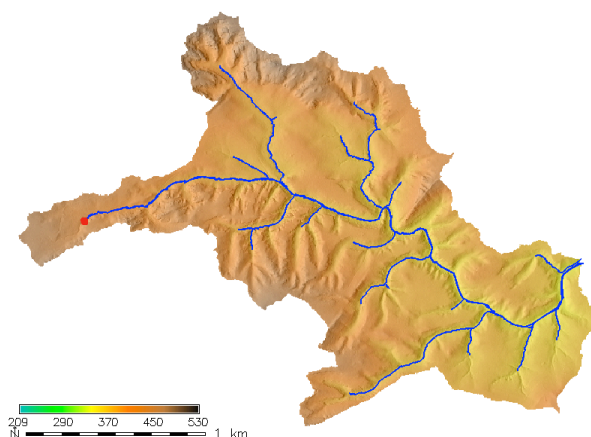
Středně rozsáhlé povodí bizardního tvaru odvodňující do Doubického potoka zejm. východní partie masivů Špičáku (440 m n. m.) a Jedliny (490 m n. m.). Název odvozen od historického názvu křižovatky U Sloupu (Saul). Kromě lesních cest a chat Na Tokání jde o zalesněné skalnaté povodí. Dolní část toku je paralelně provázena silničkou z Tokání ke Sloupu. Těleso silnice odděluje i levý přítok v blízkosti závěrového profilu, ke spojení dochází až těsně před soutokem v rámci zatrubnění pod komunikacemi.

Tabulka 72 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

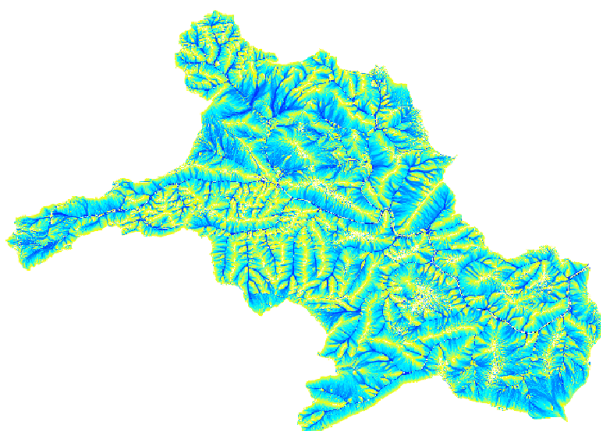
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
SP	2987368,00	332,34	486,46	154,12	394,10

Tabulka 73 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,089	0,400	3638	0,2257	2,7710	1949,80



Obrázek 123 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 124 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Studáneckého potoka

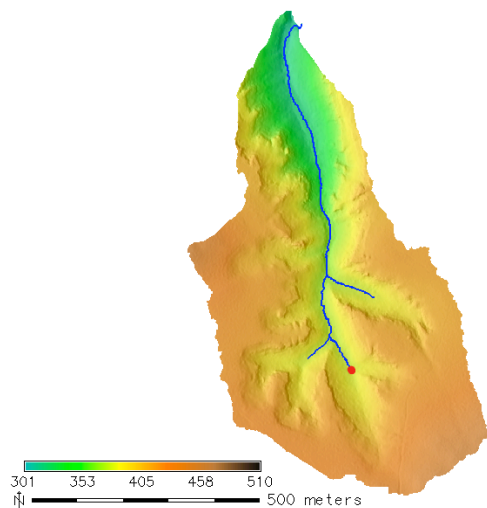
Drobné povodí odvodňující oblast sedla mezi kótami Hřebec (478 m n. m.) a Medvědice (447 m n. m.). Osou povodí je Studánecký důl, jež ústí do Kyjovského údolí. Efemerní tok Studáneckého potoka je levostranným přítokem Kamenice. S výjimkou turistických a lesních stezek jde o zalesněné, skalnaté povodí.

Tabulka 74 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

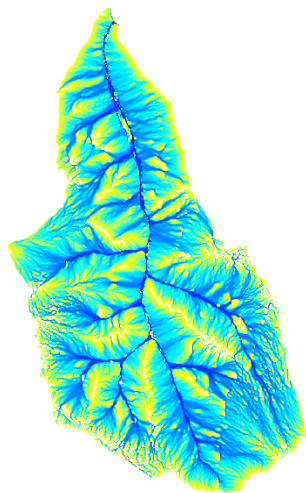
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
STP	377881,00	312,38	447,27	134,89	398,79

Tabulka 75 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,291	0,641	879	0,4891	2,9170	738,12



Obrázek 125 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 126 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Stürmerova potoka

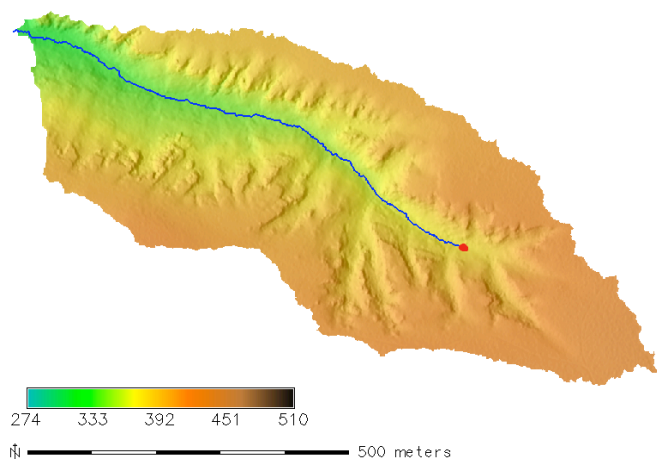
Vůbec nejmenší analyzované povodí. Efemérní levobřežní přítok Brtnického potoka odvodňující Stürmerův důl. Jednoduché, antropogenně (kromě vegetační skladby lesa a jedné stezky) zcela neovlivněné povodí. Jedná se zalesněný skalnatý důl s několika nevýraznými bočními roklemi.

Tabulka 76 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

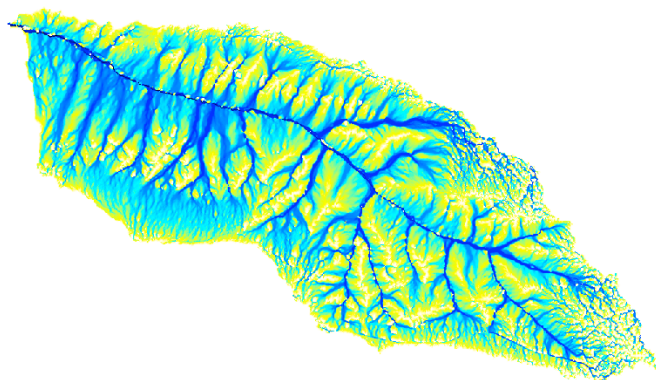
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
SUP	300620,00	300,55	430,85	130,30	383,67

Tabulka 77 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,192	0,668	874	0,3935	2,6010	619,99



Obrázek 127 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 128 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Suché Bělé

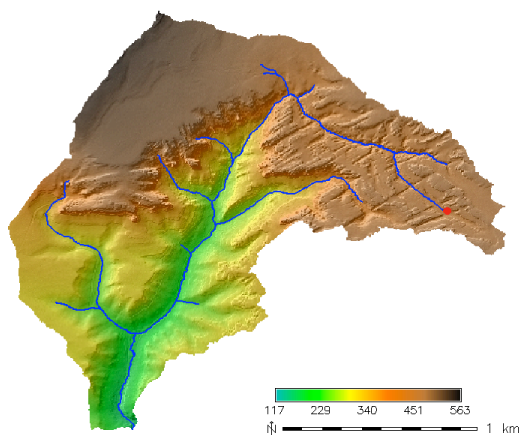
Subpovodí Dlouhé Bělé. Povodí s patrně nejvyšší morfologickou pestrostí reliéfu a extrémními výškovými poměry. Oproti řadě map (vč. DIBAVOD) lze za pramennou oblast považovat území slatiny Jelení louže. Její odtok je následně dotován odtokem ze svahu Großer Winterberg, který má spíše plošný (soustředěný až těsně u výtoku z Jelení louže) charakter. V dolní části povodí se nacházejí dva retenční rybníky a závěrečný úsek toku byl v nedávné době opatřen kamenným opevněním břehů. Horní část povodí Suché Bělé lze považovat za antropogenně nejméně dotčené území, bez stezek a zásadních lesnických zásahů

Tabulka 78 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

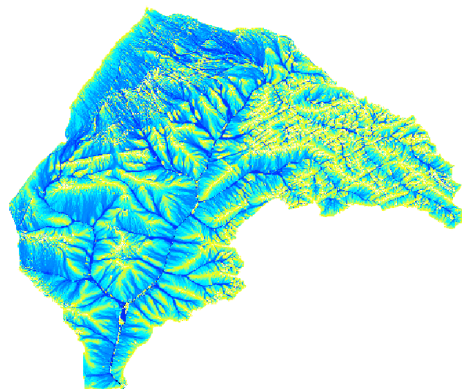
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
SB	2524717,00	166,81	562,95	395,96	378,74

Tabulka 79 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,249	0,535	3291	0,2331	3,0940	1766,23



Obrázek 129 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 130 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Temného potoka

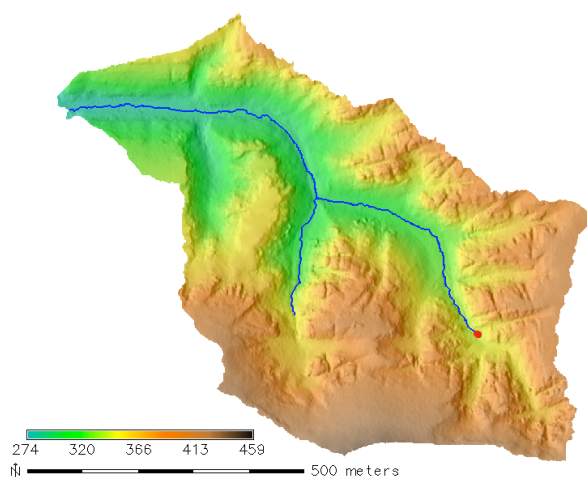
Drobné povodí levostranného přítoku Křinice v oblasti zaniklé obce Zadní Doubice. Osou povodí je Temný důl v prostoru mezi Slunečným vrchem (442 m n. m.) a Sokolím vrchem (404 m n. m.). S výjimkou krátké pěšiny k památníku obětí pochodu smrti se jedná o antropogenně zcela nenarušené území, skalnatého, zcela zalesněného charakteru.

Tabulka 80 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

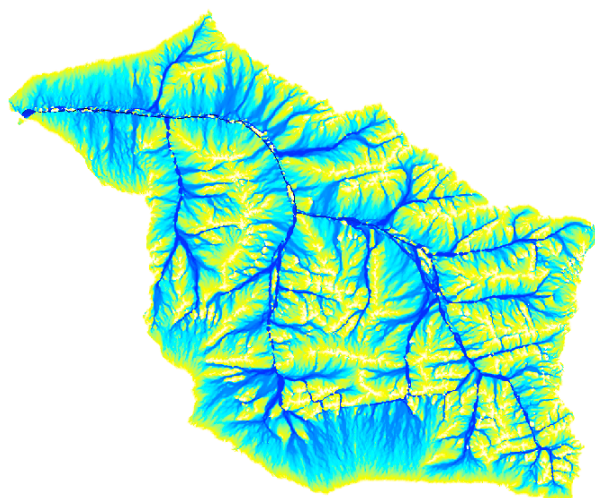
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
TP	430575,00	279,28	439,28	160,00	357,59

Tabulka 81 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,243	0,489	1051	0,3898	2,6460	752,18



Obrázek 131 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 132 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí potoka Thorwaldbach

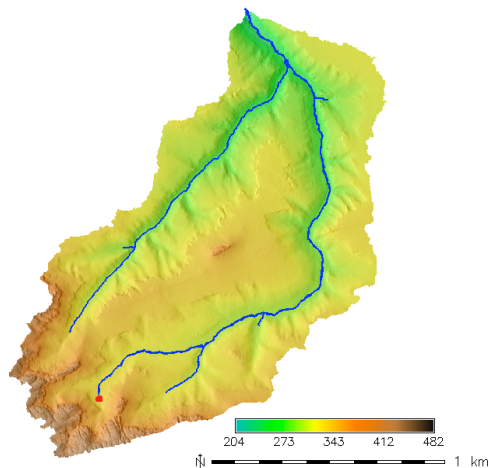
Povodí nacházející se v NSR a uspořádáním sítě toků podobné povodí Holfeldova potoka. Dvojice paralelních toků odvodňuje oblast vrchu Försterstein (368 m n. m.), který leží mezi nimi. Oba toky se spojují krátce před soutokem s Křinicí. Za hlavní zdrojnicí lze považovat pramen Thorwaldquelle v dole Kurze Schlüchte. Kromě turistických cest a upraveného pramene jde o antropogenně nezátížené, zalesněné, skalnaté území.

Tabulka 82 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

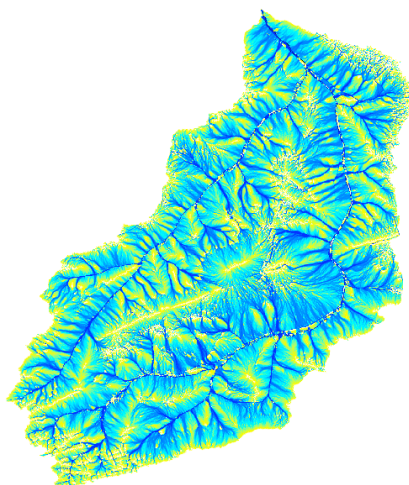
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
TB	1658298,00	214,72	435,22	220,48	317,60

Tabulka 83 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	Lk (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,171	0,467	2536	0,2578	2,9450	1449,80



Obrázek 133 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 134 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Vlčího potoka

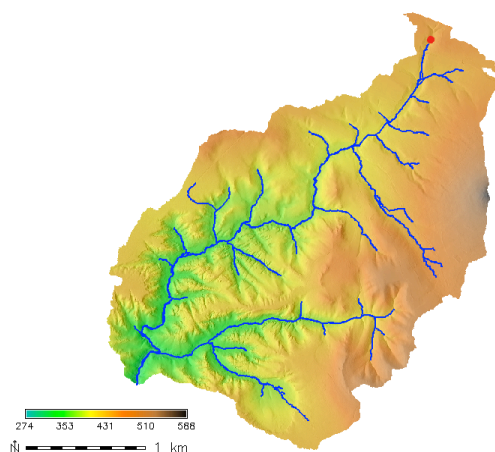
Rozsáhlé povodí zajímavější SV okraj NP a zasahující do CHKO Labské pískovce. Pramenná oblast povodí na S leží ve Šluknovské pahorkatině, ostatní část povodí v Jetřichovických stěnách. Severní částí povodí probíhá Lužický zlom, tedy rozhraní mezi žulovým Lužickým plutonem a svrchněkřídovými pískovci. Tomu odpovídá i modelace reliéfu. V severní části povodí se nachází zemědělská půda (pastviny) a řídké osídlení intravilánu Vlčí Hory a silniční a železniční komunikace. Ostatní části povodí jsou zalesněné a skalnaté.

Tabulka 84 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

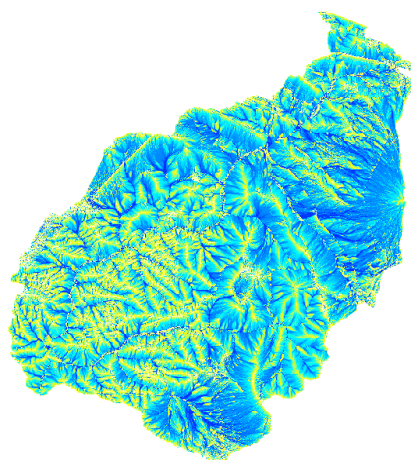
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
VP	6241578,00	304,86	588,48	283,62	421,44

Tabulka 85 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,114	0,411	4663	0,2871	3,2869	2716,29



Obrázek 135 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



Obrázek 136 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

Povodí Volského potoka

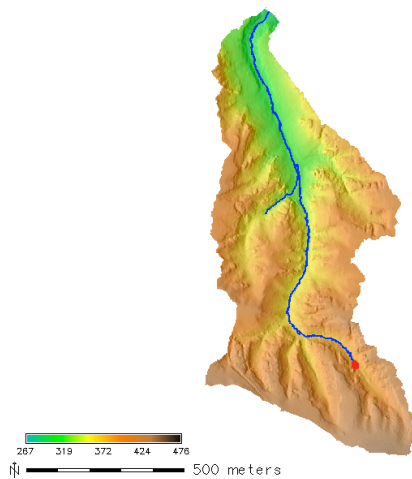
Drobné povodí efemérního toku, levostranného přítoku Křinice, jehož osou je Volský důl pod Sokolím vrchem (404 m n. m.). Povodí odvodňuje severní svahy Kuního vrchu (441 m n. m.). Kromě údolní lesní cesty jde o nenarušené, zalesněné a skalnaté povodí. Zdvojení linií toku (extrahovaného z hodnot FA) způsobuje, tak jako v řadě podobných případů, existence tělesa lesní cesty, kdy vod proudí v příkopech po obou stranách.

Tabulka 86 Přehled základních výškopisných parametrů povodí

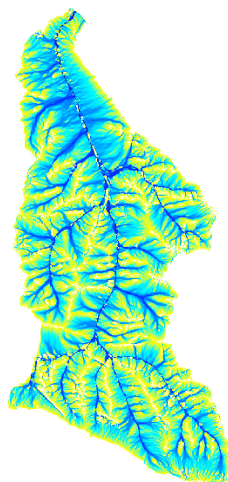
Kód	Plocha A (m ²)	H _{min} (m n. m.)	H _{max} (m n. m.)	ΔH (m)	Průměrná nadmořská výška (m n. m.)
VOP	536101,00	292,38	441,18	148,80	376,69

Tabulka 87 Základní morfometrické ukazatele, průměrné hodnoty indexu TCI a průměrné hodnoty FA

R	H _{int}	L _k (m)	α	Prům. hodnota TCI	Prům. hodnota FA
0,203	0,567	1361	0,2894	2,6030	920,05



Obrázek 137 Výškové poměry povodí a linie toků odpovídající min. povodí o velikosti 5ha



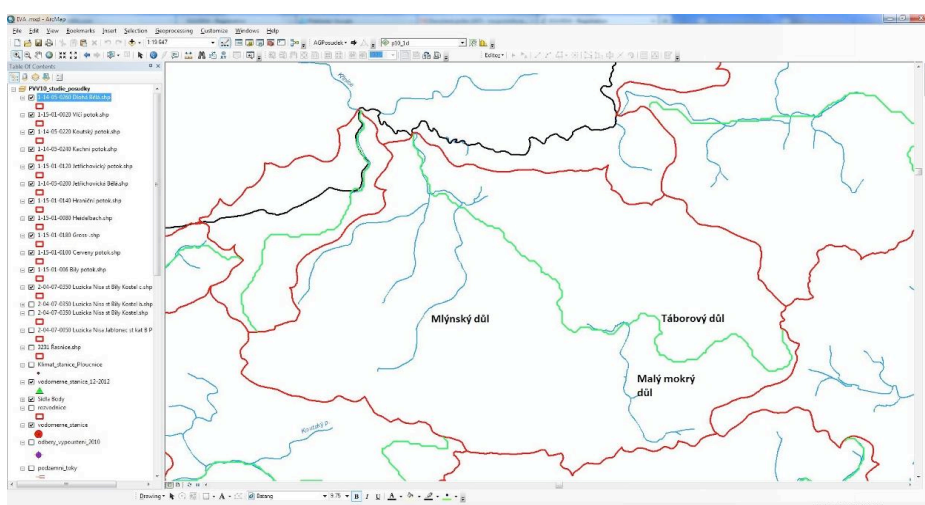
Obrázek 138 Hodnoty akumulace povrchového odtoku dle modulu r.terraflow (MFD)

3.4. Určování průběhu hlavního toku a pramenné oblasti

Jedním ze stěžejních úkolů při schematizaci povodí je určení průběhu hlavního toku a nalezení pramenné oblasti. V řadě případů je jejich průběh dán historicky a často mají jednoznačný, zřetelný pramen. Nicméně ani u největších toků (Nil, Amazonka) planety nebylo snadné nalezení pramenů a určení průběhu toku (Jánský, 2004). V případě drobných, neměřených povodí je problém podobně komplikovaný. Toky často mají efemerní charakter, jsou neměřené (a často neměřitelné), je tedy nutno pro určování průběhu hlavního toku používat i dalších nástrojů, než jen průtoků. Pro účely této práce byla používána zejm. kombinace velikosti ploch dílčích subpovodí, velikosti maximálních hodnot FA v závěrovém profilu toku nižšího řádu. Tato problematika bude dále rozvinuta v Diskuzi. Na příkladu dvou povodí lze demonstrovat proces hledání hlavního toku:

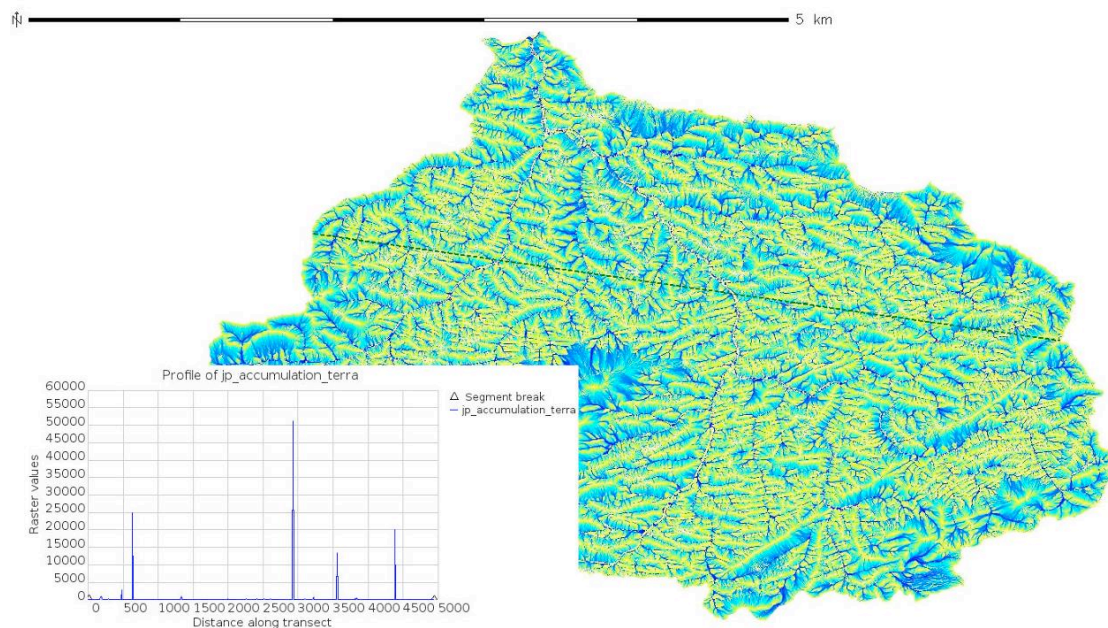
Jetřichovický potok

Strukturou komplikované povodí (viz Obr. č. 48). Stromovitá síť roklí, jejíž geometrická i morfologická osa je totožná se systémem bezejmenných dolů, kterými prochází historická Česká silnice. Z této soustavy dolů odbočuje řada komplexů bočních dolů a roklí (Dlouhý důl, Mlýnský důl, Mokrý důl...), u nichž bylo potřeba spočítat plochy subpovodí a hodnoty FA. Dle DIBAVOD je Jetřichovický potok veden pod svým jménem pouze k zaústění Mlýnského dolu u České silnice. Následně je tok veden pouze do Mlýnského dolu. Další dílčí segment nespojitého toku je umístěn do prostoru Malého mokrého dolu.



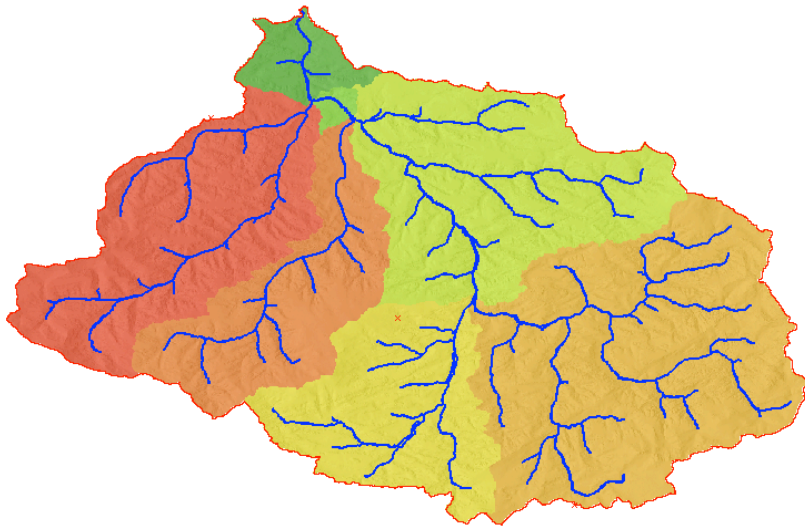
Obrázek 139 Povodí Jetřichovického Modře síť toků dle DIBAVOD, zeleně údolnice generované extenzí AGPosudek. Patrný průběh údolnice do Táborového dolu i segment toku v malém mokrém dole.

Při analýze povodí bylo nejdříve, v postupných krocích za klesající hodnoty parametru *threshold* v modulu *r.watershed*, dekomponováno povodí Jetřichovického potoka na subpovodí nižšího řádu a nich určovány velikosti ploch povodí a hodnoty FA. Subpovodí s nejvyššími hodnotami byla v dalším kroku stejným způsobem dělena. Dekompozicí na subpovodí a měřením jejich ploch a měřením hodnot FA byl průběh hlavního toku ztotožněn s průběhem podél České silnice, dále do Mokrého a Táborového dolu, v souladu s tím, jak byla určena údolnice extenzí AGPosudek v ArcGIS.

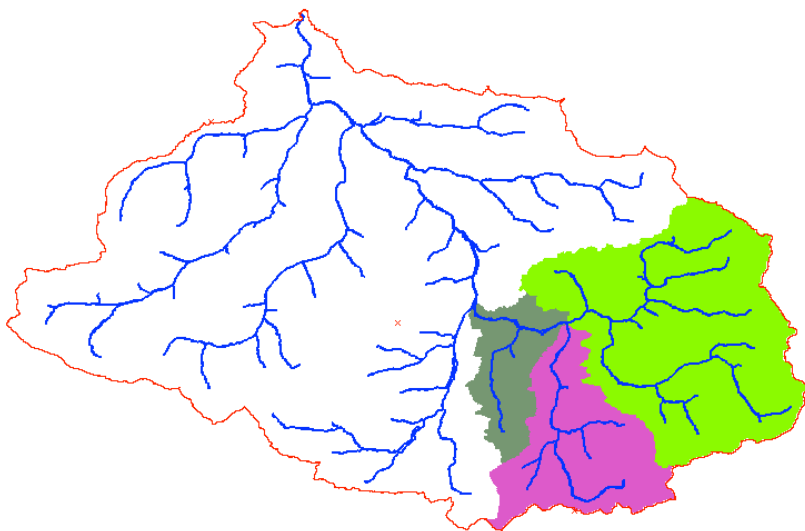


Obrázek 140 Analýza profilu hodnot FA (zelená čára příčně povodím) indikujícími hlavní toky v povodí.

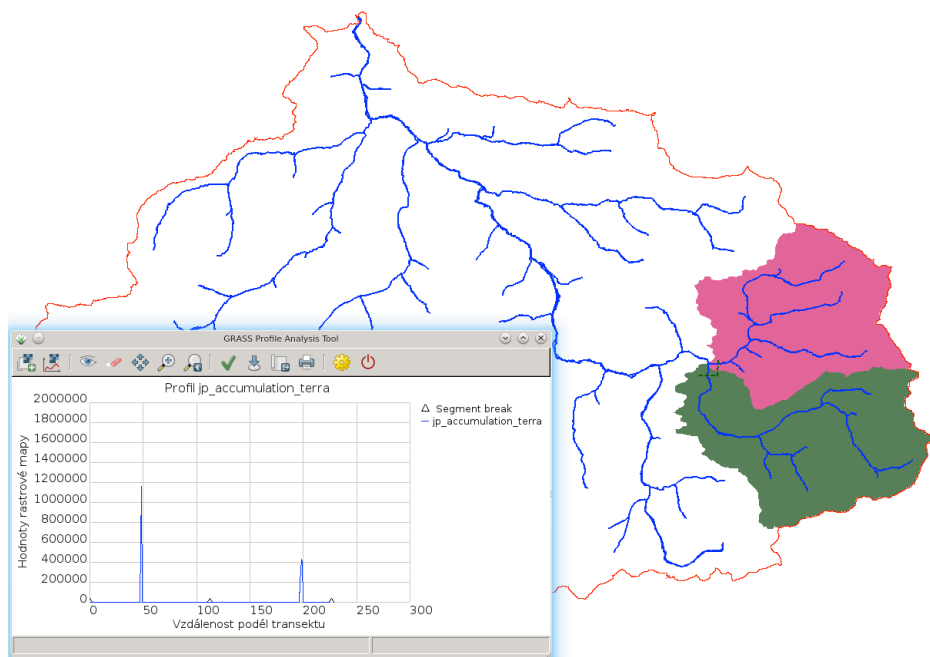
Nástroj GRASS GIS *Profile surface map*, primárně určený k vytváření profilu reliéfu, poskytuje hodnotné informace obecně nad jakýmkoliv gridem hodnot. V Obrázku č. 140 je v místech zelené, přerušované čáry nad gridem FA povodí Jetřichovického potoka veden graf hodnot FA. Peaky zachycují 4 významná místa koncentrace povrchového odtoku, odpovídajícím významným tokům.



Obrázek 141 Rozdělení povodí Jetřichovického potoka na významná subpovodí. Největší plochu, průměrné, kumulativní a maximální hodnoty FA má JV subpovodí vyznačené světle oranžovou barvou



Obrázek 142 Další dělení na subpovodí Jetřichovického potoka v oblasti Mokrého a Táborového dolu. Největší plochu, průměrné, kumulativní a maximální hodnoty FA má V subpovodí vyznačené zelenou barvou.



Obrázek 143 Další dělení na subpovodí Jetřichovického potoka v oblasti Kramářova a Táborového dolu. Největší plochu, průměrné, kumulativní a maximální hodnoty FA má JV subpovodí vyznačené zelenou barvou. Doplněn profil hodnota FA nad soutokem obou toků.

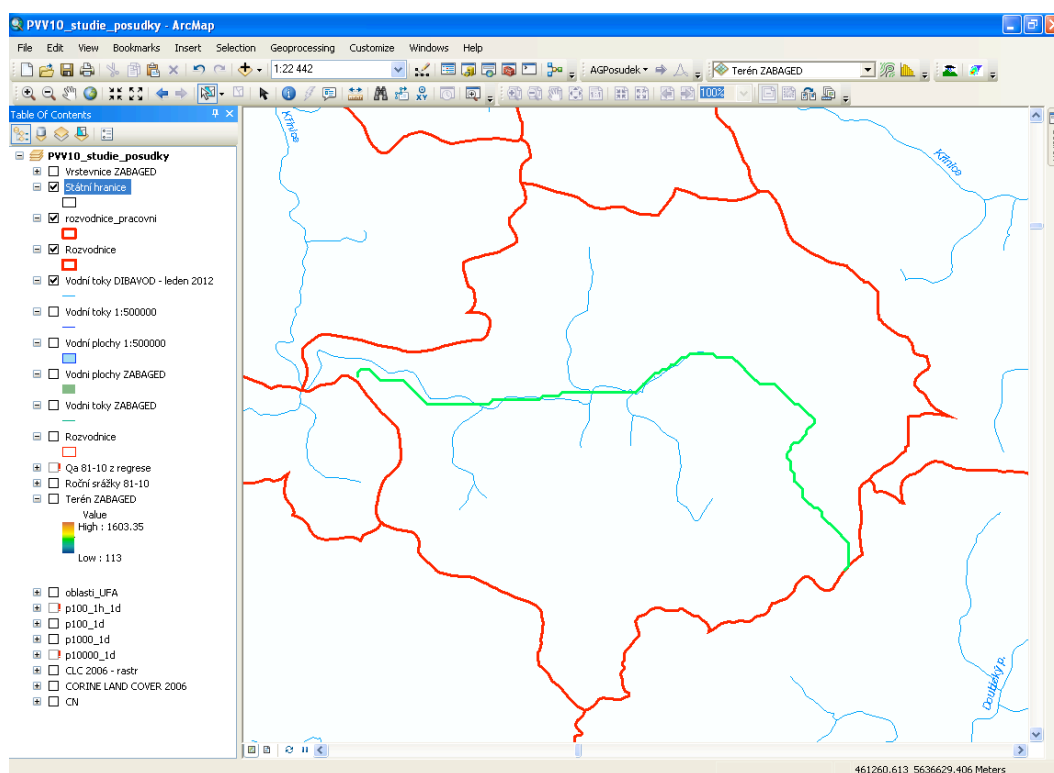
Z obrázků je zřejmé, jak postupně, opakovaně, lze dekomponovat subpovodí a hledat takto průběh hlavního toku a pramennou oblast. Jeden krok dekompozice zahrnuje vždy výpočet modulem *r.watershed* s rozdělením na dílčí subpovodí. Pomocí určení velikosti ploch subpovodí a hodnot FA v nich se určí subpovodí s nejvyššími hodnotami. Z tohoto povodí je pomocí reklasifikačního modulu *r.reclass* a rastrové masky *r.mask* separována nová zkoumaná oblast, nad níž je opět provedena schematizace pomocí modulu *r.watershed*, tentokrát s nižší hodnotou parametru *threshold*. Po analýze ploch a hodnot FA lze pokračovat s celým cyklem znovu. Počet opakování je dán požadovanou přesností určení pramenné oblasti, resp. počtem řádů toků ve zkoumaném povodí.

Tabulka 88 Porovnání ploch a hodnot FA subpovodí Jetřichovického potoka při závěrečném rozdělení na subpovodí v pramenné oblasti.

Subpovodí	Plocha A(m ²)	Maximální hodnota FA	Průměrná hodnota FA	Suma hodnota FA
Kramářův důl	1055650	1043040	1087	45473883
Táborový důl	1193850	1166580	1239	59184058

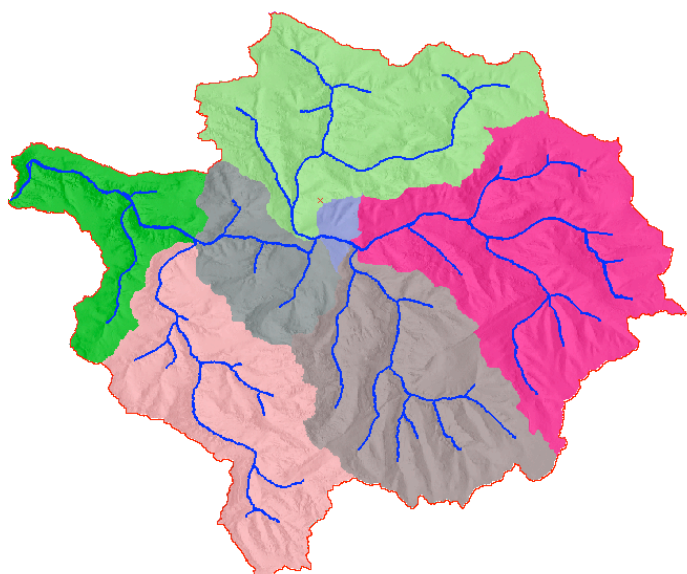
Povodí Červeného potoka

U tohoto povodí se stromovitou strukturou bylo opět komplikované určit průběh hlavního toku a nalézt pramennou oblast. Povodí Červeného potoka zaujímá nejvyšší pískovcové partie NP. Patří do oblasti s nejméně denudovanými pískovcovými sedimenty a má značně vysokou hodnotu Hypsometrického integrálu. Reliéf má charakter skalního města s labyrintem roklí a soutěsek. Údolnice určená extenzí AGPosudek v prostředí ArcGIS správně kopíruje průběh hlavního toku (jak bude zřejmé dále), ale je chybně umístěná v oblasti nad soutokem s Křinicí. Tuto výraznou chybu lze pravděpodobnosti přičíst existenci umělé bariéry v podobě Černé brány, o kterou nejsou data elevací, s nimiž pracuje extenze AG posudek, očištěna.

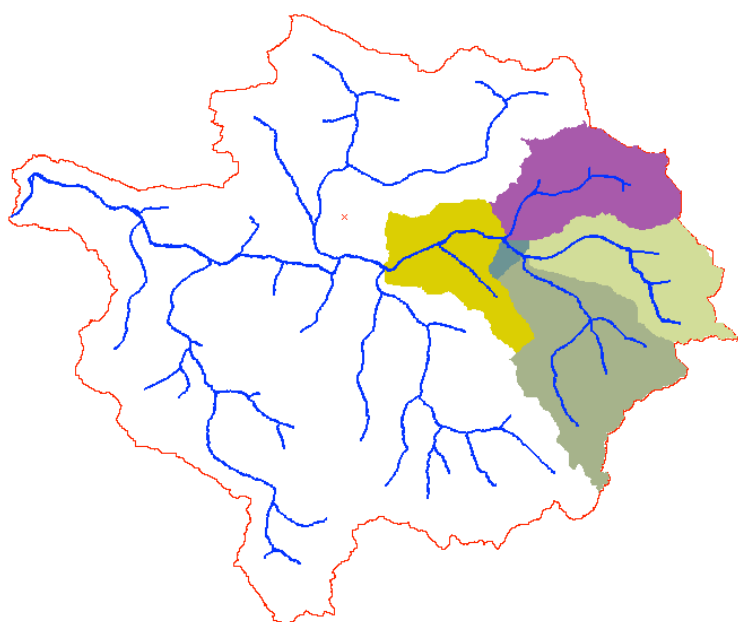


Obrázek 144 Povodí Červeného potoka v prostředí ArcGIS. Modře síť toků dle DIBAVOD, zeleně údolnice generované extenzí AGPosudek.

Obdobným způsobem byla postupně, za stálého snižování hodnoty *threshold* generována subpovodí stále nižšího řádu.



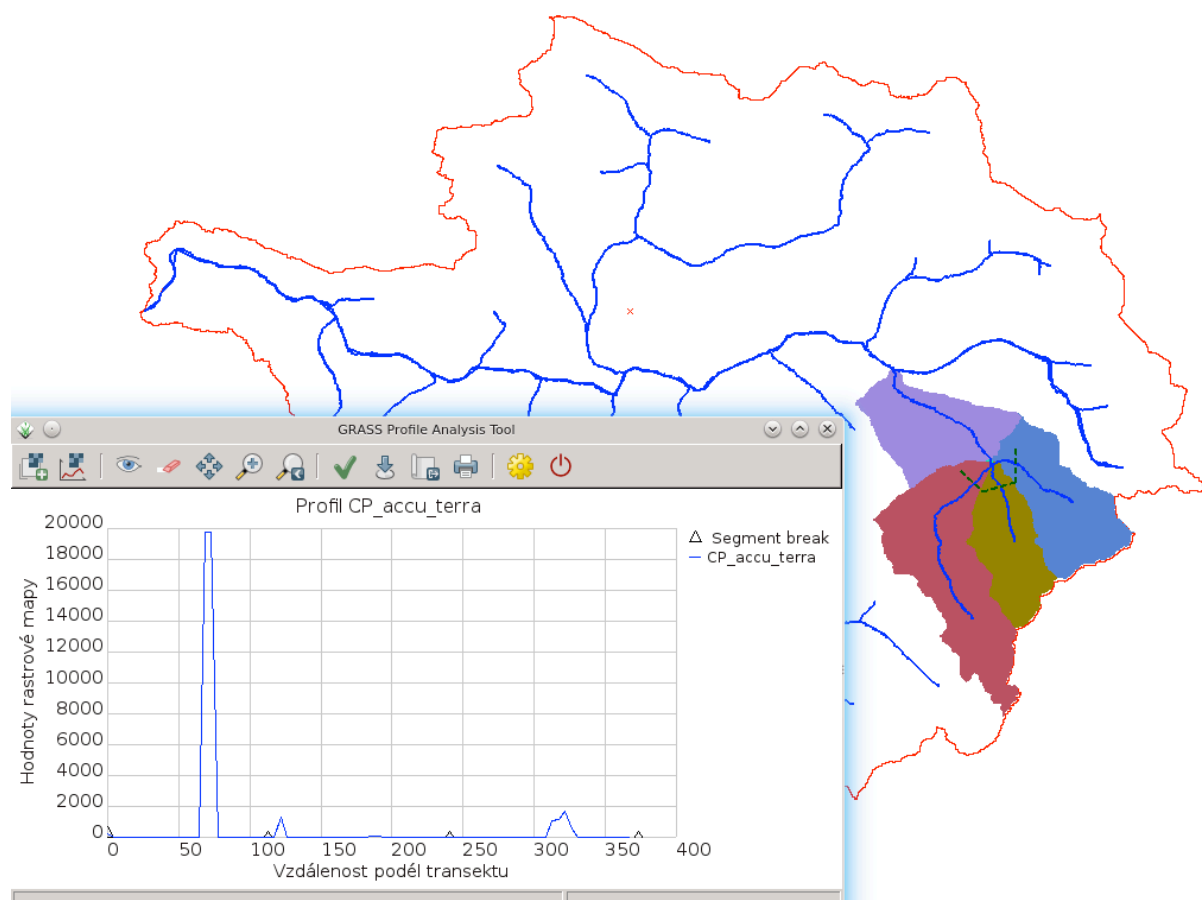
Obrázek 145 Rozdělení povodí Červeného potoka na významná subpovodí. Největší plochu, průměrné, kumulativní a maximální hodnoty FA má V subpovodí vyznačené červenou barvou.



Obrázek 146 Další dělení na subpovodí Červeného potoka

V dalším dělení subpovodí byla určena tři subpovodí, z nichž každé mohlo být povodím hlavního toku a pramennou oblastí. Od severu se jednalo o povodí v Hřebcovém dole (fialová barva), Střeleckém dole (světle zelená barva) a Krahujčím a Březovém dole. Plochy těchto subpovodí (získané ze schematizace provedené

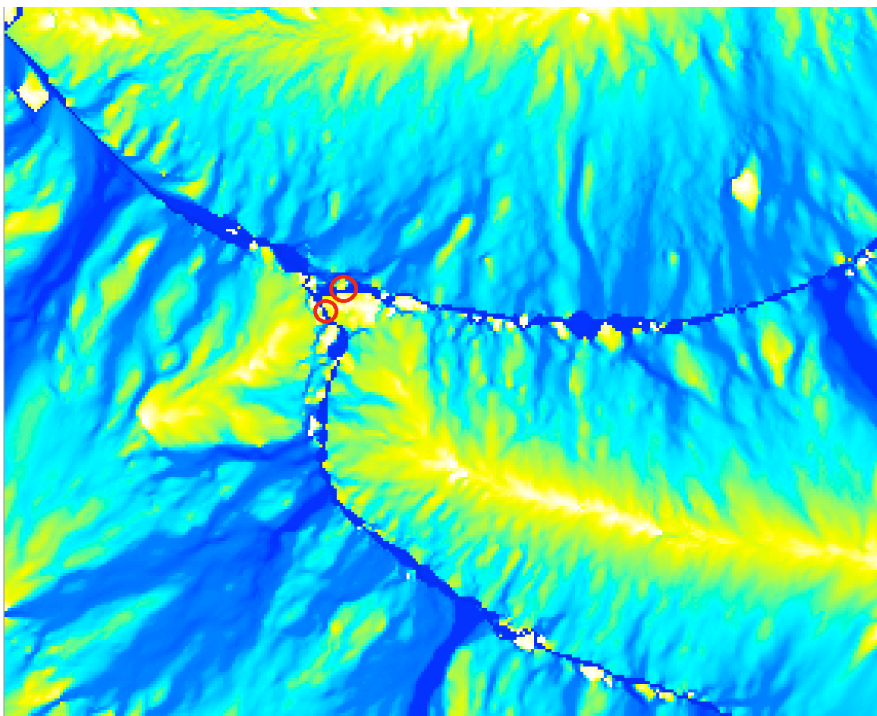
modulem *r.watershed* pomocí statistického modulu *r.report*) jsou: 45,6 ha (Hřebcový důl), 46,4 ha (Střelecký důl) a 66,9 ha (Krahujčí důl). Rovněž maximální hodnoty FA před zaústěním do toku vyššího řádu mírně favorizují umístění hlavního toku do Krahujčího dolu. Je třeba podotknout, že i v případě, že by severní povodí (fialové) v Hřebcovém dole mělo větší plochy a vyšší hodnoty FA než povodí ve Střeleckém a Krahujčím dole, jeho hodnoty by byly porovnávány se součty hodnot povodí ve Střeleckém a Krahujčím dole, jakož i mezipovodí (sytě zelenou barvou) tak, aby byla dodržena postupná dekompozice povodí podle řádů toků.



Obrázek 147 Lokalizace pramenné oblasti do Březového dolu. Hodnoty FA před soutokem tří dílčích toků.

V některých případech nemusí určení vyšších hodnot FA pomocí peaků na profilových křivkách hodnot skutečně reprezentovat oblasti s vyššími hodnotami FA. Je-li totiž profil veden přes místa s divergujícím tokem, mohou být maximální hodnoty FA nižší, navzdory tomu, že oblastí toků prochází větší hodnoty FA. Z tohoto faktu plynou dva důležité závěry. Je nutné používat algoritmy modelování povrchového odtoku, které v nejnižších částech povodí upřednostňují konvergentní tok. Za další je vždy nutná

detailní kontrola rastru FA nad soutokem porovnávaných toků. V případě, že jsou dráhy odtoku realizovány přes vysoký počet buněk, nabízí se možnost spočítat plochy pod křivkami profilů hodnot FA ve vhodném statistickém nástroji, event. se rozhodnout na základě základních statistických veličin hodnot FA v porovnávaných subpovodích (maximální hodnota FA, kumulativní součet hodnot FA, průměrná hodnota FA). Podaří-li se těsně nad soutokem nalézt (při detailním zvětšení) segmenty toku, kde jsou maximální hodnoty FA vedeny přes jednu (či nízký, snadno a přesně spočítatelný počet) buňku, lze hodnoty FA odečíst přímo dotazem na hodnoty z rastru. Viz následující obrázek.



Obrázek 148 Soutok toků ze Střeleckého a Krahujičho dolu na mapě hodnot FA. Kroužky vyznačena místa, kde je odtok realizován přes jedinou buňku a lze odečíst hodnoty FA pro daný tok.

V konkrétním případě Červeného potoka byl hlavní tok separací na subpovodí a počítáním hodnot FA na soutoku, určen do oblasti Březového dolu (boční důl Krahujičho dolu) pod kótu Bor. Průběh toku Červeného potoka lze tedy (proti proudu od soutoku s Křinicí) od Černé brány ztotožnit s průběhem Divoké rokle (Hřebcového dolu). Zde je na starých mapách /mapy/ znázorněn pramen *Läuftbrunn*, který lze pokládat za místo, odkud lze o Červeném potoce uvažovat jako o permanentním toku. Lokalizace pramene *Läuftbrunn* se přibližně kryje s počátkem toku dle DIBAVOD. Nad tímto místem lze uvažovat spíše o efemérních tocích, kdy hlavním tokem je tok,

přitékající z Krahujčího a následně Březového dolu, kde lze hovořit o teoretickém prameni celého toku.

Jakkoliv v případě povodí Jetřichovického a Černého potoka souhlasí údolnice generovaná extenzí AGPosudek (s výjimkou chyby na dolním toku Červeného potoka) s průběhem hlavního toku určeným pomocí modulu *r.watershed*, ne vždy tomu tak je (jak bude poukázáno v Diskuzi).

Podobným způsobem (avšak zpravidla s menším počtem kroků) byla analyzována všechna zkoumaná složitější povodí s nejasným průběhem hlavního toku a s nejasnou polohou pramenné oblasti. Šlo zejm. o povodí Grosser Zchandbach, Dlouhá Bělá a Jetřichovická Bělá.

3.5. Problematika výběru algoritmů modelování povrchového odtoku a jejich verifikace

Jednou z řady výhod systému GRASS GIS je nativní implementace hned několika algoritmů určování směru odtoku. Snadno, relativně rychle a s patřičnou robustností a spolehlivostí lze získat hodnoty FA pomocí těchto algoritmů určování směru odtoku:

- SFD D_{∞} (DInfinity) v modulu *r.flow*
- SFD D8 v modulu *r.terraflow*
- SFD D8 v modulu *r.watershed*
- MFD v modulu *r.terraflow* (obdobný MFD_{∞})
- MFD v modulu *r.watershed* (obdobný MFD_{∞})

Pro zhodnocení vhodnosti algoritmů a jejich konkrétních implementací v modulech GRASS GIS jsou podstatné dva parametry: určování směru odtoku tak, aby odpovídal morfologii reliéfu a schopnost udržet nepřerušené dráhy odtoku.

První parametr je obtížné geostatisticky ošetřit. Porovnávání rastrů FA s rastry charakterizujícími morfologii reliéfu (zejm. rastr TCI indexu, rastr *slope*, rastry profilových a tangenciálních křivostí) pomocí regresní analýzy či korelací dat nepřináší příliš použitelné, statisticky významné výsledky. Je zřejmé, že jde o soubory dat s naprosto odlišným charakterem a distribucí hodnot. Nakonec byly z tohoto pohledu

rastry hodnoceny pouze vizuálně, zejm. na přítomnost paralelních linií na plochých svazích (viz Kapitola 2.5) na přítomnost „zig-zag lines“ vzniklých diskretizací směrů odtoku u SFD8 algoritmu a na přítomnost případných umělých struktur vzniklých zejm. na morfologicky komplikovaných místech reliéfu či jako reakce algoritmu na případné umělé prvky (ony Quinnovy „spurious topographic features“). V tomto srovnání se jasně ukázala naprostá převaha MFD algoritmů, ale i pozoruhodně dobré výsledky Tarbotonova SFD D_{∞} algoritmu. Naopak použití SFD D8 v komplikovaném, extrémním reliéfu dle dosavadních testů nepřináší uspokojivé výsledky. Na následujících stránkách jsou srovnání výstupů všech pěti algoritmů na stejném výřezu povodí Suché Bělé. Pozoruhodné je chování algoritmů v plochých pasážích reliéfu. Na dalším Obrázku (viz Obr. č. 149 a 150) jsou v detailu patrné schopnosti jednotlivých algoritmů udržet nepřerušené dráhy odtoku a divergence / konvergence drah odtoku.

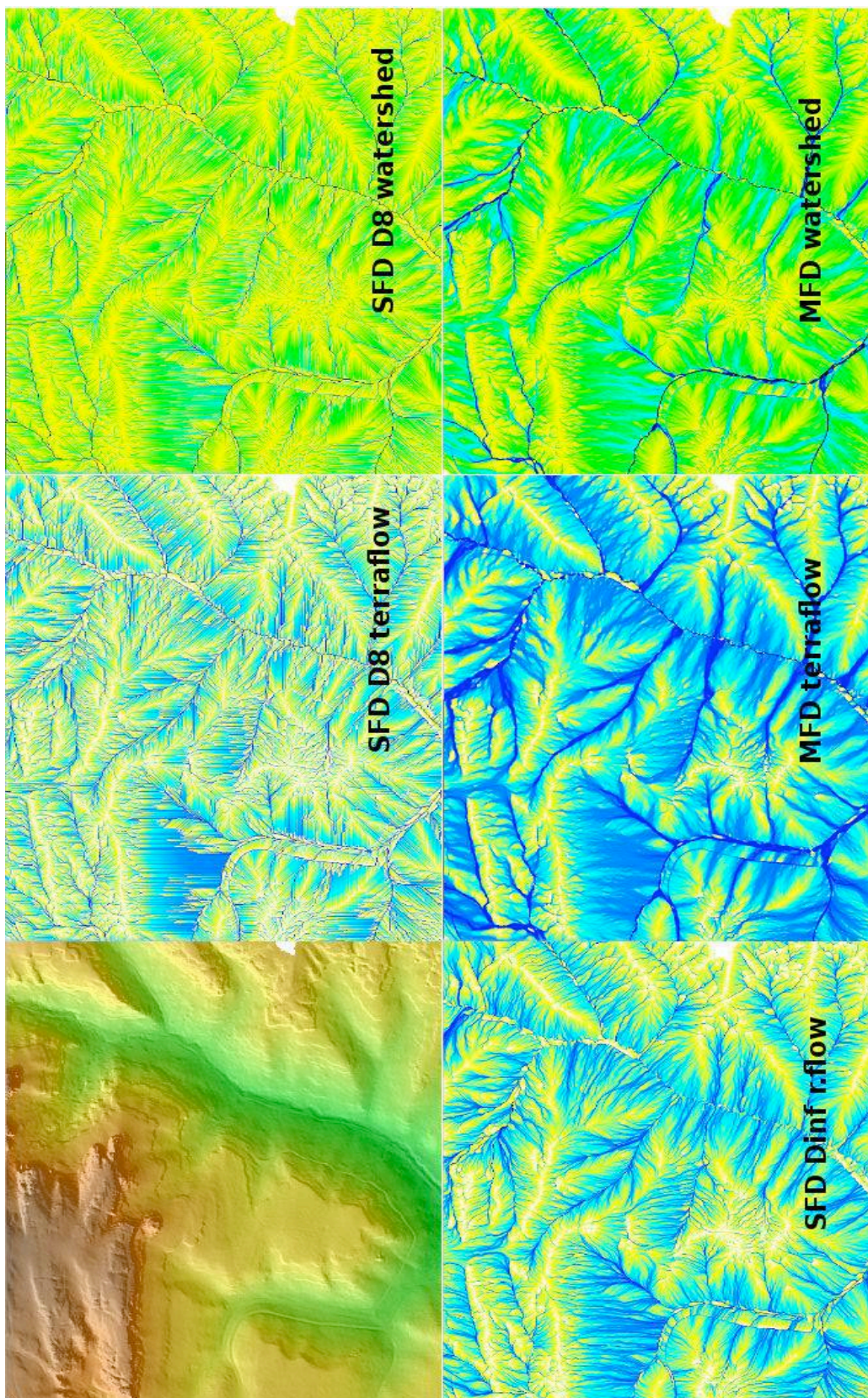
Schopnost udržet nepřerušené linie odtoku byla posuzována u šesti komplikovaných povodí, které byly vybrány k hlubší analýze (vč. MIKE SHE a SIMWE). U všech povodí byl proveden výpočet hodnot FA v rozlišení gridu 1m pomocí pěti nativně dostupných algoritmů určování směru odtoku z buňky. Z takto vzniklých gridů FA byly pomocí modulu *r.univar* získány základní kvantitativní charakteristiky.

Tabulka 89 Základní hodnoty FA na šesti experimentálních povodí vypočtené různými algoritmy určování směru odtoku z buňky.

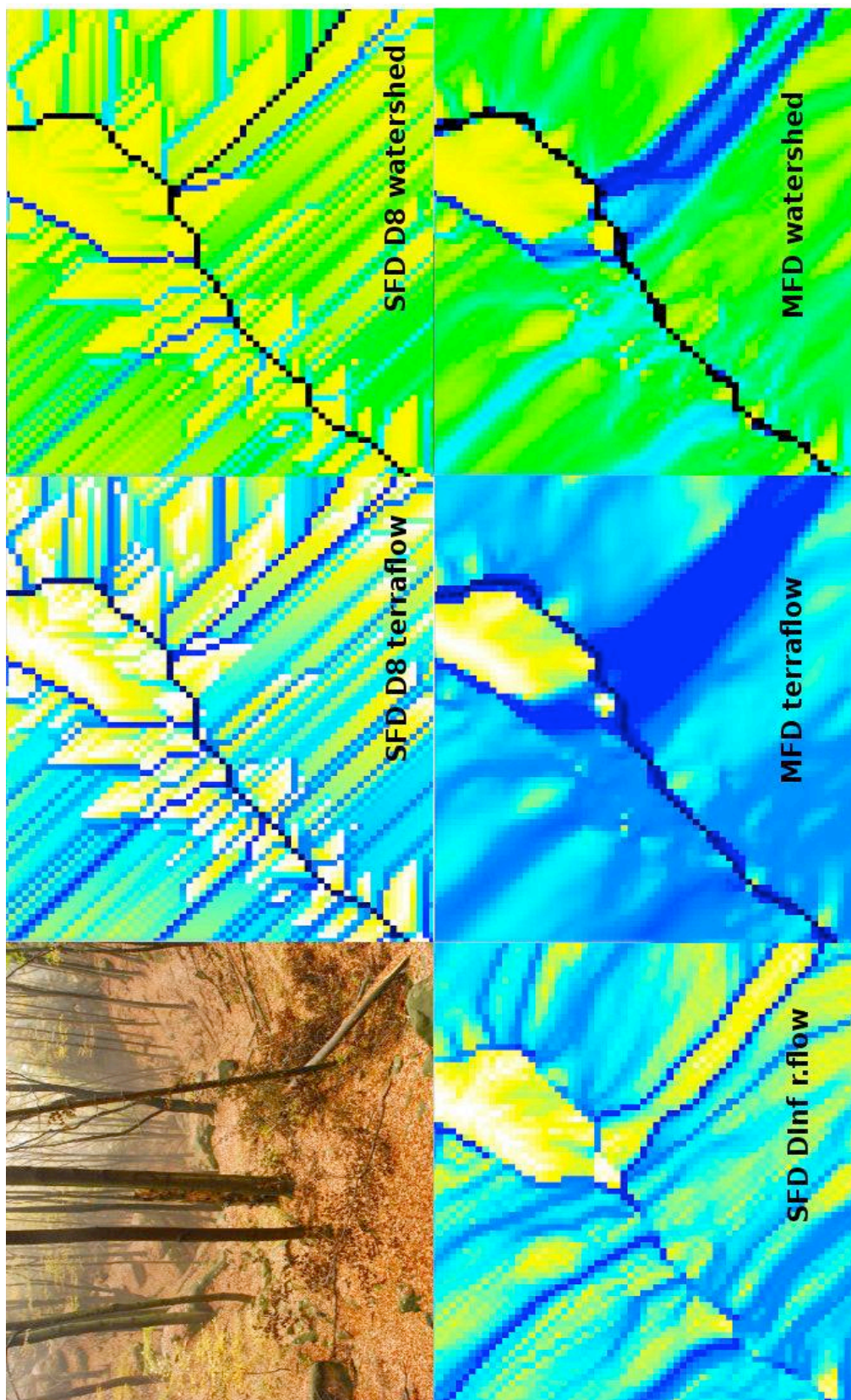
Povodí		r.flow- D_{∞}	r.watershed-MFD	r.terraflow-MFD	r.terraflow-SFD	r.watershed-SFD D8
Suchá Bělá	Suma Σ	288210167	4308149203	44559241651	4126205790	4259443341
	Maximum	115180	2489610	2488130	2491020	2522720
	Průměr	114,155	1706	1766	1634	1687
Jetřichovický p.	Suma Σ	781860529	51958590560	49880280799	48357677766	50250152254
	Maximum	70019	13734700	13728800	13733600	13770400
	Průměr	56,7	3771,5	3620	3510	3647
Koutský potok	Suma Σ	450774891	12527589096	12849081126	12290397167	12354209936
	Maximum	145875	5542430	5534470	5545130	5572890
	Průměr	80,7	2244	2665,9	2202,5	2213,9
Červený potok	Suma Σ	56741159	26102024349	2599689590	24847452418	25462201289
	Maximum	79719	7780950	7777910	7781050	7806630
	Průměr	72,4	3332	3019	3172,3	3250
Kachní potok	Suma Σ	280217592	11957274974	12264099995	11707303966	11802454706
	Maximum	38276	4788110	4776760	4773790	4833530
	Průměr	57,8	2468,4	2531,7	2416,8	2436,4
Dlouhá Bělá	Suma Σ	904861379	22652828703	23882811428	22050797030	222528104
	Maximum	178932	7918490	7913640	7920750	7960520
	Průměr	113,47	2840,53	2994,87	2765,14	2790,47

Z tabulky je zřejmá neschopnost modulu *r.flow* udržet dráhy odtoku bez přerušení. Při studiu gridu FA vypočítaných *r.flow* je zřejmé, že k přerušení drah odtoku (a tedy

následnému počítání hodnot FA „od nuly“) dochází nejen na plošinách či v depresích, ale i v místech s vyšší změnou profilové křivosti. Zároveň se ukázala mírná dominance MFD algoritmů ve všech hodnocených ukazatelích (kumulativní součet hodnot FA, maximální dosažená hodnota FA a průměrná hodnota FA). Využití citlivosti modulu *r.flow* na změny profilové křivosti, jako indikátoru míry extremity reliéfu se nepotvrdilo. Vypočtené odchylky mezi *r.flow* a „nejstabilnějším“ *r.terraflow* bohužel nejeví významné korelace s žádným základním morfometrickým parametrem. Nejvyšších hodnot Pearsonova korelačního koeficientu bylo dosaženo při korelování odchylek *r.flow-r.terraflow* s Meltonovým indexem povodí R a to konkrétně 0,568 pro hodnoty kumulativních součtů FA, -0,713 pro maximální hodnoty FA a 0,514 pro průměrné hodnoty FA. Ani zdánlivě vysoká hodnota negativní korelace -0,713 bohužel pro statistický soubor o pouhých šesti hodnotách nedosahuje kritických hodnot pro korelační koeficient na hladině pravděpodobnosti $\alpha=0,05$. $R_k=0,8114$ pro $\alpha=0,05$ a $n=6$, hypotézu H_0 o nezávislosti testovaných veličin nelze zamítnout a bez případných dalších výzkumů nelze považovat odchylku hodnot FA z modulů *r.flow* a *r.terraflow* závislou na některém ze základních morfometrických parametrů.



Obrázek 149 Porovnání gridů FA vypočtených pomocí rozdílných algoritmů určování FD. Pozoruhodné jsou zejm. rozdíly v plochém svahu či tvorba diskrétních směrů odtoku u SFD D8 algoritmů. Na prvním snímku DEM prezentovaného území. Povodí Suché Bělé



Obrázek 150 Detailní výřez gridu FA (velikost pixelu 1 x 1 m) v údolnici. Na prvním snímku analyzovaný prostor. Zjevné rozdíly v divergenci a konvergenci toku, jakož i přerušování drah odtoku u výsledků modulu r.flow. Povodí Suché Bělé

Tabulka 90 Odchylyky hodnot vypočtených modulem r.flow a r.terraflow - MFD

Povodí		Odchylyka r.flow a r.terraflow MFD
Suchá Bělá	Suma Σ	153,6067653
	Maximum	20,60210106
	Průměr	14,47019403
Jetřichovický potok	Suma Σ	62,7969036
	Maximum	195,0724946
	Průměr	62,84479718
Koutský potok	Suma Σ	27,50442956
	Maximum	36,93981148
	Průměr	32,03469641
Červený potok	Suma Σ	44,8166459
	Maximum	96,5665776
	Průměr	40,69889503
Kachní potok	Suma Σ	42,76634567
	Maximum	123,7977845
	Průměr	42,80103806
Dlouhá Bělá	Suma Σ	25,3938897
	Maximum	43,22708068
	Průměr	25,39349608

3.6. Porovnání s výsledky modelů MIKE SHE a SIMWE

U vybraných šesti sledovaných povodí byly (kromě výpočtů hodnot FA pěti výše uvedenými algoritmy) provedeny simulace pomocí modelu SIMWE (implementovaném v GRASS GIS modulu *r.sim.water*) a pomocí srážko-odtokového modelu MIKE SHE. Oba modely byly počítány pro shodnou návrhovou srážkovou událost a shodné vstupní podmínky:

Efektivní srážka 50mm/24 hod, Manningův koeficient drsnosti reliéfu 0,37 (Arcement, 1989), míra infiltrace povrchového odtoku (runoff infiltration rate) 0,03mm/hod, doba simulace 48 hodin.

Vzhledem k tomu, že *r.sim.water* i MIKE SHE produkují výstupy v časových krocích (*timesteps*), bylo v první fázi zjišťováno, které výstupy vykazují nejvyšší míru podobnosti. Byly provedeny korelace gridů výšek odtoku vždy krátce po zahájení simulace (MIKE1 a SIMWE1), uprostřed simulovaného časového úseku (MIKE2 a SIMWE2) a na konci simulace (MIKE3 a SIMWE3). Pro každé povodí byly tedy vypočteny (pomocí modulu *r.covar*) korelační matice šesti výsledkových rastrů výšek odtoku. Pro zajímavost byly přidány gridy FA vypočteném algoritmem MFD modulem *r.terraflow*.

Tabulka 91 Červený potok. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

CP	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.336448	1.000000					
MIKE3	0.345215	0.979260	1.000000				
SIMWE1	0.100209	0.546956	0.514371	1.000000			
SIMWE2	0.099749	0.544968	0.512450	0.999982	1.000000		
SIMWE3	0.099749	0.544968	0.512450	0.999982	1.000000	1.000000	
FA MFD	0.052262	0.396694	0.359656	0.322519	0.321615	0.321615	1.000000

Tabulka 92 Dlouhá Bělá. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

DB	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.998845	1.000000					
MIKE3	0.994297	0.988565	1.000000				
SIMWE1	0.480027	0.491706	0.455419	1.000000			
SIMWE2	0.456087	0.467338	0.432378	0.986155	1.000000		
SIMWE3	0.456142	0.467393	0.432431	0.986175	0.999995	1.000000	
FA MFD	0.151688	0.153032	0.148845	0.201895	0.208265	0.208264	1.000000

Tabulka 93 Jetřichovický potok. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

JP	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.659809	1.000000					
MIKE3	0.539682	0.934521	1.000000				
SIMWE1	0.392011	0.316227	0.286331	1.000000			
SIMWE2	0.296613	0.263206	0.251327	0.884769	1.000000		
SIMWE3	0.290079	0.262815	0.253062	0.867167	0.998629	1.000000	
FA MFD	0.086588	0.072207	0.062764	0.149077	0.180568	0.181485	1.000000

Tabulka 94 Kachní potok. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

KAP	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.794530	1.000000					
MIKE3	0.641628	0.875258	1.000000				
SIMWE1	0.151485	0.217823	0.265854	1.000000			
SIMWE2	0.125083	0.195580	0.234171	0.982978	1.000000		
SIMWE3	0.125013	0.195524	0.234102	0.982893	1.000000	1.000000	
FA MFD	0.103659	0.196621	0.230952	0.132171	0.136199	0.136208	1.000000

Tabulka 95 Koutský potok. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

KP	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.250626	1.000000					
MIKE3	0.202000	0.876985	1.000000				
SIMWE1	0.026846	0.280937	0.390517	1.000000			
SIMWE2	0.016177	0.228363	0.335271	0.978647	1.000000		
SIMWE3	0.016072	0.227737	0.334547	0.978004	0.999994	1.000000	
FA MFD	0.027445	0.166542	0.195363	0.157979	0.162906	0.162981	1.000000

Tabulka 96 Suchá Bělá. Korelační matice výstupů modelů MIKE SHE, SIMWE a r.terraflow.

KP	MIKE1	MIKE2	MIKE3	SIMWE1	SIMWE2	SIMWE3	FA MFD
MIKE1	1.000000						
MIKE2	0.145147	1.000000					
MIKE3	0.118673	0.778555	1.000000				
SIMWE1	0.004920	0.396545	0.462641	1.000000			
SIMWE2	0.004495	0.389917	0.461137	0.999767	1.000000		
SIMWE3	0.004465	0.389435	0.460977	0.999734	0.999999	1.000000	
FA MFD	0.018052	0.194312	0.181649	0.238484	0.237035	0.236945	1.000000

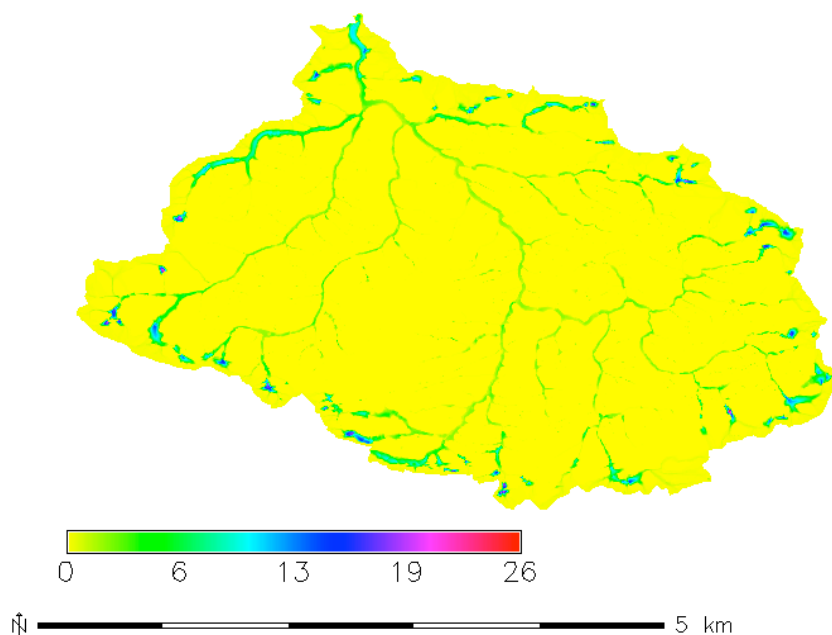
Hodnoty n pro výše uvedené korelační matice odpovídají počtu buněk analyzovaných rastrů v rozlišení buňky gridu 5m. V tomto rozlišení byly provedeny i výpočty v modelu MIKE SHE a r.sim.water.

Tabulka 97 Hodnoty n (velikost testovaných statistických souborů) korelovaných povodí.

Povodí	CP	DB	JP	KAP	KP	SB
n	310 299	318 174	550714	193 675	223 025	100203

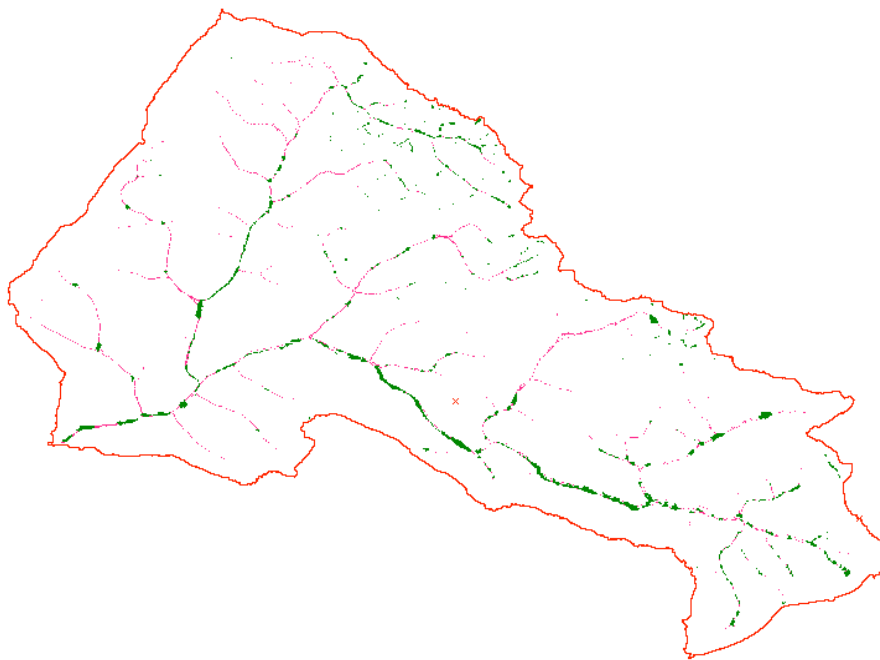
Nulová hypotéza H_0 předpokládá nezávislost výsledků implementací jednotlivých algoritmů a modelů mezi sebou, alternativní hypotéza H_A potom jejich závislost. Pro takto vysoké hodnoty n je obtížné zjistit kritické hodnoty korelačních koeficientů. Pro $n=1000$ je kritická hodnota Pearsonova korelačního koeficientu K_r pro hladinu pravděpodobnosti $\alpha=0,05$ 0,062. Tedy v úrovni (slabé) statistické závislosti. Pro realističtější zhodnocení míry statické těsnosti je však vhodnější používat jiné přístupy, než je pouze porovnání r s K_r , jak bude dále poukázáno v Diskuzi. Nicméně v této skupině výpočtů šlo zejm. o nalezení trendu podobnosti výsledků v průběhu procesu simulace testovaných modelů. Výše uvedené korelační tabulky nevykazují jasný trend rostoucí či klesající míry korelace v průběhu simulace modelu MIKE SHE s modelem SIMWE či r.terraflow. Naopak model SIMWE jasně vykazuje nejvyšší hodnoty korelace k modelu MIKE v začátku simulace.

Při snaze kvantifikovat podobnost či nepodobnost výsledků jednotlivých modelů byly otestovány reklasifikované hodnoty výstupů r.terraflow, r.sim.water a MIKE SHE tak, aby byly do porovnání zahrnuty pouze hodnoty v místech soustředěného odtoku (určeno jako 20% percentil). Navzdory velmi dobrým vizuálním výsledkům (viz Obr. č. 152) nepodařilo se korelací pomocí modulu r.covar ani regresní analýzou nástrojem Grid and Theme Regression 3,1e v prostředí ArcView 3.2 prokázat významnější statistické vazby mezi takto upravenými rastry, než mezi neupravenými rastry.



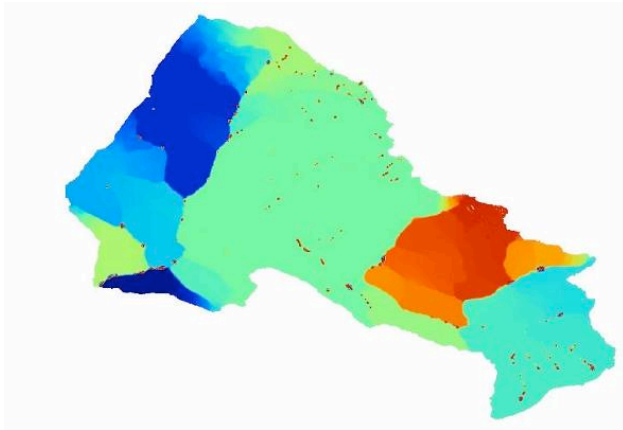
Obrázek 151 Povodí Jetřichovického potoka. Grid výšek povrchového odtoku MIKE SHE.

Předmětem zájmu jsou zejm. místa v povodí, jež jsou ohrožena vysokými hodnotami povrchového odtoku. Proto bylo potřeba nalézt tato místa a porovnat míru shody testovaných modelů a algoritmů v těchto místech. Obecně bylo předmětem zájmu zvláště srovnání prostorové distribuce vyšších hodnot měřených veličen, nikoliv jejich samotné hodnoty. Proto byly otestovány tři úpravy gridů ve snaze zjistit míru podobnosti zejm. v oblastech s obecně vysokými hodnotami FA či výšky povrchového odtoku či snížit vliv rozptylu hodnot a zdůraznit promotorovu distribuci vyšších hodnot. Gridy byly postupně **reklasifikovány** pro porovnání lokalit s vysokými hodnotami FA či výšky povrchového odtoku, **normalizovány** (převedeny do rozsahu hodnot 0 pro minimální hodnoty a 1 pro maximální) pro potlačení vlivu rozdílných hodnot a konečně „**shloučeny**“ a reklasifikovány podle míst, kde mají spojitě sousedící buňky stejné hodnoty

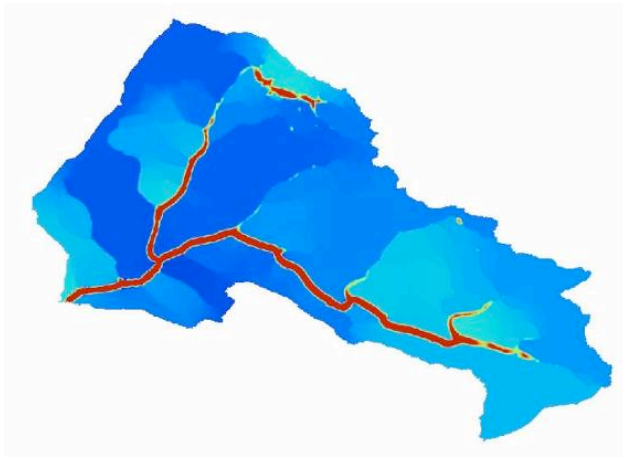


Obrázek 152 Dlouhá Bělá. Reklasifikované rastry FA (*r.terraflow*) –červeně a výšky odtoku (MIKE SHE) – zeleně. Hodnoty 0 (mimo klasifikační kritérium) nahrazeny pro přehlednost hodnotami NULL (*no_data*).

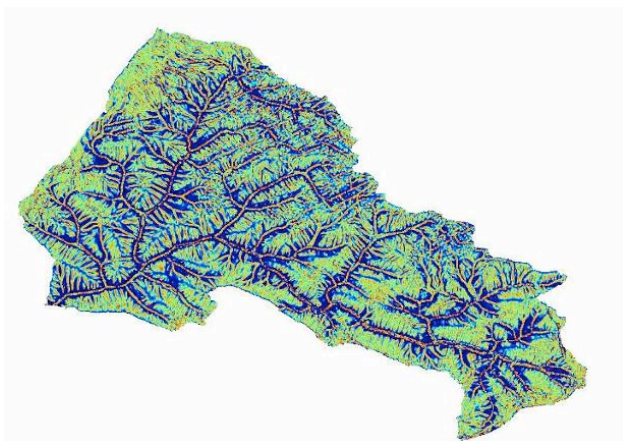
Pro zjevnou prostorovou vizuální shodu v detekci míst s vysokými hodnotami povrchového odtoku (ať již reprezentovanými FA či výškou povrchového odtoku) byly otestovány korelace s normalizovanými gridy hodnot FA a výšky odtoku, ve snaze sjednotit rozptyl porovnávaných hodnot. Normalizace byla provedena pomocí SAGA GIS modulem *Morphometry – Relative Heights and Slope Positions – Normalized Height*. Navzdory faktu, že ani takto upravené gridy nevykázaly žádné přijatelné výsledky při následné korelaci, poukázaly tyto normalizované gridy hodnot na rozdílný charakter dat. Z něj je zřejmé, že rozdílnost gridů FA (*r.terraflow*) a výšky povrchového odtoku nespočívání ani v rozdílu samotných hodnot (ten ostatně na korelaci vliv nemá), ani v plošné distribuci maximálních hodnot. Hlavní rozdíl spočívá v rozdílné spojitosti hodnot v gridu. Tento rozdíl je samozřejmě dán faktem, že ačkoliv byly porovnávány dvě hodnoty, které mají (v rámci prostorové distribuce) shodně situované oblasti maximálních hodnot, jde o hodnoty různého charakteru



Obrázek 153 Dlouhá Bělá. Grid výšky povrchového (MIKE SHE) a normalizovaný v prostředí SAGA GIS.



Obrázek 154 Dlouhá Bělá. Grid výšky povrchového odtoku (SIMWE) a normalizovaný v prostředí SAGA GIS.



Obrázek 155 Dlouhá Bělá. Grid FA vypočtený modelem r.terraflow a normalizovaný v prostředí SAGA GIS.

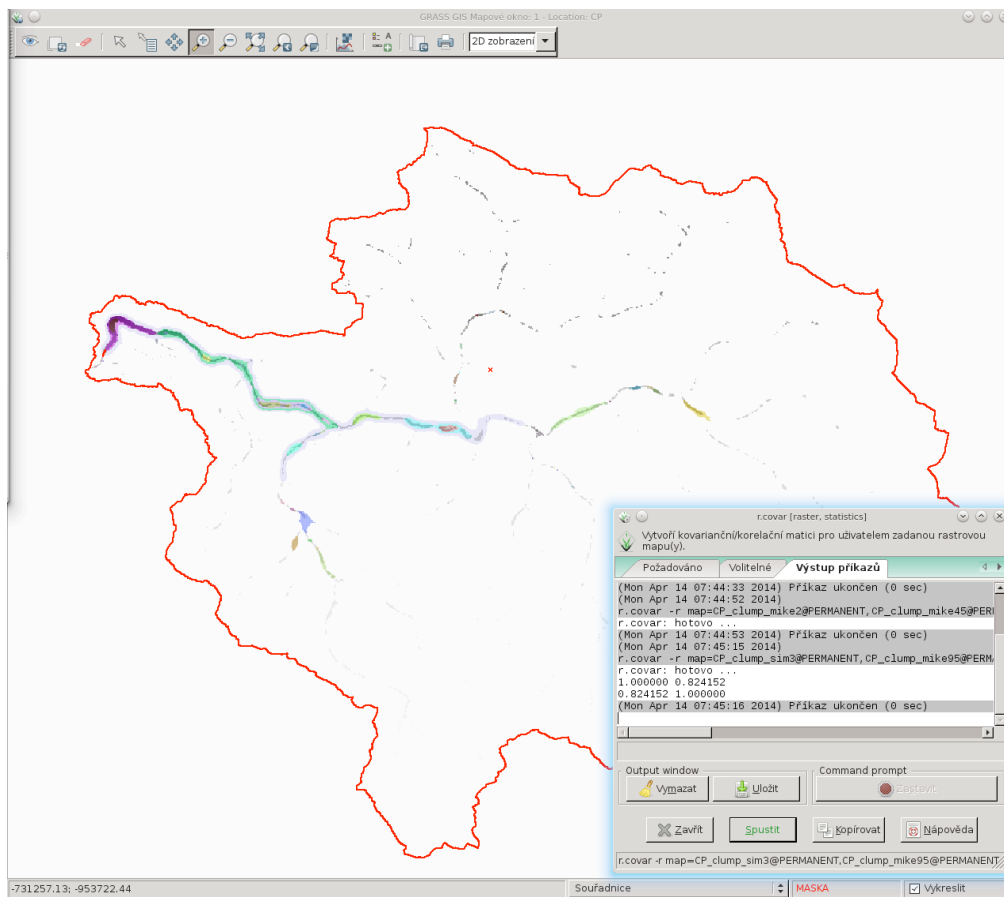
Rozdílný charakter spojitosti hodnot výborně reprezentuje i využití modulu *r.clump*, který spojuje sousedící buňky se stejnými (v rámci velmi úzkého intervalu) hodnotami

a takto získané spojité oblasti označuje vlastními pořadovými hodnotami. Tento postup lze do jisté míry považovat za formu zonální statistiky. Zatímco výstupy z modelů SIMWE a MIKE SHE obsahují velké oblasti s nulovými daty (nesousedí spolu žádné buňky stejné hodnoty, či zde jsou nulové hodnoty dat) a oblasti spojitých dat jsou soustředěny do míst s vyššími hodnotami výšky povrchového odtoku (změna hodnot sousedících buněk zde již není vysoká), stejným způsobem analyzované hodnoty FA vykazují podobu gridu zdánlivého obrazového šumu. Vzhledem k tomu, že hodnoty FA mohou vždy jen narůstat (u SFD algoritmu) či klesat (dojde-li u MFD algoritmu k divergenci), nicméně neustále se mění, mají stejné (či velmi blízké) hodnoty jen velmi malé, ale početné oblasti sousedících buněk.

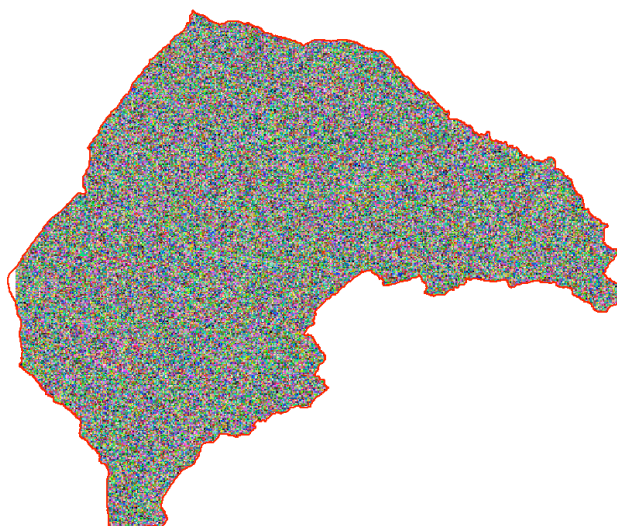
Tabulka 98 Korelační koeficienty mezi upravenými (r.clump) gridy výšky povrchového odtoku vypočtenými modely MIKE SHE a SIMWE (r.sim.water). Korelace pomocí r.covar.

Povodí	CP	DB	JP	KAP	KP	SB
Koef. korelace	0,824152	0,857638	0,477944	0,674253	0,920018	0,765398

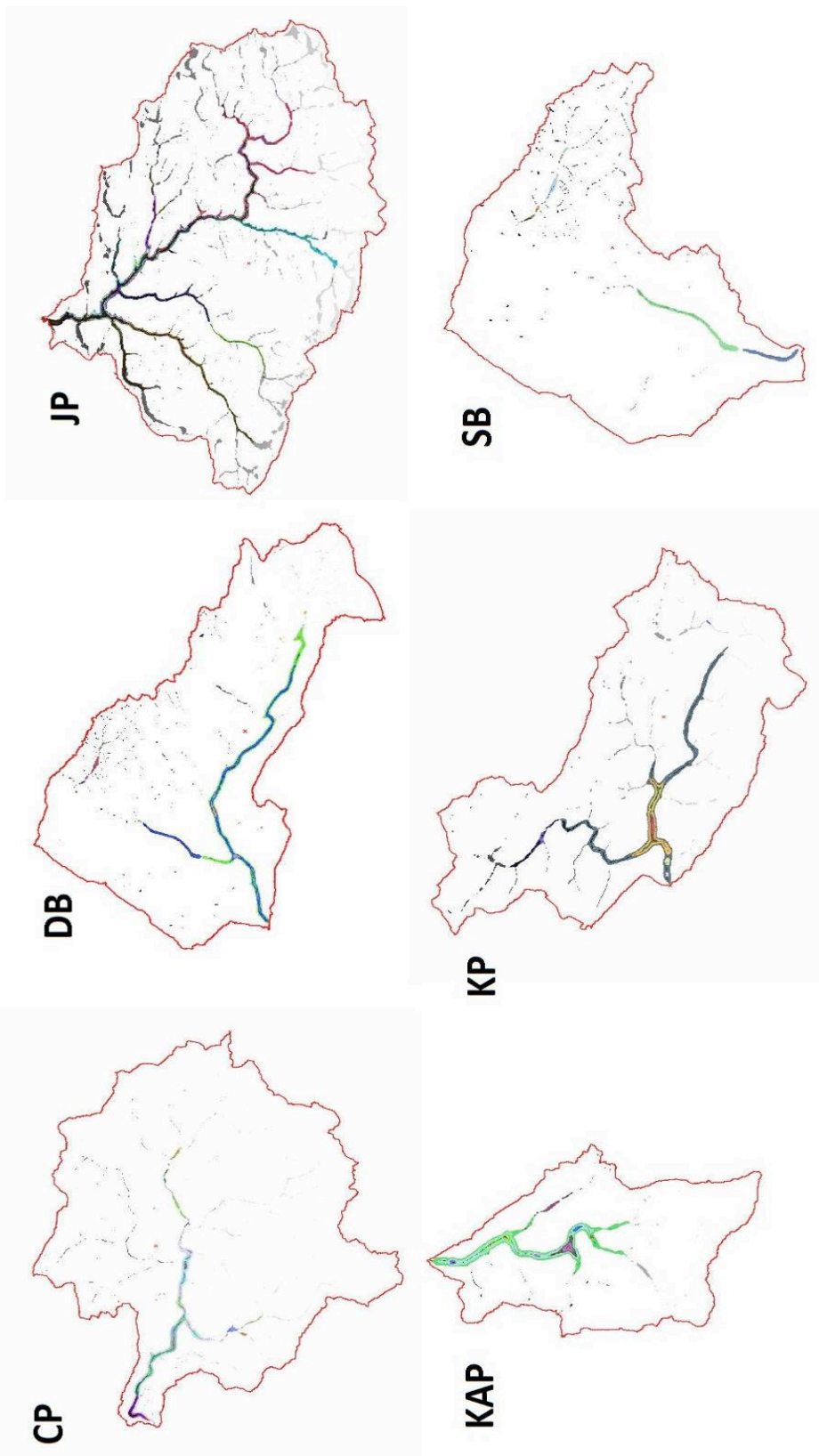
V dalším kroku byly porovnány gridy výšek povrchového odtoku z modelu SIMWE a MIKE SHE upravené modulem *r.clump*. U všech šesti povodí byla následně provedena korelace modulem *r.covar* mezi dvojicemi gridů SIMWE a MIKE SHE přepočítanými modulem *r.clump*.



Obrázek 156 Červený potok. Korelace pomocí modulu r.covar. Gridy výšek povrchového odtoku, upravené modulem r.clump, vypočtené pomocí MIKE SHE a r.sim.water. Screenshot prostředí GRASS GIS.



Obrázek 157 Suchá Bělá. Grid FA modulu r.terraflow upravený modulem r.clump.



Obrázek 158 Gridy upravených (r.clump) hodnot výšky povrchového odtoku vypočtené modelem MIKE SHE (šedá barva) a SIMWE (pastelové barvy) v jednotlivých povodích

Pro objasnění závislosti mezi jednotlivými algoritmy modelování hodnot akumulace povrchového odtoku, výškou a objemem (r.sim.water) povrchového odtoku a výškou povrchového odtoku (MIKE SHE), byly dále provedeny korelace pomocí modulu *r.covar* mezi všemi výše uvedenými veličinami.

Následující korelační matice mají tuto legendu řádků a sloupců (zkrácené tvary označení algoritmů):

MIKE výška odtoku dle modelu MIKE SHE, hodnoty z konce simulace

TCI topografický index konvergence TCI (r.terraflow, r.aspect.slope)

D ∞ D ∞ (DInfinity) algoritmus výpočtu hodnot FA modulu r.flow

MDt MFD algoritmus výpočtu hodnot FA modulu r.terraflow

MDw MFD algoritmus výpočtu hodnot FA modulu r.watershed

SDt SFD algoritmus výpočtu hodnot FA modulu r.terraflow

SDw SFD algoritmus výpočtu hodnot FA modulu r.watershed

SIMv výška povrchového odtoku dle modelu SIMWE (r.sim.water)

SIMo objem povrchového odtoku dle modelu SIMWE (r.sim.water)

Tabulka 99 Korelační matice vybraných rastrů povodí Červeného potoka. Korelace pomocí modulu r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,20983	1,00000							
D ∞	0,05792	0,25384	1,00000						
MDt	0,29008	0,32661	0,12184	1,00000					
MDw	0,25107	0,28380	0,12720	0,91649	1,00000				
SDt	0,22127	0,25629	0,11940	0,86860	0,87643	1,00000			
SDw	0,22089	0,25271	0,11976	0,83082	0,92927	0,92397	1,00000		
SIMv	0,52024	0,26363	0,06170	0,31276	0,27441	0,24106	0,24085	1,00000	
SIMo	0,34066	0,11999	0,02000	0,21855	0,19353	0,16850	0,16884	0,88610	1,00000

Tabulka 100 Korelační matice vybraných rastrů povodí Dlouhé Bělé. Korelace pomocí modulu r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,04991	1,00000							
D ∞	0,02665	0,13477	1,00000						
MDt	0,16359	0,16751	0,04148	1,00000					
MDw	0,14104	0,16390	0,04314	0,90564	1,00000				
SDt	0,12563	0,18935	0,03820	0,82603	0,84453	1,00000			
SDw	0,11836	0,16478	0,03819	0,81176	0,91191	0,89061	1,00000		
SIMv	0,43746	0,05151	0,03092	0,21383	0,18136	0,16103	0,15334	1,00000	
SIMo	0,29968	0,02930	0,01077	0,12785	0,10196	0,09629	0,08440	0,88920	1,00000

Tabulka 101 Korelační matice vybraných rastrů povodí Jetřichovického potoka. Korelace pomocí

r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,23088	1,00000							
D ∞	0,04355	0,21274	1,00000						
MDt	0,10198	0,19640	0,00589	1,00000					
MDw	0,08894	0,14191	0,00625	0,62461	1,00000				
SDt	0,08183	0,15682	0,00631	0,87918	0,53165	1,00000			
SDw	0,08359	0,13382	0,00615	0,59068	0,96623	0,52761	1,00000		
SIMv	0,31222	0,15943	0,00561	0,17168	0,14741	0,12954	0,13760	1,00000	
SIMo	0,17880	0,08177	-0,0048	0,11148	0,08374	0,08391	0,07836	0,88531	1,00000

Tabulka 102 Korelační matice vybraných rastrů povodí Kachního potoka. Korelace pomocí modulu

r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,17589	1,00000							
D ∞	0,03232	0,18411	1,00000						
MDt	0,23095	0,20111	0,01742	1,00000					
MDw	0,20696	0,17752	0,02129	0,87536	1,00000				
SDt	0,19744	0,17181	0,01828	0,90411	0,77179	1,00000			
SDw	0,19710	0,16896	0,01836	0,85403	0,95810	0,77937	1,00000		
SIMv	0,26585	0,10973	0,02418	0,13217	0,12287	0,11173	0,11648	1,00000	
SIMo	0,12847	0,04591	0,01105	0,06421	0,05558	0,05297	0,05145	0,90383	1,00000

Tabulka 103 Korelační matice vybraných rastrů povodí Koutského potoka. Korelace pomocí modulu

r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,24132	1,00000							
D ∞	0,04801	0,15841	1,00000						
MDt	0,19536	0,22677	0,01609	1,00000					
MDw	0,18040	0,19589	0,01855	0,86298	1,00000				
SDt	0,16190	0,19501	0,01589	0,89353	0,77557	1,00000			
SDw	0,17206	0,18484	0,01778	0,82083	0,96356	0,80156	1,00000		
SIMv	0,34244	0,16206	0,01055	0,16223	0,14782	0,14598	0,14223	1,00000	
SIMo	0,15425	0,08472	0,00113	0,09021	0,07415	0,08827	0,07301	0,88206	1,00000

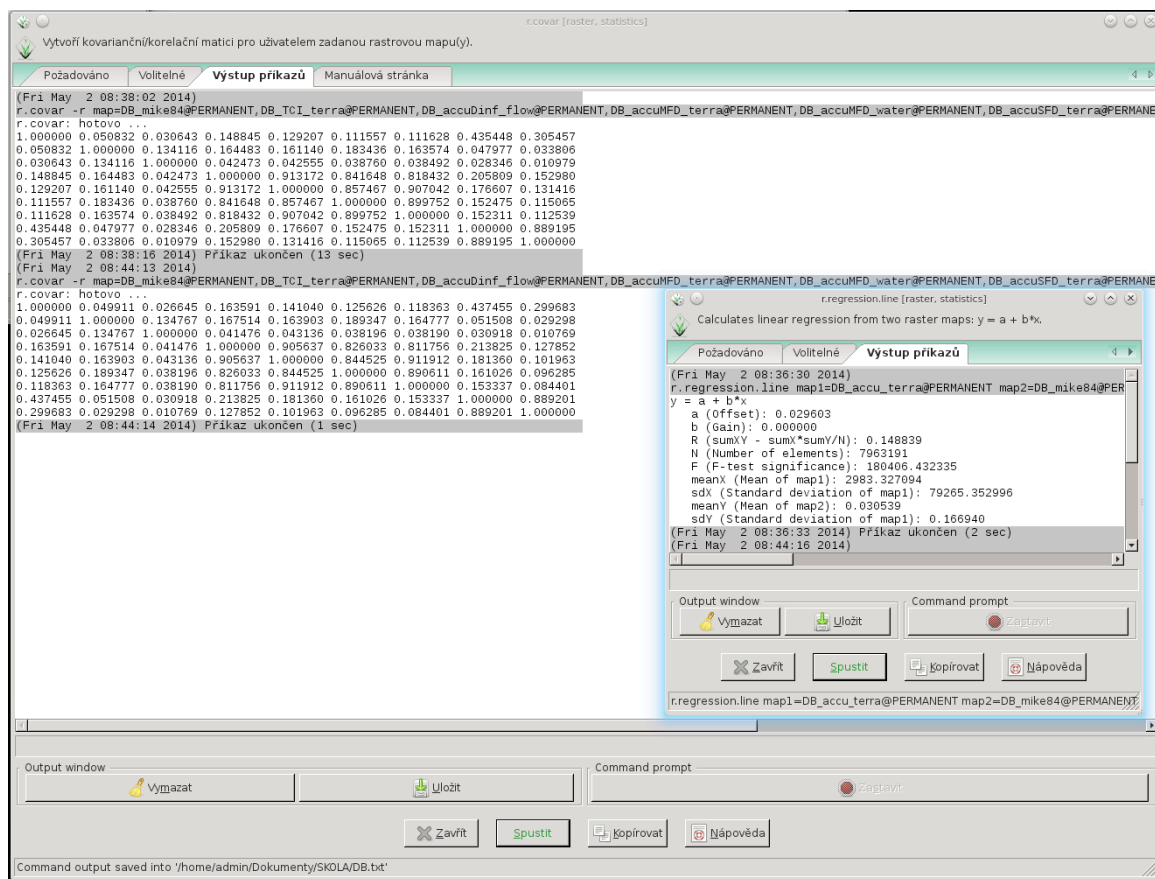
Tabulka 104 Korelační matice vybraných rastrů povodí Suché Bělé. Korelace pomocí modulu r.covar.

	MIKE	TCI	D ∞	MDt	MDw	SDt	SDw	SIMv	SIMo
MIKE	1,00000								
TCI	0,23905	1,00000							
D ∞	0,06663	0,19119	1,00000						
MDt	0,23225	0,24886	0,09513	1,00000					
MDw	0,20058	0,19716	0,09217	0,78754	1,00000				
SDt	0,17586	0,19468	0,09813	0,86570	0,72076	1,00000			
SDw	0,18188	0,18262	0,09076	0,74285	0,93807	0,78762	1,00000		
SIMv	0,39843	0,22197	0,04988	0,23718	0,20080	0,17649	0,18468	1,00000	
SIMo	0,30591	0,11711	0,01703	0,13304	0,09826	0,10273	0,09072	0,90705	1,00000

Výše uvedené korelační matice byly ověřeny pomocí modulu *r.regression.line*. Vzhledem k odlišnému původu i autorství produktu, lze předpokládat, že případná chyba v algoritmu by porovnáním vypočtených hodnot byla odhalena. Autorem *r.regression.line* je A. Lobo z barcelonského Institute de Ciencias de la Terra Jaume Almera a implementátorem do GRASS GIS je M. Barton z Arizona State Univerzity. Autorem *r.covar* je M. Shapiro z USA CERL (online Reference manual Grass, 2014). Výhodou modulu *r.regression.line* je fakt, že na rozdíl od modulu *r.covar* poskytuje ve svém výstupu hodnoty *n* (počet členů) a vypočte hodnoty F-testu (test porovnávající směrodatné odchylky porovnávaných souborů). Porovnány byly gridy výšky povrchového odtoku z modelu MIKE SHE a hodnot FA z modulu *r.terraflow*. Výsledky z modulu *r.regression.line* jsou prakticky shodné, drobné odlišnosti jsou dány jen zaokrouhlením.

Tabulka 105 Výstupy modulu r.regression.line. Hodnoty koeficientu lineární korelace r, počet členů testovaného souboru n a hodnoty F-testu. Korelace gridů výšek povrchového odtoku z modelů MIKE SHE a SIMWE

Povodí	CP	DB	JP	KAP	KP	SB
r	0,232744	0,163591	0,101975	0,230952	0,195366	0,232249
n	310 299	318 174	550714	193 675	223 025	100203
F	17771,36	8749,11	5787,03	8520,66	8849,85	5712,94

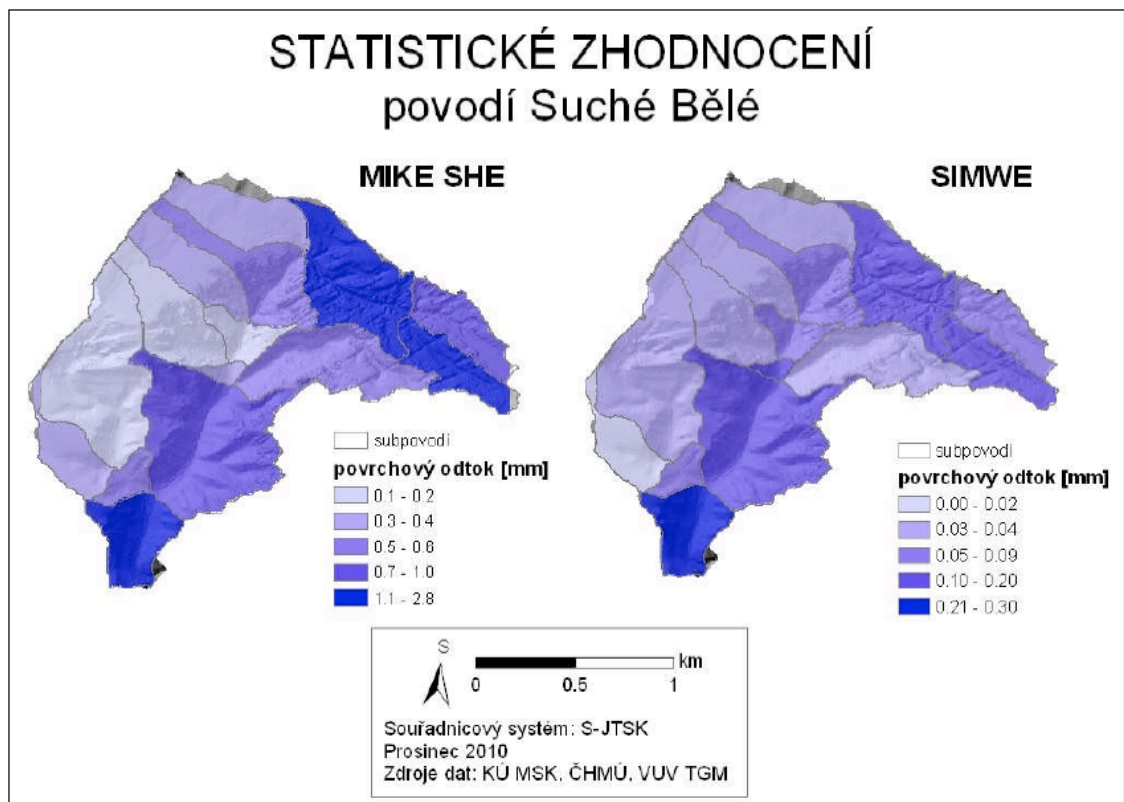


Obrázek 159 Porovnání výstupů modulů r.covar a r.regression.line v prostředí GRASS GIS. Povodí Dlouhé Bělé.

Z výše prezentovaných korelačních matic je zřejmé, že z algoritmů určování směru odtoku má nejvyšší hodnotu korelačního koeficientu s výsledky MIKE SHE MFD algoritmus, přesněji jeho implementace v modulu *r.terraflow*. Přestože se jedná o zdánlivě nízké hodnoty korelačního koeficientu (maximálně $r=0,29008$) lze dosažené výsledky vnímat jako trend poukazující na největší blízkost výsledků *r.terraflow* a MIKE SHE. Při posuzování významnosti dosažených hladin korelačních koeficientů je potřeba brát v úvahu, že dosažené hodnoty r (v průměru 1,667) odpovídají kritickým hodnotám pro r při $\alpha=0,05$ pro $n=133$. Tedy pro 133 korelovaných bodů. Ve všech případech byly porovnávány gridy o řádově statisících bodů.

Tabulka 106 Hodnoty výšek povrchového odtoku (mm) modelů MIKE SHE a SIMWE pro jednotlivá povodí vypočtené modulem r.univar. Maximální hodnoty MIKE SHE (Max. MIKE) a SIMWE (Max. SIMWE) a průměrné hodnoty MIKE SHE (Mean.MIKE) a SIMWE (Mean SIMWE).

	CP	DB	JP	KAP	KP	SB
Max. MIKE	11,58	4,74	25,77	3,82	2,69	3,75
Mean MIKE	0,019	0,030	0,356	0,021	0,029	0,020
Max. SIMWE	5,31	4,27	17,35	5,09	5,68	4,00
Mean SIMWE	0,079	0,11	0,19	0,15	0,14	0,105



Obrázek 160 Povodí Suché Bělé. Zonální statistika výsledků distribuovaných modelů MIKE SHE a SIMWE. Použity jiné vstupní parametry, než při analýzách v rámci DP (Fárek, Unucka, 2011)

3.7. Porovnání vybraných morfometrických parametrů povodí a hodnot FA

Pro všech 33 zkoumaných povodí byly spočítány gridy FA pomocí modulu *t.terraflow*. Jak je výše prezentováno, tento modul vykazuje nejvyšší schopnost udržet nepřerušené dráhy odtoku, má kvalitně řešené určování směrů odtoku i míru divergence/konvergence a v neposlední řadě nejlépe koreluje s výstupy modelu MIKE SHE, jež byl zvolen jako etalon.

Vazby mezi jednotlivým morfometrickými znaky a průměrnou hodnotou FA byly testovány pomocí Pearsonova koeficientu lineární korelace r , pro hladiny významnosti $\alpha=0,05$ a pro velikost pozorovaného souboru $n=33$. Testování vypočtených hodnot bylo provedeno porovnáním s příslušnou **kritickou hodnotou** Pearsonova korelačního koeficientu K_r , a byla spočtena pravděpodobnost **P**.

Testovaná nulová hypotéza H_0 zní, že mezi jednotlivými porovnávanými soubory (tedy mezi průměrnými hodnotami FA a jednotlivými morfometrickými parametry) není žádná statistická lineární závislost, alternativní hypotéza H_a naopak předpokládá vztah mezi testovanými soubory.

Z tabulek (Kohout, 2014) i on-line kalkulačů kritických hodnot k_r (Lowry, 2014) vyplývá, že kritická hodnota pro $n=33$, $\alpha=0,05$ činí **0,339**. Pro $\alpha=0,01$ činí **0,436**.

Tabulka 107 Základní výškopisné, morfo- a geometrické charakteristiky zkoumaných povodí, průměrné FA z modulu r.terraflow.

Povodí	Číslo hydrolog. pořadí	Kód	Plocha A _m m ²	H _{min} m	H _{max} m	ΔH m	H _{mean} m	H _{int}	R	T _{0mean}	AO _{sum}	AO _{mean}	A ₀ m ²	L ₀ m	L ₀ (povodí)	L ₀ (modul)	L ₀ (modul)	σ _{intermed}	σ _{intermed}	Plocha DIBA/OD m ²	Odhylka plocha	Povrch S m ²	Levé subp m ²	Pravé subp m ²	Sklon povodí I _{pr}
Bily potok	1:15-01-0060-0-00	BP	4357332,00	287,29	515,84	228,55	419,47	0,78	0,09	3,3543	1209237054,29	2775,16	3837	4660	4455	0,2195	4360000	0,0612%	4547840	2974747	1373200	10,94891035			
Brückengrund Bach		BB	579900,00	240,03	455,69	215,66	317,66	0,360	0,283	3,0260	43829509,05	738,51	1098		1133	0,4517			624596	348355	233867	28,3198679			
Čerčný potok		CEP	550776,00	333,21	477,56	144,35	418,11	0,388	0,095	2,7190	451874029,00	820,43	1183		1149	0,4172			616020	292528	256307	19,45043347			
Červený potok	1:15-01-0100-0-00	CP	7834066,00	255,93	489,85	233,93	388,25	0,566	0,084	2,8000	2582163703,10	1648,34	4163	4642	4703	0,3542	7850000	0,2034%	9363905	4521263	3285365	8,35749138			
Dlouhá Bělá	1:15-05-0260-0-00	DB	7974580,00	123,10	526,76	403,66	313,16	0,432	0,156	3,1558	2388281428,80	2994,87	4680	5629	4913	0,3304	8020000	0,5686%	9590992	1640996	6319528	14,294026425			
Dokský potok		DOP	1946192,00	187,41	612,77	425,36	305,81	0,278	0,305	3,1350	2593749766	1332,73	2112	2972	2862	0,3488			2132845	682705	1254210	30,49044802			
Dorfbach		DOB	3708896,00	227,00	441,74	214,70	362,97	0,633	0,112	3,3880	7236941033,64	977,73	2337	3385	3385	0,3230			3883024	2083993	1633699	11,16244953			
Dreiwinkel Bach		DOB	1679701,00	235,47	456,78	221,31	340,84	0,475	0,171	3,0265	2410875788,35	1435,30	2337	2854	2854	0,3031			1977448	773934	903673	17,07595881			
Eichenbach		EB	1728713,00	241,44	444,00	202,56	329,28	0,437	0,154	2,8590	244985840,19	1435,30	2337	2741	2741	0,2301			2107623	869406	963851	15,40808327			
Grosser Zschandbach	1:15-01-0180-0-00	GZ	9784097,00	194,52	562,79	368,27	350,43	0,423	0,118	2,8230	3679372844,70	1880,28	5301	7062	6736	0,2156	9740000	-0,4507%	12426070	6662527	3065672	11,77351027			
Hadi potok		HAP	982049,00	265,76	446,84	181,10	366,52	0,556	0,083	2,8890	1055662315,60	1074,96	1579	1880	1880	0,3479			1134242	544672	433473	18,27274977			
Heidelbach		HB	5385136,00	275,93	522,47	246,55	346,55	0,445	0,107	3,4090	11890306146,25	2241,30	3631	4682	4626	0,2479	5370000	1,2227%	5527852	1762393	3508924	10,70882822			
Hluboký potok		HLP	382389,00	297,55	431,03	133,48	372,07	0,558	0,222	2,7300	26912912,31	744,82	1051	1057	1057	0,3244			426070	190083	171757	22,17321656			
Hochhieb Bach		HHB	757177,00	213,21	424,10	210,86	326,56	0,552	0,046	2,9920	97957673,90	1338,54	1734	1958	1958	0,1923			825357	440198	295152	24,56236035			
Hohlefeld potok		HOP	803827,00	296,84	442,57	145,73	380,94	0,577	0,162	2,7080	715811703,59	890,48	1387	1230	1230	0,5312			940867	613305	187971	16,25292999			
Hraněný potok	1:15-01-0140-0-00	HP	2261219,00	240,54	471,91	231,38	325,96	0,369	0,154	2,7380	475689378,22	2103,60	2695	3632	3228	0,2170	2250000	-0,9461%	2703572	1568441	689720	15,38635447			
Hubeutv potok		HBP	174951,00	344,74	489,87	145,12	423,87	0,545	0,110	2,9440	272083878,00	1558,26	2069	2331	2331	0,3213			1869356	1009705	721455	10,98352105			
Jestřábí potok		JEP	345277,00	300,55	430,85	130,30	383,67	0,638	0,157	2,9290	23715194,27	687,03	1099	1086	1086	0,2928			384720	152204	189773	22,1746449			
Jetřichovická Bělá		JB	11992216,00	188,86	481,79	292,93	290,97	0,349	0,085	3,0700	4789934497,61	1996,75	5849	7428	7170	0,2333	12010000	0,1463%	13560830	5688369	6288018	8,458904667			
Jetřichovický potok	1:15-01-0120-0-00	JP	13776611,00	243,69	487,08	243,39	335,45	0,377	0,166	2,8087	4988038799,63	3620,65	4727	7110	6634	0,3130	13750000	-0,1952%	16782670	9445594	4324763	6,557397833			
Jivinský potok		JIP	848352,00	333,04	465,64	132,59	406,72	0,556	0,144	2,9706	718222800,62	846,61	1283	1089	1089	0,7154			858831	366337	465983	14,39645221			
Kachní potok	1:15-05-0240-0-00	KAP	4847155,00	158,82	619,17	460,35	316,72	0,343	0,209	3,3215	1226409995,97	2531,73	3749	4438	3942	0,3119	4870000	0,4713%	4992376	1964385	2869147	20,90955035			
Klein Zschandbach		KZ	3863150,00	189,33	556,00	366,67	338,06	0,398	0,190	2,9260	8657644669,90	2241,09	3441	3702	3702	0,2819			4643429	1806377	2050165	18,65540118			
Koutský potok	1:15-05-0220-0-00	KP	5580334,00	166,78	449,21	282,43	289,73	0,435	0,120	3,0780	1284908326,79	2302,60	3234	4565	2490	0,9000	5540000	-0,7208%	6133950	2833974	2738994	11,95855748			
Quasenbach		QB	1189730,00	238,80	444,03	205,23	359,82	0,388	0,109	2,9960	1421563301,29	1194,86	1924	1821	1821	0,3588			1293232	406128	771511	18,81533791			
Sloupský potok		SP	297368,00	332,34	486,46	154,12	394,10	0,400	0,089	2,7710	582473713,32	1949,80	3118	3638	3638	0,2257			3299209	1357129	1544291	8,916915231			
Studený potok		STP	377881,00	312,38	447,27	134,89	398,79	0,484	0,291	2,9170	778916590,97	736,12	1087	879	879	0,4891			426082	201240	174996	21,94331445			
Stürmerův potok		SUP	301620,00	300,55	430,85	130,30	383,67	0,668	0,192	2,6010	18638239,15	619,99	1127	874	874	0,3935			342398	169544	124251	23,76487205			
Suchá Bělá		SB	2524717,00	166,81	562,95	396,14	378,74	0,335	0,049	3,0940	445941651,89	1766,23	2244	3291	3291	0,2331			3070983	765472	1737251	24,93108898			
Temný potok		TP	430575,00	279,28	439,28	160,00	357,59	0,489	0,143	2,6460	32397097,38	752,18	1087	1051	1051	0,3898			547847	264971	164856	24,3834738			
Thornwaldbach		TB	168238,00	214,72	435,22	220,48	317,60	0,467	0,171	2,9450	2404495978,40	1449,80	2023	2536	2536	0,2578			183362	107492	579942	17,1228944			
Vlčí potok	1:15-01-0020-0-00	VP	6241578,00	304,86	588,48	283,62	421,44	0,411	0,114	3,2869	1695395201,66	2716,29	3750	4921	4663	0,2871	6290000	0,7738%	6810612	4338799	1876865	11,35245141			
Velký potok		VOP	536101,00	292,38	441,18	148,80	376,69	0,567	0,203	2,6030	49328329,45	920,05	1479	1361	1361	0,2894			648909	303333	204115	20,32261633			

Korelované hodnoty jsou v tabulce pod těmito označeními sloupců:

FA-A FA a plocha A (m²)

FA-R FA a Meltonův index povodí R

FA-H_{int} FA a hypsometrický integrál

FA-L_k FA a délka údolnice stanovená pomocí r.watershed (m)

FA-α FA a součinitel tvaru povodí α

FA-TCI FA a průměrná hodnota topografického indexu TCI vypočtená modulem r.terraflow

FA-ΔH FA a vertikální členitost povodí (m)

FA-S FA a skutečný povrch povodí (m²)

Tabulka 108 Pearsonovy korelační koeficienty r a pravděpodobnosti p mezi průměrnými hodnotami FA a vybranými morfometrickými parametry ze zkoumaných 33 povodí. Modře statisticky silně signifikantní hodnoty, červeně hodnoty statisticky nesignifikantní.

	FA-A	FA-R	FA-H _{int}	FA-L _k	FA-α	FA-TCI	FA-ΔH	FA-S
r	0,7775	-0,5301	-0,5678	0,80893	-0,2263	0,3482	0,61405	0,76177
P	<0,0001	0,00152	0,00565	<0,0001	0,20599	0,028252	0,000144	<0,0001

Z výše uvedené tabulky vyplývá, že nejvyšší závislost průměrných hodnot lze pozorovat na hodnotě délky údolnice L_k, dále na ploše povodí A a povrchu povodí S. Silnou a statisticky významnou závislost lze pozorovat i na absolutním spádu povodí (maximální – minimální nadmořská výška) povodí ΔH. Statisticky signifikantní negativní závislost lze dále pozorovat i na Meltonově indexu povodí R a hypsometrickém integrálu H_{int}. Žádná závislost se neprokázala na indexu tvaru povodí α. Na hladině pravděpodobnosti α=0,05 nelze vyloučit testovanou alternativní hypotézu H_a pro závislost na průměrné hodnotě topografického indexu TCI, naopak pro hladinu pravděpodobnosti α=0,01 spadá tato korelace do nulové hypotézy H₀.

Tabulka 109 Porovnání korelačních koeficientů mezi průměrnou výškou povrchového odtoku a průměrnými hodnotami FA na jedné straně a délkami údolnic vypočítanými různými metodami. Délka údolnice odvozená z délky toku určené modulem r.watershed, délka údolnice dle extenze AGPosudek a délka údolnice definovaná jako nejkratší spojnice ústí toku a nejvzdálenějšího místa v povodí. Pearsonovy korelační koeficienty pro n=6. Kritická hodnota korelačního koeficientu pro $\alpha=0,05$ činí 0,814.

	L_k watershed	L_u AGPosudek	$L_{\text{nejkratší spojnice}}$
MIKE SHE výška p. o.	0,779	0,916	0,568
SIMWE výška p. o.	0,379	0,599	0,135
FA	0,809	0,821	0,615

Výše uvedená tabulka prezentuje korelační koeficienty modelovaných charakteristik povrchového odtoku na délkách údolnice vypočítanými různými metodami. Obecně lze konstatovat, že čím delší vypočítaná hodnota, tím těsnější statistická závislost. Pozoruhodná je zejm. těsná závislost modelu mezi modelem MIKE a SHE a délkami údolnic.

Tabulka 110 Délky údolnic jako nejkratší vzdálenost od ústí k nejdlejšímu bodu povodí (Jeníček, 2011) - $L_{Jeníček}$ délky údolnice spočítané extenzí AGPosudek (délky toku vč. vzdálenosti od pramene k rozvodnici (Kuřík, 2003)) - $L_{ú AGPosudek}$ a délky údolnice odvozené modulem $r.watershed$ - $L_{k watershed}$ a k nim příslušející koeficienty povodí α . Protáhlá povodí označena červeně, povodí přechodného typu modře a vějířovitá povodí zeleně (Jeníček, 2011).

Kód	Plocha A m ²	$L_{Jeníček}$	$L_{ú}$ (AGposudek)	$L_{ú(watershed)}$	$\alpha_{watershed}$	$\alpha_{Jeníček}$	$\alpha_{AGPosudek}$
BP	4357332,00	3837	4660	4455	0,2195	0,2960	0,2007
BB	579900,00	1098		1133	0,4517	0,4810	
CEP	550776,00	1183		1149	0,4172	0,3936	
CP	7834066,00	4163	4642	4703	0,3542	0,4520	0,3636
DB	7974580,00	4680	5629	4913	0,3304	0,3641	0,2517
DOP	1946192,00	2112		2362	0,3488	0,4363	
DOB	3700896,00	2972		3385	0,3230	0,4190	
DRB	1679701,00	2337		2354	0,3031	0,3075	
EB	1728713,00	2017		2741	0,2301	0,4249	
GZ	9784097,00	5301	7062	6736	0,2156	0,3482	0,1962
HAP	982049,00	1579		1680	0,3479	0,3939	
HB	5305136,00	3631	4682	4626	0,2479	0,4024	0,2420
HLP	362389,00	1051		1057	0,3244	0,3281	
HHB	737177,00	1734		1958	0,1923	0,2452	
HOP	803627,00	1387		1230	0,5312	0,4177	
HP	2261219,00	2695	3632	3228	0,2170	0,3113	0,1714
HBP	1745951,00	2069		2331	0,3213	0,4079	
JEP	345277,00	1099		1086	0,2928	0,2859	
JB	11992216,00	5849	7428	7170	0,2333	0,3505	0,2173
JP	13776611,00	4727	7110	6634	0,3130	0,6166	0,2725
JIP	848352,00	1283		1089	0,7154	0,5154	
KAP	4847155,00	3749	4438	3942	0,3119	0,3449	0,2461
KZ	3863150,00	3441		3702	0,2819	0,3263	
KP	5580334,00	3234	4565	2490	0,9000	0,5336	0,2678
QB	1189730,00	1924		1821	0,3588	0,3214	
SP	2987368,00	3118		3638	0,2257	0,3073	
STP	377881,00	1087		879	0,4891	0,3198	
SUP	300620,00	1127		874	0,3935	0,2367	
SB	2524717,00	2244		3291	0,2331	0,5014	
TP	430575,00	1087		1051	0,3898	0,3644	
TB	1658298,00	2023		2536	0,2578	0,4052	
VP	6241578,00	3750	4921	4663	0,2871	0,4438	0,2577
VOP	536101,00	1479		1361	0,2894	0,2451	

Výše uvedená tabulka demonstruje rozdíly mezi různým pojetím délky údolnice a následné změny geometrických parametrů povodí. Korelační koeficienty mezi průměrnými hodnotami FA a různými způsoby odvozenými koeficienty α zůstávají nízké bez ohledu na velikost α a je zjevné, že zde není žádná významná korelace. Korelační koeficient r pro koeficient α odvozený od pojetí délky údolnice uváděné např. Jeníčkem (Jeníček, 2011) činí -0,293, pro koeficient odvozený od extenze

AGPosudek potom -0,0246 (zde se patrně projevuje malá velikost testovacího souboru – hodnoty dostupné jen pro 10 povodí).

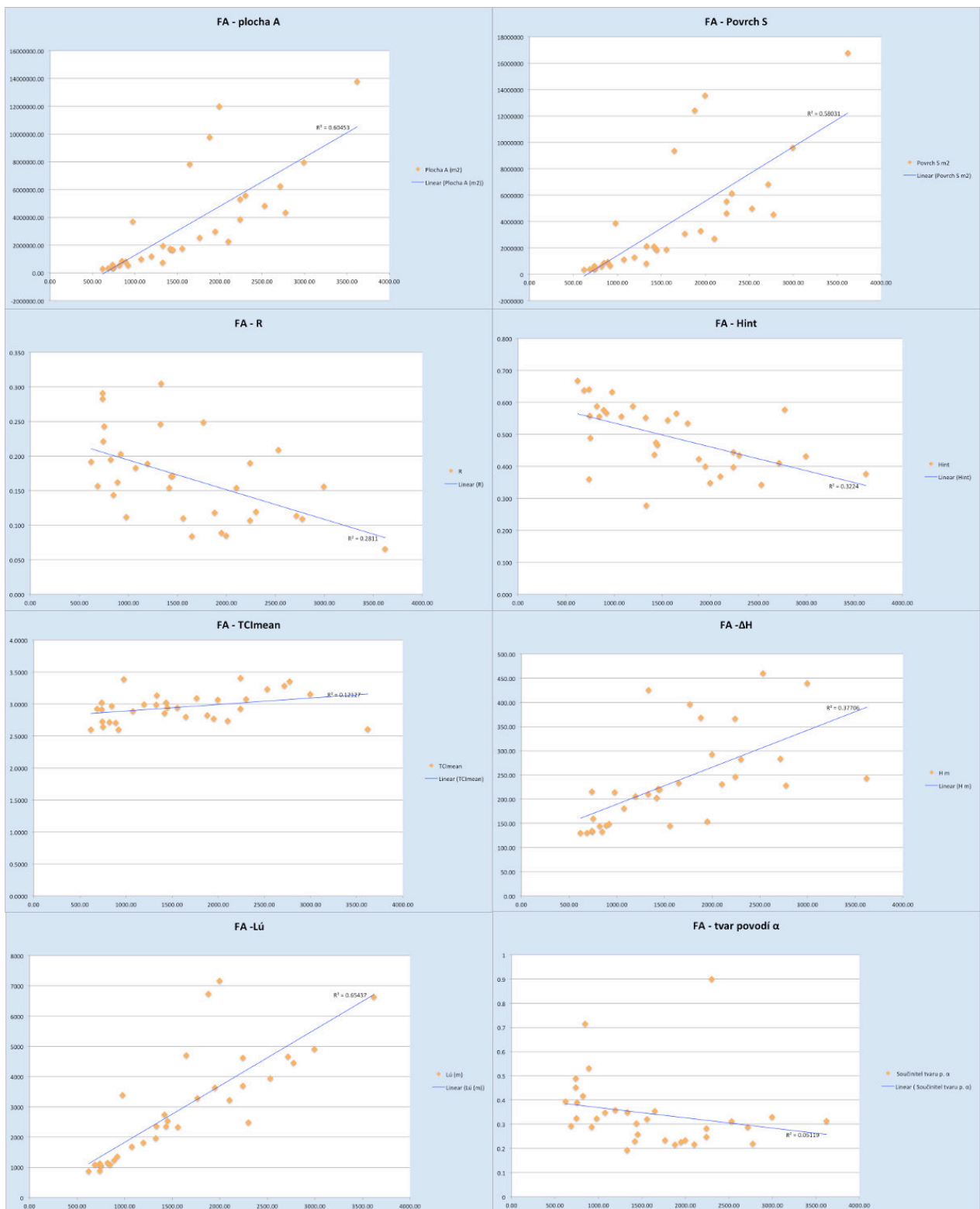
3.8. Porovnání vypočtených ploch jednotlivých povodí s hodnotami dle DIBAVOD

Podklady z databáze DIBAVOD jsou standardně používány v běžné hydrologické praxi. Ať již pro analýzy povodňových stavů, bilanční výpočty či běžnou posudkovou činnost. Z tohoto pohledu je tedy zajímavé ověřit přesnost používaných dat s těmi, jež poskytuje (zatím stále) velmi nadstandardně přesný DEM projektu GeNeSiS, z něhož jsou vypočítány plochy povodí pomocí modulu *r.watershed*. Následující tabulka uvádí plochy těch zkoumaných povodí, jež jsou součástí databáze DIBAVOD ve srovnání s plochami povodí odvozenými s DEM projektu GeNeSiS a jejich procentuelní odchylku. Plochy povodí z databáze DIBAVOD jsou vypočítány rutinně používanou extenzí AGPosudek v systému ArcGis 10.1.

Tabulka 111 Porovnání ploch povodí dle DEM GeNeSiS a dle DIBAVOD, jejich odchylky.

Povodí	Číslo hydrolog. pořadí	Plocha dle DEM GeNeSiS (m ²)	Plocha dle DIBAVOD (m ²)	Percentuelní odchylka (%)
Bílý potok	1-15-01-0060-0-00	4357332,00	4360000	0,0612%
Červený potok	1-15-01-0100-0-00	7834066,00	7850000	0,2034%
Dlouhá Bělá	1-14-05-0260-0-00	7974580,00	8020000	0,5696%
Grosser Zschandbach	1-15-01-0180-0-00	9784097,00	9740000	-0,4507%
Heidelberg	1-15-01-0080-0-00	5305136,00	5370000	1,2227%
Hraniční potok	1-15-01-0140-0-00	2261219,00	2250000	-0,4961%
Jetřichovická Bělá	1-14-05-0200-0-00	11992216,00	12010000	0,1483%
Jetřichovický potok	1-15-01-0120-0-00	13776611,00	13750000	-0,1932%
Kachní potok	1-14-05-0240-0-00	4847155,00	4870000	0,4713%
Koutský potok	1-14-05-0220-0-00	5580334,00	5540000	-0,7228%
Vlčí potok	1-15-01-0020-0-00	6241578,00	6290000	0,7758%

Z výše uvedené tabulky je zřejmé, že odchylky mezi porovnávanými plochami i v natolik členitém reliéfu, jakým byla zkoumaná povodí, jsou překvapivě velmi nízké a je zřejmé, že částečně vznikly zaokrouhlováním. Průměr absolutních hodnot výše uvedených odchylek činí pouhých 0,531%.

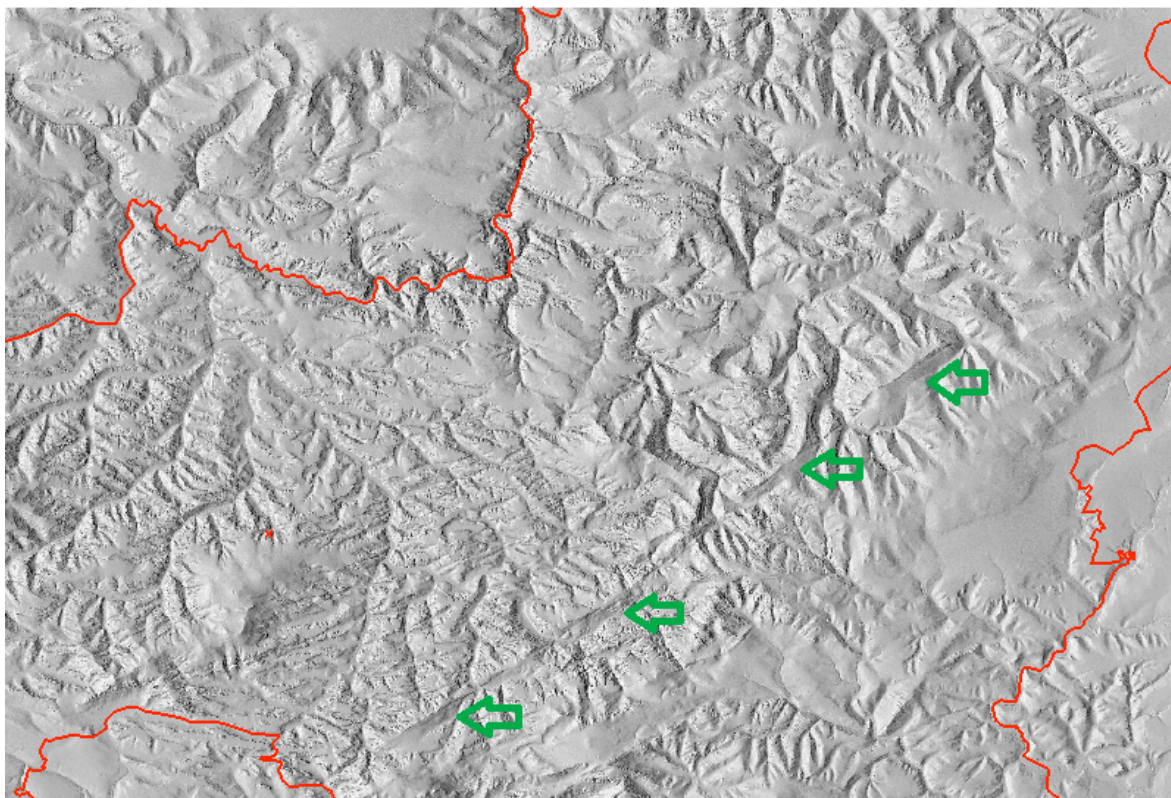


Obrázek 161 Korelační diagramy se spojnicemi trendu mezi průměrnými hodnotami FA vypočítanými modulem r.terraflow a hodnotami plochy (m²), povrchu (m²), Meltonova indexu povodí R, Hypsometrickým integrálem H_{int} , průměrnou hodnotou topografického indexu konvergence TCI, absolutním spádem povodí ΔH , délkou údolnice L_u a koeficientem tvaru povodí α .

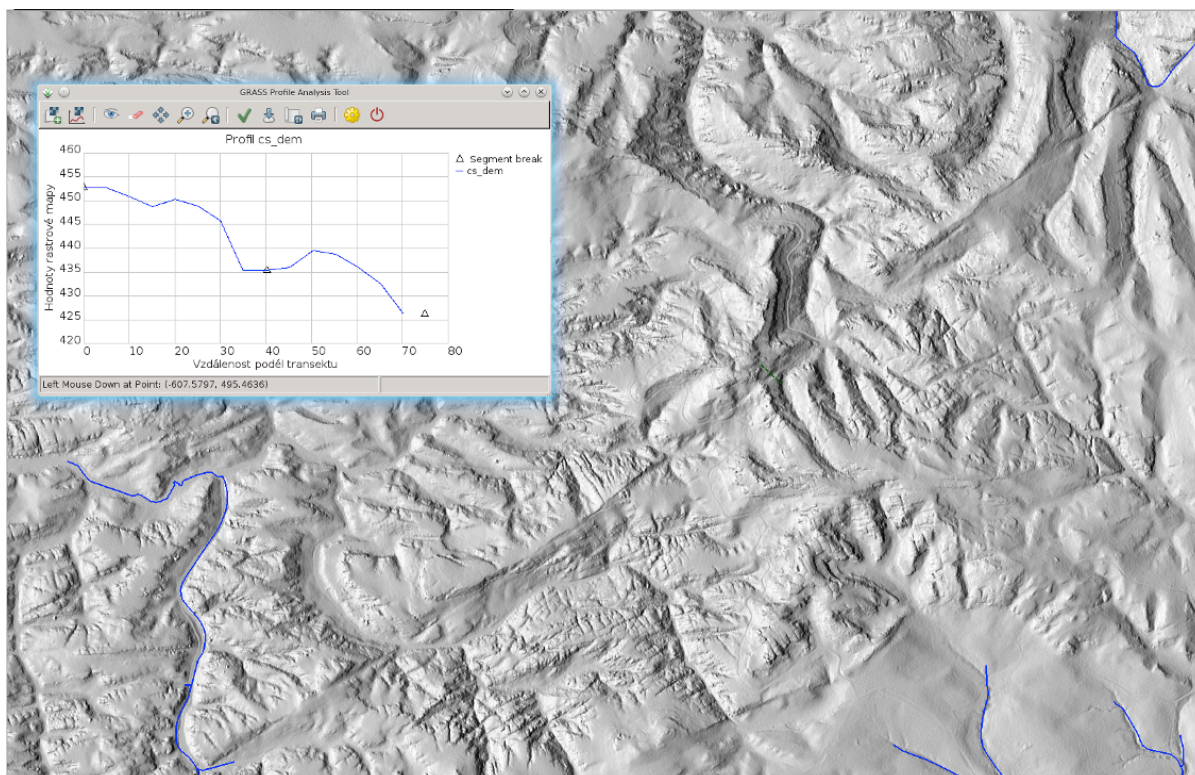
3.9. Geomorfologické zajímavosti ve studované oblasti

Práce s kvalitním DEM odhalila některé zajímavé prvky reliéfu, které nejsou na běžných mapách patrné. Zejména mapa stínovaného reliéfu (*r.shaded.relief*) či derivace DEM v ose X či Y (*r.slope.aspect*) často zvýrazní zajímavé terénní struktury.

Velmi zajímavá je cca 6 km dlouhá přímá liniová struktura se JZ-SV orientací. Linie má charakter hřbetů, místy den údolí, nejčastěji však jde o zářez na JV svahu, přibližně rovnoběžný s vrstevnicemi. Linie začíná v oblasti Baldurovy jehly, v místě kde původní trasa České silnice má výklenkovou kapli Posledního soudu. Ze severu má vrch Koliště (453 m n. m.), prochází dolem Königteichgrund a přes Kramářův kámen (402 m n. m.) pokračuje k SV. V prostoru pod Sokolím vrchem (486 m n. m.) v oblasti Velkého můstkového dolu přestává být linie patrná. Její existenci lze dát patrně do souvislosti s existencí blízkého Doubického zlomového pole (Valečka 2008), se kterým je přibližně paralelní. Přímou v místě, kudy linie probíhá není v geologických mapách uváděn žádný zlom. Linie prochází vyústěním, nyní bezejmenné rokly, dříve dle starých map nesoucí název Königteichgrund (Nevrlý, 2002), do Malého mokrého dolu. V této roklí se nachází zapomenutý kamenný kříž na upomínku tragické události z června roku 1855. Dvě malé děti z blízkých Rynartic se v roklích Jetřichovických stěn ztratily a byly nalezeny až po třech dnech. Šestiletý Franz Storm byl mrtvý a na jeho upomínku zde byl vytesán kamenný Stormův kříž. Název „**Stormova linie**“ by byl pro tuto geomorfologickou zajímavost příhodný.

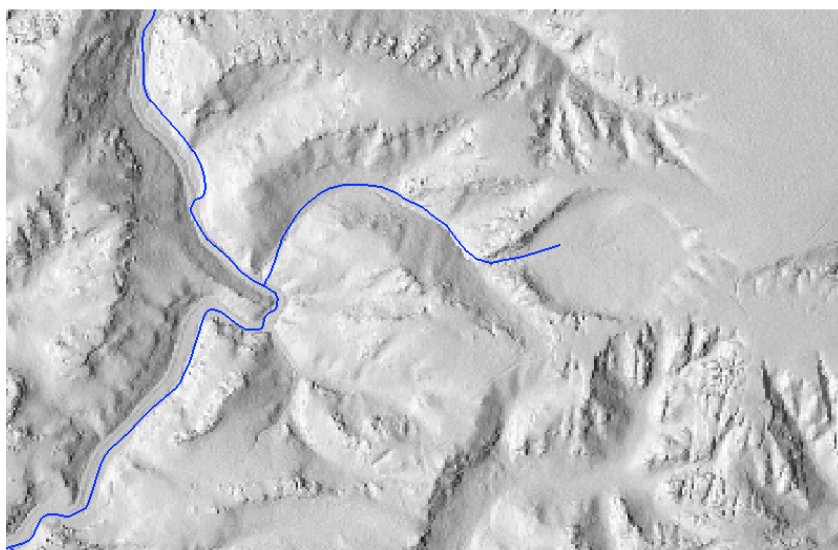


Obrázek 162 Průběh „Stormovy linie“, zvýrazněna zelenými šipkami. Červeně hranice NP.



Obrázek 163 Kolmý profil povrchu DEM v místě, kde je linie tvořena hlubokým zářezem ve svahu.

Jinou zajímavostí je existence min. dvou kruhových amfiteátrů na Jestřábím potoce a na bezejmenném přítoku Vlčího potoka v blízkosti Vlčího hrádku, nad Rákosovým dolem. Zejména amfiteátr na Jestřábím potoce je velice dobře vyvinutý a pravidelný. V důsledku koncentrickému toku vody je na dně amfiteátru slatina, hojně a zjevně využívaná černou zvěří (ostatně na starších mapách je dno amfiteátru označena jako „Kališťata“). Z tohoto prostoru odtéká voda drobným tokem přes úzkou, neprůchodnou průrvu v amfiteátru do dolní části povodí (viz. Obr. č. 165).

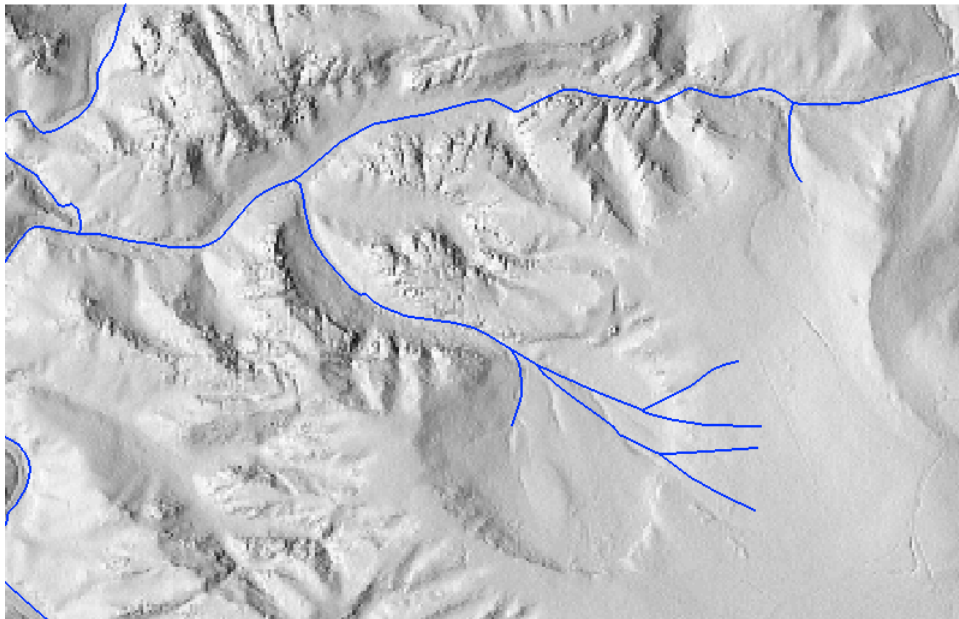


Obrázek 164 V pravé části snímku stínovaného reliéfu jasně patrný skalní amfiteátr pramenné oblasti Jestřábího potoka.

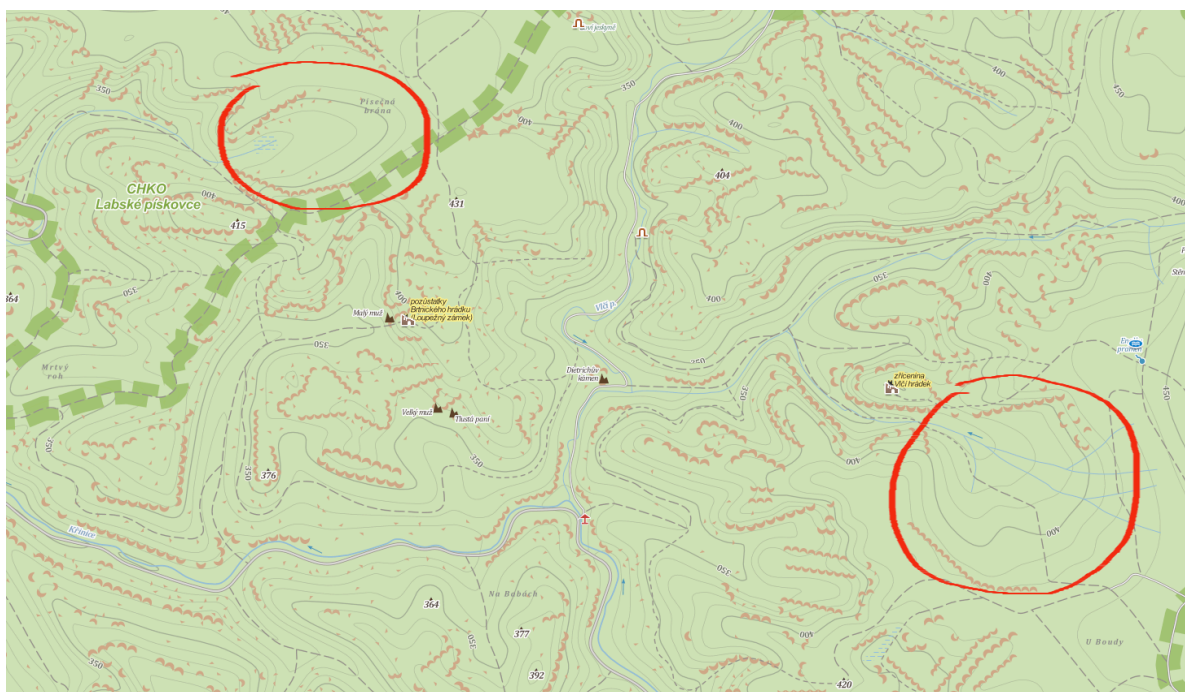


Obrázek 165 Průrvu Jestřábího potoka, v pozadí patrné dno amfiteátru v prostoru „Kališťata“.

Podobný, plošně rozsáhlejší ale s méně vyvinutou skalní kulisou, útvar se nachází na bezejmenném přítoku Vlčího potoka v oblasti Rákosového dolu.



Obrázek 166 V dolní části snímku patrný skalní amfiteátr nad Rákosovým dolem. Na skalní plošině uprostřed snímku Vlčí hrádek.



Obrázek 167 Vrstevnicová mapa (mapy.cz) s červeně vyznačenými oblastmi obou amfiteátrů.

Jak je zřejmé z vrstevnicové mapy, standardní mapový podklad dostatečně nereprezentuje podobné zajímavé reliéfní útvary.

Tabulka 112 Maximální a průměrné hloubky údolí analyzovaných povodí.

Kód povodí	Maximální hloubka údolí (m)	Průměrná hloubka údolí (m)
BB	78,3	10,12
BP	90,12	7,7
CEP	54,16	6,2
CP	87,82	13,61
DB	172,03	16,81
DOB	77,27	10,37
DOP	164,13	14,41
DRB	87,4	14,62
EB	86,93	10,07
GZ	132,51	17,71
HAP	65,05	10,47
HB	94,25	13,62
HBP	66,3	10,9
HHB	57,1	9,96
HLP	57,71	10,82
HOP	69	9,83
HP	114,66	12,6
JB	120,55	10,39
JEP	66,74	11,74
JIP	36,74	3,68
JP	103	11,84
KAP	141,13	8,48
KP	103,77	12,97
KZ	145,45	17,78
QB	87,81	8,67
SB	172,03	15,81
SP	60,14	8,88
STP	67,19	9,34
SUP	58,3	7,33
TB	58,32	8,39
TP	62,19	11,7
VOP	66,1	9,29
VP	76,45	13,66

Zajímavým výškopisným údajem je průměrná a maximální hloubka údolí. Tato hodnota dobře reprezentuje extremitu daného povodí. Průměrná hloubka údolí studované oblasti je 11,2 m. Tyto hodnoty byly vypočteny v SAGA GIS.

4. Diskuze

Více než 75% plochy území Národního parku České Švýcarsko popsaných v této práci představuje reprezentativní obraz složitého, extrémního reliéfu s mimořádnou pestrostí krajinných forem, struktur a tvarů, které prověřily limity hodnocených algoritmů modelování povrchového odtoku. Do analýz nebyly zahrnuty zejména soutěsky Kamenice (Ferdinandova, Divoká a Edmundova), protože pro Kamenici nebyl dispozici DEM kompletního povodí. Absence DEM kompletního povodí byla důvodem i pro nezahrnutí území samotného Kyjovského údolí (Křinice) a povodí Brtnického potoka. Z těchto oblastí bylo analyzováno několik drobných povodí (Studánecký potok, Jestřábí a Hluboký potok a další) ze dvou hlavních důvodů. Jedním byla snaha pokrýt co největší území NP, tím druhým a hlavním potom získat co největší škálu rozdílných povodí pro reprezentativní datový soubor k dalším analýzám.

Protože standardní statistické nástroje GRASS GIS operují převážně s korelačními koeficienty, jež stojí na předpokladu normálního rozdělení testovaných souborů, bylo potřeba zajistit dostatečné množství korelovaných dvojic hodnot (n). Při velkých souborech ($n > 30$) je totiž většina testů na podmínky normality poměrně málo citlivá (Bednářová, 2014). Proto byla do zkoumání zahrnuta i další povodí, s podobně extrémním reliéfem, jako lze nalézt na území NP. Jedná se zejména o některá povodí na území německého národního parku Saské Švýcarsko. Celkem 33 studovaných povodí s plochou přesahující 107 km² tak tvoří reprezentativní území pro otestování algoritmů pro modelování povrchového odtoku.

Kromě základní analýzy všech 33 povodí bylo šest zvláště vybraných povodí podrobena preciznější analýze, která zahrnula otestování všemi dostupnými algoritmy v GRASS GIS a dále srážko-odtokovým modelem SIMWE (implementovaným v *r.sim.water*) a zejména modelem MIKE SHE.

4.1. Srovnání výsledků nástrojů na modelování povrchového odtoku

Provedené výpočty na šesti podrobněji analyzovaných povodích (Červený potok, Dlouhá Bělá, Jetřichovická Bělá, Jetřichovický potok, Kachní potok, Koutský potok a Suchá Bělá) ukázaly několik zajímavých skutečností. Z hlediska určování směrů

odtoku se jako nadřazené ukázaly MFD algoritmy. Netrpí přílišnou paralelizací toku a tendencí neustále koncentrovat odtok. Při použití SFD algoritmů v situaci, kdy je skutečně nutné odtok rozdělit, zůstávají plochy, na něž může proudit voda, „suché“. Jedná se zejména o místa s konvexními tvary reliéfu (častá zejména v horních partiích svahů) a (v případě soustředěného odtoku) o dělení a spojování toku v rámci koryta. To je v oblasti Českého Švýcarska poměrně častý jev a tyto dočasné „mikrobifurkace“ v řadě případů postupně vedou výrazným změnám v korytě toku.



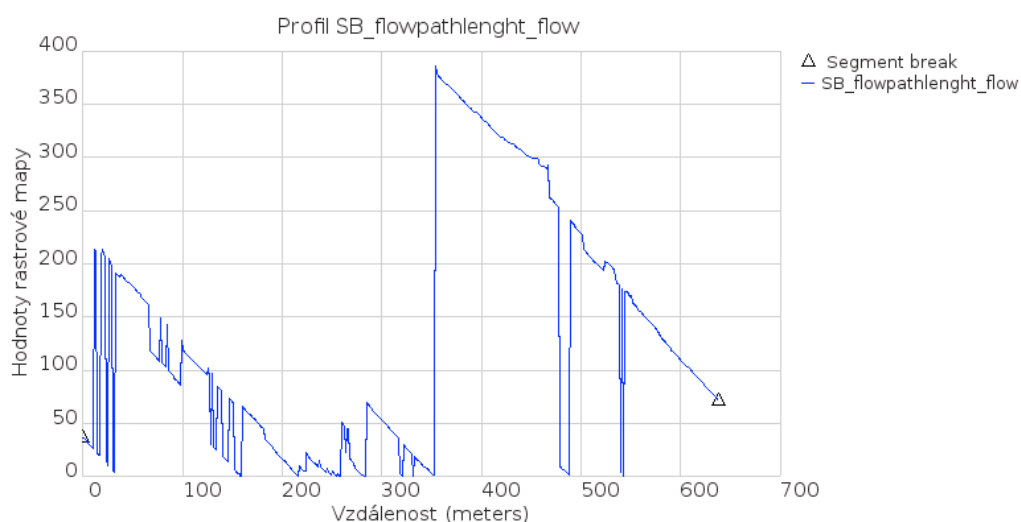
Obrázek 168 Drobná a častá rozdělování toku v rámci širšího koryta.

Celkově lze slabiny SFD algoritmů shrnout do tří okruhů:

1. Neschopnost divergovat odtok
2. Paralelizace odtokových linií v relativně plochých územích
3. Diskretizace směrů odtoku u D8 algoritmů

SFD algoritmy jsou dobře použitelné zejména pro schematizaci povodí za účelem extrakce hydrografické sítě, pomocí prahové hodnoty FA. Nehrozí situace, kdy by docházelo ke tvorbě nespojitých úseků toku, kdy vlivem divergence odtoku klesne hodnota FA pod prahovou hodnotu. V literatuře hojně diskutovaný problém vztahu rozlišení DEM a takto schematizovaných toků (tok veden přes 1 buňku gridu) (Barták, 2008) je podle autora DP v současnosti již překonaný. Týkal se generování sítě toků v situaci, kdy reálná šířka toků byla menší, než velikost hrany buňky gridu. Docházelo

tak ke tvorbě sítě nereálných „veletoků“. Snahy řešit tuto problematiku – např. Quinn (Quinn in Beven, 1995) nebyly příliš úspěšné a celý problém odezněl s nástupem DEM o vysokých rozlišeních a lze ho považovat za více či méně přežitý. V reliéfu s úzkými údolními (rokle, kaňony, soutěsky) navíc použití DEM s malým rozlišením nemůže vést k vygenerování sítě toků, protože údolnice buď chybějí, či jsou přerušované (v závislosti na poměru délky hrany buňky gridu a šířky údolí). Z množiny SFD algoritmů pozoruhodné schopnosti prokázal pouze Tarbotonův D_{∞} algoritmus. Kromě neschopnosti divergovat tok netrpí (či v mnohem menší míře) výše zmiňovanými negativy ostatních SFD algoritmů a proto by právě tento algoritmus mohl být vhodným nástrojem pro schematizační úlohy spojené s extrakcí sítě toků. Bohužel tak, jak je implementován v modulu *r.flow* systému GRASS GIS je k tomuto účelu nepoužitelný, neboť není schopen udržovat nepřerušované dráhy odtoku (*flow paths, flow lines*) – viz dále. Ostatně pro schematizační úlohy a tvorbu sítě toků na větším území postačují DEM s nižším rozlišením, které snižují handicap SFD algoritmů, zejm. SFD D8. Mitášová s Netelerem poznamenávají, že i SFD D_{∞} byl vyvinut proto, aby lépe určoval směry odtoku na DEM s vyšším rozlišením (Neteler, Mitasova, 2007). Obecně lze konstatovat, že nejhorších výsledků dosahují SFD D8 algoritmy, citelně lepší a pro řadu účelů (schematizace) velmi vhodné jsou SFD D_{∞} algoritmy a nejlepší výsledky dávají MFD (zejména MFD $_{\infty}$) algoritmy, zvláště je-li dobře ošetřena míra divergence toku.



Obrázek 169 Příklady ukončování linií odtoku u modulu *r.flow*. Svah klesá zprava doleva, krátké výpadky jsou dány tím, že profilová řada není zcela rovnoběžná s drahou odtoku (která navíc mění směr) a místy protne již ukončenou linii. Povodí Suché Bělé, nepřerušovaný JV svah pod Großer Winterbergem.

Schopnost udržovat nepřerušené dráhy odtoku je druhým klíčovým požadavkem na algoritmy modelování povrchového odtoku a jejich implementaci v konkrétních SW nástrojích. Zde podává poměrně zajímavé informace Tabulka č. 89. Jakkoliv ve všech porovnávaných povodích dosahovaly MFD algoritmy nejvyšších kumulativních součtů i průměrných hodnot FA, nejsou rozdíly nijak veliké. Pozoruhodná je mírná, nicméně stabilní dominance SFD D8 algoritmu implementovaného v *r.watershed* v maximálních hodnotách FA. I toto lze považovat za indikátor toho, že SFD algoritmy obecně jsou vhodné pro schematizaci povodí a extrakci sítě toků. Velmi nízké hodnoty FA a místy doslova selhávání modulu *r.flow* nejsou příliš překvapivé a nejsou dány samotným algoritmem D_{∞} , jako spíše původním určením modulu (počítání erozních parametrů pro USLE na svahu). Dokumentace zmiňuje jeho citlivost na plochá místa, zejm. při použití nižšího rozlišení. Bohužel i při rozlišení 1 m končily linie odtoku v řadě případů i na svazích, v místech, kde se pouze snížil sklon (místa s velkou změnou profilové křivosti). Nicméně sami autoři modulu doporučují používání DEM s rozlišením v řádu cm (online Reference manual Grass, 2014). Z toho plyne vhodnost tohoto modulu spíše pro experimentální svahy. Celkově lze říci, že s malým rozdílem dosahoval nejlepších výsledků modul *r.terraflow*, pochopitelně ve své defaultní, MFD formě.

Srovnání se srážko-odtokovými modely je již podstatně komplikovanější. Hlavními výstupy těchto modelů jsou průtok a výška povrchového odtoku. Srovnávání byla prováděna s výškou povrchového odtoku. Průtok ($v \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) je jednotkou, která v sobě zahrnuje časový prvek a je tudíž obtížně srovnatelný s hodnotami akumulace povrchového odtoku, jež jsou statickou veličinou. Ostatně korelační koeficienty mezi hodnotami FA, výškou povrchového odtoku a průtokem povrchového odtoku uvedené v Tabulkách č. 99 až 104 ukazují těsnější závislost mezi výškou povrchového odtoku a hodnotami FA.

Korelační koeficienty mezi hodnotami FA a výškami povrchového odtoku v Tabulkách č. 99 až 104 sice obecně vykazují poměrně nízké hodnoty, ale je třeba uvážit velikost statistických souborů (tedy hodnotu n). Vzhledem k tomu, že korelační matice byly počítány s rozlišením gridu 5×5 metru je počet buněk řádově ve statisících (od $n=550\ 714$ v případě Jetřichovického potoka po $n=193\ 675$ u povodí Kachního potoka). U modelu *r.covar* nebylo z dokumentace (online Reference manual Grass, 2014) zprvu jasné, z jak velkého počtu bodů je počítána korelační matice a tedy o jakých hladinách kritických hodnot koeficientu r je třeba uvažovat při posuzování

statistické významnosti či nevýznamnosti dosažených koeficientů. Problém byl řešen uživatelskou konferencí GRASS GIS s message-ID: 536364EB a od M. Lennerta z Univerzity Brusel (Lennert, 2014) bylo potvrzeno, že velikost statistického souboru je totožná s počtem buněk v gridu. To následně potvrdil modul *r.regression.line*, který již ve svém výstupu udává hodnotu n . Ta byla totožná s počtem buněk gridu a dosahované korelační koeficienty byly totožné, jako v případě modulu *r.covar*. Tabelárně jsou kritické hodnoty korelačního koeficientu zpravidla udávány jen do $n=500$ či $n=1000$, ev. pro $n=\infty$. Vzhledem k faktu, že od $n=500$ ($r=0,088$ při $\alpha=0,05$) již kritické hodnoty korelačního koeficientu klesají nepatrně (online Pearson critical values, 2014), bylo by možné na první pohled považovat dosažené hodnoty korelačních koeficientů za statisticky signifikantní, s výjimkou hodnot algoritmu $D\infty$. Nicméně takto striktně a na definici založené zhodnocení by mohlo být silně zavádějící. Např. R. Taylor uvádí pro hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu následující empiricky stanovené hladiny statistické významnosti:

$r \leq 0,35$ nízká, či slabá významnost (*weak*)

$r = 0,36 - 0,67$ střední statistická významnost (*modest, moderate*)

$r = 0,68 - 1,0$ silná statistická významnost (*strong*)

$r \geq 0,9$ vysoká statistická významnost (*high*)

(Taylor, 1990)

Z tohoto pohledu je zjevné, že výsledky žádného algoritmu pro výpočet hodnot FA nejeví signifikantní statistickou závislost na výsledcích srážko-odtokového modelu MIKE SHE ani SIMWE. Tyto výpočty nicméně sloužily primárně k výběru nejvhodnějšího (tedy výsledkům SIMWE a zejména MIKE SHE nejpodobnějšího) algoritmu a modulu pro další analýzy. Z uvedených tabulek je patrné, že ve všech případech jsou výsledky MFD varianty modulu *r.terraflow* nejbližší výsledkům MIKE SHE a SIMWE. Přestože podle výše uvedeného Taylorova přehledu nelze hovořit o tom, že výsledky „surových“, neupravených výstupů modulů pro výpočet FA byly statisticky signifikantně podobné výsledkům modelů MIKE SHE a SIMWE, lze korelační matice interpretovat, že indikativně jsou výsledky modulu *r.terraflow*

nejbližší modelům MIKE SHE a SIMWE. Z tohoto důvodu byla následně zkoumána podobnost výstupů modelu MIKE SHE jako etalonu a mnohokrát ověřeného komerčního srážko-odtokového modelu, SIMWE při používání jednoduchého a bezplatného Open Source srážko-odtokového modelu a *r.terraflow*, který je velmi efektivním (z hlediska efektivity využití HW) a pro velké gridy optimalizovaným modulem pro výpočet FA.

Vzhledem k tomu, že jedním z cílů práce bylo nalezení spolehlivých nástrojů pro detekci míst v povodí, jež jsou nejvíce ohrožena vysokými hodnotami povrchového odtoku (dále „kritická místa“) soustředila se pozornost právě na tato místa a byla hledána podobnost či nepodobnost výstupů jednotlivých nástrojů. Prvním způsobem byla **reklasifikace** výstupů tak, aby byly porovnávány pouze lokality s vysokými hodnotami FA či výšky povrchového odtoku. Po této úpravě bylo dosaženo velmi dobré vizuální shody (viz Obr. č. 152) oblastí s vysokými hodnotami FA a výšky povrchového odtoku, nicméně provedené korelace neprokázaly žádnou významnou změnu oproti předchozím korelacím nijak neupravovaných gridů. Stejně tak snaha sjednotit rozsah hodnot do intervalu 0-1 provedením **normalizace** gridů pomocí SAGA GIS nebyla (z pohledu dosažených korelačních koeficientů) úspěšná. Nicméně tato analýza provedená v SAGA GIS poukázala na zcela rozdílnou spojitost hodnot buněk gridů výšek povrchového odtoku na jedné straně a hodnot FA na straně druhé (viz Obr. 153 až 155). Z gridů normalizovaných výšek povrchového odtoku a hodnot FA je zřejmé, že zatímco u první skupiny (výšky povrchového odtoku) se vyskytují velké, spojitě, oblasti stejných, či téměř stejných hodnot, z gridů normalizovaných hodnot FA je jasně patrná podstatně větší plošná variabilita. To vychází z faktu, že v gridu FA se vedle sebe téměř nemohou vyskytovat rozsáhlejší plochy se stejnou, či blízkou hodnotou, protože hodnota FA neustále narůstá (SFD) či narůstá a klesá (MFD). Toto jasně potvrzují gridy spojitých oblastí buněk se stejnými (velmi blízkými) hodnotami. V systému GRASS GIS je lze získat pomocí modulu *r.clump* a rozdíl mezi prostorovým charakterem dat výšek povrchového odtoku (viz Obr. č. 156) a gridem FA (viz obr. 157) je jasně patrný. Zejm. u gridů MFD algoritmů se vyskytují malé oblasti buněk se stejnou hodnotou, když sousedí dráhy odtoku, kde se dotýkají buňky se stoupající či klesající hodnotou FA (dle toho, zda v místě dochází ke koncentraci či divergenci odtoku). Stejný grafický vzorec lze pozorovat i u gridů SFD algoritmů, jsou-li takto shlukovány buňky s velmi blízkými, podobnými hodnotami. Celý grid je tak

tvořen velmi drobnými ploškami blízkých hodnot, jak ukazuje Obr. č. 157 a výsledný grid má charakter obrazového šumu. Z výše uvedeného je zřejmé, že charakteristika plošné distribuce dat výšek povrchového odtoku a FA je natolik rozdílná, že je obtížné je upravit tak, aby bylo možné získat statisticky více signifikantní údaje o podobnosti, než jaké jsou spočitatelné u neupravených gridů. Pro zhodnocení porovnání gridů FA a výšek odtoku povrchového odtoku tedy nezbyvá, než se spokojit se stávajícími dosaženými korelačními koeficienty (tedy cca $r \leq 0,29$) a nebo s vizuálním porovnáním reklasifikovaných gridů FA a výšek povrchového odtoku, s reklasifikací směrem k maximálním hodnotám.

Vzhledem k tomu, že model SIMWE, tak, jak je implementován v systému GRASS GIS prostřednictvím modulu *r.sim.water* představuje bezplatný, relativně (na poměry srážko-odtokových modelů) na obsluhu nenáročný nástroj, byl zahrnut do dalších srovnání s výsledky modelu MIKE SHE. Gridy výšek odtoku obou porovnávaných srážko-odtokových modelů se vyznačují mj. relativně stabilními hodnotami v místech, kde hodnoty výšky povrchového odtoku přestanou neustále výrazně narůstat (či klesat, diverguje-li odtok), tedy v situaci, kdy dojde ke koncentraci, soustředění povrchového odtoku a změny hodnot v ploše jsou již relativně malé. Takto vznikají velké oblasti spojitých buněk s velmi blízkými hodnotami (vzhledem k výpočetní přesnosti, zaokrouhlování a velikosti buňky gridu se tyto hodnoty jeví jako stejné) v místech s vysokými hodnotami výšky povrchového odtoku. Lze hovořit o jakýchsi množinách, či shlucích buněk s (takřka) stejnými hodnotami. Jak bylo uvedeno, tyto „shluky“ dokáže v systému GRASS GIS detekovat modul *r.clump*. Každá oblast (*shluk*, *clump*) spojitých buněk se stejnou (resp. velmi blízkou) hodnotou dostane své vlastní číslo. Tím dojde de facto k určité formě normalizace, kdy oblasti buněk jsou převedeny na pořadová čísla, bez ohledu na to, jakou hodnotu reprezentují. Místa, kde se nenacházejí žádné spojitě buňky se stejnou hodnotou, mají hodnotu NULL (*no_data*). Proložení takto upravených gridů je poněkud nepřehledné, protože s výjimkou pramenných oblastí jsou takto upravené gridy výšek povrchového odtoku plošnou distribucí hodnot velmi blízké a značně se překrývají. Na Obrázku č. 158 jsou gridy výšek povrchového odtoku vypočtené modely MIKE SHE a SIMWE a upravené modulem *r.clump*. Podstatně větší vypovídající hodnotu však má Tabulka č. 98 korelačních koeficientů *r*. Dosažené korelační koeficienty v rozsahu od $r=0,478$ (Jetřichovický potok) až po

$r=0,920$ (Kachní potok), s průměrem $r_a=0,753$ lze považovat za velmi významné a prokazující vysokou podobnost výstupů obou modelů.

Ačkoliv je práce zaměřena zejm. na zjišťování spolehlivosti GIS a Open Source nástrojů v detekování kritických míst v povodí, bylo provedeno i základní porovnání hodnot výšek povrchového odtoku mezi modelem SIMWE a MIKE SHE. Komplikujícím faktem se ukázalo, že zatímco SIMWE má poměrně velmi málo vstupů (DEM, derivace DEM v osách x , a y , rastr srážky, rastr Manningova koeficientu drsnosti a rastr infiltrace povrchového odtoku), MIKE SHE disponuje podstatně větší škálou vstupů a parametrů. Je proto velmi obtížné nastavit vstupní parametry MIKE SHE (ty, se kterými SIMWE nepracuje) tak, aby se hodnoty obou modelů blížily. To ukazuje Tabulka č. 106. Obecně lze konstatovat, že i modelem SIMWE se lze dopracovat k obdobným hodnotám výšky povrchového odtoku, jaké jsou výstupem modelu MIKE SHE, ovšem na rozdíl od MIKE SHE není k dispozici ověřená a kvalitní metodika parametrizace vstupů (Unucka, 2010).

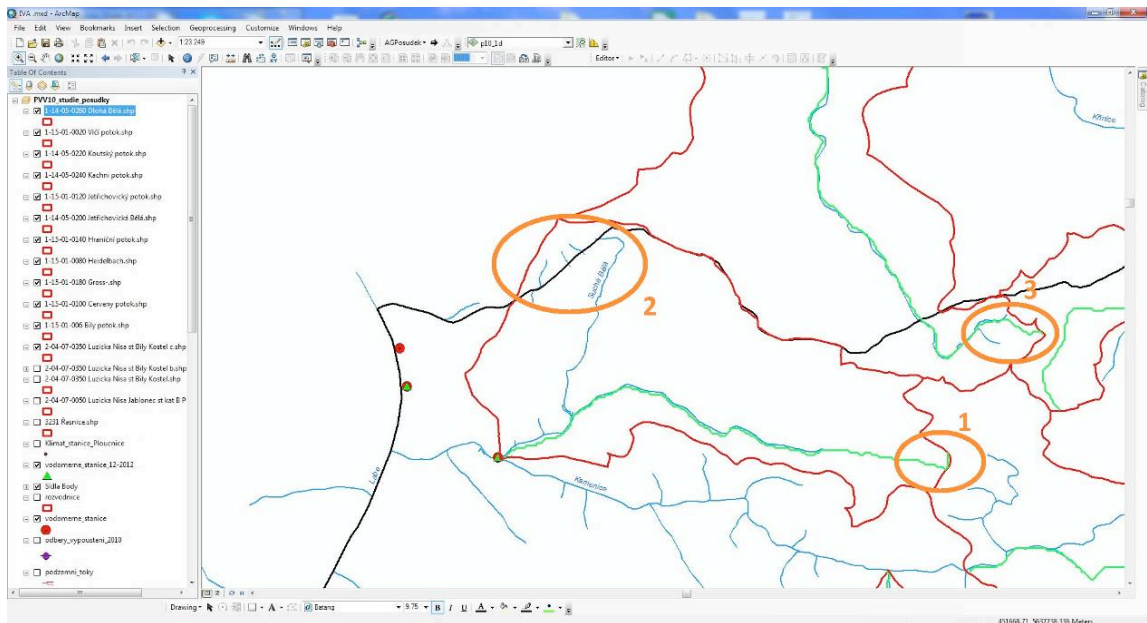
4.2. Porovnání průměrných hodnot FA a základních morfometrických parametrů reliéfu

Skutečnost, že délky údolnic L_k i L_u (tj. délky toku odvozené dle různých definic a metodik) jeví těsnější statistický vztah k průměrným hodnotám FA, než plocha povodí, je pozoruhodná. Čím delší odvozená délka údolnice (v závislosti na metodice – dle extenze AGPosudek, odvozená od minimální velikosti subpovodí modulem $r.watershed$ nebo vycházející z pojetí nejkratší spojnice od ústí k nevdálenějšímu bodu povodí), tím těsnější statistická závislost na průměrných hodnotách FA. Naopak skutečnost, že povrch povodí S (na kterém se skutečně realizuje odtok) jeví nižší hodnoty korelace s průměrnými hodnotami FA než plocha A , není překvapivá. Ačkoliv se povrch (3D) v případě členitého, extrémního reliéfu od plochy (2D) povodí (jež je jen kolmým průmětem) značně liší (ve sledované oblasti v průměru o 13,74 %), jsou hodnoty FA počítány v plochém 2D gridu. Přes poměrně vysoké hodnoty některých korelačních koeficientů u řady z nich platí klasická poučka, že korelace neznamena kausalitu. Při znalosti mechanismu a algoritmů výpočtu hodnot FA nepřekvapí jejich souvztažnost s plochou povodí. Nejistota, zda výrazná statistická závislost na délce údolnice a ploše povodí nereflakuje spíše metodiku výpočtu FA, než skutečné parametry povrchového

odtoku v povodí je neopomenutelná. Z tohoto důvodu (alespoň do doby, než budou k dispozici otestované modely modelování FA na 3D rastroch) lze doporučit preferování spíše výšky povrchového odtoku, jakožto spolehlivějšího indikátoru kritických míst v povodí. Jak již bylo uvedeno, z pohledu lokalizace kritických míst je spolehlivý i jednoduchý model povrchového odtoku SIMWE. Zajímavé jsou korelační koeficienty spočítané pro absolutní spád povodí ΔH a záporné korelace dosažené s hodnotami Meltonova indexu povodí R a hypsografického integrálu. Pokud Meltonův index povodí považujeme za míru náchylnosti ke svahovým pohybům (Pánek, Šilhán, 2007) a Hypsometrický integrál za ekvivalentní množství dosud nenedudovaného materiálu v povodí (Šír, 2009), plynou z dosažených korelačních koeficientů zajímavé poznatky. Obdobné hodnoty negativních korelací mezi FA a Meltonovým indexem povodí, resp. Hypsometrickým integrálem sice nejsou zvláště vysoké (cca $r \sim -0,5$), avšak leží již v intervalu střední statistické významnosti a nelze je tedy zcela pominout. Zjednodušeně lze konstatovat, že v řadě případů čím více zůstává v povodích dosud nenedudovaného, nepřemístěného materiálu, tím nižší jsou průměrné hodnoty FA a tím méně je povodí ohroženo projevy extrémních hodnot povrchového odtoku. S rostoucí mírou denudace pak může růst i její rychlost. Pochopitelně tato úvaha platí pouze pro vztah reliéf – akumulace povrchového odtoku a abstrahuje od řady dalších činitelů, podílejících se na tvorbě povrchového odtoku, jako např. geologická stavba či orografická expozice povodí. Stejně omezení má druhý vztah, vycházející z Meltonova indexu povodí, ze kterého vyplývá, že čím větší náchylnost povodí na svahové pochody, tím nižší hodnoty průměrné FA. V obecné rovině lze pozorovat nemalý vliv skalnatého reliéfu, plného roklí, na zpomalení odtoku zejména při jarním tání (viz Tab: 10 a 11) a pomalejší reakci reliéfu skalních měst na přivalové srážky oproti ploššímu reliéfu (Pacl, 2014). Zda je tento vliv na zpomalení odtoku dán odlišnými infiltračními poměry (lze spekulovat době zdržení vody v pískovcových masivech), množstvím horizontálních srážek zachycených na vertikálních skalních útvarech, větším povrchem povodí oproti plošně stejně velkým povodím, či jiným faktorem, je zajímavým problémem k dalšímu výzkumu. Je pravděpodobné že lesní pískovcový reliéf má příznivý vliv na snížení extremity kulminací. Tento předpoklad neplatí v situaci, kdy je půdní profil na dnech roklí a soutěsek již saturován. Za této situace lze dna soutěsek odvádějících vodu přirovnat s mokřadům a slatinám, a v tuto chvíli nemají žádný vliv na zpomalování povrchového odtoku (Kocum, Jánský, 2008).

4.3. Problematika délky údolnic a pramenů toků

Určování délky údolnice je zdánlivě triviální úloha pro další analýzy související zejm. s geometrií povodí a následně např. s řešením časového postupu kulminačních vln. V současnosti se zpravidla řeší pomocí VBA skriptů a mapové algebry v prostředí ArcGIS, nebo např. extenzí AGPosudek, která je používána v běžné hydrologické praxi v ČHMÚ. Ne vždy jsou výstupy extenze AGPosudek zcela přesvědčivé, jak dokazuje následující obrázek:



Obrázek 170 Povodí Dlouhé, Suché Bělé a Großer Zschandbach v prostředí ArcGIS. Zeleně údolnice dle extenze AGPosudek.

V místě označeném č. 1 je patrné nesmyslné vedení údolnice ve vícenásobném dotyku s rozvodnicí. Tato chyba patrně vznikla rozdílem v podkladovém DEM, z něhož byly generovány rozvodnice a DEM, z něhož byla určena údolnice, nebo selháním algoritmu ve velmi komplikovaném reliéfu. Pod číslem 2 je pozoruhodné chybné umístění pramene Suché Bělé na plochý svah Großer Winterbergu. Skutečnou pramennou oblastí je prostor slatiny Jelení louže východně od svahu Gr. Winterbergu. Za pozornost stojí i nespojitě segmenty toku ve svahu JZ od pramene Suché Bělé. Číslo 3 označuje ne zcela přesvědčivé vedení údolnice, které neodpovídá reliéfu v této lokalitě. Zde je chyba patrně dána nedostatečným rozlišením výchozího DEM.

Extenze AGPosudek zjevně řeší délku údolnice na principu uváděném např. Kuříkem (Kuřík, 2003) - délka údolnice L_u je definována jako hlavní tok a jeho prodloužení od pramene k rozvodnici. Tato hodnota je pak vstupem do vzorce pro výpočet koeficientu povodí α (Hrádek, Kuřík, 2002)

Rovnice 14 Výpočet koeficientu povodí α dle Hrádka a Kuříka

$$\alpha = \frac{A}{L_u^2}$$

kde α je koeficientem povodí, A plochou povodí a L_u délkou údolnice. Oproti tomu Jeníček (Jeníček, 2011) definuje hodnotu jmenovatele do výpočtu koeficientu povodí jako „nejkratší vzdálenost od ústí k nejdlehlšímu bodu povodí“. Zejm v případě meandrujícího toku budou tyto hodnoty pochopitelně zásadně odlišné a s nimi i hodnota koeficientu α . Rozdíly mezi odlišně pojatými čitateli ve vzorci pro výpočet koeficientu jsou patrné v tabulce č. 110.

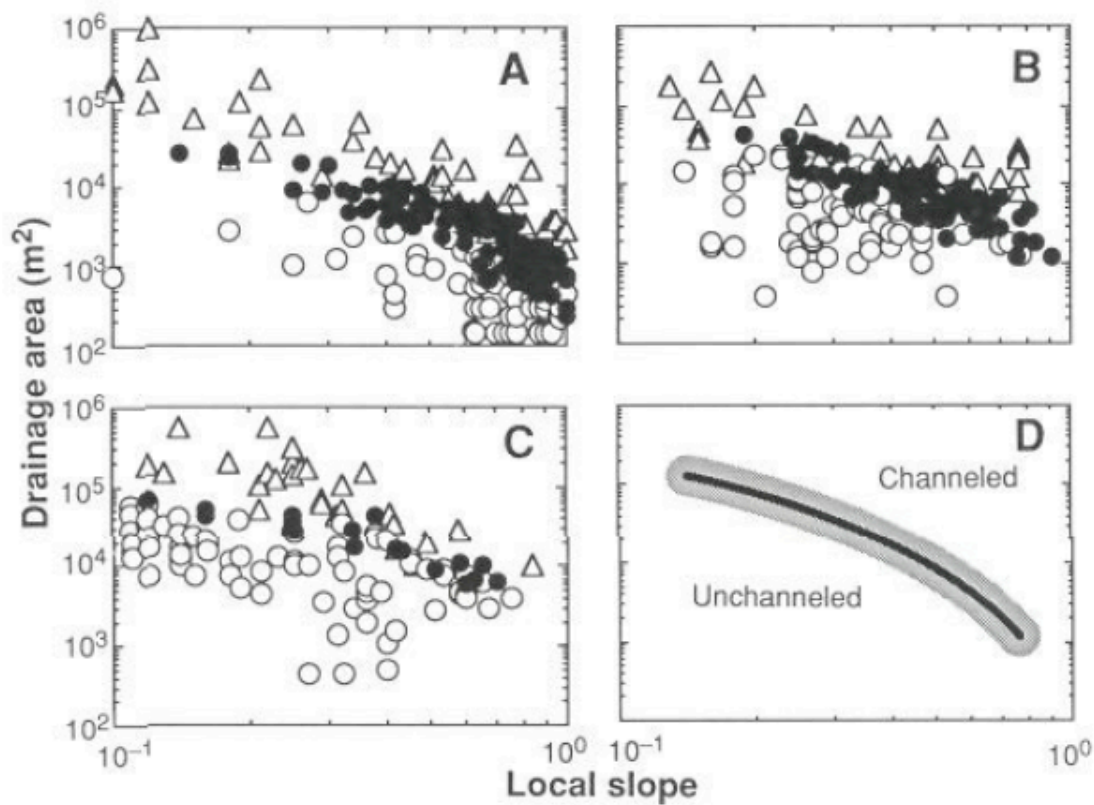
Z pohledu práce je podstatné, že bez ohledu na způsob výpočtu koeficientu α jsou korelace mezi tímto koeficientem a průměrnou hodnotou FA velmi nízké a podobné. Je zřejmé, že tvar povodí nemá zásadní vliv na dosahované hodnoty FA (viz Tab. č. 109).

Kromě délky údolnice L_u je dále používán parametr Délka hlavního toku L_{ht} (Kuřík, 2003), tedy délka hlavního toku od pramene po závěrový profil.

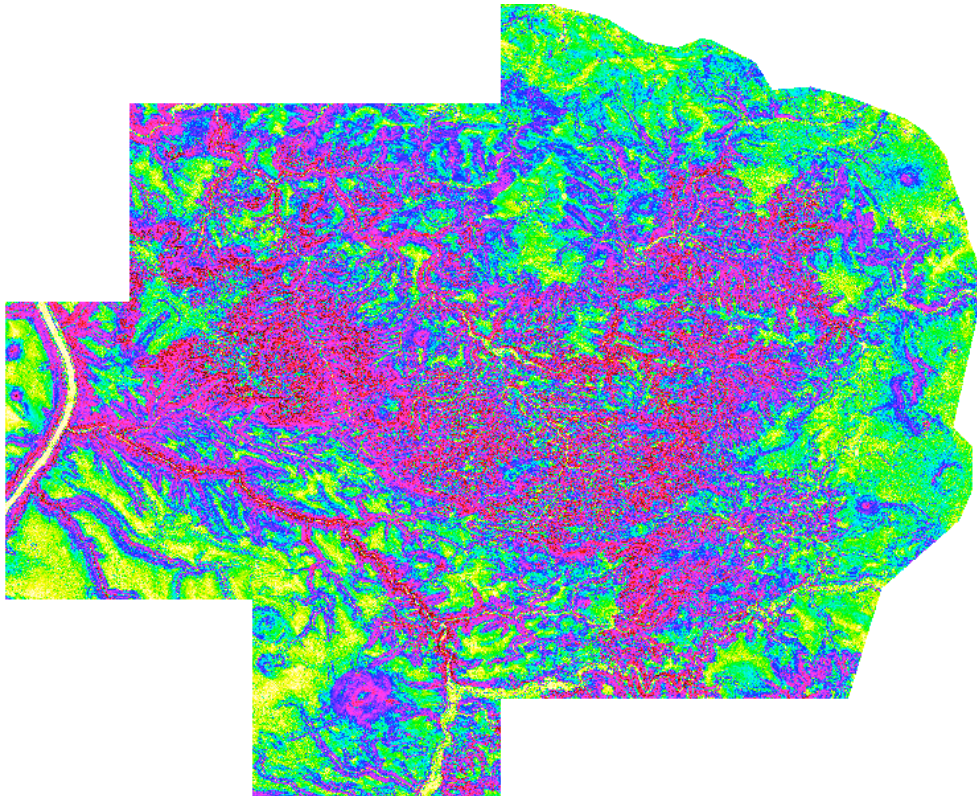
Vzhledem k ne vždy jednoznačnému průběhu údolí od pramene k rozvodnici, jakož i vzhledem k faktu, že v řadě případů je obtížné definovat jednoznačně pramen toku, nabízí se nahrazení obou výše jmenovaných charakteristik (L_u a L_{ht}) jinou, snáze definovatelnou a do jisté míry kompromisní veličinou.

V morfogenetickém smyslu nemusí být zcela jednoznačné, že údolí vedoucí k rozvodnici od (jakkoliv problematicky definovatelného) pramene je vždy spojeno s denudační činností hlavního toku, tak, jak probíhá v současnosti a jak je popisován. V mnoha případech mohou být struktury, odpovídající údolí, v oblastech nad pramenem primárně vytvořeny jinými, nyní již neexistujícími toky. V souvislosti s otázkou, co lze považovat za pramen toku, resp. za počátek koryta lze vyjít z prací Montgomeryho a Dietricha (Montgomery, Dietrich, 1988 a Montgomery, Dietrich, 1992) zejména z článku *Where do channels begin?* Autoři považují za tok, resp. koryto, kanál, reliéfní prvek s jasnými břehovými strukturami. Ve své práci sledují závislost polohy počátku koryta (*channel head*) na poměru sklonu a plochy přispívající plochy

(sběrné plochy) nad počátkem koryta. Provedli in situ analýzu 213ti povodí ve třech oblastech, různých krajinných a klimatických typů. Na základě jejich měření prezentovanými formou grafu byla stanovena plocha, z níž lze očekávat povrchový odtok, jenž způsobí vznik reliéfní struktury s břehovou linií.



Obrázek 171 Grafy závislosti počátku kanálů na sklonu svahu a velikosti sběrné plochy. A-C jednotlivé skoumané oblasti (Oregon, sev. Kalifornie, j. Kalifornie), D-obecná křivka (Montgomery, Dietrich, 1992).



Obrázek 172 Sklon svahů DEM GeNeSiS. Pro výpočet průměrného sklonu svahu byly zohledněny pouze analyzované oblasti.

Kromě empirických měření v terénu odvodili vzorce pro výpočet plochy sběrné oblasti. Ty jsou ovšem bez znalosti hodnot hloubky saturace půdy a úhlu vnitřního tření půdy nepoužitelné, ale autoři sami uvádějí dobrou shodu s uváděnými bodovými grafy. Odvozují dva základní mechanismy inicializace kanálů, kdy ve velmi strmých svazích jsou počátky kanálů (*channel heads*) inicializovány periodickými velmi malými sesuvy, v mírnějších sklonech předpokládají takovou míru saturace vodou, díky které je půda v okamžiku zhroucení zcela bez koheze (*Coulomb failure model*). Příklad takto vzniklého útvaru je v Příloze 13. V obou případech je konstatován velmi rychlý pokles sběrné plochy s rostoucím úhlem sklonu svahu. Jako referenční oblast z prací Montgomeryho a Dietricha byla zvolena experimentální oblast v Marin County (Kalifornie), zejm. díky průměrným srážkovým úhrnům (760 mm/rok) jež rámcově odpovídají regionu Českého Švýcarska. Adekvátní bylo rovněž litologické složení experimentálních povodí, tvořená sedimenty typu rohovců. Byl spočten průměrný sklon svahů ve zkoumané oblasti pomocí modulu *r.slope.aspect* ($20,48^\circ$) a tato hodnota byla porovnána s grafy Montgomeryho a Dietricha. Podle průměrného sklonu byla určena velikost sběrné plochy na $50\,000\text{ m}^2$, tedy 5 ha. Je pochopitelné, že tuto hodnotu nelze brát nijak dogmaticky, už proto, že průměrný sklon v pramenných oblastech bude spíše

vyšší a rovněž vegetační kryt je ve zkoumané oblasti odlišný od experimentálních povodí v Kalifornii. Lze předpokládat, že práce podobná Montgomeryho a Dietrichově, realizovaná v našich podmínkách by byla vysoce přínosná. Na tyto práce, již v modernějším pojetí, navazuje McNamara et al., který oproti starším Montgomeryho pracem v terénu již akcentuje využití prostředků DPZ. Vznik „channel heads“ klade do kritického pásma v reliéfu, kde je udržována dynamická rovnováha mezi erozními silami a odolností podloží. V momentě, kdy je tato rovnováha narušena (změna sklonu svahu, odtokových poměrů apod.), dojde ke vzniku odtokových kanálů, nebo se tato oblast posune výše proti svahu (McNamara et al., 2006). Pomocí modulu *r.watershed* s nastaveným parametrem *threshold* na hodnotu 50 000 a rozlišením gridu nastaveným na 1 m v obou osách byla vytyčena povodí o velikosti zvolené sběrné oblasti a z nich vypočítán grid toků (*stream*). Ten byl převeden na vektory (*r.to.vect*) a spočítány délky linií toků. Takto vypočítaná hodnota **délky koryta** L_k a způsob určení počátku toku byly následně použity k dalším analýzám. V průměru se tato hodnota ukázala kratší o 6,85 %, než hodnoty vypočtené u 10ti povodích v databázi DIBAVOD pomocí extenze AGPosudek. Dramatický rozdíl byl zaznamenán pouze u Koutského potoka, kde byl hlavní tok určen v souladu s tradicí místopisného označení toku, nikoliv dle hydrologických parametrů, s nimiž pracuje AGPosudek.

4.4. Použitelnost testovaných SW, limity, omezení

Programové prostředky pro výpočet hodnot FA je potřeba chápat jako nástroje pro management krajiny, hodnocení rizikových míst v povodí (event. celých malých povodí) a jako doplňující zdroj informací o krajině k srážko-odtokovým modelům. Libovolné algoritmy (a jejich implementace) pro modelování FA jsou striktně GIS nástroje se zajímavými výstupy pro hodnocení (části) rizik, jimiž se zabývá hydrologie. Model SIMWE lze považovat za průsečík, či přechod mezi GIS nástroji a srážko-odtokovými modely, tak jak o prolínání světů GIS a „čisté“ hydrologie hovoří Unucka (Unucka, 2010). Lze zmínit určitou Bevenovu skepsi k hydrologickému modelování obecně založeném na GIS (Beven, 2001, str.69). Neakcentuje ani tak abstrahování od řady elementárních hydrologických procesů, jež jsou rutinní součástí plnohodnotných srážko-odtokových modelů, jako upozorňuje na obecné podceňování nejistot plynoucích zejm. z plošné variability hydraulických vlastností půdy. SIMWE,

vyvinutý jako jeden z nástrojů pro erozní modelování ostatně není „ryzími“ hydrology chápán jako srážko-odtokový model, zejména pro absenci modelování řady základních procesů, které jsou součástí aktuální generace srážko-odtokových modelů (hypodermický odtok, evapotranspirace, pohyb vody mezi zónami půdy a hlubokými kolektory apod.). Není tedy divu, že není v klasické hydrologické literatuře příliš zmiňován. Není zmiňován Bevenem (Beven, 2001), Wainwrightovým sborníkem Environmental modeling (Wainwright, 2004), Daňhelkou (Daňhelka, 2003) či Jeníčkem (Jeníček in Langhammer, 2007). Míra zjednodušení a abstrahování od některých hydrologických procesů jsou pro klasické modelování srážko-odtokových vztahů, jak jej vyžaduje hydrologická operativa a projekční a posudková činnost, obtížně akceptovatelné (viz. Tab. č. 113). Toto omezení SIMWE (respektive *r.sim.water*) má však své opodstatnění, pakliže uvážíme, že se jedná o nástroj, jehož úkolem a posláním je generování povrchového odtoku pro modul *r.sim.sediment*, který pak řeší procesy eroze, transportu a akumulace sedimentů v rámci řešení fluvialní eroze. Oproti empirickému "modelu" USLE a jeho modifikacím je progres zjevný a neoddiskutovatelný.

Nicméně i přes výše uvedené mají jak nástroje pro modelování FA, tak SIMWE, řadu nedocenených výhod a jsou použitelné pro řadu úloh.

Tabulka 113 Implementace a klasifikace metod používaných ve vybraných srážko-odtokových modelech. F-fyzikálně založené metody, K-konceptuálně založené metody. (Unucka, 2010)

složka s-o procesu	HEC-HMS		HYDROG		MIKE SHE		WMS/GSSH A		SIMWE		SWAT	
	F/ K	dimenz e	F/ K	dimenz e	F/ K	dimenz e	F/K	dimenz e	F/ K	dimenz e	F/ K	dimenz e
infiltrace	o/ ●	1D	o/ ●	1D	o/ ●	1D	●/o	1D	o/ o	1D	o/ ●	1D
evapotranspira ce	o/ o	1D	-	-	o/ o	1D	●/o	1D	-	-	o/ o	1D
povrchový odtok	o/ ●	2D	o/ ●	2D	o/ ●	2D	o/●	2D	o/ ●	2D	o/ ●	2D
odtok v korytech	o/ ●	1D	o/ ●	1D	o/ ●	1D	o/●	1D	-	-	o/ ●	1D
základní odtok	o/ ●	1D	o/ ●	1D	o/ ●	1D/3D	●/o	2D	-	-	o/ ●	1D
tání sněhu	o/ ●	1D	o/ ●	1D	o/ ●	1D	●/o	1D	-	-	o/ ●	1D

Společnou výhodou modulu *r.terraflow* (modelování FA) a *r.sim.water* (implementace SIMWE) je neobyčejná robustnost a spolehlivost, zejm. při provozování na UNIX-like systémech (v současnosti typicky GNU/Linux). I při práci s gridy o řádech GB nebylo

zaznamenáno žádné selhání výpočtu, pád aplikace či dokonce OS (na rozdíl od SAGA GIS či ArcView 3.2 provozovaných pod OS Windows 7 Pro). Druhou výhodou je relativně nenáročná obsluha se striktně danými triviálními vstupy, postupy a rutinami. Výhodná je i možnost snadného použití obou modelů v rámci skriptů či programových rutin (při spuštění GRASS GIS jde de facto o konzolové příkazy, jež mohou být skriptovány, lze přesměřovat jejich výstupy apod.).

Zcela zásadním požadavkem pro zhodnocení obou nástrojů je míra prostorové shody jejich výstupů jak s reálným přírodním prostředím (což je nepochybně cílem všech modelů a simulací), tak se srovnávaným standardním, vysoce sofistikovaným srážko-odtokovým modelem (MIKE SHE). Lze konstatovat, že z hlediska prostorové distribuce hodnot bylo dosaženo mezi všemi porovnávanými skupinami nástrojů (tj. algoritmy pro výpočet hodnot FA-zejm. *r.terraflow*, srážko-odtokový model SIMWE a srážko-odtokový model MIKE SHE) vysoké míry shody. V případě gridů FA je tato shoda obtížněji kvantifikovatelná formou korelačních či regresních analýz, nicméně po reklasifikaci směrem k maximálním hodnotám lze plošnou shodu spolehlivě konstatovat. Obecně je patrné, že všechny porovnávané nástroje se liší ve svých výsledcích převážně v pramenných oblastech, resp. v oblastech nízkých hodnot řešených veličin. Výsledky v oblastech vysokých hodnot (tedy kritická místa povodí z hlediska ohrožení extrémními projevy povrchového odtoku) jsou mimořádně blízké a lze je považovat za rovnocenné. Lze prohlásit, že testované nástroje ze systému GRASS GIS disponují rozsáhlou škálou kvalitních a moderních algoritmů (zde se nabízí otázka, zda v tomto dílčím ohledu nepatří ke špičce vůbec), byť abstrahují od řady procesů modelovaných srážko-odtokovými procesy.

V oblasti detekce míst ohrožených extrémními projevy povrchového odtoku lze prohlásit výsledky (zejm. MFD) modulů *r.terraflow* a *r.watershed* za vysoce spolehlivé a to zejména na homogenních povodích (ve smyslu land use, antropogenního ovlivnění toků). Výsledky modulu *r.sim.water* (SIMWE) lze v tomto ohledu (*sic*) považovat za rovnocenné modelu MIKE SHE. Srovnání modelu SIMWE a MIKE SHE ve smyslu konkrétních hodnot výšek povrchového odtoku či jeho průtoku je značně pochybné. Při vědomí skutečnosti, že je diskutabilní, zda SIMWE lze vůbec považovat za srážko-odtokový model v moderním slova smyslu, či spíše za výkonný nástroj pro distribuované řešení povrchového odtoku, lze tuto otázku shrnout do několika bodů:

1. Na rozdíl od MIKE SHE nejsou pro SIMWE dosud ověřené a spolehlivé rutiny a metodiky na parametrizaci vstupních veličin, tak, aby bylo v kvantitativní oblasti dosahovány spolehlivé shody s komplexními srážko-odtokovými modely
2. Výstupy SIMWE neobsahují komponenty odtoku, jež jsou nezbytnou součástí výstupů plnohodnotných srážko-odtokových modelů (zejm. hypodermický a základní odtok) (Unucka, 2010)
3. SIMWE nepracuje s celou řadou vstupů, jež jsou nezbytné pro simulace reálných srážko-odtokových situací, jako je např. počáteční nasycenost povodí, evapotranspirace (tyto vstupy nedokonale zohledňuje pouze tím, že pracuje s hodnotou efektivní srážky a infiltrací povrchového odtoku), v čase proměnlivé úhrny srážek a četné jiné
4. Přestože je zde prostor pro další zvýšení přesnosti a spolehlivosti výpočtů kvantitativních ukazatelů povrchového odtoku zejm. v souvislosti s bodem 1., je spolehlivost a použitelnost kvantitativních výstupů SIMWE oproti MIKE SHE výrazně nižší a jeho použití např. pro návrhy dimenzování rozsáhlejších a exponovaných vodohospodářských úprav je v současnosti nereálné (nicméně nebylo to ani zadáním tohoto modelu (Neteler, Mitasova, 2007).

Výhody a oblasti, kde jsou *r.terraflow* (*r.watershed*) a *r.sim.water* velmi dobře použitelné jsou zejm.:

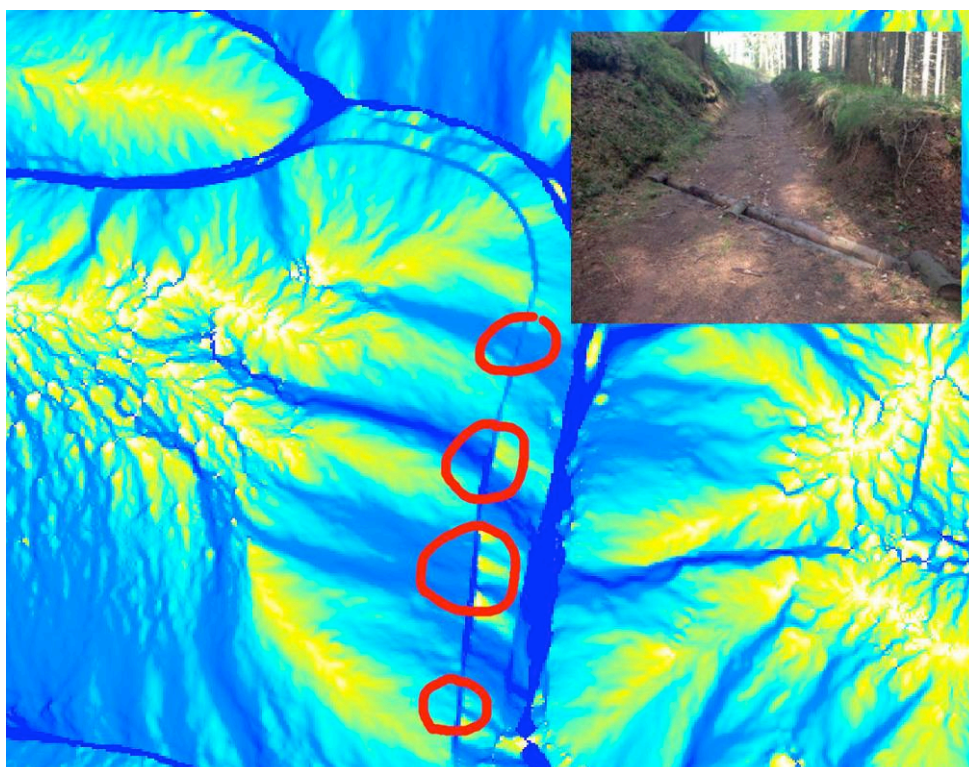
1. Spolehlivě jsou schopny určit místa v povodí, která jsou potenciálně ohrožena extrémními projevy povrchového odtoku
2. Tuto lokalizaci problémových míst provádějí s velkou stabilitou a rychle i na velkých gridech a ve velmi komplikovaném reliéfu
3. S výjimkou kvalitního DEM (v závislosti na extremitě reliéfu) nejsou náročné na vstupy
4. Z tohoto důvodu nejsou náročné na vysoce kvalifikovanou obsluhu s rozsáhlou prognosticko-modelářskou praxí

Limity a omezení výše prezentovaných nástrojů spočívají především v požadavku na antropogenně co nejméně ovlivněné povodí, zejm. ve smyslu vodohospodářských úprav, vodních převaděčů apod. Do jisté míry je tyto schopen zohlednit modul *r.sim.water*, protože jedním z jeho volitelných vstupů je rastr bariér odtoku. Moduly

pro výpočty hodnot FA mají vyšší věrohodnost v homogenních povodích (zejm. ve smyslu land use a infiltračního potenciálu). Nehomogenitu vegetačního krytu či infiltračních vlastností půdy je schopen modul *r.sim.water* kompenzovat použitím gridů s upravenými hodnotami efektivní srážky a infiltrace povrchového odtoku. Je ovšem třeba podotknout, že nejsou k dispozici precizní metodiky zabývající se těmito úpravami. Nicméně, pokud jsou tyto nástroje nasazovány na malých povodích, lze očekávat homogenitu výše zmiňovaných prvků. Ideální je tedy, pokud má takto zkoumané povodí charakter hydrotopu (Daňhelka, 2003), či je k němu možno přistupovat jako k *lumped* celku. Ostatně míru vztah mezi homogenitou povodí a přesností i srážko-odtokových modelů zmiňuje i Wagner et al. (2004).

4.5. Možnosti praktického využití nástrojů na modelování povrchového odtoku

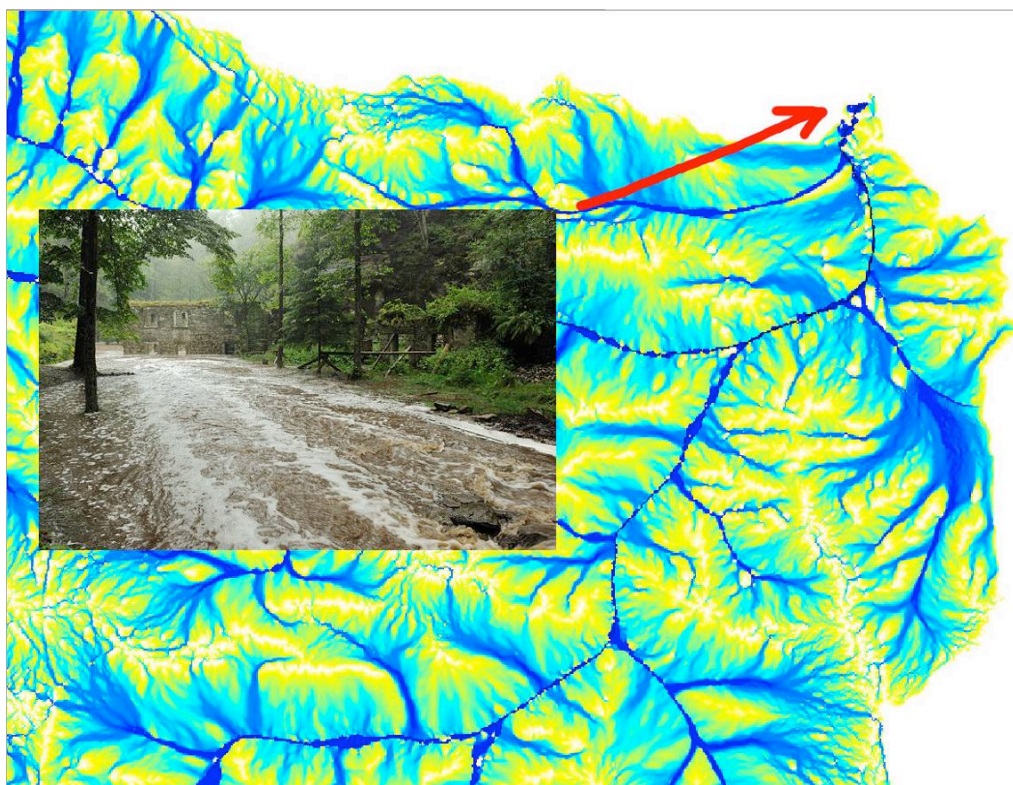
Vhodných a smysluplných oblastí, ve kterých mohou být tyto nástroje nasazeny, je celá řada. Jde často o řešení relativně drobných problémů, ale je třeba si uvědomit, že jde o snadno a levně provozovatelné nástroje, jinými slovy „malé nástroje, pro velké množství malých a středních úkolů“. Typickým problémem lesních komunikací ve svahu je např. převádění vody přes komunikace. K tomuto účelu se používají buď propustky pod tělesem cesty, nebo se lze na lokálních komunikacích běžně setkat s převáděním vody přes povrch cesty pomocí dřevěných, kovových či betonových profilů (viz Obr. č. 173). Zároveň si nelze nevšimnout, že často jsou přes cesty instalovány ve velkém množství a nezděná v místech, kde žádná voda neteče (ta naopak proudí v místech, kde tyto převaděče nejsou). Při nasazení např. *r.terraflow* na kvalitním DEM jde o triviální úlohu, pomocí níž je možno ušetřit prostředky optimalizací umístění těchto drobných staveb a zároveň efektivněji chránit komunikace. Jinou vhodnou aplikací může být určování míst vhodných pro budování drobných staveb zpomalujících povrchový odtok. Na mnoha místech by bylo možno (i nekvalifikovanou pracovní silou a primitivními technologiemi) vybudovat velmi drobné klauzy, či „*dumb-polders*“ s malou kapacitou (m^3 až několik málo desítek m^3). Podobné stavby (převážně z místních materiálů) postavené v místech s vysokou koncentrací povrchového odtoku by mohly mít řadu pozitivních vlivů.



Obrázek 173 Interakce povrchového odtoku s vrstevnicovou lesní komunikací. Zakroužkované oblasti shora: cesta není pro povrchový odtok překážkou, voda jde přes cestu bez jakýchkoliv změn / koncentrovaný proud povrchového odtoku je veden po svahu po cestě, potom cestu v ploše opouští / nevýrazný plošný povrchový odtok je na cestě koncentrován a v jediném bodě jí (za výrazného lokálního zvýšení hodnot FA) / cesta sbírá nevýrazné pole povrchového odtoku které se na ní koncentruje a v jednom bodě jí opouští

Při výskytu extrémních konvektivních či orograficky zesílených srážek event. při dlouhodobých vydatných stratiformních deštích by mohly výrazně zpomalovat odtok v pramenných oblastech (při jejich dostatečném množství). Nezanedbatelný by byl i jejich ekologický přínos – lze očekávat, že efemerní vodní plochy by vytvořily svérázné ekotopy s vyšší druhovou pestrostí. Podobné drobné, kaskádovitě uspořádané vodní plochy byly před odsunem německého obyvatelstva v regionu Českého Švýcarska časté. Jejich pozůstatky a fragmenty lze dodnes nalézt např. v okolí obce Vlčí Hora. Dlouhodobou empirickou znalost místních obyvatel o vhodné lokalizaci těchto staveb by bylo možno nahradit analýzou území výše popisovanými nástroji bez velkých nároků na finanční zajištění nákladných studií. Pochopitelně lze pomocí gridů hodnot FA či výšky povrchového odtoku s vysokou spolehlivostí (podmíněnou výše uvedenými omezeními) nacházet místa ohrožená extrémními projevy povrchového odtoku (byť je lze toto ohrožení jen nepříliš spolehlivě kvantifikovat) a činit tak následně potřebná .

Po porovnání s údaji (plocha povodí) odvozenými z databáze DIBAVOD pomocí ArcGIS extenze AGPosudek lze konstatovat překvapivou přesnost stávajících dat, používaných v rutinní hydrologické praxi. Navzdory extrémně komplikovanému terénu činila odchylka absolutních hodnot ploch povodí od údajů spočítaných (z neporovnatelně přesnějších geodat) modulem *r.watershed* v průměru jen 0,52%. Toto lze považovat za pozoruhodný výsledek a přesnost stávajících dat je pro hydrologickou praxi postačující. Lze očekávat, že v méně komplikovaném reliéfu bude přesnost ještě vyšší.



Obrázek 174 Oblast Dolského mlýna v povodí Dolského potoka 7. 8. 2010. Na zaplavené cestě (vložené foto) dosahují hodnoty FA určené modulem *r.terraflow* hodnoty až 1 890 000. (Foto © Petr Hlouš)

4. 6 Návrhy a možné cesty dalšího vývoje nástrojů na modelování povrchového odtoku

Autor se domnívá, že další ladění algoritmů pro určování směrů povrchového odtoku nepřináší (v paralele se zákonem klesajícího mezního užitku) již žádnou zásadní přidanou hodnotu a díky nástupu řady nových technologií (dokonalejší DEM, nárůst výkonu HW) je potřeba posunout modelování povrchového odtoku do další kvalitativní

oblasti. Snaha vyvíjet algoritmy řešící nedostatky současných, či spíše nedávných DEM, připomíná přípravy generálů na minulé války. S vědomím, že řada problémů řešených v pracích Quinna, Tarbotona, Seiberta, Lea a dalších souvisí s příliš nízkým rozlišením tehdy používaných DEM se autor domnívá, že s nástupem nejnovějších DEM o vysokém rozlišení nepředstavují řešené otázky perspektivní oblast výzkumu. Připomeňme, že během loňského roku bylo dokončeno čtyři roky trvající LIDARové snímkování ČR pro DEM 5. generace (DMR 5G). Skenování probíhalo ve výšce 1200 – 1400 m a zabralo 975 letových hodin (Lang, 2014). Tento DEM s avizovanou střední odchylkou výšky 0,18 m v otevřeném a 0,30 m lesnatém terénu má podobu nepravidelné trojúhelníkové sítě bodů (TIN) a nepochybně bude zásadním přínosem pro analýzy DEM v ČR (online ČÚKZ 2014).

Je třeba si uvědomit, že voda se po povrchu reálného reliéfu nepohybuje v jeho kolmé projekci do rastru (2D), ale po skutečném 3D povrchu, což může ve vertikálně členitém území vést k zásadním zkreslením. Míra tohoto zkreslení je pochopitelně dána vertikální členitostí povodí. Např. povrch povodí Jetřichovického potoka odvozený modulem *r.surf.area* je o 21,82% větší, než jeho plocha (viz Tabulka č. 107), u drobných povodí je tento rozdíl ještě výraznější (Temný potok 27,24%). Jinými slovy – stávající modely nepostihují (ve studované oblasti) až 27% povrchu, po kterém se voda pohybuje a kde probíhají procesy formující povrchový odtok. Je třeba upozornit na fakt, že přechod z 2D na 3D hydrologické modelování si pravděpodobně vyžádá širší revizi a úpravy na straně srážko-odtokových modelů, protože pouhé zapojení 3D vstupů (např. z 3D povrchu odvozených délek drah odtoku) přináší četná úskalí jak na straně výsledků, tak korektní metodiky (Adamec et al., 2012). Budoucnost modelování (nejen) povrchového odtoku spatřuje autor v přechodu z 2D rastrů na 3D rastry (i přes Adamcem et al. nastíněné problémy) a modelování na jejich povrchu a zároveň ve využívání DEM s extrémně vysokým rozlišením (desítky cm až jednotky cm). Lze očekávat, že platformou pro často aktualizované a vysoce přesné snímání reliéfu se stanou bezpilotní létající prostředky (*UAV, drony*).

Pro systém GRASS GIS by bylo vhodné vytvořit samostatný modul zaměřený pouze na výpočet směrů odtoku. Vstupem tohoto modulu by byl pochopitelně DEM (a event. rastr bariér odtoku) s možností volby řady algoritmů určování směru povrchového odtoku. U MFD algoritmů by mělo být možno měnit míru konvergence tak, jak to nabízí MFD varianta modulu *r.watershed* (*Convergence factor for MFD*) (online

Reference manual Grass, 2014). Takto získaná mapa směrů odtoku by následně byla vstupem do dalších modulů pro určování hodnot FA. Je třeba poznamenat, že jisté prvky tohoto řešení (výpočty rastru směrů odtoku a možnost použít je jako vstupy v jiných modulech) jsou v systému GRASS GIS implementovány již nyní. Je žádoucí, aby se gridy směrů odtoku staly standardním vstupem všech nástrojů pro modelování směrů odtoku a modul pro jejich tvorbu (nazvaný např. *r.flow.direction*) by tak byl knihovnou algoritmů. V této kombinaci by měl uživatel neobyčejně bohatou škálu nástrojů. Výhodou by byl i fakt, že programová implementace dalších, či nových algoritmů určování směru odtoku by se snadno promítla do všech nástrojů pro modelování povrchového odtoku.

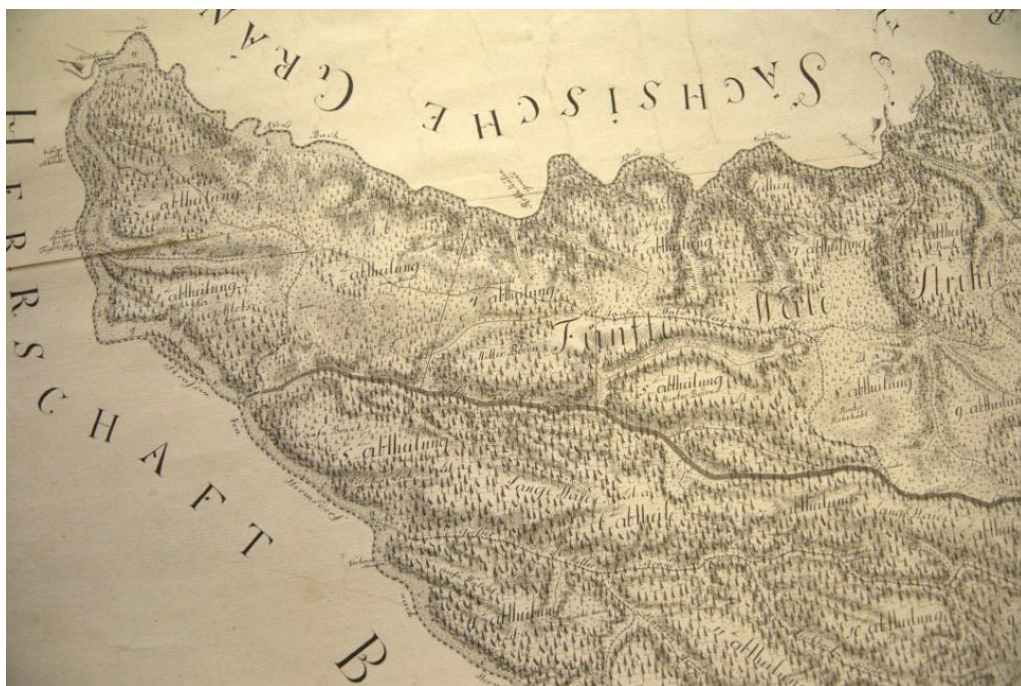
Velmi žádoucí by bylo v systému GRASS GIS alespoň implementovat Tarbotonův algoritmus D_{∞} i pro jiné moduly, než *r.flow*, protože jeho použití pro schematizační účely určování sítě toků podle prahové hodnoty FA se jeví jako velice nadějně.

4.7. Problematika názvů toků

Většina toků na území Českého Švýcarska nemá svůj název. Je to dáno kombinací jejich nevýraznosti, až efemernosti, řídkého osídlení a odsunu původního obyvatelstva. Ani dostupná stará mapová díla nepřinášejí mnoho informací o vodních tocích a jejich názvech. Je zřejmé, že kombinace komplikovaného reliéfu a minimálního osídlení přinášela kartografům řadu komplikací. Lze zmínit problémy s vytyčováním hranic jak mezi státy, tak panstvími. Různé mapové podklady a popisy hranic dle orientačních bodů se v tomto případě ukázaly jako neúčinné a nakonec bylo nutno vytyčit hranice pomocí do skal tesaných symbolů (Gabriel, Vaněk, 2006). Dodnes lze nalézt např. linie do skal tesaných maltézských křížů podle České silnice. Kromě map Prvního až Třetího vojenského mapování a mapy Tereziánského stabilního katastru jsou k dispozici zejm. speciální lesní hospodářské mapy. Sledované území bylo dříve rozděleno mezi velkostatky Bynovec – Herrschaft Binsdorf (východní část) a velkostatek Česká Kamenice – Herrschaft Kamnitz. Pro účely lesního hospodářství vnikala řada speciálních, velmi podrobných map. Ve Státním oblastním archivu Děčín jsou dostupné mj. lesní mapy za oblast velkostatku Bynovec, uveďme např. Mapu lesního zřízení z r. 1788 (je zajímavá obrácenou orientací sever-jih), Generální mapu lesů k zařízení z r. 1840, Lesní porostní mapy z let 1877-1878 a 1898 a Přehledné mapy revírů z let 1913 a

1927. Na všech těchto mapách absentují názvy potoků, jež nenesou názvy dosud. Naproti tomu je pozoruhodné, že velmi pečlivě byly pojmenovány skalní útvary a zejména četné drobné lesnické stavby nazývané „*Floß*“. Šlo v podstatě o skluzy pro těžené dřevo z náhorních plošin do větších toků, jež umožňovaly plavení do Hřenska (Kamenice) nebo do Bad Schandau (Křínice). Tyto skluzy byly často řešeny jako „mokrý“ se zapojením lokálních drobných toků či doplněny o drobné klauzy. Všechny tyto „*Floßy*“ nesly jména a byly velmi četné. Například mezi Dolským mlýnem (mezi Ferdinandovou a Divokou soutěskou na Kamenici) a Hřenskem bylo pojmenováno na 14 těchto skluzů (*Beerfloß*, *Pfaffenfloß* a četné další). Zajímavou otázkou je, nakolik se pozůstatky těchto staveb dnes zapojují do formování charakteru povrchového odtoku a do odvodňování náhorních pískovcových platů do roklí potoků a řek. Na zkoumaném území je pozoruhodný fakt, že na všech dostupných mapách, od Prvního vojenského mapování (od 1763, resp. v Čechách od roku 1764), přes výše uvedená lesohospodářská mapová díla, až po nedávné a současné ortofotomapy, můžeme zaznamenat jen velmi málo rozdílů v osídlení a struktuře krajiny. Zaniklo několik obcí (Zadní Jetřichovice, Zadní Doubice), hradů (Šaunštejn, Falkenštejn, Kyjovský, Brtnický či Vlčí hrádek) či lesních usedlostí a loveckých zámků (Šternberk) a přibýlo lesních cest, ale lze konstatovat, že většina změn krajiny je převážně přírodního rázu. Zatímco na většině území ČR lze nalézt řadu vrstev zásadních antropogenních fází využití krajiny, kdy je krajina lidmi „přepisována“, v Českém Švýcarsku nic podobného nenalezneme. Ačkoliv nalezneme několik fází antropogenního využívání této krajiny (lesní pastva, těžba dřeva, uhlířství), nikdy nebylo v takovém rozsahu, aby zásadně měnilo ráz krajiny. Těžko tedy o tomto typu krajiny hovořit jako palimpsestu – neustále měněném a přepisovaném záznamu (Lipský et al., 2008).

Nejen pro účely práce bylo potřeba drobné toky a jejich povodí pojmenovat. Ve většině případů obdržely toky jméno podle údolí, rokle, dolu, kterým (největší délkou toku) prochází. V některých případech byl název přejat podle významného místa v povodí toku. Dolský potok je pojmenován podle proslulého Dolského mlýna, Sloupský potok podle svého vyústění do Doubického potoka v místě křižovatky a bývalé hájovny U Sloupu (Saula). Hubertův potok nepřevzal jméno podle Vlčího dolu, jímž protéká, protože by nesl stejné jméno jako potok tekoucí od Vlčí Hory do Křínice, ale podle revíru U sv. Huberta, ve kterém pramení. Je čas, dát potokům jména.



Obrázek 175 Ukázka lesní porostní mapy z 19. století – výšeč map velkostatku Kamenice



Obrázek 176 Mapa lesního zřízení velkostatku Bynovec z roku 1788

5. Závěr

Celkem bylo analyzováno 33 povodí o ploše 107 295 076 m². Veškerá geodata (zdrojové DEM, gridy vypočtených, reklasifikovaných, normalizovaných apod. hodnot, exportované gridy pro ArcGis a další) včetně režijních dat systému GRASS GIS zaujala diskový prostor 182,4 GB ve 209 453 souborech. Analýzy byly provedeny za účelem zodpovězení problémů definovaných v kapitole Cíle a motivace disertační práce.

I v extrémním reliéfu Českého a Saského Švýcarska prokázala většina algoritmů určování směrů odtoku a následně jejich implementací do nástrojů (modulů) pro výpočet hodnot akumulace povrchového odtoku systému GRASS GIS, přesvědčivé schopnosti. Je zřejmé, že zejm. v extrémním reliéfu dominují MFD algoritmy (ideálně varianty MFD ∞ algoritmu (Seibert and McGlynn, 2007)). Kromě modulu *r.flow* prokázaly SFD i MFD varianty modulů *r.watershed* a zejména *r.terraflow* velmi dobré až výborné schopnosti udržovat nepřerušené dráhy odtoku (*flow lines*, *flow paths*) a tedy i schopnost generovat síť toků odvozením od prahové hodnoty FA. Modul *r.flow* (vzhledem ke svému původnímu zaměření) nebyl schopný udržovat dráhy odtoku a nalézat místa v povodí ohrožená projevy povrchového odtoku. Potenciál jím používaného SFD algoritmu D ∞ pro schematizaci povodí je však mimořádně vysoký. Z hlediska určování směrů odtoku a udržování nepřerušené dráhy odtoku lze mírně favorizovat modul *r.terraflow*, zvláště při zvážení jeho potenciálu efektivně pracovat s velkými gridy DEM.

Srovnání výsledků nástrojů na modelování akumulace povrchového odtoku, Open Source (kvazi)srážko-odtokového modelu SIMWE a etablovaného, komerčního plnohodnotného srážko-odtokového modelu MIKE SHE bylo relativně komplikované. Obecně lze konstatovat významnější shodu v místech s vyššími hodnotami modelovaných veličin (FA a výška povrchového odtoku), tedy v místech ohrožených projevy extrémního povrchového odtoku, a větší rozdíly v pramenných, výše položených, partiích povodí. Jiné, než vizuální srovnání gridů FA (ideálně reklasifikovaných směrem k maximálním hodnotám) a výšek povrchového odtoku se ukázalo jako obtížné, pro zcela odlišný charakter dat (to není překvapivé, jde o dvě různé veličiny). Při vzájemné lineární korelaci gridů FA a výšek povrchového odtoku bylo dosaženo korelačního koeficientu (Pearsonův) maximálně $r \leq 0,29$ (tedy nad

kritickou hodnotou korelačního koeficientu pro dané n a hladinu pravděpodobnosti $\alpha=0,05$). Hodnoty výšek povrchového odtoku produkované modelem SIMWE oproti tomu vykazovaly podstatně větší shodu s výsledky modelu MIKE SHE. Hodnoty korelačního koeficientu pro neupravené výsledkové gridy byly přibližně dvojnásobné ($r \leq 0,502$) oproti korelacím gridů FA a výšek povrchového odtoku, tedy v pásmu střední statistické závislosti. Podstatně větší shody bylo dosaženo po provedení varianty zonální statistiky generované modelem *r.clump*. Korelační koeficient mezi takto upravenými gridy výšek povrchového odtoku modelu SIMWE a MIKE SHE dosahoval u šesti takto testovaných povodí v průměru $r=0,753$ a byl tedy v pásmu silné statistické závislosti.

Lze tedy konstatovat značnou shodu plošné distribuce hodnot (zejména v místech výskytu vysokých hodnot) mezi výstupy vybraných modulů na modelování hodnot FA a srážko-odtokovými modely, jež je ovšem obtížně statisticky vyjádřitelná. Shoda mezi výsledky modelu SIMWE a MIKE SHE v oblasti plošné distribuce vysokých hodnot výšek povrchového odtoku (tedy v hledání míst ohrožených extrémními projevy povrchového odtoku) je velmi vysoká a tyto modely lze z tohoto pohledu považovat za rovnocenné. V oblasti kvantifikace povrchového odtoku (výška a průtok) je pro většinu praktických hydrologických aplikací pozice plnohodnotných srážko-odtokových modelů nadále neotřesitelná. Jakkoliv lze dosáhnout v některých případech mezi SIMWE a MIKE SHE velmi podobné přesnosti v určování kvantitativních znaků povrchového odtoku, nelze tohoto dosáhnout systematicky a spolehlivě, protože model nesimuluje řadu základních procesů formujících odtok z povodí a nejsou k dispozici dostatečně ověřené metodiky a rutiny na nastavení vstupních parametrů pro dosažení srovnatelné přesnosti s plnohodnotnými srážko-odtokovými modely. Oproti tomu je výhodou schopnost práce modulu *r.sim.water* i s extrémně velkými DEM, kde při shodném rozlišení (velikosti buňky gridu) je práce modelu MIKE SHE na srovnatelném, běžném HW obtížně realizovatelná. Jako kompromisní velikost buňky gridu DEM se ukázala hodnota 5x5 metrů (ještě použitelné rozlišení pro extrémní reliéf a zároveň zajišťuje relativně hladké fungování MIKE SHE na běžném HW). SIMWE (implementovaný v *r.sim.water*) je schopen lokalizovat místa obecně ohrožená extrémními projevy povrchového odtoku v řadě případů rychleji a snáze (při stejné přesnosti) než model MIKE SHE, ale na rozdíl od MIKE SHE není spolehlivě a věrohodně použitelný ke kvantifikaci složek povrchového odtoku. Pro účely lokalizace

míst v povodí ohrožených projevy souvisejícími s vyšší koncentrací povrchového odtoku lze u nekritického (ve smyslu ohrožení lidských životů či vysokých materiálních hodnot) nasazení akceptovat výstupy kvalitních implementací MFD algoritmů v oblasti hodnot FA. Je-li požadována vyšší jistota lokalizace ohrožených míst, lze nasazení modelu SIMWE (jak je implementován v *modulu r.sim.water* systému GRASS GIS) považovat za doporučeníhodné.

Při porovnání s 10ti povodími, pro něž byly dostupné plošné údaje odvozené z databáze DIBAVOD byla konstatována překvapivě vysoká přesnost (průměr absolutních hodnot odchylek ploch činil jen 0,5%) stávajících dat používaných v hydrologické praxi – viz Tabulka č. 111.

Při analýze DEM regionu Českého Švýcarska byly stanoveny průběhy hlavních toků drobných, často efemérních, vodotečí i větších vodních toků (Jetřichovická Bělá, Jetřichovický potok, Červený potok a další). Bylo tak učiněno kombinací faktorů ploch subpovodí, historických místopisných názvů a hodnot FA, kterou lze považovat za vhodný a relevantní doplňkový parametr pro určování hlavního toku. Hodnota FA představuje plochu, která je reálně odvodněna do daného místa. To je důležité zejm. v reliéfu s větším podílem rovných ploch a depresí. Průběh hlavních toků byl určen až do míst „teoretických pramenů“ (většina toků ve zkoumaném území je efemerní povahy) stanovených na základě poměru velikosti sběrné plochy a sklonu svahu. Z morfometrických analýz vyplývá, při jistém zjednodušení a nepřesnosti (viz Holden, 2008), že větší povodí pískovcových oblastí lze považovat za krajinu morfogeneticky relativně starou, stabilní (stádia *Equilibrium – Transitory*), navzdory jejímu relativnímu geologickému mládí. Malá výše položená povodí (s výjimkou povodí Červeného potoka odvodňující nejvýše položené a nejméně denudované partie pískovcové části) odpovídají stádiu *Inequilibrium*, tedy mladé krajiny. S tvarem vypočítaných hypsometrických křivek dobře korespondují hodnoty hypsometrického integrálu, kdy hodnoty H_{int} nižší než 0,4 odpovídají převážně zralému typu krajiny a hodnoty nad $H_{int} \geq 0,5$ mladší krajině.

Pro další vývoj nástrojů pro modelování povrchového odtoku se jeví jako perspektivní zaměření na výpočty na reálném povrchu, nikoliv v ploše povodí. Tedy přechod od 2D k 3D modelování. Dalším prvkem, který zásadně poznamená (nejen) tuto oblast bude nástup a běžné rozšíření DEM o vysokém rozlišení (v ČR DMR 5G a následně další). Obrovský pokrok v rozlišení dostupných DEM a zejména v možnostech jejich

zpracování na stávající výpočetní technice je patrný např. z práce Arge, Tomy a Vittera (2003).

Výše popsané a hodnocené nástroje lze s výhodou a velmi levně (ve smyslu pořizovací ceny i relativně nízkých nároků na kvalifikaci obsluhy) používat v environmentální části státní správy v krajinném managementu, mj. pro hodnocení rizik, dílčí vodohospodářská opatření či pro rozhodování ve kterých lokalitách nasadit robustní, plnohodnotné srážko-odtokové modely. Potenciál v akademické sféře je rovněž zřejmý.

Seznam literatury a pramenů

ADAMEC, Martin, Milan TRIZNA, Veronika ŘÍHOVÁ, Jan UNUCKA a Marcela GERGELOVÁ. On 2D and 3D parameter derivation for rainfall-runoff models. In: *Acta Montanistica Slovaca*. 2012, s. 204-208. 3. ISSN 1335-1788.

ARCEMENT, G. a SCHNEIDER. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficient for Natural Channels and Flood Plains: Unites States Geological Survey Water – supply Paper 2339 [online]. 1989 [cit. 2013-05-02].

ARGE, Lars, Laura TOMA a Jeffrey JEFFREY. I/O Efficient Algorithms for Problemms on Grid-based Terrains: Extended Abstract. , TOMA a Jeffrey JEFFREY. CENTER FOR GEOMETRIC COMPUTING, Duke University. [online]. Durham, 2003 [cit. 2014-02-17]. Dostupné z: www.cs.duke.edu/geo*/terraflow/papers/alnex00_drainage.ps.gz

BALATKA, Břetislav a Jan KALVODA. *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Praha: Kartografie Praha, 2006. ISBN 80-7011-913-6.

BARTÁK, Vojtěch. Algoritmy pro zpracování digitálních modelů terénu s aplikacemi v aplikacemi v hydrologickém modelování: diplomová práce. Praha, 2008. Diplomová. Česká zemědělská univerzita.

BEDNÁŘOVÁ, Iveta. Testování hypotéz ve statistice. In: *Statistika a výpočetní technika: Multimediální výukový text pro studenty VFU Brno* [online]. Brno: Veterinární a farmaceutická univerzita Brno [cit. 2014-05-06]. Dostupné z: <http://cit.vfu.cz/statpotr/POTR/Teorie/Predn3/chi2test.htm>

BEVEN, Edited by K.J. *Distributed hydrological modelling: applications of the TOPMODEL concept*. Chichester: John Wiley, 1997. ISBN 04-719-7724-1.

BEVEN, K. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. New York: J. Wiley, c2001, 360 s. ISBN 04-719-8553-8.

BISHOP, Kevin, Jan SEIBERT, Stephan KÖHLER a Hjalmar LAUDON. Resolving the Double Paradox of rapidly mobilized old water with highly variable responses in runoff chemistry. *Hydrological Processes*. 2004, vol. 18, issue 1, s. 185-189. DOI: 10.1002/hyp.5209. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5209>

BRUTHANS, Jiri, Daniel SVETLIK, Jan SOUKUP, Jana SCHWEIGSTILLOVA, Jan VALEK, Marketa SEDLACKOVA a Alan L. MAYO. Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: Characterization, erosion processes and significance for the origin of sandstone landforms. *Geomorphology*. 2012, 177-178, s. 178-193. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.07.028, ISSN: 0169-555X. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12003777>

COSTA-CABRAL, Mariza C. a Stephen J. BURGESS. Digital Elevation Model Networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*. 1994, vol. 30, issue 6, s. 1681-1692. DOI: 10.1029/93WR03512. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/93WR03512>

DAŇHELKA, Jan. Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. Vyd. 1. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2003, 196 s. ISBN 80-866-9003-2.

DAŇHELKA, Jan. *Krátké úvahy o vodě: Neuspořádané myšlenky o vodě, hydrologii a hydrologiích*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2013, 96 s. ISBN 978-80-87577-24-0.

DAVIE, Tim. *Fundamentals of hydrology: Second edition*. 2nd ed. New York: Routledge, 2008, xx, 200 p., [4] p. of plates. ISBN 04-153-9987-4.

DAVIS, William M. The Geographical Cycle. *The Geographical Journal*. 1899, vol. 14, issue 5, s. 481-. DOI: 10.2307/1774538. Dostupné z: <http://www.jstor.org/stable/1774538?origin=crossref>

FAIRFIELD, John a Pierre LEYMARIE. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*. 1991, vol. 27, issue 5, s. 709-717. DOI: 10.1029/90WR02658. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/90WR02658>

FÁREK, Vladimír. Modelování povrchového odtoku v extrémním reliéfu. In: Hydrologické dny 2010: voda v měnícím se prostředí : hydrologie v České republice a ve Slovenské republice na počátku 21. století : sborník příspěvků a posterových abstraktů : 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů : 25.-27. října 2010, Hradec Králové. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2010, s. 381-386. ISBN 978-80-86690-84-1.

FÁREK, Vladimír, Jan ŠREJBER a Jan UNUCKA. Extrémní srážky na pískovcovém podloží. In: *Sborník - Symposium GIS Ostrava 2011*. Ostrava: Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 2011. ISBN 978-80-248-2366-9.

GABRIEL, František a Vojtěch VANĚK. *České Švýcarsko ve středověku*. 1. vyd. Praha: Společnost přátel starožitností v Praze v nakl. Unicornis, 2006, 70 s. Vlastivědná knihovnička Společnosti přátel starožitností. ISBN 80-862-0416-2.

GALLANT, John C. a John P. WILSON. A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. *Computers*. 1996, vol. 22, issue 7, s. 713-722. DOI: 10.1016/0098-3004(96)00002-7. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0098300496000027>

GLÖCKNER, Petr. *Fyzickogeografické a geologické poměry okresu Děčín*. 1. vyd. Děčín: Nadace Vlastivěda okresu děčínského, 1995, 191 s. Vlastivěda okresu děčínského. ISBN 80-902-0710-3.

GOUDIE, Andrew. *Encyclopedia of geomorphology*. New York: International Association of Geomorphologists, 2004, 2 v. (p. xxx, 1156 p.). ISBN 04153273852.

HLADNÝ, Josef a Radek ČEKAL. Regionalizace povodí České republiky na základě sezónní analýzy výskytu povodní. In: LANGHAMMER, Jakub. *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. Vyd. 1. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2008, s. 8-27. ISBN 978-80-86561-59-2.

HOLDEN, Joseph. *An introduction to physical geography and the environment*. 2nd ed. New York: Pearson Prentice Hall, 2008, xxxi, 762 p. ISBN 978-013-1753-044.

HOLMGREN, Peter. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*. 1994, vol. 8, issue 4, s. 327-334. DOI: 10.1002/hyp.3360080405. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.3360080405>

HRÁDEK, František a Petr KURŮK. *Hydrologie*. Vyd. 1. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, Lesnická fakulta ve vydavatelství Credit, 2002, 271 s. ISBN 80-213-0950-4.

JACKSON, Stephen. Optimized Tool for DEM Pit Removal now available. In: *ArcGis Resources* [online]. ESRI, 2013 [cit. 2014-02-20]. Dostupné z:

<http://blogs.esri.com/esri/arcgis/2013/03/05/optimized-tool-for-dem-pit-removal-now-available/>

JANSKÝ, Bohumír. *K pramenům Amazonky*. Vyd. 1. Praha: Ottovo nakladatelství, 2004, 248 s. ISBN 80-718-1125-4.

JENÍČEK, Michal. *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Praha, 2009. Disertační. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce Jakub Langhammer.

JENÍČEK, Michal. Hydrografie povodí: Hydrologie-cvičení. In: *Přírodovědecký fakulta Univerzity Karlovy v Praze* [online]. 2011 [cit. 2014-05-09]. Dostupné z: http://hydro.natur.cuni.cz/jenicek/doc/HydroOZP_04.pdf

JENÍČEK, Michal. Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In: LANGHAMMER, Jakub. *Povodně a změny v krajině*. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie, 2007. ISBN 9788086561868.

JENNESS, Jeff. Grid and Theme Regression: Description. *Jenness Enterprises* [online]. Flagstaff, USA, 2006 [cit. 2014-02-24]. Dostupné z: <http://www.jennessent.com/arcview/regression.htm>

JONES, Richard. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers*. 2002, vol. 28, issue 9, s. 1051-1060. DOI: 10.1016/S0098-3004(02)00022-5. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300402000225>

KARRASCH, Pierre. GEOINFORMATION NETWORKS FOR THE CROSS-BORDER NATIONAL PARK REGION SAXON- BOHEMIAN SWITZERLAND - GENESIS: Forschung. *Technische Universität Dresden* [online]. Dresden, 2007 [cit. 2014-03-13]. Dostupné z: http://tu-dresden.de/die_tu_dresden/fakultaeten/fakultaet_forst_geo_und_hydrowissenschaften/fachrichtung_geowissenschaften/ipf/fern/forschung/genesis

KOCUM, Jan a Bohumír JÁNSKÝ. Dynamika hydrologického režimu v pramenných oblastech vodních toků. In: LANGHAMMER, Jakub. *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. Vyd. 1. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2008, s. 72-83. ISBN 978-80-86561-59-2.

KOCUM, Jan a Bohumír JÁNSKÝ. Dynamika hydrologického režimu v pramenných oblastech vodních toků. In: LANGHAMMER, Jakub. *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. Vyd. 1. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2008, s. 72-83. ISBN 978-80-86561-59-2.

KOHOUT, Václav. Kritické hodnoty a tabulky rozdělení. *Katedra matematiky, fyziky a technické výchovy: Západočeská univerzita v Plzni* [online]. Plzeň [cit. 2014-05-21]. Dostupné z: http://www.kmt.zcu.cz/person/Kohout/info_soubory/letnise/tabulky.htm

KUŘÍK, Petr. Příklady ze cvičení. LESNICKÁ FAKULTA ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE. *Hydrologické stránky* [online]. Praha, 2003 [cit. 2014-05-08]. Dostupné z: <http://kurik.petr.sweb.cz/>

LANG, Pavel. "Efgéčko skenovalo Česko". *Armádní technický magazín*. 2014, roč. 46, č. 4, s. 78-79.

LANGHAMMER, Jakub. Využití hydromorfologického monitoringu pro analýzu vlivu upravenosti říční sítě na průběh a následky povodní. In: LANGHAMMER, Jakub. *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. Vyd. 1. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2008. ISBN 978-80-86561-59-2.

LANGHAMMER, Jakub. Hlavní metody interpolace. In: *Katedra fyzické geografie a geoekologie UK: doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.* [online]. 2012 [cit. 2014-02-21]. Dostupné z: http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/vtfg2/prednasky/surfer_1/interpolace/interpolace.html

LENNERT, Moritz. Institut de Gestion de l'Environnement et d'Aménagement du Territoire. *Université Libre de Bruxelles* [online]. Brusel [cit. 2014-05-07]. Dostupné z: <http://igeat.ulb.ac.be/fr/equipe/details/person/moritz-lennert/>

LICHNER, L'ubomír, Miroslav ŠÍR a Miroslav TESAŘ. Testování retenční schopnosti půdy. In: EDITOŘI LIBOR DVOŘÁK, Pavel Šustr a Organizátor Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti ŠUMAVA. *Aktuality šumavského výzkumu II: sborník z konference, Srní 4.-7. října 2004*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 2004, s. 63-67. ISBN 8023943251.

LINDSAY, John B. a Irena F. CREED. Distinguishing actual and artefact depressions in digital elevation data. *Computers*. 2006, vol. 32, issue 8, s. 1192-1204. DOI:

10.1016/j.cageo.2005.11.002.

Dostupné

z:

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300405002578>

LIPSKÝ, Zdeněk et al. Proměny krajiny Novodvorska a Žehušicka. In: Venkovská krajina 2008: Sborník z 6.ročníku mezinárodní mezioborové konference konané 23.–25. května 2008 v Hostětíně, Bílé Karpaty. Dreslerová J. ISBN 978-80-87154-19-9.

LOWRY, Richard. Calculators for Statistical Table Entries. *WassarStats: Website for Statistical Computation* [online]. New York, USA [cit. 2014-05-21]. Dostupné z: <http://vassarstats.net/tabs.html>

MAIDMENT, David. Digital Elevation Model Based Watershed and Stream Network Delineation. In: *Civil, Architectural and Enviromental Engineering* [online]. University of Texas at Austin, 2013 [cit. 2014-02-20]. Dostupné z: <http://www.ce.utexas.edu/prof/Maidment/giswr2013/Synopsis/GISWRSynopsis9.pdf>

MARTÍNEK, Karel. Aplikace GIS v geologických vědách: Rastrová data. In: *Ústav geologie a paleontologie UK* [online]. Praha [cit. 2014-02-21]. Dostupné z: <http://web.natur.cuni.cz/ugp/main/staff/martinek/DPZdata/1-rastry-uvod.pdf>

MATHIS, James. SPECIFIC CATCHMENT AREA AS A BASIS OF DESIGN FOR PRECISION RIPARIAN BUFFERS. In: *Proceedings of the 2007 Georgia Water Resources Conference*. Athens, USA: Georgia Institute of Technology, 2007.

MCDONNELL, Jeffrey. The old water paradox: A grand challenge for catchment hydrology. *Oregon State University: College of Forestry* [online]. Corvallis, USA: Oregon State University [cit. 2014-02-28]. Dostupné z: http://www.cof.orst.edu/cof/fe/watershd/mtgpresent/Melbourne%20seminar_files/frame.htm

MCNAMARA, James P., Alan D. ZIEGLER, Spencer H. WOOD a John B. VOGLER. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. *Forest Ecology and Management*. 2006, vol. 224, 1-2, s. 147-156. DOI: 10.1016/j.foreco.2005.12.014. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378112705007449>

MELOUN, Milan. *Kompendium statistického zpracování dat: metody a řešené úlohy včetně CD*. Vyd. 1. Praha: Academia, 2002, 764 s. ISBN 80-200-1008-4.

MELTON, M.A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *Journal of Geography*. 1965, roč. 73, s. 1-38.

MELTON, Mark A. Geometric Properties of Mature Drainage Systems and Their Representation in an E^4 Phase Space. *The Journal of Geology*. 1958, vol. 66, issue 1, s. 35-54. DOI: 10.1086/626481. Dostupné z: <http://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/626481>

MIKULÁŠ, Radek, Jiří ADAMOVIČ a Václav CÍLEK. Vliv vody stékající po povrchu pískovců na mikrorelief pískovcových skalních útvarů. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010*. Česká geologická služba. 2011, s. 31-35. ISBN 978-80-7075-769-7; ISSN 0514-8057.

MIRIJOVSKÝ, Jakub. Sborník abstraktů ze sympozia GIS Ostrava 2008 = Collection of abstracts from symposium GIS Ostrava 2008: Hodnocení podmínek využitelnosti systému GPS jako zdroje geografických dat pro GIS v Národním parku České Švýcarsko. 1. vyd. Ostrava: Tanger, 2008. ISBN 978-80-254-1340-1.

MITÁŠOVÁ, Helena a Jaroslav HOFIERKA. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*. 1993, vol. 25, issue 6, s. 657-669. DOI: 10.1007/BF00893172. Dostupné z: <http://link.springer.com/10.1007/BF00893172>

MONTGOMERY, D. R. a W. E. DIETRICH. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. *Science*. 1992-02-14, vol. 255, issue 5046, s. 826-830. DOI: 10.1126/science.255.5046.826. Dostupné z: <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.255.5046.826>

MONTGOMERY, David R. a William E. DIETRICH. Where do channels begin?. *Nature*. 1988-11-17, vol. 336, issue 6196, s. 232-234. DOI: 10.1038/336232a0. Dostupné z: <http://www.nature.com/doi/10.1038/336232a0>

MONTGOMERY, David R. a Efi FOUFOULA-GEORGIU. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*. 1993, vol. 29, issue 12, s. 3925-3934. DOI: 10.1029/93WR02463. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/93WR02463>

MOORE, I. D., R. B. GRAYSON a A. R. LADSON. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological*

Processes. 1991, vol. 5, issue 1, s. 3-30. DOI: 10.1002/hyp.3360050103. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.3360050103>

MURAI, Shunji. Technical course: Digital Terrain Model. In: *Capital Normal University: College of Resource environment and Tourism* [online]. Beijing: Capital Normal University, 1999 [cit. 2014-02-24]. Dostupné z: <http://cret.cnu.edu.cn/syix/content/giswb/vol2/cp3/cp3-1.htm>

NETELER, Markus a Helena MITASOVA. *Open source GIS: a grass gis approach, third edition*. New York: Springer, 2007. ISBN 03-876-8574-X.

NEVRLÝ, Miloslav. *Chvály Zadní země: Labské pískovce*. Liberec: Vestri, 2002, 147 s. ISBN 80-903-0291-2.

O'CALLAGHAN, John F. a David M. MARK. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*. 1984, vol. 28, issue 3, s. 323-344. DOI: 10.1016/S0734-189X(84)80011-0. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0734189X84800110>

OLAYA, Victor. *A gentle introduction to SAGA GIS* [online]. Göttingen, Německo: The saga user group e. V., 2004 [cit. 2013-12-11]. Dostupné z: <http://www.saga-gis.org/en/about/references.html>

PACL, Aleš. AQUATEST, a.s. HYDROGEOLOGICKÝ MONITORING ČESKONĚMECKÝCH HRANIČNÍCH VOD V POVODÍ KAMENICE A KŘINCE: Závěrečná zpráva 2013/2014. 1. vyd. 2014, 74 s.

PAN, Feifei, Christa D. PETERS-LIDARD, Michael J. SALE a Anthony W. KING. A comparison of geographical information systems-based algorithms for computing the TOPMODEL topographic index. *Water Resources Research*. 2004, vol. 40, issue 6, n/a-n/a. DOI: 10.1029/2004WR003069. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2004WR003069>

PÁNEK, Karel a Tomáš ŠILHÁN. Blokovobahenní proudy v masivu Smrku. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*. 2007, s. 56-64. Dostupné z: <http://www.asg.sav.sk/gfsb/v071/gfsb070107.pdf>

PARSONS, Anthony. a Nicolas LEA. Overland flow hydraulics and erosion mechanics: An aspect-driven kinematic routing algorithm. London: UCL, 1992. ISBN 02-034-9866-6.

PODHORÁNYI, Michal, Jan UNUCKA, Pavel BOBÁL a Veronika ŘÍHOVÁ. Effects of Lidar DEM Resolution in Hydrodynamic Modelling: Model Sensitivity for Cross-Sections. In: 2011. vyd. Beijing: Taylor & Francis. ISSN 1753-8947.

POKORNÝ, Petr, Petr KUNEŠ a Vojtěch ABRAHAM. Holocenní vývoj vegetace v Českém Švýcarsku. In: BAUER, P., V. KOPECKÝ a J. ŠMUCLAR. *Labské pískovce - historie, příroda a ochrana území: [Elbsandsteingebirge - Geschichte, Ausstattung und Naturschutz] : sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 11. až 12. října 2007 v Děčíně u příležitosti 35. výročí vyhlášení CHKO Labské pískovce*. Děčín: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, Správa CHKO Labské pískovce, 2008. ISBN 978-80-87051-27-6.

POKORNÝ, Richard a Michal HOLEC. Jeskyně Ústeckého kraje: nekrasové podzemní objekty ve třetihorních vulkanitech, jejich původ, charakteristiky a biota. Praha: XYZ, 2009, 273 s., [32] s. obr. příl. ISBN 978-807-3882-877.

QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER a O. PLANCHON. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*. 1991, vol. 5, issue 1, s. 59-79. DOI: 10.1002/hyp.3360050106. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.3360050106>

RAPANT, Petr. Digitální modely reliéfu IX: Hodnocení kvality DMR. In: *Petr Rapant: osobní stránky* [online]. VŠB TUO Institut geoinformatiky, 2009 [cit. 2014-02-21]. Dostupné z: http://gis.vsb.cz/rapant/vyukove_materialy/LS/DMR/Prezentace/DMR_2009_IX.pdf

REED, Seann, David MAIDMENT a Jerome PATOUX. Spatial Water Balance of Texas: Surface Water Balance. In: *The University of Texas at Austin: Center for Research in Water Resources* [online]. Austin, 1997 [cit. 2014-02-25]. Dostupné z: <http://www.crrwr.utexas.edu/reports/1997/rpt97-1/SECT5.HTM>

SEIBERT, Jan a Brian L. MCGLYNN. A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models. *Water Resources Research*. 2007, vol. 43, issue 4, n/a-n/a. DOI: 10.1029/2006WR005128. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2006WR005128>

SKIDMORE, Andrew. *Environmental modelling with GIS and remote sensing*. 1st ed. London: Taylor, 2002, 268 s. ISBN 04-152-4170-7.

SMITH, Roderick. *Linux a hardware: Výběr, instalace a konfigurace komponent podporovaných Linuxem*. 1. vyd. Praha: Computer Press, 2001, 483 s. ISBN 80-722-6514-8.

ŠÍR, Boris Šír. MORFOMETRICKÁ ANALÝZA DIGITÁLNÍHO MODELU RELIÉFU MORAVSKOSLEZSKÝCH A ČESKÉ ČÁSTI SLEZSKÝCH BESKYD. *Geografická revue*. 2009, roč. 5, č. 2. Dostupné z: <http://geo.fpv.umb.sk/wp-content/uploads/2012/01/5-2.pdf>

ŠREJBER, Jan a Vladimír FÁREK. Extrémní povodně v Severních Čechách v letech 2009 a 2010. In: *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pŕoda-rastlina-atmosféra: 18. Posterový deň s medzinárodnou účasťou*. Bratislava: Ústav hydrologie SAV, 2010. ISBN 978-80-89139-21-7.

ŠVIHLA, Vladimír. VLIV LESA NA ODTOKOVÉ POMĚRY NA MALÉM POVODÍ. In: [online]. 2007 [cit. 2013-08-01]. Dostupné z: <http://www.silvarium.cz/lesnicka-prace-c-2-01/vliv-lesa-na-odtokove-pomery-na-malem-povodi>

TAGIL, Sermin a Jeff JENNESS. GIS-Based Automated Landform Classification and Topographic, Landcover and Geologic Attributes of Landforms Around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*. 2008-6-1, vol. 8, issue 6, s. 910-921. DOI: 10.3923/jas.2008.910.921. Dostupné z: <http://www.scialert.net/abstract/?doi=jas.2008.910.921>

TARBOTON, David G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*. 1997, vol. 33, issue 2, s. 309-319. DOI: 10.1029/96WR03137. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/96WR03137>

TARBOTON, David. Terrain Analysis Using Digital Elevation Models in Hydrology. In: *Utah State University: Hydrology Research Group* [online]. Logan, USA: Utah State University, 2003 [cit. 2014-02-27]. Dostupné z: http://www.neng.usu.edu/cee/faculty/dtarb/ESRI_paper_6_03.pdf

TAYLOR, R. Interpretation of the Correlation Coefficient: A Basic Review. *Journal of Diagnostic Medical Sonography*. 1990-01-01, vol. 6, issue 1, s. 35-39. DOI: 10.1177/875647939000600106. Dostupné z: <http://jdm.sagepub.com/cgi/doi/10.1177/875647939000600106>

TEEGAVARAPU, Ramesh S. *Floods in a changing climate: Extreme Precipitation*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012, xvii, 269 pages. ISBN 978-110-7018-785.

TIANQI, AO, KUNIYOSHI TAKEUCHI, HIROSHI ISHIDAIRA, JUNICH YOSHITANI a KAZUHIKO FUKAMI. Development and application of a new algorithm for automated pit removal for grid DEMs. *Hydrological Sciences Journal*. 2003, vol. 48, issue 6, s. 985-997. DOI: 10.1623/hysj.48.6.985.51423. Dostupné z: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1623/hysj.48.6.985.51423>

TOMA, Laura, Rajiv WICKREMESINGHE, Lars ARGE, Jeffery S. CHASE, Jeffery Scott VITTER, Patrick N. HALPIN a Dean URBAN. Flow computation on massive grids. *Proceedings of the ninth ACM international symposium on Advances in geographic information systems - GIS '01*. New York, New York, USA: ACM Press, 2001, s. 82-. DOI: 10.1145/512161.512180. Dostupné z: <http://portal.acm.org/citation.cfm?doid=512161.512180>

TROMMLER, Marcus. TU DRESDEN. INTERREG IIIA GeNeSiS „Geoinformation Networks for the cross- border National Park: Metadata Report. Dresden, 2006, 28 s.

ULIČNÝ, David a Jiří LAURIN. Nové poznatky v sedimentární geologii západní části české křídly. In: BAUER, P., V. KOPECKÝ a J. ŠMUCLAR. *Labské pískovce - historie, příroda a ochrana území: [Elbsandsteingebirge - Geschichte, Ausstattung und Naturschutz] : sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 11. až 12. října 2007 v Děčíně u příležitosti 35. výročí vyhlášení CHKO Labské pískovce*. Děčín: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, Správa CHKO Labské pískovce, 2008. ISBN 978-80-87051-27-6.

UNUCKA, Jan. Enviromentální modelování 1: Hydrologické modelování, základní principy, nástroje a napojení na GIS. 1. vyd. Ostrava: Ostravská Univerzita, 2014.

UNUCKA, Jan. Možnosti propojení GIS a environmentálních modelů pro potřeby krizového řízení a ochrany přírody. Ostrava, 2010. Habilitační práce. VŠB-TU.

VALEČKA, Jaroslav. STRUKTURNÍ POZICE DOUBICKÉHO A ČESKOKAMENICKÉHO ZLOMOVÉHO POLE U ČESKÉ KAMENICE. *Geoscience Research Reports for 2007*. 2008, s. 73-73. Dostupné z: <http://www.geology.cz/zpravy/obsah/2007/2007-18.pdf>

VEN TE CHOW, David R. *Applied hydrology*. International ed. Singapore: McGraw-Hill, 1988. ISBN 00-710-0174-3.

WAGENER, Thorsten, Howard WHEATER a Hoshin V GUPTA. *Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments*. Hackensack, N.J.: Distributed by World Scientific, c2004, xxv, 306 p. ISBN 18-609-4466-3.

WAINWRIGHT, John a Mark MULLIGAN. *Environmental modelling: Finding simplicity in complexity*. Hoboken, NJ: Wiley, c2004, xxii, 408 p. ISBN 04-714-9618-9.

WOLOCK, David M. a Gregory J. MCCABE. Comparison of Single and Multiple Flow Direction Algorithms for Computing Topographic Parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*. 1995, vol. 31, issue 5, s. 1315-1324. DOI: 10.1029/95WR00471. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/95WR00471>

Česká republika. Vyhláška č. 5/2011 Sb., o vymezení hydrogeologických rajonů a útvarů podzemních vod, způsobu hodnocení stavu podzemních vod a náležitostech programů zjišťování a hodnocení stavu podzemních vod. In: *Sbírka zákonů*. 2011. Dostupné z: http://eagri.cz/public/web/mze/legislativa/pravni-predpisy-mze/tematicky-prehled/Legislativa-MZe_uplna-zneni_vyhlaska-2011-5.html

AGENTURA OCHRANY PŘÍRODY A KRAJINY ČESKÉ REPUBLIKY. *Správa CHKO Labské pískovce a KS Ústí nad Labem: Charakteristika oblasti* [online]. 2014. vyd. Děčín [cit. 2014-03-12]. Dostupné z: <http://labskepiskovce.ochranaprirody.cz/zakladni-udaje-o-chko/>

Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1.

Digitální model reliéfu České republiky 5. generace. ČESKÝ ÚSTAV ZEMĚMĚŘIČSKÝ A KATASTRÁLNÍ. *Geoportál ČUZK* [online]. Praha [cit. 2014-05-14]. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/%28S%28k4avc145hotcrzm5x4tuer55%29%29/Default.aspx?lng=CZ&mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR5G-V&mapid=8&menu=302>

GRASS GIS 6.4.4svn: Reference Manual. GRASS DEVELOPMENT TEAM / OSGEO. [online]. 2014. vyd. [cit. 2014-02-21]. Dostupné z: <http://grass.osgeo.org/grass64/manuals/index.html>

ČR. Vyhláška č. 393/2010 Sb., o oblastech povodí. In: *Sbírka zákonů*. 1.1.2011, 393/2010 Sb., 141/2010. Dostupné z: http://eagri.cz/public/web/mze/legislativa/pravni-predpisy-mze/tematicky-prehled/Legislativa-MZe_uplna-zneni_vyhlaska-2010-393.html

Sacramento Soil Moisture Accounting model (SAC-SMA): Hydrological Forecasting Systems & Software. *Russian State Hydrometeorological University (RSHU)* [online]. [cit. 2014-02-19]. Dostupné z: http://splsplus.net/eng_models.htm

Národní park České Švýcarsko a blízká chráněná území: Příroda a krajina. SPRÁVA NÁRODNÍHO PARKU ČESKÉ ŠVÝCARSKO. *Správa Národního parku České Švýcarsko* [online]. Krásná Lípa [cit. 2014-03-12]. Dostupné z: <http://www.npcs.cz/narodni-park-ceske-svycarsko-blizka-chranena-uzemi>

PEARSON'S CORRELATION COEFFICIENT r (Critical Values). SCHOOL OF INTEGRATIVE BIOLOGY. [online]. USA, Illinois, 2009 [cit. 2014-05-07]. Dostupné z: <http://www.life.illinois.edu/ib/203/Fall%2009/PEARSONS%20CORRELATION%20COEFFICIENT%20TABLE.pdf>

Seznam obrázků

OBRÁZEK 1 HRANICE A ZONACE NÁRODNÍHO PARKU ČESKÉ ŠVÝCARSKO (SPRÁVA NÁRODNÍHO PARKU ČESKÉ ŠVÝCARSKO).....	15
OBRÁZEK 2 VYMEZENÍ POLOHY NP ČESKÉ ŠVÝCARSKO V RÁMCI GEOMORFOLOGICKÝCH OKRSKŮ (AOPK)	16
OBRÁZEK 3 SKALNÍ CHODBA A SKALNÍ BRÁNA V PRAMENNÉ OBLASTI SUCHÉ BĚLÉ	19
OBRÁZEK 4 GEOLOGICKÁ MAPA POVRCHU ČESKÉHO ŠVÝCARSKA. SVĚTLE ZELENĚ KŘEMENNÉ PÍSKOVCE, ŠEDĚ A FIALOVĚ BAZALTOVÉ VULKANITY, RŮŽOVÁ A SVĚTLE RŮŽOVÁ GRANITY A GRANODIORITY LUŽICKÉHO PLUTONU, BÍLE SPRÁŠE A SPRÁŠOVÉ HLÍNY (AOPK).....	22
OBRÁZEK 5 KRAJINNÝ POKRYV NA ÚZEMÍ NP (HRANICE VYZNAČENY ČERVENOU LINIÍ) A V OKOLÍ. REKLASIFIKOVANÁ DATA Z DRUŽICE CORINE, 2006 (AOPK)	24
OBRÁZEK 6 KLIMATICKÉ OBLASTI DLE QUITTA (ATLAS PODNEBÍ ČESKA, 2007).....	25
OBRÁZEK 7 16.2.2011, SEDLO MEZI VĚTROVCEM A MALOU PRAVČICKOU BRANOU (CCA 370 M N.M.) A DNO DLOUHÉHO DOLU (CCA 300 M N. M.). VZDÁLENOST VZDUŠNOU ČAROU CCA 400 M, ROZDÍL TEPLOT VZDUCHU CCA 8 °C.....	26
OBRÁZEK 8 PRŮMĚRNÉ ROČNÍ TEPLoty VZDUCHU (VLEVO) VE °C A PRŮMĚRNÉ ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK (VPRAVO) V MM (ATLAS PODNEBÍ ČESKA).....	28
OBRÁZEK 9 PRŮMĚRNÝ SEZÓNŇÍ (ZIMNÍ OBDOBÍ) POČET DNÍ SE SNĚHOVOU POKRÝVKOU (ATLAS PODNEBÍ ČESKA).....	30
OBRÁZEK 10 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ PRŮTOKY KAMENICE ($m^3 \cdot s^{-1}$) ZE STANICE HŘENSKO DLE ČHMÚ.....	33
OBRÁZEK 11 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ PRŮTOKY KŘINICE ($m^3 \cdot s^{-1}$) ZE STANICE KIRNITZTAL DLE LFÜLG.	33
OBRÁZEK 12 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY KŘINICE A KAMENICI ZA HYDROLOGICKÝ ROK 2011. DATA ZE STANICE HŘENSKO – ČHMÚ, OSTATNÍ STANICE AQUATEST A.S. (PAČL, 2014)	34
OBRÁZEK 13 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY KŘINICE A KAMENICI ZA HYDROLOGICKÝ ROK 2012 (PAČL, 2014).....	35
OBRÁZEK 14 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY KŘINICE A KAMENICI ZA HYDROLOGICKÝ ROK 2013 (PAČL, 2014).....	36
OBRÁZEK 15 ČASOVÝ PRŮBĚH VÝŠEK VODNÍ HLADINY (CM) NA KAMENICI ZA POVODNÍ 2009, 2010 (ŠREJBER, FÁREK 2010)	37
OBRÁZEK 16 RYBNÍK (KLAUZA?) NA JETŘICHOVICKÉM POTOCE A ZDROJNICE KOUTSKÉHO POTOKA.....	38
OBRÁZEK 17 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA DLE MAPOVÝCH PODKLADŮ DIBAVOD (VÚV). NESPOJITÝ POTOK OZNAČEN ČERVENOU ŠÍPKOU.....	39
OBRÁZEK 18 VÝVOJ VODÁRENSKÝCH ODBĚRŮ V PRAMENIŠTI HŘENSKO (PAČL, 2014).....	41

OBRÁZEK 19 OBJEKTY MĚŘENÍ A HYDROIZOHYPSE KOLEKTORU BC (PAČL 2014).....	42
OBRÁZEK 20 PLOŠNÝ POVRCHOVÝ ODTOK NA VODOU ZCELA SATUROVANÉM DNĚ DLOUHÉHO DOLU A SOUSTŘEDĚNÝ ODTOK V OBLASTI ČESKÉ SILNICE (2010).....	43
OBRÁZEK 21: SCHÉMA DISTRIBUCE SLOŽEK ODTOKU V RÁMCI MODELU SACRAMENTO (SAC-SMA) (RSHU, 2014).....	45
OBRÁZEK 22 KONCEPT S DYNAMICKOU ZDROJOVOU OBLASTÍ - VÝVOJ (VENTECHOW 1988)	48
OBRÁZEK 23 TYPY POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE JEHO GENEZE (BEVEN 2001).....	49
OBRÁZEK 24 FORMY PREZENTOVÁNÍ DAT V DTM (MOORE, 1991)	50
OBRÁZEK 25 MOŽNÉ VARIANTY ŘEŠENÍ DEPRESÍ V DEM (JACKSON, 2013).....	52
OBRÁZEK 26 NÁSLEDKY NEVHODNĚ ZVOLENÉHO ALGORITMU NA ODSTRAŇOVÁNÍ DEPRESÍ V DEM (JACKSON, 2013).....	54
OBRÁZEK 27 LINIOVÁ STRUKTURA NA GRIDU FA, PŮSOBÍCÍ JAKO CHYBA INTERPOLACE. VE SKUTEČNOSTI JDE O TĚLESO LESNÍ CESTY (JÍVINSKÝ POTOK)	54
OBRÁZEK 28 POROVNÁNÍ PREZENTACE RELIÉFU KRAJINY POMOCÍ DEM A GRIDU STÍNOVANÉHO RELIÉFU	55
OBRÁZEK 29 ELEMENTÁRNÍ MŘÍŽKA 3X3 BUŇKY S ROZDÍLNOU ELEVACÍ, ŘEŠENÁ ALGORITMY PRO VÝPOČET SMĚRU ODTOKU	58
OBRÁZEK 30 EXTRAKCE ZÁKLADNÍ MAPY ODTOKU Z GRIDU ELEVACÍ (REED, 1997)	60
OBRÁZEK 31 SPECIFICKÁ PŘÍSPÍVAJÍCÍ PLOCHA V TARBOTONOVĚ POJETÍ (TARBOTON, 2003)	61
OBRÁZEK 32 PRINCIP CONTOUR LENGTH V QUINNĚ POJETÍ. ROZDÍLNÉ DÉLKY VRSTEVNICOVÉHO ÚSEKU PRO KARDINÁLNÍ A DIAGONÁLNÍ SMĚRY (QUINN, 1991)	61
OBRÁZEK 33 DIVERGENCE A KONVERGENCE ODTOKU V ZÁVISLOSTI NA TVARU VRSTEVNIC (MATHIS 2007)	62
OBRÁZEK 34 MAPA FA V POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ VYTVOŘENÁ SFD (R.WATERSHED) A MFD ALGORITMEM (R.TERRAFLOW)	64
OBRÁZEK 35 TVORBA UMĚLÝCH PARALELNÍCH LINÍ NA PLOCHÉ ČÁSTI SVAHU A JEJICH NEPŘIROZENÁ KONCENTRACE V DOLNÍ ČÁSTI PLOCHÉHO SVAHU PŘI POUŽITÍ SFD ALGORITMU (R.WATERSHED), SUCHÁ BĚLÁ, OBLAST POD STRÍBRNÝMI STĚNAMI.	64
OBRÁZEK 36 TVORBA FLOW PIPES V POJETÍ MODELU DEMON (COSTA-CABRAL, BURGÉS, 1994).....	66
OBRÁZEK 37 PRINCIP URČOVÁNÍ SMĚRU ODTOKU ALGORITMEM SFDĪNF. – FASETY S RŮZNÝM SKLONEM (TARBOTON, 1997)	67
OBRÁZEK 38 TARBOTONOVO SROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ SFD8 A SFDĪNF. (VPRAVO) ALGORITMU (TARBOTON 2003)	67

OBRÁZEK 39 MFD_{∞} ČERVENÝMI ČARAMI VYZNAČENY TROJÚHELNÍKOVÉ FASETY, JIMIŽ JSOU PROLOŽENY ROVINY VÝPOČTU, ZELENÉ ŠIPKY ZNÁZORŇUJÍ SMĚRY ODTOKU DLE ALGORITMU MFD_{∞} . AČKOLIV ŘEŠENÁ BUŇKA SOUSEDÍ SE ČTYŘMI NÍŽE POLOŽENÝMI, ODTOK JE REALIZOVÁN POUZE DO DVOU. (BARTÁK 2008 DLE SEIBERT, MCGLYNN 2007).....	71
OBRÁZEK 40 VÝSLEDKY RŮZNÝCH ALGORITMŮ NA DIVERGENTNÍM RELIÉFU: A.) SFD8 B.) MFD8 C.) SFD $_{\infty}$ D.) MFD_{∞} (SEIBERT, MCGLYNN, 2007).....	72
OBRÁZEK 41 PODÉLNÝ VÝŠKOVÝ PROFIL TOKU SUCHÉ BĚLÉ ODVOZENÝ V SYSTÉMU GRASS GIS.....	74
OBRÁZEK 42 VE VLOŽENÉM OBRÁZKU VÝŠKOVÝ PROFIL NAPŘÍČ OSOU POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA VEDENÝ DLE ZELENÉ PŘERUŠOVANÉ ČÁRY. GRASS GIS	74
OBRÁZEK 43 ÚDOLÍ STŘEDNÍHO TOKU SUCHÉ BĚLÉ	76
OBRÁZEK 44 POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ PREZENTOVANÉ VRSTEVNICOVÝM MODELEM (ZABAGED) A MAPOU STÍNOVANÉHO RELIÉFU ODVOZENÉHO V SYSTÉMU GRASS GIS MODULEM R.SHADED.RELIEF S DEM GENESIS	76
OBRÁZEK 45 GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ GIBBSOVA JEVU. POSTUP OD SUROVÝCH, DAT SE SKOKOVOU ZMĚNOU HODNOT (A) PO FINÁLNÍ TVAR (F) S UMĚLÝMI MINIMY A MAXIMY.....	80
OBRÁZEK 46 VLEVO PŘEVIS NAD KORYTEM SUCHÉ BĚLÉ, VPRAVO ČERNÁ BRÁNA NAD KORYTEM ČERVENÉHO POTOKA.....	81
OBRÁZEK 47 DRÁHA ODTOKU PŘES PLOŠINU ŘEŠENÁ SFD ALGORITMEM GRADIENTU KE SPODNÍMU OKRAJI (PAN, PETERS-LIDARD, 2004)	84
OBRÁZEK 48 METODA GRADIENTU KE SPODNÍMU OKRAJI. V LEVÉM RASTRU JSOU VÝŠKY. V PRAVÉM RASTRU JSOU SMĚRY ODTOKU; MALÁ ČÍSLA V PRAVÉM ROHU BUNĚK PLOŠINY ZNAČÍ V KOLIKÁTÉ ITERACI BYL BUŇCE PŘÍRAZEN SMĚR ODTOKU.....	85
OBRÁZEK 49 SNÍMANÁ OBLAST OBOU NÁRODNÍCH PARKŮ (TROMMLER, 2006).....	86
OBRÁZEK 50 ROZDĚLENÍ RELATIVNÍCH HUSTOT POČTU NASKENOVANÝCH BODŮ (LIDAR) NA m^2 (TROMMLER, 2006)	88
OBRÁZEK 51 POROVNÁNÍ VÝSTUPŮ DTM (VLEVO) A DSM (VPRAVO) TOTOŽNÉ OBLASTI POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ A KÓTY GROBER WINTERBERG. STÍNOVANÝ RELIEF.	88
OBRÁZEK 52 MAPA ROZDÍLŮ DEM SE ZAPLNĚNÝMI “ONE-CELL PITS” A PŮVODNÍHO DEM A JEJÍ UVIVARIANTNÍ STATISTIKA. POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ /GRASS GIS/	89
OBRÁZEK 53 POROVNÁNÍ FORMÁTŮ DATASETU GENESIS. VLEVO NAHOŘE DSM, VPRAVO NAHOŘE DTM, VLEVO DOLE CIR, VPRAVO DOLE RGB. VŠECHNY ČTYŘI SNÍMKY ZACHYCUJÍ TOTOŽNOU OBLAST ŠTERNBERK – BRTNÍKY V HORNÍ ČÁSTI POVODÍ BRTNICKÉHO POTOKA.	90
OBRÁZEK 54 KLAD MAPOVÝCH LISTŮ PROJEKTU GENESIS (TROMMLER, 2006)	91
OBRÁZEK 55 UKÁZKA PYTHONOVSKÉHO GUI SYSTÉMU GRASS GIS.). POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ.	93

OBRÁZEK 56 UKÁZKA UŽIVATELSKÉHO ROZHRAŇÍ MODELU MIKE SHE. MODELOVÁNÍ POVRCHOVÉHO ODTOKU NA POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ.....	94
OBRÁZEK 57 UKÁZKA UŽIVATELSKÉHO ROZHRAŇÍ SYSTÉMU SAGA GIS. POVODÍ SLOUPSKÉHO POTOKA.....	95
OBRÁZEK 58 UKÁZKA UŽIVATELSKÉHO ROZHRAŇÍ KOMPONENTY ARCMAP SYSTÉMU ARCGIS. VÝSTUP MODELU MIKE SHE – VÝŠKA POVRCHOVÉHO ODTOKU NA POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ, IMPORTOVANÁ DO PROSTŘEDÍ ARCGIS.....	96
OBRÁZEK 59 POSTUP TVORBY DEM POVODÍ Z PŮVODNÍCH MAPOVÝCH LISTŮ PROJEKTU GeNeSiS. 1.) SLEPENÍ MAPOVÝCH LISTŮ 2.) OBARVENÍ A TVORBA STÍNOVANÉHO RELIÉFU 3.) TVORBA SUBPOVODÍ MODULEM R.WATERSHED 4.) VÝBĚR SUBPOVODÍ, SLOUČENÍ V JEDNO A OŘÍZNUTÍ MASKOU.....	102
OBRÁZEK 60 ČÁST POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ S LINIEMI NA TERÉNNÍCH HRANÁCH, PODOBNÝMI CHYBÁM Z INTERPOLACE ZPŮSOBENÝM GIBBSOVÝM JEVEEM. VE SKUTEČNOSTI JDE O LESNÍ ASFALTOVOU CESTU. VLEVO STÍNOVANÝ RELIÉF, VPRAVO MAPA FA Z MODULU R.TERRAFLOW.....	105
OBRÁZEK 61 DEM ZE VŠECH POSKYTNUTÝCH MAPOVÝCH LISTŮ S VYZNAČENÍ ANALYZOVANÝCH POVODÍ. ČERNOU LINÍ JSOU VYZNAČENY ROZVODNICE ZKOUMANÝCH POVODÍ. ZKRATKAMI JEJICH NÁZVY. GRASS GIS.....	106
OBRÁZEK 62 Klad listů projektu GeNeSiS, listy poskytnuté správou NPCs (se znázorněným výškovým modelem), plocha zkoumaných povodí (poloprůhledná šedá) a hranice NP České Švýcarsko (červeně) (GRASS GIS).....	110
OBRÁZEK 63 RONOVÁ RÝHA A JEJÍ POLOHA NA MAPĚ FA V POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ.....	112
OBRÁZEK 64 ZÁKLADNÍ SCHÉMA POSTUPU PRACÍ A HLAVNÍCH POUŽÍVANÝCH MODULŮ.....	117
OBRÁZEK 65 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO A ČERVENÉHO POTOKA – RGB ORTOFOTO MAPA (MAPY.CZ)..	118
OBRÁZEK 66 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO A ČERVENÉHO POTOKA – VRSTEVNICOVÁ MAPA (MAPY.CZ)...	118
OBRÁZEK 67 JETŘICHOVICKÉHO A ČERVENÝ POTOK – SLOŽENÁ MAPA ELEVACÍ (DEM GeNeSiS) A STÍNOVANÉHO RELIÉFU.....	119
OBRÁZEK 68 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO A ČERVENÉHO POTOKA – MAPA STANDARDIZOVANÝCH VÝŠEK S BAREVNOU ŠKÁLOU ZVÝRAZŇUJÍCÍ DNA ROKLÍ (ŽLUTÁ BARVA) (SAGA GIS).....	119
OBRÁZEK 69 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO A ČERVENÉHO POTOKA – REKLASIFIKOVANÁ MAPA STANDARDIZOVANÝCH VÝŠEK PROLOŽENÁ DO MAPY STÍNOVANÉHO RELIÉFU (GRASS GIS).....	120
OBRÁZEK 70 UPRAVENÝ RASTR STANDARDIZOVANÝCH VÝŠEK S BAREVNOU PREFERENCÍ VYŠŠÍCH POLOH (PÍSKOVCOVÝCH SKAL A NEOVULKANITŮ /SAGA GIS/.....	122
OBRÁZEK 71 HYPOMETRICKÉ KŘIVKY POVODÍ ČERVENÉHO POTOKA, JETŘICHOVICKÉ BĚLÉ, JETŘICHOVICKÉHO POTOKA, KOUTSKÉHO POTOKA A SUCHÉ BĚLÉ.....	125
OBRÁZEK 72 MAPA DÉLEK SVAHŮ V REGIONU ČESKO-SASKÉHO ŠVÝCARSKA /SAGA GIS/.....	126

OBRÁZEK 73 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA ...	128
OBRÁZEK 74 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	128
OBRÁZEK 75 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	129
OBRÁZEK 76 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	129
OBRÁZEK 77 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA ...	130
OBRÁZEK 78 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	130
OBRÁZEK 79 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	131
OBRÁZEK 80 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	131
OBRÁZEK 81 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	132
OBRÁZEK 82 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	132
OBRÁZEK 83 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	133
OBRÁZEK 84 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	133
OBRÁZEK 85 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	134
OBRÁZEK 86 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	134
OBRÁZEK 87 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	135
OBRÁZEK 88 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	135
OBRÁZEK 89 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	136
OBRÁZEK 90 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	136
OBRÁZEK 91 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	137
OBRÁZEK 92 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	137
OBRÁZEK 93 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	138
OBRÁZEK 94 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	138
OBRÁZEK 95 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	139
OBRÁZEK 96 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	139
OBRÁZEK 97 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	140
OBRÁZEK 98 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	140
OBRÁZEK 99 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA.....	141
OBRÁZEK 100 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	141
OBRÁZEK 101 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA..	142
OBRÁZEK 102 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	142

OBRÁZEK 103 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	143
OBRÁZEK 104 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	143
OBRÁZEK 105 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	144
OBRÁZEK 106 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	144
OBRÁZEK 107 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	145
OBRÁZEK 108 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	145
OBRÁZEK 109 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	146
OBRÁZEK 110 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	146
OBRÁZEK 111 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	147
OBRÁZEK 112 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	147
OBRÁZEK 113 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	148
OBRÁZEK 114 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	148
OBRÁZEK 115 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	149
OBRÁZEK 116 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	149
OBRÁZEK 117 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	150
OBRÁZEK 118 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	150
OBRÁZEK 119 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	151
OBRÁZEK 120 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	151
OBRÁZEK 121 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	152
OBRÁZEK 122 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	152
OBRÁZEK 123 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	153
OBRÁZEK 124 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	153
OBRÁZEK 125 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	154
OBRÁZEK 126 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	154
OBRÁZEK 127 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	155
OBRÁZEK 128 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	155
OBRÁZEK 129 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	156
OBRÁZEK 130 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	156
OBRÁZEK 131 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA .	157
OBRÁZEK 132 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)....	157

OBRÁZEK 133 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA..	158
OBRÁZEK 134 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	158
OBRÁZEK 135 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA..	159
OBRÁZEK 136 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	159
OBRÁZEK 137 VÝŠKOVÉ POMĚRY POVODÍ A LINIE TOKŮ ODPOVÍDAJÍCÍ MIN. POVODÍ O VELIKOSTI 5HA..	160
OBRÁZEK 138 HODNOTY AKUMULACE POVRCHOVÉHO ODTOKU DLE MODULU R.TERRAFLOW (MFD)	160
OBRÁZEK 139 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO MODŘE SÍŤ TOKŮ DLE DIBAVOD, ZELENĚ ÚDOLNICE GENEROVANÉ EXTENZÍ AGPOSUDEK. PATRNÝ PRŮBĚH ÚDOLNICE DO TÁBOROVÉHO DOLU I SEGMENT TOKU V MALÉM MOKRÉM DOLE.....	161
OBRÁZEK 140 ANALÝZA PROFILU HODNOT FA (ZELENÁ ČÁRA PŘÍČNĚ POVODÍM) INDIKUJÍCÍMI HLAVNÍ TOKY V POVODÍ.....	162
OBRÁZEK 141 ROZDĚLENÍ POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA NA VÝZNAMNÁ SUBPOVODÍ. NEJVĚTŠÍ PLOCHU, PRŮMĚRNÉ, KUMULATIVNÍ A MAXIMÁLNÍ HODNOTY FA MÁ JV SUBPOVODÍ VYZNAČENÉ SVĚTLE ORANŽOVOU BARVOU	163
OBRÁZEK 142 DALŠÍ DĚLENÍ NA SUBPOVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA V OBLASTI MOKRÉHO A TÁBOROVÉHO DOLU. NEJVĚTŠÍ PLOCHU, PRŮMĚRNÉ, KUMULATIVNÍ A MAXIMÁLNÍ HODNOTY FA MÁ V SUBPOVODÍ VYZNAČENÉ ZELENOU BARVOU.....	163
OBRÁZEK 143 DALŠÍ DĚLENÍ NA SUBPOVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA V OBLASTI KRAMÁŘOVA A TÁBOROVÉHO DOLU. NEJVĚTŠÍ PLOCHU, PRŮMĚRNÉ, KUMULATIVNÍ A MAXIMÁLNÍ HODNOTY FA MÁ JV SUBPOVODÍ VYZNAČENÉ ZELENOU BARVOU. DOPLNĚN PROFIL HODNOTA FA NAD SOUTOKEM OBOU TOKŮ.....	164
OBRÁZEK 144 POVODÍ ČERVENÉHO POTOKA V PROSTŘEDÍ ARCGIS. MODŘE SÍŤ TOKŮ DLE DIBAVOD, ZELENĚ ÚDOLNICE GENEROVANÉ EXTENZÍ AGPOSUDEK.	165
OBRÁZEK 145 ROZDĚLENÍ POVODÍ ČERVENÉHO POTOKA NA VÝZNAMNÁ SUBPOVODÍ. NEJVĚTŠÍ PLOCHU, PRŮMĚRNÉ, KUMULATIVNÍ A MAXIMÁLNÍ HODNOTY FA MÁ V SUBPOVODÍ VYZNAČENÉ ČERVENOU BARVOU.....	166
OBRÁZEK 146 DALŠÍ DĚLENÍ NA SUBPOVODÍ ČERVENÉHO POTOKA	166
OBRÁZEK 147 LOKALIZACE PRAMENNÉ OBLASTI DO BŘEZOVÉHO DOLU. HODNOTY FA PŘED SOUTOKEM TŘÍ DÍLČÍCH TOKŮ.....	167
OBRÁZEK 148 SOUTOK TOKŮ ZE STŘELECKÉHO A KRAHUJČÍHO DOLU NA MAPĚ HODNOT FA. KROUŽKY VYZNAČENA MÍSTA, KDE JE ODTOK REALIZOVÁN PŘES JEDINOU BUŇKU A LZE ODEČÍST HODNOTY FA PRO DANÝ TOK.....	168
OBRÁZEK 149 POROVNÁNÍ GRIDŮ FA VYPOČTENÝCH POMOCÍ ROZDÍLNÝCH ALGORITMŮ URČOVÁNÍ FD. POZORUHODNÉ JSOU ZEJM. ROZDÍLY V PLOCHÉM SVAHU ČI TVORBA DISKRÉTNÍCH SMĚRŮ ODTOKU U	

SFD D8 ALGORITMŮ. NA PRVNÍM SNÍMKU DEM PREZENTOVANÉHO ÚZEMÍ. POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ	172
OBRÁZEK 150 DETAILNÍ VÝŘEZ GRIDU FA (VELIKOST PIXELU 1 X 1 M) V ÚDOLNICI. NA PRVNÍM SNÍMKU ANALYZOVANÝ PROSTOR. ZJEVNÉ ROZDÍLY V DIVERGENCI A KONVERGENCI TOKU, JAKOŽ I PŘERUŠOVÁNÍ DRAH ODTOKU U VÝSLEDKŮ MODULU R.FLOW. POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ.....	173
OBRÁZEK 151 POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA. GRID VÝŠEK POVRCHOVÉHO ODTOKU MIKE SHE.	177
OBRÁZEK 152 DLOUHÁ BĚLÁ. REKLASIFIKOVANÉ RASTRY FA (R.TERRAFLOW) –ČERVENĚ A VÝŠKY ODTOKU (MIKE SHE) – ZELENĚ. HODNOTY 0 (MIMO KLASIFIKAČNÍ KRITÉRIUM) NAHRAZENY PRO PŘEHLEDNOST HODNOTAMI NULL (NO_DATA).....	178
OBRÁZEK 153 DLOUHÁ BĚLÁ. GRID VÝŠKY POVRCHOVÉHO (MIKE SHE) A NORMALIZOVANÝ V PROSTŘEDÍ SAGA GIS.....	179
OBRÁZEK 154 DLOUHÁ BĚLÁ. GRID VÝŠKY POVRCHOVÉHO ODTOKU (SIMWE)A NORMALIZOVANÝ V PROSTŘEDÍ SAGA GIS.....	179
OBRÁZEK 155 DLOUHÁ BĚLÁ. GRID FA VYPOČTENÝ MODELEM R.TERRAFLOW A NORMALIZOVANÝ V PROSTŘEDÍ SAGA GIS.....	179
OBRÁZEK 156 ČERVENÝ POTOK. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR. GRIDY VÝŠEK POVRCHOVÉHO ODTOKU, UPRAVENÉ MODULEM R.CLUMP, VYPOČTENÉ POMOCÍ MIKE SHE A R.SIM.WATER. SCREENSHOT PROSTŘEDÍ GRASS GIS.....	181
OBRÁZEK 157 SUCHÁ BĚLÁ. GRID FA MODULU R.TERRAFLOW UPRAVENÝ MODULEM R.CLUMP.....	181
OBRÁZEK 158 GRIDY UPRAVENÝCH (R.CLUMP) HODNOT VÝŠKY POVRCHOVÉHO ODTOKU VYPOČTENÉ MODELEM MIKE SHE (ŠEDÁ BARVA) A SIMWE (PASTELOVÉ BARVY) V JEDNOTLIVÝCH POVODÍCH	182
OBRÁZEK 159 POROVNÁNÍ VÝSTUPŮ MODULŮ R.COVAR A R.REGRESSION.LINE V PROSTŘEDÍ GRASS GIS. POVODÍ DLOUHÉ BĚLÉ.....	186
OBRÁZEK 160 POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ. ZONÁLNÍ STATISTIKA VÝSLEDKŮ DISTRIBUOVANÝCH MODELŮ MIKE SHE A SIMWE. POUŽITY JINÉ VSTUPNÍ PARAMETRY, NEŽ PŘI ANALÝZÁCH V RÁMCI DP (FÁREK, UNUCKA, 2011)	187
OBRÁZEK 161 KORELAČNÍ DIAGRAMY SE SPOJNICEMI TRENDU MEZI PRŮMĚRNÝMI HODNOTAMI FA VYPOČÍTANÝMI MODULEM R.TERRAFLOW A HODNOTAMI PLOCHY (M ²), POVRCHU (M ²), MELTONOVA INDEXU POVODÍ R, HYPOMETRICKÝM INTEGRÁLEM H _{INT} , PRŮMĚRNOU HODNOTOU TOPOGRAFICKÉHO INDEXU KONVERGENCE TCI, ABSOLUTNÍM SPÁDEM POVODÍ ΔH, DÉLKOU ÚDOLNICE L ₀ A KOEFICIENTEM TVARU POVODÍ A.....	194
OBRÁZEK 162 PRŮBĚH „STORMOVY LINIE“, ZVÝRAZNĚNA ZELENÝMI ŠÍPKAMI. ČERVENĚ HRANICE NP.	196
OBRÁZEK 163 KOLMÝ PROFIL POVRCHU DEM V MÍSTĚ, KDE JE LINIE TVOŘENA HLUBOKÝM ZÁŘEZEM VE SVAHU.....	196

OBRÁZEK 164 V PRAVÉ ČÁSTI SNÍMKU STÍNOVANÉHO RELIÉFU JASNĚ PATRNÝ SKALNÍ AMFITEÁTR PRAMENNÉ OBLASTI JESTŘÁBÍHO POTOKA.	197
OBRÁZEK 165 PRŮRVA JESTŘÁBÍHO POTOKA, V POZADÍ PATRNÉ DNO AMFITEÁTRU V PROSTORU „KALIŠŤATA“.	197
OBRÁZEK 166 V DOLNÍ ČÁSTI SNÍMKU PATRNÝ SKALNÍ AMFITEÁTR NAD RÁKOSOVÝM DOLEM. NA SKALNÍ PLOŠINĚ UPROSTŘED SNÍMKU VLČÍ HRÁDEK.	198
OBRÁZEK 167 VRSTEVNICOVÁ MAPA (MAPY.CZ) S ČERVENĚ VYZNAČENÝMI OBLASTMI OBOU AMFITEÁTRŮ.....	198
OBRÁZEK 168 DROBNÁ A ČASTÁ ROZDĚLOVÁNÍ TOKU V RÁMCI ŠIRŠÍHO KORYTA.....	201
OBRÁZEK 169 PŘÍKLADY UKONČOVÁNÍ LINIÍ ODTOKU U MODULU R.FLOW. SVAH KLESÁ ZPRAVA DOLEVA, KRÁTKÉ VÝPADKY JSOU DÁNY TÍM, ŽE PROFILOVÁ ŘADA NENÍ ZCELA ROVNOBĚŽNÁ S DRAHOU ODTOKU (KTERÁ NAVÍC MĚNÍ SMĚR) A MÍSTY PROTNE JIŽ UKONČENOU LINIÍ. POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ, NEPŘERUŠENÝ JV SVAH POD GROBER WINTERBERGEM.....	202
OBRÁZEK 170 POVODÍ DLOUHÉ, SUCHÉ BĚLÉ A GROBER ZSCHANDBACH V PROSTŘEDÍ ARCGIS. ZELENĚ ÚDOLNICE DLE EXTENZE AGPOSUDEK.....	209
OBRÁZEK 171 GRAFY ZÁVISLOSTI POČÁTKU KANÁLŮ NA SKLONU SVAHU A VELIKOSTI SBĚRNÉ PLOCHY. A-C JEDNOTLIVÉ SKOUMANÉ OBLASTI (OREGON, SEV. KALIFORNIE, J. KALIFORNIE), D-OBECNÁ KŘIVKA (MOTGOMERY, DIETRICH, 1992).....	211
OBRÁZEK 172 SKLON SVAHŮ DEM GeNEsIS. PRO VÝPOČET PRŮMĚRNÉHO SKLONU SVAHU BYLY ZOHLEDNĚNY POUZE ANALYZOVANÉ OBLASTI.	212
OBRÁZEK 173 INTERAKCE POVRCHOVÉHO ODTOKU S VRSTEVNICOVOU LESNÍ KOMUNIKACÍ. ZAKROUŽKOVANÉ OBLASTI SHORA: CESTA NENÍ PRO POVRCHOVÝ ODTOK PŘEKÁŽKOU, VODA JDE PŘES CESTU BEZ JAKÝCHKOLIV ZMĚN / KONCENTROVANÝ PROUD POVRCHOVÉHO ODTOKU JE VEDEN PO SVAHU PO CESTĚ, POTOM CESTU V PLOŠE OPOUŠTÍ / NEVÝRAZNÝ PLOŠNÝ POVRCHOVÝ ODTOK JE NA CESTĚ KONCENTROVÁN A V JEDINÉM BODĚ JÍ (ZA VÝRAZNÉHO LOKÁLNÍHO ZVÝŠENÍ HODNOT FA) / CESTA SBÍRÁ NEVÝRAZNÉ POLE POVRCHOVÉHO ODTOKU KTERÉ SE NA NÍ KONCENTRUJE A V JEDNOM BODĚ JÍ OPOUŠTÍ.....	218
OBRÁZEK 174 OBLAST DOLSKÉHO MLÝNA V POVODÍ DOLSKÉHO POTOKA 7. 8. 2010. NA ZAPLAVENÉ CESTĚ (VLOŽENÉ FOTO) DOSAHUJÍ HODNOTY FA URČENÉ MODULEM R.TERRAFLOW HODNOTY AŽ 1 890 000. (FOTO © PETR HLOUS).....	219
OBRÁZEK 175 UKÁZKA LESNÍ POROSTNÍ MAPY Z 19. STOLETÍ – VÝSEČ MAP VELKOSTATKU KAMENICE .	223
OBRÁZEK 176 MAPA LESNÍHO ZŘÍZENÍ VELKOSTATKU BYNOVEC Z ROKU 1788	223

Seznam tabulek

TABULKA 1 VYBRANÉ KLIMATOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY QUITTOVY KLASIFIKACE KLIMATU, OBLASTÍ ZASTOUPENÝCH V NPCS	26
TABULKA 2 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ TEPLoty VZDUCHU ZE STANICE DĚČÍN (U2DECI01) – 172M N. M. (°C).....	26
TABULKA 3 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ TEPLoty VZDUCHU ZE STANICE VARNSDORF (U2VARN01) – 367M N. M. (°C)	27
TABULKA 4 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ TEPLoty VZDUCHU ZE STANICE TOKÁŇ (U2TOKA01) – 402 M N. M. (°C). BEZOBSLUŽNÁ STANICE MIMO KOMPETENCI ČHMÚ S ODLIŠNOU METODIKOU MĚŘENÍ.	27
TABULKA 5 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK ZE STANICE TOKÁŇ (U2TOKA01) – 402 M N. M. (MM). BEZOBSLUŽNÁ STANICE MIMO KOMPETENCI ČHMÚ S ODLIŠNOU METODIKOU MĚŘENÍ.	28
TABULKA 6 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK ZE STANICE CHŘIBSKÁ (U2CHRI01) – 440 M N. M. (MM).....	28
TABULKA 7 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK ZE STANICE DĚČÍN (U2DECI01) – 172 M N. M. (MM).	29
TABULKA 8 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK ZE STANICE VARNSDORF (U2VARN01) – 367 M N. M. (MM).....	29
TABULKA 9 ČETNOSTI SMĚRŮ VĚTRU (V %) ZE STANIC DĚČÍN A VARNSDORF ZA OBDOBÍ LET 2004-2013 A ZE STANICE TOKÁŇ ZA ROKY 2009-2013	30
TABULKA 10 PŘEHLED DÍLČÍCH POVODÍ V POVODÍCH KAMENICE A KŘINICE DLE DIBAVOD PŘEVZATO Z (PAČL, 2014).....	32
TABULKA 11 VÝŠKY A OBJEMY ODTOKU BĚHEM POVODNÍ 2009 - 2010 NA KAMENICI (ŠREJBER, FÁREK, 2010)	35
TABULKA 12 RYCHLOST INFILTRACE V ZÁVISLOSTI NA TYPŮ PŮDY A INTENZITY SRÁŽEK PŘI RŮZNÝCH TYPECH SRÁŽEK (DAVIE, 2008)	46
TABULKA 13 PŘEHLED MORFOLOGICKÝCH PARAMETRŮ POPISUJÍCÍCH RELIÉF (MOORE, 1991).....	56
TABULKA 14 PŘEHLED VÝVOJE NEJROZŠÍŘENĚJŠÍCH ALGORITMŮ URČOVÁNÍ SMĚRU POVRCHOVÉHO ODTOKU (FD).....	73
TABULKA 15 POROVNÁNÍ VÝŠKOVÉ PŘESNOSTI DEM L6_4 (LIDAR) VŮČI ZAMĚŘENÝM REFERENČNÍM BODŮM (TROMMLER, 2006).....	88
TABULKA 16 SROVNÁNÍ ZATÍŽENÍ HW V ZÁVISLOSTI NA VELIKOSTI ANALYZOVANÉHO DEM	99
TABULKA 17 NÁZVY POVODÍ, JEJICH ZKRATEK, ČÍSLO HYDROLOGICKÉHO POŘADÍ (JSOU-LI K DISPOZICI) A PLCOHA POVODÍ URČENÁ POMOCÍ R. WATERSHED Z DEM PROJEKTU GENESIS.....	107

TABULKA 18 CELKOVÉ SOUČTY PLOCH ZKOUMANÝCH POVODÍ A JEJICH PODÍL NA PLOŠE NP ČESKÉ ŠVÝCARSKO	109
TABULKA 19 SROVNÁNÍ CELKOVÝCH PLOCHA A PLOCH REKLASIFIKOVANÝCH STANDARDIZOVANÝCH VÝŠEK.....	121
TABULKA 20 ZÁKLADNÍ VÝŠKOPISNÁ DATA Z DEM PROJEKTU GeNeSiS, NP ČESKÉ ŠVÝCARSKO A ZKOUMANÝCH POVODÍ. H_{\min} - NEJNIŽŠÍ NADMOŘSKÁ VÝŠKA, H_{\max} – NEJVYŠŠÍ NADMOŘSKÁ VÝŠKA, ΔH – VÝŠKOVÝ ROZSAH ÚZEMÍ, A – PLOCHA ÚZEMÍ, H_{INT} - HYPOMETRICKÝ INTEGRÁL, R – MELTONŮV INDEX POVODÍ.....	123
TABULKA 21 HODNOTY HYPOMETRICKÉHO INTEGRÁLU H_{INT} VE VYBRANÝCH POVODÍCH.....	125
TABULKA 22 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	128
TABULKA 23 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	128
TABULKA 24 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	129
TABULKA 25 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	129
TABULKA 26 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	130
TABULKA 27 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	130
TABULKA 28 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	131
TABULKA 29 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	131
TABULKA 30 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	132
TABULKA 31 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	132
TABULKA 32 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	133
TABULKA 33 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	133
TABULKA 34 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	134
TABULKA 35 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	134
TABULKA 36 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	135
TABULKA 37 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	135

TABULKA 38 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	136
TABULKA 39 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	136
TABULKA 40 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	137
TABULKA 41 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	137
TABULKA 42 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	138
TABULKA 43 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	138
TABULKA 44 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	139
TABULKA 45 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	139
TABULKA 46 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	140
TABULKA 47 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	140
TABULKA 48 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	141
TABULKA 49 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	141
TABULKA 50 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	142
TABULKA 51 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	142
TABULKA 52 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	143
TABULKA 53 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	143
TABULKA 54 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	144
TABULKA 55 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	144
TABULKA 56 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	145
TABULKA 57 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	145
TABULKA 58 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	146
TABULKA 59 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	146

TABULKA 60 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	147
TABULKA 61 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	147
TABULKA 62 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	148
TABULKA 63 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	148
TABULKA 64 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	149
TABULKA 65 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	149
TABULKA 66 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	150
TABULKA 67 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	150
TABULKA 68 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	151
TABULKA 69 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	151
TABULKA 70 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	152
TABULKA 71 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	152
TABULKA 72 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	153
TABULKA 73 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	153
TABULKA 74 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	154
TABULKA 75 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	154
TABULKA 76 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	155
TABULKA 77 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	155
TABULKA 78 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	156
TABULKA 79 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	156
TABULKA 80 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ.....	157
TABULKA 81 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA.....	157

TABULKA 82 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	158
TABULKA 83 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	158
TABULKA 84 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	159
TABULKA 85 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	159
TABULKA 86 PŘEHLED ZÁKLADNÍCH VÝŠKOPISNÝCH PARAMETRŮ POVODÍ	160
TABULKA 87 ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ UKAZATELE, PRŮMĚRNÉ HODNOTY INDEXU TCI A PRŮMĚRNÉ HODNOTY FA	160
TABULKA 88 POROVNÁNÍ PLOCH A HODNOT FA SUBPOVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA PŘI ZÁVĚREČNÉM ROZDĚLENÍ NA SUBPOVODÍ V PRAMENNÉ OBLASTI.	164
TABULKA 89 ZÁKLADNÍ HODNOTY FA NA ŠESTI EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍ VYPOČTENÉ RŮZNÝMI ALGORITMY URČOVÁNÍ SMĚRU ODTOKU Z BUŇKY.....	170
TABULKA 90 ODCHYLKY HODNOT VYPOČTENÝCH MODULEM R.FLOW A R.TERRAFLOW - MFD.....	174
TABULKA 91 ČERVENÝ POTOK. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	175
TABULKA 92 DLOUHÁ BĚLÁ. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	175
TABULKA 93 JETŘICHOVICKÝ POTOK. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	175
TABULKA 94 KACHNÍ POTOK. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	175
TABULKA 95 KOUTSKÝ POTOK. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	175
TABULKA 96 SUCHÁ BĚLÁ. KORELAČNÍ MATICE VÝSTUPŮ MODELŮ MIKE SHE, SIMWE A R.TERRAFLOW.	176
TABULKA 97 HODNOTY N (VELIKOST TESTOVANÝCH STATISTICKÝCH SOUBORŮ) KORELOVANÝCH POVODÍ..	176
TABULKA 98 KORELAČNÍ KOEFICIENTY MEZI UPRAVENÝMI (R.CLUMP) GRIDY VÝŠKY POVRCHOVÉHO ODTOKU VYPOČTENÝMI MODELÝ MIKE SHE A SIMWE (R.SIM.WATER). KORELACE POMOCÍ R.COVAR.	180
TABULKA 99 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ ČERVENÉHO POTOKA. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR.....	183
TABULKA 100 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ DLOUHÉ BĚLÉ. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR.....	183

TABULKA 101 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ JETŘICHOVICKÉHO POTOKA. KORELACE POMOCÍ R.COVAR.....	184
TABULKA 102 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ KACHNÍHO POTOKA. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR.	184
TABULKA 103 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ KOUTSKÉHO POTOKA. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR.	184
TABULKA 104 KORELAČNÍ MATICE VYBRANÝCH RASTRŮ POVODÍ SUCHÉ BĚLÉ. KORELACE POMOCÍ MODULU R.COVAR.	184
TABULKA 105 VÝSTUPY MODULU R.REGRESSION.LINE. HODNOTY KOEFICIENTU LINEÁRNÍ KORELACE R, POČET ČLENŮ TESTOVANÉHO SOUBORU N A HODNOTY F-TESTU. KORELACE GRIDŮ VÝŠEK POVRCHOVÉHO ODTOKU Z MODELŮ MIKE SHE A SIMWE.....	185
TABULKA 106 HODNOTY VÝŠEK POVRCHOVÉHO ODTOKU (MM) MODELŮ MIKE SHE A SIMWE PRO JEDNOTLIVÁ POVODÍ VYPOČTENÉ MODULEM R.UNIVAR. MAXIMÁLNÍ HODNOTY MIKE SHE (MAX. MIKE) A SIMWE (MAX. SIMWE) A PRŮMĚRNÉ HODNOTY MIKE SHE (MEAN.MIKE) A SIMWE (MEAN SIMWE).	186
TABULKA 107 ZÁKLADNÍ VÝŠKOPISNÉ, MORFO- A GEOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY ZKOUMANÝCH POVODÍ, PRŮMĚRNÉ FA Z MODULU R.TERRAFLOW.....	189
TABULKA 108 PEARSONOVY KORELAČNÍ KOEFICIENTY R A PRAVDĚPODOBNOSTI P MEZI PRŮMĚRNÝMI HODNOTAMI FA A VYBRANÝMI MORFOMETRICKÝMI PARAMETRY ZE ZKOUMANÝCH 33 POVODÍ. MODŘE STATISTICKY SILNĚ SIGNIFIKANTNÍ HODNOTY, ČERVENĚ HODNOTY STATISTICKY NESIGNIFIKANTNÍ.	190
TABULKA 109 POROVNÁNÍ KORELAČNÍCH KOEFICIENTŮ MEZI PRŮMĚRNOU VÝŠKOU POVRCHOVÉHO ODTOKU A PRŮMĚRNÝMI HODNOTAMI FA NA JEDNÉ STRANĚ A DÉLKAMI ÚDOLNIC VYPOČÍTANÝMI RŮZNÝMI METODAMI. DÉLKA ÚDOLNICE ODVOZENÁ Z DÉLKY TOKU URČENÉ MODULEM R.WATERSHED, DÉLKA ÚDOLNICE DLE EXTENZE AGPOSUDEK A DÉLKA ÚDOLNICE DEFINOVANÁ JAKO NEJKRATŠÍ SPOJNICE ÚSTÍ TOKU A NEJVZDÁLENĚJŠÍHO MÍSTA V POVODÍ. PEARSONOVY KORELAČNÍ KOEFICIENTY PRO N=6. KRITICKÁ HODNOTA KORELAČNÍHO KOEFICIENTU PRO A=0,05 ČINÍ 0,814.	191
TABULKA 110 DÉLKY ÚDOLNIC JAKO NEJKRATŠÍ VZDÁLENOST OD ÚSTÍ K NEJODLEHLEJŠÍMU BODU POVODÍ (JENÍČEK, 2011) - $L_{JENÍČEK}$, DÉLKY ÚDOLNICE SPOČÍTANÉ EXTENZÍ AGPOSUDEK (DÉLKY TOKU VČ. VZDÁLENOSTI OD PRAMENE K ROZVODNICI (KUŘÍK, 2003)) - $L_{U_{AGPOSUDEK}}$ A DÉLKY ÚDOLNICE ODVOZENÉ MODULEM R.WATESHED - $L_{K_{WATERSHED}}$ A K NIM PŘINÁLEŽEJÍCÍ KOEFICIENTY POVODÍ A. PROTÁHLÁ POVODÍ OZNAČENA ČERVENĚ, POVODÍ PŘECHODNÉHO TYPU MODŘE A VĚJÍROVITÁ POVODÍ ZELENEŽ (JENÍČEK, 2011).....	192
TABULKA 111 POROVNÁNÍ PLOCH POVODÍ DLE DEM GEŇESIS A DLE DIBAVOD, JEJICH ODCHYLKY.	193
TABULKA 112 MAXIMÁLNÍ A PRŮMĚRNÉ HLOUBKY ÚDOLÍ ANALYZOVANÝCH POVODÍ.	199

TABULKA 113 IMPLEMENTACE A KLASIFIKACE METOD POUŽÍVANÝCH VE VYBRANÝCH SRÁŽKO- ODTOKOVÝCH MODELECH. F-FYZIKÁLNĚ ZALOŽENÉ METODY, K-KONCEPTUÁLNĚ ZALOŽENÉ METODY. (UNUCKA, 2010).....	214
---	-----

Seznam příloh, Přílohy

PŘÍLOHA 1 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE FERDINANDOVA SOUTĚSKA, KAMENICE 2011	258
PŘÍLOHA 2 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE FERDINANDOVA SOUTĚSKA, KAMENICE 2012	258
PŘÍLOHA 3 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE FERDINANDOVA SOUTĚSKA, KAMENICE 2013	259
PŘÍLOHA 4 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE ZADNÍ JETŘICHOVICE, KŘINICE 2011	259
PŘÍLOHA 5 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE ZADNÍ JETŘICHOVICE, KŘINICE 2012	260
PŘÍLOHA 6 PRŮMĚRNÉ DENNÍ PRŮTOKY A ODVOZENÉ HODNOTY. STANICE ZADNÍ JETŘICHOVICE, KŘINICE 2013	260
PŘÍLOHA 7 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ PRŮTOKY. STANICE FERDINANDOVA SOUTĚSKA, KAMENICE	261
PŘÍLOHA 8 PRŮMĚRNÉ MĚSÍČNÍ A ROČNÍ PRŮTOKY. STANICE ZADNÍ JETŘICHOVICE, KŘINICE	262
PŘÍLOHA 9 PRAMENIŠTĚ SUCHÉ BĚLÉ – SLATINA JELENÍ LOUŽE, MIZEJÍCÍ TOK V HORNÍ ČÁSTI SUCHÉ BĚLÉ	263
PŘÍLOHA 10 ZÁVĚR KOMPLEXU ROKLÍ JELENÍ LOUŽE	263
PŘÍLOHA 11 PŘÍKLADY TERÉNNÍCH STOP PO DRAHÁCH ODTOKU S VYSOKÝMI HODNOTAMI FA. SUCHÁ BĚLÁ	264
PŘÍLOHA 12 KONCENTRACE POVRCHOVÉHO ODTOKU – KONVERGENTNÍ TOK. STOPY V HRABANCE. SUCHÁ BĚLÁ	264
PŘÍLOHA 13 UKÁZKA VZNIKU CHANNEL HEAD PO INTENZIVNÍCH DEŠTÍCH (VIZ KAP. 4.3). SUCHÁ BĚLÁ VII/2010	265
PŘÍLOHA 14 PLAVENINOVÝ KUŽEL V RETENČNÍM RYBNÍKU V ZÁVĚRU TOKU SUCHÉ BĚLÉ, VZNIKLÝ PO DEŠTÍCH VII/2010	265
PŘÍLOHA 15 UKÁZKA VZNIKU CHANNEL HEAD V POVODÍ VLČÍHO POTOKA. V TOMTO KONKRÉTNÍM PŘÍPADĚ LZE UVAŽOVAT O VLIVU RETURN FLOW, EVENT. AKCELERACI VZNIKU ČERNOU ZVĚŘÍ	266
PŘÍLOHA 16 UKÁZKA RÝHY ZPŮSOBENÉ POVRCHOVÝM ODTOKEM. POVODÍ VLČÍHO POTOKA	266

Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	1,105	1,455	1,874	1,777	1,537	1,652	1,124	1,793	0,830	3,960	1,199	0,876
2	1,116	1,321	1,816	1,904	1,433	1,526	1,190	1,406	0,818	2,634	1,120	0,866
3	1,128	1,326	1,726	2,068	1,363	1,438	2,543	1,170	2,033	1,655	1,112	0,874
4	1,378	1,159	1,640	2,260	1,320	1,670	2,194	1,121	3,169	1,331	1,046	0,875
5	1,350	1,390	1,633	6,369	1,304	1,738	1,720	1,121	2,530	1,317	1,551	0,855
6	1,270	1,455	1,784	8,254	1,289	1,491	1,435	1,070	1,317	1,384	1,854	0,869
7	1,859	1,485	2,442	5,897	1,160	1,405	1,256	1,369	0,868	1,355	1,304	0,888
8	3,999	1,746	6,417	4,453	1,127	1,289	1,178	1,265	0,910	1,931	1,229	1,073
9	2,668	3,320	7,109	3,803	1,191	1,194	1,117	1,342	0,797	1,608	1,374	1,016
10	1,956	2,260	5,466	3,229	1,463	1,101	1,052	1,088	0,753	1,316	1,224	1,355
11	1,637	3,470	3,706	6,272	1,606	1,063	1,056	1,034	1,046	1,161	1,071	2,178
12	1,673	9,182	3,891	6,719	1,669	1,098	1,115	1,099	0,886	1,026	1,179	2,267
13	1,978	4,016	7,785	4,222	1,840	1,897	1,139	1,064	0,831	1,920	1,037	1,696
14	1,683	2,867	26,114	3,663	2,028	4,397	1,067	1,038	1,312	1,772	1,026	1,307
15	1,473	2,426	16,633	3,330	2,201	3,461	1,221	1,179	0,836	2,861	0,893	1,116
16	1,543	2,097	9,476	2,883	2,543	2,443	1,137	1,181	0,815	2,269	0,861	1,044
17	1,916	2,226	6,800	2,418	3,756	1,803	1,135	1,198	0,791	1,544	0,862	1,015
18	1,997	1,982	6,225	2,561	7,770	1,593	1,122	1,221	0,939	1,217	1,067	0,982
19	2,059	1,695	5,102	2,164	5,337	1,450	1,301	1,156	0,852	1,847	2,328	1,134
20	1,781	1,906	4,831	1,710	3,539	1,303	1,293	1,203	2,092	2,068	1,566	1,096
21	1,602	1,823	3,912	1,417	2,826	1,229	1,129	1,163	11,054	1,346	1,194	1,082
22	5,349	1,807	3,316	1,288	2,420	1,185	1,031	1,255	7,773	1,143	1,098	1,010
23	5,643	2,951	2,799	1,219	2,260	1,099	0,959	1,353	4,074	1,040	1,027	0,985
24	3,997	5,310	2,653	1,299	2,088	1,028	0,912	1,103	2,484	0,997	0,951	0,988
25	2,800	3,480	2,639	1,416	2,012	0,995	0,874	0,985	1,812	2,392	0,888	0,978
26	2,478	2,523	2,621	1,473	2,020	1,139	0,883	1,026	1,391	1,621	0,868	1,021
27	2,263	2,311	2,406	1,619	1,932	1,154	1,081	0,993	1,069	1,890	0,852	1,104
28	1,950	2,142	2,258	1,629	1,782	1,088	0,936	0,938	1,008	2,781	0,833	1,025
29	1,865	1,799	1,884		1,627	1,110	0,894	0,921	0,966	1,791	0,828	0,977
30	1,666	1,467	1,589		1,563	1,086	0,874	0,945	3,068	1,432	0,813	0,968
31		1,588	1,373		1,512		0,866		6,881	1,262		0,964
průměr	2,173	2,451	4,836	3,118	2,178	1,538	1,188	1,160	2,129	1,738	1,142	1,112
roční průměr		2,061	roční maximum *	26,114	roční minimum *	0,753	roční odtok mil.m ³					65
roční kulminace	49,67		den a hodina výskytu		14.1.2011 14:00							

* hodnoty vypočteny z denních průměrů

Příloha 1 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Ferdinandova soutěska, Kamenice 2011

Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	0,949	0,851	2,567	0,991	13,353	1,949	1,218	1,273	0,756	0,811	2,100	0,826
2	0,943	0,860	3,952	0,970	9,575	1,773	1,368	0,995	0,805	0,802	1,220	0,838
3	0,940	0,870	3,367	0,981	6,609	1,575	1,354	0,868	2,730	1,058	1,057	0,992
4	0,940	1,007	2,575	1,104	5,055	1,514	1,306	1,074	1,267	1,054	0,980	1,183
5	0,937	2,207	3,439	1,085	4,381	1,460	1,239	0,946	3,353	0,942	0,926	0,855
6	0,919	1,563	4,761	1,016	3,527	1,439	1,308	0,897	5,669	0,914	0,882	0,857
7	0,875	1,244	3,578	1,041	2,951	1,457	1,322	0,836	13,575	1,038	0,867	0,854
8	0,871	1,428	10,403	1,119	2,919	1,472	1,306	0,817	5,255	0,966	0,869	0,850
9	0,872	1,866	8,030	1,136	2,875	1,387	1,246	0,823	2,228	0,878	0,848	0,831
10	0,870	1,740	8,852	1,127	2,751	1,382	1,200	0,804	1,369	0,852	0,837	0,823
11	0,862	1,326	5,363	1,057	3,109	1,325	1,161	0,849	1,375	0,987	0,834	0,773
12	0,863	1,174	5,109	0,986	3,582	3,191	1,421	1,134	1,318	0,905	0,952	0,775
13	0,868	1,175	4,569	1,087	4,168	3,105	1,112	0,928	1,446	0,828	0,922	0,825
14	0,869	1,131	3,479	1,092	3,793	2,158	0,976	1,102	1,255	0,811	0,863	0,801
15	0,870	1,092	2,814	1,155	3,224	1,755	0,935	0,972	1,093	0,804	0,845	0,798
16	0,872	1,735	2,462	1,131	2,808	2,718	0,957	1,066	1,117	0,788	0,840	0,801
17	0,868	3,079	2,378	1,336	2,681	2,199	0,907	1,403	3,774	0,813	0,817	0,778
18	0,875	2,261	2,146	2,013	2,490	1,728	0,923	0,931	2,791	0,801	0,822	0,770
19	0,875	1,727	2,692	5,392	3,015	1,593	0,870	0,823	1,785	0,754	1,461	0,764
20	0,873	1,461	5,236	4,114	2,364	1,579	0,866	0,807	1,334	0,712	1,026	0,750
21	0,873	1,478	3,512	2,538	2,038	1,484	0,827	1,243	1,194	0,783	0,918	0,755
22	0,869	1,619	5,042	2,719	1,930	1,380	0,827	0,950	1,116	1,751	1,044	0,777
23	0,869	2,177	10,153	4,192	1,860	1,321	0,810	0,811	1,042	0,996	0,937	0,789
24	0,867	3,469	5,368	13,279	1,734	1,319	0,787	0,769	0,999	0,889	0,897	0,792
25	0,868	3,657	3,782	15,548	1,639	2,020	0,749	0,801	0,937	0,854	0,872	0,799
26	0,880	3,178	2,778	8,923	1,563	1,469	0,736	0,854	0,926	0,827	0,859	0,810
27	0,904	3,500	2,229	5,294	1,518	1,273	0,713	0,782	0,908	0,794	0,910	0,912
28	0,898	3,028	2,084	9,175	1,458	1,232	0,737	0,860	0,915	0,777	0,999	0,903
29	0,889	2,686	1,856	22,359	1,468	1,158	0,738	0,797	1,124	0,774	0,895	0,893
30	0,871	2,537	1,558		2,263	1,163	0,714	0,755	0,967	0,772	0,886	0,882
31		2,583	1,235		2,154		0,712		0,848	4,406		0,946
průměr	0,887	1,926	4,109	3,930	3,382	1,686	1,011	0,932	2,106	1,005	0,973	0,839
roční průměr		1,896	roční maximum *	22,359	roční minimum *	0,712	roční odtok mil.m ³					60
roční kulminace	32,42		den a hodina výskytu		7.7.2012 4:00							

* hodnoty vypočteny z denních průměrů

Příloha 2 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Ferdinandova soutěska, Kamenice 2012

Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	0,949	0,851	2,567	0,991	13,353	1,949	1,218	1,273	0,756	0,811	2,100	0,826
2	0,943	0,860	3,952	0,970	9,575	1,773	1,368	0,995	0,805	0,802	1,220	0,838
3	0,940	0,870	3,367	0,981	6,609	1,575	1,354	0,868	2,730	1,058	1,057	0,992
4	0,940	1,007	2,575	1,104	5,055	1,514	1,306	1,074	1,267	1,054	0,980	1,183
5	0,937	2,207	3,439	1,085	4,381	1,460	1,239	0,946	3,353	0,942	0,926	0,855
6	0,919	1,563	4,761	1,016	3,527	1,439	1,308	0,897	5,669	0,914	0,882	0,857
7	0,875	1,244	3,578	1,041	2,951	1,457	1,322	0,836	13,575	1,038	0,867	0,854
8	0,871	1,428	10,403	1,119	2,919	1,472	1,306	0,817	5,255	0,966	0,869	0,850
9	0,872	1,866	8,030	1,136	2,875	1,387	1,246	0,823	2,228	0,878	0,848	0,831
10	0,870	1,740	8,852	1,127	2,751	1,382	1,200	0,804	1,369	0,852	0,837	0,823
11	0,862	1,326	5,363	1,057	3,109	1,325	1,161	0,849	1,375	0,987	0,834	0,773
12	0,863	1,174	5,109	0,986	3,582	3,191	1,421	1,134	1,318	0,905	0,952	0,775
13	0,868	1,175	4,569	1,087	4,168	3,105	1,112	0,928	1,446	0,828	0,922	0,825
14	0,869	1,131	3,479	1,092	3,793	2,158	0,976	1,102	1,255	0,811	0,863	0,801
15	0,870	1,092	2,814	1,155	3,224	1,755	0,935	0,972	1,093	0,804	0,845	0,798
16	0,872	1,735	2,462	1,131	2,808	2,718	0,957	1,066	1,117	0,788	0,840	0,801
17	0,868	3,079	2,378	1,336	2,681	2,199	0,907	1,403	3,774	0,813	0,817	0,778
18	0,875	2,261	2,146	2,013	2,490	1,728	0,923	0,931	2,791	0,801	0,822	0,770
19	0,875	1,727	2,692	5,392	3,015	1,593	0,870	0,823	1,785	0,754	1,461	0,764
20	0,873	1,461	5,236	4,114	2,364	1,579	0,866	0,807	1,334	0,712	1,026	0,750
21	0,873	1,478	3,512	2,538	2,038	1,484	0,827	1,243	1,194	0,783	0,918	0,755
22	0,869	1,619	5,042	2,719	1,930	1,380	0,827	0,950	1,116	1,751	1,044	0,777
23	0,869	2,177	10,153	4,192	1,860	1,321	0,810	0,811	1,042	0,996	0,937	0,789
24	0,867	3,469	5,368	13,279	1,734	1,319	0,787	0,769	0,999	0,889	0,897	0,792
25	0,868	3,657	3,782	15,548	1,639	2,020	0,749	0,801	0,937	0,854	0,872	0,799
26	0,880	3,178	2,778	8,923	1,563	1,469	0,736	0,854	0,926	0,827	0,859	0,810
27	0,904	3,500	2,229	5,294	1,518	1,273	0,713	0,782	0,908	0,794	0,910	0,912
28	0,898	3,028	2,084	9,175	1,458	1,232	0,737	0,860	0,915	0,777	0,999	0,903
29	0,889	2,686	1,856	22,359	1,468	1,158	0,738	0,797	1,124	0,774	0,895	0,893
30	0,871	2,537	1,558		2,263	1,163	0,714	0,755	0,967	0,772	0,886	0,882
31		2,583	1,235		2,154		0,712		0,848	4,406		0,946
průměr	0,887	1,926	4,109	3,930	3,382	1,686	1,011	0,932	2,106	1,005	0,973	0,839
roční průměr	1,896	roční maximum *	22,359	roční minimum *	0,712	roční odtok mil.m³	60					
roční kulminace	32,42	den a hodina výskytu	7.7.2012 4:00	* hodnoty vypočteny z denních průměrů								

Příloha 3 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Ferdinandova soutěska, Kamenice 2013

Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	2,604	3,591	3,227	7,452	2,851	2,532	2,698	22,667	2,788	2,291	1,638	1,951
2	2,625	3,090	3,037	7,042	2,687	2,478	2,692	31,975	2,477	1,994	1,654	1,943
3	2,465	2,747	3,222	5,249	2,657	2,475	2,673	26,080	2,655	1,784	1,691	1,936
4	2,677	2,723	6,240	4,490	2,442	2,478	2,505	17,937	2,764	1,744	2,575	1,912
5	4,040	2,659	20,439	5,860	2,668	2,467	2,492	17,936	2,353	3,884	2,529	1,870
6	3,132	2,549	9,747	5,068	3,375	2,417	2,269	9,454	2,148	4,013	2,024	1,828
7	3,435	2,450	10,439	3,806	4,394	2,437	2,324	6,268	2,106	2,265	1,856	1,843
8	4,285	2,090	8,147	3,338	6,841	2,559	2,582	4,869	1,989	2,839	1,770	1,897
9	2,938	2,302	8,958	2,947	5,819	3,072	4,057	5,314	1,952	2,240	1,738	1,889
10	2,609	2,483	8,270	2,722	5,661	3,870	5,086	6,204	1,899	2,409	2,419	2,113
11	2,526	2,526	6,770	2,390	5,931	4,799	5,738	6,067	1,844	3,051	2,225	10,202
12	2,716	2,563	5,554	2,430	4,584	7,022	4,140	3,956	1,815	2,360	2,270	12,439
13	2,479	2,451	4,670	2,347	4,020	6,385	3,818	3,579	1,941	2,066	2,046	12,311
14	2,344	2,434	4,083	2,251	3,591	5,294	3,159	3,072	1,924	1,944	2,053	5,087
15	2,325	2,727	3,761	2,173	3,181	4,712	2,816	2,787	1,786	1,900	1,971	3,905
16	2,301	4,073	3,573	2,143	2,992	4,297	2,539	2,626	1,779	1,809	1,941	3,971
17	2,316	5,408	3,410	2,125	2,972	4,011	2,367	2,440	1,774	1,791	2,043	3,404
18	2,284	5,913	3,191	2,112	3,036	3,614	2,494	2,314	1,747	1,769	2,524	3,189
19	2,178	6,436	2,754	2,155	3,126	3,649	2,455	2,225	1,712	1,724	2,271	2,835
20	2,170	5,530	2,611	2,144	3,019	3,196	2,325	1,933	1,712	1,730	2,204	2,624
21	2,159	4,371	2,472	2,061	3,306	2,903	2,263	2,022	1,636	1,781	2,191	2,693
22	2,128	3,609	2,324	2,000	3,018	2,770	2,214	2,473	1,637	1,774	2,251	2,524
23	2,132	4,357	2,176	2,007	2,782	3,184	2,477	2,086	1,585	1,760	2,187	2,435
24	2,127	11,149	2,021	2,127	2,469	2,844	2,316	2,025	1,611	1,723	2,165	2,361
25	2,114	8,454	1,896	2,590	2,625	2,662	2,112	2,048	1,607	1,719	2,389	2,314
26	2,087	6,401	1,624	3,377	2,549	2,639	2,526	8,910	1,603	1,716	2,339	2,306
27	2,129	6,056	1,834	3,016	2,516	2,675	5,136	7,672	1,609	1,739	2,470	2,274
28	2,112	5,810	1,947	2,820	2,526	2,679	5,105	4,857	1,603	1,656	2,487	2,201
29	4,399	4,604	2,062		2,566	2,628	8,998	3,463	1,564	1,709	2,214	2,132
30	4,736	3,856	12,077		2,550	2,620	6,159	2,832	2,329	1,698	2,095	2,112
31		3,421	13,235		2,529		17,194		5,490	1,653		2,129
průměr	2,69	4,16	5,35	3,22	3,40	3,38	3,80	7,27	2,05	2,08	2,14	3,38
roční průměr	3,575	roční maximum *	31,975	roční minimum *	1,564	roční odtok	96 mil.m³					
roční kulminace	51,23	den a hodina výskytu	1.6.2013 16:00	* hodnoty vypočteny z denních průměrů								

Příloha 4 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Zadní Jetřichovice, Křinice 2011

Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	0,362	0,308	1,077	0,705	4,594	0,641	0,416	0,479	0,250	0,397	0,639	0,350
2	0,360	0,312	1,703	0,616	3,596	0,565	0,424	0,307	0,263	0,412	0,474	0,351
3	0,356	0,319	1,384	0,639	2,816	0,570	0,467	0,292	1,212	0,412	0,448	0,350
4	0,354	0,390	1,243	0,726	2,294	0,682	0,435	0,407	0,480	0,396	0,403	0,363
5	0,352	0,762	1,460	0,784	1,973	0,516	0,483	0,370	1,400	0,427	0,394	0,446
6	0,345	0,535	1,828	0,779	1,703	0,575	0,560	0,301	2,368	0,366	0,383	0,368
7	0,338	0,447	1,509	0,793	1,524	0,522	0,481	0,300	5,265	0,376	0,369	0,381
8	0,337	0,595	3,210	0,777	1,461	0,550	0,449	0,294	2,443	0,348	0,365	0,377
9	0,334	0,883	3,159	0,675	1,363	0,511	0,425	0,263	1,378	0,340	0,365	0,366
10	0,326	0,724	3,448	0,700	1,280	0,509	0,404	0,270	1,082	0,355	0,359	0,351
11	0,321	0,542	2,658	0,830	1,288	0,489	0,431	0,270	1,086	0,407	0,386	0,378
12	0,322	0,497	2,425	0,764	1,322	0,916	0,579	0,299	0,850	0,353	0,483	0,379
13	0,277	0,485	2,182	0,541	1,293	0,801	0,429	0,260	0,818	0,357	0,406	0,387
14	0,296	0,474	1,866	0,505	1,196	0,634	0,412	0,882	0,770	0,328	0,400	0,386
15	0,317	0,452	1,636	0,557	1,096	0,580	0,403	0,392	0,707	0,333	0,389	0,382
16	0,330	0,497	1,460	0,518	1,021	0,862	0,406	0,366	0,731	0,340	0,366	0,373
17	0,402	0,786	1,391	0,581	0,961	0,714	0,363	0,332	1,741	0,344	0,356	0,369
18	0,383	0,659	1,259	0,633	0,922	0,625	0,377	0,320	1,331	0,334	0,344	0,378
19	0,318	0,564	1,357	1,187	1,024	0,592	0,356	0,282	1,012	0,328	0,493	0,378
20	0,318	0,517	1,865	1,209	0,854	0,549	0,364	0,283	0,771	0,324	0,381	0,379
21	0,376	0,544	1,496	0,841	0,779	0,616	0,352	0,399	0,695	0,396	0,373	0,387
22	0,313	0,562	1,807	0,843	0,757	0,514	0,350	0,316	0,608	0,601	0,386	0,391
23	0,308	0,656	2,960	1,069	0,718	0,545	0,319	0,281	0,542	0,365	0,375	0,391
24	0,305	1,253	2,135	3,309	0,677	0,496	0,322	0,276	0,494	0,436	0,371	0,399
25	0,308	1,355	1,839	4,931	0,642	0,611	0,319	0,304	0,478	0,563	0,361	0,406
26	0,311	1,339	1,620	3,417	0,570	0,551	0,314	0,294	0,448	0,401	0,356	0,415
27	0,318	1,247	1,447	2,530	0,547	0,485	0,317	0,279	0,420	0,357	0,387	0,460
28	0,304	1,138	1,346	3,114	0,527	0,468	0,314	0,305	0,484	0,352	0,383	0,529
29	0,303	1,039	1,223	5,919	0,544	0,462	0,313	0,302	0,570	0,346	0,388	0,555
30	0,305	1,047	1,001		0,819	0,454	0,314	0,260	0,537	0,443	0,355	0,494
31		1,036	0,814		0,731		0,319		0,429	1,199		0,549
průměr	0,330	0,709	1,800	1,396	1,319	0,587	0,394	0,333	1,021	0,411	0,398	0,402
roční průměr	0,759		roční maximum *	5,919		roční minimum *	0,250		roční odtok mil. m ³		24	
roční kulminace	11,448		den a hodina výskytu			7.7.2012 6:30						

* hodnoty vypočteny z denních průměrů

Příloha 5 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Zadní Jetřichovice, Křinice 2012

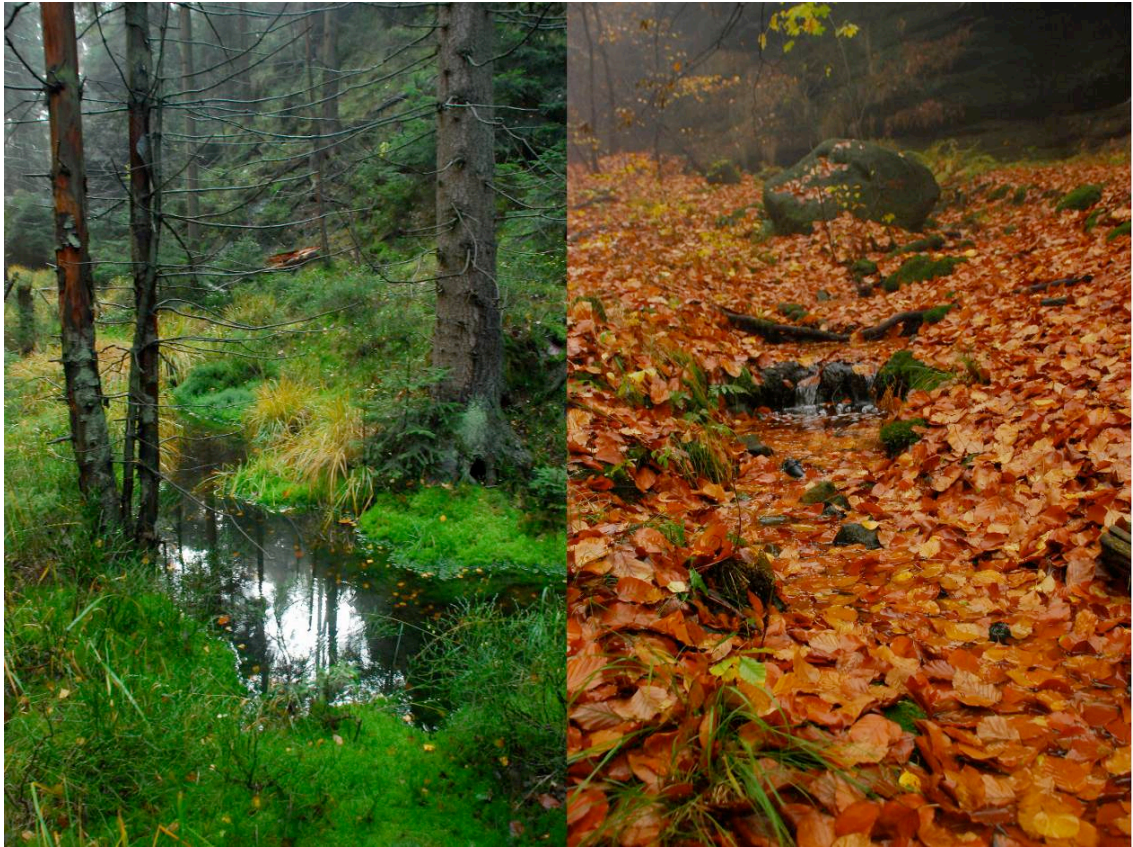
Den/Měsíc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	0,665	0,890	1,455	2,673	0,814	0,684	1,089	6,374	1,182	0,492	0,297	0,357
2	0,656	0,781	1,369	2,632	0,774	0,661	1,052	9,085	1,098	0,434	0,307	0,341
3	0,475	0,737	1,395	2,162	0,763	0,656	1,018	9,697	1,055	0,422	0,440	0,335
4	0,741	0,736	2,001	2,048	0,736	0,647	0,966	8,733	0,976	0,550	0,483	0,348
5	1,055	0,716	4,424	2,184	0,750	0,607	0,932	5,152	0,899	0,541	0,381	0,345
6	0,828	0,688	3,138	1,939	0,859	0,667	0,922	3,638	0,893	0,462	0,333	0,344
7	0,900	0,606	3,359	1,698	1,082	0,636	0,954	2,906	0,822	0,501	0,328	0,338
8	1,124	0,498	2,901	1,568	1,621	0,663	0,973	2,661	0,768	0,436	0,334	0,344
9	0,799	0,621	2,933	1,442	1,479	0,770	1,592	2,567	0,729	0,450	0,434	0,338
10	0,713	0,680	2,940	1,326	1,584	1,257	1,934	2,458	0,720	0,649	0,385	0,369
11	0,680	0,659	2,540	1,237	1,765	1,845	1,851	1,990	0,690	0,439	0,388	1,531
12	0,803	0,624	2,230	1,219	1,489	2,805	1,473	1,729	0,767	0,415	0,369	1,927
13	0,674	0,625	1,983	1,149	1,397	2,405	1,481	1,652	0,676	0,397	0,375	1,986
14	0,606	0,627	1,795	1,087	1,267	2,195	1,290	1,517	0,704	0,378	0,362	0,826
15	0,607	0,784	1,646	1,052	1,140	2,001	1,230	1,369	0,619	0,365	0,355	0,626
16	0,591	1,196	1,528	1,003	1,066	1,859	1,112	1,291	0,597	0,354	0,360	0,699
17	0,576	1,373	1,409	0,963	1,137	1,646	1,140	1,188	0,567	0,348	0,420	0,646
18	0,561	1,332	1,293	0,917	1,119	1,485	1,171	1,115	0,566	0,350	0,399	0,596
19	0,542	1,477	1,186	0,929	1,095	1,751	1,085	1,052	0,556	0,377	0,401	0,535
20	0,528	1,450	1,128	0,880	1,026	1,458	1,011	1,030	0,562	0,341	0,388	0,493
21	0,530	1,308	1,083	0,820	1,032	1,311	1,043	1,287	0,514	0,355	0,475	0,488
22	0,510	1,188	0,985	0,764	0,946	1,239	1,003	0,971	0,514	0,345	0,437	0,450
23	0,517	1,469	0,958	0,758	0,786	1,313	1,010	1,020	0,499	0,325	0,427	0,441
24	0,503	3,090	0,949	0,815	0,705	1,086	0,971	0,972	0,492	0,357	0,489	0,425
25	0,492	2,602	0,840	0,877	0,770	1,019	1,005	2,743	0,521	0,347	0,457	0,420
26	0,488	2,317	0,660	0,928	0,710	1,051	0,910	2,169	0,506	0,357	0,494	0,402
27	0,497	2,298	0,842	0,842	0,621	1,047	1,487	1,552	0,487	0,296	0,426	0,395
28	0,498	2,092	0,872	0,807	0,744	1,068	2,002	1,450	0,495	0,339	0,409	0,395
29	1,315	1,858	0,902		0,837	1,047	2,633	1,327	0,577	0,331	0,387	0,403
30	1,207	1,687	3,224		0,657	1,038	2,068	1,270	1,377	0,329	0,372	0,327
31		1,543	3,668		0,753		3,993		0,606	0,333		0,350
průměr	0,689	1,244	1,859	1,311	1,017	1,264	1,368	2,732	0,711	0,400	0,397	0,575
roční průměr	1,128		roční maximum *	9,697		roční minimum *	0,296		roční odtok mil. m ³		36	
roční kulminace	12,558		den a hodina výskytu			1.6.2013 17:30						

* hodnoty vypočteny z denních průměrů

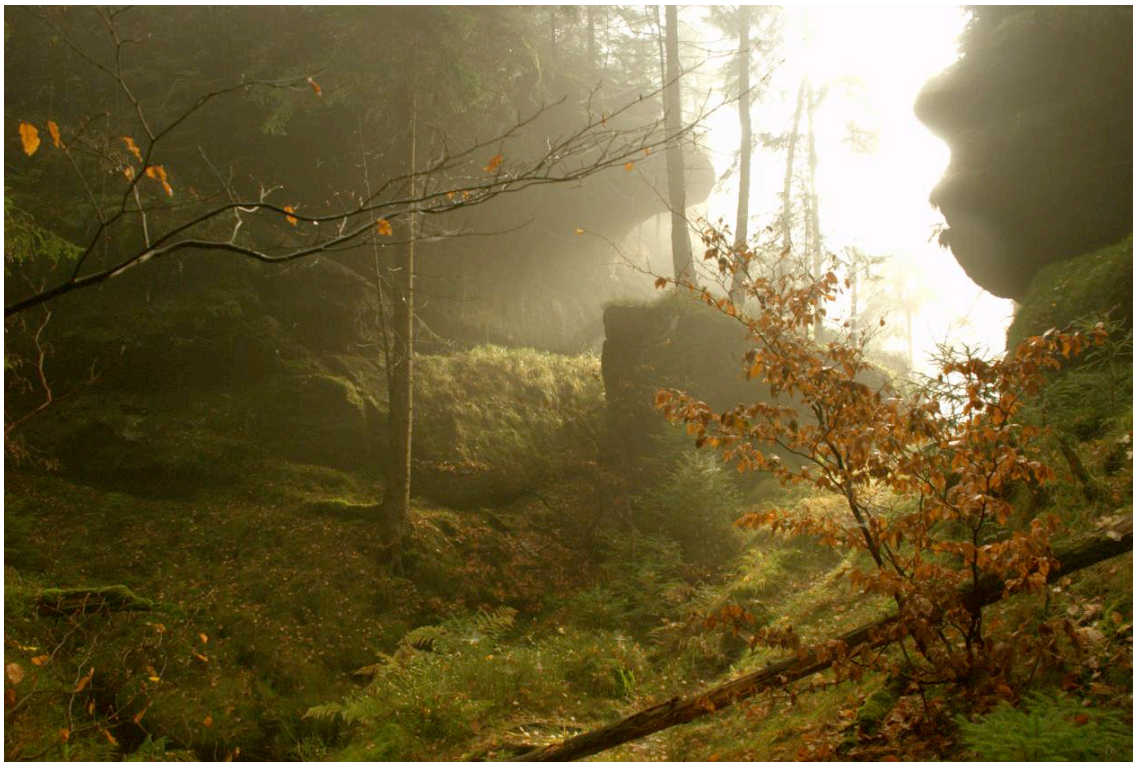
Příloha 6 Průměrné denní průtoky a odvozené hodnoty. Stanice Zadní Jetřichovice, Křinice 2013

Kamenice - stanice Ferdinandova soutěska (povodí 172,53 km ²)													
Průměrné měsíční a roční průtoky (m ³ /s)													
Rok / měs	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	rok
1975	3,354	7,271	3,843	2,630	1,804	2,620	1,871	1,598	1,297	1,033	1,062	1,438	2,485
1976	1,609	2,017	5,812	1,415	1,485	1,489	1,099	1,037	0,858	0,945	0,936	0,981	1,640
1977	1,318	1,214	1,407	2,925	2,577	2,054	1,590	2,699	1,535	3,455	2,248	1,522	2,045
1978	3,390	2,125	1,981	1,798	3,315	1,845	2,587	1,581	1,650	3,738	3,420	3,241	2,556
1979	2,098	3,605	2,230	2,280	5,694	3,416	1,838	1,431	1,291	1,296	1,774	1,237	2,349
1980	2,524	2,940	1,550	4,469	2,766	4,378	2,461	1,903	4,295	1,798	2,383	2,491	2,830
1981	2,273	3,168	2,567	2,931	5,102	2,038	3,064	1,867	5,197	1,679	1,363	2,786	2,836
1982	3,721	2,543	4,078	2,275	2,445	2,158	1,894	1,430	1,295	1,466	1,228	1,230	2,147
1983	1,331	1,511	2,998	1,968	2,796	2,707	1,587	1,345	0,965	1,653	1,203	1,226	1,774
1984	1,448	1,703	1,678	1,861	1,726	2,414	1,932	1,598	1,642	1,628	1,888	1,951	1,789
1985	1,627	1,677	1,366	2,199	2,703	2,220	2,494	1,900	1,414	1,771	1,329	1,261	1,830
1986	1,189	2,472	2,506	1,665	2,428	1,949	2,293	1,623	0,996	1,986	1,144	1,271	1,794
1987	1,615	2,317	2,583	2,979	2,841	4,318	2,233	2,062	1,470	2,823	1,538	1,353	2,344
1988	2,306	2,538	1,834	2,134	4,020	2,921	1,275	1,275	1,378	1,257	1,278	1,275	1,958
1989	2,184	5,146	1,997	1,741	1,606	1,482	1,282	0,978	0,911	0,995	1,035	1,283	1,720
1990	1,773	2,181	1,446	1,563	2,285	1,642	1,085	0,963	0,900	0,964	1,201	1,182	1,432
1991	1,846	1,981	2,052	1,334	1,640	1,276	1,300	1,324	0,964	1,022	0,874	0,942	1,380
1992	1,244	2,556	3,064	2,338	2,624	1,606	1,037	0,921	0,944	0,817	0,862	0,911	1,577
1993	1,251	1,423	1,845	1,296	2,308	1,223	1,005	0,953	1,720	1,338	1,742	1,276	1,448
1994	1,380	2,687	2,962	1,925	3,306	2,186	1,450	1,192	1,002	1,406	1,098	1,162	1,813
1995	1,646	2,433	2,389	2,636	1,642	2,156	2,171	4,072	1,413	0,971	1,470	1,159	2,013
1996	2,532	1,988	1,514	1,723	2,214	2,660	3,231	1,942	2,978	1,689	1,730	1,806	2,167
1997	1,821	1,745	1,311	3,372	2,427	2,521	2,221	2,269	3,010	1,562	1,321	1,332	2,076
1998	1,382	2,316	1,644	1,936	3,006	1,321	0,987	1,089	1,080	1,034	2,589	2,150	1,711
1999	2,806	2,778	1,837	2,507	4,862	1,748	1,427	1,898	1,774	0,978	1,119	1,187	2,077
2000	1,164	1,150	2,154	3,742	7,323	2,151	1,196	1,147	1,377	1,053	1,035	1,194	2,057
2001	1,339	1,424	1,362	1,783	2,880	2,319	1,417	1,554	1,569	1,455	3,624	1,369	1,841
2002	2,196	2,054	4,510	5,509	2,359	2,023	1,439	1,144	1,141	1,698	0,980	1,680	2,228
2003	2,836	1,626	2,682	1,170	1,643	1,094	0,931	0,839	0,937	0,797	0,824	1,022	1,367
2004	0,985	1,166	1,214	3,512	1,951	1,088	1,256	1,270	1,679	1,073	1,148	1,168	1,459
2005	4,068	1,938	2,599	2,642	5,422	1,691	1,415	1,165	1,424	1,201	0,927	1,189	2,140
2006	1,178	2,429	1,110	1,319	3,849	3,223	1,140	0,993	0,824	1,129	1,034	1,335	1,630
2007	1,996	1,326	2,599	3,362	2,292	1,105	1,240	1,050	1,126	1,353	1,747	1,412	1,717
2008	3,191	2,953	3,513	1,564	2,352	1,992	1,062	0,928	1,114	1,004	0,944	1,387	1,834
2009	1,426	2,104	1,142	2,114	5,960	1,276	1,289	1,967	2,882	1,003	0,812	1,544	1,960
2010	1,295	1,784	1,308	1,756	3,686	1,537	1,976	2,532	1,567	6,779	5,136	1,849	2,600
2011	2,173	2,451	4,836	3,118	2,178	1,538	1,188	1,160	2,129	1,738	1,142	1,112	2,064
2012	0,887	1,926	4,109	3,930	3,382	1,686	1,011	0,932	2,106	1,005	0,973	0,839	1,899
2013	1,358	2,656	4,143	2,777	2,322	2,112	2,813	6,856	1,555	1,526	1,365	2,782	2,689
Průměr	1,943	2,342	2,456	2,415	3,006	2,082	1,661	1,654	1,626	1,593	1,526	1,475	1,981
		maximum				minimum							

Příloha 8 Průměrné měsíční a roční průtoky. Stanice Zadní Jetřichovice, Křinice



Príloha 9 Pramenište Suché Bělé – slatina Jelení louže, mizející tok v horní části Suché Bělé



Príloha 10 Závěr komplexu rokli Jelení louže



Příloha 11 Příklady terénních stop po drahách odtoku s vysokými hodnotami FA. Suchá Bělá



Příloha 12 Koncentrace povrchového odtoku – konvergentní tok. Stopy v hrabance. Suchá Bělá



Příloha 13 Ukázka vzniku channel head po intenzivních deštích (viz Kap. 4.3). Suchá Bělá VII/2010



Příloha 14 Plaveninový kužel v retenčním rybníku v závěru toku Suché Bělé, vzniklý po deštích VII/2010



Příloha 15 Ukázka vzniku channel head v povodí Vlčího potoka. V tomto konkrétním případě lze uvažovat o vlivu return flow, event. akceleraci vzniku černou zvěří



Příloha 16 Ukázka rýhy způsobené povrchovým odtokem. Povodí Vlčího potoka

