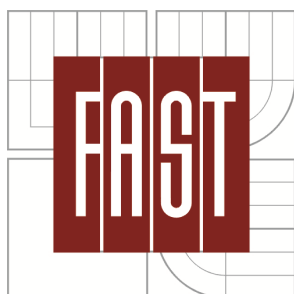


VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ
BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STAVEBNÍ
ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING
INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

KVANTIFIKACE PŘIROZENÉ VODNÍ RETENČNÍ SCHOPNOSTI KRAJINY VE VYBRANÝCH POVODÍCH

QUANTIFICATION OF NATURAL WATER RETENTION CAPACITY IN SELECTED
WATERSHEDS

DISERTAČNÍ PRÁCE
DISSERTATION THESIS

AUTOR PRÁCE
AUTHOR

ING. FRANTIŠEK PAVLÍK

VEDOUCÍ PRÁCE
SUPERVISOR

PROF. ING. MIROSLAV DUMBROVSKÝ, CSC.

BRNO 2014

ABSTRAKT

Cílem této práce je kvantifikovat přirozenou vodní retenční schopnost krajiny ve vybraných povodích a stanovit významnost vybraných klimatických a geografických činitelů povodí na jednotlivé složky retence. Za účelem kvantifikace přirozené vodní retence krajiny bylo vybráno 18 srážko-odtokových událostí na 11 povodích. Pro tyto povodí byly provedeny analýzy krajinného pokryvu, geomorfologických, pedologických i hydrologických poměrů s využitím nástrojů GIS a byly také rekonstruovány historické stavy využívání území pro historické srážko-odtokové situace, které jsou také předmětem řešení. Pro samotnou kvantifikaci byly využity dvě různé metody, kde jedna z nich byla využita ve dvou variantách. Na dvou vybraných povodích byly také sestaveny srážko-odtokové modely v prostředí HEC-HMS a simulovány scénáře krajinného pokryvu (pozitivní i negativní). V práci byly také na vybraných povodích využity již dříve provedené simulace scénářů krajinného pokryvu jinými autory. Celkový finální soubor 33 srážko-odtokových událostí byl podroben statistické korelační a regresní analýze, při které bylo cílem stanovit významnost jednotlivých posuzovaných parametrů ve vztahu ke složkám přirozené vodní retence povodí.

KLÍČOVÁ SLOVA

Retence povodí, odtok, srážka, významnost, srážko-odtokový model, krajinný pokryv.

ABSTRACT

The aim of this work is to quantify the natural water retention capacity of the landscape in selected catchments and determine the significance of selected climatic and geographic basin factors on components of retention capacity. 18 rainfall-runoff events were selected in 11 catchments for quantification of the natural water retention capacity of landscape. Land cover, geomorphological, pedological and hydrological conditions were analyzed for this basin using GIS tools. Historical rainfall-runoff events for which were restored historical land cover were also evaluated in this work. Two different methods were used for the quantification of retention capacity, one of them was used in two variants. A rainfall-runoff models and simulated scenarios of land cover (positive and negative) were constructed in two selected catchments in HEC-HMS. The work also use previously performed simulation scenarios of land cover formulated by other authors. Total final set of 33 rainfall-runoff events were subjected to statistical correlation and regression analysis. The goal of these analyses was to determine the significance of individual parameters assessed in relation to the components of natural water retention of catchment.

KEY WORDS

Watershed retention, runoff, precipitation, significance, rainfall-runoff model, land cover.

Bibliografická citace disertační práce:

PAVLÍK, František. *Kvantifikace přirozené vodní retenční schopnosti krajiny ve vybraných povodích*. Brno, 2014. 140 s. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí disertační práce prof. Ing. Miroslav Dumbrovský, CSc.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem disertační práci zpracoval samostatně pod vedením vedoucího disertační práce a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje.

V Brně dne 29. 8. 2014

.....

podpis autora

Poděkování

Rád bych poděkoval svému vedoucímu disertační práce prof. Ing. Miroslavu Dumbrovskému, CSc. za odborné vedení při tvorbě této práce. Dále děkuji Ing. Veronice Sobotkové, PhD. za jazykové korektury této práce. Děkuji také svým blízkým za morální podporu.

OBSAH

1	ÚVOD	8
2	PŘEHLED O SOUČASNÉM STAVU ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY	9
2.1	Základní pojmy.....	9
2.2	Koloběh vody na zemi	10
2.3	Srážko-odtokový proces v povodí.....	10
2.3.1	<i>Odtok vody z povodí</i>	12
2.3.2	<i>Složky odtoku</i>	15
2.3.3	<i>Celkový odtok v povodí</i>	16
2.3.4	<i>Přímý odtok</i>	16
2.3.5	<i>Základní odtok</i>	16
2.3.6	<i>Podzemní odtok</i>	17
2.3.7	<i>Podpovrchový (hypodermický) odtok</i>	17
2.3.8	<i>Povrchový odtok</i>	18
2.4	Metody určení základního odtoku.....	18
2.4.1	<i>Metoda rozčlenění hydrogramu</i>	19
2.4.2	<i>Další metody určení základního odtoku</i>	20
2.5	Retence vody v krajině.....	25
2.5.1	<i>Vliv krajinného pokryvu na retenci</i>	26
2.5.2	<i>Metody výpočtu retence vody v povodí</i>	29
2.6	Hydrologické srážko-odtokové modely	35
2.6.1	<i>Klasifikace hydrologických modelů</i>	37
2.6.2	<i>Přehled vybraných srážko-odtokových modelů</i>	41
3	CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE	46
4	MATERIÁL A METODY ŘEŠENÍ	46
4.1	Charakteristiky řešených povodí.....	46
4.1.1	<i>Povodí Jičínky</i>	55
4.1.2	<i>Povodí Němčického potoka</i>	58
4.2	Výpočet retence povodí.....	61
4.2.1	<i>Metoda stanovení efektivní retence povodí</i>	62
4.2.2	<i>Metoda stanovení retence povodí dle modelu LN</i>	65
4.3	Srážko-odtokové modelování – HEC-HMS	69
4.3.1	<i>Sestavení modelu</i>	69
4.3.2	<i>Stanovení přímého odtoku – metoda SCS CN</i>	71
4.3.3	<i>Transformace přímého odtoku – metoda Clarkova jednotkového hydrogramu</i>	75
4.3.4	<i>Výpočet podzemního odtoku – recesní metoda</i>	76
4.3.5	<i>Výpočet odtoku korytem – metoda Muskingum-Cunge</i>	77
4.3.6	<i>Kalibrace a verifikace modelu</i>	78
4.3.7	<i>Simulace scénářů krajinného pokryvu v povodí Jičínky a Němčického potoka</i>	79
4.3.8	<i>Nejistoty S-O modelování</i>	83
4.4	Metody statistické analýzy	84
4.4.1	<i>Korelační analýza</i>	84

4.4.2	<i>Vícenásobná lineární regrese</i>	85
5	DOSAŽENÉ VÝSLEDKY A DISKUSE	87
5.1	Výsledky srážko-odtokového modelování	87
5.1.1	<i>Výsledky kalibrace a verifikace</i>	87
5.1.2	<i>Výsledky simulovaných scénářů krajinného pokryvu</i>	96
5.2	Vyhodnocení dosažených hodnot retence pro jednotlivá povodí.....	101
5.3	Statistické zpracování dosažených výsledků retence	106
5.3.1	<i>Korelační analýza</i>	106
5.3.2	<i>Vícenásobná lineární regrese</i>	113
6	ZÁVĚR A PŘÍNOS DISERTAČNÍ PRÁCE PRO ROZVOJ VĚDNÍ DISCIPLÍNY	121
7	SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ	124
8	SEZNAM PUBLIKOVANÝCH PRACÍ	133
9	SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK	136
10	SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK	137

1 ÚVOD

Česká republika je významnou pramennou oblastí Evropy a z hydrologického hlediska ji lze označit za „střechu“ Evropy. V podstatě všechny významnější vodní toky odvádějí vodu mimo naše území. Důsledkem toho jsou naše vodní zdroje závislé výhradně na atmosférických srážkách (Starý, 2005). Tato skutečnost klade zvýšené nároky na celou oblast hospodaření s vodou.

Pojem vodní retence území se dostal výrazněji do popředí zájmů odborné veřejnosti až vlivem katastrofální povodně v roce 1997 (Dumbrovský a kol., 1998). Také ničivé povodně z roku 2002 a z června 2009 opět důrazně připomněly potřebu zabývat se protierozní a protipovodňovou ochranou, nejen při srážkách regionálních, ale také při srážkách přívalových, které se na území ČR vyskytují v podstatě každoročně. V diskuzi vodohospodářských a ekologických odborníků, jak nejlépe tuto ochranu zajistit, je jednou z otázek, zda preferovat řešení technická – výstavbou nebo rekonstrukcí nádrží, nebo přírodě blízká opatření zvyšující retenční schopnosti krajiny, či jejich vhodné kombinace.

Avšak povodňové situace nejsou jediným problémem, který vyžaduje podrobné studium vlivu jednotlivých parametrů povodí na retenci vody v povodí. S odhadem vývoje klimatického systému lze předpokládat snižování především minimálních, ale také dlouhodobých průměrných průtoků v říční síti (Kašpárek a kol., 2003) a tím i zásoby vody na našem území. Také se předpokládají změny v distribuci srážek v průběhu roku, odhadovány jsou četnější výskyty extrémních událostí, tj. na jedné straně zvýšení frekvence výskytu silných srážek, nebo podíl srážkových úhrnů ze silných dešťů (Došek a Hollan, 2008) a na druhé straně výskyt období sucha. Poroste množství srážek v obdobích přívalových srážek a poklesne mimo ně. Výsledkem budou silnější či častější povodně než v minulosti, nebo naopak budou období a regiony výrazněji postižené suchem (IPCC, 2007). Sucho lze hodnotit mnoha způsoby, které vycházejí také z toho, že rozlišujeme několik jeho typů, o nichž podrobněji pojednávají, např. Brázdil, Kirchner a kol. (2007). Podle Gibbse a kol. (1975) se suchem obecně rozumí stav, kdy množství vody, které je k dispozici, nepostačuje pokrýt nároky na její využití. Nároky lze chápat jako fyziologické potřeby rostlin, zvířat nebo člověka, minimální průtoky nutné pro odběr vody průmyslovými zařízeními nebo úpravami vody aj.

Podporou přirozené vodní retence vhodnými opatřeními v krajině je možno napomáhat ke snižování průtokových špiček za povodňových událostí a také k zvyšování zásob podzemních vod. V současné době převažuje velkoplošné pěstování monokultur jak v lesní, tak i v zemědělské části povodí. Problematika kvantifikace přirozené vodní retenční schopnosti krajiny za povodně je složitý fyzikální děj, přičemž konkrétní velikost retence v průběhu času povodňové události ovlivňuje mnoho faktorů spjatých s fyzikálními vlastnostmi povodí.

Předmětem práce je kvantifikovat přirozenou vodní retenční schopnost krajiny při povodních jak z přívalových, tak také z regionálních srážek ve vybraných povodích s využitím hydrologických metod popsanych Dumbrovským a kol. (1998) a Švihlou a kol.

(2007a a 2007b). Metody pro stanovení retenční schopnosti povodí při extrémních srážkových událostech nejsou u nás příliš známy, včetně vymezení pojmů týkajících se retence povodí. Otázky spojené s retenční schopností krajiny jsou intenzivněji vnímány až od povodně v červenci 1997 a byly opět připomenuty v červnu 2009. Metody popisující transformace povodňových průtoků retenčními prostory nádrží jsou zpracovány mnohem lépe.

2 PŘEHLED O SOUČASNÉM STAVU ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY

2.1 Základní pojmy

Krajina – tento pojem lze definovat mnoha způsoby, např. dle Zákona č. 114/1992 b. je krajina část zemského povrchu s charakteristickým reliéfem, tvořená souborem funkčně propojených ekosystémů a civilizačními prvky.

Retence vody – dle ČSN 75 0101 lze retenci vody definovat takto:

- 1) dočasné přirozené nebo umělé zadržetí vody na povrchu terénu, v půdě, v korytě toku, vodní nádrži apod.,
- 2) objem vody dočasně zadržené na povrchu terénu, v půdě, v korytě toku, vodní nádrži apod.,
- 3) rozdíl přítoku do uvažovaného prostoru a odtoku z něho za časovou jednotku.

Retence krátkodobá – odpovídá objemu povrchového a rychlého hypodermického odtoku.

Retence dlouhodobá – odpovídá objemu pomalého hypodermického odtoku, objemu podzemního odtoku a územního výparu.

Retence dynamická – akumulovaná zásoba vody v povodí v době kulminace průtoků.

Retence statická – voda, která zůstane v povodí po odtoku povodňové vlny.

Povodeň – dle ČSN 75 0101 je to fáze hydrologického režimu vodního toku, která se může vícekrát opakovat v různých ročních obdobích; vyznačuje se obvykle náhlým krátkodobým zvýšením vodních stavů a zvětšením průtoků; je vyvolána dešti, táním sněhu, pohybem či odchodem ledu nebo jejich kombinací.

Průtok – dle ČSN 75 0101 lze průtok definovat takto:

- 1) protékání vody průtočným profilem,
- 2) objem vody protékající průtočným profilem za jednotku času.

Závěrový profil – příčný profil na vodním toku, který uzavírá plochu uvažovaného povodí (ČSN 75 0110).

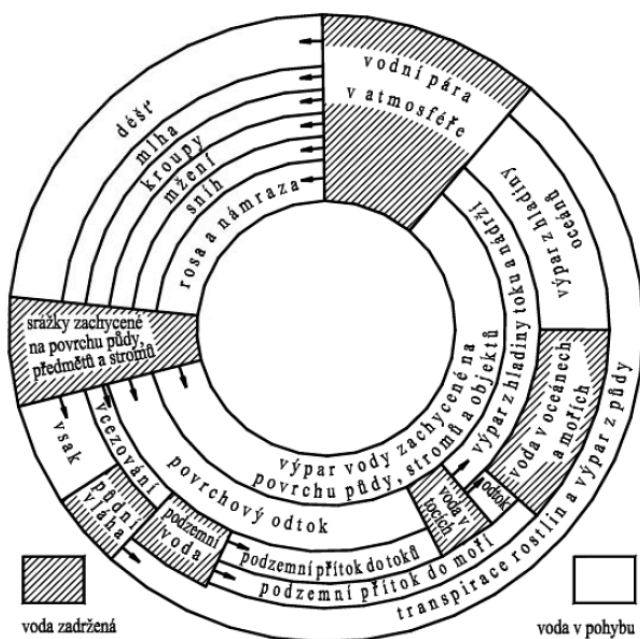
Povodí – část území, ze kterého povrchová i podpovrchová voda odtéká do uvažovaného profilu hydrologického útvaru (ČSN 75 0110).

Detence – část srážek, která se dočasně zdržuje, či pohybuje během deště nebo krátce po něm po povrchu reliéfu, nebo se nachází v říční síti (ČSN 75 0110).

Výpar – objem nebo výška vrstvy vody vypařené z určité plochy území v daném časovém intervalu (ČSN 75 0110).

2.2 Koloběh vody na zemi

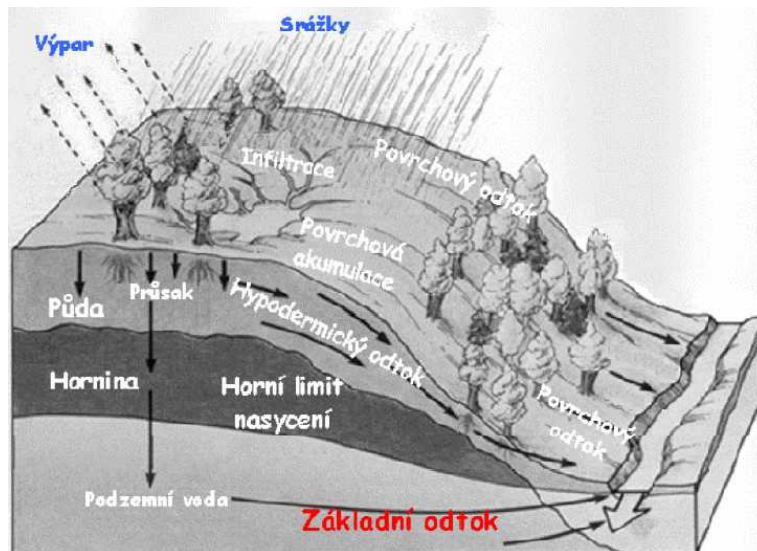
Voda v hydrosféře vlivem působení slunce, zemské gravitace a dalších činitelů, neustále cirkuluje a vytváří tak oběh vody. Celkové množství vody na zemi je téměř konstantní, tj. množství srážek spadlých na Zemi je rovno výparu z povrchu Země (Řehánek a Kříž, 2002). Koloběh vody na zemi, tak jak ho uvádí Nysl a Kuráž (1992), či ČSN 75 0110, je zobrazen na obr. 1.



Obr. 1 Oběh vody na zemi (Nysl a Kuráž, 1992)

2.3 Srážko-odtokový proces v povodí

Množství vody odtékající z povodí určitým profilem toku je výsledkem řady činitelů, z nichž rozhodujícím v našich podmínkách jsou atmosférické srážky. Vztah mezi srážkami a odtokem však není přímý. Je ovlivňován jak aktivními klimatickými faktory, které se dynamicky vyvíjí, tak pasivními fyzicko-geografickými faktory, které jsou v daném povodí stálé. Srážko-odtokový (S-O) proces (obr. 2) je chápán jako postupná transformace srážky spadlé na povodí až na odtok závěrovým profilem (Starý, 2005).



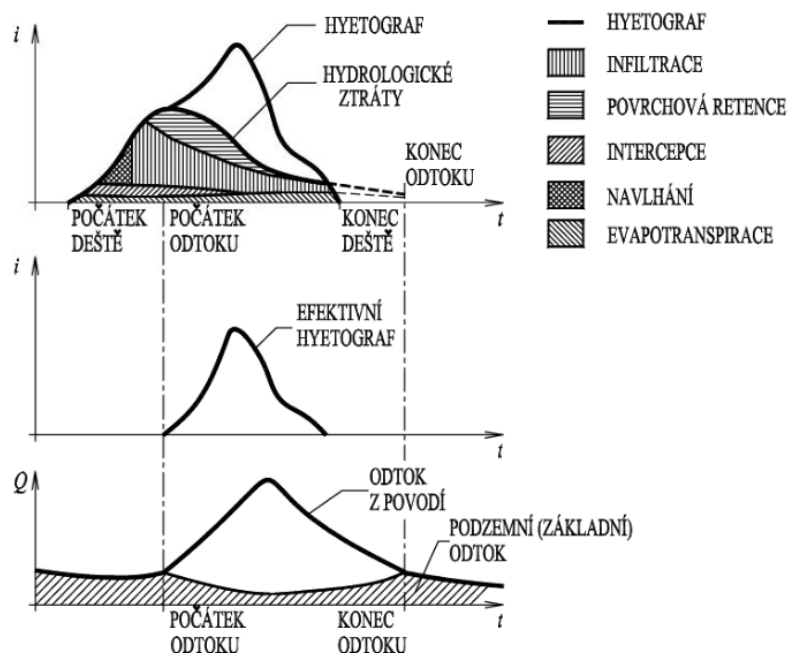
Obr. 2 Schéma srážko-odtokového procesu v povodí (Starý, 2005)

Jedná se o velmi složitý proces, který je ovlivněn řadou klimatických a geografických činitelů. První skupinu tvoří především časoprostorové rozložení příčné srážky, vlhkost a teplota ovzduší, výpar, atmosférický tlak, rychlost a směr větru apod. Druhou skupinu tvoří především velikost plochy a tvar povodí, říční síť, sklonitostní, morfologické, pedologické a hydrogeologické poměry, vegetační pokryv aj.

Ještě než srážková voda dopadne na zemský povrch, je částečně zadržena na vegetaci či na površích vytvořených člověkem formou intercepce. Zadržaná voda ze srážek může být evaporována do atmosféry či nakonec steče na zemský povrch (Smith a Wheatcraft, 1993 In Žlábek, 2009). Po dopadu srážek na zemský povrch se začne projevovat vliv povrchové akumulace prostřednictvím přirozených povrchových depresí, či umělých akumuláčních prostor. Takto zachycená voda na povrchu může dále infiltrovat prostřednictvím půdního profilu či se vypařit. Intercepce a povrchová akumulace se sice podílejí na celkové vodní bilanci, ale nemohou svojí velikostí podstatně ovlivnit utváření odtoku. Rozhodujícím činitelem pro retenci je infiltrace (Kantor, 2003). Při extrémnějších srážkových situacích tento stav řadí intercepce porostu, jakožto bilanční složku ovlivňující transformaci srážkových odtoků, do pozice položek zanedbatelných (Malá, 2002).

Srážko-odtokový proces lze dle Starého (2005) rozdělit na hydrologickou a hydraulickou transformaci viz obr. 3. V průběhu hydrologické transformace jsou od srážky dopadající na povodí postupně odečítány hydrologické ztráty (evapotranspirace, intercepce, navlhání, infiltrace, povrchová retence.). Evapotranspirace (výpar) je proces složený z fyziologického a fyzikálního výparu. Intercepce je definována jako množství srážky zachycené na povrchu vegetace či na povrchu předmětů. Takto zachycená voda nikdy nesteče nebo nedopadne na povrch půdy a po určitém čase se z těchto povrchů odpaří. Část srážky, která dopadne na povrch, se také ztrácí infiltrací či povrchovou retencí. Infiltrací je míněn průsak vody do půdy a propustných hornin. Ztráta povrchovou retencí naopak představuje část srážek, které jsou dočasně zadrženy na povrchu terénu v různých terénních depresích. Postupnou separací

hydrologických ztrát od časového průběhu intenzity srážky, získáme efektivní intenzitu srážky. Množství vody takto spadlé na povrch terénu pak odtéká z povodí ve formě plošného povrchového odtoku. Tím je započata hydraulická transformace, kdy se plošný povrchový odtok postupně koncentruje v ronových a erozních rýhách a následně v říční síti až na odtok závěrovým profilem. V průběhu hydraulické transformace se voda spadlá na povodí přetváří na celkový odtok odtékající závěrovým profilem povodí.



Obr. 3 Hydrologická a hydraulická transformace (Starý, 2005)

2.3.1 Odtok vody z povodí

Srážko-odtokový proces je úzce spjatý s hydrologickou bilancí daného povodí. Hydrologická bilance zahrnuje porovnání atmosférických srážek, přítoků a odtoků vody a změn zásob povrchových a podpovrchových vod v určitém území, nejčastěji v povodí některého vodního toku za daný časový interval. Hydrologická bilance hodnotí změny zásob povrchové a podzemní vody způsobené časovou a prostorovou proměnlivostí přirozených vlivů, zejména klimatických činitelů a vytváří podklad pro hodnocení změn zásob vody, které jsou způsobeny užíváním vody nebo jinými antropogenními zásahy (Kol. ČHMÚ, 2012).

$$H_o = H_s - ET \pm H_r \quad (1)$$

kde:

H_o – výška odtoku (mm),

H_s – výška srážek (mm),

ET – evapotranspirace (mm),

H_r – retenční člen (množství vody, které zvýšilo nebo snížilo zásoby povrchové a podzemní vody) (mm).

Hydrologická bilance v podstatě spočívá v řešení vztahu, který vyjadřuje kvantitativní rozdělení srážkové vody na jednotlivé složky hydrologické bilance a je dán rovnicí (Kříž, 1983):

$$H_s + O_z + O_p + H_r = O'_p + H_e + O'_z + H'_r \quad (2)$$

kde:

H_s – voda ze srážek na ploše řešeného území (mm),

H_e – voda vypařená z plochy řešeného území (mm),

H_r – zásoby povrchové a podpovrchové vody v území na začátku řešeného období (mm),

H'_r – zásoby povrchové a podpovrchové vody v území na konci řešeného období (mm),

O_p – přítok povrchové vody na území (mm),

O'_p – povrchový odtok z území (mm),

O_z – přítok podzemní vody do území (mm),

O'_z – podzemní (základní) odtok vody z území (mm).

Vliv fyzicko-geografických faktorů na odtok vody z povodí

Působení jednotlivých fyzicko-geografických faktorů při procesu vytváření povodně se velice často vzájemně podmiňuje, a proto je problematické jejich vlivy vyčleňovat a samostatně hodnotit (Šercl, 2009). Ten také uvádí, že primární a hlavní příčinou velikosti objemu povodňového odtoku a jeho časového rozložení je vždy velikost a časové rozložení srážek, zatímco geomorfologické či půdní charakteristiky vytvářejí sice důležité, ale z hlediska tvorby povodně jen následné podmínky pro časové rozložení jednotlivých složek odtoku. Krešl (2001) uvádí, že s rostoucí plochou povodí obvykle roste i hodnota kulminačního průtoku. Plocha povodí také ovlivňuje tvar povodňové vlny, s rostoucí plochou se stává povodňová vlna plošší (Daňhelka, 2007).

Geologie ovlivňuje další charakteristiky povodí, především typ a mocnost půdy, sklon a tvar povodí. Vlastní geologické podmínky se uplatňují převážně ve smyslu rozložení propustných a nepropustných území (Daňhelka, 2007). Geologické podloží a jeho propustnost má význam pro utváření odtoku v období bezdeští. Ovšem nepropustné vrstvy s málo mocným půdním překryvem snižují celkovou retenční kapacitu povodí a spolupůsobí při prudkém stoupání průtoků při vydatných deštích (Žlábek, 2009). Geologické poměry povodí umožňující vznik velkých zásob podzemní vody (šterky, pískovce) mají čáry překročení průtoků ploché. Opakem jsou pak povodí mající čáry překročení strmé (Krešl, 2001).

Problematikou vlivu využívání území na hydrologický režim krajiny se zabývalo mnoho autorů. Jak popisuje Žlábek (2009) většina poznatků týkající se této problematiky pochází na jedné straně z experimentálních studií (např. Bosch a Hewlett, 1982), nebo dlouhodobých pozorování (např. Schwarze a kol., 1994) a na straně druhé z použití

distribuovaných hydrologických modelů, které umožňují rozlišení časového a plošného rozdělení složek vodní bilance a nepopisují tak pouze stav minulý a současný, ale dovolují rovněž vyhodnotit budoucí scénáře (např. Klöcking a Haberlandt, 2002).

Krajinný pokryv určuje míru intercepce daného území a jeho infiltrační vlastnosti. Tím je výrazně ovlivněna intenzita rychlé složky odtoku (přímý odtok). Pro vznik rychlého odtoku jsou nepříznivé zemědělské plochy bez dostatečného zapojení pěstovaných plodin chránících půdní povrch na počátku vegetační sezóny, jako jsou chmelnice, vinice, porosty kukuřice apod. (Daňhelka, 2007). V lese dochází ke ztrátě srážkové vody jejím zachycením na listech a větvích stromů, odkud se voda vypaří (intercepce). Lesní porosty se uplatňují při tvorbě odtoku tím, že významně zvyšují retenci srážek, a tím snižují velikost efektivního deště a přispívají k retardaci odtoku. Krešl (1999) ve své práci uvádí množství zadržené vody v korunách stromů podle věku (tab. 1), druhu a zakmenění při dešti po dosažení jeho úhrnu 20–25 mm. Vlivu lesa na odtokové poměry se v podmínkách ČR věnoval také Tachecí (2002) či Chang (2006), Hewlett (1986) In Unucka (2008), kteří s vlivem lesa jednoznačně uvažují.

Tab. 1 Vliv druhové a věkové skladby lesního porostu na velikost intercepce v mm (Krešl, 1999)

Druh lesního porostu	Stáří lesního porostu		
	20letý	60letý	100letý
Smrkový	3,3–4,1	5,1–6,3	4,4–5,4
Borový	2,6–3,4	3,0–3,9	2,5–3,3
Bukový	1,9–2,3	3,5–4,1	3,1–3,6

Šercl (2009) ve své práci píše o shrnutí poznatků z vyhodnocení extrémních povodní (způsobených především krátkodobými přívalovými dešti) provedeného Kašpárkem (2007). Popisuje zde vliv vegetačního krytu na povodňový odtok především z krátkodobých intenzivních přívalových srážek, přičemž největší specifické kulminační průtoky byly dosaženy na orné půdě oseté kukuřicí. Odtoky z ploch orné půdy oseté jinými plodinami byly v porovnání s kukuřicí vždy menší. Nejmenší odtoky byly z ploch pokrytými travními porosty a příliš se nelišili od výšek odtoku ze zalesněných ploch.

Zajímavé výzkumy byly prováděny i na povodích ovlivněných výstavbou. Brun a Band (2000) uvedli, že nárůst nepropustných ploch v povodí o 18 % vedl k více než 20% poklesu v poměru základního odtoku k celkovému. Podobně Nunes a kol. (2006) zkoumali, jak velký vliv na odtokové poměry má zvyšující se rozsah urbanizace v povodí. Zvýšení podílu nepropustných ploch z 3,5 % na 15 % celkové plochy povodí vedlo ke zvýšení průměrných průtoků o 17,5 % a povodňových průtoků o 19 %.

Vliv změny klimatu na odtok vody z povodí

Voda v hydrosféře vlivem působení slunce, zemské gravitace a dalších činitelů, neustále cirkuluje a vytváří tak oběh vody. Celkové množství vody na Zemi je téměř konstantní, tj. množství srážek spadlých na Zemi je rovno výparu z povrchu Země (Řehánek a Kříž, 2002).

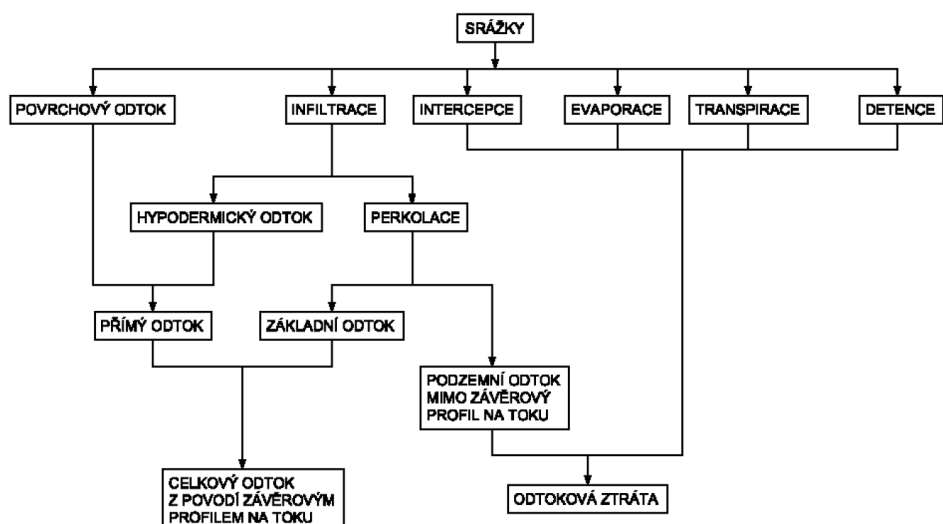
Změnu klimatu ovlivňující hydrologický režim lze v České republice pozorovat již řadu let. Nejmarkantněji jsou změny patrné na teplotách vzduchu, přičemž k nejvýraznějším změnám dochází v letním období zejména na jihu a jihovýchodě, v zimě a na jaře pak v západní části republiky. Naopak na podzim dochází pouze k minimálním změnám (Hanel a kol., 2011). Teplota je zásadní faktor ovlivňující hydrologickou bilanci zejména z toho důvodu, že s rostoucí teplotou roste potenciální evapotranspirace a dochází tedy k rychlejšímu úbytku vody z povodí. Růst potenciální evapotranspirace je nicméně na velké části našeho území kompenzován růstem srážek. V roční bilanci činí tento nárůst až 10 %, výraznější nárůst je u podzimních srážek (až 20 %, zejména v jižní části ČR). Z rozdílu změn srážek a potenciální evapotranspirace je zřejmé, že v roční bilanci dochází na velké části našeho území k účinné kompenzaci růstu potenciální evapotranspirace zvýšenými srážkami. Nicméně ve střední části ČR jsou povodí, pro která toto neplatí, což vede k dlouhodobé pasivní hydrologické bilanci a lze zde tedy již v současnosti pozorovat negativní dopady změny klimatu v podobě nedostatku vodních zdrojů v některých letech (Hanel a kol., 2011).

Problematikou se zabývá např. svazek 32 Národního klimatického programu ČR (Kalvová a kol., 2002). Na základě čtyř variant scénářů klimatické změny (vývoj imisí a předpokládaná citlivost zvýšení teploty v závislosti na zvýšení obsahu CO₂ v atmosféře), s použitím tří hydrologických modelů a dat z dvanácti povodí. I u optimistických scénářů se projevují zřetelné změny hydrologického režimu, zejména pokles průměrných průtoků průměrně o cca 15 %. U pesimistických scénářů jsou poklesy průměrných průtoků v rozmezí 25–40 %, což již znamená zásadní změnu hydrologického režimu (Žlábek, 2009).

2.3.2 Složky odtoku

Odtok lze dle ČSN 75 0110 definovat jako objem vody odteklé z povodí nebo vodního útvaru za daný časový interval. Odtok rozdělujeme na jednotlivé složky podle času, za který se srážková voda do povrchových toků dostane, a podle způsobu jakým se do povrchových toků dostává (Kříž, 1983 In Švarcová, 2013).

Odtékání vody z povodí ve srážko-odtokovém procesu, lze rozdělit na dvě základní složky, základní a přímý odtok. Podrobnější dělení jednotlivých složek odtoku je patrné z obr. 4.



Obr. 4 Schéma jednotlivých složek odtoku dle ČSN 75 0110

2.3.3 Celkový odtok v povodí

Celkový odtok v daném povodí je souhrnem všech složek odtoku procházejícího závěrovým profilem za daný časový interval (ČSN 75 0110). Lze jej rozdělit na dvě základní složky, přímý a základní odtok. Schéma složek a fází odtokového procesu je znázorněno na obr. 4.

2.3.4 Přímý odtok

Přímý odtok je složka celkového odtoku tvořena povrchovým i podpovrchovým (hypodermickým) odtokem (ČSN 75 0110). Je to ta část celkového odtoku vody, která se do povrchových toků dostává už během trvání deště. Přímý odtok je hlavní příčinou povodní i vodní eroze půdy. Přímý odtok je odezvou na srážku nebo tání, zatímco základní složka je výslednicí dlouhodobé redistribuce podzemních vod (Kulhavý a kol., 2001).

2.3.5 Základní odtok

Základní odtok je možné definovat mnoha způsoby. Norma ČSN 75 0110 jej definuje jako složku celkového odtoku tvořenou vývěrem podzemních vod do sítě vodních toků. Chow a kol. (1988) jej popisují jako pomalu se měnící tok v období bez srážek.

Základní odtok je důležitou vývojovou součástí celkového odtoku, která pochází z uložených podzemních vod, nebo jinak zadržovaných zdrojů (mělké podpovrchové vzdušné vody, jezera, tání ledovců atd.). Přes většinu suchých ročních období, se soustředěný odtok skládá výhradně ze základního odtoku. Ve vlhkém období, je průtok tvořen základním odtokem a okamžitým odtokem, který představuje přímou reakci povodí na srážkové události (Smakhtin, 2001 In Švarcová, 2013).

Dle definice Kessla a Kněžka (2000) základní odtok představuje část celkového odtoku z území k určitému profilu na povrchovém toku, který je tvořen dotací z podzemních vod. Z této definice vyplývá, že představuje pouze část odvodnění z hydrogeologické struktury.

Kromě základního odtoku jsou do procesu odvodnění zahrnuty i další složky, např. ztráty evapotranspirací, přetékání přes hranice struktury, antropogenní vlivy (čerpání zdrojů podzemních vod).

Pro stanovení přírodních zdrojů podzemní vody lze použít několik metod, které se liší podle vstupních údajů a způsobu zpracování. V zásadě se však převážně stanoví podzemní složka odtoku, která je považována za hodnotu nejbližší přírodním zdrojům podzemní vody (Kněžek, 1988).

V prvé řadě jde o metodu hydrologické bilance. Samostatnou skupinu tvoří způsoby zpracování průtokových dat ze sledování na vodoměrných stanicích povrchových toků včetně rozborů poklesových částí hydrogramů – výtokových čar. Do této skupiny spadá především ověřená a nejvíce používaná metoda Killeho a dále postup zaváděný v současné době do praxe ČHMÚ, označený jako Eckhardtův filtr (Eckhardt, 2005).

2.3.6 Podzemní odtok

Podzemním odtokem rozumíme pohyb vody v nasycené zóně půdního profilu, tedy přesně pod úrovní hladiny podzemní vody (Hrádek, 2002).

Obecně je odtok podzemní vody do toku považován za rovný odtoku základnímu získanému s pomocí metod separace odtoku (Halford a Mayer, 2000). Podzemní vody proudí skrz navzájem propojené póry, mikrotrhlinami mezi hranicemi zrn a trhlinami větších rozměrů (Smith a Wheatcraft, 1993). Relativně pomalé rychlosti proudění podzemní vody a její dlouhá doba zdržení ve zvodních vytváří nepřetržitý odtok vody do vodních toků a vodních nádrží. Tento proces zajišťuje minimální výšky hladin ve vodních nádržích a minimální průtok ve vodních tocích v bezsrážkových obdobích (Serrano, 1997 in Žlábek, 2009).

2.3.7 Podpovrchový (hypodermický) odtok

Podpovrchový (hypodermický) odtok je složkou celkového odtoku v hydrologické bilanci, která odtéká do sítě vodních toků bezprostředně pod povrchem terénu, aniž dosáhne hladiny podzemní vody. Tento odtok může být bezprostřední nebo zpožděný podle dosažené hloubky pod terénem a propustnosti horninového prostředí (ČSN 75 0110). Hlavním zdrojem tohoto odtoku je tedy infiltrovaná voda.

Podpovrchový odtok je součástí přímého odtoku a vzniká, když infiltrovaná voda v půdě stéká po mělce uložené vrstvě, aniž by dosáhla hladiny podzemní vody. Odtud může opět vyvěrat na povrch, kde se stává součástí povrchového odtoku. Takový odtok probíhá v několik desítek centimetrů mocné vrstvě, jejíž spodní rozhraní je charakteristické náhlým snížením hydraulické vodivosti. Zpožděný podpovrchový odtok probíhající v nenasycené zóně může trvat až několik týdnů po skončení deště. S větší hloubkou pod zemským povrchem roste saturace (stav, kdy tlak vody je vyšší než tlak atmosférický). Povrch, kde se tento tlak rovná atmosférickému je definován jako hladina podzemní vody. Pod touto úrovní v tzv. zóně saturace jsou všechny póry kompletně naplněny vodou. Propojený systém půdních pórů naplněných vodou se nazývá kapilární rozhraní. Půda nad tímto rozhraním je

známa jako nenasyčená zóna či zóna aerace. Kapilární rozhraní může vlivem dešťů měnit svou výšku v půdním profilu, poté se ale většinou vrátí na svou průměrnou úroveň (Hrádek a Kuřík, 2002; Olsson a Pilesjö, 2002).

2.3.8 Povrchový odtok

Povrchový odtok je složka celkového odtoku, která stéká z povodí do hydrografické sítě (ČSN 75 0110). Hlavním zdrojem tohoto odtoku je srážkový úhrn. U povrchového odtoku jsou rozlišovány tři základní fáze, fáze nasycování půdy, fáze plošného nebo svahového odtoku a fáze soustředěného odtoku v říční síti. (Hrádek a Kuřík, 2002).

V první fázi nasycování půdy nevzniká povrchový odtok, protože je veškerá srážková voda buď vsakována do půdy, nebo zadržována v povrchových depresích. Důvodem je malá intenzita deště, která je převyšována koeficientem hydraulické vodivosti vyjadřujícího schopnost půdy vést vodu (Kodešová, 2012). Ve druhé fázi povrchového odtoku intenzita deště převyšuje koeficient hydraulické vodivosti. Dle Berana (2009) dochází k povrchovému odtoku, který je dále soustředěn do říční sítě, což představuje třetí fázi povrchového odtoku.

Povrchový odtok je voda, která plošně stéká po zemském povrchu. Je to nejrychlejší část odtoku. Může vzniknout třemi způsoby (Fárek a Unucka, 2010):

1. Po překročení infiltrační kapacity půdy (tzv. Hortonův odtok).
2. Opětovnou „exfiltrací“ vody v nižších částech svahu.
3. Při překročení retenční kapacity (tzv. Dunneho odtok).

Specifické podmínky pro vznik povrchového odtoku vznikají v období tání sněhu. Intenzita tání je podstatně nižší než intenzita dešťových srážek. Avšak rychlost vsakování je minimální a kolísá u hlinitých a jílovitých půd mezi 0,01 až 1,0 mm.den⁻¹, protože půda je v zimě promrzlá a v povrchových vrstvách nasycená vodou. Značné množství tající vody proto odtéká (Toman a Podhrázká, 2002).

2.4 Metody určení základního odtoku

Pro stanovení přírodních zdrojů podzemní vody lze použít několik metod, které se liší podle vstupních údajů a způsobu zpracování. V zásadě se však převážně stanoví podzemní složka odtoku, která je považována za hodnotu nejbližší přírodním zdrojům podzemní vody (Kadlecová a kol., 2010). Ke stanovení základního odtoku, tj. přítoku podzemních vod do vodních toků, popřípadě i do nádrží slouží různé metody, jako např. metoda hydrologické bilance, genetické metody či metody matematické statistiky. Další samostatnou kategorií jsou metody matematického modelování, kde za nejjednodušší se dá považovat metoda konstantního odtoku, kde se hodnota základního odtoku definuje pomocí konstantního průtoku. Složitější je pak např. metoda exponenciálního poklesu či metoda lineární nádrže.

Mnoho hydrologických studií zaměřených na nízké průtoky je založeno na analýze datových řad o průtocích, používající metody jako analýzu četnosti (např. rozdělení

pravděpodobnosti) a metody separace jako např. digitální filtry či analýza poklesových větví (Smakhtin, 2001). Separace složek, dohromady tvořící celkový odtok vody z povodí v závěrovém profilu je základním nástrojem hydrologie, kterým se zabývala již řada autorů a to jak v podobě empirických, tak i hydrologicky zdůvodněných metod (Kulhavý a kol., 2001).

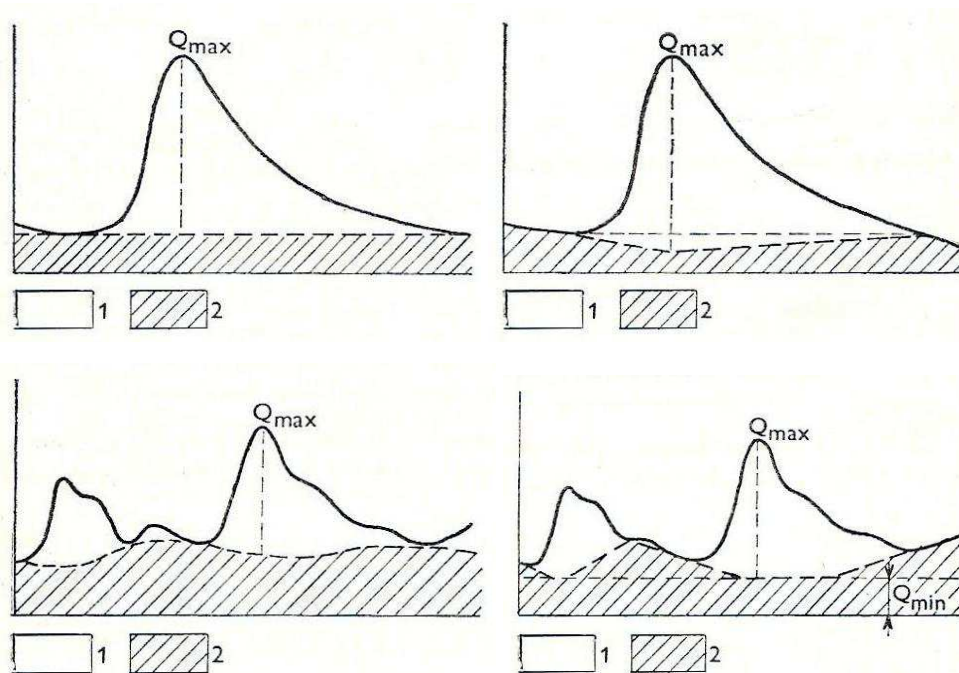
Většina metod je založena na grafické nebo početní analýze hydrogramu (Kulhavý a kol., 2001). Separace základního odtoku z hydrogramu celkového odtoku je již dlouho předmětem zájmu v hydrologii, protože křivka recese základního odtoku sama o sobě obsahuje cenné informace o vlastnostech zvodnělých vrstev povodí. Velký počet stávajících technik a vysoká úroveň subjektivity v separaci základního odtoku z celkového soustředěného odtoku ukazuje, že problém není zcela objasněn (Szilagyi a Parlange, 1998).

2.4.1 Metoda rozčlenění hydrogramu

Často používanou metodou je metoda rozčlenění hydrogramu tj. rozdělení chronologické čáry průtoků na jednotlivé složky. Výchozím předpokladem je, že celkový odtok vody v určitém profilu toku je zpravidla tvořen následujícími složkami (Kliner a kol., 1978):

1. Povrchový odtok – část srážkové vody, která se nevypařila a nevsákla, ale odtéká po povrchu terénu.
2. Hypodermický odtok (odtok z pásma aerace) – voda, která stéká do koryta toku ve vrstvě bezprostředně pod povrchem a nedosáhne souvislou hladinu podzemní vody.
3. Základní odtok (odtok z pásma nasycení) – přirozený přítok z podzemních vod.

Poměr těchto tří složek odtoku je plošně i časově proměnlivý. Zvláště pro větší bilancované celky je obtížné rozlišit hypodermický a povrchový odtok. Proto se z hydrogramu obvykle vyčleňuje jen odtok přímý, který je součtem povrchového a hypodermického odtoku (Kadlecová a kol., 2010). Při rozčleňování hydrogramu na dvě hlavní složky se používá několik odlišných metod, které však přihlížejí pouze k některým činitelům ovlivňujícím odtokový proces. Tyto metody je v podstatě možné rozdělit do dvou skupin. První z nich tvoří ty způsoby rozčlenění hydrogramu, které vycházejí výlučně z průtokových hodnot, kdežto do druhé náleží metody přihlížející kromě toho i k některým charakteristikám režimu podzemních vod v příslušném území (Kříž, 1983). Metody rozčlenění hydrogramu lze dělit na metody, které vycházejí pouze z údajů o odtoku – jsou využívány zejména proto, že jsou jednodušší a pracují s údaji, které jsou relativně snadněji dostupné, naproti tomu metody vycházející i z údajů o podzemní vodě vyžadují dobrou znalost hydrogeologických poměrů (Kadlecová a kol., 2010). Nejjednodušší způsob rozčlenění hydrogramu spočívá v jeho rozdělení vodorovnou čarou probíhající počátkem průtokové vlny, za který je možno považovat okamžik, kdy dochází k výraznému zvětšování průtoků (obr. 5). Další metoda určuje hranice mezi základním a přímým odtokem v podobě čáry spojující měsíční minimální průtoky, v podobě různě lomené přímky, která do jisté míry přihlíží i ke tvaru průtokové vlny, tj. přechodného zvětšení a následujícího poklesu průtoků, avšak s tím rozdílem, že dělicí linie má zpravidla obrácený průběh než tato vlna – obr. 5. Znamená to prakticky, že obvykle v době nejvyššího přímého odtoku je základní odtok relativně nejnižší.



Obr. 5 Způsoby rozčleňování hydrogramu na přímý a základní (podzemní) odtok. 1 – přímý odtok, 2 – základní odtok (Kříž, 1983)

Nevýhodou všech metod je jejich značná pracnost a subjektivita při vyhodnocování. Při rozčlenění hydrogramu v jeho celém průběhu je možno vycházet z toho, že postupný pokles odtékajícího množství v čase vyjadřuje výtoková čára (poklesová větev), pro jejíž popis jsou v hydrologii podzemních vod nejčastěji užívány vztahy odvozené Boussinesquem (Žlábek, 2009), které jsou podrobně analyzovány např. Slepíčkou a kol. (1989):

$$Q = Q_0 \cdot e^{-at} \quad (3)$$

kde:

Q_0 – počáteční průtok poklesové větve ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

a – recesní konstanta (-),

t – čas (hod).

2.4.2 Další metody určení základního odtoku

K výpočtu základního odtoku jsou v ČHMÚ užívány postupy rozčlenění hydrogramu, metoda Killeho, metoda Kliner-Kněžkova. V současné době je užíván zejména postup Kliner-Kněžkův, doplněný metodami separace hydrogramu. Výsledky metody Killeho představují soubor dlouhodobých charakteristik.

Metoda Klinera a Kněžka

Z domácích autorů sestrojili vhodnou metodu separace odtoku např. Kliner a Kněžek (1974). Tato Metoda členění průtoků s využitím měření hladiny podzemní vody využívá vzájemného vztahu pohybu hladin podzemní vody v pozorovaném vrtu a v relevantním povrchovém toku. Podmínkou pro uplatnění metody je sledování na odpovídajících objektech. Při hydraulickém řešení úloh pohybu podzemní vody se vychází z obecné rovnice nestacionárního proudění v homogenním porézním prostředí, odvozené Boussinesqem pro jednorozměrné rovinné prostředí s volnou hladinou. Příklad dotace povrchového toku podzemními vodami je však úloha prostorová. Za předpokladu, že sklon hladiny podzemní vody směřuje k povrchovému toku, lze jej charakterizovat rozdílem hladin v povrchovém toku a v pozorovacím vrtu. Zvětšování nebo zmenšování rozdílu hladin pak odpovídá změnám příronu podzemních vod (Kadlecová a kol., 2010). Řešení vedoucí k zjednodušenému vztahu pro určení podzemního příronu, resp. složky podzemního odtoku uvádějí Kliner a Kněžek (1974).

Odvození vedlo ke vztahu:

$$Q_z = f(\Delta H) \quad (4)$$

kde:

ΔH – rozdíl hladin v pozorovacím vrtu a vodoteči (m).

Metoda minimálních měsíčních průtoků (metoda Killeho)

Metodu založenou na zobrazení minimálních průměrných denních průtoků toku po jednotlivých měsících hodnoceného období v pravouhlém souřadném systému vyvinul Kille (1970). Pro úspěšný výpočet by mělo být období delší než deset let, pokud však není tato podmínka splněna, lze použít i analogie z povodí s vhodnými, obdobnými přírodními podmínkami a s dostatečně dlouhou dobou měření. Nevýhodou Killeho metody je, že v období relativně malých vodností výsledky nepostihují proměnlivost odtoku v závislosti na změnách hydrogeologických vlastností kolektoru v povodí a nerovnosti rozložení atmosférických srážek. Předností této metody jsou především snadná dostupnost podkladových dat nevyžadujících doplňkové údaje, regionální platnost, rychlost a jednoduchost zpracování, které téměř vylučuje subjektivní zásahy vedoucí u různých zpracovatelů k výrazněji odlišným výsledkům. Metoda minimálních měsíčních průtoků je z větší části empirická. Její základ, totiž výběr nejmenšího průměrného denního průtoku v měsíci, je obdobný některým metodám vyčlenění základního odtoku z hydrogramu. Přínos metody Killeho je v tom, že takto vybrané hodnoty jsou seřazeny do čáry překročení a ta je v oblasti vyšších hodnot aproximována čarou odpovídající tečně jejího průběhu v oboru maximálních výskytů. Zjednodušeně můžeme říci, že se v této metodě pracuje s čarou překročení jako s čarou poklesu průtoků. Upustíme-li od exaktního vyjadřování, najdeme zdůvodnění v tom, že oblast hodnot průtoků nad aproximovanou čarou procentuálně odpovídá počtu minimálních měsíčních průtoků ovlivněných ať již přímým nebo hypodermickým odtokem (Kněžek, 1988).

Metoda hydrologické bilance

Použití metody je vhodné za podmínky, že hydrogeologické povodí hodnocené struktury lze srovnat s hydrologickým povodím. Hydrologická bilanční rovnice má velké množství modifikací, v obecném tvaru ji lze dle Kadlecové a kol. (2010) zapsat:

$$Q_z = S - ET - Q_p + P_{pov} + P_{podz} + /- \Delta W \quad (5)$$

kde:

Q_z – základní odtok (mm),

S – atmosférické srážky (mm),

ET – evapotranspirace (mm),

Q_p – přímý odtok (mm),

P_{pov} – přítok vody povrchovými vodními toky (mm),

P_{podz} – přítok podzemní vody (mm),

ΔW – změna zásob vody v bilancovaném území (mm).

Bilanční rovnice má velký počet členů. Největší problémy a chyby při tomto způsobu výpočtu základního odtoku způsobuje komplikované a mnohdy nedostatečně přesné stanovení velikosti jednotlivých členů bilanční rovnice. Překážkou je obtížná dosažitelnost úrovně spolehlivosti jednotlivých členů, tak aby si jejich hodnoty odpovídaly jak časově, tak územně. Při aplikaci metody je proto snahou zvolit vhodné, dostatečně dlouhé časové období, při němž by se mohly některé členy rovnice blížící se nule zanedbat (Kadlecová a kol., 2010).

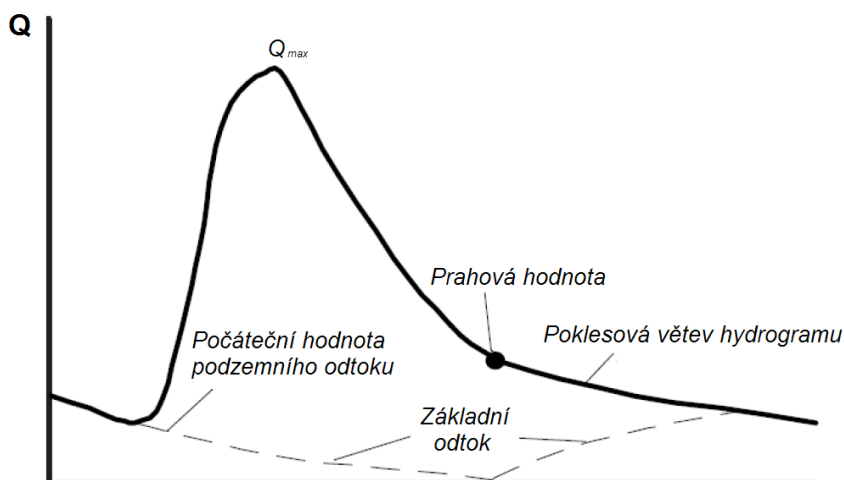
Digitální filtry

Lyne a Hollick (1979) byli pravděpodobně první, kdo navrhl použití digitální filtrace k rozdělení odtoku na dvě složky, rychlý a zpožděný (základní) odtok. V případě použití metody digitálního filtru je nutné odhadnout velikost koeficientu pomocí použití jiné metody (např. analýza rozčlenění hydrogramu), anebo použít již vyzkoušenou hodnotu koeficientu pro dané podmínky povodí. Přehled a popis vybraných digitálních filtrů je uveden v publikaci Graysona a kol. (1996). Eckhardt (2005) vyvinul filtr založený na předpokladu, že výtok z kolektoru je podle Boussinesqovy rovnice lineárně závislý na velikosti zásoby podzemní vody. Tento postup je v současné době zaváděný do praxe ČHMÚ.

Metoda exponenciálního poklesu

Metoda exponenciálního poklesu definuje velikost podzemního odtoku v daném čase pomocí počátečního podzemního odtoku (obr. 6). Kromě počáteční hodnoty a konstanty

poklesu je nutné zadat prahové hodnoty, vyjádřené jako hodnota průtoku nebo jako podíl tohoto průtoku vzhledem k velikosti kulminace, při kterém se začne podzemní odtok opět zvyšovat (např. inflexní bod na poklesové větvi hydrogramu).



Obr. 6 Metoda exponenciálního poklesu (Feldman, 2000, upraveno)

Průběh základního odtoku je pak popsán následující exponenciální rovnicí (Jeníček, 2009):

$$Q_t = Q_0 \cdot k^t \quad (6)$$

kde:

Q_t – základní odtok v čase t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

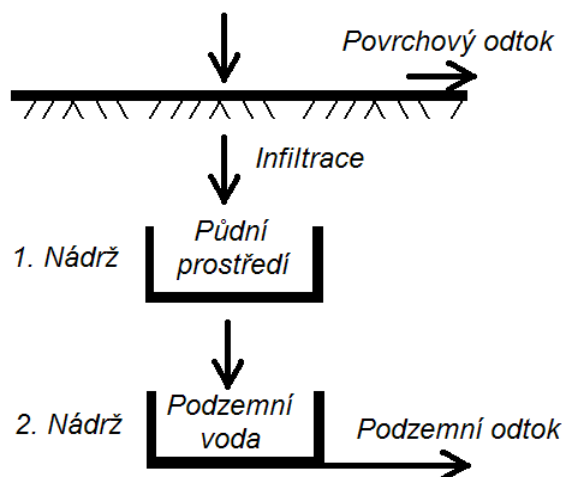
Q_0 – počáteční základní odtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

k – exponenciální poklesová konstanta (-),

t – čas (s).

Metoda lineární nádrže

Metoda lineární nádrže zohledňuje retenční schopnost půdy – uvažuje s dočasným zadržením vody v půdě, kde půdní prostor je pro zjednodušení nahrazen fiktivní lineární nádrží. Tato nádrž je charakterizována přítokem, odtokem a objemem. Tyto tři parametry jsou proměnné v čase. Povrchová voda infiltrující do půdy představuje přítok do nádrže. Po dosažení objemu nádrže voda z nasyceného půdního prostředí přetéká do další nádrže umístěné pod první nádrží. Jedná se tedy o vertikální systém fiktivních nádrží (obr. 7). Mezi objemem nádrže a odtokem vody z nádrže existuje lineární závislost, tato závislost je dána tzv. retenčním koeficientem neboli dobou prodlení. Odtok z druhé nádrže pak představuje podzemní odtok.



Obr. 7 Schéma vertikálního systému nádrží (Feldman, 2000, upraveno)

Metoda vychází z rovnice kontinuity (Feldman, 2000, upraveno):

$$\frac{dV}{dt} = Q_t - O_t \quad (7)$$

kde:

dV/dt – změna objemu za čas ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

Q_t – přítok do nádrže v čase t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

O_t – odtok z nádrže v čase t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Lineární závislost mezi objemem a odtokem vody z nádrže je pak dána rovnicí (Feldman, 2000, upraveno):

$$V_t = k \cdot O_t \quad (8)$$

kde:

V_t – objem nádrže v čase t (m^3),

k – retenční koeficient (doba prodlení) (s),

O_t – odtok z nádrže v čase t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

V některých případech lze dosáhnout přesnějších výsledků použitím modelu nelineárních nádrží, v tomto případě retenční koeficient není konstantní, ale je funkcí odtoku vody z nádrže nebo objemu nádrže.

Ostatní metody

Další metodou je pak velmi účinná, ale nákladná analýza obsahu přírodních izotopů ve srážkách, v půdní a podzemní vodě i v odtoku (Buttle, 1994; Uhlenbrook a Leibundgut, 2000; Frederickson a Criss, 1999). Gibson a kol. (2000) pro svažité zalesněné povodí vyhodnotili podíl přímého odtoku na 12 % a základního na 88 %, dobu zdržení na 2 měsíce a celkový objem zadržené vody v povodí na 400 mm. Obecně pak při použití metod separace odtoku analýzou obsahu přírodních izotopů uvádí Buttle (1994) nejméně 50 % jako podíl základního odtoku na malých a středně velkých povodích.

Jako další možností jsou chemické metody pro separaci odtokových složek hydrogramu. Langbein a Dawdy (1976) objevili poměrně těsnou závislost mezi velikostí průtoků a chemickým složením vody. Jako chemické stopovače mohou být použity takové ionty, které se nevyskytují v dešťové vodě, anebo se v ní vyskytují v malých koncentracích (SiO_2 , Cl^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+}). Pekárová a Pekár (1996) použili chemickou metodu separace na malém povodí ve východním Slovensku a zjistili, že povrchový odtok se podílel 57,5 %, podpovrchový odtok 21,1 % a podzemní odtok 21,4 %.

Zajíček a kol. (2008) se v současné době zabývají možnostmi separace rychlé složky drenážního odtoku pomocí měření teploty vody v drenážních systémech. Využívají rychlé odezvy drenážních průtoků na teploty drenážní vody na srážkovou činnost. V chladném období klesá teplota drenážní vody při zvyšujícím se průtoku, v teplém období naopak stoupá (Žlábek, 2009).

2.5 Retence vody v krajině

Retenci vody lze dle ČSN 750110 definovat jako dočasné přirozené nebo umělé zdržení vody na povrchu nebo pod povrchem reliéfu, či jako rozdíl přítoku do uvažovaného prostoru a odtoku z něho za časovou jednotku. Tato voda může být dočasně zadržena na povrchu lesních či travních porostů, křovin, na povrchu půdy, v půdním profilu, v korytě toku, v umělých retenčních prostorech jako jsou vodní nádrže se stálým nadržáním, či suché nádrže, záchytné průlehy a příkopy atd. Retence vody v povodí je důležitým faktorem pro zachycení srážek a jejich transformaci.

Problematika kvantifikace přirozené vodní retenční schopnosti krajiny za povodně je složitý fyzikální děj. Konkrétní velikost retence v průběhu času povodňové události ovlivňuje mnoho geografických faktorů spjatých s fyzikálními vlastnostmi povodí a klimatických faktorů (Spitz a kol., 2000).

Mioduszewski (1998) ve svém příspěvku upozorňuje na častý výskyt extrémů ve vodním režimu ať již sucha nebo povodní jako důsledek snížení retenční schopnosti povodí. To vysvětluje výrazným snížením přirozené retenční schopnosti krajiny způsobenou v mnoha povodích mýcením lesa, budováním drenážních systémů, pokrytím zemského povrchu vrstvami asfaltu a betonu, degradací minerálních a organických složek půdy, rušením potoků a malých nádrží apod. Větší problémy s retencí vody nastaly po roce 1948. V komunistickém systému tvorby krajiny zmizely meze (ty samy o sobě mají sice malou retenční schopnost, ale rozdělovaly a zpomalovaly odtoky vod po svažitém pozemku),

výrazně se začaly zvětšovat bloky orné půdy, na zemědělské pozemky se dostala těžká mechanizace, půdy v povrchové i podpovrchové vrstvě byly utužovány. Zemědělská půda dnes v ČR zaujímá rozlohu 4,22 mil. ha, z toho orná půda má výměru 2,99 mil. ha a velká část odtoku vzniká mimo jiné i zde. Odtok vzniká i v lesích (2,66 mil. ha) a na lesních cestách. Také druhová skladba lesů či velkokapacitní způsoby těžby lesa jsou velkými problémy z hlediska retence vody v povodí (Kvítek, 2013). K retenci vody dochází jak na povrchu terénu a v přízemní vegetaci, tak v nadložním humusu a v hlubších vrstvách půdy, její zvýšení je možno docílit pomocí technických a biologických opatření v povodí. Na více než 60 procentech území se nacházejí krystalické horniny, vyznačující se malou schopností zadržovat vodu. Pokryvem tohoto horninového podloží jsou většinou kambizemě s malou až střední infiltrační rychlostí, s celkovou retenční schopností do 120 mm srážek, a to u středně hlubokých půd. Zvýšení retence zemědělské půdy také může dle Kvítka (2013) vést ke snížení objemu a doby koncentrace odtoku, ke snížení eroze, zvýšení jakosti vody, snížení eutrofizace a ke zvýšení zásob podzemních vod. Retence vody v půdě je považována za jednu ze základních podmínek pro úspěšnou revitalizaci krajiny (Syrovátko a kol., 2003).

2.5.1 Vliv krajinného pokryvu na retenci

Retenční schopnost půdního profilu

Půda hraje v hydrologickém cyklu roli nádrže o značném retenčním objemu, který v celostátním měřítku řádově převyšuje objem vody v nádržích a vodních tocích (Kutílek, 1978). Retenční kapacita půd proto podstatně ovlivňuje transformaci srážky na odtok z povodí.

Retenční kapacita v rozmezí 60–90 mm je typická pro převládající půdní pokryv hor a vysočin (Lichner a kol., 2004). Nejspíše je to proto, že podobné klimatické a výškové podmínky vedou ke vzniku podobných půd (Eliáš a kol., 2002). Tím se také vysvětluje, proč deště o úhrnu nad 60 mm v podmínkách krystalinika vyvolávají zpravidla povodně.

Retenční schopnost lesů

Lesní porosty plní velmi významnou vodohospodářskou funkci, především z hlediska zabezpečování trvalosti a vydatnosti vodních zdrojů, ve snižování rozkolísanosti průtoků (retardace a retence, akumulace odtoku) a zlepšování kvality odtokové vody. Lesní porost svou existencí usměrňuje oběh vody tak, že v porovnání s holým povrchem zvyšuje absolutní množství srážek tvorbou horizontálních srážek, zvyšuje celkovou hodnotu výparu intercepce a transpirace přesto, že snižuje výpar z půdy, převádí větší množství srážkové vody do půdy zvýšeným vsakem a vytváří předpoklady pro jejich větší akumulaci v půdě, snižuje velikost povrchového svahového odtoku, tím zmenšuje předpoklady pro tvorbu erozních škod a zároveň zpomalením odtoku významně přispívá ke snížení kulminačních průtoků (Chmelová, 2006).

Tento vliv lesa na složky oběhu vody a na kvalitu vody vytvářející základní možnosti, které může lesní hospodářství využívat pro regulaci oběhu vody podle vodohospodářských požadavků, se nazývá vodní (hydrická) funkce (Papánek, 1978).

Možnosti hospodářských opatření účinně ovlivnit hydrické vlivy ve smyslu vodohospodářských požadavků spočívají:

- v ovlivňování zachycení horizontálních srážek,
- v zadržování srážkové vody a ve zpomalování jejího odtoku,
- ve snižování (zvyšování) nežádoucích složek výparu úpravou struktury lesních porostů, zamezení narušení humusových vrstev.

Toho lze dosáhnout následujícími hospodářskými opatřeními:

- úpravou struktury lesních porostů (druhovú skladba, věková struktura a prostorová úprava), obmýtí, obnova a výchova porostů,
- volbou vhodných těžebních a dopravních technologií,
- optimalizací a všestrannou výstavbou lesní dopravní sítě,
- úpravou vodního a vzdušného režimu lesních půd a jejich protierozní ochranou,
- úpravou lesnatosti a rozmístěním lesa v povodí.

Mechanismus působení lesa během srážek je vysvětlen velmi podrobně v odborné literatuře. Není jednoduché určit, jaká bude odezva na určitou srážku, protože výsledný odtok ovlivňují rozmanité podmínky v konkrétním povodí a velké množství faktorů. Zatím se příliš nedaří ani na základě modelování přesně předpovědět, jaký objem vody z území odeče, jaký lze předpokládat kulminační průtok a dobu, kdy ho bude dosaženo. To neplatí jen pro lesní porosty, ale obecně pro jakékoliv využívání půdy.

Retenční schopnost lesa se projevuje v několika fázích. Tato první fáze je obecně známá jako intercepce – zadržení části srážkové vody v korunách stromů. Je závislá na druhu, věku a zakmenění lesního porostu. Obecně platí, že jehličnatý les zadrží v této fázi více vody, než listnatý (Kantor a Šach, 2002). Určitý podíl srážek stéká po kmenech a společně se zbylou částí srážek, jež propadá do nižších pater, dosahuje půdního povrchu (např. bylinné patro, mechorosty, lišejníky, hrabanka, zbytky v jehličí, listí atd.). Tento pokryv část vody zadrží, při vydatnější srážce se voda může dostat až k samotnému půdnímu profilu, kde infiltruje. Celkovou vodní bilanci a utváření odtoku však intercepce a povrchová akumulace svou velikostí podstatně ovlivnit nemohou (Krešl, 1999). Podrobnější průzkumy prokázaly, že intercepce se v našich klimatických podmínkách pohybuje v rozmezí zhruba od 3 do 7 mm (při srážce o úhrnu kolem 25 mm). Velikost zadržení srážek pokryvnou vrstvou je závislá na její mocnosti a činí asi 3–8 mm, u mechových porostů i 10 mm. Rozhodující položkou v lesních porostech je však, který

reprezentuje ve vztahu k povrchové retenci a intercepci přibližně poměr 12 : 6 : 1 (Herynek, 1999 in Chmelová, 2006).

Infiltrace do půdy je ovlivněna řadou faktorů (např. mocnost, neporušenost a forma nadložního humusu, druh půdy a vlhkost). Zvýšená velikost vsaku se projevuje během prvních 30 minut deště, kdy se intenzita pohybuje od 1 do 3 mm.min⁻¹ a jeho celkový úhrn činí 30–90 mm. V dalších 60 minutách pak klesá na 0,3–0,2 mm.min⁻¹, tj. na 12 až 18 mm. Takto vsáklá voda se mění na podpovrchový odtok a způsobuje výrazné snížení rychlosti proudění a tím pozitivně ovlivňuje dobu koncentrace a maximální průtoky (Krešl, 1999). Z obdobných šetření vyplývá, že lesní půda je schopná pojmout až 150 mm srážek. Tato hodnota je považována za kritickou hranici, při které je již lesní půda zcela nasycena a nastává neřízený odtok celým půdním profilem (Kantor a Šach, 2002). Jiní odborníci uvádějí, že retenční vodní kapacita lesních půd je kolem 100 mm i méně, ale i tak je retardační účinek lesů na vytváření odtoku velmi významný. Lze předpokládat, že lesní porosty snadno pojmu srážky o úhrnu do 50 mm a i při velikosti srážek 100 mm je tlumící efekt lesů velký. Konkrétní situace se liší v závislosti na intenzitě a době trvání srážky, na druhu půdy a stavu lesních porostů. V úvahu je třeba brát i při těžbě a přibližování dřeva vznikající rýhy a odtokové dráhy, kterými se zrychluje odtok a dochází k erozním procesům, které se jinak v lese téměř nevyskytují.

Retenční schopnost travních porostů

Travní porosty se jeví jako velmi perspektivní kultury, neboť z hydrologického pohledu mají mnoho ekologicky významných vlastností. Na významné rozdíly infiltrační schopnosti různých travníkových druhů trav ve své práci poukazují autoři Fadrna a Hrabě (1997). Zapojený drnový porost má příznivější půdní strukturu, protože má v průměru o 10 % vyšší pórovitost nežli orná půda, což umožňuje lepší plynulý odtok a vsak přívalových i srážkových vod. V půdách pod trvalými travními porosty je pro hydrologické poměry důležitý obsah organické hmoty, který se odráží v jejich retenční schopnosti (Chmelová, 2006). Pro hydrologický efekt v krajině má význam i biologicky aktivní povrch rostlinné hmoty. Celoročně tvoří tento povrch mezičlánek mezi půdou a ovzduším a jeho rozměr podle roční doby kolísá přibližně od 1 do 10 m² povrchu listů na 1 m² plochy porostu. Biologicky aktivní povrch má význam při intercepci a evapotranspiraci.

Značný vliv má i způsob využívání travního porostu. Travní porost na louce zpravidla využívá vodu racionálněji než na pastvině. Příčina je v tom, že porost na pastvině se nachází častěji v období intenzivní spotřeby vody, případně ztráty vody (Mrkvička a kol., 1998). Rovněž tvoří izolační vrstvu, jež snižuje přímý výpar z půdy, a tím udržuje v půdě větší půdní vlhkost. Likvidace drnového fondu má za následek rozkolísání hydrologických poměrů.

Retenční schopnost orné půdy

Také orná půda je významným hydrologickým činitelem, podílejícím se na utváření vodního režimu krajiny. Na rozdíl od jiných kategorií se zemědělská půda vyznačuje intenzivní sezónní dynamikou změn pórovitosti, propustnosti, struktury mikroreliefu či druhové struktury, a tím i v kvalitě vegetačního pokryvu.

S druhem pěstovaných plodin úzce souvisí objemová hmotnost, pórovitost a infiltrační schopnost půdy. Poměrně vysokou infiltrační schopností se vyznačují půdy stanovišť obilovin a stanoviště ručně obhospodařovaných luk. Půdy bez vegetace, zvláště pak se ztvrdlým povrchem vzniklým po intenzivních deštích, půdy s kulturami kukuřice a vojtěšky a louky mechanizačně obhospodařované mají nejmenší infiltrační schopnost. Také mikrorelief vzniklý agrotechnickým zpracováním půdy se vyznačuje určitou povrchovou i vnitřní retenční schopností. Intenzifikací zemědělské výroby často dochází právě k negativnímu ovlivnění infiltrační schopnosti půdy (zhutňováním půd, zařazováním okopanin na úkor víceletých píceňin a travních porostů). V závislosti na těchto změnách se mění i hydrologické, zejména srážko-odtokové procesy v krajině (Kasprzak, 1990 in Chmelová, 2006).

Na druhé straně však je možno využívat šetrnějších technologií zpracování půdy (příprava půdy a setí v jedné operaci, setí do mulče ozimé meziplodiny atd.), které vodní bilanci stanoviště nezhoršují, neutužují půdu, pokrytím půdy snižují neproduktivní evaporaci apod. (Mrkvička a kol., 1998).

V práci Kasprzaka a kol. (1998) je řešen vztah mezi intenzitou příčinného deště a velikostí povrchových odtoků na různých obhospodařovaných experimentálních plochách zemědělské půdy (půda holá, půda s mladým travním porostem, vojtěškou, ozimou pšenicí, jejím strništěm). Při regionálních deštích byly hodnoty součinitelů povrchových odtoků na všech stanovištích jednotlivých plodin velmi nízké ($< 0,10$). Výskyt takovýchto dlouhotrvajících dešťů spadá zpravidla do letního období, kdy je půda již dostatečně chráněna vegetací. Pozemky s víceletými píceňinami, nebo ozimými obilovinami nepřispívají tedy zásadním způsobem ke vzniku povodní. Naproti tomu lokální deště (jaro, počátek léta) vyvolávaly zejména na vegetaci nekryté půdě, čerstvě agrotechnicky zpracované, mnohonásobně vyšší povrchové odtoky a jako takové se podílejí na vzniku lokálních povodní (Kasprzak a kol., 1998).

2.5.2 Metody výpočtu retence vody v povodí

a) Metoda stanovení efektivní retence povodí

Tato metoda je podrobně popsána např. Dumbrovským a kol. (1998), nebo Spitzem a Prudkým (2000).

Základní pojmy

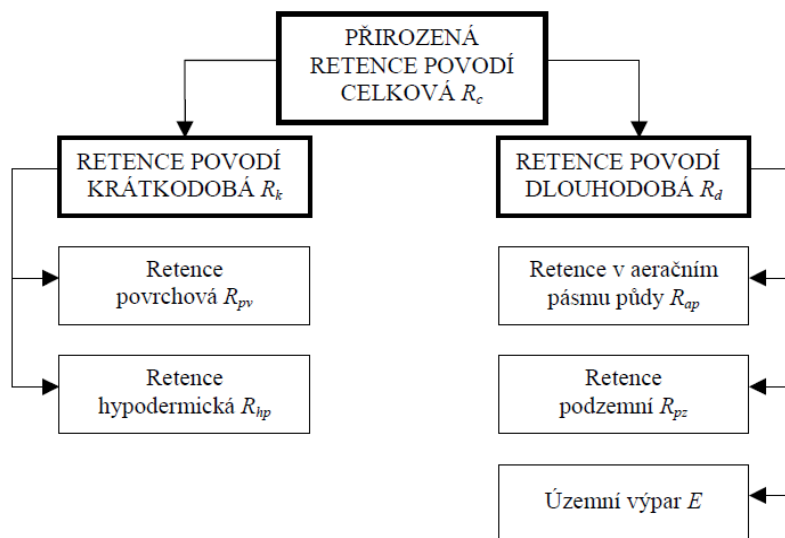
Autoři metody definují celkovou přirozenou vodní retenci povodí R_c jako vodu (bez retence v umělých vodních nádržích a v inundacích), která je dočasně zdržená na povrchu

plochy povodí, v půdním pokryvu, v lokálních terénních depresích, v korytě toku aj. přirozeným způsobem a sestává z pěti složek:

- *retence povrchová* R_{pv} obsahující vodu zdrženou a pohybující se v ploše povodí a v korytě toku,
- *retence hypodermická* R_{hp} obsahující vodu podpovrchovou pohybující se v bezprostřední vrstvě pod povrchem, aniž by dosáhla hladiny podzemní vody,
- *retence v aeračním pásmu půdy* R_{ap} sestávající z vody zachycené v pórech nenasyčené zóny půdy a vody infiltrující do podzemní vody,
- *retence podzemní* R_{pz} zahrnující infiltrovanou vodu zvětšující zásobu podzemní vody,
- *územní výpar* E , tj. výpar z povrchu půdy území společně s transpirací a intercepací.

Při povodňové události se objemy retence v aeračním pásmu půdy, podzemní retence a územního výparu mění mnohem pomaleji než objemy retence povrchové a hypodermické. Proto součet retence povrchové a hypodermické je nazván retence krátkodobá R_k , Součet retence v aeračním pásmu půdy, retence podzemní a územního výparu je nazván retence dlouhodobá R_d .

Rozdělení celkové přirozené retence povodí R_c na jednotlivé složky je schematicky zobrazeno na obr. 8.



Obr. 8 Schéma rozdělení celkové přirozené retence povodí (Dumbrovský a kol., 1998)

Vztah mezi okamžitou celkovou přirozenou retencí povodí R_{ct} (m^3), součtem srážek ΣH_t (m^3) v t dílčích časových intervalech, součtovým průtokem v závěrovém profilu ΣQ_t (m^3) a popřípadě součtovým retenčním objemem v umělých nádržích a inundacích Σr_t (m^3) za čas t od začátku povodňové události je možné vyjádřit vztahem:

$$R_{ct} = \sum_{t=1}^n H_t - \sum_{t=1}^n Q_t - \sum_{t=1}^n r_t \quad (9)$$

příčemž v případě, že v povodí nejsou umělé vodní nádrže ani inundace je $\Sigma r_t = 0$.

Celková přirozená retence povodí R_{ct} (m^3) v každém čase t je rovna součtu retence krátkodobé R_{kt} (m^3) a dlouhodobé R_{dt} (m^3):

$$R_{ct} = R_{kt} + R_{dt} \quad (10)$$

Z průběhu zpracovaných hodnot předchozím postupem lze, tak v každém časovém kroku nebo za určitý počet časových kroků, objemově kvantifikovat okamžitou celkovou retenci povodí R_c a její složky krátkodobou R_k a dlouhodobou R_d retenci.

Z hlediska posouzení retence povodí v době povodňové epizody je nejdůležitější maximální hodnota okamžité R_c , která snižuje srážkovou povodňovou špičku. Tato hodnota byla nazvána efektivní celková přirozená retence povodí R_{cef} (m^3) a její složky analogicky efektivní krátkodobá retence povodí R_{kef} a efektivní dlouhodobá retence povodí R_{def} . Přitom efektivní celková retence povodí nastává obvykle v blízkém časovém okolí maximálního okamžitého celkového odtoku z povodí (odtok povrchový + hypodermický + podzemní) v závěrovém profilu.

Pro lepší přehlednost a porovnatelnost zpracovávaných povodí se stanoví součinitelé retence, tj. efektivní hodnoty retence byly vztaženy k objemu příčinné srážky (tj. součet velikostí srážky H_t (m^3) od prvního do jejího posledního, tedy obecně n -tého časového kroku), která ji vyvolala. Např. součinitel efektivní dlouhodobé retence povodí ρ_{def} (-) :

$$\rho_{def} = \frac{R_{cef}}{\sum_{t=1}^n H_t} \quad (11)$$

Podobně se stanoví součinitel efektivní krátkodobé retence povodí ρ_{kef} a součinitel efektivní celkové retence povodí ρ_{cef} .

Vzhledem k tomu, že cílem řešení je hodnotit retenci krajiny za povodně, tedy jakou část z povodňové srážky je schopno povodí neškodně zadržet a odvést, hlavním posuzovacím kritériem je efektivní dlouhodobá retence povodí R_{def} a součinitel efektivní dlouhodobé retence ρ_{def} .

Základní předpoklady metody

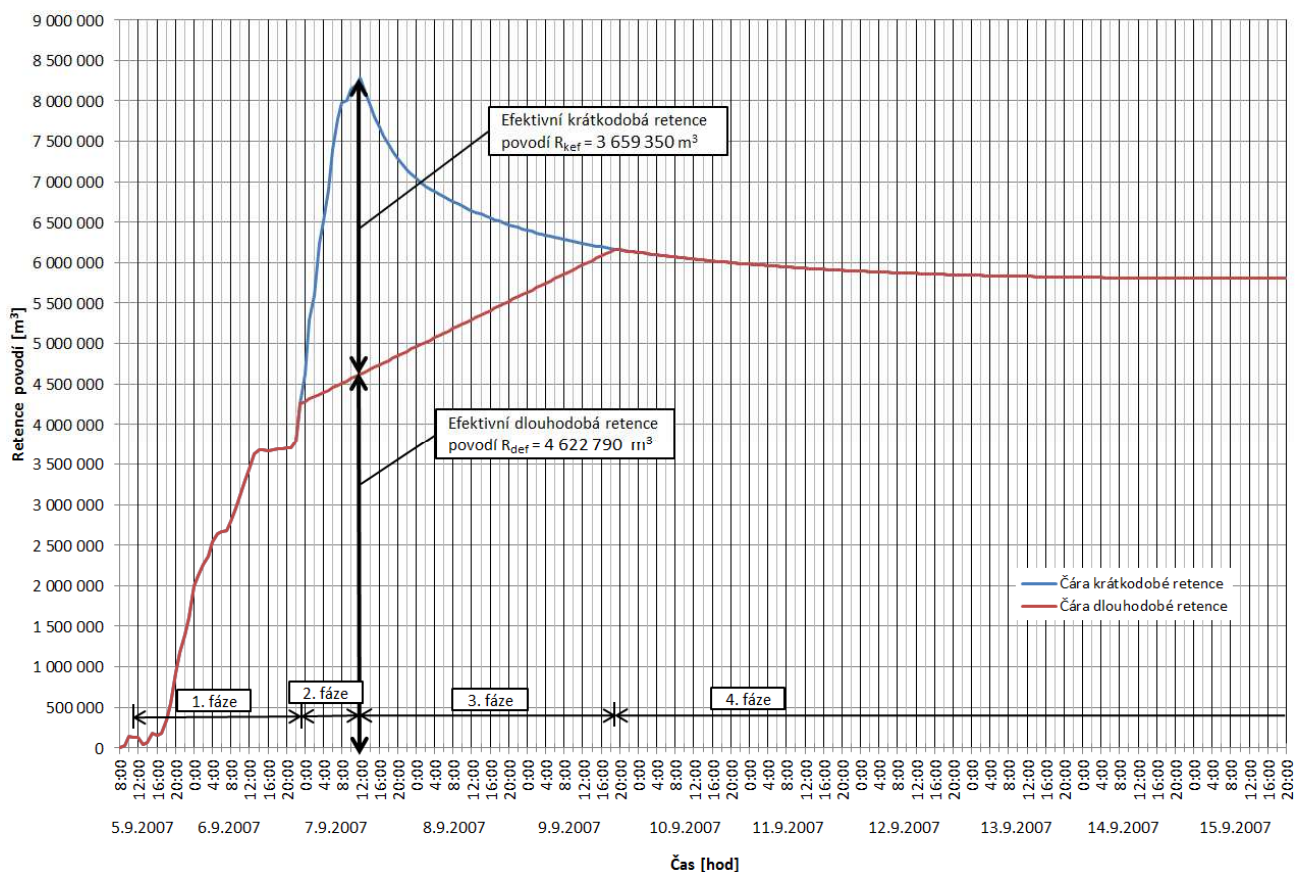
Důležitým předpokladem pro vytvoření metody výpočtu retence povodí při povodni je znalost fyzikálního průběhu tohoto děje. Pro zjednodušení popisu je uvažováno povodí bez umělých vodních nádrží a inundací a povodeň s jednou povodňovou průtokovou vlnou.

Základní princip fyzikálního průběhu retence vody v povodí při povodni spočívá v analogii plnění a prázdnění neovladatelného retenčního prostoru vodní nádrže při transformaci povodňového průtoku nádrží s tím, že celková přirozená vodní retence povodí R_c sestává z pěti dílčích složek uvedených v předchozí kapitole.

Průběh retence povodí při povodni je možno charakterizovat čtyřmi po sobě jdoucími fázemi na součtové čáře celkové retence viz obr. 9:

1. Narůstání dlouhodobé retence povodí.
2. Vznik a vývoj krátkodobé retence povodí do její kulminace při současném pokračujícím narůstání dlouhodobé retence.
3. Postupný pokles krátkodobé retence povodí od její kulminace při současném dalším nárůstu dlouhodobé retence.
4. Konec krátkodobé retence a postupný pokles dlouhodobé retence.

V metodě Dumbrovského a kol. (1998) se krátkodobá retence vyvíjí až po svou kulminační hodnotu, která je v blízkém časovém okolí kulminačního průtoku v závěrovém profilu, tj. rozhraní mezi 2. a 3. fází. Počátek krátkodobé retence (počátek 2. fáze) je možné identifikovat na vzestupné větvi hydrogramu v časovém okamžiku, kdy prudce vzroste průtok v závěrovém profilu. Konec krátkodobé retence (počátek 4. fáze) je možné identifikovat na poklesové větvi hydrogramu v časovém okamžiku výraznějšího poklesu průtoku.



Obr. 9 Průběh jednotlivých fází přirozené vodní retence vody v povodí

Část srážek dopadajících na povrch půdy ovšem i dále infiltruje převážně nekapilárními póry do podzemní vody, což má za následek růst i dlouhodobé retence.

Velikost retence v průběhu povodně je ovlivněna řadou fyzicko-geografických faktorů. Nejdůležitějšími z nich jsou: úhrn příčinného deště, nasycenost povodí před začátkem příčinného deště, druh pozemků (kultury) a zastavěná plocha, geomorfologické poměry (sklonitostní poměry a tvar povodí), hydrologické půdní poměry (charakterizované hydrologickými skupinami půd), hydrogeologické poměry podloží, vodohospodářská zařízení (především údolní nádrže, rybníky aj.).

K popisu fyzikálního průběhu retence povodí při povodni je třeba dodat, že vlivem specifických místních podmínek a okamžitých stavů některých faktorů ovlivňujících tento fyzikální děj mohou nastat i poněkud odlišné průběhy popsaných retencí.

b) Metoda stanovení retence povodí dle modelu lineárních nádrží

Řešení této metody popsané podrobně Švihlou a kol. (2007a, 2007b) vychází z hydrologické bilance (HB) a analýzy hydrogramu povodňových vln. Pro analýzu povodňových vln byla zvolena metoda lineárních nádrží (LN) (Wesseling, 1973; Chow a kol., 1988; Kraijenhoff a kol., 1966; Švihla a kol., 1992, 2007a) vycházející z rovnic pro jednotlivé složky odtoku. HB lze vyjádřit následujícím vztahem:

$$HS = Q(z) + Q(p) + Q(pp) + E(t) + J(t) + R(st) \quad (12)$$

kde:

HS – objem ovzdušných srážek (mm),

$Q(z)$ – úhrn odtoku z lineární nádrže z – základního odtoku (mm),

$Q(p)$ – úhrn odtoku z lineární nádrže p – povrchového odtoku (mm),

$Q(pp)$ – úhrn odtoku z lineární nádrže pp – podpovrchového odtoku (mm),

$E(t)$ – evapotranspirace (mm),

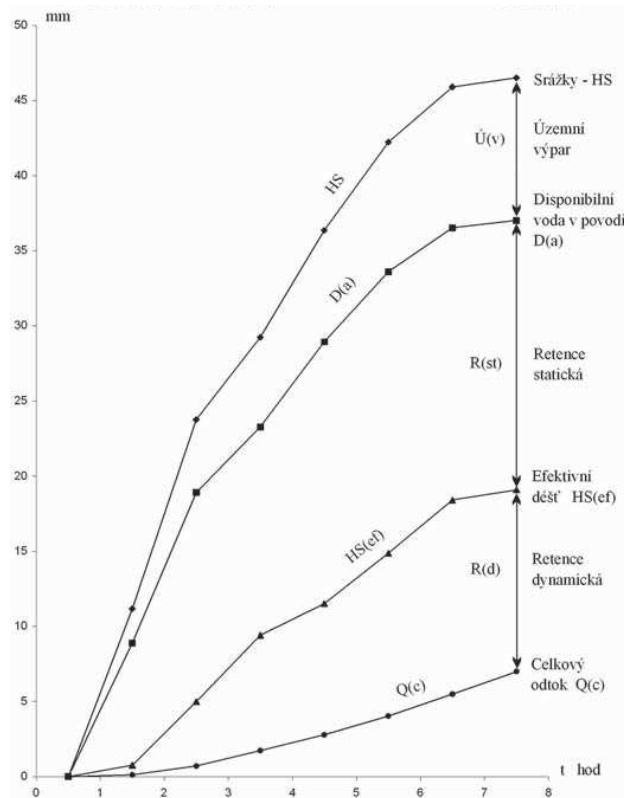
$J(t)$ – intercepce (mm),

$R(st)$ – objem retence vody v povodí po odtoku povodňové vlny (mm).

V době do kulminace odtokové vlny spadne odpovídající objem srážek HS (mm), odečtou objemy odtokových složek vytvářejících vzestupnou větev hydrogramu odtoku (HO), projeví se bilančně přibližně objem územního výparu $E(t)$ (mm) + $J(t)$ (mm) a na povodí se akumuluje objem retenčně zadržené vody, tj. disponibilní vody v povodí $D(a)$ (mm) v době kulminace odtokového excesu. Protože je znám průběh ovzdušných srážek HS , odtoku Q (mm), evapotranspirace $E(t)$, intercepce $J(t)$ a efektivní srážky $HS(ef.)$, je možno určit základní parametry HB vybraných povodňových vln. Rovnice 13 se upraví na tvar, který určuje $D(a)$.

$$HS - E(t) - J(t) = \sum Q + R(st) = D(a) \quad (13)$$

V odtokovém procesu se projevuje retence dynamická $R(d)$ a retence statická $R(st)$ viz obr. 10.



Obr. 10 Hydrologická bilance povodňové vlny (Švihla a kol. 2007b)

Retence dynamická:

Je to voda zadržaná v povodí v době kulminace velké vody, která v klesající větvi HO z povodí odteče. Je rovna sumě povodňového odtoku snižené o sumu odtoku do doby kulminace velké vody $t(k)$.

$$R(d) = \sum Q - \sum_{t=t(k)}^{t-1} Q \quad (14)$$

Retence statická:

Je voda, která zůstane v povodí po odtoku povodňové vlny. Jedná se tedy o vodu zachycenou převážně v kapilárních pórech půdního prostředí.

$$R(st) = D(a) - \sum Q \quad (15)$$

Model odtoku z povodí se sestává obecně z n lineárních nádrží. Pro řešení povodí byl využit princip modelu dvou, nebo tří lineárních nádrží. Odtok ze tří lineárních nádrží $q(c, i)$ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) je potom možné vyjádřit tímto vztahem:

$$q(c, i) = q(z, i) + q(p, i) + q(pp, i) \quad (16)$$

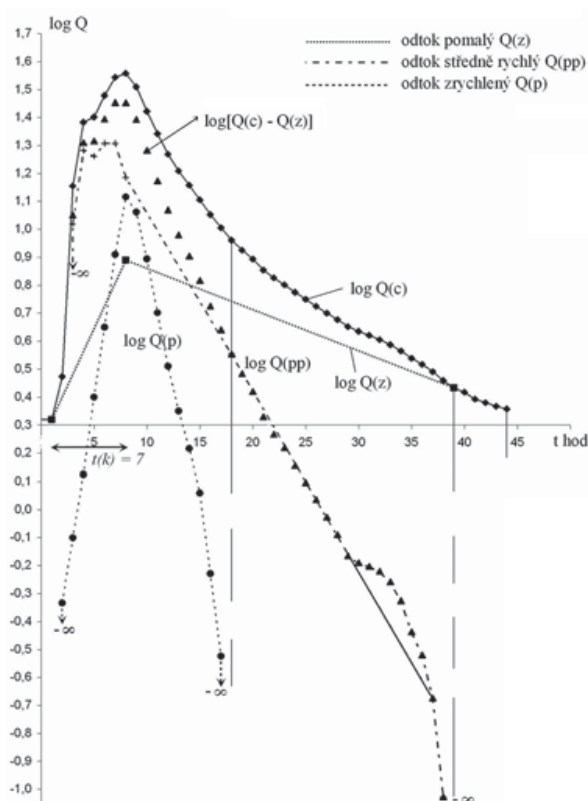
kde:

$q(z,i)$ – odtok v čase $t = i$ z lineární nádrže s nejpomalejší reakcí (úseky povodí nejdál od hydrografické sítě) ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

$q(p,i)$ – odtok v čase $t = i$ z lineární nádrže s nejrychlejší reakcí (úseky povodí sousedící s hydrografickou sítí), v některých situacích je však tento odtok = 0 a model zjednodušen na 2 nádrže ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

$q(pp,i)$ – odtok v čase $t = i$ z lineární nádrže se střední reakcí (úseky povodí mezi nádrží 1 a 2) ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Schéma tohoto řešení pro tři nádrže resp. odtoky je zobrazeno na obr. 11.

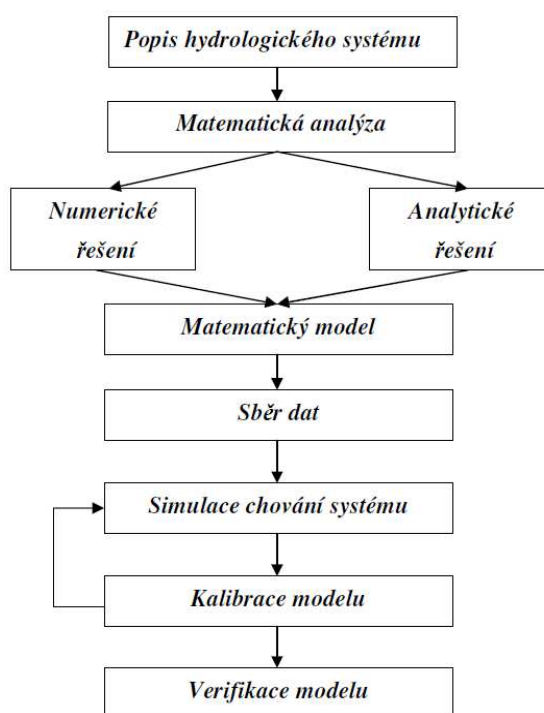


Obr. 11 Grafické schéma řešení analýzy hydrogramu metodou TLN (Švihla a kol., 2007a)

2.6 Hydrologické srážko-odtokové modely

Matematické modely srážko-odtokového procesu představují zjednodušený kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami určitého hydrologického systému (Daňhelka a kol., 2003). Jsou také základním prostředkem pro simulaci srážko-odtokových procesů na povodí (Clarke, 1973). Matematický model srážko-odtokového procesu je zjednodušenou představou složitějšího hydrologického systému se vzájemnými vazbami mezi proměnnými veličinami. Podle Jeníčka (2005) se problematikou využití hydrologických a hydraulických modelů v současnosti zabývá řada autorů. Z českých je možné jmenovat Daňhelku a kol. (2003), Starého (2004), Kulhavého a Kováře (2000), Unucku (2008) a Jeníčka (2005).

Hydrologické i hydraulické modely se využívají i na mnoha odborných pracovištích (Český hydrometeorologický ústav, Výzkumný ústav vodohospodářský, Akademie věd, některá univerzitní pracoviště). Hlavní těžiště výzkumu a vývoje všech typů hydrologických modelů spočívá dle Jeníčka (2005) v zahraničí, především pak v pracích Bevena (1996), Bergströma (1995), Blöschla a Graysona (2002), Refsgaarda a Storma (1996), kteří aplikovali nejruznější hydrologické modely a výrazně tím přispěli k vývoji metod popisující srážko-odtokový proces (Jeníček, 2005). Metody matematického modelování umožňují nejen simulovat skutečný hydrologický proces, ale s jejich pomocí lze navíc aproximativně určovat i reakci modelovaného objektu v různých extrémních (srážkových) situacích pro návrhové nebo prognózní účely (Kulhavý a Kovář, 2000). Postup zpracování srážko-odtokového procesu hydrologickým modelem lze schematicky vyjádřit viz obr. 12.



Obr. 12 Schematické vyjádření procesu srážko-odtokového modelování (Hardynová, 2012)

Srážko-odtokové modely se obvykle využívají pro krátkodobé predikce povodňových vln s časovým předstihem od několika hodin po několik dnů. S-O modely se uplatňují především ve dvou problémových okruzích – v operativní předpovědi odtoků z povodí v reálném čase a v návrhové, posudkové či projekční činnosti ve vodním hospodářství. Oba tyto okruhy zasahují do oboru vědy a výzkumu, výuky a také komerčního využití (Daňhelka a kol., 2003). Další využití nachází tyto modely v oblasti návrhů a vyhodnocení protipovodňových opatření (Beven, 1996). Srážko-odtokové modely bývají často kombinovány s jinými typy modelů, jako je například model pro tvorbu a tání sněhové pokrývky či model odtoku v říční síti, mnohdy pak tvoří součást komplexních systémů využití (Daňhelka a kol., 2003).

2.6.1 Klasifikace hydrologických modelů

S-O modely jsou vyvíjeny pro různé účely, a proto často využívají různé přístupy k vyjádření sledovaných procesů. Některé z nich mají obdobnou stavbu a jsou založeny na stejných předpokladech, jiné jsou svým pojetím zcela odlišné (Daňhelka kol., 2003). Do dnešní doby byla vyvinuta celá řada modelů, které se od sebe odlišují různými přístupy k jednotlivým komponentám srážko-odtokového procesu nebo ke struktuře zkoumaného povodí často v důsledku toho, za jakým účelem a pro jakou oblast byl model vyvíjen. K řešení problematiky jsou používány různé přístupy, následkem čehož je možné hydrologické modely klasifikovat z různých hledisek právě na základě zvoleného přístupu (Daňhelka, 2007). Postupem času se ukázaly podobnosti nebo naopak odlišnosti v jednotlivých pojetích, podle kterých se pak hydrologické modely začlenily do různých kategorií. Klasifikace by měla uživateli pomoci s výběrem vhodného modelu, který je použitelný pro řešení konkrétní problematiky (Jeníček, 2005).

Klasifikace podle účelu

Podle účelu lze hydrologické modely rozdělit do 3 kategorií:

- 1.) Modely využívané v operativní hydrologii přímo do nich vstupují data z meteorologických či radarových zařízení. Data jsou zpracovávána automaticky a využita pro potřeby rychlého informování a krátkodobého předpovídání o stavech průtoků či vodních hladin.
- 2.) Modely využívané pro návrhové a ochranné účely, zejména sloužící při úvahách budování protipovodňových opatření, jako výstaveb nádrží, poldrů, mostů, čistíren odpadních vod a dalších technických staveb.
- 3.) Modely využívané ve výzkumu, odhalující charakter a zpřesnění jednotlivých součástí srážko-odtokového procesu. Jsou určující pro další výzkum a detailní pochopení hydrologického režimu.

Klasifikace podle typu systému

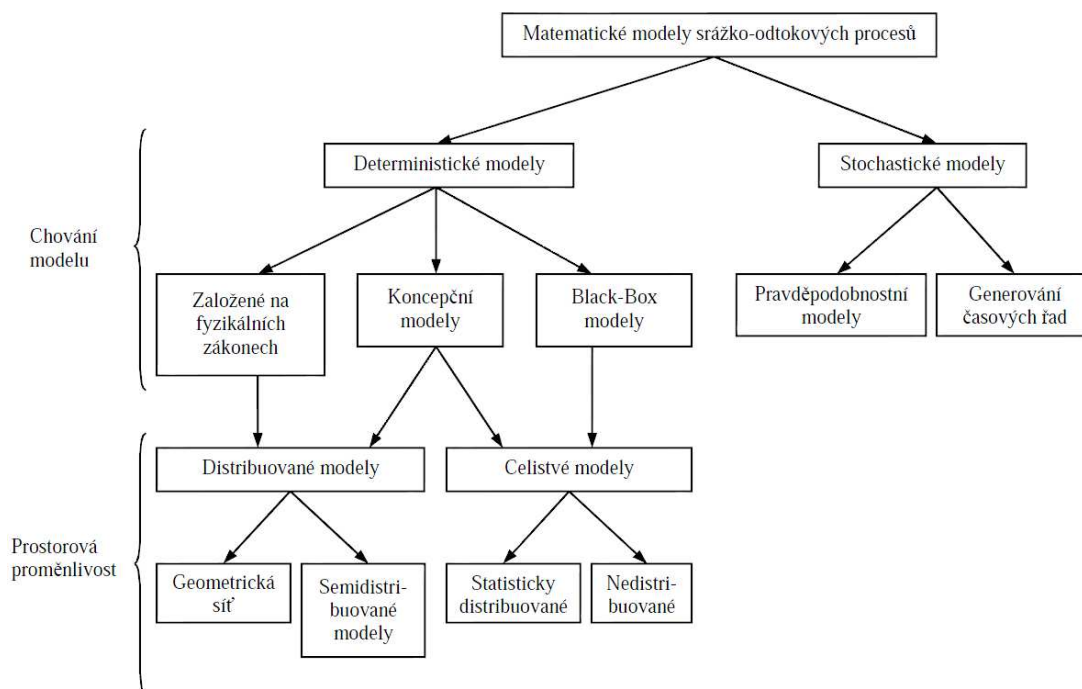
Podle typu systému lze modely dělit na elementární a komplexní. Elementární systém je tvořen jednotkou s konstantními charakteristikami, jedná se např. o malou odtokovou plochu, zvodnělou vrstvu, nebo nádrž. Komplexní systém tvoří velké odtokové plochy, povodí, nebo systém říčních sítí či nádrží (Daňhelka a kol., 2003 in Jeníček, 2005).

Klasifikace z hlediska typu hydrologického procesu

U typu procesu, který je modelován, lze rozlišit, jedná-li se o model výpočtu půdní vlhkosti, evapotranspirace, proudění podzemní vody, proudění v korytě, šíření znečištění či splavenin (Jeníček, 2005).

Klasifikace z hlediska kauzality

Tato klasifikace dle kauzality, která je vyjádřením principu „příčina – důsledek“ se řadí v hydrologii mezi nejběžnější. S ohledem na účel použití modelu, na kvalitu i kvantitu pozorovaných proměnných, a tím i odvozených parametrů, se vývojový trend v hydrologii směřuje do dvou základních skupin podle převládajících principů deterministických nebo stochastických. Obr. 13 ukazuje vzájemné vazby mezi oběma skupinami dle účelu aplikace, stupně kauzality a datových možností (Kulhavý a Kovář, 2000).



Obr. 13 Klasifikace hydrologických modelů (Kulhavý a Kovář, 2000)

Modely deterministické jsou založeny na tom, že vztah mezi vstupními (nezávislými) a výstupními (závislými) proměnnými funguje na principu „příčina – důsledek“, resp. „zásah – odezva“. Tento vztah je vyjádřen rovnicí, která poskytuje jednoznačné řešení:

$$y = f(x, a) \quad (17)$$

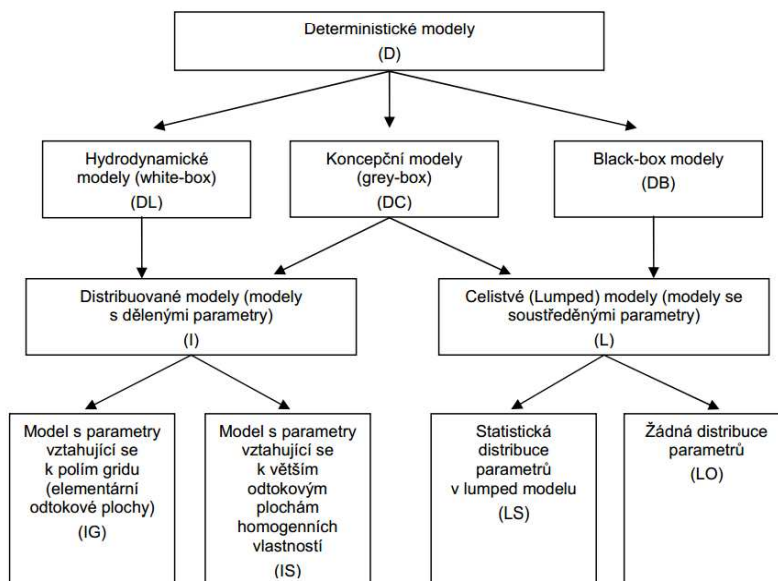
kde:

y – závislá proměnná

x – nezávislá proměnná

a – koeficient určující chování zkoumaného hydrologického systému (-).

Deterministické modely je možné dále rozdělit dle složitosti své struktury do tří skupin: fyzikálně založené (white box), koncepční (grey box) a kybernetické modely (black box) viz obr. 14.



Obr. 14 Klasifikace deterministických modelů (Becker a Serban, 1990)

Fyzikálně založené modely, v literatuře označovány též jako „white – box modely“ (Jeníček, 2005; Kulhavý a Kovář, 2000), jsou modely popisující srážko-odtokový proces plně pomocí fyzikálních principů založených na fyzikálních zákonech, jako jsou: zákon zachování energie, zákon zachování hybnosti a zákon zachování hmoty. Tyto principy jsou navíc propojeny se znalostmi termodynamickými, hydrodynamickými, biologickými či chemickými.

Konceptční modely přistupují k řešení jednotlivých komponent srážko-odtokového procesu, ale i jeho celku, prostřednictvím zjednodušených fyzikálních zákonů a odvozených (empirických) vzorců. Z důvodů požadavků na jednoznačná a optimální řešení s omezeným nárokem na vstupní informace o sledovaném systému, se v tomto přístupu upouští od předpokladu prostorové složky, ale uvažují se pouze prostorové změny v určitých bodech objektu. Na počátku uvažovaný spojitý systém je tak převeden na prostorově diskrétní, který je možno řešit obyčejnými diferenciálními rovnicemi. Bývají uváděny jako „grey – box modely“ (Jeníček, 2005; Kulhavý a Kovář, 2000).

Kybernetické modely „black – box“ modely popisují hydrologický cyklus jako síť navzájem propojených „černých skříněk“, které charakterizují jednotlivé fyzikální procesy, jejichž struktura není známa, je uvnitř skryta. Určují tak pouze chování systému bez znalosti vnitřní struktury, proto se uplatňují zejména v případech, kdy jsou známy vstupní údaje, a jim odpovídající údaje výstupní, na základě kterých lze pak identifikovat chování. Tento přístup je využíván k operativním účelům s krátkou předpovědí, a to spíše u povodí menší rozlohy (Jeníček, 2005 In Hardynová, 2012).

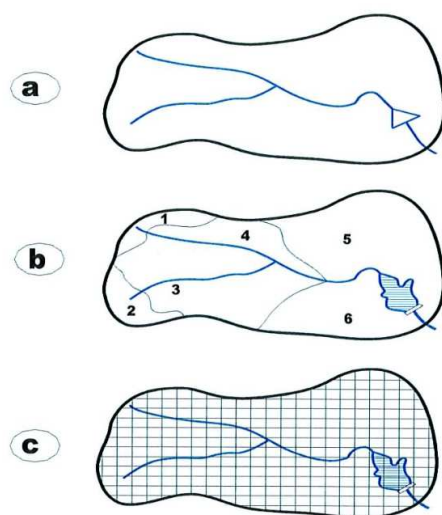
Modely stochastické nejsou primárně založeny na principu „příčina – důsledek“, ale pracují s nahodilými vstupními faktory, které mohou být promítány do výsledného řešení.

Výstupy pak udávají pravděpodobnost, s jakou se určitá hodnota vyskytuje v daném bodě. Dále jsou děleny do dvou základních kategorií (Kulhavý a Kovář, 2000):

1. Pravděpodobnostní modely – jednotlivé hodnoty odtokových procesů, např. maximální či minimální velikost průtoku, výška vodního stavu, či objem povrchového odtoku jsou určovány podle pravděpodobnostních rozdělení.
2. Modely generování časových řad – jsou určeny pro generování časových řad pozorovaných parametrů.

Klasifikace z hlediska prostorové diskretizace

Dalším hlediskem v rozdělení hydrologických modelů je prostorové rozčlenění vstupních a stavových veličin (Kulhavý a Kovář, 2000). Prostorový charakter modelu vyjadřují tři základní skupiny modelů: celistvé, semi-distribuované a distribuované viz obr. 15.



Obr. 15 Ukázka stupňů diskretizace deterministických modelů a) celistvý, b) semi-distribuovaný, c) distribuovaný (Daňhelka a kol., 2003)

Např. Jeníček (2005) popisuje tyto modely následovně:

- a) Celistvé (lumped) modely – jsou založeny na tom, že parametry modelovaného povodí jsou vztaženy k celé ploše povodí, jsou pro něj homogenní a neuvažují žádnou prostorovou závislost veličin (pouze časovou).
- b) Semi-distribuované modely – přiřazují homogenní parametry jednotlivým ploškám povodí, subpovodím, které se ale na rozdíl od předchozích, vyznačují například stejným krajinným i půdním pokryvem.
- c) Distribuované modely – přiřazují určitou hodnotu parametru zvláště každé dílčí části povodí. Tyto dílčí části představují čtvercová či trojúhelníková pole rastrové sítě, na které je povodí rozčleněno. Prostorové změny vstupních a stavových veličin jsou řešeny v uzlových bodech zvolené geometrické sítě.

2.6.2 Přehled vybraných srážko-odtokových modelů

Podrobněji jsou zde popsány pouze srážko-odtokové modely, jejichž výstupy byly využity v této práci.

Model KINFIL

Model KINFIL (Kovář a kol., 2002 a 2006) patří do kategorie modelů distribuovaných, fyzikálně založených na teorii infiltrace přívalových dešťů a transformace přímého odtoku na svazích povodí a v korytě. Model využívá fyzicko-geografických charakteristik povodí a hydraulických vlastností půdy, která mohou být získány buď přímým měřením, nebo analýzou mapových podkladů (Kovář a kol., 2006; Kovář a Korytář, 2001). Díky tomu může být model aplikován v nepozorovaných povodích. Model je primárně určen k odvození kulminačních průtoků při variantních simulacích s různými vstupními podmínkami, například změna krajinného pokryvu (odlesnění, urbanizace atd.). K výpočtu infiltrace model používá fyzikálně založenou metodu Green-Ampt a nepřímo také využívá konceptu CN křivek.

Model je založen na kombinaci teorie infiltrace (Morel-Seytoux a Verdin, 1981) a transformaci přímého odtoku „kinematickou vlnou“ (Beven, 1979) a osvědčil se na řadě experimentálních povodí při rekonstrukci historických povodňových případů, zejména v prostředí GIS. Používá fyzikálně-geografické, hydraulické a klimatické parametry povodí a je přednostně určen, kromě rekonstrukcí pro stanovení návrhových průtoků a pro různé „scénářové simulace“. Model je určen pro odhady maximálního odtoku z malého povodí z přívalových dešťů s částečně společným algoritmem řešení (Kovář, 1994).

Základní verze modelu KINFIL1 byla odvozena již před zahájením výzkumného záměru (Kovář, 1992), ale v průběhu jeho řešení se podařilo odvodit modelovou verzi KINFIL2, která je schopná povodí rozčlenit na malé jednotky sub-povodí v prostředí GIS, a tak odstranit důsledek schematické geometrizace plochy povodí. KINFIL2 za účelem fragmentace povodí plně využívá prostředků GIS a respektuje odtokové schéma říční sítě a detailních sub-povodí. Základem pro získání požadovaných parametrů k implementaci KINFIL2 je digitální model terénu (DMT). Z něho jsou pak postupně vypočteny následující charakteristiky:

- soustředěný odtok vody – zde nabývá každý pixel povodí hodnoty rovné počtu pixelu do něj „přitékajících“,
- potenciální odtoková síť – odvozena ze soustředěného odtoku,
- výpočet odtokového mechanismu sub-povodí ve formě kaskády ploch a základních geografických charakteristik (svažitost, kategorie krajinného pokryvu, drsnost povrchu, překážky atd.) nutných do zadání pro model KINFIL2.

Verze modelu KINFIL2 více odpovídá skutečným geografickým i fyzikálním poměrům povodí a výsledky simulace povodňových vln i vln návrhových a scénářových přinášejí zajímavé výsledky kulminací a objemů.

Separace efektivního deště je řešena konceptuálně jako submodel celistvého („lumped“) systému na základě tzv. infiltračního přístupu. Pomocí tohoto přístupu je odvozována rovnice pro infiltraci z proměnného deště, ve kterém vystupují jako nezávisle proměnné součinitel nasycené hydraulické vodivosti a zásobní součinitel sacího tlaku.

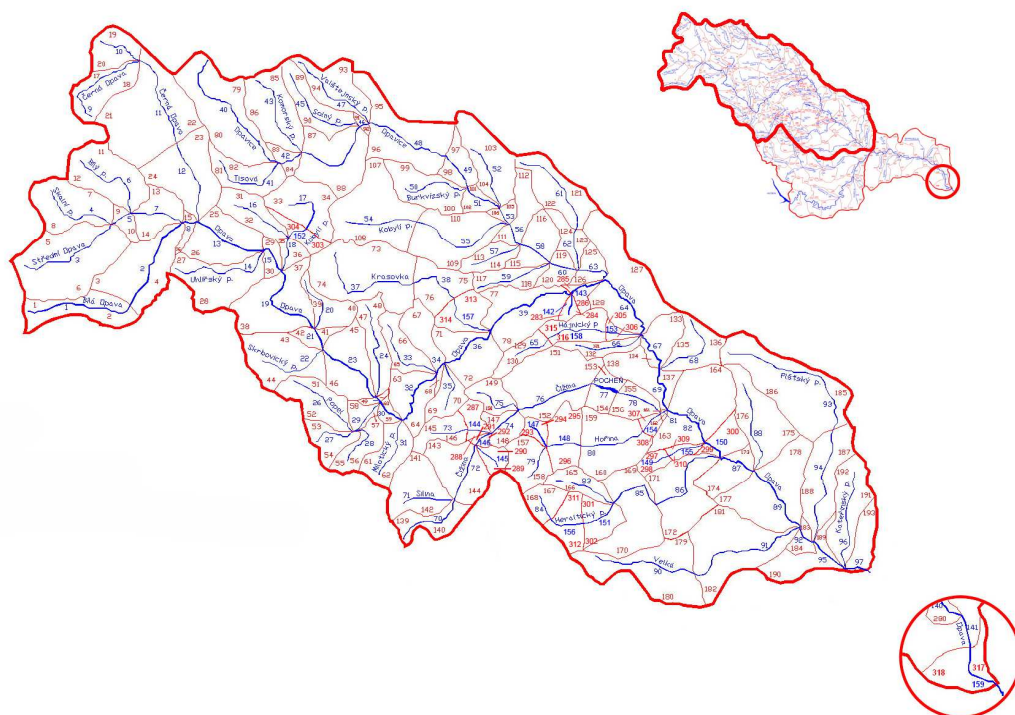
Model KINFIL transformuje efektivní déšť na odtok v závěrovém profilu povodí submodelem celistvého systému, volitelně:

- pomocí klasického jednotkového hydrogramu z analýzy srážko-odtokového vztahu,
- pomocí geomorfologického jednotkového hydrogramu odvozeného pomocí regresních vztahů k fyzicko-geografickým charakteristikám povodí,
- pomocí typového bezrozměrného jednotkového hydrogramu s použitím regresního vztahu pro dobu dobíhání jednotkového hydrogramu; dále jsou odvozeny typová S-křivka a jednotkový hydrogram, konvolucí s efektivním deštěm je vypočten výsledný odtok.

Model KINFIL používá hydrodynamické řešení neustáleného proudění na svahu. Povrch povodí je modelován kaskádami až 10 desek (rovinných, obdélníkových i segmentovaných ploch, resp. pomocí kaskády obdélníkových desek s odstupňovanou šířkou). V další fázi je simulován odtok sítí vodních toků. Nedávno byl publikován návrh na zpřesnění výsledků modelu nahrazením způsobu rozdělení povodí pomocí geometrických desek rozdělením povodí na subpovodí pomocí digitálního modelu reliéfu (Kovář a kol., 2002).

Model HYDROG

Srážko-odtokový model HYDROG byl vyvinut pro potřeby spojitě simulace odtoku z povodí s nádržemi (Starý, 1991–2008). Při napojení na automatizovaný přenos ze srážkoměrných stanic lze v reálném čase předpovídat průtok v libovolném profilu v povodí. V současné době je systém v provozu například na ČHMÚ v rámci působnosti poboček Brno a Ostrava a na Povodí Labe, s. p., Povodí Ohře, s. p. a Povodí Odry, s. p. HYDROG je epizodní distributivní srážko-odtokový model, kde vstupy pro řešení tvoří srážkové intenzity ve srážkoměrných stanicích. Srážkové intenzity jsou zadávány s hodinovým krokem. Je možno řešit i tání sněhové pokrývky. Počet vstupních veličin je pak nutno odpovídajícím způsobem rozšířit. Model pracuje se schematizovaným povodím, které je rozděleno na množinu úseků toků, a na ně zavěšených elementů ploch povodí v závislosti na reliéfu povodí viz obr. 16.



Obr. 16 Schéma srážko-odtokového modelu HYDROG – povodí Opavy (Dumbrovský a kol., 2007)

Plošný povrchový a plošný koncentrovaný tok vody schematizovaným povodím je řešen kinematickou vlnovou aproximací (extrémní zjednodušení rovnic Saint Venanta). Plošný podzemní odtok je řešen kombinací s koncepčním regresním modelem, ze kterého je procentuální díl v každém časovém kroku výpočtu postupně rozpočítáván v poměru velikosti zavěšených ploch. Každá zavěšená plocha má tedy svůj povrchový a podzemní odtok. Říční síť je tak v úsecích zavěšených ploch zatěžována současně povrchovým a podzemním odtokem. Uvedený přístup tak umožňuje v mezích přijatelné přesnosti vykreslovat na konci libovolného úseku daného dělení říční sítě průběh celkového průtoku. Pro řešení řídicích rovnic toku vody schematizovaným povodím jsou použity explicitní diferenční metody pracující s časovým krokem 1 minuta. V povodí je možno situovat údolní nádrže i suché nádrže. Řídicí rovnice nádrží jsou řešeny metodou Runge-Kutta 4. řádu, pracující se stejným časovým krokem (Dumbrovský a kol., 2007).

HEC-HMS

Srážko-odtokový model HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System) byl vyvinut hydrologickým inženýrským centrem Americké armády (HEC-USACE: Hydrologic Engineering Center – U.S. Army Corps of Engineers), navazuje na model HEC-1 (USACE, vyvíjen od 60. let). Významnou výhodou programu je jeho volná dostupnost na internetu (HEC, 2010). V současné době je k dispozici verze 3.5, která se od svých předchůdců odlišuje propracovanějším uživatelským rozhraním a řadou

implementovaných metod pro řešení S-O procesů. Jedná se především o celistvý (lumped) model se soustředěnými parametry. Současný intenzivní vývoj ale směřuje k vývoji komponent s distribuovanými parametry (viz dále). Společně s rozvojem GIS se tak zvyšuje uplatnění a možnosti aplikace modelu.. Model HEC-HMS je široce používaný S-O model, který je možné využít k řešení celé řady hydrologických úkolů (HEC, 2010). Z hlediska prostorové diskretizace se při schematizaci v praxi nejčastěji setkáme s typem semi-distribuovaného a distribuovaného modelu, méně často modelu celistvého (Feldman, 2000). HEC-HMS využívá řady implementovaných metod pro řešení hydrologické a hydraulické transformace. Složitost sestaveného modelu se pak odvíjí od použitých metod pro řešení zkoumaného problému. Pro některé analýzy je nutno definovat výpočet všech procesů podílejících se na S-O procesu. Takto detailní popis povodí ovšem není nutný při modelování povodňových událostí, kdy nás především zajímá hodnota kulminačního průtoku, časový průběh a objem povodňové vlny. Lze tedy říci, že při specifických analýzách může vliv některých složek procesu být zanedbán či kombinován s procesy jinými (Feldman, 2000).

Srážko-odtokový model se skládá ze 4 hlavních komponent:

- komponenta stanovující objem odtoku (Runoff-volume model),
- komponenta stanovující přímý odtok (Direct-runoff model),
- komponenta stanovující podzemní odtok (Baseflow model),
- komponenta stanovující odtok korytem toku (Routing model).

Komponenta počítající objem odtoku (Runoff-Volume Model) je založena na metodice určení objemu všech ztrát, tzn. ztrát intercepce, infiltrací, zadržováním vody v prohlubních či ztrát výparem a jejich následným odečtením od srážek. Umožňuje tak stanovit tzv. efektivní srážku, tzn. srážku, která za daných podmínek způsobuje odtok z povodí (Feldman, 2000) a reprezentuje tak proces hydrologické transformace. Lze využít například metodu SCS CN křivek (Soil Conservation Service Curve Number), která je používána pro výpočet objemu odtoku v závislosti na hydrologických vlastnostech půdy, počátečním stavu nasycení nebo jejího využití (Mack, 1995). Jiné metody, které je možné v HMS využít jsou například konstantní infiltrace, exponenciální pokles, Green-Ampt metoda nebo SMA (Soil Moisture Accounting). Parametry jsou většinou zadávány pro jednotlivá dílčí povodí, je ale možné využít i distribuované metody „Gridded SCS CN“ a „Gridded SMA“, které využívají pravidelné čtvercové sítě. V kombinaci s distribuovanou metodou výpočtu přímého odtoku (ModClark) a zadáním gridu úhrnu srážek je modelovací systém HMS plně distribuovaný.

Komponenta přímého odtoku (Direct-Runoff Model) slouží pro výpočet přímého odtoku (tvořený povrchovým odtokem a rychlým podpovrchovým odtokem). Tato komponenta charakterizuje přímý odtok neboli odtokovou odezvu povodí na srážkový impuls. V modelu je použita metoda jednotkového hydrogramu (Unit Hydrograph), případně její nejruznější modifikace (Clarkův, Snyderův, SCS). Uživatel také může využít model

kinematické vlny. V modelu je zahrnuta distribuovaná varianta Clarkova jednotkového hydrogramu UH, model „ModClark“.

V komponentě podzemního odtoku (Baseflow Model) má uživatel na výběr například model lineární nádrže (O'Connor, 1976), exponenciálního poklesu (Chow a kol., 1988) nebo jednoduchá metoda konstantního odtoku.

Komponenta stanovující odtok korytem toku (Routing model) reprezentuje proces hydraulické transformace a nabízí uživateli možnost simulovat odtok podle více modelů, například Muskingum, Muskingum-Cunge, Lag model, model kinematické vlny, případně modifikace těchto metod. Každá z těchto metod simuluje průtok v závěrovém profilu, přičemž vstupem je průtok v horním profilu, který je brán jako okrajová podmínka. Většina metod je založena na řešení aproximovaných základních rovnic proudění v otevřených korytech – rovnice kontinuity a momentové rovnice, dohromady označovány jako St. Venantovy rovnice, které jsou podrobněji popsány např. Feldmanem (2000).

Model HEC-HMS umožňuje jak manuální, tak automatickou kalibraci parametrů. Vzhledem k povaze a uplatnění modelu (pro povodí do 500 km²) se optimalizace parametrů většinou neprovádí na dlouhých časových řadách, ale spíše na jednotlivých událostech kratšího trvání. Vzhledem k tomu, že odhad parametrů se provádí na základě fyzicko-geografických charakteristik povodí, je možné model HMS uplatnit i pro simulaci procesů na nepozorovaném povodí (Bízek a kol., 2011).

Pro model HMS byla ve spolupráci s firmou ESRI vytvořena nadstavba ArcGIS, HEC-GeoHMS. Ta je propojena s další rozšířenou nadstavbou, ArcHydro Tools (Scopel, 2011). Obě extenze využívají digitálního modelu terénu (hydrologicky korektní model terénu) a počítají základní hydrologické charakteristiky povodí pro každou rastrovou buňku. Pomáhají také s výpočty některých parametrů infiltrace a jednotlivých typů odtoku (např. parametry Clarkova UH). Výsledná data je možné po exportu z programu ArcGIS následně importovat do prostředí HEC-HMS.

Pro řešení srážko-odtokového modelování byl v rámci této práce vybrán právě tento výše popsáný S-O model. Hlavním důvodem výběru tohoto S-O modelu byla jeho dostupnost včetně podrobných uživatelských manuálů a také dobrá vazba na GIS.

Hlavní výhody programu lze shrnout do následujících bodů:

- cenová otázka – program je dostupný jako freeware,
- široká nabídka metod hydrologické i hydraulické transformace,
- možnost kombinace metod v rámci jednoho řešeného projektu,
- propojení s GIS (extenze HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In pro ArcView využívány pro schematizaci),
- snadnější vizualizace a správa hydrologických dat s využitím programového prostředku HEC-DSSVue,
- možnost poloautomatické kalibrace.

3 CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE

Cílem této disertační práce je kvantifikovat přirozenou vodní retenci krajiny při povodni a její základní složky ve vybraných povodích. Problematika bude řešena jak u povodní z přívalových srážek, tak také u povodní ze srážek regionálních.

Cílem této práce je také provést analýzy nejvýznamnějších faktorů (s využitím nástrojů GIS) ovlivňujících průběh retence vody v povodí (morfologické, hydropedologické a hydrogeologické charakteristiky, či nasycenost povodí, parametry příčinného deště a krajinného pokryvu) a stanovit jejich významnost pro tvorbu jednotlivých složek retence.

Dalším cílem práce je porovnání dvou různých způsobů hodnocení přirozené vodní retence krajiny a porovnání rozdílů ve významnostech jednotlivých fyzicko-geografických faktorů ovlivňujících průběh retence vody v povodí.

Dílním cílem práce je sestavení matematického srážko-odtokového modelu na dvou povodích a provedení simulace scénářů využívání krajiny a posouzení vlivu konkrétních změn v krajině na odtokové poměry retence povodí.

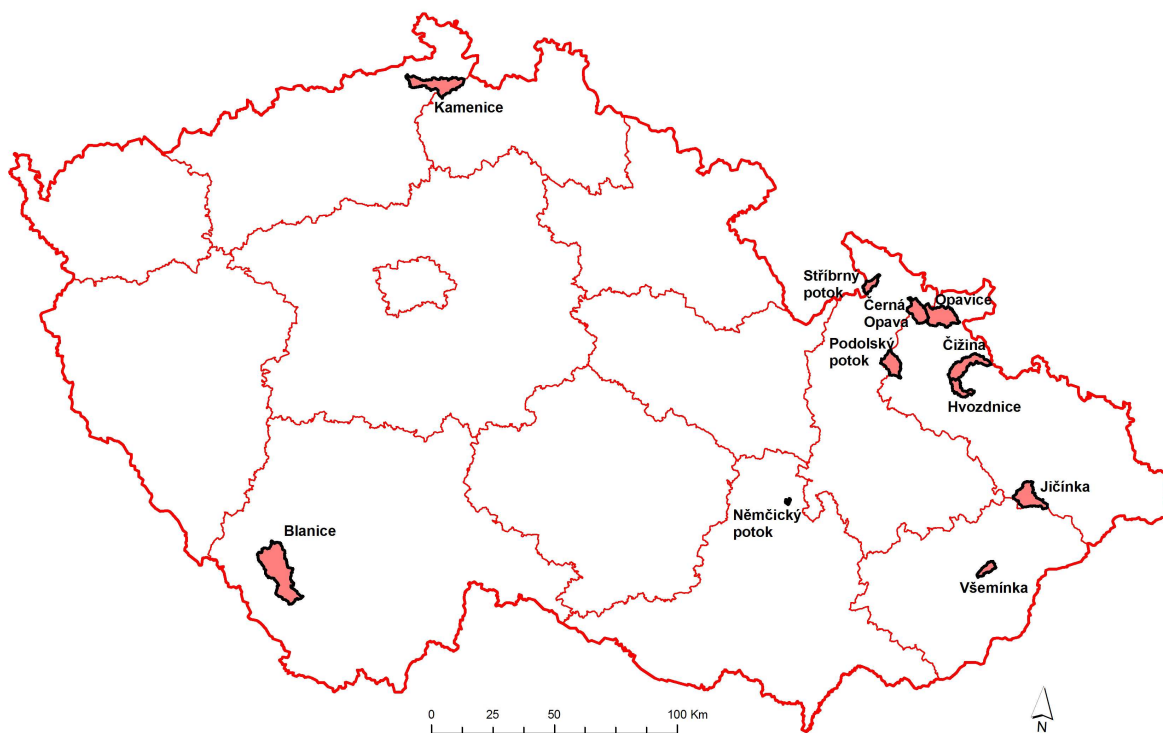
4 MATERIÁL A METODY ŘEŠENÍ

4.1 Charakteristiky řešených povodí

Pro naplnění cílů práce, uvedených výše bylo finálně vybráno 11 povodí, jejichž seznam je zobrazen v tab. 2 a jejich umístění v rámci ČR je patrné z obr. 17.

Tab. 2 Seznam povodí řešených v práci

Vodní tok	Závěrový profil	Číslo hydrologického pořadí (ČHP)	Plocha povodí P [km ²]
Černá Opava	Mnichov	2-02-01-003	51,3
Hvozdnice	Jakartovice	2-02-02-080	30,9
Stříbrný potok	Žulová	2-04-04-044	21,4
Podolský potok	Rýmařov	2-02-02-016	50,7
Opavice	Město Albrechtice	2-02-01-046	83,9
Všemínka	Slušovice	4-13-01-012	21,5
Kamenice	Srbská Kamenice	1-14-05-012	97,3
Blanice	Podedvorský mlýn	1-08-03-025	202,8
Čížina	Pustý mlýn	2-02-01-073	70,8
Jičínka	Nový Jičín	2-01-01-075	75,9
Němčický potok	N2	4-15-02-078	2,8



Obr. 17 Umístění řešených povodí v rámci ČR

Na retenční schopnost povodí má vliv více činitelů. Způsob stanovení faktorů, které mají největší vliv na přirozenou retenci povodí a jejichž významnost byla následně zkoumána prostřednictvím statistické analýzy, je popsán níže. Jedná se o tyto faktory:

Morfologické poměry

Morfologické charakteristiky povodí ovlivňují rychlost proudění vody po svahu a ovlivňují tedy dobu doběhu vody v povodí a dobu koncentrace. Morfologické charakteristiky povodí byly stanoveny s využitím GIS analýz v prostředí programu ArcGIS 9.3.1 (ESRI, 2009).

Plocha povodí

Pro vymezení polygonu plochy povodí bylo využito především dat z databáze VÚV TGM, v.v.i. DIBAVOD a to vrstvy rozvodnic povodí IV. řádu. Závěrový profil povodí byl vždy situován do místa měrné stanice průtoků (ČHMÚ, VÚMOP). Spodní části hranice povodí byly vyneseny ručně od rozvodnice povodí IV. řádu k definovanému závěrovému profilu na podkladě polohopisných dat ZABAGED. Pro stanovení plochy povodí v km² bylo využito měřících nástrojů GIS.

Délka vodního toku

Pro vymezení linií vodních toků bylo opět využito dat z databáze DIBAVOD a to vrstvy vodních toků. Pro stanovení délky hlavního vodního toku v povodí v km bylo využito měřících nástrojů GIS.

Koeficient tvaru povodí

Koeficient tvaru povodí byl vyjádřen podle vzorce 18, výsledný tvar posuzovaného povodí je pak možné určit dle tab. 3.

$$\alpha = \frac{P}{L^2} \quad (18)$$

kde:

α – koeficient tvaru povodí (-),

L – délka povodí (km),

P – plocha povodí (km²).

Tab. 3 Tvary povodí dle koeficientu α (Herber a Suda, 1994)

Tvar	$P \leq 50 \text{ km}^2$	$P > 50 \text{ km}^2$
protáhlý	< 0.24	< 0.18
přechodný	0.24–0.26	0.18–0.20
vějířovitý	> 0.26	> 0.2

Průměrný sklon povodí

Před samotným stanovením průměrného sklonu povodí v % bylo nutné vytvořit hydrologicky korektní (DMT) na jehož základě je možné provést analýzu sklonitosti. Pro vytvoření DMT bylo využito výškopisných dat ZABAGED a dat z databáze DIBAVOD s využitím nástroje Spatial Analyst tools\Interpolation\Topo to Raster. Jedná se o interpolační algoritmus, který je primárně přizpůsoben pro práci s vrstevnicovými daty a základní úvaha vychází z předpokladu, že hlavním faktorem, který modeluje tvar terénu, jsou hydrologické procesy. Pro zpřesnění interpolace je možné použít další data, která jsou pro dané území k dispozici. Jedná se zejména o linie toků (směr linií musí být ve směru toku), břehové linie jezer, výškové kóty a hranice zájmového území.

Vstupní data a výstupní soubor při použití nástroje Topo to Raster:

- Input feature data:

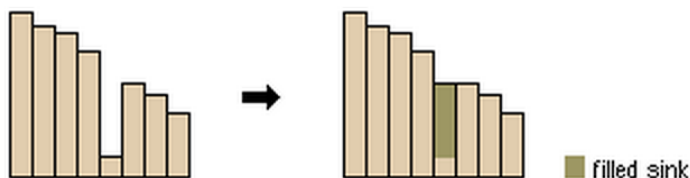
feature layer	field	type
vrstevnice (ZABAGED)	elevation (výška)	contour
hranice povodí (DIBAVOD)	-	boundary
vodní toky (DIBAVOD)	-	stream
nádrže (DIBAVOD)	-	lake

- Output surface raster:
„DMT_hrubý“

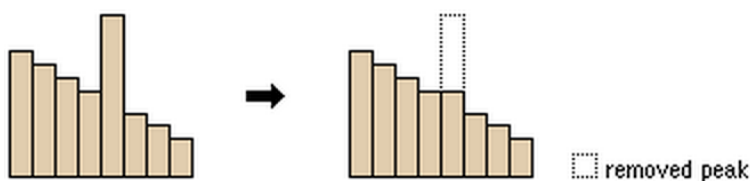
Velikost rastrové buňky (cell size) byla volena 10 x 10 m.

K odstranění nedokonalostí vzniklého povrchu – jako jsou deprese, poklesy (sink), výčnělky a vrcholy (peak) – se musí DMT, tzv. vyhladit. Jedná se o vyplnění poklesů nebo o odstranění vrcholů vzniklých při řešení interpolace výšek (obr. 18 a 19). Vyhlazený rastr DMT získáme po použití nástroje Spatial Analyst tools\Hydrology\Fill:

- Input: “DMT_hrubý”
- Output: “DMT”



Obr. 18 Profil znázorňující pokles před a po provedení nástroje Fill (ESRI, 2011)



Obr. 19 Profil znázorňující vrchol před a po provedení nástroje Fill (ESRI, 2011)

Po provedení vyhlazení DMT již bylo přistoupeno k vytvoření rastru sklonitosti povodí s využitím nástroje Spatial Analyst tools\Surface\Slope:

- Input: “DMT”
- Output: “Sklon”

Výsledný rastr sklonitosti byl podroben zonální statistice a byl tak stanoven průměrný sklon povodí v %.

Krajinný pokryv

Hodnocení krajinného pokryvu bylo prováděno se zohledněním časového výskytu hodnocených povodňových vln. Využity byly takové datové sady a jejich kombinace, které

co nejlépe popisovaly krajinný pokryv pro dané časové období. Pro povodňové situace z let 2007 a 2009 byly využity data LPIS, SLT, CORINE, a barevných ortofotomap. Pro hodnocení historických povodňových situací z let 1997, 1977 a 1965-1968 byly využity především data Vojenského topografického mapování Československa v měřítcích 1:10 000 a 1:25 000 a Základních map ČSSR v měřítku 1:10 000. Při zpracování těchto podkladů se vycházelo z metodiky vektorizace map využití krajiny Výzkumného ústavu Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v. v. i. (VÚKOZ, v. v. i.). Podrobnosti jsou také uvedeny např. v práci Havlíčka (2013). Tyto mapové podklady byly také doplněny informacemi o krajinném pokryvu z dostupných prací či studií zpracovaných pro konkrétní povodí. Pro řešená povodí nacházející se v povodí Horní Opavy byla využita studie „Návrh strukturálního řešení protierozních a protipovodňových opatření v povodí Horní Opavy – část B Návrhy protierozních a protipovodňových opatření v ploše povodí a návrhy retenčních nádrží“. Pro povodí Všemínky a Opavice bylo také využito hydrologické studie Kováře a Korytáře (2001). Pro povodí Jičínky a Němčického potoka, na kterých byl sestavován S-O model, bylo využito vlastních terénních šetření a terénních šetření pracovníků VÚMOP. Na těchto povodích byly pro potřeby přesnější definice čísel CN také zjišťovány údaje o konkrétním zastoupení jednotlivých plodin v letech výskytu povodňové situace. V povodí Jičínky bylo zastoupení jednotlivých plodin zjišťováno vlastním terénním šetřením, v rámci projektu „Vyhodnocení povodní v červnu a červenci 2009 na území České republiky“. Podrobnosti prováděných šetření jsou uvedeny v dílčí zprávě „Vyhodnocení dopadů povodní na krajinu a životní prostředí“. V povodí Němčického potoka byly pro analýzu zastoupení jednotlivých plodin využity informace z terénních šetření pracovníků VÚMOP v letech 2009 a 2010.

Hydropedologické poměry

Tato analýza byla prováděna na zemědělské půdě opět v prostředí GIS s využitím dat BPEJ. V prvním kroku byla z 5ti místného kódu BPEJ vytvořena vektorová vrstva HPJ (2. a 3. číslo BPEJ). Následně jednotlivým HPJ byla přiřazena hydrologická skupina půdy (HSP). HSP A, B, C a D jsou založeny na charakteristice propustnosti. Obecně čím je půda propustnější, tím její vliv je příznivější z hlediska snížení velikosti povodňového odtoku (A – nejvíce propustné písčité půdy, D – nejméně propustné jílovité půdy). Rychlosti infiltrace jednotlivých HSP a jejich podrobnější popis je uveden v tab. 4.

Tab. 4 Charakteristika hydrologických vlastností půd (Janeček a kol., 2012)

Skupina	Charakteristika hydrologických vlastností
A	Půdy s vysokou rychlostí infiltrace ($> 0,12 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo šterky
B	Půdy se střední rychlostí infiltrace ($0,06 - 0,12 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité
C	Půdy s nízkou rychlostí infiltrace ($0,02 - 0,06 \text{ mm.min}^{-1}$) při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité
D	Půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace ($< 0,02 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně jíly s vysokou bobtnatostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím.

Také stanovení hydrologických poměrů na lesních půdách probíhalo v prostředí GIS s využitím dat SLT pořizovaných v ÚHÚL. Při stanovení HSP bylo využito postupu, který publikoval Macků (2012). Koncepce tvorby mapové vrstvy vychází z kvantifikace potenciálních schopností lesního ekosystému, diferencovat hydrologické vlastnosti lesních půd. V ekosystémovém pojetí se vychází z analýz hydrických vlastností lesa, resp. dílčích vrstev lesního porostu a lesní půdy, resp. jejich složek – nadložního humusu a minerálních horizontů. Podkladem pro přiřazení HSP na lesních půdách byla vektorové vrstvy jednotek lesních typů (LT) k nimž byly přiřazeny jednotlivé HSP dle tab. 5.

Tab. 5 Klasifikace potenciálních vlastností vodního režimu (Macků, 2012)

Typ vodního režimu	Typologické jednotky LT	Stupeň vodního režimu	Hydrologické skupiny půd
R, G	0-8T, 0-8G, 8V, 8Q, 8P, 0-9R	1	podmíněný
P	0-7Q, 0-7O, 1-7V, 0-7P	2	nízký
V, L	3-7V, 1-6L, 9U	3	nízký
T2	1-7B, 1-6H, 1-6D, 0N, 3-8N, 3-8S, 7-9K, 5-9Z, 0Z, 1-7I, 1-5J, 3-8F	4	vysoký
T1	0-7M, 0-6K, 0-5C, 1-2S, 3-4Z, 1-5W, 1-8A, 0-8Y	5	mimořádný

Velikost a intenzita příčinného deště

Základem odtoku velkých vod potažmo přirozené retence povodí jsou srážky. Při řešení této práce byla příčinná srážka charakterizována celkovým úhrnem H_s (mm), délkou trvání t_d (min) a průměrnou intenzitou i_d (mm.min⁻¹). Stanovení těchto charakteristik příčinného deště vycházelo z dat pozemních srážkoměrných stanic v povodí, nebo jeho blízkosti provozovaných ČHMÚ, povodím Odry s.p. a VÚMOP, kteří potřebná data pro zpracování této práce poskytly.

Nasycenost povodí před povodňovou událostí

Důležitým faktorem z hlediska tvorby odtoku a tedy i retence povodí je také nasycenost povodí před povodňovou událostí. Ta byla pro vybraná povodí hodnocena pomocí indexu předchozích srážek (IPS) za dobu 5 dní před začátkem příčinné srážky (IPS₅). Hodnota tohoto indexu je dána součtem úhrnu srážek v mm 5 dní před začátkem příčinné srážky, která způsobila povodňovou událost. Čím je tedy tento ukazatel vyšší, tím je vliv předchozích srážek na vlhkost půdy resp. nasycenost povodí větší. Při stanovení tohoto indexu se opět vycházelo z dat pozemních srážkoměrných stanic.

Jednotlivé charakteristiky řešených povodí a příčinných dešťů (stanovené způsobem popsáním výše) jejichž významnost na tvorbě přirozené retenční schopnosti krajiny byla zkoumána formou statistické analýzy, jsou uvedeny v následujících tabulkách 6 a 7.

Tab. 6 Charakteristiky řešených povodí v letech výskytu S-O epizody

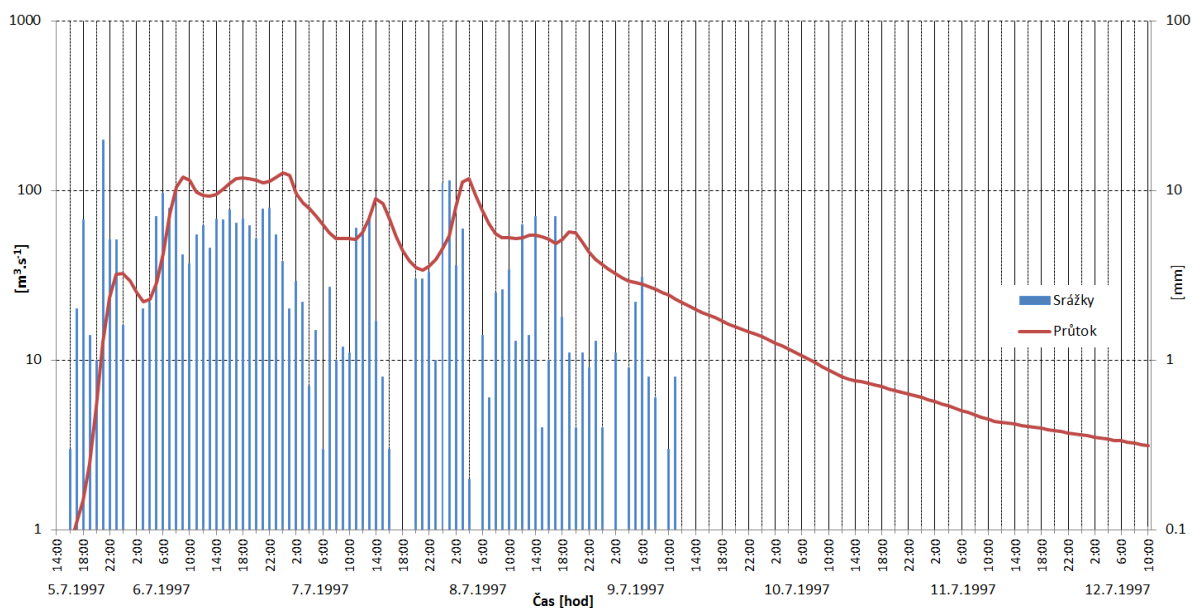
Vodní tok (závěrový profil)	Rok povodně	Plocha povodí P [km ²]	Délka toku L [km]	Koeff. tvaru povodí α	Sklon povodí [%]	HSP [%]				Krajinný pokryv [%]			
						A	B	C	D	Orná půda	TTP	Lesy	zast. plocha
Černá Opava (Mnichov)	1997	51,3	15,4	0,22	18,6	6,0	81,3	2,1	8,6	1,1	8,2	90,4	0,3
	2007	51,3	15,4	0,22	18,6	6,0	81,3	2,1	8,6	0,0	7,3	92,1	0,3
Hvozdnice (Jakartovice)	1997	30,9	14,1	0,16	7,9	2,0	52,0	44,3	1,5	54,6	6,1	33,1	3,1
Stříbrný potok (Žulová)	2009	21,4	12,3	0,10	28,9	14,1	76,3	9,4	0,1	1,2	7,8	90,0	0,4
Podolský potok (Rýmařov)	1977	50,7	14,5	0,24	17,1	33,0	46,5	12,8	6,2	10,0	6,0	80,0	4,0
Opavice (Město Albrechtice)	1967	83,9	21,0	0,19	21,9	4,1	87,5	3,6	2,1	16,3	25,3	54,3	4,1
	1968	83,9	21,0	0,19	21,9	4,1	87,5	3,6	2,1	16,3	25,3	54,3	4,1
Všemínka (Slušovice)	1965	21,5	9,9	0,22	21,2	0,1	53,1	24,2	20,2	9,3	29,7	56,7	4,3
Kamenice (Srbská Kamenice)	2009	97,3	23,8	0,17	16,9	23,4	41,6	27,5	6,9	5,4	26,2	59,6	8,3
Blanice (Podedvorský mlýn)	2009	202,8	34,8	0,17	13,8	27,5	41,5	22,4	8,6	2,7	35,9	61,0	0,4
Čížina (Pustý mlýn)	1997	70,8	22,7	0,14	9,2	2,8	60,6	20,2	14,0	45,2	8,7	41,5	4,3
Jičínka (Nový Jičín)	2007	75,9	16,6	0,28	16,3	5,8	43,2	18,5	32,5	9,9	38,4	40,6	11,2
	2009	75,9	16,6	0,28	16,3	5,8	43,2	18,5	32,5	9,9	38,4	40,6	11,2
Němčický potok (N2)	2009	2,8	2,0	0,70	6,8	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	2010	2,8	2,0	0,70	6,8	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7

Tab. 7 Charakteristiky jednotlivých S-O událostí

Vodní tok (závěrový profil)	Období S-O epizody	Srážkoměrná stanice	Délka trvání deště <i>td</i> [min]	Celkový úhrn deště <i>Hs</i> [mm]	Intenzita příčinného deště <i>id</i> [mm.min ⁻¹]	<i>IPS</i> ₅ [mm]	Kulmi- nační průtok [m ³ .s ⁻¹]	Doba opakování jevu [rok]
Černá Opava (Mnichov)	1997	Karlovice	8640	322,4	0,04	12,7	64,7	100*
	2007		5760	148,5	0,03	3,5	21,1	5–10*
Hvozdnice (Jakartovice)	1997	Slezská Harta	8640	162,4	0,02	39,9	11,9	10–20
Stříbrný potok (Žulová)	2009	Šerák	480	52,4	0,11	144,8	29,4	< 50*
Podolský potok (Rýmařov)	1977	Rýmařov	1320	48,1	0,04	43,7	28,8	10–20**
Opavice (Město Albrechtice)	1967	Žáry	900	54,6	0,06	62,0	30,3	5–10**
	1968		2640	79,6	0,03	23,3	40,0	10–20**
Všemínka (Slušovice)	1965	Vizovice	900	25,6	0,03	18,2	9,0	2–5**
Kamenice (Srbská Kamenice)	2009	Chřibská	240	16,5	0,07	6,8	38,6	10–20*
Blanice (Podedvorský mlýn)	2009	Husinec	600	51,3	0,09	151,2	157,1	100*
Čižina (Pustý mlýn)	1997_H	Lichnov, Cvilín, Razová	2220	146,7	0,07	21,8	49,7	100
	1997		2580	188,6	0,07	27,9	72,5	> 100
Jičínka (Nový Jičín)	2007	Hodslavice, Veřovice	3120	162,8	0,05	31,3	98,0	< 50*
	2009		360	78,9	0,22	89,6	269,5	>> 100*
Němčický potok (N2)	Jul 2009	stanice VÚMOP	290	29,4	0,10	35,1	1,0	< 2
	Jun 2010		110	31,7	0,29	14,3	0,6	< 2
	May 2010		780	39,5	0,05	23,1	0,7	< 2
	Aug 2010		1620	44,6	0,03	17,9	0,4	< 2

* Zdroj ČHMÚ (2014), ** Zdroj Hydrologické poměry ČSSR – díl III.

Tab. 7 zobrazuje finální výběr S-O událostí, které byly dále v práci hodnoceny. Počáteční datový soubor však obsahoval řadu dalších S-O událostí v těchto (tab. 6 a 7), ale i dalších povodí. Tyto S-O události byly studovány, avšak pro další hodnocení již nebyly vhodné a nebyly tedy do finálního výběru vybrány. Nejčastějším důvodem pro vyřazení S-O události byl nevhodný průběh srážek a průtoků viz obr. 20, který by v rámci rozboru hydrogramu bylo velmi obtížné hodnotit. Dalším důvodem vyřazení některých S-O událostí byla nespolehlivost měřených dat, kdy by bylo velmi obtížné nalézt příčiny nízkých či někdy naopak vysokých průtoků vyvolaných konkrétní srážkou.



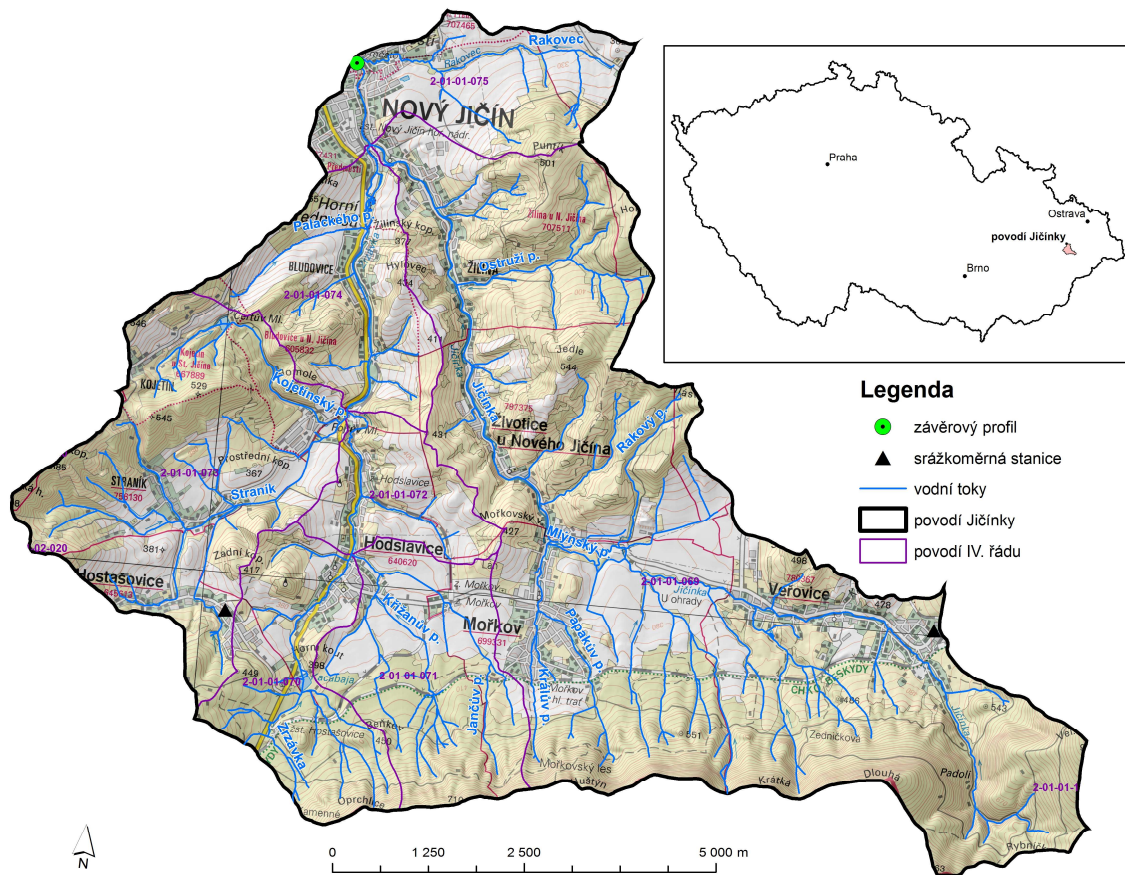
Obr. 20 Příklad nehodnocené S-O události – Jičínka 1997

V následujících kapitolách jsou podrobněji popsány charakteristiky vybraných povodí, na kterých probíhalo vlastní S-O modelování.

4.1.1 Povodí Jičínky

Zájmová oblast se nachází v horním povodí řeky Odry v okrese Nový Jičín. Řešené povodí o ploše 75,9 km² je částí povodí řeky Jičínky ukončené měrným profilem průtoků v Novém Jičíně viz obr. 21. Jičínka pramení ve Veřovických vrších na jihozápadním svahu Velkého Javorníku v nadmořské výšce 690 m n. m. a je pravostranným přítokem řeky Odry, do které se vlévá pod městem Kunín. Na horním a středním toku teče severozápadním směrem. Na dolním toku směřuje její tok převážně na sever. V řešené oblasti protéká Veřovicemi, Mořkovem, Životicemi u Nového Jičína, Žilinou a Novým Jičínem až po závěrový profil. Nejvýznamnějším přítokem řešené části Jičínky je levostranný přítok Zrzávka. Ta pramení v nadmořské výšce 465 m n. m. v lokalitě Kamenné v jihozápadní části povodí.

Z hlediska klimatického členění spadá severní část řešeného území dle Quittovy klasifikace (Quitt, 1971) do mírně teplé oblasti MT 9, střední částí povodí prochází pás mírně teplé oblasti MT 2 a nejvýše položená jižní část povodí spadá do chladné oblasti CH 7. Základní příčinou nejvýznamnější povodňové události v povodí Jičínky byly jak přívalové srážky ve večerních hodinách dne 24. 6. 2009, které podle místních obyvatel dosahovaly nejvyšší intenzity mezi 19. až 22. hodinou, tak srážky v pěti předcházejících dnech, které dosahovaly v součtu celkového úhrnu cca 90 mm. Celkový úhrn příčinného deště, dle údajů srážkoměrných stanic byl cca 79 mm. Hodnoty srážkových úhrnů v hodinovém kroku byly využity ze srážkoměrných stanic v Hodslavicích a Veřovicích.



Obr. 21 Situace povodí Jičínky

Z hlediska geomorfologického členění spadá řešená oblast povodí Jičínky do subprovincie Vnějších západních Karpat, Alpsko-himalájského systému. Od severu k jihu se rozprostírá Podbeskydská pahorkatina, tvořena Příborskou pahorkatinou, Štramborskou vrchovinou a Frenštátskou brázdou a Moravskoslezské Beskydy tvořené Radhošťskou pahorkatinou. Pahorkatiny jsou tvořeny flyšovými horninami křídového a paleogenního typu, pozůstatky jurských hornin, a také neogenními a kvarterními sedimenty. Nejvyšším bodem území je hora Velký Javorník 918 m n. m. v jihozápadní části povodí. Nejnižším bodem řešeného území je místo měrné stanice průtoků (závěrový profil) 272 m n. m.

Na svazích, vrcholech a částečně na náhorních plošinách, na lehčích až středně těžkých usazeninách vyvinuly především kambizemě, které jsou v řešeném území nejpočetnějším půdním typem. Ve střední části povodí se vyskytují kambizemě luvičké, v jižní pak kambizemě dystrické. Především v pásu Frenštátské brázd se vyvinuly kambizemě oglejené. V nivě řeky Jičínky, především v severní části, se vyskytují fluvizemě glejové. Fluvizemě modální se pak nachází v nivě Zrzávky a severní části Jičínky. Pedologické poměry byly identifikovány také s využitím BPEJ dle hlavní půdní jednotky (HPJ). Data pro potřeby práce poskytl VÚMOP. HPJ je účelové seskupení půdních forem, příbuzných ekologickými vlastnostmi, které jsou charakterizovány morfogenetickým půdním typem, subtypem, půdotvorným substrátem, zrnitostí a u některých hlavních půdních jednotek

výraznou svažitostí, hloubkou půdního profilu, skeletovitostí a stupněm hydromorfismu. Nejpočetněji jsou v řešeném povodí zastoupeny HPJ 48 (25,0 %), HPJ 24 (15,8 %), HPJ 49 (11,5 %), HPJ 40 (10,3%), HPJ 28 (10,2 %) a HPJ 20 (9,4 %).

Charakteristiky vybraných hlavních půdních jednotek v povodí Jičínky

- HPJ 20 Rendziny, rendziny hnědé a hnědé půdy na slínech, jílech a na usazeninách karpatského flyše; těžké až velmi těžké, málo vodopropustné.
- HPJ 24 Hnědé půdy a hnědé půdy kyselé na usazeninách karpatského flyše; středně těžké až těžké, většinou štěrkovité, středně zásobené vláhou.
- HPJ 28 Hnědé půdy, hnědé půdy kyselé a jejich slabě oglejené formy na bazických a neutrálních vyvěřelinách a jejich tufech; středně těžké, většinou kamenité, převážně s dobrými vláhovými poměry.
- HPJ 35 Hnědé půdy kyselé, hnědé půdy podzolové a jejich slabě oglejené formy v mírně chladné oblasti, převážně na různých vyvěřelých horninách, břidlicích a usazeninách karpatského flyše; středně těžké, slabě až středně štěrkovité; vláhové poměry jsou příznivé, někdy se projevuje mírné převlhčení.
- HPJ 37 Mělké hnědé půdy na všech horninách. Lehké, v ornici většinou středně štěrkovité až kamenité, v hloubce 0.3 m silně kamenité až pevná hornina, výsušné půdy (kromě vlhkých oblastí).
- HPJ 40 Svažité půdy (nad 12°) na všech horninách. Lehké až lehčí středně těžké, s různou štěrkovitostí a kamenitostí nebo bez nich, jejich vláhové poměry jsou závislé na srážkách.
- HPJ 41 Svažité půdy (nad 12°) na všech horninách; středně těžké až těžké s různou štěrkovitostí a kamenitostí nebo bez nich; jejich vláhové poměry jsou závislé na srážkách.
- HPJ 47 Oglejené půdy na svahových hlínách; středně těžké až středně skeletovité nebo slabě kamenité, náchylné k dočasnému zamokření
- HPJ 48 Hnědé půdy oglejené, rendziny oglejené a oglejené půdy na různých břidlicích, na lupcích a siltovcích; lehčí až středně těžké, až středně štěrkovité či kamenité, náchylné k dočasnému zamokření.
- HPJ 49 Hnědé půdy oglejené a rendziny oglejené na břidlicích a usazeninách karpatského flyše; těžké až velmi těžké, bez štěrku až slabě štěrkovité, sklon k dočasnému zamokření.

Významným faktorem, který velmi ovlivňuje charakteristiky odtoku, je rychlost infiltrace, která je v práci vyjádřena zastoupením hydrologických skupin půd (HSP) viz tab. 6.

Hydrologické údaje jsou dostupné z vodoměrné stanice v Novém Jičíně. Pro tento profil řeky Jičínky byly ČHMÚ odvozeny N-leté průtoky, viz tab. 8. ČHMÚ také stanovil

průměrný roční stav na 86 cm a průměrný roční průtok $0,872 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Průběh průtoků řešených povodňových vln pro potřeby této práce poskytl ČHMÚ. Celková plocha řešené části povodí Jičínky je rozdělena do 7 povodí IV. řádu viz tab. 9.

Tab. 8 Stanovené hodnoty N-letých průtoků (ČHMÚ)

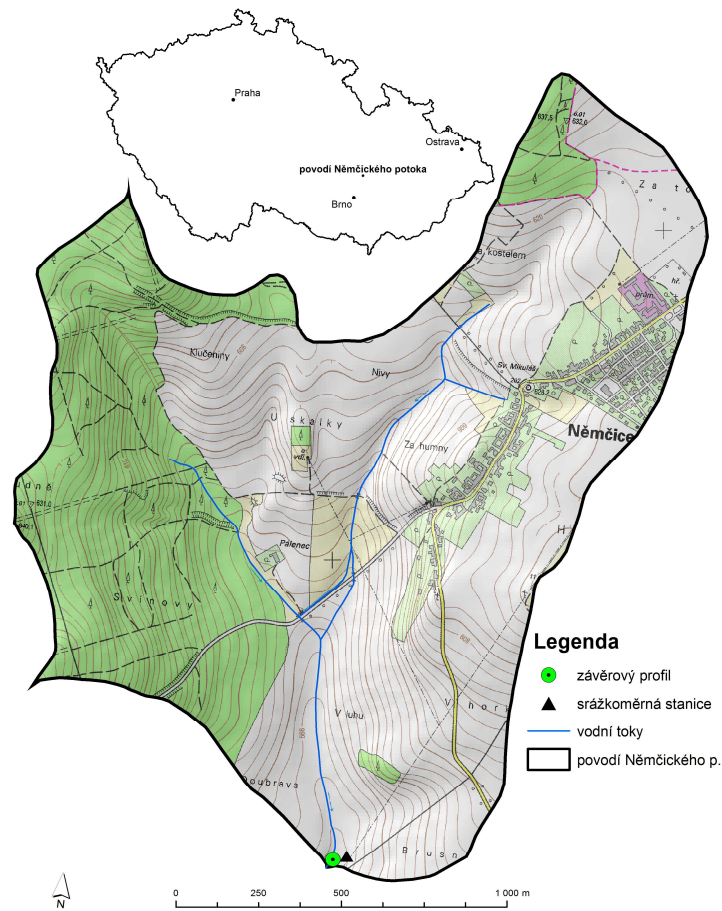
N-leté průtoky	Q ₁	Q ₅	Q ₁₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀
[m ³ .s ⁻¹]	20,7	61,4	85,3	156,0	194,0

Tab. 9 Povodí IV. řádu v řešené části povodí Jičínky

Tok a místo	ČHP
Jičínka po soutok s tokem Zrzávka	2-01-01-069
Zrzávka	2-01-01-070
Křižanův potok	2-01-01-071
Zrzávka od Křižanova potoka po Straník	2-01-01-072
Straník	2-01-01-073
Zrzávka po ústí do toku Jičínka	2-01-01-074
Jičínka od Zrzávky po Grasmanku – část pro závěrový profil	2-01-01-075

4.1.2 Povodí Němčického potoka

Řešenou lokalitou (obr. 22) protéká bezejmenný vodní tok, který je levostranným přítokem Němčického potoka. Němčický potok se vlévá do říčky Luhy, která v Moravském krasu pokračuje jako Punkva a v Blansku vtéká do Svitavy. Řešené území o rozloze 2,8 km² je zakončeno měrnou stanicí (obr. 23) pro měření vodních stavů a také srážkových úhrnů provozovanou VÚMOP, který také poskytl pro potřeby této práce potřebná data srážkových úhrnů a průtoků pro zpracovávané S-O události.



Obr. 22 Situace povodí Némčického potoka



Obr. 23 Měrná stanice v povodí Némčického potoka

Klimaticky patří zájmové území dle Quitta (1971) převážně do oblasti mírně teplé MT 3. Průměrná roční teplota se pohybuje kolem 6 °C, průměrný roční úhrn srážek dosahuje 652 mm.

Z hlediska geomorfologického členění spadá řešená oblast povodí Němčického potoka do celku Dražanské vrchoviny, Hercinského systému. V západní části území se rozprostírá Adamovská vrchovina a v části východní Konická vrchovina. Reliéf experimentálního povodí tvoří mírně členité, dlouhé pozvolné svahy. Rozvodnice v nejvyšším bodě prochází nadmořskou výškou 657 m n. m., závěrový profil se nachází ve výšce 559 m n. m., průměrná nadmořská výška povodí je 604 m n. m. Územní celek leží v oblasti starých zvrásněných sedimentů. Východní část území je součástí kulmu. V západní polovině tvoří podloží horniny krystalinika. V jihozápadní části katastru Němčice se nacházejí čtvrtohorní pleistocénní sedimenty.

Půdní pokryv tvoří převážně kambizemě modální eubazické až mezobazické na horninách kulmu, místy slabě oglejené, převážně středně těžké a středně skeletovité. V horních partiích svahů jsou půdní horizonty oderodované. Nachází se zde mělké kambizemě litické, středně těžké nebo lehčí. V západní části povodí se vytvořily hnědozemě luvické oglejené na svahových hlínách, středně těžké, ve spodině těžší. Údolí potoka vyplňují gleje modální na svahovinách, středně těžké až těžké. Na svazích na méně propustných svahovinách se vyvinuly pseudogleje modální středně těžké, ve spodině těžší. Půdy v zájmovém povodí jsou negativně ovlivněny plošnou vodní erozí. Intenzivně se zemědělsky hospodaří na velkých honech rozkládajících se na dlouhých svazích se sklonem 3 až 4°. V důsledku dlouhodobého odnosu svrchních vrstev půdy kambizemě modální v zájmovém území degradovaly na kambizemě litické s hloubkou do 30 cm, lokálně jen 18 cm hluboké. Pedologické poměry byly identifikovány také s využitím BPEJ dle hlavní půdní jednotky. Data pro potřeby práce poskytl VÚMOP. Nejpočetněji jsou v řešeném povodí zastoupeny HPJ 26 (24,4 %), HPJ 48 (23,4 %) a HPJ 37 (16,2 %).

Charakteristiky vybraných hlavních půdních jednotek v povodí Němčického potoka

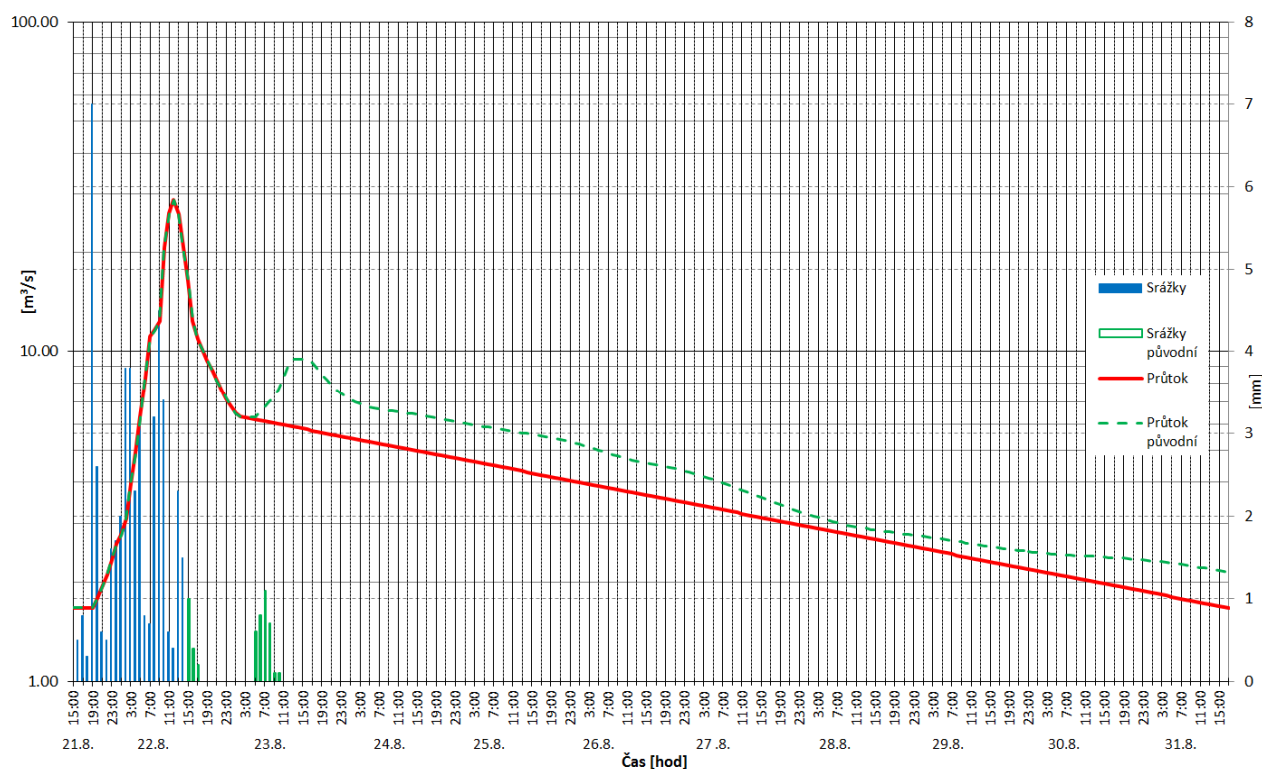
- | | |
|-----------------|---|
| HPJ 26 | Hnědé půdy, hnědé půdy kyselé a jejich slabě oglejené formy na různých typech břidlic a jim podobných horninách; středně těžké, výjimečně těžší, obvykle šterkovité, s dobrými vláhovými poměry až převlhčením. |
| HPJ 37 a HPJ 48 | jsou blíže popsány výše v popisu povodí Jičínky. Významným faktorem, který velmi ovlivňuje charakteristiky odtoku, je rychlost infiltrace, která je v práci vyjádřena zastoupením hydrologických skupin půd (HSP) viz tab. 6. |

Z celkové plochy povodí 280 ha je 146 ha orné půdy, 27 ha trvalých travních porostů, les zaujímá 88 ha, ostatní a zastavěné plochy zaujímají 19 ha. V osevním postupu převládají obilniny a řepka olejná, dále se zde pěstuje kukuřice a víceleté pícniny.

4.2 Výpočet retence povodí

Pro výpočet retence vody v povodí byla jako první vybrána metoda publikovaná v dílčí zprávě projektu Vyhodnocení povodňové situace v červenci 1997 Dumbrovským a kol. (1998). Druhou použitou metodou byla metoda publikována Švihlou a kol. (2007a, 2007b), kterou autoři uplatnili při studiu odtokového procesu na malém lesním povodí.

Obě metody stanovení retenční schopnosti povodí při povodni, jejichž vzájemné odlišnosti jsou popsány dále v práci, vycházejí z bilancování srážek a průtoku v závěrovém profilu ve zvoleném časovém kroku. V práci je volen časový krok, podle charakteru příčinné srážky a dostupnosti dat, na denní, hodinový a desetiminutový krok. Před provedením samotné bilance a stanovením jednotlivých složek retence bylo nutné provést úpravu vstupních dat, tedy dat srážkových úhrnů a průtoků. Příklad takové úpravy je zobrazen na obr. 24. Prováděné úpravy měly za cíl idealizovat povodňovou vlnu a příčinné srážky tak, aby se výsledný stav co nejvíce, přibližoval stavu, kdy se srážky již nevyskytují za kulminací průtoku.



Obr. 24 Příklad úpravy vstupních dat

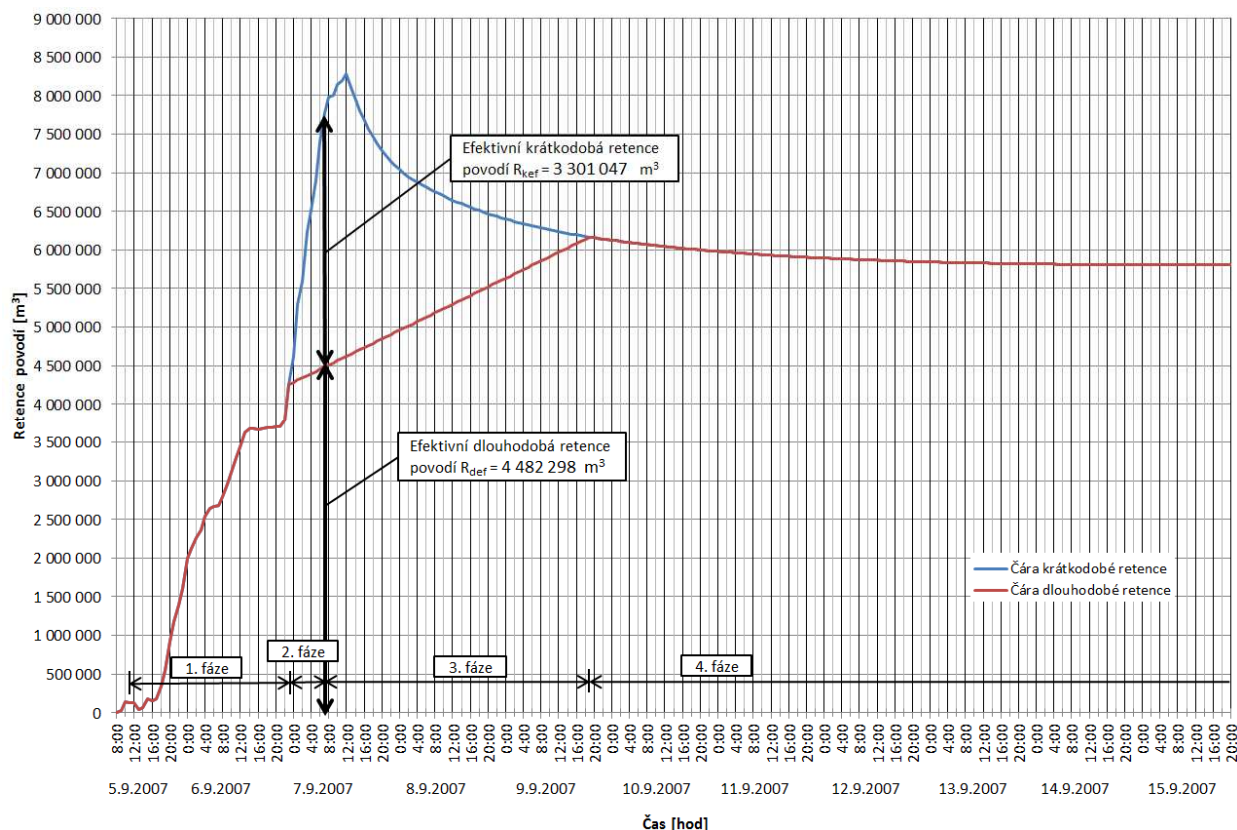
Úpravy spočívaly především v odstranění opakovaných srážek po hlavní kulminaci průtoku a k nim odpovídajícím odtokovým odezvám. V případě že bylo možné na hydrogramu identifikovat odezvu především na srážku vyskytující se v blízkosti za kulminací průtoku, byl hydrogram příslušně upraven a byla také odstraněna srážka, která tuto odezvu vyvolala. V případech, kdy tato identifikace byla obtížná, byly ponechány i srážky za kulminací průtoku a byl zaveden termín „Výpočtová kulminace“, tj. bod

hydrogramu, který časově odpovídá výskytu poslední srážky za kulminací průtoku. Za tímto bodem se tedy již další srážky nevyskytují. Provedené úpravy mají své opodstatnění především pro snadnější proveditelnou separaci složek odtoku. V práci je využito pro separaci základního odtoku metody lineárních nádrží, která při hodnocení poklesové větve hydrogramu, má vysokou citlivost právě na srážky vyskytující se za kulminací průtoku.

4.2.1 Metoda stanovení efektivní retence povodí

Pro naplnění hlavního cíle práce, tedy stanovit celkovou retenci při povodni a její dvě hlavní složky, se vycházelo především z metody popsané v kap. 2.5.2. a). V této práci byla také tato metoda modifikována formou změny času, ve kterém je hodnocena tzv. efektivní retence. Původní metoda, která byla při hodnocení retence také uplatněna, hodnotí celkovou efektivní retenci a její složky v čase kulminace samotné retence. V této práci je však také hodnocena celková efektivní retence a její složky v čase kulminace průtoku, který je považován za nejvýznamnější bod povodňové situace a právě v tomto bodě je žádoucí, aby retence povodí dosahovala, pokud možno, co nejvyšších hodnot.

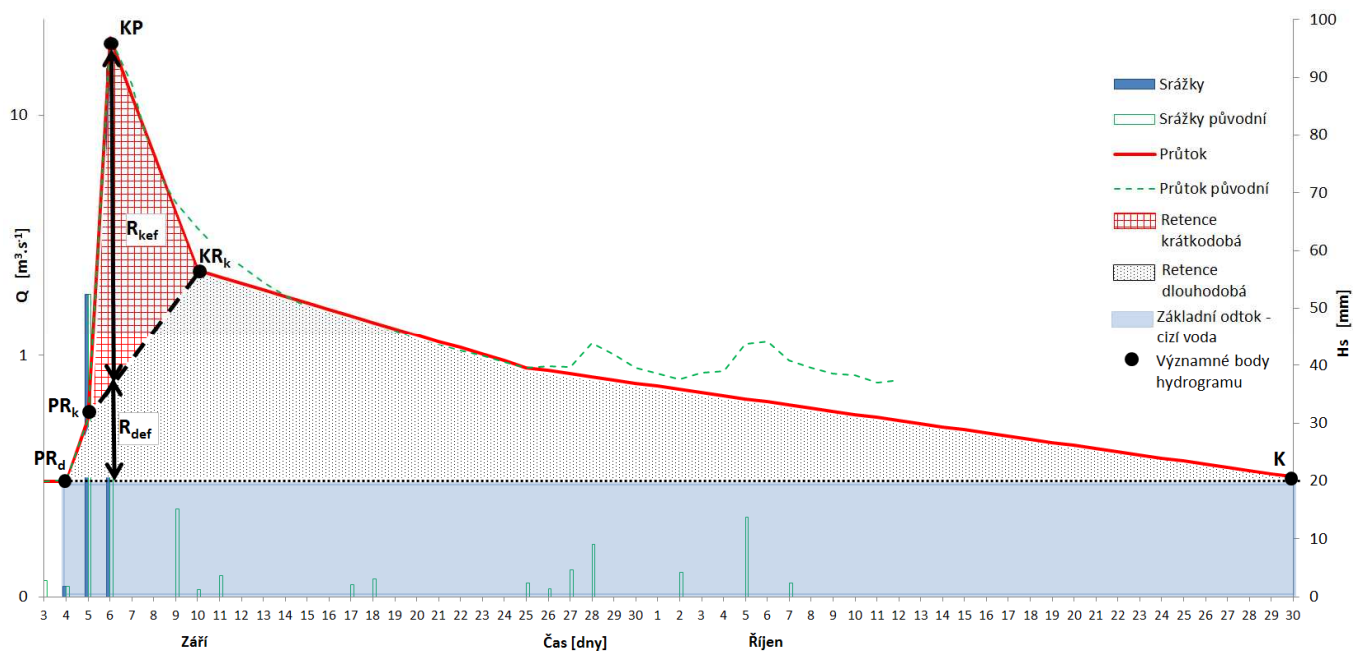
V modifikaci této metody, je uvažováno s vývojem krátkodobé retence do okamžiku kulminace průtoku. To znamená, že v tento okamžik celková retence nemusí nabývat své maximální hodnoty. Dojde tedy ke změně doby trvání 2. a 3. fáze viz obr. 25.



Obr. 25 Průběh jednotlivých fází přirozené vodní retence vody v povodí – modifikovaná metoda

Při aplikaci této metody bylo použito následujícího postupu:

- Vynesení příčných srážek a průtoků do grafu v semilogaritmickém měřítku (osa průtoku v Logaritmickém měřítku).
- Úprava vstupních dat (popsáno výše) viz obr. 24.
- Identifikace významných bodů hydrogramu viz obr. 26.



Obr. 26 Schéma identifikace významných bodů hydrogramu

kde:

PR_d – Počátek retence dlouhodobé, je to okamžik počátku srážko-odtokové epizody (počátek příčinného deště), kdy stav průtoku je v závěrovém profilu povodí setrvalý.

PR_k – Počátek retence krátkodobé, je to okamžik výrazného zvýšení průtoku v závěrovém profilu povodí.

KP – Kulminace průtoku.

KR_k – Konec retence krátkodobé, je to okamžik výrazného poklesu průtoku v závěrovém profilu povodí (bod je koncem povrchového a rychlého hypodermického odtoku).

K – Konec srážko-odtokové epizody, průtok v závěrovém profilu povodí opět klesl na hodnotu počátečního (setrvalého) průtoku v bodě PR_d .

- Tvorba součtových čar srážky, průtoku a celkové retence.

Rozdílem součtových čar srážek a průtoku lze získat čaru celkové retence viz obr. 27, kterou lze vypočítat dle následujícího vzorce:

$$R_{cef} = \sum_{t=PR_d}^K Hs_t - \sum_{t=PR_d}^K Q_t \quad (19)$$

kde:

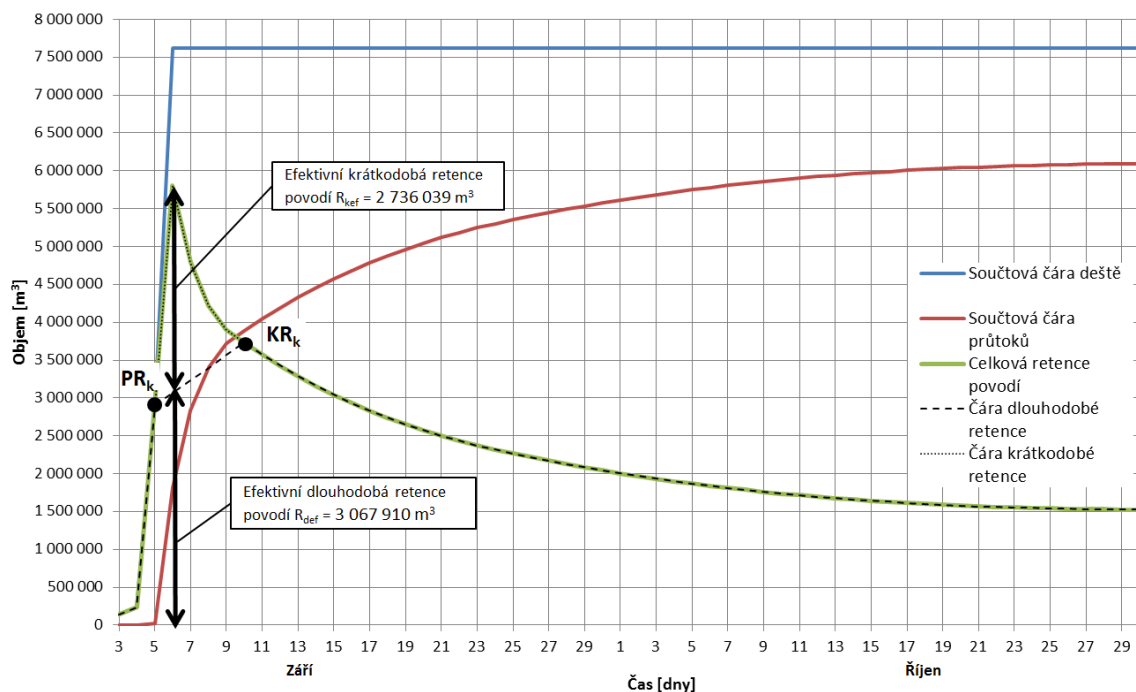
R_{cef} – celková efektivní retence (m^3),

Hs_t – objem příčinného deště (m^3),

Q_t – objem odtoku (m^3).

- Rozdělení retence na retenci dlouhodobou a krátkodobou.

Při rozdělení celkové retence na její dvě hlavní složky, retenci krátkodobou a retenci dlouhodobou, se předpokládá lineární průběh retence dlouhodobé po dobu trvání retence krátkodobé viz obr. 27. Ta probíhá mezi body hydrogramu PR_k a KR_k , které byly identifikovány při rozboru hydrogramu (obr. 26).



Obr. 27 Schéma rozdělení celkové retence na retenci krátkodobou a retenci dlouhodobou

- Určení tzv. Efektivní retence.
 - a) Určení Efektivní dlouhodobé retence Rd_{ef} (m^3) a Efektivní krátkodobé retence Rk_{ef} (m^3) v čase kulminace průtoků.
 - b) Určení Efektivní dlouhodobé retence Rd_{ef} (m^3) a Efektivní krátkodobé retence Rk_{ef} (m^3) v čase kulminace celkové retence.

V obou případech stanovení efektivní retence je také stanoven tzv. koeficient poměru retence δ_{ef} (-), který lze vyjádřit vztahem:

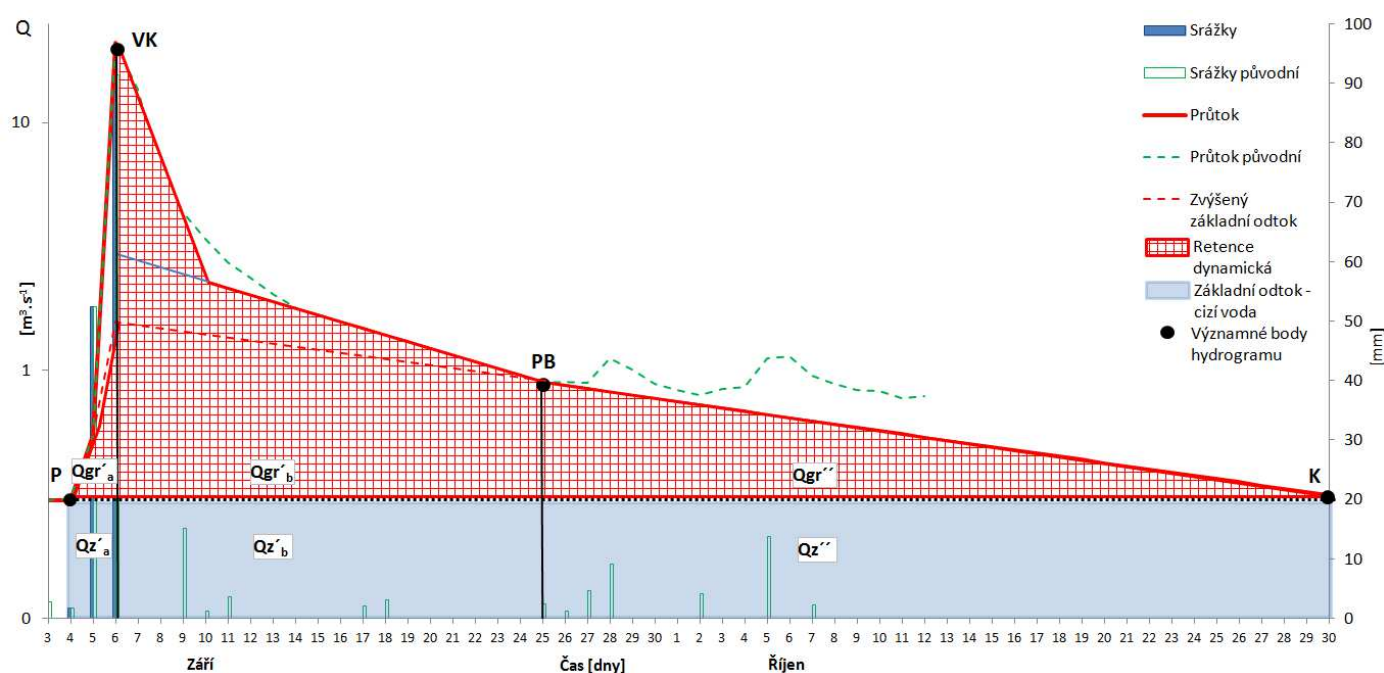
$$\delta_{ef} = Rd_{ef} / Rk_{ef} \quad (20)$$

Tento koeficient určuje poměr jednotlivých retencí a je také významnou charakteristikou retence povodí při povodni. S narůstající hodnotou koeficientu narůstá podíl dlouhodobé retence na celkové retenci povodí. Jedná se o pomalu se pohybující vodu pod povrchem, kde nepůsobí svým dynamickým účinkem škody ani na zemědělských plochách, ani v zastavěných územích obcí. Tato voda obsažena především v aeračním pásmu půdy je jednak lépe využitelná rostlinami a napomáhá ke zvyšování zásob podzemní vody, a tím také napomáhá eliminovat extrémní sucha.

4.2.2 Metoda stanovení retence povodí dle modelu LN

Pro naplnění hlavního cíle práce, tedy stanovit celkovou retenci při povodni a její dvě hlavní složky, se vycházelo především z metod popsaných v kap. 2.5.2 b), při jejichž aplikaci bylo použito následujícího postupu:

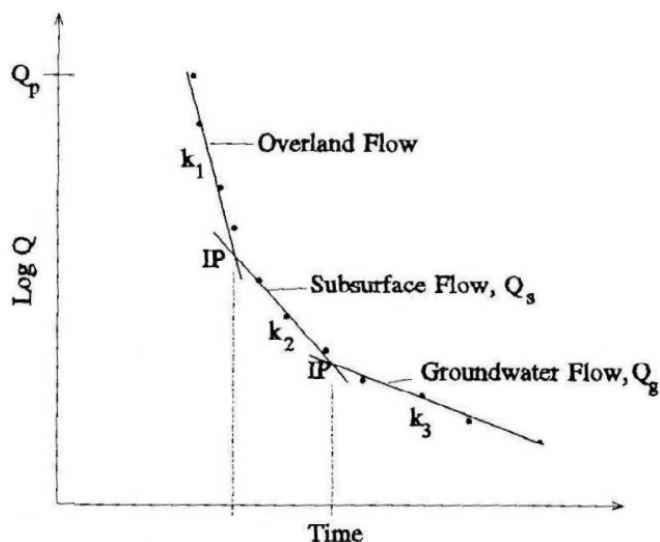
- Vynesení příčných srážek a průtoků do grafu v semilogaritmickém měřítku (osa průtoku v Logaritmickém měřítku).
- Úprava vstupních dat (popsáno výše) viz obr. 24.
- Identifikace významných bodů hydrogramu viz obr. 28.



Obr. 28 Schéma významných bodů hydrogramu a označení složek odtoku

Z obr. 28 je zřejmé, že výtoková čára hydrogramu povodňové vlny se člení na několik na sebe navazujících úsečků o stále nižším sklonu, jejichž schematizace je zobrazena na obr. 29. Inflexní bod nejnižšího úseku výtokové čáry je počátkem tzv. čáry prázdnění

(vyčerpávání), která výhradně zahrnuje uvolňované příspěvky z přebytků podzemních zásobníků (Anton a kol., 1989).



Obr. 29 Schéma členění výtokové čáry hydrogramu (Serrano, 1997)

- Výpočet složek retence povodí při povodni – viz vzorce níže

Retence dynamická

Retence dynamická Rd (mm) byla vypočítána dle následujícího vzorce:

$$Rd = Qpř_o + Qgr \quad (21)$$

kde:

$Qpř_o$ – výška přímého odtoku na odtokové větvi hydrogramu (mm).

$$Qpř_o = \sum_{VK \leq t \leq PB} Q(t) - Qgr'_b - Qz'_b \quad (22)$$

kde:

VK – bod výpočtové kulminace,

PB – prahový bod,

$Q(t)$ – výška celkového odtoku povodňového scénáře v časových krocích t (mm),

Qgr'_b – výška zvýšeného základního odtoku v době mezi VK a PB (mm).

$$Qgr'_b = ((Qgr(t_{VK}) - Q(t_0)) \cdot (t_{PB} - t_{VK}) - (\frac{Qgr(t_{VK}) - Q(t_{PB})}{2}) \cdot (t_{PB} - t_{VK})) \cdot 3,6 / P \quad (23)$$

kde:

$t_{PB} - t_{VK}$ – délka časového úseku mezi body PB a VK (hod),

$Q(t_{PB})$ – hodnota průtoku v čase t_{PB} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Qz'_b – výška setrvalého základního odtoku v době mezi VK a PB (mm)

$$Qz'_b = Q(t_0) \cdot (t_{PB} - t_{VK}) \cdot 3,6 / P \quad (24)$$

kde:

Q_{t_0} – hodnota průtoku v čase t_0 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Qgr – výška zvýšeného základního odtoku v době povodňové epizody (mm).

$$Qgr = Qgr' + Qgr'' \quad (25)$$

kde:

Qgr' – výška zvýšeného základního odtoku do doby PB (mm).

$$Qgr' = Qgr'_a + Qgr'_b \quad (26)$$

kde:

Qgr'_a – výška zvýšeného základního odtoku do doby VK (mm).

$$Qgr'_a = \frac{Qgr(t_{VK}) - Q(t_0)}{2} \cdot (t_{VK} - t_0) \cdot 3,6 / P \quad (27)$$

kde:

$Qgr(t_{VK})$ – hodnota průtoku Qgr v čase VK ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

$t_{VK} - t_0$ – délka časového úseku mezi počátkem zvýšených (povodňových) a bodem VK (hod),

P – plocha povodí (km^2).

Qgr'' – výška zvýšeného základního odtoku po době PB (mm).

$$Qgr'' = \sum_{PB \leq t \leq K} Q(t) - Qz'' \quad (28)$$

kde:

K – bod konce povodňové epizody,

Qz'' – výška setrvalého základního odtoku v době mezi PB a K (mm).

$$Qz'' = Q(t_0) \cdot (t_K - t_{PB}) \cdot 3,6 / P \quad (29)$$

kde:

$t_K - t_{PB}$ – délka časového úseku mezi body K a PB (hod).

Retence statická

Retence statická Rst (mm) Byla vypočítána dle následujícího vzorce:

$$Rst = Hs - Qpř_c - Qgr - Jt - ET \quad (30)$$

kde:

Hs – celkový úhrn příčinného deště (mm),

$Qpř_c$ – výška celkového přímého odtoku (mm).

$$Qpř_c = \sum_{t=0}^{t=PB} Qt - \sum_{t=0}^{t=VK} Qt - Qgr' - Qz' \quad (31)$$

kde:

Qz' – výška setrvalého základního odtoku – cizí voda (mm).

$$Qz' = Qz'_a + Qz'_b \quad (32)$$

kde:

Qz'_a – výška setrvalého základního odtoku do doby VK (mm).

$$Qz'_a = Q(t_0) \cdot (t_{VK} - t_0) \cdot 3,6 / P \quad (33)$$

Qz'_b – výška setrvalého základního odtoku v době mezi VK a PB (mm).

$$Qz'_b = Q(t_0) \cdot (t_{PB} - t_{VK}) \cdot 3,6 / P \quad (34)$$

Jt – intercepce (mm).

$$Jt = \frac{0,02 \cdot P_l + 1,86}{1,02} \quad (35)$$

kde:

P_l – plocha lesa v povodí (km²).

ET – evapotranspirace (mm).

$$ET = 1,0 \cdot p \quad (36)$$

kde:

p – počet dní od ukončení deště do konce povodňové epizody (-).

Retence celková

Retence celková Rc (mm) byla vypočítána jako součet retence dynamické Rd (mm) a retence statické Rst (mm).

$$Rc = Rd + Rst \quad (37)$$

Také v tomto způsobu stanovení retence povodí je stanoven tzv. koeficient poměru retence δ (-), který lze vyjádřit vztahem:

$$\delta = Rst / Rd \quad (38)$$

Tento koeficient určuje poměr jednotlivých retencí a je také významnou charakteristikou retence povodí při povodni. S narůstající hodnotou koeficientu narůstá podíl statické retence na celkové retenci povodí. Jedná se o vodu, která je povodím zadržována ještě po skončení povodňové epizody. Jedná se tedy o vodu pod povrchem, kde nepůsobí svým dynamickým účinkem škody. Tato voda obsažena především v kapilárních pórech půdy je jednak lépe využitelná rostlinami a také dále zvyšuje zásoby podzemní vody a napomáhá tak eliminovat extrémní sucha.

Hlavními odlišnostmi obou výše popsaných metod jsou tedy definice jednotlivých složek retence, a forem odtoku na nich se podílejících, což je nejlépe patrné z obr. 26 a 28.

4.3 Srážko-odtokové modelování – HEC-HMS

Pro možnost posouzení vlivu konkrétních změn krajiny na odtokové poměry a retenci povodí na vybraných povodích, bylo přistoupeno k vytvoření S-O modelu, jehož prostřednictvím byly následně simulovány umělé scénáře změn využívání krajiny. Byly simulovány jak scénáře pozitivní, tak také negativní. Veškeré simulace byly následně také analyzovány z hlediska retence povodí a mohl tak být posouzen vliv konkrétních změn využívání krajiny na celkovou retenci povodí a její složky.

Při řešení této práce byly sestaveny 3 S-O modely. První model byl sestaven na povodí Jičínky, kde pro kalibraci byla využita povodňová situace z června 2009 a pro verifikaci byla použita povodňová situace ze září 2007. Druhý a třetí model byl sestaven na povodí Němčického potoka. Modely se liší typem srážek, které vyvolaly odtokovou situaci. Jeden z nich byl kalibrován a následně verifikován na situace vyvolané přívalovými dešti, druhý z nich na situace vyvolané déle trvajícími dešti.

4.3.1 Sestavení modelu

V první fázi tvorby S-O modelu byla provedena v prostředí GIS schematizace řešeného povodí (obr. 30) s využitím nástrojů HEC-GeoHMS (HEC, 2010) a ArcHydro tools (Scopel, 2011), které pracují nad hydrologicky korektním DMT. Následně byl proveden export do formátu *.hms, který je pak možné importovat do programu HEC-HMS (HEC, 2010). Zde je nutné importovat provedenou schematizaci do 1. významné komponenty S-O modelu, a to do komponenty „Basin models“. Schematizaci povodí, tedy definování dílčích povodí (Subbasin), soutokových uzlů (Junction), úseků koryt vodních toků (Reach) a závěrového profilu (Outlet), lze také provést přímo v prostředí programu HEC-HMS. Nevýhodou je však nutnost ručního zadávání vazeb mezi jednotlivými prvky systému schematizace.

„Meteorological Models“ V případě povodí Jičínky bylo pro tyto účely využito metody Thiessenových polygonů. Prostřednictvím 2. významné komponenty modelu byly také zadány měřené průtoky (Discharge Gages) v závěrových profilech povodí. Poslední 4. významnou komponentou S-O modelu, bez níž by model nemohl správně fungovat, je komponenta „Control Specifications“, která slouží jako kontrola ve vztahu k zadaným datům srážek a průtoků. Zadává se zde datum, čas trvání vybrané epizody a délka časového kroku, ve kterém byla data srážek a průtoků zadána.

Po vložení a nastavení všech zmíněných parametrů a metod lze spustit samotný běh simulace záložkou „Compute → Create Simulation Run“, přičemž je na vyžádání vybrán správný hydrologický model (Basin Model), meteorologický model (Meteorological Model) a také adekvátní kontrolní specifikace (Control Specifications) a spuštěn běh simulace. Po dokončení výpočtu je možné v záložce „Results“ zobrazit výsledky pro jednotlivé elementy povodí (dílčí povodí, soutokové uzly a úseky koryt vodních toků). V HEC-HMS jsou výsledné údaje nabízeny v podobě:

- celkové sumarizační tabulky, která poskytuje informace o simulaci pro všechny elementy povodí, také údaje o jejich rozloze, dosažené velikosti kulminace, času a datu dosažení kulminace,
- výsledného hydrogramu daného dílčího povodí (možnost grafické a textové editace),
- sumarizační tabulky, která poskytuje informace o měřené a simulované kulminaci (její velikost, datum a čas dosažení kulminace) pro dané dílčí povodí,
- sumarizační tabulky časových řad, která poskytuje informace především o výsledných průtocích v řešeném časovém kroku, pro dané dílčí povodí.

4.3.2 Stanovení přímého odtoku – metoda SCS CN

Metoda čísel odtokových křivek (CN – Curve Number) byla odvozena v USA pro potřeby Služby na ochranu půdy (SCS – Soil Conservation Service) a publikována v roce 1972 National Engineering Handbook, Hydrolog. Section 4, SCS, USDA Washington D. S. a představuje jednoduchý srážko-odtokový model s poměrně snadno zjistitelnými vstupy, dostatečně přesný, použitelný pro stanovení objemu přímého odtoku a kulminačního průtoku způsobeného návrhovým přívalovým deštěm o zvolené pravděpodobnosti výskytu v zemědělsky využívaných povodí, či jejich částech o velikosti do 10 km² (Janeček a kol., 2012).

Metoda SCS CN je jednou z metod stanovující efektivní srážku a to na základě velikosti srážkového úhrnu, krajinného pokryvu sledovaného povodí, jeho půdních charakteristik a předchozích vláhových podmínek. Přímý odtok zahrnuje odtok povrchový a odtok hypodermický. Podíly tohoto typu odtoku na celkovém odtoku se stanovují pomocí tzv. čísel odtokových křivek – CN. Čím větší hodnota CN, tím je pravděpodobnější, že se jedná o povrchový odtok. Odtok vody je obecně ovlivněn množstvím srážek, infiltrací

vody do půdy, vlhkostí půdy, druhem vegetačního pokryvu, nepropustnými plochami a retencí povrchu.

Základním vstupem metody CN-křivek je srážkový úhrn o určitém časovém rozdělení, za předpokladu jeho stejnoměrného rozdělení po ploše povodí. Objem srážek je přeměněn na objem odtoku pomocí čísel odtokových křivek - CN. Jejich hodnoty jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd, vegetačním pokryvu, velikosti nepropustných ploch, intercepci a povrchové akumulaci (Janeček a kol., 2012).

Stanovení čísel odtokových křivek CN

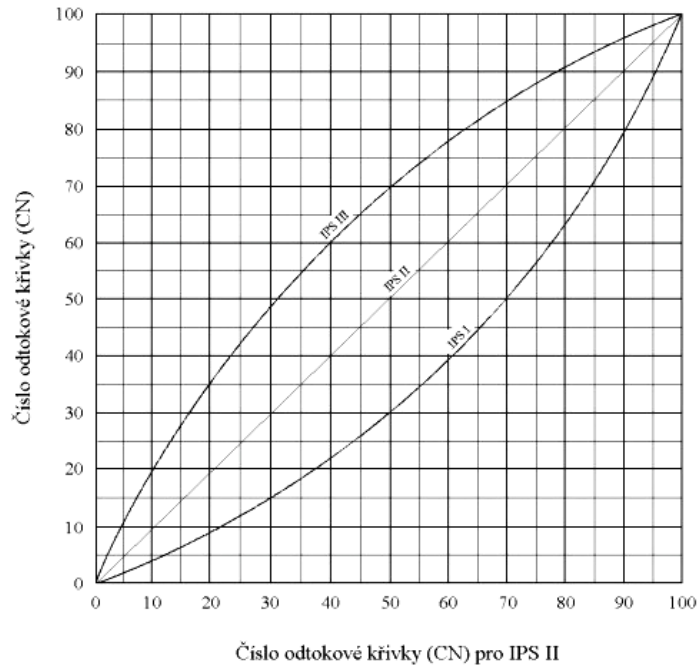
Pracovní postup stanovení čísel CN v prostředí GIS spočívá v sestrojení vektorové vrstvy kombinující vrstvu HSP a vrstvu krajinného pokryvu. Jednotlivým vzniklým kombinacím HSP a krajinného pokryvu jsou přiřazeny konkrétní hodnoty čísla CN. Následně je možné převést tyto údaje do rastrové podoby. Podrobně je postup tvorby čísel CN v prostředí GIS popsán např. v publikaci Dumbrovského (2009).

Čísla odtokových křivek - CN jsou tabelována podle:

- a) Hydrologických vlastností půd rozdělených do 4 skupin: A, B, C, D, na základě minimálních rychlostí infiltrace vody do půdy bez pokryvu po dlouhodobém sycení (tab. 4).
- b) Vlhkosti půdy určované na základě 5denního úhrnu předcházejících srážek, resp. indexu předchozích srážek (IPS) ve 3 stupních viz tab. 10, kdy IPS I odpovídá takovému obsahu vody v půdě, který ještě umožňuje uspokojivou orbu a obdělávání, při IPS III je půda přesycena předcházejícími dešti. Pro návrhové účely se nejčastěji uvažuje IPS II (Janeček a kol., 2012). Vliv indexu předchozích srážek na změnu čísla odtokové křivky je zobrazen na obr. 31.

Tab. 10 Index předchozích srážek (Pasák a kol., 1983)

IPS	Úhrn předchozích srážek za 5 dnů [mm]	
	Mimo vegetační období	Vegetační období
I	< 13	< 36
II	13–28	36–53
III	> 28	> 53



Obr. 31 Vliv IPS na změnu CN obsahu vody v půdě (Janeček a kol., 2012)

Změnu čísel CN v závislosti na změně stavu předchozího nasycení povodí srážkami je možné podle Kováře (1994), také vyjádřit prostřednictvím hodnot CN odpovídajících stavu středního nasycení povodí (CN_{II}), následovně:

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2,334 - 0,01334 \cdot CN_{II}} \quad (39)$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0,4036 + 0,005964 \cdot CN_{II}} \quad (40)$$

kde:

CN_I – hodnota čísla CN odpovídající stavu předchozího nasycení IPS I (-),

CN_{II} – hodnota čísla CN odpovídající stavu předchozího nasycení IPS II (-),

CN_{III} – hodnota čísla CN odpovídající stavu předchozího nasycení IPS III (-).

Nedá se předpokládat, že při přechodech z období sucha na vlhké období, či naopak, se bude hodnota CN měnit skokovitě, tak jak to původní metodika CN křivek, pro jednotlivé stavy IPS (CN_I , CN_{II} , CN_{III}), předpokládá. Vzhledem k tomu, že vlhkostní podmínky v půdě se mění kontinuálně a ne skokem, bylo v práci přistoupeno k řešení zohledňující tuto skutečnost, avšak se zjednodušením v podobě lineární interpolace mezi jednotlivými hodnotami srážkového úhrnu za předchozích 5 dnů, jak jsou uvedeny v tab. 10.

c) Krajinného pokryvu, způsobu obdělávání a uplatnění protierozních opatření.

V lesích špatné hydrologické podmínky znamenají, že lesní hrabanka, stromy a keře jsou nedostatečně zastoupeny nebo poškozeny; dobré, že hrabanka nebo bylinné patro kryje půdu. Hydrologické podmínky lesních porostů jsou závislé především na hustotě pokryvu, vegetace, hrabanky apod. Nerozložené listí, jehličí, větévky, kůra a jiné zbytky vegetace na lesní půdě tvoří hrabanku, ze které vzniká vrstva nadložního humusu. Při dobrém obhospodařování je nadložní humus pórovitý a má velkou vsakovací a akumulaci schopnost.

Hodnota CN se pohybuje v rozsahu (0–100) pro dané povodí. Hodnota blízká 100 je u téměř nepropustných povodí. Běžné hodnoty se pohybují v rozmezí 55–85.

Objem odtoku

Metoda CN-křivek vychází z předpokladu, že poměr objemu odtoku k úhrnu přívalové srážky se rovná poměru objemu vody zadržené při odtoku k potenciálnímu objemu, který může být zadrženo. Odtok zpravidla začíná až po určité akumulaci srážek, tedy po určité počáteční ztrátě, která je součtem intercepce, infiltrace a povrchové akumulace, jež byla odhadnuta na základě experimentálních měření na 20 % potenciální retence ($I_a = 0,2 \cdot A$) (Janeček a kol., 2012).

Z uvedených souvislostí byl odvozen základní vztah:

$$H_o = \frac{(H_s - 0,2A)^2}{H_s + 0,8A} \quad (41)$$

kde:

H_o – přímý odtok (mm),

H_s – úhrn přívalové – návrhové srážky (mm),

A – potenciální retence – vyjádřená pomocí křivek CN (mm).

$$A = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (42)$$

Z toho objem přímého odtoku:

$$O_{ph} = 1000 \cdot P_p \cdot H_o \quad (43)$$

kde:

O_{ph} – objem přímého odtoku (m^3),

P_p – plocha povodí (km^2),

H_o – přímý odtok (mm).

4.3.3 Transformace přímého odtoku – metoda Clarkova jednotkového hydrogramu

Volba metody transformace přímého odtoku je klíčovou součástí metodického postupu, neboť přímo určuje tvar vlny, a tím i velikost kulminačního průtoků. Jako transformační funkci povodí je v této práci používán jednotkový hydrogram. Prostředí HEC-HMS nabízí několik typů jednotkových hydrogramů. V této práci byl využit jednotkový hydrogram dle Clarka, který je popsán následujícími parametry:

- T_c doba koncentrace povodí (hod),
- R retenční konstanta (storage coefficient) (hod), je tzv. transformační faktor povodí, který simuluje dobu zdržení vody v povodí.

Pro odhad hodnoty T_c je k dispozici několik vzorců, které blíže popisuje např. (Dingman, 2002). V této práci byl využit vzorec SCS (Soil Conservation Service) pro odvození hodnoty T_{LAG} , což je časový posun v hodinách mezi výskytem maxima příčné srážky a výskytem kulminačního průtoku v počítaném závěrovém profilu povodí.

$$T_{LAG} = \frac{3,281 \cdot L^{0,8} \cdot (0,0394 \cdot A + 1)^{0,7}}{1900 \cdot \sqrt{Y}} \quad (44)$$

kde:

L – délka údolnice k rozvodnici (m),

A – potenciální retence povodí (mm),

Y – průměrný sklon povodí (%).

Následně je dopočítána doba koncentrace T_c (hod) jako:

$$T_c = 1,67 \cdot T_{LAG} \quad (45)$$

Pro určení koeficientu R (hod) existuje jen minimum výpočetních vzorců, zpravidla pro výpočet teoretické povodňové vlny na nepozorovaných povodích odhaduje velikost koeficientu R jako n -násobek doby koncentrace (Šercl, 2009):

$$R = n \cdot T_c \quad (46)$$

kde:

n – nejčastěji v rozmezí 1,2–2 (-).

Koeficient R byl v této práci ručně kalibrován a pro přívalové srážky byla nakonec zvolena jeho hodnota 1,6 a pro déle trvající deště 2,0.

Straub a kol. (2000) uvádějí možnost výpočtu koeficientu R podle vztahu:

$$R = a \cdot L^b \cdot 3274 \cdot S_{1085}^c \quad (47)$$

kde:

L – maximální délka toku v povodí (km),

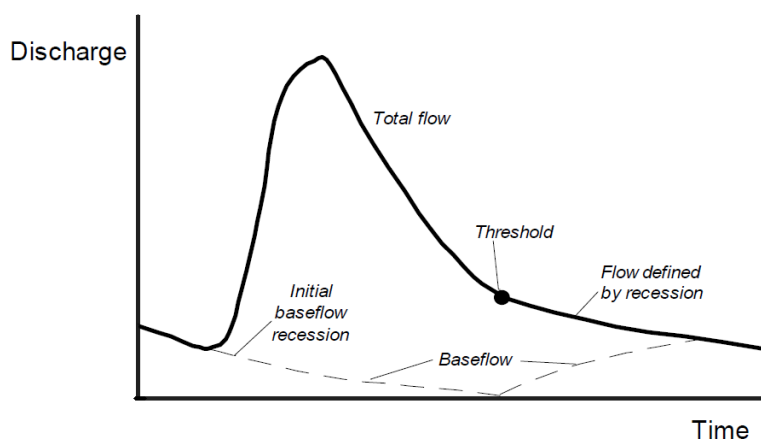
S_{1085} – průměrný sklon vodního toku v úseku mezi 10–85 % jeho délky (-),

a , b , c – koeficienty, původně odvozeny pro stát Illinois (USA), které byly ČHMÚ upraveny a stanoveny pro podmínky ČR ($a = 80$; $b = 0,342$; $c = -0,79$).

Metoda Clarkova jednotkového hydrogramu, jak již název říká, je specifickým rozšířením klasické metody jednotkového hydrogramu (UH, Unit Hydrograph). Metoda se zaměřuje na řešení odtokové odezvy povodí na jednotkový efektivní déšť, s konstantní intenzitou a rovnoměrným pokrytím jednotky povodí. Celkově jde o vyjádření funkční linearit odezvy povodí na srážkový impuls, což do výpočtu přináší zjednodušení.

4.3.4 Výpočet podzemního odtoku – recesní metoda

Recesní metoda je v podstatě metodou rozčlenění hydrogramu na část přímého odtoku, tzn. odtoku povrchového a podpovrchového (tj. hypodermického), a část podzemního odtoku (obr. 32). Celkový odtok je pak stanoven součtem těchto dílčích částí.



Obr. 32 Recesní metoda základního odtoku v HEC-HMS (Feldman, 2000)

Část hydrogramu ve fázi základního odtoku je definována exponenciální křivkou, která také bývá nazývána výtokovou křivkou povodí. Velikost podzemního odtoku se stanovuje na základě velikosti počátečního podzemního odtoku a recesní konstanty, vyjádřený ve tvaru (Feldman, 2000):

$$Q_t = Q_0 \cdot k^t \quad (48)$$

kde:

Q_t – podzemní odtok v čase t ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

Q_0 – počáteční podzemní odtok, tj. průtok v toku před výskytem povodňové epizody ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

k – recesní konstanta, která vyjadřuje podíl mezi počátečním a koncovým průtokem v daném časovém intervalu a určuje tak rychlost poklesu.

Při definování parametrů této metody (Recession) byla při volbě metody počátečního odtoku (Initial type) zvolena metoda počátečního odtoku (Discharge). Hodnota počátečního podzemního odtoku pro jednotlivá dílčí povodí byla dopočítána z hodnoty setrvalého průtoku před výskytem povodňové epizody v závěrovém profilu, tedy z celé plochy hodnoceného povodí. Tato hodnota průtoku byla rozdělena na dílčí průtoky poměr celkové plochy povodí k ploše jednotlivých dílčích povodí. Při tvorbě S-O modelu se jako způsob výpočtu prahové hodnoty (Threshold) volila metoda poměru ke kulminaci (Ratio to peak), po jejímž překročení dochází ke změně podzemního odtoku. Hodnota poměru byla volena podle manuálu HEC-HMS **0,1** s možností pozdější kalibrace. Hodnota recesní konstanty (Recession constant) byla zadána dle manuálu **0,85** opět s možností pozdější kalibrace.

4.3.5 Výpočet odtoku korytem – metoda Muskingum-Cunge

V případě, je-li hydrologický model sestaven z více prvků reprezentujících dílčí povodí, vznikají v modelu prvky představující říční úseky, v nichž je nutné simulovat postup vlny po toku. Z metod, které HEC-HMS nabízí, byla pro řešení této práce vybrána metoda Muskingum-Cunge. Metoda je založena na aproximaci kombinace rovnice kontinuity a difúzní formy momentové rovnice (Šercla, 2009) a podrobněji je popsána např. Feldmanem (2000). Parametry vstupujícími do výpočtu jsou: délka říčního úseku, průměrný sklon, průměrný Manningův součinitel drsnosti a geometrie koryta. Příčný profil lze zadávat pěti různými způsoby: trojúhelník, kruh, obdélník, lichoběžník a osmi body. Při zadání geometrie volbou osmi bodů je možno pro bermu a obě kynety volit různý součinitel drsnosti dle Manninga.

Dle Šercla (2009) má metoda tyto výhody:

- parametry modelu mají fyzikální základ,
- model dává dobré výsledky v porovnání s modely s plně aplikovanými rovnicemi neustáleného proudění,
- řešení nezávisí na zadaném výpočetním intervalu,

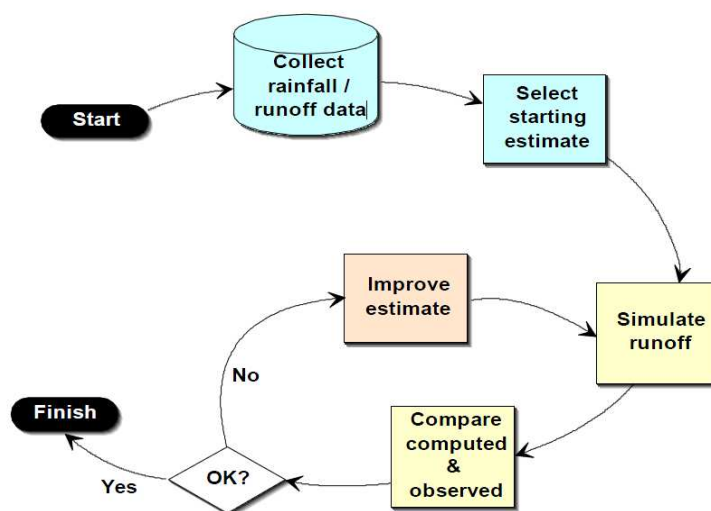
a tyto nevýhody:

- nepočítá se zpětným vzduťm,
- diverguje za situace prudkého vzestupu vlny a relativně malého sklonu koryta (např. 0,0003).

Při tvorbě S-O modelu byly pro zadání délek a průměrných podélných sklonů jednotlivých říčních úseků využity výstupy GIS analýz prováděných v rámci tvorby schematizace povodí. Geometrický tvar koryt byl jednotně volen lichoběžníkový, kde rozměry byly odhadovány při terénních průzkumech. Manningův drsnostní součinitel byl zadáván **0,35** s možností pozdější kalibrace.

4.3.6 Kalibrace a verifikace modelu

Cílem S-O modelování je vytvořit model S-O procesu, který se co nejvíce přibližoval měřené skutečnosti, tak abychom ho mohli považovat za důvěryhodný a dále použitelný pro predikci. Tohoto cíle lze dosáhnout optimalizací vhodných parametrů popisujících chování systému v procesu kalibrace (obr. 33) a následným ověřením platnosti kalibrovaného modelu pro jiné podmínky v procesu verifikace.



Obr. 33 Schéma kalibračního procesu v HEC-HMS (Feldman, 2000)

V programu HEC-HMS může kalibrace parametrů probíhat dvěma způsoby. Program umožňuje kalibrovat určité parametry automaticky, pomocí implementovaných objektivních funkcí, anebo je možné provádět ruční kalibraci.

HEC-HMS nabízí na výběr čtyři objektivní funkce, lišící se dle požadavků dané analýzy. Cílem těchto funkcí je nalézt takové hodnoty parametrů, aby byla hodnota vybrané objektivní funkce co nejmenší. Mezi implementované objektivní funkce patří například suma absolutních odchylek (Sum of absolute errors), která sčítá absolutní rozdíly mezi naměřeným a simulovaným hydrogramem, pokud je takový součet roven nule, tak se jedná o absolutně přesnou shodu, což je ovšem zřídka kdy. Další často používanou je suma kvadratických odchylek (Sum of squared residuals), ta se od předchozí liší pouze tím, že při porovnání hydrogramů využívá jejich rozdílu umocněného na druhou.

V práci byla provedena ruční kalibrace parametrů, přičemž nejvýznamnějším byl parametr čísel CN.

K posouzení shody modelové simulace a skutečnosti je vhodné použít tzv. objektivní kritérium. Těch existuje celá řada. V práci bylo pro posouzení shody simulovaného a skutečného hydrogramu použito Nash-Sutcliffe kritérium, které lze vyjádřit následujícím vztahem (Jeníček, 2009, upraveno):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - Q_{SIM_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - \bar{Q}_{OBS})^2} \quad (49)$$

kde:

E – index Nash-Sutcliffe (-),

Q_{OBS} – pozorovaný průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

Q_{SIM} – simulovaný průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

\bar{Q}_{OBS} – průměrný pozorovaný průtok ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

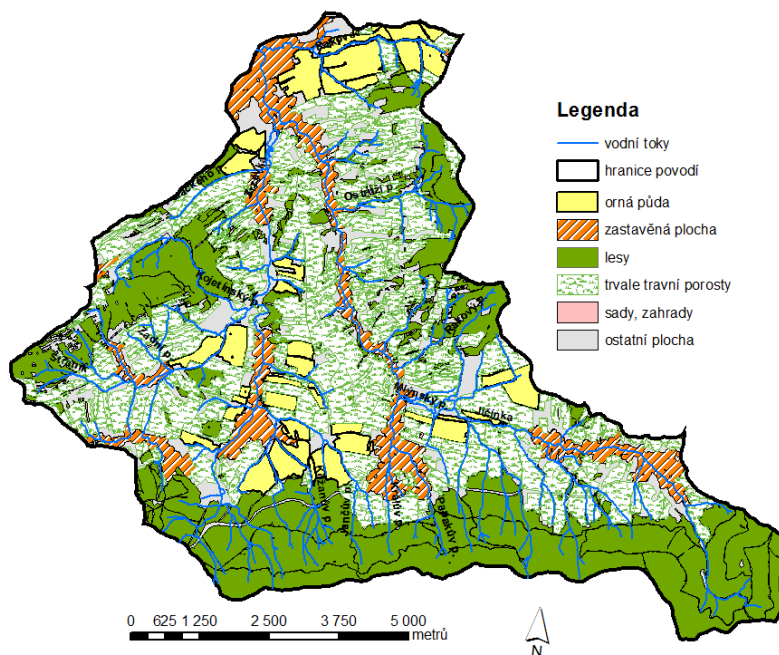
Tento index může nabývat hodnot od $-\infty$ do 1. Pokud $E = 1$, pak se jedná o absolutní shodu pozorovaného a simulovaného hydrogramu. Hodnoty menší než 0 indikují, že průměrné naměřené hodnoty jsou lepší a kvalitnější než hodnoty simulované. Shodu lze považovat za uspokojivou, pokud je $E > 0,5$.

4.3.7 Simulace scénářů krajinného pokryvu v povodí Jičínky a Němčického potoka

Pro možnost posouzení vlivu konkrétních změn krajinného pokryvu na jednotlivé složky odtoku a následně složek retence, byly na kalibrovaných a verifikovaných S-O modelech provedeny simulace scénářů (příznivých a nepříznivých) krajinného pokryvu. Jednotlivé změny v krajinném pokryvu byly reprezentovány především změnou parametrů CN.

Povodí Jičínky

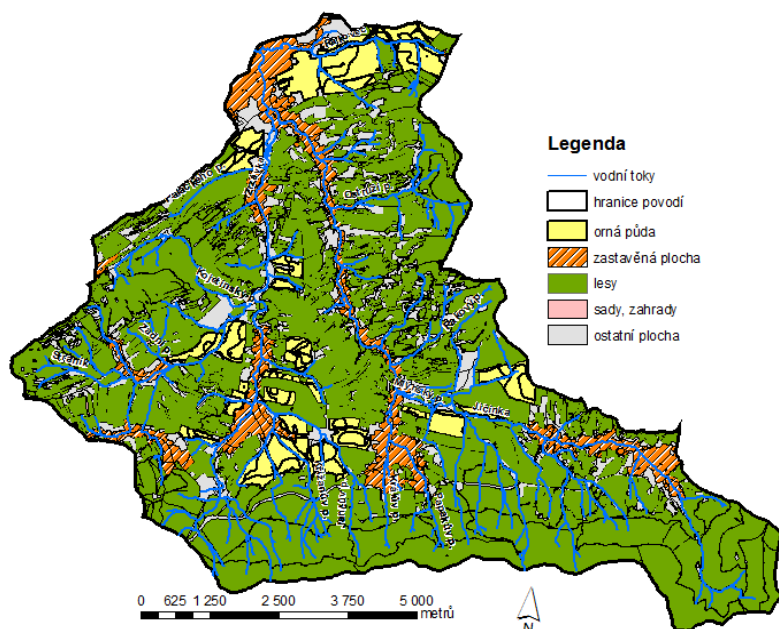
V povodí Jičínky byly sestaveny 3 scénáře krajinného pokryvu, dva příznivé a jeden nepříznivý. Mapa původního krajinného pokryvu odpovídající stavu při povodni v roce 2009 je zobrazena na obr. 34.



Obr. 34 Mapa krajinného pokryvu – původní stav 2009

Scénář – příznivý 1

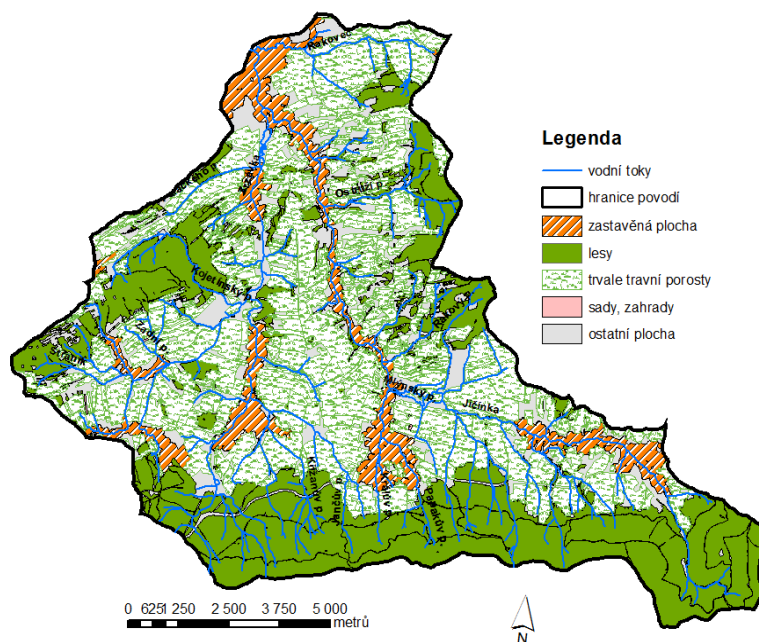
Tento scénář spočíval v zalesnění veškerých trvalých travních porostů (TTP) s předpokladem dobrých hydrologických podmínek. Zalesněno bylo cca 38 % plochy povodí viz obr. 35.



Obr. 35 Mapa krajinného pokryvu – příznivý scénář 1

Scénář – příznivý 2

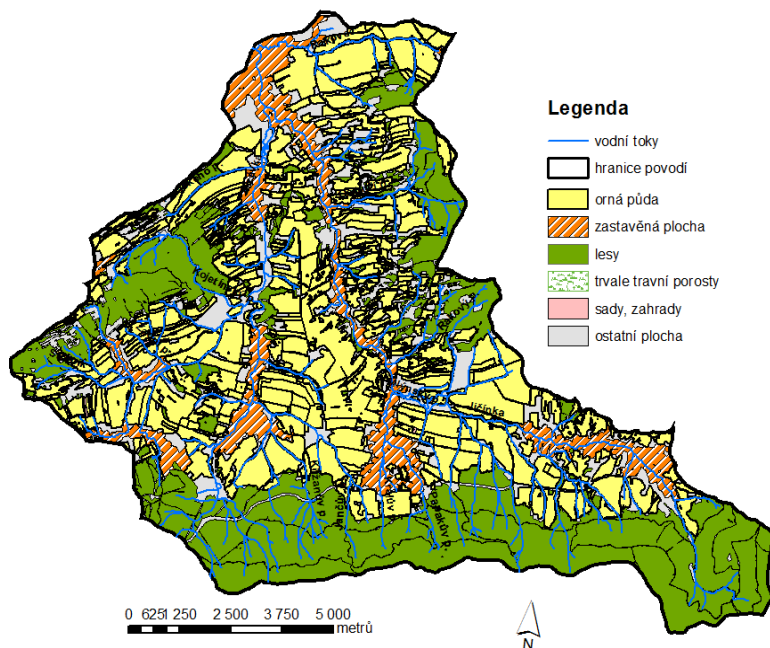
Tento scénář spočíval v zatravnění veškeré orné půdy, cca 10 % plochy povodí viz obr. 36.



Obr. 36 Mapa krajinného pokryvu – příznivý scénář 2

Scénář – nepříznivý

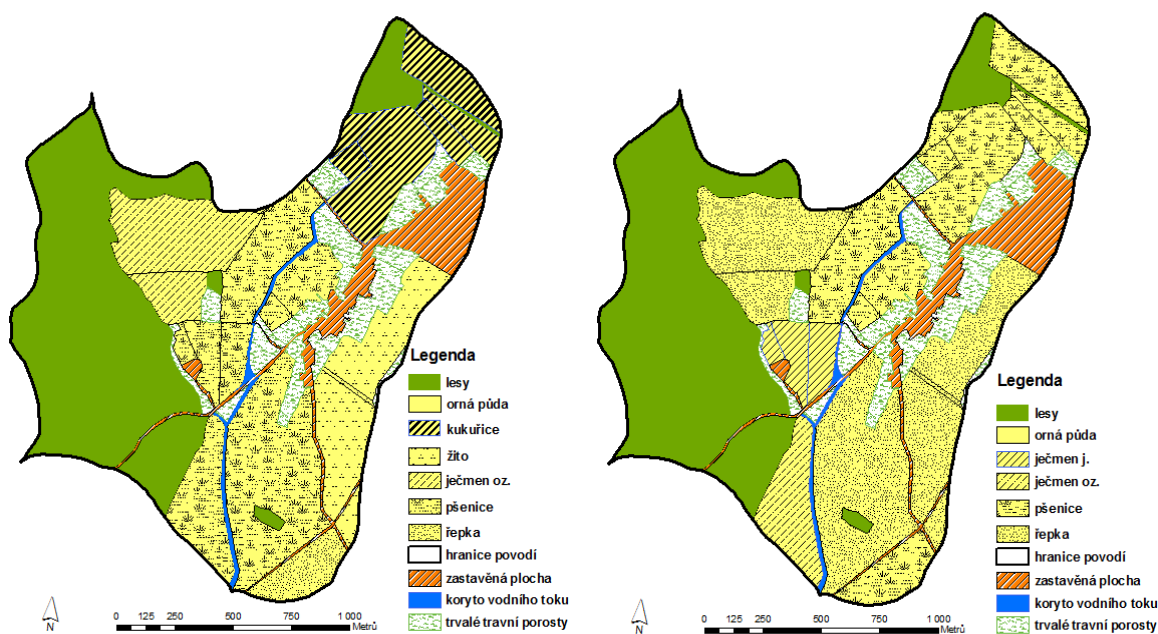
Tento scénář spočíval v zornění veškerých TTP (cca 32 % plochy povodí), s předpokladem pěstování širokořádkových kultur po spádnicí u nově zorněných ploch viz obr. 37.



Obr. 37 Mapa krajinného pokryvu – nepříznivý scénář

Povodí Němčického potoka

V povodí Němčického potoka byly sestaveny 4 scénáře krajinného pokryvu, dva příznivé a dva nepříznivé pro každý S-O model. Mapy krajinného pokryvu včetně identifikace plodin odpovídající stavům pro roky 2009 a 2010 jsou zobrazeny na obr. 38. Jednotlivé stavy využívání krajiny v povodí Němčického potoka se v letech 2009 a 2010 liší pouze v charakteru pěstovaných plodin. Navrhované scénáře jsou proto platné pro oba tyto roky.



Obr. 38 Porovnání krajinného pokryvu včetně plodin – stav 2009 a 2010

Scénář – příznivý 1

Tento scénář spočíval v návrhu tzv. organizačních a agrotechnických opatření. Navrženo bylo vyloučení pěstování erozně nebezpečných plodin, tedy že veškerá orná půda cca 52 % bude oseta po vrstevnicích úzkořádkovými plodinami dostatečně kryjícími povrch půdy v období výskytu přívalových srážek. A dále byly navrženy agrotechnická opatření s ponecháváním posklizňových zbytků, s předpokladem dobrých hydrologických podmínek.

Scénář – příznivý 2

Tento scénář spočíval v zatravnění veškeré orné půdy, cca 52 % plochy povodí.

Scénář – nepříznivý 1

Tento scénář opět spočíval v „opatřeních“ organizačního a agrotechnického charakteru. Předpokládá se, že veškerá orná půda (cca 52 % plochy povodí) bude využívána tím nejhorším možným způsobem, tj. pěstování erozně nebezpečných plodin (kukuřice,

slunečnice apod.) s orbou kolmou na vrstevnice. Předpokládají se špatné hydrologické podmínky.

Scénář – nepříznivý 2

Tento scénář vychází ze scénáře „nepříznivý 1“, předpokládá tedy nejhorší možné podmínky na stávající orné půdě a k tomu navíc předpokládá převedení všech TTP (cca 10 % plochy povodí) na ornou půdu s nejhoršími možnými podmínkami, stejně jako ve scénáři „nepříznivý 1“.

4.3.8 Nejistoty S-O modelování

Při modelování S-O procesu a vlivu krajinného pokryvu na odtokové charakteristiky je nutné si uvědomit, že existuje celá řada faktorů, která mohla změnu v odtokových charakteristikách způsobit. V práci např. nebyl sledován výskyt melioračních staveb a tudíž ani jejich vliv na odtokové charakteristiky. Výsledky změn odtokových charakteristik se změnou krajinného pokryvu je proto nutné v této práci vnímat spíše jako relativní změnu, než jako absolutní hodnoty kulminačního průtoku či objemu povodňové vlny. Obecně lze nejistoty spojené s řešením S-O modelu rozdělit do dvou kategorií, které souvisí s jednotlivými fázemi S-O modelování (Jeníček, 2009).

Nejistota vstupů

Jedná se o nejistoty vzniklé nepřesností vstupních dat. Nejistoty jsou dány především při pořizování vstupních dat (přesnost měřící techniky), jejich analýze a interpretaci.

Základním vstupem do S-O modelu jsou data srážkových úhrnů. Nejistoty u nich vyplývají jak ze samotného měření, tak z jejich prostorové a časové lokalizace. Podle Stránského a kol. (2005) při použití automatických člunkových srážkoměrů může dojít při vysoké intenzitě srážky k naměření menších srážkových úhrnů až o 30 %. U obou modelovaných povodí byly využity data z pozemních srážkoměrných stanic. V povodí Němčického potoka byl úhrn srážek stanoven, z jedné srážkoměrné stanice, pro celé povodí jako prostorově neměnný. V povodí Jičínky byl úhrn srážek stanoven ze dvou srážkoměrných stanic, přičemž pro stanovení prostorového rozložení srážek v povodí bylo využito metody Thiessenových polygonů. V obou takto stanovených částech povodí pak již byl srážkový úhrn stanoven jako prostorově neměnný. Rozložení srážek tak pravděpodobně neodpovídá skutečné variabilitě srážek v povodí v průběhu S-O epizody.

Dalším významným vstupem S-O modelování, který je využíván při kalibraci a verifikaci modelu jsou data měřených průtoků (vodních stavů). Hlavní zdroj nejistot v průtokových řadách je způsoben převodem přes nevhodnou měrnou křivku. U nižších vodních stavů nestabilita měrné křivky není tak významná. Chyby v odhadu průtoků se mohou pohybovat v řádu procent. Za povodní však nestabilita měrné křivky dosahuje podstatně větších rozměrů. Chyby v odhadu průtoků se mohou pohybovat v řádu desítek procent (Vlasák, 2014).

Další nejistoty se mohou objevovat při popisu morfologických a pedologických charakteristik povodí, či při popisu krajinného pokryvu.

Nejistota modelu

Nejistoty samotného zvoleného S-O modelu vycházejí z nejistot jednotlivých použitých metod. Výslednou nejistotu modelu je tedy možné ovlivnit také vhodnou či nevhodnou volbou výpočtových metod, které jsou blíže popsány v kapitolách 4.3.2 – 4.3.5. Nejistotu modelu v této práci nejvýznamněji ovlivňuje použitá metoda SCS CN. Metoda je sice široce využívaná (pro svou jednoduchost a dostupnost dat, avšak používá řadu zjednodušení. Metoda např. předpokládá časově i prostorově rovnoměrné rozložení srážek a nezohledňuje jejich intenzitu či nezohledňuje měnící se nasycenost povodí v průběhu srážky.

4.4 Metody statistické analýzy

4.4.1 Korelační analýza

Spearmanova korelace

Jedním z přístupů pro hodnocení vztahu a souvislosti dvou veličin je korelační analýza. Ta si klade za cíl identifikovat, zda mezi sledovanými veličinami existuje potenciální vztah, případně jej kvantifikovat.

Spearmanův koeficient pořadové korelace (Spearman, 1904), je robustní vůči odlehlým hodnotám i odchylkám od normality, pracuje s pořadími naměřených hodnot. Tento koeficient nám popisuje, jak dobře odpovídá vztah pozorovaných veličin X a Y monotónní funkci, která by se dala proložit.

Mějme dvourozměrný náhodný výběr $(X_1, Y_1), \dots, (X_n, Y_n)$ z rozložení, jímž se řídí náhodný vektor (X, Y) . Označíme R_i pořadí náhodné veličiny X_i a Q_i pořadí náhodné veličiny Y_i , $i = 1, \dots, n$. Spearmanův koeficient r_s (-) je dán vztahem:

$$r_s = 1 - \frac{6}{n(n^2 - 1)} \sum_{i=1}^n (R_i - Q_i)^2 \quad (50)$$

Koeficient nabývá hodnot mezi -1 a 1 . Čím je jeho hodnota bližší 1 , tím je silnější přímá pořadová závislost mezi veličinami X a Y , čím je bližší -1 , tím je silnější nepřímá pořadová závislost mezi veličinami X a Y .

Vlastnosti Spearmanova koeficientu:

- Hodnoty r_s se nezmění, když provedeme vzestupnou transformaci původních dat.
- Hodnoty r_s se vynásobí -1 , když provedeme sestupnou transformaci původních dat.
- Koeficient je symetrický.

Význam absolutní hodnoty Spearmanova koeficientu je uveden v tabulce 11.

Tab. 11 Význam absolutní hodnoty r_s (Hendl, 2004).

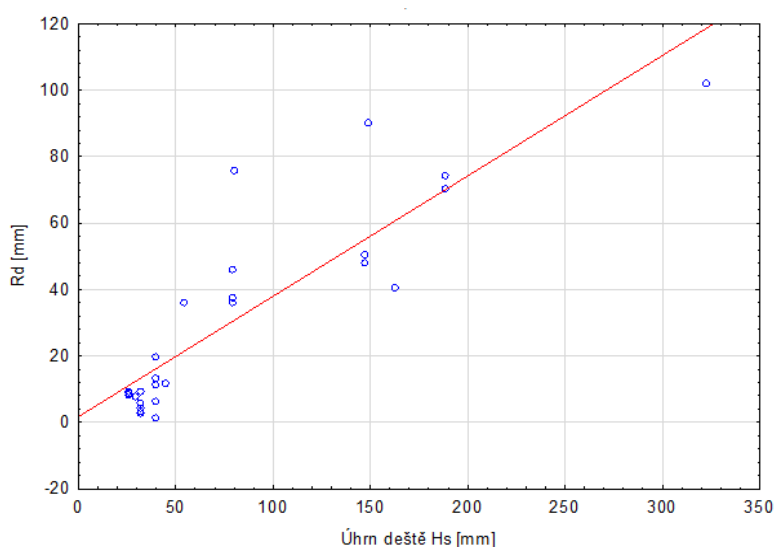
r_s	význam r_s
0 – 0,1	zanedbatelná pořadová závislost
0,1 – 0,3	slabá pořadová závislost
0,3 – 0,7	střední pořadová závislost
0,7 – 1	silná pořadová závislost

Výsledky korelace bývají často zobrazeny ve formě dvourozměrných bodových grafů, které zobrazují každou naměřenou hodnotu jako bod plochy. Můžeme v nich vidět, jak hodnoty jedné veličiny například rostou či klesají v závislosti na druhé veličině.

4.4.2 Vícenásobná lineární regrese

Lineární regrese

Regresní analýza je označení statistických metod, pomocí nichž odhadujeme hodnotu jisté náhodné veličiny (takzvané závisle proměnné anebo vysvětlované proměnné) na základě znalosti jiných veličin (nezávisle proměnných, anebo vysvětlujících proměnných). Speciálním případem je pak lineární regrese, která je matematickou metodou používanou pro proložení souboru bodů v grafu přímkou viz obr. 39.



Obr. 39 Příklad lineární regrese

O bodech reprezentujících měřená data se předpokládá, že jejich x -ové souřadnice jsou přesné, zatímco y -ové souřadnice mohou být zatíženy náhodnou chybou, přičemž předpokládáme, že závislost y na x lze graficky vyjádřit přímkou. Pokud měřené body proložíme přímkou, tak při odečítání z grafu bude mezi ypsilonovou hodnotou měřeného bodu a ypsilonovou hodnotou ležící na přímce odchylka. Podstatou lineární regrese je nalezení takové přímky, aby součet druhých mocnin těchto odchylek byl co nejmenší.

Vícenásobná lineární regrese

Velmi účinnou metodou pro analýzu vztahů mezi sadou nezávisle proměnných a jednou závisle proměnnou je vícenásobná lineární regrese.

V analýze založené na vícenásobné regresi hledáme hodnoty závisle proměnné z lineární kombinace hodnot několika (dvou a více) nezávisle proměnných. Vzorec pro výpočet je dán vztahem:

$$Y = a + b_1 \cdot X_1 + b_2 \cdot X_2 + b_3 \cdot X_3 \quad (51)$$

kde:

Y – závisle proměnná, jejíž hodnoty se snažíme predikovat,

a – konstanta,

b_1, b_2, b_3 – regresní koeficienty (parciální regresní koeficienty),

X_1, X_2, X_3 – hodnoty nezávisle proměnné.

V práci byla využita metoda stepwise, která je metodou k nalezení „nejlepšího“ modelu. Metoda Stepwise má dvě varianty. Metodu Forward (metoda dopředná), která s nezávisle proměnnými pracuje tím způsobem, že v prvním kroku vypočítá model pouze s konstantou. Pak hledá první proměnnou, která nejlépe predikuje závisle proměnnou – soudí tak podle jednoduchého korelačního koeficientu. Když ji najde a zjistí, že je statisticky signifikantní, vloží ji do modelu a hledá další. Tímto způsobem pak sestaví model, který obsahuje jen ty „nejlepší“ proměnné. Opakem této metody je metoda Backward (metoda zpětná), kdy jsou do modelu vsunuty nejdříve všechny nezávisle proměnné a algoritmus výpočtu pak postupně eliminuje krok za krokem ty proměnné, které nejsou statisticky signifikantní. Výsledkem je opět model s těmi „nejlepšími“, to je statisticky signifikantními proměnnými. Metodu Stepwise je vhodné použít tehdy, když naším cílem je maximalizovat predikci s pokud možno co nejmenším počtem relevantních proměnných (Rabušic, 2004).

Před samotným sestavením regresního modelu byla provedena normalizace dat do intervalu $\langle 0;1 \rangle$ dle vztahu (Meško, 2008):

$$x_i = \frac{x - \min(x_1 \dots x_i)}{\max(x_1 \dots x_i) - \min(x_1 \dots x_i)} \quad (52)$$

kde:

x – n -tá hodnota souboru nezávisle proměnné,

x_1 – první hodnota souboru nezávisle proměnné,

x_i – poslední hodnota souboru nezávisle proměnné.

Normalizací pro účely zpracování dat se zpravidla rozumí postup, kterým se snažíme eliminovat nestejný vliv nebo důležitost proměnných (Holec, 2011).

5 DOSAŽENÉ VÝSLEDKY A DISKUSE

5.1 Výsledky srážko-odtokového modelování

Po provedení kalibrace a verifikace jednotlivých modelů a sestavení hypotetických scénářů krajinného pokryvu byly provedeny výpočty odtokových charakteristik jednotlivých scénářů krajinného pokryvu v obou modelovaných povodích.

5.1.1 Výsledky kalibrace a verifikace

U všech třech sestavených S-O modelů (2 na povodí Němčického potoka) byla provedena ruční kalibrace těchto parametrů:

CN – číslo CN (změny oproti původnímu odhadu byly max. do 6 %),

I_a – počáteční ztráta,

T_c – doba koncentrace povodí,

R – retenční konstanta,

k – recesní konstanta,

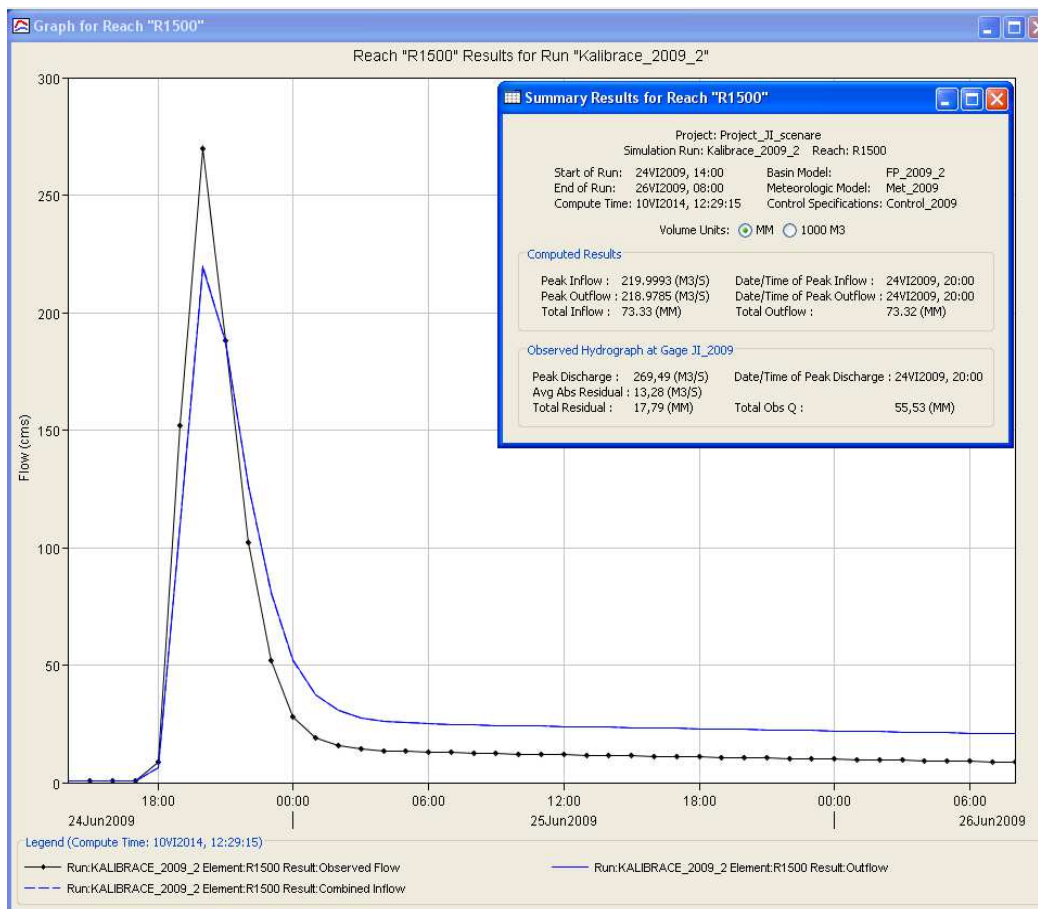
prahová hodnota (Treshold),

n – Manningův drsnostní součinitel.

Parametr čísel CN, byl nejvýznamnější z hlediska ovlivnění jak výsledného kulminačního průtoku, tak také objemu povodňové vlny. Jak při kalibraci, tak také při verifikaci, byl brán zřetel na aktuální stav nasycení povodí vodou při konkrétní simulované události. Tento stav nasycení povodí byl reprezentován indexem IPS_5 , který se pak odráží ve volbě typu CN křivky (I, II a III) viz tab. 10. a obr. 31. Došlo by pak k výběru hodnot čísel CN skokovým způsobem podle jednotlivých kategorií IPS_5 . Z tohoto důvodu zde byla využita lineární interpolace mezi jednotlivými typy CN křivek v závislosti na konkrétní hodnotě indexu IPS_5 .

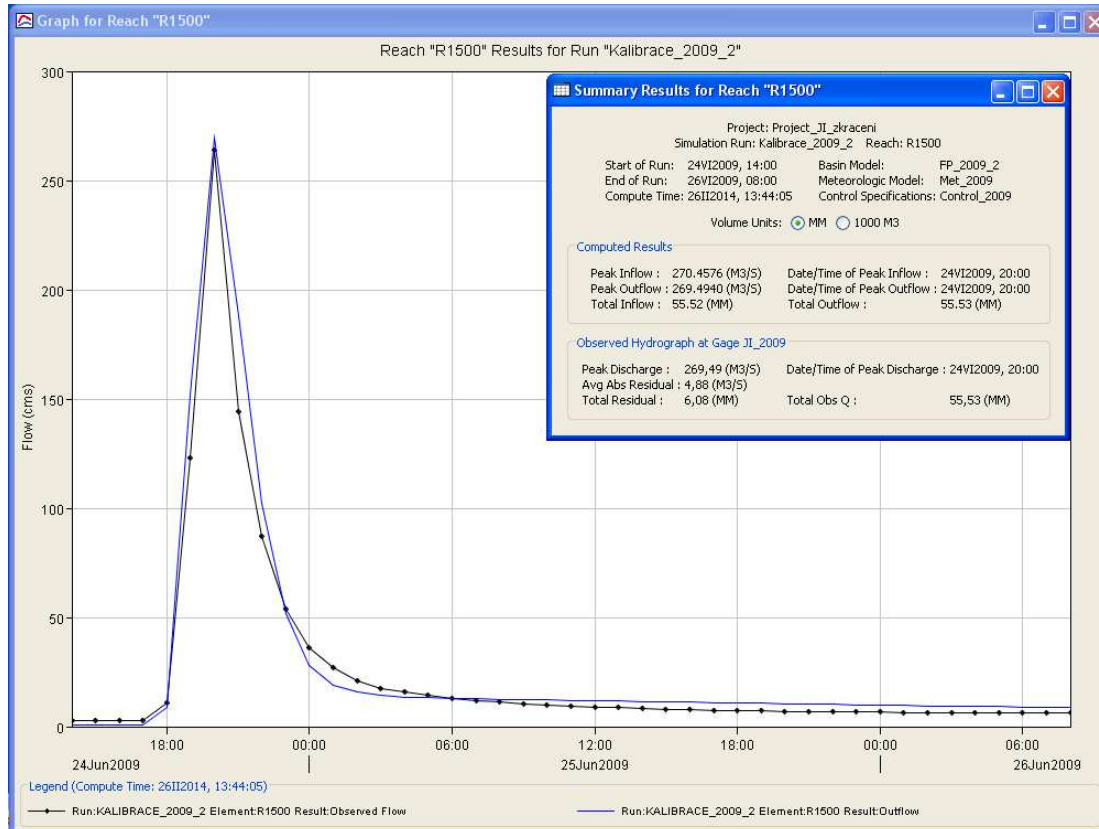
Povodí Jičínky

Jako kalibrační S-O epizoda byla v povodí Jičínky zvolena událost z června 2009. Na obr. 40 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku po prvním odhadu parametrů (modrá čára) a měřeného záznamu z limnigrafické stanice v Novém Jičíně (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 18,7 % nižší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 32,0 % vyšší. Čas kulminace průtoku je v obou případech shodný. Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,86$.



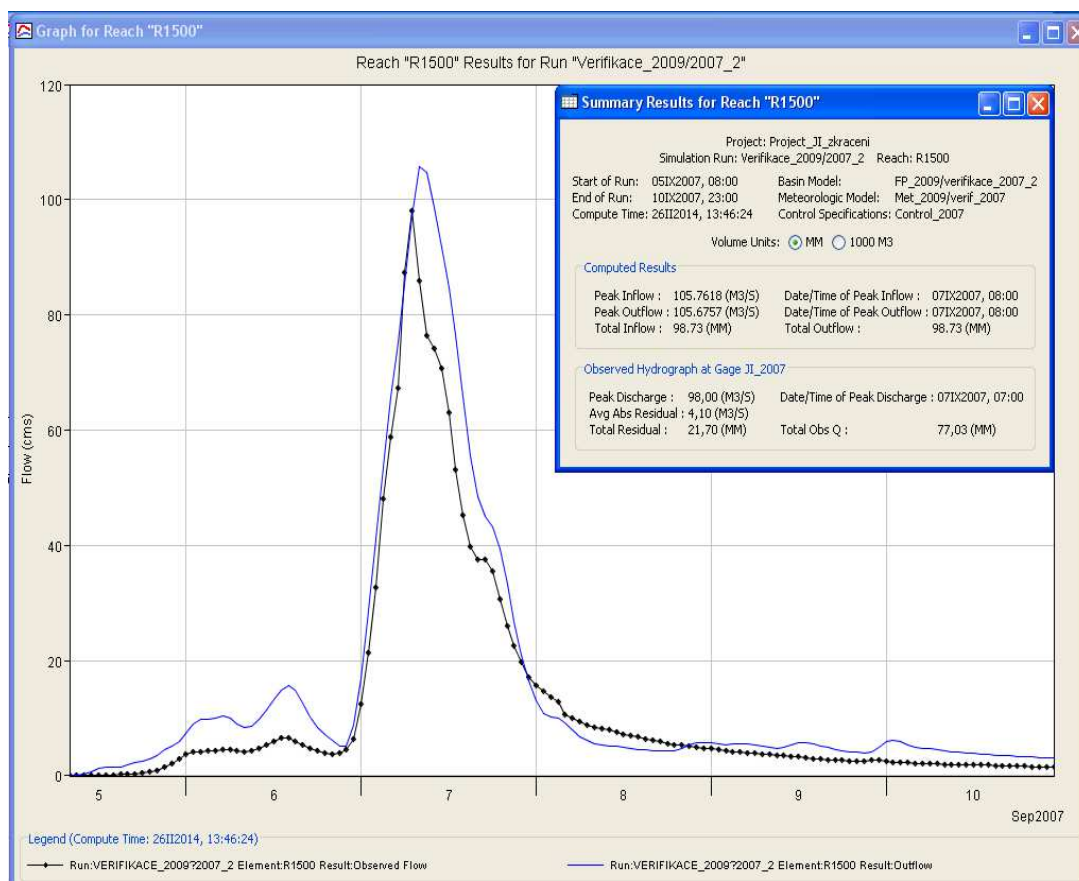
Obr. 40 První odhad parametrů modelu Jičínky v HEC-HMS – událost červen 2009

Na obr. 41 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku po kalibraci parametrů (modrá čára) a měřeného záznamu z limnigrafické stanice v Novém Jičíně (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je po kalibraci parametrů o 0,4 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Objem odtoku a čas kulminace průtoku je v obou případech shodný. Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,96$.



Obr. 41 Kalibrace modelu Jičínky v HEC-HMS – událost červen 2009

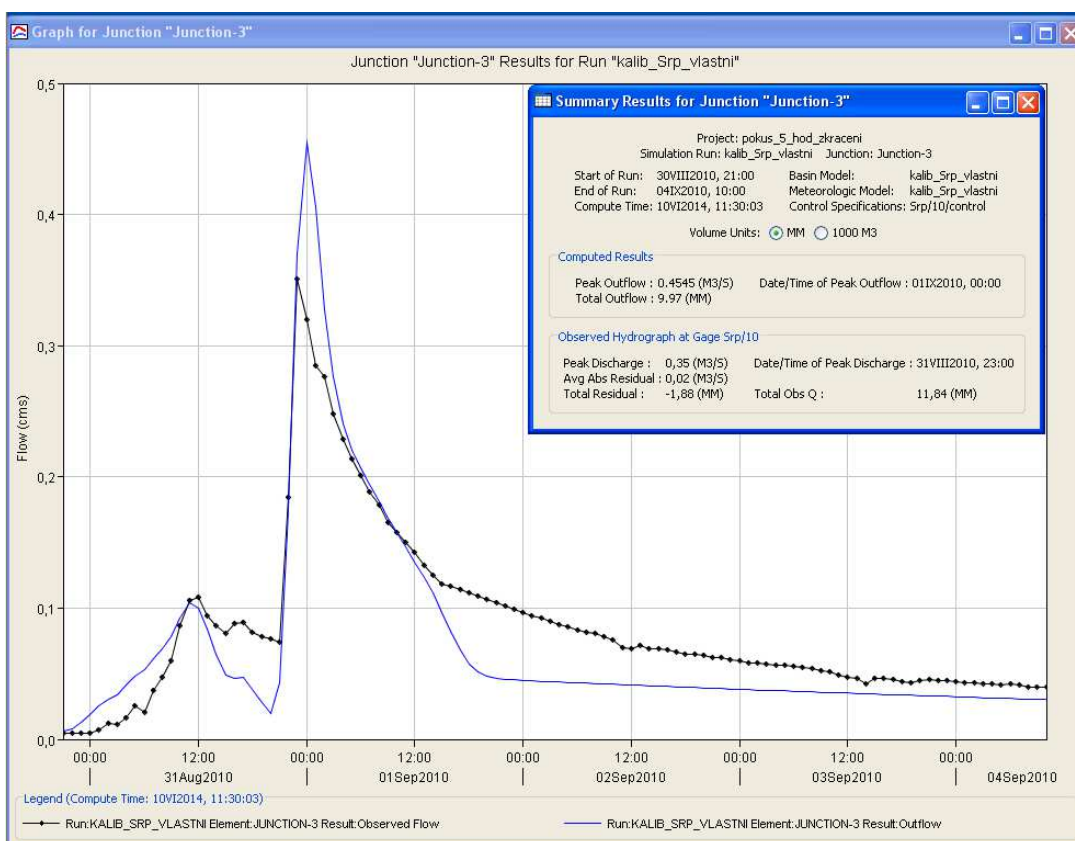
Jako verifikační S-O epizoda byla v povodí Jičínky zvolena událost ze září 2007. Na obr. 42 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku s využitím kalibrovaných parametrů (modrá čára) a měřeného záznamu z limnigrafické stanice v Novém Jičíně (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 7,9 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Taktéž objem odtoku je o 28,3 % vyšší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 1 hodinu později (jeden časový krok simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,89$.



Obr. 42 Verifikace modelu Jičínky v HEC-HMS – událost září 2007

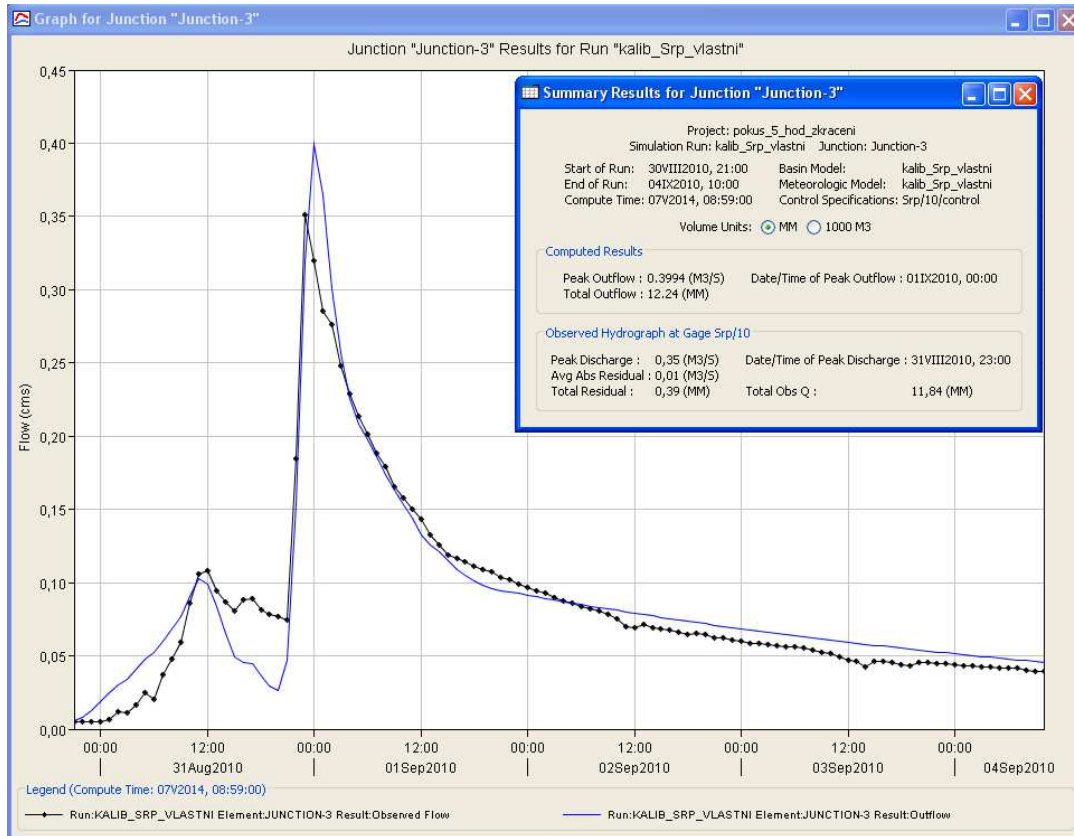
Povodí Němčického potoka – model 1

Jako kalibrační S-O epizoda byla v případě modelu 1 v povodí Němčického potoka zvolena událost ze srpna 2010. Na obr. 43 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku po prvním odhadu parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 28,6 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 15,8 % nižší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 1 hodinu později (jeden časový krok simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,75$.



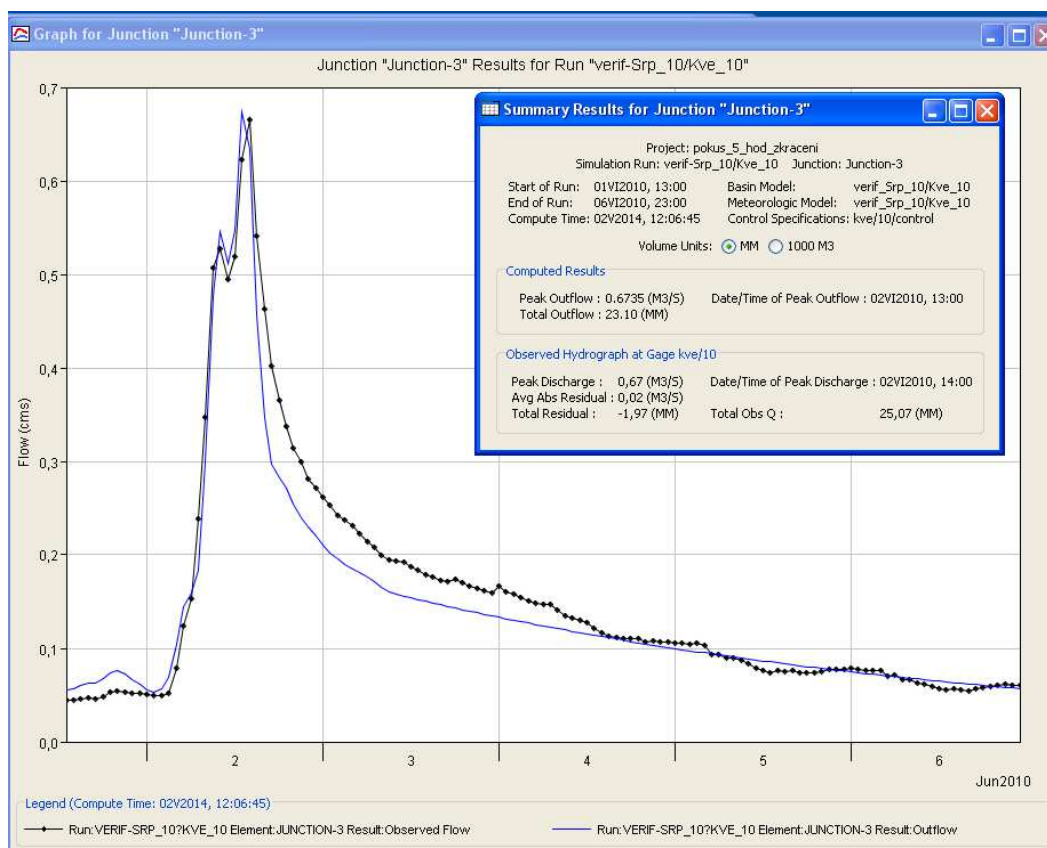
Obr. 43 První odhad parametrů modelu 1 Němčického potoka – událost srpen 2010

Na obr. 44 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku po kalibraci parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je po kalibraci parametrů o 14,3 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Taktéž objem odtoku je o 3,4 % vyšší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 1 hodinu později (jeden časový krok simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,91$.



Obr. 44 Kalibrace modelu 1 Němčického potoka – událost srpen 2010

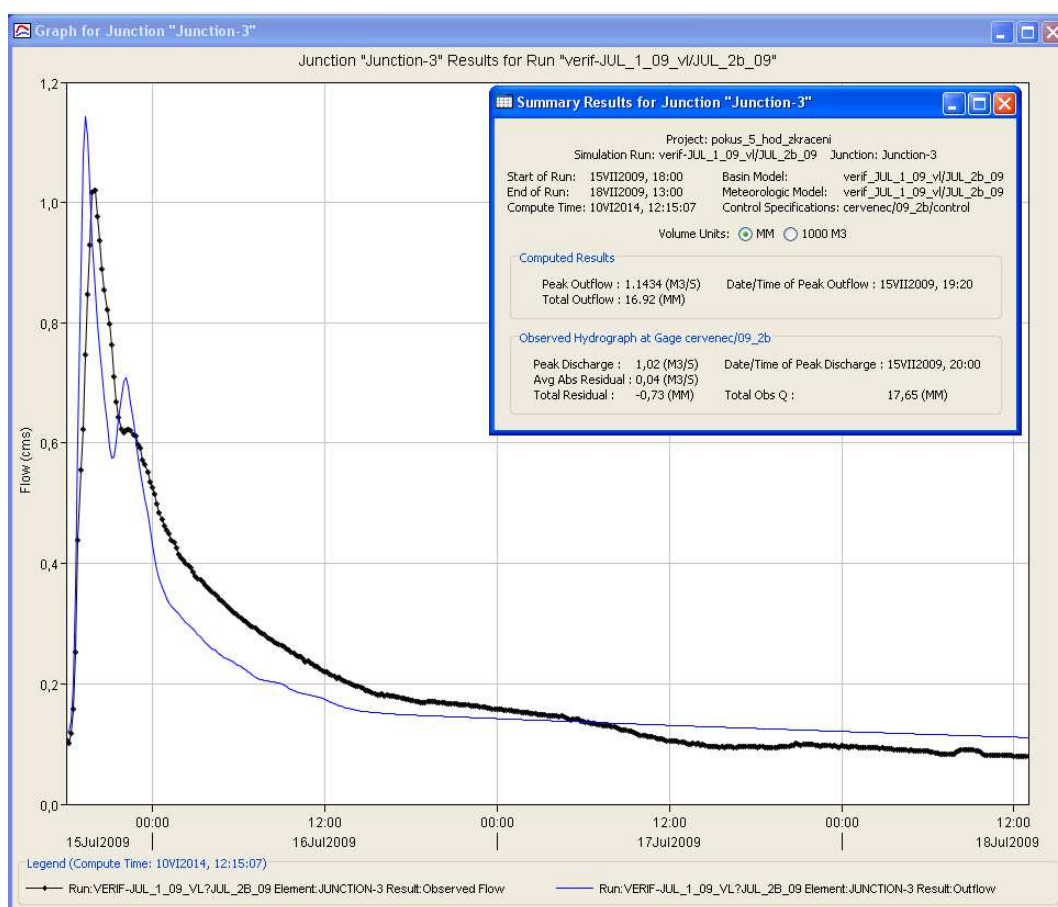
Jako verifikační S-O epizoda byla v modelu 1 v povodí Němčického potoka zvolena událost z května 2010. Na obr. 45 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v hodinovém kroku s využitím kalibrovaných parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 0,6 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 7,9 % nižší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 1 hodinu dříve (jeden časový krok simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,95$.



Obr. 45 Verifikace modelu 1 Němčického potoka – událost květen 2010

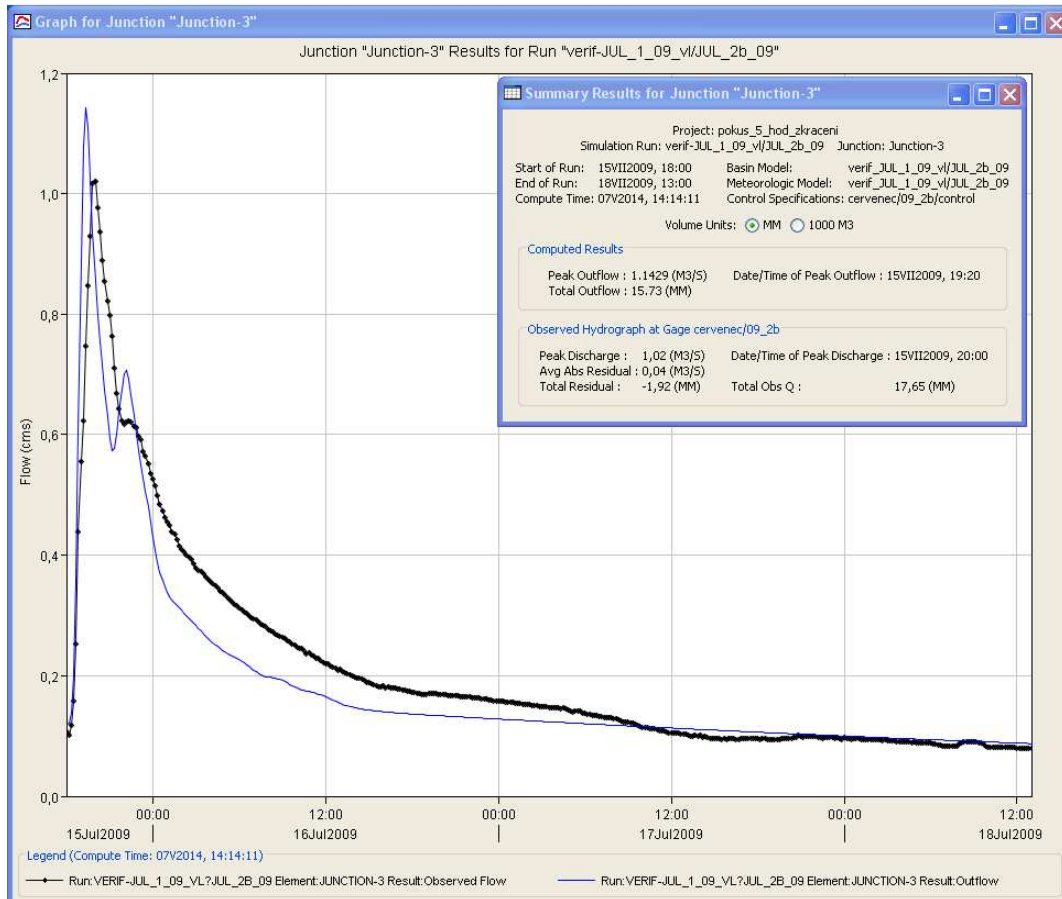
Povodí Němčického potoka – model 2

Jako kalibrační S-O epizoda byla v případě modelu 2 v povodí Němčického potoka zvolena událost z července 2009. Na obr. 46 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v 10 minutovém kroku po prvním odhadu parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 11,8 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 4,1 % nižší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 40 minut dříve (4 časové kroky simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,87$.



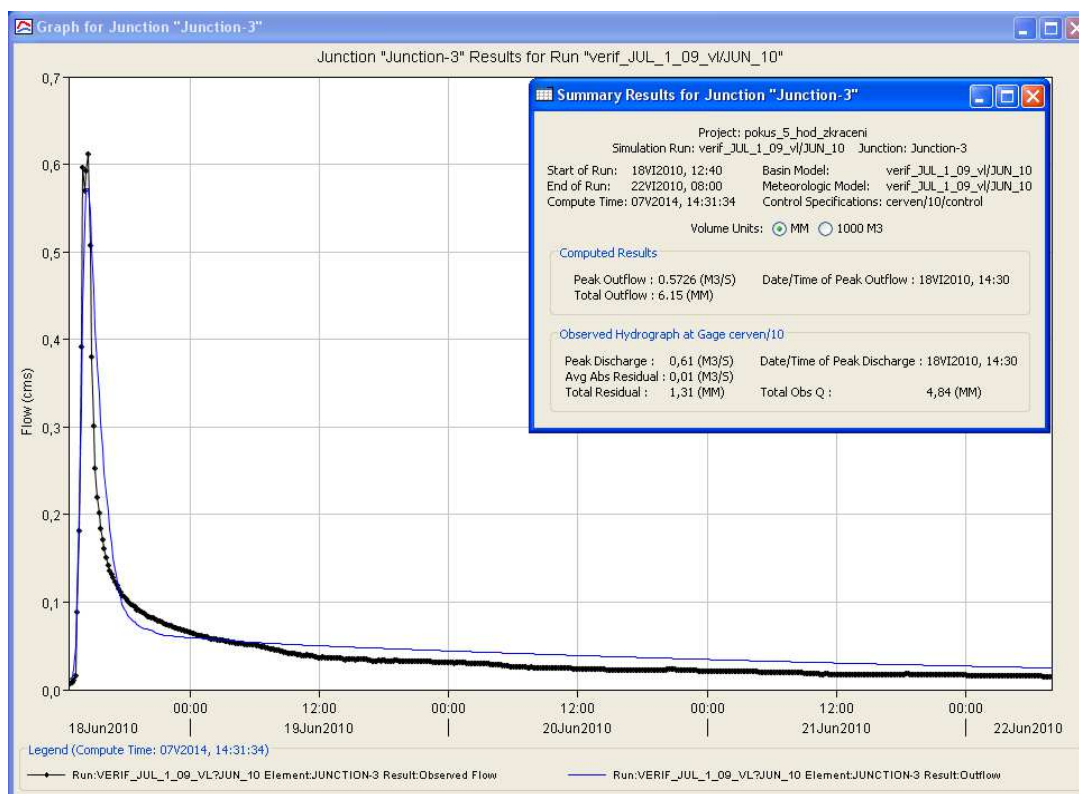
Obr. 46 První odhad parametrů modelu 2 Němčického potoka – událost červenec 2009

Na obr. 47 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v 10 minutovém kroku po kalibraci parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je po kalibraci parametrů o 11,6 % vyšší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 10,9 % nižší. Čas kulminace simulovaného průtoku nastává o 40 minut dříve (4 časové kroky simulace). Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,87$.



Obr. 47 Kalibrace modelu 2 Němčického potoka – událost červenec 2009

Jako verifikační S-O epizoda byla v modelu 2 v povodí Němčického potoka zvolena událost z června 2010. Na obr. 48 je možné vidět výsledky simulace S-O modelem v 10 minutovém kroku s využitím kalibrovaných parametrů (modrá čára) a měřeného průtoku v závěrovém profilu (černá čára s tečkami). Hodnota simulovaného kulminačního průtoku je o 6,1 % nižší než hodnota měřeného kulminačního průtoku. Naopak objem odtoku je o 27,1 % vyšší. Čas kulminace průtoku je v obou případech shodný. Při posouzení shody měřeného a simulovaného hydrogramu byla dosažena hodnota objektivního kritéria Nash-Sutcliffe $E = 0,88$.



Obr. 48 Verifikace modelu 2 Němčického potoka – událost červen 2010

5.1.2 Výsledky simulovaných scénářů krajinného pokryvu

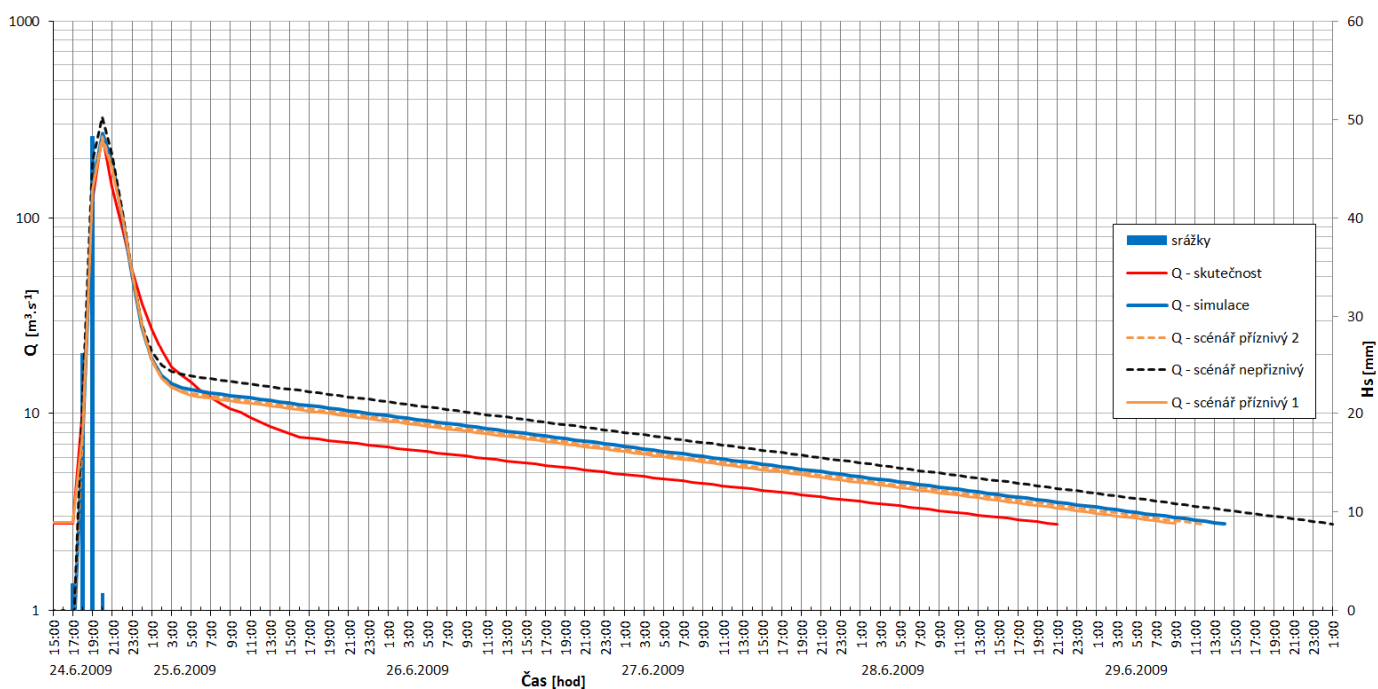
Povodí Jičínky – scénáře

Z výsledků simulace jednotlivých hypotetických scénářů krajinného pokryvu (tab. 12), je patrné, že jeho význam při povodni v červnu 2009, sehrává jen minimální roli (obr. 49). Až v případě zornění cca 32 % plochy původního TTP lze pozorovat cca 20 % zvýšení hodnoty kulminace a 16 % zvýšení objemu odtoku. V povodí Jičínky převažuje výskyt málo propustných půd hydrologických skupin C a D (cca 51 %). Společně s dalšími faktory se jedná o aspekt, který v roce 2009 významně přispěl k tvorbě povodňové situace. Významnou roli při této povodni sehrála také vysoká předchozí nasycenost povodí ($IPS_5 = 89,6$ mm). Nutné je také upozornit na dobrý stav krajinného pokryvu, který se v době této povodňové události v povodí vyskytoval. Nejvýznamněji byly zastoupeny

porosty lesa (40,6 %) a trvalé travní porosty (38,3 %). Orná půda byla zastoupena pouze v 9,9 %, přičemž struktura pěstovaných plodin v roce 2009 byla velmi příznivá. Erozně nebezpečné plodiny se vyskytovaly pouze na 1,8 % plochy povodí. Významným faktorem při posuzování účinnosti krajinného pokryvu na charakteristiky odtoku je také, doba opakování povodně. S rostoucí dobou opakování povodně se dá předpokládat klesající vliv krajinného pokryvu na odtokové charakteristiky. Tento předpoklad byl potvrzen např. při vyhodnocování povodně na Horní Opavě v roce 1997, kde doba opakování povodně byla cca 100 let. V případě zde hodnocené povodně na Jičínce v roce 2009 ČHMÚ stanovil dobu opakování kulminačního průtoku ve vodoměrné stanici Nový Jičín výrazně větší než 100 let.

Tab. 12 Porovnání jednotlivých scénářů – Jičínka 2009

Scénář	Průtok v kulminaci povodně [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	Výška celkového odtoku [mm]	Změna kulminace průtoku [%]	Změna výšky odtoku [%]
Skutečnost	269,5	55,5	–	–
Simulace	270,5	55,5	–	–
Příznivý 1	249,9	52,4	–7,6	–5,8
Příznivý 2	257,7	53,7	–4,7	–3,4
Nepříznivý	325,9	64,5	+20,5	+16,0



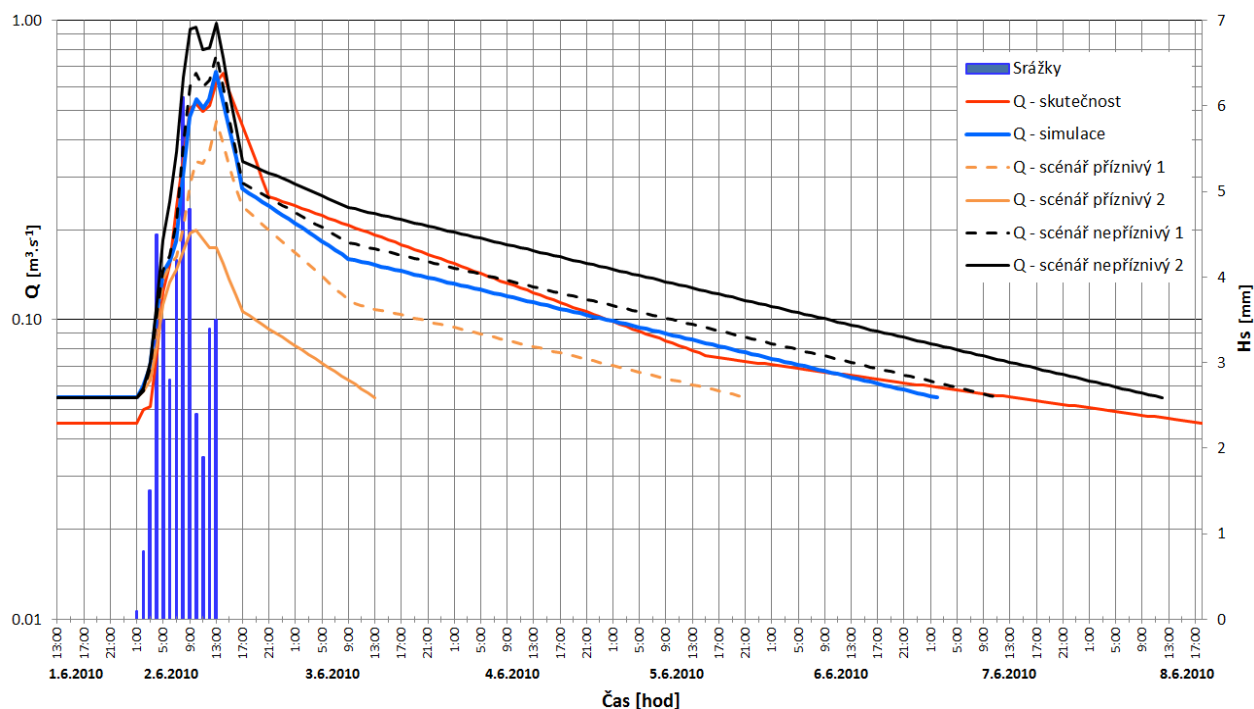
Obr. 49 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Jičínka 2009

Povodí Němčického potoka (model 1) – scénáře

Z výsledků simulace jednotlivých hypotetických scénářů krajinného pokryvu (tab. 13), je patrné, že jeho význam při povodni, kterou v tomto případě nevyvolala typická přívalová srážka, sehrává významnou roli (obr. 50). V případě příznivého scénáře 1 (organizační a agrotechnická opatření na 52 % plochy povodí) došlo ke snížení kulminačního průtoku o 31 % a objemu povodňové vlny o 26 %. Je tedy patrné, že i pouze opatření organizačního a agrotechnického charakteru mají významný vliv na snížení kulminačního průtoku i objemu odtoku. V případě příznivého scénáře 2 (zatravnění veškeré orné půdy – 52 % plochy povodí) došlo ke snížení kulminačního průtoku až o 70 %. V případě nepříznivého scénáře 2 (zornění cca 10 % TTP a předpoklad špatných hydrologických podmínek na veškeré orné půdě) došlo k navýšení kulminačního průtoku i objemu odtoku o více než 45 %. Důležitým zjištěním je také vliv pouze organizačních a agrotechnických opatření reprezentovaných příznivým scénářem 1, kdy došlo ke snížení kulminačního průtoku o více než 30 % a objemu povodňové vlny o více než 25 %. Nasycenost povodí předchozími srážkami byla v tomto případě $IPS_5 = 23,1$ mm. Doba opakování tohoto zvýšeného průtoku byla odhadnuta na kratší než 2 roky.

Tab. 13 Porovnání jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 1)

Scénář	Průtok v kulminaci povodně [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Výška celkového odtoku [mm]	Změna kulminace průtoku [%]	Změna výšky odtoku [%]
Skutečnost	0,67	25,1	–	–
Simulace	0,67	23,1	–	–
Příznivý 1	0,46	17,1	–31,3	–26,0
Příznivý 2	0,20	9,3	–70,1	–59,7
Nepříznivý 1	0,77	25,9	+14,9	+12,1
Nepříznivý 2	0,98	33,6	+46,3	+45,5



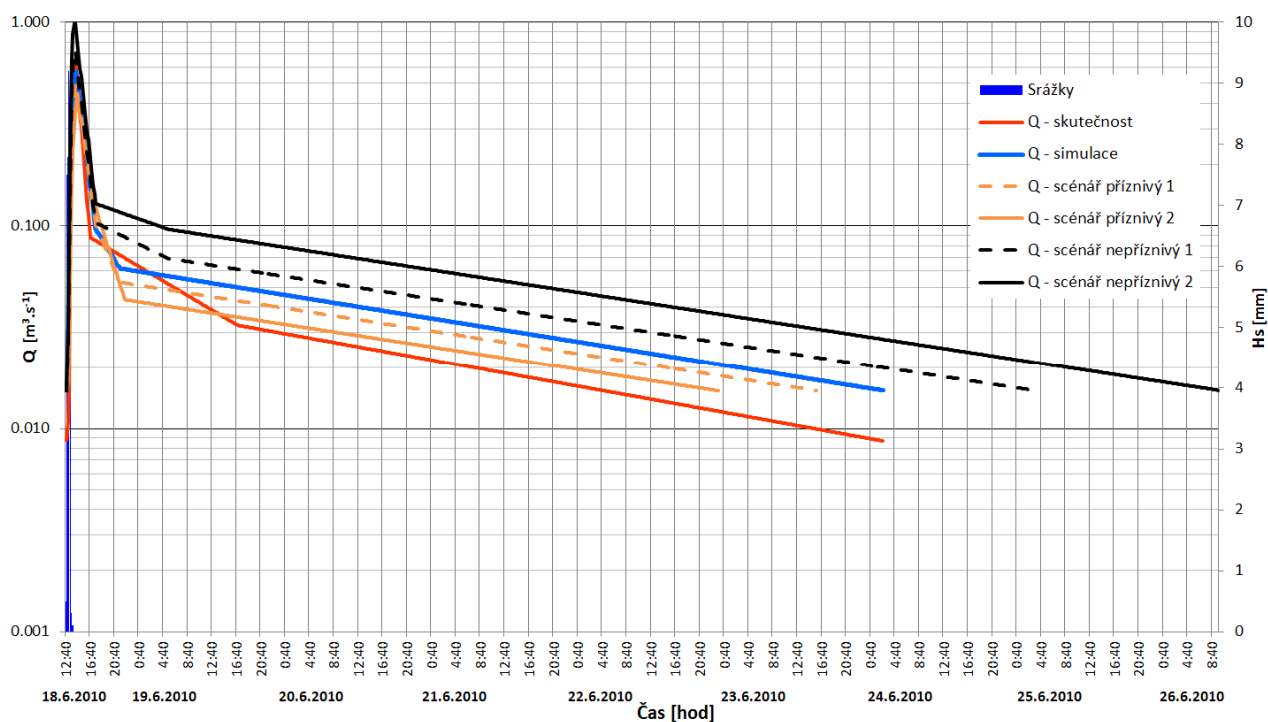
Obr. 50 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 1)

Povodí Němčického potoka (model 2) – scénáře

Z výsledků simulace jednotlivých hypotetických scénářů krajinného pokryvu (tab. 14), je patrné, že jeho význam při povodni z přívalové srážky, také sehrává nezanedbatelnou roli (obr. 51). V případě příznivého scénáře 1 (organizační a agrotechnická opatření na 52 % plochy povodí) došlo ke snížení kulminačního průtoku a objemu povodňové vlny cca o 10 %. Je tedy patrné, že i pouze opatření organizačního a agrotechnického charakteru mají nezanedbatelný vliv na odtokové charakteristiky. V případě příznivého scénáře 2 (zatravnění veškeré orné půdy – 52 % plochy povodí) došlo ke snížení kulminačního průtoku a objemu povodňové vlny více než o 20 %. V případě nepříznivého scénáře 2 (zornění cca 10 % TTP a předpoklad špatných hydrologických podmínek na veškeré orné půdě) došlo k navýšení kulminačního průtoku i objemu odtoku o cca 70 %. Nasycenost povodí předchozími srážkami byla v tomto případě $IPS_5 = 14,3$ mm. Doba opakování tohoto zvýšeného průtoku byla odhadnuta na kratší než 2 roky. Vzhledem k podobnosti obou celkových srážkových úhrnů H_5 (model 1, $H_5 = 39,5$ mm a model 2, $H_5 = 32$ mm), předchozí nasycenosti povodí i dosaženého kulminačního průtoku je možné tyto dvě epizody srovnat z hlediska vlivu charakteru příčinného deště (délka trvání a intenzita). Při porovnání modelu 1 a modelu 2 se ukazuje jako významnější vliv krajinného pokryvu při déle trvajících srážkách, než-li při srážkách přívalových.

Tab. 14 Porovnání jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 2)

Scénář	Průtok v kulminaci povodně [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	Výška celkového odtoku [mm]	Změna kulminace průtoku [%]	Změna výšky odtoku [%]
Skutečnost	0,61	4,8	–	–
Simulace	0,57	6,2	–	–
Příznivý 1	0,51	5,5	–10,5	–11,3
Příznivý 2	0,43	4,8	–24,6	–22,6
Nepříznivý 1	0,73	7,8	+28,1	+25,8
Nepříznivý 2	0,99	10,5	+73,7	+69,4



Obr. 51 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 2)

Z výsledku srážko-odtokového modelování je patrné, že vliv konkrétních změn krajinného pokryvu se v povodí Jičínky při povodni z června 2009 projevil na odtokových charakteristikách povodí jen minimálně. Např. u pozitivního scénáře 2, který je reprezentován zatravněním orné půdy (cca 10 % plochy povodí) došlo ke snížení kulminačního průtoku o 4,7 % a objemu odtoku o 3,4 %. K obdobným výsledkům dospěli Horáček a kol. (2011), kteří pro scénář zatravnění 10 % plochy povodí Rakovnického potoka stanovili snížení kulminačního průtoku i objemu odtoku cca o 10 % při 100 leté povodni. Nižší účinnost stejného typu opatření v této práci je možné vysvětlit především vysokou extremitou této povodně, kdy doba opakování povodně byla odhadnuta na 300 let. Klesající vliv krajinného pokryvu na odtokové charakteristiky povodí s rostoucí dobou opakování povodně ve svých pracích potvrzují také např. Podhrázská a Toman (2002),

Žlábek (2009), nebo Jeníček (2009). Podhrázská a Toman (2002) také provedli v povodí Řečice porovnání vlivu jednotlivých kategorií IPS na objem odtoku. Jejich výsledky jsou ve shodě s dosaženými výsledky v této práci a potvrzují tak výrazný vliv nasycení povodí předchozími srážkami na charakteristiky odtoku. Vysoká hodnota nasycení povodí v době příchodu příčinné srážky (89 mm) je tedy dalším vysvětlujícím faktorem nízkého vlivu krajinného pokryvu při povodňové situaci na Jičínce v červnu 2009. Naopak v povodí Němčického potoka se vliv změn krajinného pokryvu projevil významně. V případě modelu 1 došlo u příznivého scénáře 2 (zatravnění 52 % plochy povodí) ke snížení hodnoty kulminačního průtoku až o 70 %. V případě modelu 2 byl u stejného scénáře kulminační průtok snížen o 25 %. V obou případech se jednalo o jevy s krátkou dobou opakování < 2 roky (odhad). Také předchozí nasycenost povodí v obou případech dosahovala výrazně nižších hodnot (23 a 14 mm) než v případě povodí Jičínky. Rozdíly mezi jednotlivými modely v povodí Němčického potoka lze vysvětlit především rozdílným charakterem srážek. V případě modelu 1 byla délka trvání příčinného deště cca 12 h, zatímco v případě modelu 2 se jednalo o typický přívalový déšť trvající několik desítek minut. V tomto případě se však nepotvrdil očekávaný výsledek vyšší účinnosti navržených opatření při povodních z přívalových srážek, ke kterému dospěli např. Horáček a kol. (2011). Autoři však hodnotili významnější S-O situace s dobou opakování 100 let.

5.2 Vyhodnocení dosažených hodnot retence pro jednotlivá povodí

Hlavním cílem této práce je kvantifikovat přirozenou vodní retenci krajiny při povodni a její základní složky ve vybraných povodích. Pro naplnění tohoto cíle byly analyzovány jednotlivé parametry řešených povodí, včetně simulací scénářů, a příčinných dešťů (nezávislých proměnných) viz tab. 15.

Pro stanovení hodnot retence povodí byly v této práci využity metody popsané v kap. 4.2. Uvedenými třemi způsoby výpočtu retence povodí bylo zpracováno 33 S-O epizod včetně simulovaných scénářů krajinného pokryvu v 11 různých povodích. Jednotlivé S-O epizody byly hodnoceny v různých časových krocích v závislosti na charakteru S-O epizody a dostupnosti dat měřených srážek a průtoků. V denním časovém kroku byly hodnoceny obě S-O epizody na Černé Opavě a epizoda na Hvozdnici. Ostatní S-O epizody jsou hodnoceny v hodinovém časovém kroku s výjimkou S-O epizod označených jako „N 09jul“ a „N 10jun“ v povodí Němčického potoka, které byly hodnoceny v 10 minutovém kroku. Dosažené výsledky jednotlivých složek retence jsou uvedeny v tab. 16. Pro lepší přehlednost a porovnatelnost zpracovávaných povodí se stanovili součinitelé retence, tj. hodnoty retence a efektivní retence byly vztaheny k celkovému úhrnu povodňové srážky (H_s). Např. součinitel statické retence povodí ρ_{st} (-):

$$\rho_{st} = \frac{R_{st}}{H_s} \quad (53)$$

kde:

R_{st} – retence statická (mm),

H_s – celkový úhrn příčinného deště (mm).

Podobně se tento součinitel stanoví pro další retenci a její složky. Součinitel retence stanovuje pro danou složku retence podíl zachycení příčinné srážky.

Tab. 15 Parametry řešených povodí a příčinných dešťů

Tok (závěrový profil)	Označení S-O epizody	Plocha povodí P [km ²]	Délka toku L [km]	Koeff. tvaru povodí α [-]	Sklon povodí [%]	IPS _s [mm]	Délka deště td [min]	Úhrn deště H _s [mm]	Int. deště [mm. min ⁻¹]	Kulmi-nační průtok [m ³ .s ⁻¹]	HSP [%]				Land Use [%]			
											A	B	C	D	Orná půda	TTP	Lesy	zast. plocha
											Černá Opava (Mnichov)	Č. Op 97 Č. Op 07	51,3 51,3	15,4 15,4	0,22 0,22	18,6 18,6	12,7 3,5	8640 5760
Hvozdnice (Jakartovice)	Hvoz 97	30,9	14,1	0,16	7,9	39,9	8640	162,4	0,02	11,9	2,0	52,0	44,3	1,5	54,6	6,1	33,1	3,1
Stříbrný potok (Žulová)	Stř. p. 09	21,4	12,3	0,14	28,9	144,8	480	52,4	0,11	29,4	14,1	76,3	9,4	0,1	1,2	7,8	90,0	0,4
Podolský potok (Rýmařov)	Podol p. 77	50,7	14,5	0,24	17,1	43,7	1320	48,1	0,04	28,8	33,0	46,5	12,8	6,2	10,0	6,0	80,0	4,0
Opavice (Město Albrechtice)	Opavice 67	83,9	21,0	0,19	21,9	62,0	900	54,6	0,06	30,3	4,1	87,5	3,6	2,1	16,3	25,3	54,3	4,1
	Opavice 68	83,9	21,0	0,19	21,9	23,3	2640	79,6	0,03	40,0	4,1	87,5	3,6	2,1	16,3	25,3	54,3	4,1
Všemínka (Slušovice)	Všem 65-s	21,5	9,9	0,22	21,2	18,2	900	25,6	0,03	8,6	0,1	53,1	24,2	20,2	9,3	29,7	56,7	4,3
	Všem 65-pr	21,5	9,9	0,22	21,2	18,2	900	25,6	0,03	8,3	0,1	53,1	24,2	20,2	0,0	39,0	56,7	4,3
	Všem 65-nepr	21,5	9,9	0,22	21,2	18,2	900	25,6	0,03	10,1	0,1	53,1	24,2	20,2	9,3	58,1	28,3	4,3
Kamenice (Srbská Kamenice)	Kame 09	97,3	23,8	0,17	16,9	6,8	240	16,5	0,07	38,6	23,4	41,6	27,5	6,9	5,4	26,2	59,6	8,3
Blanice (Podědvorský)	Blanice 09	202,8	34,8	0,17	13,8	151,2	600	51,3	0,09	157,1	27,5	41,5	22,4	8,6	2,7	35,9	61,0	0,4
Čížina (Pustý mlýn)	Číž 97H-s	70,8	22,7	0,14	9,2	21,8	2220	146,7	0,07	49,7	2,8	60,6	20,2	14,0	45,2	8,7	41,5	4,3
	Číž 97H-v	70,8	22,7	0,14	9,2	21,8	2220	146,7	0,07	45,0	2,8	60,6	20,2	14,0	41,0	12,9	41,5	4,3
	Číž 97-s	70,8	22,7	0,14	9,2	27,9	2580	188,6	0,07	72,5	2,8	60,6	20,2	14,0	45,2	8,7	41,5	4,3
	Číž 97-v	70,8	22,7	0,14	9,2	27,9	2580	188,6	0,07	66,7	2,8	60,6	20,2	14,0	41,0	12,9	41,5	4,3
Jičinka (Nový Jičín)	Jič 07	75,9	16,6	0,28	16,3	31,3	3120	162,8	0,05	98,0	5,8	43,2	18,5	32,5	9,9	38,3	40,6	11,2
	Jič 09-s	75,9	16,6	0,28	16,3	89,6	360	78,9	0,22	269,5	5,8	43,2	18,5	32,5	9,9	38,3	40,6	11,2
	Jič 09-pr1	75,9	16,6	0,28	16,3	89,6	360	78,9	0,22	249,9	5,8	43,2	18,5	32,5	9,9	0,0	78,9	11,2
	Jič 09-pr2	75,9	16,6	0,28	16,3	89,6	360	78,9	0,22	257,7	5,8	43,2	18,5	32,5	0,0	48,2	40,6	11,2
	Jič 09-nepr	75,9	16,6	0,28	16,3	89,6	360	78,9	0,22	325,9	5,8	43,2	18,5	32,5	48,2	0,0	40,6	11,2
Němčický potok (N2)	N 09jul	2,8	2,0	0,70	6,8	35,1	290	29,4	0,10	1,0	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10jun-s	2,8	2,0	0,70	6,8	14,3	110	31,7	0,29	0,6	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10jun-pr1	2,8	2,0	0,70	6,8	14,3	110	31,7	0,29	0,5	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10jun-pr2	2,8	2,0	0,70	6,8	14,3	110	31,7	0,29	0,4	0,7	68,8	23,1	7,4	0,0	61,5	31,1	6,7
	N 10jun-nepr1	2,8	2,0	0,70	6,8	14,3	110	31,7	0,29	0,7	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10jun-nepr2	2,8	2,0	0,70	6,8	14,3	110	31,7	0,29	1,0	0,7	68,8	23,1	7,4	61,5	0,0	31,1	6,7
	N 10may-s	2,8	2,0	0,70	6,8	23,1	780	39,5	0,05	0,7	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10may-pr1	2,8	2,0	0,70	6,8	23,1	780	39,5	0,05	0,5	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10may-pr2	2,8	2,0	0,70	6,8	23,1	780	39,5	0,05	0,2	0,7	68,8	23,1	7,4	0,0	61,5	31,1	6,7
	N 10may-nepr1	2,8	2,0	0,70	6,8	23,1	780	39,5	0,05	0,8	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7
	N 10may-nepr2	2,8	2,0	0,70	6,8	23,1	780	39,5	0,05	1,0	0,7	68,8	23,1	7,4	61,5	0,0	31,1	6,7
	N 10aug	2,8	2,0	0,70	6,8	17,9	1620	44,6	0,03	0,4	0,7	68,8	23,1	7,4	51,9	9,6	31,1	6,7

Tab. 16 Souhrn výsledků přirozené vodní retence povodí pro všechny řešené S-O epizody

Tok (závěrový profil)	Označení S-O epizody	Rd [mm]	ρ_d [-]	Rst [mm]	ρ_{st} [-]	Rc [mm]	ρ_c [-]	Koef. poměru retence Rst/Rd	Rk _{ef} v kulm. průtoku [mm]	$\rho_{k_{ef}}$ [-]	Rd _{ef} v kulm. průtoku [mm]	$\rho_{d_{ef}}$ [-]	Rc _{ef} v kulm. průtoku [mm]	$\rho_{c_{ef}}$ [-]	Koef. poměru retence Rd _{ef} /Rk _{ef}	Rk _{ef} v kulm. retence [mm]	$\rho_{k_{ef}}$ [-]	Rd _{ef} v kulm. retence [mm]	$\rho_{d_{ef}}$ [-]	Rc _{ef} v kulm. retence [mm]	$\rho_{c_{ef}}$ [-]	Koef. poměru retence Rd _{ef} /Rk _{ef}
Černá Opava (Mnichov)	Č. Op 97	102,2	0,32	11,4	0,04	113,6	0,35	0,1	81,6	0,25	70,1	0,22	151,7	0,47	0,9	106,6	0,33	70,7	0,22	177,3	0,55	0,7
	Č. Op 07	90,0	0,61	1,5	0,01	91,5	0,62	0,0	55,0	0,37	58,2	0,39	113,1	0,76	1,1	55,0	0,37	58,2	0,39	113,1	0,76	1,1
Hvozdnice (Jakartovice)	Hvoz 97	37,7	0,23	42,7	0,26	80,4	0,49	1,1	44,6	0,27	59,1	0,36	103,7	0,64	1,3	57,6	0,35	55,6	0,34	113,2	0,70	1,0
Stibmý potok (Žulová)	Stř. p. 09	13,6	0,26	22,6	0,43	36,2	0,69	1,7	21,2	0,40	17,8	0,34	39,0	0,74	0,8	20,2	0,39	19,6	0,37	39,8	0,76	1,0
Podolský potok (Rýmařov)	Podol p. 77	37,0	0,77	0,0	0,00	37,0	0,77	0,0	10,9	0,23	24,7	0,51	35,6	0,74	2,3	14,3	0,30	24,0	0,50	38,3	0,80	1,7
Opavice (Město Albrechtice)	Opavice 67	36,0	0,66	10,9	0,20	46,9	0,86	0,3	23,4	0,43	27,9	0,51	51,3	0,94	1,2	25,3	0,46	27,3	0,50	52,6	0,96	1,1
	Opavice 68	75,6	0,95	0,0	0,00	75,6	0,95	0,0	27,8	0,35	28,9	0,36	56,8	0,71	1,0	34,7	0,44	31,4	0,39	66,1	0,83	0,9
Všemínka (Stušovice)	Všem 65-s	8,8	0,34	10,7	0,42	19,5	0,76	1,2	7,7	0,30	12,1	0,47	19,8	0,77	1,6	8,2	0,32	12,1	0,47	20,4	0,80	1,5
	Všem 65-pr	8,5	0,33	11,0	0,43	19,5	0,76	1,3	7,9	0,31	12,3	0,48	20,2	0,79	1,6	8,1	0,32	12,4	0,48	20,5	0,80	1,5
	Všem 65-nepr	9,2	0,36	9,3	0,36	18,5	0,72	1,0	7,6	0,30	11,7	0,46	19,3	0,75	1,5	7,6	0,30	11,7	0,46	19,3	0,75	1,5
Kamenice (Srbská Kamenice)	Kame 09	2,3	0,14	8,9	0,54	11,3	0,68	3,8	9,3	0,56	3,5	0,21	12,7	0,77	0,4	9,1	0,55	4,6	0,28	13,7	0,83	0,5
Blanice (Podedvorský)	Blanice 09	39,1	0,76	5,1	0,10	44,3	0,86	0,1	24,3	0,47	20,8	0,40	45,1	0,88	0,9	24,8	0,48	20,8	0,41	45,6	0,89	0,8
Čížina (Pustý mlýn)	Číž 97H-s	48,1	0,33	61,7	0,42	109,8	0,75	1,3	56,9	0,39	58,5	0,40	115,4	0,79	1,0	57,7	0,39	59,4	0,40	117,1	0,80	1,0
	Číž 97H-v	50,7	0,35	62,0	0,42	112,7	0,77	1,2	55,8	0,38	60,7	0,41	116,5	0,79	1,1	59,5	0,41	61,2	0,42	120,7	0,82	1,0
	Číž 97-s	70,5	0,37	64,5	0,34	135,0	0,72	0,9	72,3	0,38	68,8	0,36	141,1	0,75	1,0	73,1	0,39	69,4	0,37	142,5	0,76	0,9
	Číž 97-v	74,4	0,39	65,0	0,34	139,4	0,74	0,9	74,8	0,40	71,0	0,38	145,7	0,77	0,9	76,0	0,40	71,6	0,38	147,6	0,78	0,9
Jičínka (Nový Jičín)	Jič 07	40,8	0,25	83,2	0,51	124,0	0,76	2,0	49,2	0,30	53,3	0,33	102,5	0,63	1,1	53,6	0,33	55,7	0,34	109,2	0,67	1,0
	Jič 09-s	37,7	0,48	16,9	0,21	54,6	0,69	0,4	46,4	0,59	12,5	0,16	58,9	0,75	0,3	60,6	0,77	9,3	0,12	69,9	0,89	0,2
	Jič 09-pr1	36,3	0,46	19,2	0,24	55,5	0,70	0,5	47,9	0,61	12,5	0,16	60,5	0,77	0,3	61,2	0,78	9,3	0,12	70,5	0,89	0,2
	Jič 09-pr2	36,1	0,46	19,3	0,24	55,3	0,70	0,5	47,1	0,60	12,9	0,16	59,9	0,76	0,3	60,8	0,77	9,5	0,12	70,3	0,89	0,2
	Jič 09-nepr	46,1	0,58	3,2	0,04	49,3	0,63	0,1	43,3	0,55	10,8	0,14	54,1	0,69	0,2	59,6	0,75	8,1	0,10	67,7	0,86	0,1
Němčický potok (N2)	N 09jul	7,8	0,27	18,4	0,63	26,2	0,89	2,4	11,0	0,37	17,4	0,59	28,4	0,97	1,6	11,0	0,37	17,4	0,59	28,4	0,97	1,6
	N 10jun-s	4,2	0,13	20,8	0,66	25,0	0,79	4,9	13,2	0,42	18,1	0,57	31,4	0,99	1,4	14,2	0,45	17,1	0,54	31,3	0,99	1,2
	N 10jun-pr1	3,4	0,11	22,0	0,69	25,4	0,80	6,4	13,3	0,42	18,2	0,57	31,4	0,99	1,4	14,4	0,46	17,3	0,55	31,4	0,99	1,2
	N 10jun-pr2	2,7	0,08	23,5	0,74	26,1	0,82	8,7	13,3	0,42	18,2	0,57	31,5	0,99	1,4	14,6	0,46	17,2	0,54	31,5	0,99	1,2
	N 10jun-nepr1	6,1	0,19	17,8	0,56	23,9	0,75	2,9	14,5	0,46	16,8	0,53	31,3	0,99	1,2	15,1	0,48	16,2	0,51	31,3	0,99	1,1
	N 10jun-nepr2	9,5	0,30	12,8	0,41	22,4	0,71	1,4	14,3	0,45	16,8	0,53	31,0	0,98	1,2	15,1	0,48	16,1	0,51	31,2	0,98	1,1
	N 10may-s	11,4	0,29	22,1	0,56	33,5	0,85	1,9	23,9	0,61	11,9	0,30	35,8	0,91	0,5	23,9	0,61	11,9	0,30	35,8	0,91	0,5
	N 10may-pr1	6,2	0,16	28,3	0,72	34,5	0,87	4,5	24,4	0,62	12,8	0,32	37,2	0,94	0,5	24,4	0,62	12,8	0,32	37,2	0,94	0,5
	N 10may-pr2	1,4	0,04	35,1	0,89	36,5	0,93	24,3	9,8	0,25	20,2	0,51	30,1	0,76	2,1	10,6	0,27	27,9	0,71	38,5	0,97	2,6
	N 10may-nepr1	13,1	0,33	18,3	0,46	31,4	0,79	1,4	23,5	0,60	11,4	0,29	35,0	0,88	0,5	23,5	0,60	11,4	0,29	35,0	0,88	0,5
	N 10may-nepr2	19,7	0,50	9,0	0,23	28,7	0,73	0,5	22,6	0,57	10,1	0,26	32,7	0,83	0,4	22,6	0,57	10,1	0,26	32,7	0,83	0,4
	N 10aug	11,8	0,26	24,7	0,55	36,5	0,82	2,1	11,6	0,26	28,9	0,65	40,5	0,91	2,5	13,3	0,30	29,1	0,65	42,4	0,95	2,2

Z výsledků výpočtů hodnot jednotlivých složek retence povodí je patrné, že formou dynamické retence R_d bylo zadrženo 4–95 % objemu příčinné srážky, formou statické retence R_{st} bylo dále po skončení S-O epizody v povodí zadrženo 0–89 % objemu příčinné srážky a formou celkové retence R_c 35–95 %. Výsledky (tab. 16) tak ukazují na význam přirozené retence krajiny při redukci povodňových průtoků. Celková přirozená retence vody v povodí v době kulminace povodňové vlny byla schopna zadržet v průměru ze všech hodnocených S-O událostí 54 % příčinných srážek, což svědčí o jejich vysoké transformaci retencí v povodí, a tím i o velmi efektivním snížení kulminace velké vody a prodloužení povodňového průtoku.

Formou efektivní krátkodobé retence $R_{k_{ef}}$ v kulminaci průtoku bylo zadrženo 23–62 % objemu příčinné srážky, formou efektivní dlouhodobé retence $R_{d_{ef}}$ v kulminaci průtoku bylo zadrženo 14–65 % objemu příčinné srážky. Formou efektivní krátkodobé retence $R_{k_{ef}}$ v kulminaci retence bylo zadrženo 27–78 % objemu příčinné srážky, formou efektivní dlouhodobé retence $R_{d_{ef}}$ v kulminaci retence bylo zadrženo 10–71 % objemu příčinné srážky.

K obdobným výsledkům při hodnocení přirozené retence povodí dospěl také Dumbrovský a kol. (1998), kteří hodnotili 16 dílčích povodí Horní Opavy při povodni 1997. Součinitel celkové efektivní retence se pohyboval od 0,36 do 0,80. Také Kaleta (2005) ve své práci hodnotil 5 povodí, která při povodni v roce 1997 formou celkové efektivní retence zadržela 44–76 % objemu příčinné srážky. Švihla a kol. (2007b) stanovili v převážně lesním povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách, že retence vody v době kulminace povodňové vlny byla 65 % příčinné srážky.

Hodnoty celkové retence stanovené modelem LN dosahují ve většině případů nižších hodnot, než v případě stanovení metodou efektivní retence. Hlavním důvodem těchto rozdílů je způsob výpočtu, jednotlivými metodami. Např. hydrologické ztráty (výpar a intercepce) jsou v metodě efektivní retence uvažovány jako součást retence. Porovnáním celkových efektivních retencí $R_{c_{ef}}$ v kulminaci průtoku a v kulminaci retence je možné zjistit, že v 8 případech celková efektivní retence kulminovala ve stejný okamžik jako průtok.

V případě Černé Opavy, kde byl dosažen cca 100letý průtok, se nepotvrdily původní předpoklady, že přirozená retence povodí při povodni tohoto charakteru bude pro transformaci povodňových průtoků téměř zanedbatelná. Výsledky však ukazují, že v době kulminace povodňové vlny bylo celkovou retencí zadrženo 35 % příčinných srážek. Povodí zadrželo malou část příčinné srážky (4 %) také formou statické retence i po skončení celé S-O epizody.

Důležitým parametrem retence povodí je také, v této práci nově zavedený, koeficient poměrů retence. V případech provedených simulací změn krajinného pokryvu je možné pozorovat, že i přes relativně malé změny celkové retence dochází k významným změnám v poměru statické a dynamické retence. Hodnoty větší než 1 signalizují, že více než 50 % příčinné srážky bylo zadrženo formou statické či efektivní dlouhodobé retence. V prvním případě hodnocení retence to znamená, že více než 50 % příčinné srážky zůstává v povodí

i po konci celé S-O epizody. Dalších dvou případech hodnocení retence to znamená, že více než 50 % příčinné srážky bylo neškodně zadrženo půdním profilem.

Při porovnání výsledků retence u jednotlivých simulovaných scénářů krajinného pokryvu v povodí Jičínky, je možné vidět jen minimální vliv změn krajinného pokryvu jak na celkovou retenci a efektivní celkovou retenci v kulminaci průtoku a kulminaci retence, tak také na její složky. To je možné vysvětlit vysokou extremitou této povodně (doba opakování výrazně větší než 100 let), vysokým nasycením povodí předchozími srážkami a také nadpolovičním plošným zastoupením HSP C a HSP D. I přes tuto vysokou extremitu povodně, povodí v době kulminace povodňové vlny zdrželo 63–70 % příčinné srážky, dle jednotlivého scénáře krajinného pokryvu. Z porovnání obou příznivých scénářů je možné pozorovat jen minimální rozdíl mezi vlivem lesa a trvalých travních porostů na jednotlivé složky retence.

Podle dosažených výsledků S-O modelování jednotlivých scénářů krajinného pokryvu v povodí Němčického potoka, kdy účinnost ve snížení kulminačního průtoku dosahovala v modelu 1 až 70 % a v modelu 2 až 25 % (příznivý scénář 2), by bylo možné očekávat také významné zvýšení celkové retence povodí. Při porovnání výsledků retence u jednotlivých simulovaných scénářů krajinného pokryvu, je však možné vidět poměrně malý vliv změn krajinného pokryvu na celkovou retenci a efektivní celkovou retenci v kulminaci průtoku a kulminaci retence. Hodnoty součinitele celkové retence ρ_c se pro model 1 pohybují v rozmezí 0,71–0,82 mm a pro model 2 v rozmezí 0,73–0,93. V případě modelu 1 došlo vlivem příznivého scénáře 1 (organizační a agrotechnická opatření na 52 % plochy povodí) v tab. 16 označeno jako „N 10jun-pr1“ k navýšení součinitele celkové retence pouze o 1 %. V případě příznivého scénáře 2 to jsou 3 %. Avšak výrazný vliv změn krajinného pokryvu je možné pozorovat u obou příznivých scénářů na změně poměru statické a dynamické retence. V případě příznivého scénáře 1 došlo ke zvýšení koeficientu poměru retence δ o 1,5 a v případě příznivého scénáře 2 o 3,8. Navrženými opatřeními tedy nedošlo k výraznému navýšení celkové retence povodí, ale k výrazné pozitivní změně poměru statické a dynamické retence. Dosažené výsledky je možné vysvětlit především krátkou dobou opakování povodně (odhad $N < 2$) a také nižším nasycením povodí předchozími srážkami než tomu bylo v případě Jičínky.

Z uvedených výsledků vyplývá, že v případě povodní s krátkou dobou opakování lze změnou krajinného pokryvu výrazně ovlivnit především složky celkové retence a efektivní celkové retence v kulminaci průtoku i kulminaci retence, resp. jejich poměr. Lze tedy podpořit statické/dlouhodobé složky retence, což se pozitivně projeví jak ve snižování povodňových průtoků tak také ve snižování hrozby sucha. Voda zůstává v povodí dostupná rostlinám po delší dobu, což se může pozitivně projevit také ve výnosech plodin, resp. v ekonomice zemědělské produkce.

Zajímavostí jsou pak nulové hodnoty statické retence R_{st} u S-O epizody na Podolském potoce 1977 a Opavice v roce 1968. Nulová hodnota R_{st} indikuje, že z povodí vyteklo za dobu trvání S-O epizody více vody než spadlo v podobě příčinné srážky. Tento jev je možné vysvětlit dvěma způsoby. Prvním důvodem může být nepřesnost v měřených

srážkách či průtocích, nebo také srážka významně nenaplnila zjednodušující předpoklad jejího rovnoměrného rozložení na celé ploše povodí. Druhým důvodem může být také výskyt jevu „Stará voda“ (Old water). K tomuto jevu může dojít, pokud je v kapilárních pórech půdy zachyceno významnější množství vody z dřívějších srážek a vlivem příčné srážky dojde k překonání kapilárních sil doposud držících menisky „podepřenou“ vodu v kapilárních pórech. Následně pak dojde k náhlému odtoku této zachycené vody. Tento jev se také někdy označuje, jako perkolační fáze pohybu vody a podrobněji jej popisuje např. Eliáš a kol. (2000). S tímto jevem se také setkal Spitz (2002) při hodnocení efektivní retence v povodí Všemínky také na tento jev narazil, avšak až při rozboru druhé (následné) povodňové vlny, která v této práci hodnocena nebyla. Při hodnocení první vlny bylo dosaženo velmi podobných výsledků obou hlavních složek celkové retence v kulminaci retence ($Rd_{ef} = 12,4$ mm a $Rk_{ef} = 6,9$ mm).

5.3 Statistické zpracování dosažených výsledků retence

5.3.1 Korelační analýza

Hlavní soubor výsledků (tab. 16) byl podroben statistickým analýzám, za účelem prokázání lineární závislosti mezi jednotlivými fyzicko-geografickými parametry (nezávislé proměnné) a výslednými hodnotami retence povodí stanovenými třemi způsoby (závislé proměnné). Pro toto hodnocení byla zvolena korelační analýza. Dosažené výsledky míry lineární závislosti (tab. 17) je pak možné porovnávat např. mezi jednotlivými způsoby stanovení retence povodí. Porovnání pak ukáže vliv použité metody stanovení retence povodí na míru lineární závislosti jednotlivých nezávislých proměnných. Hlavní soubor výsledků byl dále rozdělen do skupin, kde každá z nově vytvořených skupin je typická jedním převládajícím parametrem povodí či příčné srážky. Byly vytvořeny skupiny výsledků retence pro povodí, kde:

- byly odstraněny simulované scénáře – tab. 18,
- převládaly příčné srážky s delší dobou trvání (srážky regionálního typu) – tab. 19,
- převládaly příčné srážky s krátkou dobou trvání (přívalové srážky) – tab. 20,
- zastoupení lesních porostů bylo do 50 % plochy povodí – tab. 21,
- zastoupení lesních porostů bylo nad 50 % plochy povodí – tab. 22.

U veškerých korelačních analýz byla lineární závislost posouzena na hladině významnosti $\alpha = 0,05$. Pro zpracování byl využit statistický program Statistica.

Tab. 17 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro všechny S-O epizody (dle tab. 16)

Závislé proměnné Nezávislé proměnné	Závislé proměnné												
	R_d [mm]	R_{st} [mm]	R_c [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	Rk_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rd_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rc_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	Rk_{ef} v kulm. retence [mm]	Rd_{ef} v kulm. retence [mm]	Rc_{ef} v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	
Plocha povodí P [km ²]	0,61	-0,23	0,53	-0,63	0,46	0,21	0,50	-0,42	0,52	0,09	0,50	-0,44	
Délka toku L [km]	0,67	-0,06	0,61	-0,57	0,55	0,37	0,59	-0,39	0,57	0,28	0,59	-0,39	
Koef. tvaru povodí [-]	-0,61	-0,03	-0,49	0,48	-0,40	-0,46	-0,50	0,14	-0,38	-0,45	-0,50	0,14	
Sklon povodí [%]	0,42	-0,45	0,19	-0,62	0,07	0,06	0,18	-0,09	0,12	0,05	0,18	-0,07	
IPS _s [mm]	0,34	0,06	0,41	-0,41	0,27	-0,01	0,33	-0,36	0,39	-0,09	0,36	-0,38	
Délka deště td [min]	0,70	0,14	0,65	-0,47	0,46	0,61	0,60	0,13	0,36	0,68	0,62	0,04	
Úhrn deště Hs [mm]	0,89	0,31	0,98	-0,54	0,91	0,70	0,97	-0,35	0,89	0,61	0,98	-0,41	
int. deště [mm.min ⁻¹]	-0,25	0,17	-0,12	0,29	0,08	-0,14	-0,07	-0,29	0,16	-0,27	-0,09	-0,20	
HSP A [%]	0,59	-0,20	0,57	-0,54	0,50	0,31	0,56	-0,48	0,54	0,19	0,57	-0,44	
HSP B [%]	-0,07	0,01	-0,05	0,14	-0,02	0,24	-0,02	0,24	-0,09	0,35	-0,04	0,26	
HSP C [%]	-0,70	0,12	-0,70	0,61	-0,62	-0,44	-0,68	0,34	-0,65	-0,36	-0,68	0,30	
HSP D [%]	0,30	0,09	0,26	-0,23	0,34	-0,09	0,27	-0,27	0,35	-0,16	0,27	-0,24	
Orná půda [%]	-0,09	0,19	-0,11	0,19	0,03	-0,08	-0,05	-0,01	0,01	-0,04	-0,11	-0,07	
TTP [%]	-0,32	0,10	-0,19	0,28	-0,29	-0,06	-0,28	0,24	-0,30	-0,07	-0,23	0,25	
Lesy [%]	0,56	-0,31	0,42	-0,59	0,34	0,31	0,43	-0,22	0,35	0,27	0,43	-0,20	
Zastav. plocha [%]	-0,41	0,18	-0,23	0,40	-0,10	-0,55	-0,24	-0,32	-0,04	-0,63	-0,24	-0,28	

Z korelační analýzy všech dosažených výsledků retence povodí (tab. 17) vyplývá, že nejsilnější lineární závislost existuje mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí (v obou způsobech výpočtu) a mezi retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Předpokládaná silná závislost celkového úhrnu příčinné srážky na jednotlivé složky retence se tedy potvrdila. K podobnému zjištění dospěl i Kaleta (2005). Ten však také zjistil slabou závislost mezi plochou povodí a hydrologickými skupinami půd na složkách retence. To se v této práci nepotvrdilo. Práce Kalety (2005) však hodnotila menší počet S-O epizod a pouze na jednom typu povodně (povodeň 1997). Mezi plochou a složkami retence pro všechny způsoby výpočtu (s výjimkou retence statické/dlouhodobé) se potvrdila střední závislost. Také např. mezi HSP C a složkami retence existuje téměř ve všech sledovaných výsledcích retence povodí střední či dokonce silná závislost.

Naopak se neprokázala silná lineární závislost mezi krajinným pokryvem a složkami retence ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Nejvýznamnější závislost se prokázala mezi plošným zastoupením lesa a dynamické retence, jedná se o statisticky středně významnou korelaci.

Tab. 18 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody bez simulovaných scénářů

Závislé proměnné Nezávislé proměnné													
	Rd [mm]	Rst [mm]	Rc [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	Rk_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rd_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rc_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	Rk_{ef} v kulm. retence [mm]	Rd_{ef} v kulm. retence [mm]	Rc_{ef} v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	
Plocha povodí P [km ²]	0,32	-0,16	0,30	-0,27	0,25	0,03	0,24	-0,29	0,23	0,06	0,24	-0,33	
Délka toku L [km]	0,39	-0,08	0,37	-0,25	0,32	0,11	0,31	-0,31	0,29	0,13	0,31	-0,36	
Koef. tvaru povodí [-]	-0,20	-0,06	-0,20	0,11	-0,09	-0,23	-0,27	0,09	-0,15	-0,19	-0,27	0,07	
Sklon povodí [%]	-0,07	-0,35	-0,10	-0,38	-0,21	-0,05	-0,04	0,00	-0,13	-0,03	-0,04	0,22	
IPS _s [mm]	0,22	0,02	0,27	-0,33	0,13	-0,03	0,24	-0,16	0,13	-0,04	0,24	-0,02	
Délka deště td [min]	0,79	0,23	0,70	-0,44	0,55	0,74	0,71	0,30	0,61	0,73	0,71	0,08	
Úhrn deště Hs [mm]	0,87	0,60	0,97	-0,27	0,90	0,78	0,99	-0,09	0,90	0,79	0,99	-0,22	
int. deště [mm.min ⁻¹]	-0,26	0,21	-0,09	0,39	-0,03	-0,23	-0,11	-0,34	-0,13	-0,20	-0,11	-0,14	
HSP A [%]	0,23	-0,36	0,08	-0,33	0,08	-0,06	0,08	-0,27	0,02	-0,04	0,08	-0,23	
HSP B [%]	0,02	0,11	0,06	-0,06	0,06	0,36	0,18	0,19	0,12	0,34	0,18	0,26	
HSP C [%]	-0,44	0,02	-0,43	0,47	-0,37	-0,36	-0,45	0,08	-0,35	-0,40	-0,45	-0,04	
HSP D [%]	0,27	0,22	0,30	-0,07	0,35	0,02	0,19	-0,16	0,29	0,07	0,19	-0,19	
Orná půda [%]	-0,07	0,34	0,09	0,27	-0,01	0,15	0,01	0,37	0,02	0,12	0,01	0,20	
TTP [%]	-0,13	0,06	-0,05	0,17	0,01	-0,37	-0,15	-0,33	-0,05	-0,31	-0,15	-0,21	
Lesy [%]	0,20	-0,52	-0,02	-0,54	-0,05	0,06	0,06	-0,09	-0,04	0,07	0,06	0,00	
Zastav. plocha [%]	-0,38	0,34	-0,14	0,56	-0,08	-0,41	-0,30	-0,17	-0,12	-0,37	-0,30	-0,12	

V případě korelační analýzy provedené na souboru dat výsledků retence bez vlivu simulovaných scénářů krajinného pokryvu (tab. 18) je možné vidět, že opět nejsilnější lineární závislost existuje mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí (v obou způsobech výpočtu) a mezi retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Také se zde navíc objevují silné závislosti délky deště a jednotlivých složek retence u všech tří způsobů výpočtu. Naopak závislost HSP C a složek retence u všech tří způsobů výpočtu byla vlivem odstranění simulovaných scénářů krajinného pokryvu oslabena. Lineární závislosti forem krajinného pokryvu a jednotlivých složek retence u všech tří způsobů výpočtu zůstaly na poměrně nízké úrovni.

Tab. 19 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody z regionálních srážek

Závislé proměnné Nezávislé proměnné													
	Rd [mm]	Rst [mm]	Rc [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	Rk_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rd_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rc_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	Rk_{ef} v kulm. retence [mm]	Rd_{ef} v kulm. retence [mm]	Rc_{ef} v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	
Plocha povodí P [km ²]	0,73	0,17	0,71	-0,52	0,55	0,68	0,63	0,03	0,62	0,67	0,64	0,04	
Délka toku L [km]	0,76	0,31	0,78	-0,48	0,66	0,79	0,73	-0,02	0,72	0,78	0,74	0,01	
Koef. tvaru povodí [-]	-0,61	-0,27	-0,59	0,45	-0,53	-0,71	-0,61	-0,06	-0,61	-0,67	-0,62	-0,03	
Sklon povodí [%]	0,30	-0,44	0,05	-0,62	-0,08	0,16	0,02	0,33	-0,01	0,15	0,02	0,33	
IPS _s [mm]	0,07	0,23	0,29	-0,14	0,10	0,10	0,12	-0,06	0,19	0,04	0,15	-0,14	
Délka deště td [min]	0,82	0,19	0,75	-0,45	0,66	0,84	0,75	0,10	0,68	0,80	0,76	0,04	
Úhrn deště Hs [mm]	0,87	0,47	0,96	-0,35	0,90	0,91	0,95	-0,23	0,92	0,89	0,96	-0,22	
int. deště [mm.min ⁻¹]	0,21	0,60	0,50	0,13	0,48	0,29	0,41	-0,45	0,49	0,33	0,41	-0,33	
HSP A [%]	0,81	0,02	0,77	-0,56	0,63	0,65	0,71	-0,09	0,67	0,64	0,71	-0,07	
HSPB [%]	0,19	-0,30	0,02	-0,19	0,18	-0,01	0,18	-0,39	0,17	0,02	0,14	-0,33	
HSP C [%]	-0,75	0,09	-0,66	0,54	-0,58	-0,53	-0,63	0,20	-0,59	-0,57	-0,61	0,10	
HSP D [%]	-0,01	0,30	0,06	0,22	0,06	0,09	-0,01	0,05	-0,02	0,16	-0,03	0,19	
Orná půda [%]	-0,04	0,27	-0,02	0,20	0,18	-0,09	0,13	-0,46	0,18	-0,17	0,03	-0,59	
TTP [%]	-0,44	0,13	-0,24	0,39	-0,41	-0,21	-0,39	0,38	-0,41	-0,14	-0,32	0,43	
Lesy [%]	0,54	-0,30	0,37	-0,64	0,28	0,46	0,37	0,16	0,33	0,45	0,37	0,16	
Zastav. plocha [%]	-0,57	0,39	-0,30	0,79	-0,26	-0,48	-0,38	-0,19	-0,36	-0,41	-0,40	-0,13	

V případě řešení korelační analýzy na souboru dat výsledků retence povodí, který reprezentuje déle trvající srážky (regionální srážky) viz tab. 19, je možné vidět, že je zde opět prokázána silná lineární závislost mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí (v obou způsobech výpočtu) a mezi retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Silná závislost se projevila také u délky trvání deště na dynamické a celkové retenci a dále na efektivní dlouhodobé i efektivní celkové retenci. Dále se zde projevuje převážně silná nebo středí závislost plochy povodí a délky vodního toku na jednotlivé složky retence ve všech třech způsobech výpočtu retence. V případě déle trvajících dešťů se může výrazněji projevit efekt střetávání povodňových vln i u protáhlejších povodí, čímž je možné vysvětlit posílení významnosti pozitivní lineární závislosti délky vodního toku a jednotlivých složek retence.

Tab. 20 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody z přívalových srážek

Závislé proměnné Nezávislé proměnné													
	R_d [mm]	R_{st} [mm]	R_c [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	$R_{k_{ef}}$ v kulm. průtoku [mm]	$R_{d_{ef}}$ v kulm. průtoku [mm]	$R_{c_{ef}}$ v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	$R_{k_{ef}}$ v kulm. retence [mm]	$R_{d_{ef}}$ v kulm. retence [mm]	$R_{c_{ef}}$ v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	
Plocha povodí P [km ²]	0,53	-0,55	0,47	-0,66	0,47	-0,42	0,47	-0,75	0,47	-0,36	0,47	-0,79	
Délka toku L [km]	0,53	-0,55	0,47	-0,66	0,47	-0,42	0,47	-0,75	0,47	-0,36	0,47	-0,79	
Koef. tvaru povodí [-]	-0,45	0,29	-0,40	0,53	-0,40	0,30	-0,40	0,68	-0,40	0,13	-0,40	0,67	
Sklon povodí [%]	0,39	-0,20	0,43	-0,48	0,43	-0,56	0,43	-0,79	0,43	-0,39	0,43	-0,75	
IPS _s [mm]	0,86	-0,12	0,82	-0,77	0,73	0,08	0,73	-0,48	0,73	0,27	0,73	-0,48	
Délka deště td [min]	0,77	-0,28	0,73	-0,77	0,62	-0,16	0,62	-0,62	0,62	0,07	0,62	-0,63	
Úhrn deště Hs [mm]	0,82	-0,07	0,87	-0,73	0,95	-0,25	0,95	-0,75	0,95	-0,24	0,95	-0,75	
int. deště [mm.min ⁻¹]	-0,30	0,42	-0,26	0,43	-0,03	0,27	-0,03	0,34	-0,03	0,01	-0,03	0,36	
HSP A [%]	0,46	-0,40	0,38	-0,57	0,38	-0,29	0,38	-0,67	0,38	-0,16	0,38	-0,68	
HSP B [%]	-0,40	0,67	-0,34	0,56	-0,34	0,42	-0,34	0,60	-0,34	0,48	-0,34	0,67	
HSP C [%]	-0,80	-0,05	-0,85	0,69	-0,85	0,15	-0,85	0,64	-0,85	0,00	-0,85	0,61	
HSP D [%]	0,73	-0,33	0,77	-0,69	0,77	-0,30	0,77	-0,57	0,77	-0,38	0,77	-0,61	
Orná půda [%]	-0,13	-0,24	-0,47	0,11	-0,31	-0,06	-0,50	0,32	-0,35	0,02	-0,50	0,40	
TTP [%]	-0,25	0,21	0,06	0,25	-0,11	0,28	0,07	0,20	-0,10	0,09	0,07	0,12	
Lesy [%]	0,51	-0,20	0,53	-0,57	0,53	-0,30	0,53	-0,72	0,53	-0,14	0,53	-0,71	
Zastav. plocha [%]	0,26	-0,26	0,44	-0,35	0,44	-0,81	0,44	-0,65	0,44	-0,88	0,44	-0,65	

Tab. 20 ukazuje výsledky řešení korelační analýzy na souboru dat výsledků retence povodí, který reprezentuje přívalové srážky. Opět se zde jasně prokázala silná lineární závislost mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí (v obou způsobech výpočtu) a mezi retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. V tomto případě bylo také dosaženo silné lineární závislosti mezi indexem předchozích srážek a retencí dynamickou/krátkodobou a mezi retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Silná a střední lineární závislosti se prokázaly u koeficientů poměrů retence, což ukazuje na fakt, že nasycení povodí předchozími srážkami u povodí z přívalových srážek sice navyšuje celkovou retenci, ale formou jejích dynamických/krátkodobých složek a naopak negativně snižuje poměr jednotlivých složek retence (δ a δ_{ef}). Také je zde patrná silná negativní lineární závislost mezi HSP C a retencí dynamickou/krátkodobou a celkovou.

Tab. 21 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody se zastoupením lesa do 50 %

Závislé proměnné Nezávislé proměnné	Závislé proměnné											
	R_d [mm]	R_{st} [mm]	R_c [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	Rk_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rd_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rc_{ef} v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	Rk_{ef} v kulm. retence [mm]	Rd_{ef} v kulm. retence [mm]	Rc_{ef} v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]
Plocha povodí P [km ²]	0,77	0,22	0,72	-0,70	0,73	0,22	0,70	-0,50	0,75	0,07	0,70	-0,50
Délka toku L [km]	0,86	0,43	0,79	-0,66	0,81	0,46	0,80	-0,39	0,78	0,36	0,80	-0,39
Koef. tvaru povodí [-]	-0,82	-0,43	-0,72	0,64	-0,73	-0,49	-0,74	0,26	-0,68	-0,41	-0,74	0,30
Sklon povodí [%]	0,66	0,09	0,53	-0,70	0,54	0,10	0,51	-0,37	0,56	-0,01	0,51	-0,37
IPS _s [mm]	0,56	0,07	0,64	-0,61	0,49	-0,08	0,48	-0,56	0,60	-0,15	0,53	-0,60
Délka deště td [min]	0,70	0,65	0,75	-0,36	0,54	0,49	0,67	-0,09	0,42	0,54	0,73	-0,14
Úhrn deště Hs [mm]	0,85	0,63	0,96	-0,51	0,87	0,52	0,95	-0,46	0,83	0,43	0,98	-0,49
int. deště [mm.min ⁻¹]	-0,21	-0,24	-0,27	0,13	0,01	0,00	-0,17	-0,07	0,08	-0,12	-0,25	0,01
HSP A [%]	0,76	0,33	0,82	-0,57	0,82	0,30	0,80	-0,58	0,85	0,14	0,80	-0,58
HSP B [%]	-0,69	-0,13	-0,61	0,70	-0,60	-0,13	-0,59	0,43	-0,65	0,02	-0,59	0,45
HSP C [%]	-0,61	-0,20	-0,65	0,46	-0,69	-0,14	-0,62	0,59	-0,72	-0,02	-0,62	0,51
HSP D [%]	0,57	0,02	0,46	-0,59	0,50	-0,02	0,43	-0,47	0,54	-0,11	0,43	-0,39
Orná půda [%]	-0,10	-0,28	-0,36	0,05	-0,16	-0,23	-0,19	-0,01	-0,18	-0,09	-0,33	-0,05
TTP [%]	-0,27	0,23	0,05	0,28	-0,17	0,14	-0,11	0,25	-0,17	0,04	0,01	0,28
Lesy [%]	0,85	0,53	0,89	-0,53	0,91	0,54	0,90	-0,47	0,88	0,42	0,90	-0,47
Zastav. plocha [%]	-0,23	-0,42	-0,14	0,02	-0,13	-0,53	-0,20	-0,34	-0,01	-0,62	-0,20	-0,26

V případě korelační analýzy provedené na souboru dat výsledků retence, kde plošné zastoupení lesa nepřesahuje 50 % (tab. 21) je opět možné vidět silnou lineární závislost mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí i retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. V tomto případě bylo také dosaženo silné pozitivní lineární závislosti mezi plošným zastoupením lesa a retencí dynamickou/krátkodobou i retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Silná negativní lineární závislost se prokázala mezi koeficientem tvaru povodí a dynamickou/krátkodobou retencí i retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Tyto výsledky ukazují, že v povodích s nižším zastoupením lesa se na tvorbě retence podílí mimo srážkových úhrnů také lesní porosty, geometrie povodí a zastoupení HSP A.

Tab. 22 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody se zastoupením lesa nad 50 %

Závislé proměnné Nezávislé proměnné	Závislé proměnné												
	Rd [mm]	Rst [mm]	Rc [mm]	Koef. poměru retence δ [-]	Rk _{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rd _{ef} v kulm. průtoku [mm]	Rc _{ef} v kulm. průtoku [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	Rk _{ef} v kulm. retence [mm]	Rd _{ef} v kulm. retence [mm]	Rc _{ef} v kulm. retence [mm]	Koef. poměru retence δ_{ef} [-]	
Plocha povodí P [km ²]	0,21	-0,33	0,22	-0,19	0,34	0,12	0,18	-0,42	0,33	0,04	0,18	-0,57	
Délka toku L [km]	0,24	-0,25	0,25	-0,17	0,40	0,17	0,22	-0,54	0,39	0,07	0,22	-0,63	
Koef. tvaru povodí [-]	0,23	-0,07	0,29	-0,38	0,15	0,11	0,26	0,36	0,20	0,05	0,26	0,21	
Sklon povodí [%]	-0,14	0,22	-0,02	0,08	-0,18	0,17	-0,02	0,32	-0,14	0,27	-0,02	0,43	
IPS _s [mm]	-0,03	0,27	-0,05	0,03	-0,01	-0,09	0,00	-0,22	0,03	-0,17	0,00	-0,06	
Délka deště td [min]	0,72	-0,38	0,65	-0,77	0,43	0,81	0,54	0,57	0,38	0,88	0,54	0,37	
Úhrn deště Hs [mm]	0,86	0,11	0,97	-0,60	0,93	0,87	0,98	-0,20	0,93	0,77	0,98	-0,31	
int. deště [mm.min ⁻¹]	-0,14	0,54	-0,07	0,36	0,16	-0,22	0,04	-0,76	0,23	-0,38	0,04	-0,63	
HSP A [%]	0,23	-0,24	0,00	-0,17	0,18	0,12	-0,01	-0,30	0,11	0,06	-0,01	-0,23	
HSP B [%]	0,38	0,04	0,53	-0,37	0,34	0,65	0,49	0,31	0,38	0,70	0,49	0,25	
HSP C [%]	-0,81	0,00	-0,88	0,65	-0,79	-0,95	-0,86	-0,06	-0,78	-0,90	-0,86	0,02	
HSP D [%]	-0,07	0,14	-0,02	0,15	-0,01	-0,32	0,03	0,00	-0,02	-0,35	0,03	-0,13	
Orná půda [%]	-0,04	-0,23	0,05	-0,28	-0,09	0,05	-0,07	0,10	0,07	-0,07	-0,02	0,01	
TTP [%]	-0,43	-0,11	-0,51	0,37	-0,53	-0,41	-0,52	0,19	-0,60	-0,23	-0,54	0,17	
Lesy [%]	0,45	0,15	0,35	-0,15	0,48	0,34	0,41	-0,23	0,40	0,27	0,41	-0,18	
Zastav. plocha [%]	-0,72	0,13	-0,55	0,50	-0,52	-0,77	-0,52	-0,14	-0,41	-0,82	-0,52	-0,13	

V případě korelační analýzy provedené na souboru dat výsledků retence, kde plošné zastoupení lesa přesahuje 50 % (tab. 22) je opět možné vidět silnou lineární závislost mezi úhrnem srážky H_s a dynamickou/krátkodobou retencí i retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. V tomto případě bylo také dosaženo silné negativní lineární závislosti mezi zastoupením HSP C a retencí dynamickou/krátkodobou, retencí dlouhodobou i retencí celkovou ve všech třech způsobech výpočtu retence povodí. Silná negativní lineární závislost se prokázala také mezi zastoupením zastavěných ploch v povodí a dynamickou i efektivní dlouhodobou retencí. Na rozdíl od předchozích výsledků pro povodí s nižším zastoupením lesních porostů (tab. 21) se zde již neprokázaly významné lineární závislosti jednotlivých složek retence a geometrie povodí, zastoupení lesních porostů a HSP A.

Analýzou vlivu fyzicko-geografických charakteristik na tvorbu povodňového odtoku se u nás také zabýval např. Kašpárek a Krátká (2004), kteří prokázali, že při povodni v srpnu 2002 byl dominantní vliv srážkových úhrnů na výšku povodňového odtoku. Dalším prokazatelným vlivem navyšující odtokové výšky je podíl zemědělsky využívané půdy v povodí. Tento vliv je však řádově slabší než vliv příčinné srážky. Autoři také prokázali, že velikost kulminačního průtoku je ovlivněna především veličinami, které nemůžeme ovlivnit – příčinnou srážkou, stavem nasycenosti povodí, geologicky danou propustností povodí a plochou povodí. Řádově slabší vliv na zvětšování kulminačních průtoků byl prokázán u podílu zemědělsky využívané půdy a urbanizovaných ploch v povodí. Šercl (2009) popisuje jako hlavní příčinu objemu povodňového odtoku a jeho časového rozložení velikost a časové rozložení srážek. Zatímco geomorfologické či půdní

charakteristiky vytvářejí sice důležité, ale z hlediska tvorby povodně jen následné podmínky pro časové rozložení jednotlivých složek odtoku.

Výsledky dosažené v této práci se v zásadě shodují s uvedenými autory a potvrzují, že dominantní vliv na celkovou přirozenou vodní retenci povodí má srážkový úhrn příčinného deště. Dále se u S-O epizod převážně z přívalových srážek potvrdil vliv nasycenosti půdy předchozími srážkami a vliv infiltračních schopností půd (HSP C). U S-O epizod z déle trvajících dešťů a v povodích s nižším zastoupením lesních porostů se projevil také vliv geometrie povodí a částečně také infiltrační schopnosti půdy. U povodí s převahou lesních porostů se k dominantnímu vlivu srážkových úhrnu také přidávají infiltrační schopnosti půdy a zastoupení zastavěných ploch.

Vzájemným porovnáním dosažených výsledků korelační analýzy jednotlivých metod stanovení retence byly pozorovány jen malé rozdíly a ve většině případů si tedy dosažené výsledky odpovídaly a nebyly v logických rozporech. Je tedy možné konstatovat, že volba jedné z těchto tří použitých metod nemá zásadní vliv na prokázání lineární závislosti mezi jednotlivými fyzicko-geografickými parametry a výslednými hodnotami retence povodí.

5.3.2 Vícenásobná lineární regrese

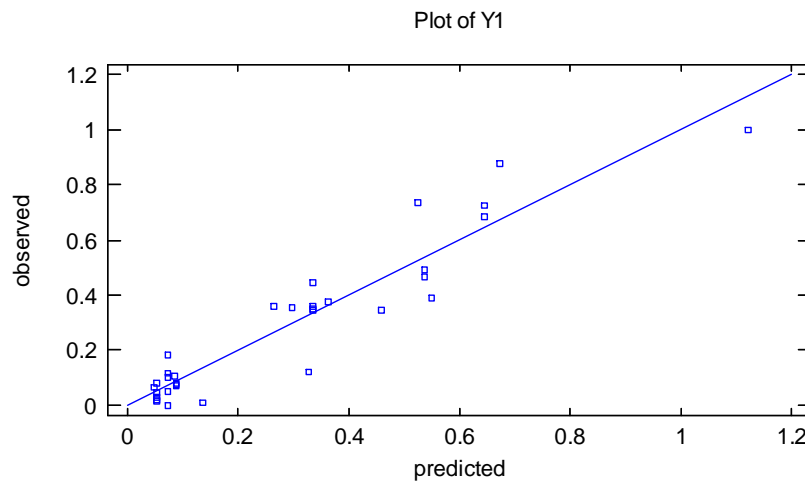
Celkový datový soubor výsledků retence povodí (tab. 16) byl také podroben krokové regresní analýze za účelem stanovení významnosti jednotlivých nezávislých proměnných na tvorbě jednotlivých složek retence povodí (závislých proměnných). Cílem také bylo odhadnout predikční vztah pro jednotlivé složky retence. Regresní analýza byla zpracována v programu Statgraphic. Pro potřeby výpočtu v tomto programu bylo zavedeno označení jednotlivých nezávislých proměnných viz tab. 23.

Tab. 23 Označení jednotlivých nezávislých proměnných v regresním modelu

Označení nezávislé proměnné	Význam nezávislé proměnné	Jednotka
X1	Plocha povodí	km ²
X2	Délka vodního toku	km
X3	Průměrný sklon povodí	%
X4	Index předchozích srážek (IPS ₅)	mm
X5	Délka trvání příčinného deště	mm
X6	Úhrn příčinného deště	mm
X7	HSP A	%
X8	HSP B	%
X9	HSP C	%
X10	HSP D	%
X11	Zastoupení orné půdy v povodí	%
X12	Zastoupení TTP v povodí	%
X13	Zastoupení lesa v povodí	%
X14	Zastoupení zastavěných ploch v povodí	%

Y1 – Rd

$$Y1 = 0,230774 + 0,250634*X2 + 0,787958*X6 - 0,435587*X9 \quad (54)$$



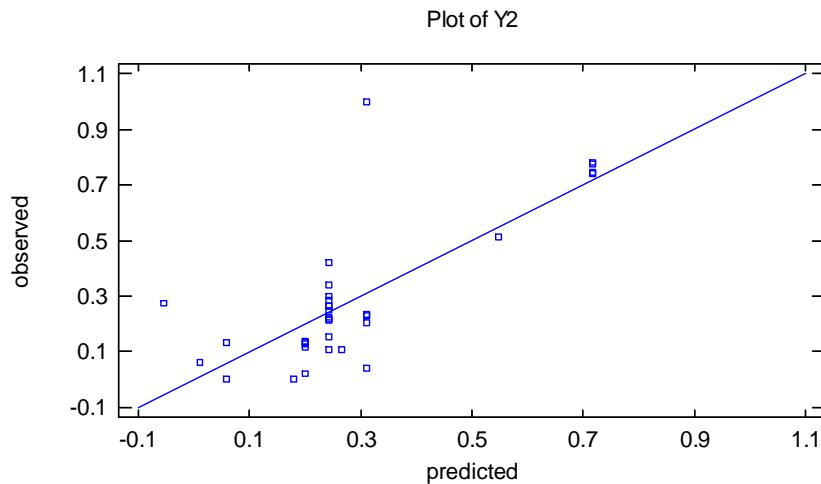
Obr. 52 Závislost hodnot *Rd* předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 88,9 %

Bylo zjištěno, že 88,9 % variability Dynamické retence *Rd* je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y2- Rst

$$Y2 = 0,181449 - 1,76969*X1 + 1,72056*X2 - 0,611481*X3 + 0,272301*X10 \quad (55)$$



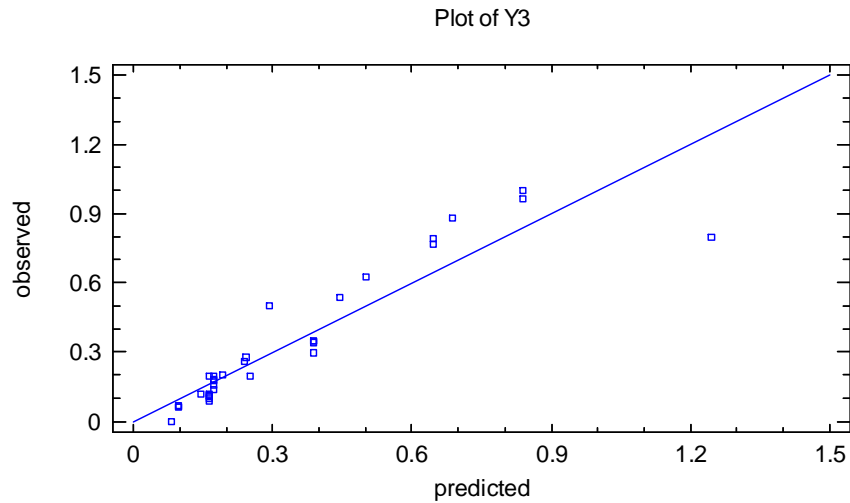
Obr. 53 Závislost hodnot *Rst* předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 57,0%

Bylo zjištěno, že 57 % variability Statické retence *Rst* je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y3 – Rc

$$Y3 = 0,087619 - 0,371756 * X5 + 1,52781 * X6 \quad (56)$$



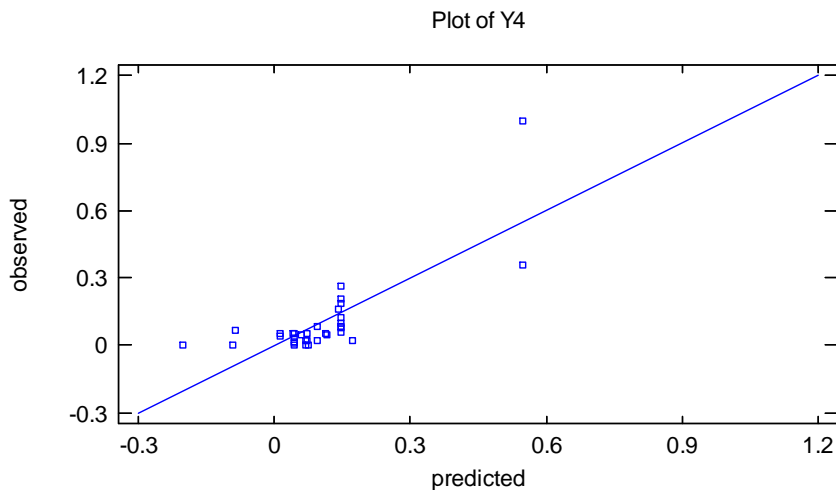
Obr. 54 Závislost hodnot Rc předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 84,3 %

Bylo zjištěno, že 84,3 % variability Celkové retence Rc je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y4 – koeficient δ

$$Y4 = -0,562267 - 0,404805 * X3 + 0,398246 * X8 + 0,45977 * X9 + 0,478017 * X12 + 0,450744 * X13 + 0,252608 * X14 \quad (57)$$



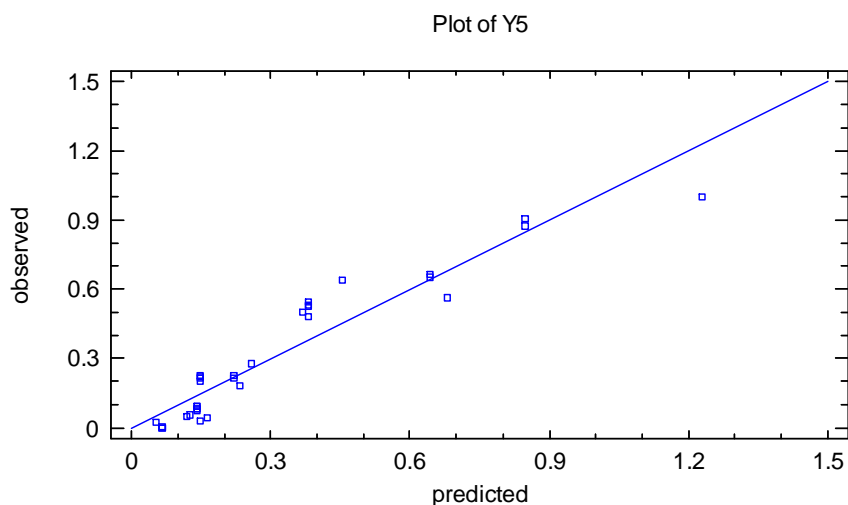
Obr. 55 Závislost hodnot δ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 60,7 %

Bylo zjištěno, že 60,7 % variability Koeficientu δ je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y5 – Rk_{ef} v kulminaci průtoku

$$Y5 = 0,0598038 - 0,479128 * X5 + 1,64959 * X6 \quad (58)$$



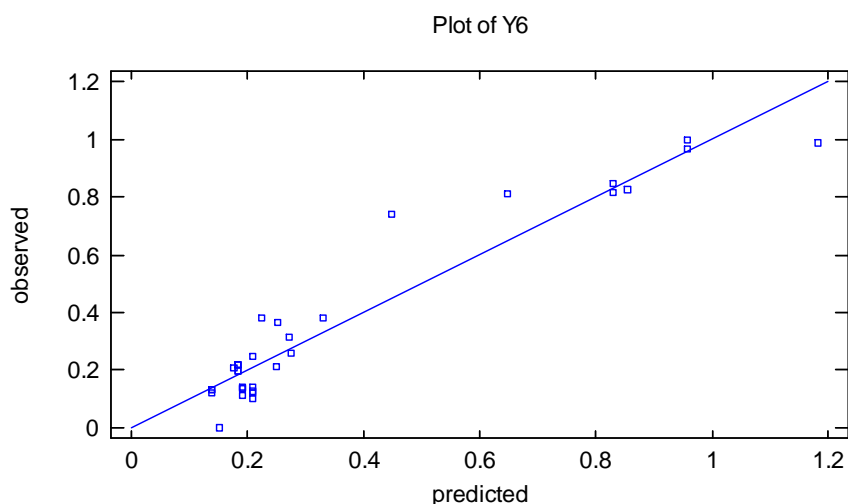
Obr. 56 Závislost hodnot Rk_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 89,3

Bylo zjištěno, že 89,3 % variability Efektivní krátkodobé retence Rk_{ef} v kulminaci průtoku je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y6 – Rd_{ef} v kulminaci průtoku

$$Y6 = 0,252822 - 0,928138 * X1 + 0,948167 * X2 - 0,324878 * X3 + 0,941371 * X6 - 0,196459 * X14 \quad (59)$$



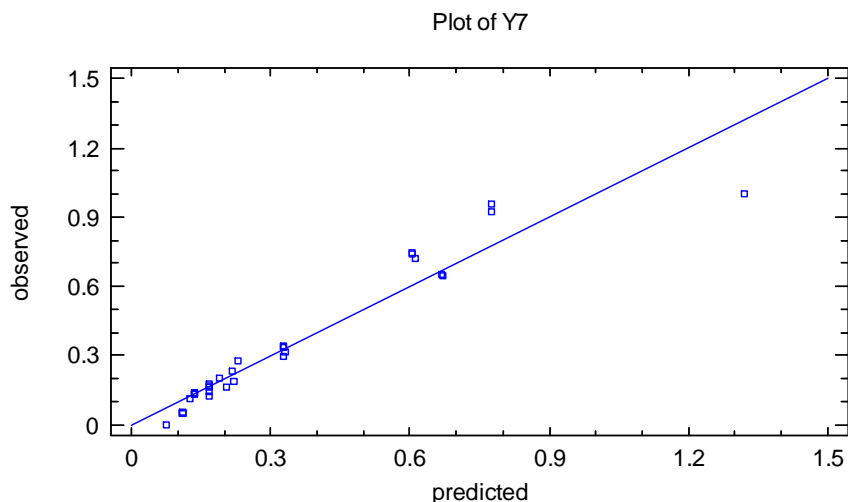
Obr. 57 Závislost hodnot Rd_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 91,3 %

Bylo zjištěno, že 91,3 % variability Efektivní dlouhodobé retence Rd_{ef} v kulminaci průtoku je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y7 – $R_{c_{ef}}$ v kulminaci průtoku

$$Y7 = 0,0742652 + 1,24566 * X6 \quad (60)$$



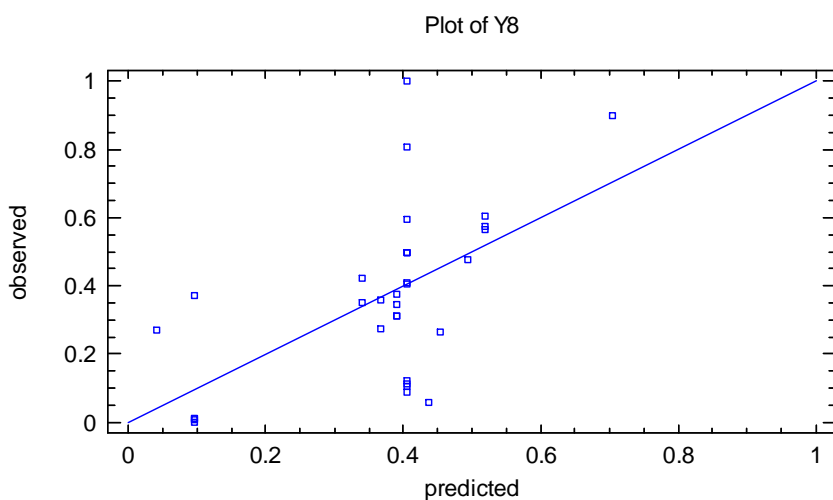
Obr. 58 Závislost hodnot $R_{c_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 91,3 %

Bylo zjištěno, že 91,3 % variability Efektivní celkové retence $R_{c_{ef}}$ v kulminaci průtoku je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y8 – koeficient δ_{ef} v kulminaci průtoku

$$Y8 = 5,68185 - 0,661766 * X1 - 2,76934 * X7 - 4,40631 * X8 - 3,79316 * X9 - 3,23041 * X1 \quad (61)$$



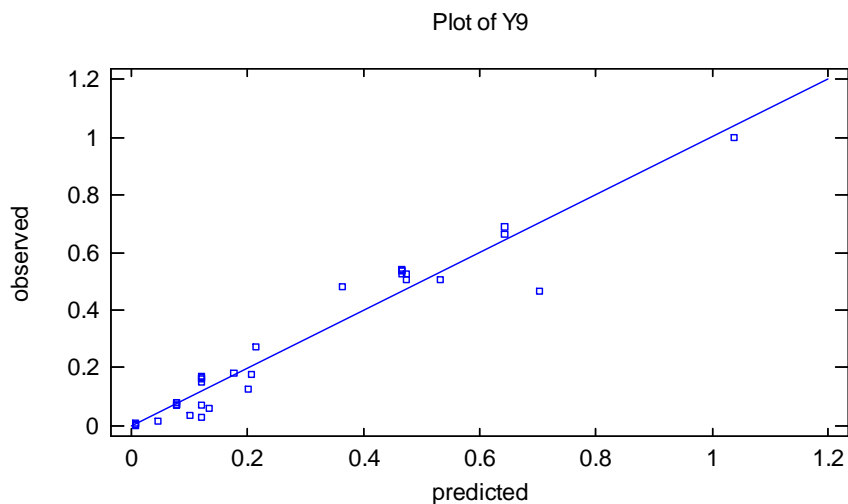
Obr. 59 Závislost hodnot δ_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 34,2 %

Bylo zjištěno, že 34,2 % variability Koeficientu δ_{ef} v kulminaci průtoku je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y9 – Rk_{ef} v kulminaci retence

$$Y9 = -0,140602 + 0,211886 * X4 + 1,16742 * X6 + 0,246315 * X14 \quad (62)$$



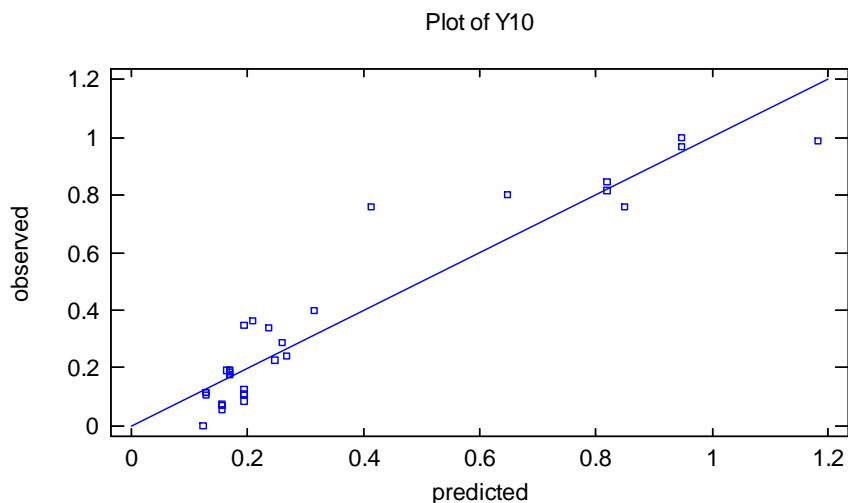
Obr. 60 Závislost hodnot Rk_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 93,7 %

Bylo zjištěno, že 93,7 % variability Efektivní krátkodobé retence Rk_{ef} v kulminaci retence je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y10 – Rd_{ef} v kulminaci retence

$$Y10 = 0,259218 - 0,946403 * X1 + 0,953028 * X2 - 0,331502 * X3 + 0,941786 * X6 - 0,231086 * X14 \quad (63)$$



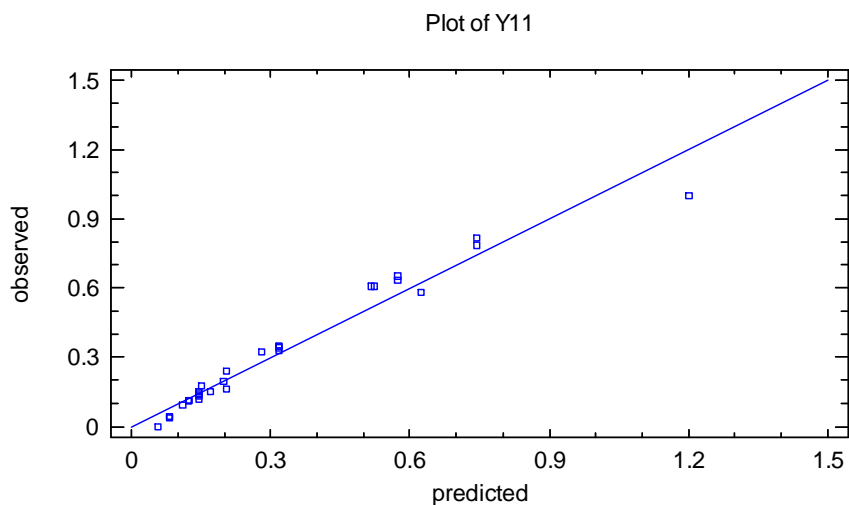
Obr. 61 Závislost hodnot Rd_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 89,4 %

Bylo zjištěno, že 89,4 % variability Efektivní dlouhodobé retence Rd_{ef} v kulminaci retence je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y11 – $R_{c_{ef}}$ v kulminaci retence

$$Y11 = 0,0582933 - 0,155826 * X5 + 1,29922 * X6 \quad (64)$$



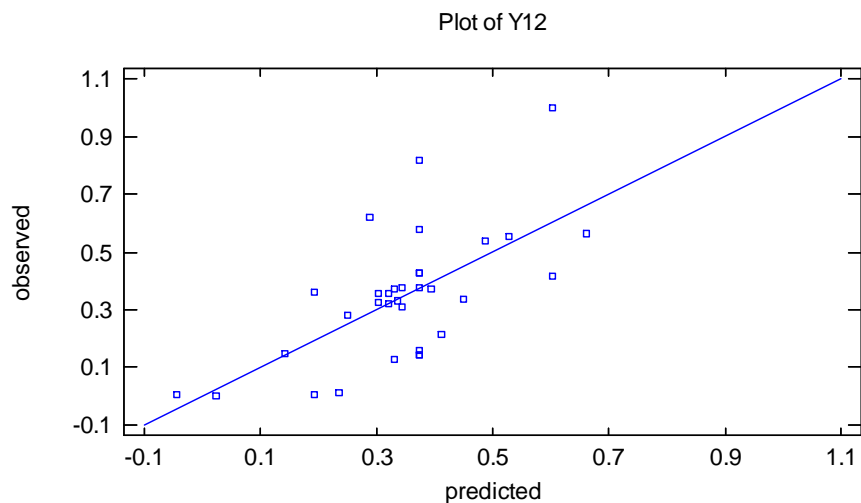
Obr. 62 Závislost hodnot $R_{c_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 95,8 %

Bylo zjištěno, že 95,8 % variability Efektivní celkové retence $R_{c_{ef}}$ v kulminaci retence je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Y12 – koeficient δ_{ef} v kulminaci retence

$$Y12 = -1,94691 - 0,435679 * X1 + 2,18537 * X11 + 2,45708 * X12 + 2,15413 * X13 \quad (65)$$



Obr. 63 Závislost hodnot δ_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených

R-squared = 42,2 %

Bylo zjištěno, že 42,2 % variability Koeficientu δ_{ef} v kulminaci retence je v daném vstupním souboru tímto modelem vysvětleno.

Sestavenými regresními modely byla stanovena významnost jednotlivých fyzicko-geografických parametrů na tvorbě jednotlivých složek retence povodí u všech tří způsobů výpočtu. Nejvýznamnější z nich pro jednotlivé složky retence jsou uvedeny v tab. 24.

Tab. 24 Seznam nejvýznamnějších nezávislých proměnných

Závislá proměnná Y	Nezávislé proměnné X	<i>Rsq</i> [%]
Y1 – <i>Rd</i>	+X2, +X6, –X9	88,9
Y2 – <i>Rst</i>	–X1, +X2, –X3, +X10	57,0
Y3 – <i>Rc</i>	–X5, +X6	84,3
Y4 – koef. <i>Rst/Rd</i>	–X3, +X8, +X9, +X12, +X13, +X14	60,7
Y5 – <i>Rk_{ef}</i> v kulm. průtoku	–X5, +X6	89,3
Y6 – <i>Rd_{ef}</i> v kulm. průtoku	–X1, +X2, –X3, +X6, –X14	91,3
Y7 – <i>Rc_{ef}</i> v kulm. průtoku	+X6	91,3
Y8 – koef. <i>Rd_{ef}/Rk_{ef}</i> v kulm. průtoku	–X1, –X7, –X8, –X9, –X10	34,2
Y9 – <i>Rk_{ef}</i> v kulm. retence	+X4, +X6, +X14	93,7
Y10 – <i>Rd_{ef}</i> v kulm. retence	–X1, +X2, –X3, +X6, –X14	89,4
Y11 – <i>Rc_{ef}</i> v kulm. retence	–X5, +X6	95,8
Y12 – koef. <i>Rd_{ef}/Rk_{ef}</i> v kulm. retence	–X1, +X11, +X12, +X13	42,2

Z uvedených výsledků je patrné, že se na tvorbě celkové/efektivní, celkové a dynamické/dlouhodobé retenci nejvýznamněji podílí celkový úhrn srážky (X6). Toto zjištění tak potvrzuje výsledky korelační analýzy, kdy pro tyto proměnné byla prokázána silná lineární závislost. Na tvorbě retence statické/dlouhodobé se nejvýznamněji podílí geometrické parametry povodí, jako délka vodního toku (X2), plocha povodí (X1) a sklon povodí (X3). V případě dlouhodobé efektivní retence se také projevuje vliv celkového úhrnu srážky (X6). Na velikosti koeficientu poměru retence δ a koeficientu poměru efektivní retence δ_{ef} se dle dosažených výsledků nejvýznamněji podílí parametry krajinného pokryvu, jako plošné zastoupení TTP (X12) a lesních porostů (X13) v povodí. Tyto výsledky odpovídají dosaženým hodnotám koeficientu δ a δ_{ef} viz tab. 16, který se zvyšuje s narůstajícím plošným zastoupením TTP a lesních porostů v rámci jednotlivých simulovaných scénářů v povodí Jičinky a Němčického potoka. Variabilita koeficientů δ a δ_{ef} však není zcela dostatečně těmito regresními modely vysvětlena.

Ve výzkumném projektu EP9153 – „Hodnocení retenční vodní kapacity půd a krajiny při povodních a možnosti jejího zvyšování“ bylo dosaženo z části odlišných výsledků. Za nejvýznamnější faktory podílející se v tvorbě jednotlivých složek efektivní retence byly stanoveny faktory krajinného pokryvu (poměrné zastoupení orné půdy, lesních porostů a TTP), dále pak sklonitost povodí a také průměrná výška povodňové srážky.

Vzájemným porovnáním dosažených výsledků regresní analýzy jednotlivých metod stanovení retence byly pozorovány jen malé rozdíly a ve většině případů si tedy dosažené výsledky odpovídají a nejsou v logických rozporech. Je tedy možné konstatovat, že volba jedné z těchto tří použitých metod nemá zásadní vliv na prokázání významnosti jednotlivých fyzicko-geografických parametrů povodí na tvorbu přirozené vodní retence.

6 ZÁVĚR A PŘÍNOS DISERTAČNÍ PRÁCE PRO ROZVOJ VĚDNÍ DISCIPLÍNY

Disertační práce je zaměřena na kvantifikaci přirozené vodní retenční schopnosti krajiny při povodni. V práci byly s využitím GIS nástrojů analyzovány fyzicko-geografické faktory povodí významně ovlivňující retenci vody v povodí a její složky. Pro potřeby kvantifikace jednotlivých složek retence povodí při povodni byly vybrány dvě původní metody hodnocení, přičemž způsob vyhodnocení u metody tzv. efektivní retence byl v této práci modifikován. Retence povodí při povodni tak byla v této práci kvantifikována třemi způsoby.

Jako první je využita metoda modelu lineárních nádrží, jejíž princip je podrobněji popsán Švihlou a kol. (2007a, 2007b). Metoda vychází z principu hydrologické bilance a principu plnění a prázdnění nádrže. Jako druhá je využita metoda tzv. efektivní retence, která je podrobně popsána Dumbrovským a kol. (1998). Tato metoda vychází z bilancování objemů srážek a objemů odtoku ve zvolených časových krocích. Metoda se zaměřuje podrobněji na vnitřní průběh povodňové vlny. Třetí použitá metoda v principu odpovídá metodě druhé, avšak hodnota efektivní retence není stanovena v kulminaci celkové retence, jako v původní metodě, ale je stanovena v okamžiku kulminace průtoku.

Po kvantifikaci jednotlivých složek retence povodí uvedenými metodami bylo přistoupeno ke statistickému zpracování dosažených výsledků za účelem prokázání významnosti jednotlivých fyzicko-geografických faktorů povodí na tvorbě jednotlivých složek retence povodí. Pro toto hodnocení byla využita korelační analýza a vícenásobná regresní analýza, kterou bylo také možné vytvořit predikční vztahy pro jednotlivé složky retence povodí u všech tří použitých metod výpočtu.

Přirozená vodní retenční schopnost krajiny byla kvantifikována na 11 vybraných povodích, na kterých bylo hodnoceno 17 měřených S-O epizod v různých časových údobích. Dále byly sestaveny 3 matematické S-O modely jimiž byly provedeny simulace scénářů změn krajinného pokryvu, jak pozitivních, tak negativních. V povodí Jičínky byly simulovány 3 scénáře a v povodí Němčického potoka na každém sestaveném modelu byly simulovány 4 scénáře. V práci byly také využity již dříve provedené simulace scénářů změn krajinného pokryvu, Kovářem a Korytářem v povodí Všemínky (Kovář a Korytář, 2001) a Starým v povodí Čížiny (Dumbrovský a kol, 2007). Celkově včetně simulací bylo v práci zpracováno a vyhodnoceno 33 S-O epizod.

Výsledky dosažené v této práci lze shrnout následovně:

- I. Z výsledku srážko-odtokového modelování je patrné, že z hlediska vlivu krajinného pokryvu na odtokové charakteristiky je rozhodující doba opakování příčinné srážky, resp. průtoku (s rostoucí dobou opakování klesá míra vlivu), míra nasycenosti povodí předchozími srážkami a charakter příčinné srážky.

- II. Dosažené výsledky retenční schopnosti povodí ukazují, že i v případě povodňových situací s delší dobou opakování je význam přirozené retence povodí při transformaci povodňových průtoků nezanedbatelný. Výsledky prokazují, že je také velmi důležité zabývat se při hodnocení retenční schopnosti krajiny poměrem složek retence. V případech provedených simulací změn krajinného pokryvu je možné pozorovat, že i přes relativně malé změny celkové retence dochází k významným změnám v poměru statické/dlouhodobé a dynamické/krátkodobé retence.
- III. U všech skupin hodnocených výsledků byla prokázána nejsilnější lineární závislost mezi celkovým úhrnem příčinné srážky H_s a jednotlivými složkami retence u všech třech způsobů výpočtu. U S-O epizod z déle trvajících dešťů a v povodích s nižším zastoupením lesních porostů se projevil také vliv geometrie povodí na jednotlivé složky retence a částečně také infiltrační schopnosti půdy. U povodí s převahou lesních porostů se k dominantnímu vlivu srážkových úhrnů také přidávají infiltrační schopnosti půdy a zastoupení zastavěných ploch v povodí.
- IV. Vícenásobná regresní analýza potvrdila výsledky korelační analýzy a také přiřadila největší významnost na tvorbě celkové retence celkovému srážkovému úhrnu H_s . Na tvorbě retence statické/dlouhodobé se nejvýznamněji podílí geomorfologické parametry povodí, jako délka vodního toku, plocha povodí a sklon povodí. Na velikosti koeficientu poměru retence δ a koeficientu poměru efektivní retence δ_{ef} se dle dosažených výsledků nejvýznamněji podílí parametry krajinného pokryvu, jako plošné zastoupení TTP a lesních porostů v povodí.
- V. Vzájemným porovnáním dosažených výsledků jak korelační, tak regresní analýzy jednotlivými metodami výpočtu přirozené vodní retence povodí byly pozorovány jen malé rozdíly a ve většině případů si tedy dosažené výsledky odpovídaly a nebyly v logických rozporech. Je tedy možné konstatovat, že volba jedné ze tří použitých metod nemá zásadní vliv na prokázání významnosti jednotlivých fyzicko-geografických parametrů povodí na tvorbu přirozené vodní retence.

Při formulaci závěrů na základě dosažených výsledků v této práci je potřeba si také uvědomit, že do výpočtu přirozené retenční schopnosti povodí při povodni vstupuje řada nejistot. Jedná se především o nejistoty ve vstupních datech jak průtoků, tak především srážek. Chyby v měření průtoků v měrných stanicích se běžně pohybují kolem 10 % a u měření srážek ve srážkoměrných stanicích ještě více (např. účinek větru). Dalším zjednodušením je předpoklad rovnoměrného rozložení srážek po celé ploše povodí. Další nejistotu ovlivňující výsledné hodnoty retence povodí, jsou přijatá zjednodušení v rámci použitých metod v procesu tvorby S-O modelů. V neposlední řadě je také nejistotou určitá míra subjektivity, která se nejvíce projevuje při identifikaci významných bodů hydrogramu (obr. 26 a 28) u všech použitých metod výpočtu. V řešené práci se bylo možné zabývat pouze omezeným množstvím S-O epizod. S tímto ohledem je také nutné vnímat dosažené výsledky a z nich odvozené závěry v této práci.

Přínosy práce:

Výsledky této práce jsou příspěvkem k rozvoji poznání v oblasti problematiky spojené s retenční schopností krajiny a vlivu krajinného pokryvu na odtok vody z povodí. V práci byly definovány (stanoveny) významnosti jednotlivých fyzicko-geografických parametrů povodí na tvorbě přirozené retence povodí, jejichž znalost umožní predikci retenční schopnosti povodí při různých hypotetických zátěžových stavech. V práci byl také nově definován tzv. koeficient poměru retence δ a koeficient poměru efektivní retence δ_{ef} , který je také významným ukazatelem vlivu změn krajinného pokryvu na retenční schopnost krajiny při povodni.

Náměty pro další výzkum:

Pro další rozvoj této problematiky by bylo vhodné rozšířit datový soubor o další S-O epizody na dalších malých povodích, za účelem provedení statistického vyhodnocení významnosti jednotlivých fyzicko-geografických parametrů povodí na tvorbu retence povodí s obecnější platností dosažených výsledků. Vhodné by také bylo podrobit samostatné analýze S-O epizody s kratší dobou opakování např. kratší než 20 let.

S ohledem na finanční i časovou náročnost pořízení dat potřebných pro naplnění cílů této práce již nebyly využity data intenzit srážek měřených prostřednictvím meteorologických radarů. V práci byly také hodnoceny historické povodňové události, pro které by tato data nebyla vůbec dostupná. Jejich využití by alespoň částečně omezilo nejistoty vznikající při použití dat ze sítě pozemních srážkoměrných stanic, která není dostatečně hustá pro přesnější popis průběhu srážek na celé ploše řešeného povodí.

V povodích s existujícím nakalibrovaným S-O modelem by bylo možné se dále zabývat vlivem plošné distribuce navrhovaných přírodně blízkých protierozních a protipovodňových opatření na retenci povodí a její složky, což by vedlo k dalšímu zefektivňování návrhu těchto opatření.

Při simulacích S-O modelem byly řešeny nedostatky použité metody SCS CN především na poklesové větvi hydrogramu, kde byly hodnoty průtoků podhodnocovány. Metoda předpokládá neměnné nasycení povodí v průběhu povodňové epizody, či se po celou dobu trvání povodňové epizody uvažuje s počáteční ztrátou. Jistě by pro proces S-O modelování bylo přínosné tyto nedostatky odstranit, např. zavedením časové proměnlivosti zmíněných parametrů výpočtu v průběhu S-O epizody.

7 SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

- ANTON, Z., SARGA, K. a SLEPIČKA, F. *Moderní hydrologické metody pro hydrogeologické testování a bilancování*. MON, Praha. 1989.
- BECKER, A. a SERBAN, P. Hydrological models for water – resources system design and operation. *Operational Hydrology Report* No. 34, WMO, Geneva, 1990. 80 s.
- BERAN, J. *Základy vodního hospodářství*. Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování. Fakulta životního prostředí., Praha: ČZU, 2009. 146 s.
- BERGSTRÖM, S. *The HBV model*. In: Singh, V. P. (Ed.) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resource Publications, Highland Ranch. 1995. S. 443–476.
- BEVEN, K.J. On the generalized kinematic routing method. *Water Resources Research*. 1979, vol. 15(no. 5), 1238–1242.
- BEVEN, K.J. *Rainfall – runoff modelling: The Primer*. John Wiley and Sons. Chichester: Wiley, 1996. 360 s. ISBN 978-0-470-86671-9.
- BÍZEK, V., FOLTÝN, I., HELOVÁ, S., JENÍČEK, M., KOBLÍŽKOVÁ, E., KODEŠOVÁ, R., MERTL, J., NESMĚRÁK, I., NONDEK, L. a RATINGER, T. *Aplikace modelů v oblasti životního prostředí*. Praha: CENIA, 2011, 280 s.
- BLÖSCHL, G. a GRAYSON, R. *Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung. Wiener Mitteilungen 164: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose*. 2002. s. 33–55.
- BOSCH, J.M. a HEWLETT, J.B. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 1982, vol. 55(no. 1–4), 3–23.
- BRÁZDIL, R., KIRCHNER, K. a kol. *Vybrané přírodní extrémny a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku*. 1. vyd, Masarykova univerzita, ČHMÚ, Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Brno-Praha-Ostrava, 2007, 431 s. ISBN 978-80-210-4173-8.
- BUTTLE, J.M. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*. 1994, 16–41.
- BRUN, S.E. a BAND, L.E. Simulating runoff behavior in an urbanizing watershed. *Computers, Environment and Urban Systems*. 2000, vol. 24 (no. 1), 5–22.
- CLARKE, R.T. Mathematical models in hydrology. *Irrigation and Drainage paper*. 1973. No. 19. FAO. Rome.
- ČHMÚ. *Hlásná a předpovědní povodňová služba* [online]. 2014 [cit. 2014-07-23]. Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_main.php
- DAŇHELKA, J. a kol. *Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR*. Praha, 2003. ISBN 80-86690-03-2.

- DAŇHELKA, J. *Operativní hydrologie: hydrologické modely a nejistota předpovědí*. Sborník prací ČHMÚ. Praha, 2007, 104 s.
- DINGMAN, S.L. *Physical Hydrology*, 2nd. ed. Upper Saddle river: Prentice Hall. 2002. ISBN 0-13-099695-5.
- DOŠEK, J. a HOLLAN, J. *Climate Change and Water*. Technical paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change 210 s. Změna klimatu a voda. Exekutivní shrnutí. 2008. 2 s.
- DUMBROVSKÝ, M., PODHRAZSKÁ, J., PRUDKÝ, J., SPITZ, P. a UHLÍŘOVÁ, J. *Rozbor retenčního potenciálu povodí řeky Opavy s analýzou zastoupení a plošného rozmístění kultur*. Dílčí zpráva projektu Vyhodnocení povodňové situace v červenci 1997. Praha: VÚMOP, 1998, 25 s.
- DUMBROVSKÝ, M. a kol. *Návrh strukturálního řešení protierozních a protipovodňových opatření v povodí Horní Opavy: Část B - Návrhy protierozních a protipovodňových opatření v ploše povodí a návrhy retenčních nádrží*. 2007, 163 s.
- DUMBROVSKÝ, M. *Geografické informační systémy*. Studijní opora CS02. Brno: VUT. 2009, 140 s.
- ECKHARDT, K. How to Construct Recursive Digital Filters for Baseflow Separation. *Hydrological Processes*. 2005, vol. 19(no. 2), 507–515.
- ELIÁŠ, V., KUBÍK, F., LICHNER, L., PRAŽÁK, J., SYROVÁTKA, O., ŠÍR, M. a TESAŘ, M. *Retenčně evapotranspirační jednotka*. In: Hydrologické dny 2000. Plzeň: ČHMÚ, 2000, s. 299–306. ISBN 80-85813-76-9.
- ELIÁŠ, V., TESAŘ, M., ŠÍR, M. a SYROVÁTKA, O. *Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí* [Stability and extremalization of hydrologic cycle in head water areas]. In: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina, PATERA A. (ed.) Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha, 2002, s. 363–385.
- ESRI. *ArcGIS for Desktop 9 Evaluation Help* [online]. 2009 [cit. 2013-04-21]. Dostupné z: www.esri.com/software/arcgis/eval-help/arcgis-931.
- ESRI. *ArcGIS Desktop 9.3 Help* [online]. 2011 [cit. 2013-05-25]. Dostupné z: <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=How%20Fill%20works>.
- FADRNA, M. a HRABĚ, F. *Rozdíly v infiltrační schopnosti drnu trávnických druhů trav*. In: Povodně a krajina 1997. Sborník posterů. Brno, 1997.
- FÁREK, V. a UNUCKA, J. *Modelování povrchového odtoku v extrémním reliéfu*. In sborník symposia 4 vH 1/2014 GIS Ostrava, Ostrava, VŠB-TUO. 2010, 9 s. ISBN 978-80-248-2171-9.
- FELDMAN, A.D. (Ed.). *Hydrologic Modeling System HEC-HMS Technical Reference Manual*. US Army Corps of Engineers. Washington, 2000. 149 s. Dostupný z [www](http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/documentation.html): <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/documentation.html>.

- FREDERICKSON, G.C. a CRISS, R.E. Isotope hydrology and residence times of the unimpounded Meramec River Basin, Missouri. *Chemical geology*. 1999, vol. 157(no. 3–4), 303–317.
- GIBBS, W.J. a kol. *Drought. Special Environmental Report No. 5*. WMO, Geneva. 1975. 113 s.
- GIBSON, J.J., PRICE, J.S., ARAVENA, R., FITZGERALD, D.F. a MALONEY, D. Runoff generation in a hypermaritime bog-forest upland. *Hydrological processes*. 2000, vol. 14(no. 15), 2711–2730.
- GRAYSON, B.R., ARGENT, R.M., NATHAN, J.R., MCMAHON, T.A. a MEIN, R.G. *Hydrological recipes: estimation techniques in Australian hydrology*. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1996. 125 s.
- HALFORD, K.J. a MAYER, G.C. Problems associated with estimating groundwater discharge and recharge from streamdischarge records. *Ground Water*. 2000, vol. 38(no. 3), 331–342.
- HANEL, M. a kol. *Odhad dopadů klimatické změny na hydrologickou bilanci v ČR a možná adaptační opatření*. Praha, 2011, 108 s., ISBN 978-80-87402-22-1.
- HARDYNOVÁ, K. *Modelování vlivu změn krajinného pokryvu na povrchový odtok v povodí řeky Jičínky*. Ostrava, 2012. 94 s. Diplomová práce. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Hornicko-geologická fakulta, Institut geoinformatiky.
- HAVLÍČEK, M. *Význam starých map pro studium změn krajiny v okrese Hodonín*. Brno, 2013. 280 s. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita.
- HEWLETT, J. D. *Principles of forest hydrology*. Athens, University of Georgia Press. 1986, 183 s. ISBN 978-0820323800.
- HEC - *Hydrologic Engineering Center*. US Army Corps of Engineers [online]. 2010 [cit. 2010-06-13]. Dostupné z: <http://www.hec.usace.army.mil/>
- HENDL, J. *Přehled statistických metod zpracování dat: analýza a metaanalýza dat*. 1.vyd. Praha: Portál, 2004, 583 s. ISBN 80-7178-820-1.
- HERBER, V. a SUDA, J. *Cvičení z fyzické geografie I. - hydrologie*. 1. vyd. Plzeň: PF ZČU, 1994, 93 s.
- HERYNEK, J. *Reálné možnosti zvyšování retence lesních půd*. In: Sborník Krajina, meliorace a vodní hospodářství na přelomu tisíciletí. Brno, 1999.
- HOLEC, M. *Chybějící a odlehlé hodnoty; odstranění odlehlých hodnot pomocí algoritmu k-means*. Návod ke druhému cvičení. Praha: ČVUT, 2011, 5 s.
- HORÁČEK, KAŠPÁREK a kol. *Možnosti zmírnění současných důsledků klimatické změny zlepšením akumulací schopnosti v povodí Rakovnického potoka*. Praha: VÚV TGM, 2011, 164 s. ISBN 978-80-87402-14-6.
- HRÁDEK, F. a KUŘÍK, P. *Hydrologie*. Praha: Česká zemědělská univerzita, 2002, 271 s.

CHANG, M. *Forest hydrology*. 2nd edition. London, Taylor & Francis, 2006, 474 s. ISBN 978-0849353321.

CHMELOVÁ, R. *Historická a environmentální analýza změn využití krajiny a jejich vliv na odtokové poměry v povodí*. Ostrava, 2006. 126 s. Disertační práce. Ostravská univerzita, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.

CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. a MAYS, L.W. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering. McGraw-Hill: New York. 1988. ISBN 0-07-010810-2. xiii, 572 pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976 s. ISBN 978 0521 70597-4.

JANEČEK, M. a kol. *Ochrana zemědělské půdy před erozí: Metodika*. Praha: ČZU, 2012. ISBN 978-80-87451-42-9.

JENÍČEK, M. *Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích*. Článek ze sborníku Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko. Praha: PřF UK, 2005, s. 112–126.

JENÍČEK, M. *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Praha, 2009. 141 s. Disertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie.

KADLECOVÁ, R. a kol. *Oceňování velikosti zdrojů podzemních vod*. In Sborník geologických věd, Hydrogeologie, inženýrská geologie. Česká geologická služba. Praha, 2010. ISSN 0036-5270.

KALETA, S. *Porovnání přirozené vodní retence vybraných povodí*. In: Sborník příspěvků ze 7. konference Hydrologické dny. 2005. ISBN 80-88907-53-5.

KALVOVÁ, J. a kol. *Národní klimatický program ČR svazek 32: Scénáře změny klimatu na území České republiky a odhady dopadů klimatické změny na hydrologický režim, sektor zemědělství, sektor lesního hospodářství a na lidské zdraví v ČR*, Praha, 2002. 151 s. ISBN 80-86690-01-6.

KANTOR, P. a ŠACH, F. *Možnosti lesů při tlumení povodní*. Lesnická práce. 2002, sv. 81(č. 11), 493–495. ISSN 0322-9254.

KANTOR, P. *Lesy a povodně*. Souhrnná studie. Praha: MŽP, 2003, 48 s.

KASPRZAK, K. *Vliv fyzikálních vlastností agropedosféry na tvorbu zásob podzemních vod*. Závěrečná zpráva dílčího výzkumného úkolu II-5-5/02. VVÚVSH – VUT, Brno. 1990.

KASPRZAK, K., HEJDUK, K, S. a HRÁBĚ, F. *Vliv některých zemědělských plodin na povrchový odtok z dešťů*. In: Hydrologická bilance a možnosti zvyšování složek retence a akumulace vody. Sborník přednášek. Praha, 1998.

KAŠPÁREK, L. a kol. *Vliv klimatických změn na množství a kvalitu vodních zdrojů a na hydrologické poměry v ČR*. Závěrečná zpráva úkolu VaV/650/3/02. Praha: VÚV TGM, 2003, 192 s.

KAŠPÁREK, L. a KRÁTKÁ, M. *Analýza vlivu fyzicko-geografických charakteristik na tvorbu povodňového odtoku a sestavení publikace o povodni 2002*. Závěrečná zpráva VaV-SK/650/1/04. Praha: VÚV TGM, 2004, 35 s.

KESSL, J. a KNĚŽEK, M. *Metody výpočtu základního odtoku*. *Podzemní voda*. 2000, vol. 6(no. 2/2000), 52–58. ISSN 1335-1052.

KILLE, K. *Das Verfahren MoNQ*. – Z. deutsch. geol. Ges., Sonderheft Hydrogeologie Hydrochemie, Hannover, 1970, 89–95.

KLINER, K. a KNĚŽEK, M. *Metoda separace podzemního odtoku při využití pozorování hladiny podzemní vody*. *Vodohospodářský časopis SAV*. 1974, č. 5(sv. 22), Bratislava.

KLINER, K., KNĚŽEK, M. a OLMER, M. *Využití a ochrana podzemních vod*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1978, 295 s.

KLÖCKING, B. a HABERLANDT, U. *Impact of land use changes on water dynamics - a case study in temperate meso and macroscale river basins*. *Physics and Chemistry of the Earth*, Parts A/B/C. 2002, vol. 27(no. 9-10), 619–629.

KNĚŽEK, M. *Podzemní složka odtoku*. Práce a studie VÚV TGM, seš. 171. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1988.

KODEŠOVÁ, R. *Modelování v pedologii*. Katedra pedologie a ochrany půd. Praha: ČZU, 2012, 152 s.

Kol. ČHMÚ. *Hydrologická bilance množství a jakosti vody České republiky*. Praha, 2012, 160 s.

KOVÁŘ, P. *Možnosti určování návrhových průtoků na malých povodích modelem KINFIL*. *Vodohospodářský Časopis*. 1992, vol. 40(no.2), 197–220.

KOVÁŘ, P. *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích*. LF ČZU, Praha, 1994. (Doktorská práce).

KOVÁŘ, P. a KORYTÁŘ, M. *Aplikace srážko-odtokových modelů Kinfil a Fourier na povodí Všeminky a Opavice*. Praha, 2001, 42 s.

KOVÁŘ, P., CUDLÍN, P., HEŘMAN, M., ZEMEK, F. a KORYTÁŘ, M. *Analysis of flood events on small river catchments using KINFIL Model*. *Journal of Hydrology and Hydromecanics*. 2002, vol. 50, 157–171.

KOVÁŘ, P., DVOŘÁKOVÁ, Š. a KUBÁTOVÁ, E. *Possibilities in using the direct runoff model KINFIL for a road network design*. *Soil and Water Research*. 2006, 49–56.

- KRAIJENHOFF, VAN DE LEUR, SCHULZE, F.E. a O'DONNELL, F. *Recent trends in hydrograph synthesis*. In: Proc. of Technical meeting 21. The Hague: Comm. for hydrological research T. N. O. 1966, vol. 13, 103 s.
- KREŠL, J. Vliv lesa na utváření odtoku při přívalových a dlouhotrvajících deštích. *Lesnická práce*. 1999, vol. 78, 501–503.
- KREŠL, J. *Hydrologie*. Brno: MZLU, 2001, 128 s.
- KŘÍŽ, H. *Hydrologie podzemních vod*. Praha: Československá akademie věd, 1983, 292 s.
- KULHAVÝ, Z. a KOVÁŘ, P. *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. Praha: VÚMOP, 2000, 96 s. ISSN 1211-3972.
- KULHAVÝ, Z., DOLEŽAL, F. a SOUKUP, M. *Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů*. Vědecké práce VÚMOP. Praha: VÚMOP, 2001, 29–52.
- KUTÍLEK, M., *Vodohospodářská pedologie*. SNTL/ALFA, Praha, Bratislava, 1978, 296 s.
- KVÍTEK, T. Povodně a retence vody v krajině. *Zemědělec*. 2013, vol. 33/2013.
- LANGBEIN, W.B. a DAWDY, D.R. Occurrence of dissolved solids and river flow. *Water Resources Research*. 1976, vol. 12.
- LICHNER, L., ŠÍR, M. a TESAŘ, M. *Testování retenční schopnosti půdy*. In: Aktuality šumavského výzkumu II. Srní, 2004, s. 63–67.
- LYNE, V. a HOLLICK, M. *Stochastic time-variable rainfall-runoff modeling*. In Proceedings of Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers Australia, Perth, 1979, s. 89–92.
- MACK, M. J. HER – Hydrologic evaluation of runoff; The Soil Conservation Service Curve Number technique as an interactive computer model. *Computers & Geosciences*. 1995, vol. 21(no. 8), 929–935.
- MACKŮ, J. *Problematika stanovení hydrologických skupin půd v lesích*. In: FIALOVÁ, J., ed.: *Krajinné inženýrství 2012*. Praha: Ministerstvo zemědělství, 2012. s. 15–22. ISBN 978-80-87384-03-9.
- MALÁ, L. *Současné problémy kulturní krajiny v povodí řeky Fryšávky*. In. 4. Odborná konference doktorského studia. Brno, VUT v Brně. 2002. ISBN 80-214-2067-7.
- MEŠKO, D. Normalizace dat pro neuronovou síť GAME. Praha: České vysoké učení technické v Praze, Fakulta elektrotechnická, 2008, 45 s.
- MIODUSZEWSKI, W. Reconstruction of Retention Capacity of Small River Basins as a Protection against Floods and Draughts. *International Agrophysics*. 1998, no. 12, 259–269.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. a VERDIN, J.P. *Extension of the Soil Conservation Service Rainfall-Runoff Methodology for Ungauged Watersheds - Colorado, USA*, 1981.

- MRKVIČKA, J., ŠANTRŮČEK, J. a VESELÁ, M. *Retence a akumulace vody v zemědělské krajině*. In: Hydrologická bilance a možnosti zvyšování složek retence a akumulace vody. Sborník přednášek. Praha, 1998.
- NUNES, J.P., DE LIMA, J.L.M.P., SINGH, V.P., DE LIMA, M.I.P. a VIEIRA, G.N. Numerical modeling of surface runoff and erosion due to moving rainstorms at the drainage basin scale. *Journal of Hydrology*. 2006, vol. 330(no. 3–4), s. 709–720. ISSN 0022-1694.
- NYPL, V. a KURÁŽ, V. *Hydrologie a pedologie*. Praha: VŠCHT, 1992, 293 s.
- O'CONNOR, K.M.. A discrete linear cascade model for hydrology. *Journal of Hydrology*. 1976, 29, 203–242. ISSN 0022-1694.
- OLSSON, L. a PILESJÖ, P.: *Approaches to spatially distributed hydrological modelling in a GIS environment*. In: Skidmore & Basiansson: Environmental Modelling with GIS and Remote Sensing, Taylor & Francis, London, 2002, 268 s.
- PASÁK, V., JANEČEK, M. a ŠABATA, M. *Ochrana zemědělské půdy před erozí. Metodiky*. Praha: ÚVTIZ, 1983, 77 s.
- PAPÁNEK, F. *Teória a prax funkčne integrovaného lesného hospodárstva*. Lesnické štúdie, 29. Zvolen: VÚLH, 1978, 218 s.
- PEKÁROVÁ, P. a PEKÁR, J. The impact of land use on stream water quality in Slovakia. *Journal of Hydrology*. 1996, vol. 180 (no. 1–4), 333–350.
- PODHRÁZSKÁ, J. a TOMAN, F. *Vliv hospodaření v povodí na změny odtokových poměrů*. In: XIV. Česko-slovenská bioklimatologická konference, 2002, s. 352–356. ISBN 80-85813-99-8.
- QUITT, E. *Klimatické oblasti Československa*. Academia, Studia Geographica 16, GÚ ČSAV v Brně, 1971, 73 s.
- RABUŠIC, L. *Mnohonásobná lineární regrese* [online]. 2004. [cit. 2014-05-28]. Dostupné z: http://is.muni.cz/el/1423/podzim2004/SOC418/multipl_regres_1.pdf.
- REFSGAARD, J. C. a STORM, B. *Construction, calibration and validation of hydrological models*. In: Abbott, M.B., Refsgaard, J.C. (1996): Distributed hydrological modelling. Kluwer, Dordrecht, 1996. s. 41–54.
- ŘEHÁNEK, T. a KŘÍŽ, V. *Cvičení z hydrologie*. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, 2002, 54 s.
- SCOPEL, C. ESRI. ArcGIS Resources [online]. 2011 [cit. 2012-01-03]. Dostupné z: <http://blogs.esri.com/esri/arcgis/2011/10/12/arc-hydro-tools-version-2-0-are-now-available>
- SERRANO, S. E. *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals – An Integrated Treatment of Surface, Subsurface, and Contaminant Hydrology*, HydroScience Inc. 1021 Deer Crossing Way, Lexington, Kentucky, USA. 1997, 450 s.

SCHWARZE, R., HERRMANN, A. a MENDEL, O. *Regionalization of runoff components for Central European basins*. IAHS Publ. No. 221, 1994, s. 493–502.

SMAKHTIN, V.U. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*. 2001, vol. 240(no. 3–4), 147–186. ISSN 0022-1694.

SMITH, L. a WHEATCRAFT, S.W. Groundwater flow. Chapter 6 In: Maidment, D.R. (ed.): *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, New York, 1993, 1424 s.

SPEARMAN, C. The proof and measurement of association between two things. *The American Journal of Psychology*. 1904, vol. 15, 72–101.

SPITZ, P., DUMBROVSKÝ, M., PODHRÁZSKÁ, J. a PRUDKÝ, J. *Retenční schopnost povodí a její vliv na transformaci povodňových vln*. In: Hydrologické dny 2000. Plzeň: ČHMÚ, 2000. s. 315–321. ISBN 80-85813-76-9.

SPITZ, P. a PRUDKÝ, J. *Metodika výpočtu retence povodí při povodních*. Uživatelský výstup projektu NAZV EP 9153 Hodnocení vodní retenční kapacity půd a krajiny při povodni a možnosti jejího zvyšování. Praha: VÚMOP Praha, 2000, 19 s. ISSN 1211-3972.

SPITZ, P.: *Metody a matematické modely pro posuzování vlivu stavu povodí a opatření v krajině na transformaci povodní*. Výstup řešení výzk. záměru MZE-M07-99-01 Komplexní řešení problémů hospodaření s půdou, vodou a krajinou. Praha: VÚMOP Praha, 2002, 29 s.

STARÝ, M. *HYDROG, software pro simulaci, predikci a operativní řízení odtoku vody z povodí*, Brno, 1991–2008.

STARÝ, M. *Užití umělých neuronových sítí v aplikované hydrologii – zkrácená verze habilitační práce*. Brno: VUT v Brně, 2004, 40 s.

STARÝ, M. *Hydrologie*. Studijní opora M01. Brno: VUT. 2005, 213 s.

STRAUB, T.D., MELCHING, C.S., KOCHER, K.E. *Equations for estimating Clark unit hydrograph parameters for small rural catchments in Illinois*, Water-Resources Investigations Report 00-4184 USGS. 2000, 30 s.

STRÁNSKÝ D., FATKA P. a SÝKORA P. Kalibrace srážkoměrů pražské srážkoměrné sítě. *Vodní hospodářství*, 2005, č. 9/2005. ISSN 1211-0760.

SYROVÁTKA O., ŠÍR M. a TESAŘ M. *Retence vody v půdě – základ revitalizace krajiny*. In: Hydrologie půdy v malém povodí. Praha, 2003, s. 235–242.

SZILAGYI, J. a PARLANGE, M.B. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*. 1998, vol. 204, 251–260. ISSN 0022-1694.

ŠERCL, P. *Vliv Fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln*. Praha, 2009. ISBN 978-80-86690-62-9.

ŠERCL, P. *Oběh vody*. Český hydrometeorologický ústav [online]. 2013 [cit. 2013-03-01] Dostupné z: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycleczech.html>.

ŠVARCOVÁ, E. *Porovnání vybraných metod výpočtu základního odtoku na malém povodí a zhodnocení vlivu základního odtoku na koncentrace fosforu v celkovém odtoku*. České Budějovice, 2013. 88 s. Diplomová práce. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu.

ŠVIHLA, V. a kol. *Ovesná Lhota* (monografie). Praha: VÚMOP, 1992.

ŠVIHLA, V., ČERNOHOUS, V., KULHAVÝ, Z. a ŠACH, F. *Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokového procesu na malém lesním povodí* - Hydrologická analýza sestupné větve hydrogramu odtoku matematicko-fyzikálním modelem lineárních nádrží pro povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách. *Zprávy lesnického výzkumu*, 52, 2007a, č. 4, s. 374–381.

ŠVIHLA, V., ČERNOHOUS, V., KULHAVÝ, Z. a ŠACH, F. *Analýza povodňových vln jako nástroj studia odtokového procesu na malém lesním povodí* - Hydrologická analýza vzestupné větve hydrogramu odtoku matematicko-fyzikálním modelem lineárních nádrží pro povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách. *Zprávy lesnického výzkumu*, 52, 2007b, č. 4, s. 382–389.

TACHECÍ, P. *Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu*. Praha, 2002. s. 133. Disertační práce. ČVUT Praha.

TOMAN, F. a PODHRÁZSKÁ, J. *Vliv klimatických podmínek na vznik eroze způsobené táním sněhu*. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed.): XIV. Česko-slovenská bioklimatologická konference, Lednice na Moravě, 2002, s. 456–464.

UNUCKA, J. *Modelování vlivu lesa na srážkoodtokové vztahy a vodní erozi s pomocí gis*. *Vodní hospodářství*. 2008, č. 7, s. 225–231. ISSN 1211-0760.

UHLENBROOK, S. a LEIBUNDGUT, CH. *Monitoring and modelling of water quantity and chemistry to identify runoff processes in a mountainous basin*. In: Verhoest, N.E.C., van Herpe, Y.J.P., De Troch, F.P. (eds.): *Monitoring and Modelling Catchment Water Quantity and Quality*. ERB Conference, Ghent, Belgium, September 27–29, Book of abstracts, 2000, s. 147–149.

VLASÁK, T. *Využití údajů o historických povodních pro účely hydroprognózy* [online]. 2014 [cit. 2014-07-25] Dostupné z: http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/floods/prezentace/vlasak_rozsireny_sylabus.pdf

WESSELING, J. *Subsurface flow into drains*. *Theories of field drainage and watershed runoff*. Wageningen: ILRI. 1973, vol. 11(no. 16), 374 s.

ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T. a KAPLICKÁ, M. *Tile drainage water temperature as an identifier of tile drainage runoff fast component*. XII. Biennial International Conference: Hydrological extremes in small basins, Krakow, 2008, s. 391–394.

ŽLÁBEK, P. *Vliv uspořádání krajinné matrice na složky odtoku*. České Budějovice, 2009. 129 s. Disertační práce. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta.

ČSN 75 0110. *Vodní hospodářství – Terminologie hydrologie a hydrogeologie*. 2010.

ČSN 75 0101. *Vodní hospodářství – základní terminologie*. 2003.

ZÁKON č. 114/1992 Sb., ze dne 19. února 1992 o ochraně přírody a krajiny.

8 SEZNAM PUBLIKOVANÝCH PRACÍ

Články v impaktovaných časopisech:

ŠARAPATKA, B.; NETOPIL, P.; PAVLÍK, F.; BARAN, J. The efficiency of different approaches to soil erosion control in selected areas of the Czech Republic. *Fresenius Environmental Bulletin*. 2013, 22(9A). 2775–2781. ISSN 1018-4619.

Články v databázi SCOPUS:

PAVLÍK, F.; DUMBROVSKÝ, M. Influence of landscape retention capacity upon flood processes in Jičínka river basin *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*. 2014. 62(1). p. 191–199. ISSN 1211-8516.

PAVLÍK, F.; DUMBROVSKÝ, M.; PODHRÁZSKÁ, J.; KONEČNÁ, J. The influence of water erosion processes on sediment and nutrient transport from a small agricultural catchment area. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*. 2012. 60(3). p. 155–164. ISSN 1211-8516.

DUMBROVSKÝ, M., KAMENÍČKOVÁ, I., PODHRÁZSKÁ, J., PAVLÍK, F. a SOBOTKOVÁ, V. Evaluation of soil conservation technologies from the perspective of selected hydro-physical soil properties. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*. 2011. 59(1). p. 1–12. ISSN 1211-8516.

Kapitoly v knihách:

ŠARAPATKA, B.; NETOPIL, P.; BEDNÁŘ, M.; PAVLÍK, F. Arable land degradation with special focus to water erosion: A serious threat in the Czech Republic. In *Advances in Geoecology, Soil Degradation*. 1. Reiskirchen, Germany, GeoScience Publisher. 2013. p. 214–225. ISBN 978-3-923381-59-3.

PAVLÍK, F.; SOBOTKOVÁ, V.; UHROVÁ, J.; LAGOVÁ, M. Degradace půdy vlivem eroze v České republice a v Norsku. In *Regenerace - rekultivace - revitalizace krajiny*. 1. Brno, Mendelova univerzita v Brně, 2012. p. 60–67. ISBN 978-80-7375-683-3.

PAVLÍK, F.; UHROVÁ, J. Kvantifikace vodní eroze v drahách soustředěného povrchového odtoku. In *Degradace a regenerace krajiny*. 1. Brno, Mendelova univerzita v Brně. 2011. p. 294–299. ISBN 978-80-7375-583-6.

Abstrakty v impaktovaných časopisech:

PAVLÍK, F.; DUMBROVSKÝ, M.; PODHRÁZSKÁ, J.; KONEČNÁ, J. *Influence of water erosion processes on sediment and nutrient transport from small agricultural catchment area*. Chemické listy. Brno, Česká společnost chemická. 2011. 105(s871-s1072). p. 952–952. ISSN 0009-2770.

DUMBROVSKÝ, M.; UHROVÁ, J.; PAVLÍK, F.; VÁCHAL, J.; VÁCHALOVÁ, R.; TESAŘ, M. *Effect of land consolidation and watershed conservation management on water quality in Hubenov water resource*. Chemické listy. Brno, Česká společnost chemická. 2011. 105(s871-s1072). p. 956–956. ISSN 0009-2770.

Články v recenzovaných časopisech:

OŠLEJŠKOVÁ, J., FOREJTNIKOVÁ, M., PAVLÍK, F. *Přístup k hodnocení kulturních památek z hlediska přírodního a antropogenního ohrožení*. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace* 2014, 56 (1), p. 7–10. ISSN 0322-8916.

LAGOVÁ, M.; PAVLÍK, F.; MALÁ, J.; BAYER, P. *Fosfor v sedimentech drobných vodních toků ve vztahu k jejich zrnitostnímu složení*. *Vodní hospodářství*, 2013, roč. 2013, č. 6, s. 182–186. ISSN 1211-0760.

DUMBROVSKÝ, M., SOBOTKOVÁ, V., PAVLÍK, F., UHROVÁ, J. *Objemová kvantifikace erozních rýh v povodí Šardického potoka*. *Littera Scripta*. 2011. 4(1). p. 145–154. ISSN 1802-503X.

VAŠINOVÁ, K.; DUMBROVSKÝ, M.; PODHRÁZSKÁ, J.; UHROVÁ, J.; PAVLÍK, F. *Vliv změny faktoru erozní účinnosti deště na ekonomické hodnocení ochranných opatření v povodí*. *Littera Scripta*. 2011. 4(2). p. 257–270. ISSN 1802-503X.

Další články související s tematikou práce:

2012

UHROVÁ, J.; PAVLÍK, F. *Využití systému DMT 10.0 při prostorovém plánování krajiny*. In *Sborník anotací Juniorstav 2012*. Brno, LITERA BRNO. 2012. p. 1–7. ISBN 978-80-214-4393-8.

2011

DUMBROVSKÝ, M., PAVLÍK, F., SOBOTKOVÁ, V., UHROVÁ, J. a PODHRÁZSKÁ, J. *Vyhodnocení příčinných faktorů v povodí Luhy při povodni v roce 2009*. *Časopis Pozemkové úpravy MZe ČR – ÚPU, 2004*. 2011. 19(74). p. 1–7. ISSN 1214-5815.

UHROVÁ, J.; PAVLÍK, F. *Zásady tvorby digitálního modelu terénu v prostředí microstationu jako podklad pro prostorové plánování krajiny*. In *Zborník súťažných prác mladých odborníkov*. Bratislava, Slovenský hydrometeorologický ústav. 2011. p. 1–8.

2010

PAVLÍK, F.; DUMBROVSKÝ, M.; UHROVÁ, J.; SOBOTKOVÁ, V. Retenční schopnost povodí Jičínky za povodně v červnu roku 2009. In *Rizika ve vodním hospodářství 2010*. Brno, CERM. 2010. p. 37–44. ISBN 978-80-7204-703-1.

PAVLÍK, F.; UHROVÁ, J. Rozbor faktorů ovlivňujících erozní a odtokové poměry v povodí Luhy a Jičínky při povodni roku 2009. In *Workshop Adolfa Patery 2010 - Extrémní hydrologické jevy v povodích*. Praha, Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost. 2010. p. 197–202. ISBN 978-80-02-02260-2.

2009

DUMBROVSKÝ, M., SOBOTKOVÁ, V., UHROVÁ, J., PAVLÍK, F. Analýza faktorů rozhodujících pro vznik odtoku a erozního smyvu v povodí Luhy při povodni v roce 2009. In *Říční krajina 6*. první. Olomouc, Univerzita Palackého v Olomouci. 2009. p. 204–209. ISBN 978-80-244-2358-6.

PAVLÍK, F. Vývoj dynamiky hydrofyzikálních vlastností půdy v zemědělsky využívané krajině. In *Venkovská krajina 2009*. Kostelec nad Černými Lesy, Česká společnost pro krajinou ekologii, regionální organizace CZ-IALE. 2009. p. 172–177. ISBN 978-80-87154-65-6

Další výsledky

PAVLÍK, F., SOBOTKOVÁ, V., DUMBROVSKÝ, M., DRONGOVÁ, K. A UHROVÁ, J. Vysoké učení technické v Brně. Zařízení pro volumetrickou kvantifikaci projevů vodní eroze půdy v efemérních rýhách [užitný vzor]. Česká republika. Užitný vzor, CZ 25471 U1. Zapsáno 4. 6. 2013.

DUMBROVSKÝ, M.; PAVLÍK, F.; VÁCHAL, J.; VÁCHALOVÁ, R. Vliv změny faktoru erozní účinnosti deště z hlediska kvantifikace erozních smyvů v modelovém území okresu Břeclav. Specializovaná mapa s odborným obsahem. Odbor přímých plateb, Ministerstvo zemědělství ČR, Těšnov 7, 117 05 Praha 1. Č. j.: 100/2012.

Dalších 18 publikací (články ve sbornících) zde neuvedených.

9 SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

aj.	a jiné
apod.	a podobně
BPEJ	bonitovaná půdně ekologická jednotka
CN	číslo odtokových křivek
CORINE	Co-ordination of Information on the Environment
č.	číslo
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
ČHP	číslo hydrologického pořadí
ČR	Česká republika
ČSSR	Československá socialistická republika
ČZU	Česká zemědělská univerzita
DIBAVOD	digitální báze vodohospodářských dat
DMT	digitální model terénu
ESRI	Environmental Systems Research Institute
GIS	geografický informační systém
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System
HEC-USACE	Hydrologic Engineering Center – U.S. Army Corps of Engineers
HB	hydrologická bilance
HO	hydrogram odtoku
HPJ	hlavní půdní jednotka
HSP	hydrologické skupiny půd
IPS	index předchozích srážek
IPS ₅	index předchozích srážek za dobu 5 dní před začátkem příčinné srážky
koef.	koeficient
kol.	kolektiv
LN	lineární nádrž
LT	lesní typ
LPIS	Land Parcel Identification System
mil.	milionů
např.	na příklad
obr.	obrázek
resp.	respektive

sb.	sbírka
SMA	Soil Moisture Accounting
S-O	srážko-odtokový
s. p.	státní podnik
tab.	tabulka
tj.	to je
TLN	tři lineární nádrže
TTP	trvalý travní porost
tzv.	tak zvaně
UH	Unit Hydrograph
ÚHÚL	Ústav pro hospodářskou úpravu lesů
USDA	taxonomická klasifikace půdy Ministerstva zemědělství USA
v. v. i.	veřejná výzkumná instituce
VÚKOZ, v. v. i.	Výzkumného ústavu Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v. v. i.
VÚMOP	Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy
VÚV TGM, v. v. i.	Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i.
WMS	Watershed Modeling System
ZABAGED	Základní báze geografických dat

10 SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

Obr. 1 Oběh vody na zemi (Nysl a Kuráž, 1992).....	10
Obr. 2 Schéma srážko-odtokového procesu v povodí (Starý, 2005)	11
Obr. 3 Hydrologická a hydraulická transformace (Starý, 2005)	12
Obr. 4 Schéma jednotlivých složek odtoku dle ČSN 75 0110.....	16
Obr. 5 Způsoby rozčleňování hydrogramu na přímý a základní (podzemní) odtok. 1 – přímý odtok, 2 – základní odtok (Kříž, 1983)	20
Obr. 6 Metoda exponenciálního poklesu (Feldman, 2000, upraveno).....	23
Obr. 7 Schéma vertikálního systému nádrží (Feldman, 2000, upraveno).....	24
Obr. 8 Schéma rozdělení celkové přirozené retence povodí (Dumbrovský a kol., 1998) ...	30
Obr. 9 Průběh jednotlivých fází přirozené vodní retence vody v povodí	32
Obr. 10 Hydrologická bilance povodňové vlny (Švihla a kol. 2007b)	34

Obr. 11 Grafické schéma řešení analýzy hydrogramu metodou TLN (Švihla a kol., 2007a)	35
Obr. 12 Schematické vyjádření procesu srážko-odtokového modelování (Hardynová, 2012)	36
Obr. 13 Klasifikace hydrologických modelů (Kulhavý a Kovář, 2000)	38
Obr. 14 Klasifikace deterministických modelů (Becker a Serban, 1990)	39
Obr. 15 Ukázka stupňů diskretizace deterministických modelů a) celistvý, b) semi-distribučovaný, c) distribuovaný (Daňhelka a kol., 2003)	40
Obr. 16 Schéma srážko-odtokového modelu HYDROG – povodí Opavy (Dumbrovský a kol., 2007)	43
Obr. 17 Umístění řešených povodí v rámci ČR	47
Obr. 18 Profil znázorňující pokles před a po provedení nástroje Fill (ESRI, 2011)	49
Obr. 19 Profil znázorňující vrchol před a po provedení nástroje Fill (ESRI, 2011)	49
Obr. 20 Příklad nehodnocené S-O události – Jičínka 1997	55
Obr. 21 Situace povodí Jičínky	56
Obr. 22 Situace povodí Němčického potoka	59
Obr. 23 Měrná stanice v povodí Němčického potoka	59
Obr. 24 Příklad úpravy vstupních dat	61
Obr. 25 Průběh jednotlivých fází přirozené vodní retence vody v povodí – modifikovaná metoda	62
Obr. 26 Schéma identifikace významných bodů hydrogramu	63
Obr. 27 Schéma rozdělení celkové retence na retenci krátkodobou a retenci dlouhodobou	64
Obr. 28 Schéma významných bodů hydrogramu a označení složek odtoku	65
Obr. 29 Schéma členění výtokové čáry hydrogramu (Serrano, 1997)	66
Obr. 30 Schematizace povodí Jičínky v HEC-HMS	70
Obr. 31 Vliv IPS na změnu CN obsahu vody v půdě (Janeček a kol., 2012)	73
Obr. 32 Recesní metoda základního odtoku v HEC-HMS (Feldman, 2000)	76
Obr. 33 Schéma kalibračního procesu v HEC-HMS (Feldman, 2000)	78
Obr. 34 Mapa krajinného pokryvu – původní stav 2009	80
Obr. 35 Mapa krajinného pokryvu – příznivý scénář 1	80
Obr. 36 Mapa krajinného pokryvu – příznivý scénář 2	81
Obr. 37 Mapa krajinného pokryvu – nepříznivý scénář	81

Obr. 38 Porovnání krajinného pokryvu včetně plodin – stav 2009 a 2010.....	82
Obr. 39 Příklad lineární regrese.....	85
Obr. 40 První odhad parametrů modelu Jičínky v HEC-HMS – událost červen 2009.....	88
Obr. 41 Kalibrace modelu Jičínky v HEC-HMS – událost červen 2009.....	89
Obr. 42 Verifikace modelu Jičínky v HEC-HMS – událost září 2007.....	90
Obr. 43 První odhad parametrů modelu 1 Němčického potoka – událost srpen 2010.....	91
Obr. 44 Kalibrace modelu 1 Němčického potoka – událost srpen 2010.....	92
Obr. 45 Verifikace modelu 1 Němčického potoka – událost květen 2010.....	93
Obr. 46 První odhad parametrů modelu 2 Němčického potoka – událost červenec 2009...	94
Obr. 47 Kalibrace modelu 2 Němčického potoka – událost červenec 2009.....	95
Obr. 48 Verifikace modelu 2 Němčického potoka – událost červen 2010.....	96
Obr. 49 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Jičínka 2009.....	97
Obr. 50 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 1).....	99
Obr. 51 Porovnání průtoků dle jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 2).....	100
Obr. 52 Závislost hodnot R_d předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	114
Obr. 53 Závislost hodnot R_{st} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	114
Obr. 54 Závislost hodnot R_c předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	115
Obr. 55 Závislost hodnot δ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	115
Obr. 56 Závislost hodnot $R_{k_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	116
Obr. 57 Závislost hodnot $R_{d_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	116
Obr. 58 Závislost hodnot $R_{c_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	117
Obr. 59 Závislost hodnot δ_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	117
Obr. 60 Závislost hodnot $R_{k_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	118
Obr. 61 Závislost hodnot $R_{d_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	118
Obr. 62 Závislost hodnot $R_{c_{ef}}$ předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	119
Obr. 63 Závislost hodnot δ_{ef} předpovídaných modelem na hodnotách stanovených.....	119
Tab. 1 Vliv druhové a věkové skladby lesního porostu na velikost intercepce v mm (Krešl, 1999).....	14
Tab. 2 Seznam povodí řešených v práci.....	46
Tab. 3 Tvary povodí dle koeficientu α (Herber a Suda, 1994).....	48
Tab. 4 Charakteristika hydrologických vlastností půd (Janeček a kol., 2012).....	51

Tab. 5 Klasifikace potenciálních vlastností vodního režimu (Macků, 2012).....	51
Tab. 6 Charakteristiky řešených povodí v letech výskytu S-O epizody	53
Tab. 7 Charakteristiky jednotlivých S-O událostí	54
Tab. 8 Stanovené hodnoty N-letých průtoků (ČHMÚ).....	58
Tab. 9 Povodí IV. řádu v řešené části povodí Jičínky	58
Tab. 10 Index předchozích srážek (Pasák a kol., 1983).....	72
Tab. 11 Význam absolutní hodnoty r_s (Hendl, 2004).	85
Tab. 12 Porovnání jednotlivých scénářů – Jičínka 2009.....	97
Tab. 13 Porovnání jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 1)	98
Tab. 14 Porovnání jednotlivých scénářů – Němčický potok (model 2)	100
Tab. 15 Parametry řešených povodí a příčinných dešťů.....	102
Tab. 16 Souhrn výsledků přirozené vodní retence povodí pro všechny řešené S-O epizody	103
Tab. 17 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro všechny S-O epizody (dle tab. 16)	107
Tab. 18 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody bez simulovaných scénářů	108
Tab. 19 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody z regionálních srážek	109
Tab. 20 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody z přívalových srážek.....	110
Tab. 21 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody se zastoupením lesa do 50 % ..	111
Tab. 22 Hodnoty Spearmanova koef. r_s pro S-O epizody se zastoupením lesa nad 50 % ..	112
Tab. 23 Označení jednotlivých nezávislých proměnných v regresním modelu.....	113
Tab. 24 Seznam nejvýznamnějších nezávislých proměnných	120