

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: Zemědělská specializace (N4106)

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Simulace hydrologické odezvy povodí na různé srážkové události

Autor diplomové práce: Bc. Dominik Švanda

Vedoucí diplomové práce: Ing., Václav Bystřický, Ph.D.

České Budějovice, 2020



## **Prohlášení**

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce.

Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

V Českých Budějovicích dne: 23. 6. 2020

Bc. Dominik Švanda

## **Poděkování**

Touto cestou bych rád poděkoval Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D. za vedení mé diplomové práce a za odborné konzultace. Dále bych chtěl poděkovat Ing. Ivaně Švandové a Ing. Martinu Beranovi za cenné rady, v neposlední řadě bych chtěl poděkovat Sebastianu Švandovi za zapůjčení bezpilotního letounu (dronu) a fotoaparátu, které byly využity pro fotodokumentaci při terénním průzkumu.

## Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá simulací hydrologické odezvy povodí na různé srážkové události. Simulace hydrologické odezvy proběhla na povodí Olešenského potoka. Odtok vody z krajiny je ovlivňován hned řadou různých činitelů současně. Mezi nejvýznamnější činitele patří například sklonitost terénu, využití v území, nasycenost půdního profilu vodou, antropogenní vlivy, vegetační kryt a v neposlední řadě také geologické a půdní poměry, tvar a plocha povodí, klimatické poměry apod. V této práci jsou výše zmíněné faktory objasněny, podrobně vysvětleny a popsány.

K výpočtení odtoku vody z krajiny slouží několik metod, v tomto případě byla k výpočtu přímého odtoku z krajiny použita metoda CN křivek. S využitím mapy BPEJ získané ze státního pozemkového úřadu (spucr.cz), využití území (land use) získaného z veřejného registru půdy LPIS (eagri.cz) a maximálních denních úhrnů srážek s pravděpodobností opakování N let (2, 10, 20, 50 a 100 let) získaných ze srážkoměrné stanice v Týně nad Vltavou byly provedeny výpočty nejdříve početním (vektorovým) způsobem a následně byly rastrovým způsobem provedeným v softwaru ArcMap vytvořeny mapy přímého odtoku vody ze zájmového povodí. V dalším kroku byly simulovány různé scénáře, jež ovlivnily odtok vody z povodí. Prvním scénářem byla změna nasycenosti půdy vodou, resp. obsahu vody v půdě (suchá, střední a mokrá). Bylo zjištěno, že touto změnou se zásadně mění jak odtok vody z povodí, tak i kulminační průtok. Druhým scénářem bylo zatravnění veškeré orné půdy v povodí, kdy se porovnával skutečný stav oproti stavu teoretickému. Touto změnou se snížily hodnoty CN křivek, čímž se následně snížil přímý odtok vody z krajiny. Třetím a posledním scénářem bylo navržení 20 metrů širokých zasakovacích pásů podél komunikací, vodních toků a vodních ploch. Tímto navrženým opatřením se hodnoty součinitele odtoku snížili zhruba o 1 % oproti součinitelům odtoku při skutečném stavu. V tomto případě nedošlo k zásadní změně, jelikož zasakovací pásy zaujímají pouze nepatrnou část celkové rozlohy. Nicméně i přesto mají zasakovací pásy pozitivní vliv na srážko-odtokové události v krajině.

**Klíčová slova:** srážko-odtokový proces, hydrologický cyklus, hydrologická bilance, přímý odtok, povodí, faktory ovlivňující odtok, CN křivky, Olešenský potok

## **Abstract**

This thesis deals with the simulation of the hydrological response of a river basin to various precipitation events. The hydrological response was simulated in the Olešenský brook basin. The outflow of water from the landscape is influenced by many different factors at the same time. Among the most important factors are, for example, the slope of the terrain, land use, saturation of the soil profile with water, anthropogenic influences, vegetation cover and last but not least the geological and soil conditions, the shape and area of the river basin, climatic conditions etc. explained and described in detail.

Several methods are used to calculate the water runoff from the landscape, in which case the CN curve method was used to calculate the direct runoff from the landscape. By using the BPEJ map ([spucr.cz](http://spucr.cz)), land use obtained from the LPIS public land register ([eagri.cz](http://eagri.cz)) and maximum daily precipitation totals with a probability of repeating N years (2, 10, 20, 50 and 100 years) obtained from the rainfall station Týn nad Vltavou, calculations were performed first in a numerical (vector) way and then the maps of direct water runoff from the catchment area were created in a raster way performed in ArcMap software. In the next step, various scenarios were simulated that influenced the outflow of water from the catchment. The first scenario was a change in soil saturation with water, resp. water content in the soil (dry, medium and wet). It has been found that the outflow of water from the basin and the peak flow were both fundamentally changed. Second scenario was grassing of all arable land in the basin, where the actual state compared to the theoretical state. This change reduced the CN curve values, what in turn reduced the direct water runoff from the landscape. Third and the last scenario was the concept of 20 metres wide infiltration strips along roads, watercourses and water areas. The proposed measure reduced the runoff coefficient values by about 1 % compared to the runoff coefficients at the actual state. In this case, there was no fundamental change as the strips occupy only a small part of the total area. However, infiltration strips still have a positive effect on rainfall-runoff events in the landscape.

**Key words:** rainfall-runoff process, hydrological cycle, water balance, direct runoff, basin, factors affecting runoff, CN curves, the Olešenský brook

# Obsah

1	Úvod.....	10
2	Literární rešerše.....	12
2.1	Voda.....	12
2.2	Hydrologický cyklus.....	14
2.3	Hydrologická bilance.....	15
2.4	Odtok vody.....	18
2.5	Přímý odtok.....	20
2.5.1	Povrchový odtok.....	21
2.5.2	Podpovrchový odtok.....	23
2.6	Základní odtok.....	24
2.7	Srážko-odtokový proces.....	26
2.8	Faktory ovlivňující srážko-odtokový proces.....	27
2.8.1	Intercepce.....	27
2.8.2	Retence.....	28
2.8.3	Infiltrace.....	28
2.8.4	Výpar.....	29
2.8.5	Klimatické poměry.....	29
2.8.6	Pedologické a geologické poměry.....	30
2.8.7	Tvar a velikost povodí.....	31
2.8.8	Nasycenost půdy.....	31
2.8.9	Výška a sklon povodí.....	32
2.8.10	Vegetační kryt.....	33
2.8.11	Antropogenní vlivy.....	33
2.9	Metody výpočtu odtoku z krajiny.....	35
2.9.1	Metoda izochron.....	35

2.9.2	Intenzivní vzorce .....	36
2.9.3	Exponenciální vzorce .....	36
2.9.4	Čerkašín.....	36
2.9.5	Sokolovský.....	37
2.9.6	CN Křivky.....	37
2.10	Meteorologie .....	40
2.11	Atmosférické srážky.....	40
2.12	Návrhové srážky.....	42
3	Metodika .....	44
3.1	Cíl práce .....	44
3.2	Materiál .....	44
3.2.1	Popis zájmového povodí – povodí Olešenského potoka.....	44
3.2.2	Hospodářské využití území a vliv na životní prostředí.....	46
3.2.3	Geologické a půdní poměry .....	48
3.2.4	Podnební charakteristiky.....	50
3.2.5	Hydrologické poměry.....	51
3.3	Metody .....	54
3.3.1	Vstupní data .....	54
3.3.2	Metoda CN křivek.....	54
3.3.3	Čísla CN křivek.....	56
4	Výsledky a diskuze .....	57
4.1	Vektorový způsob výpočtu .....	57
4.2	Rastrový způsob výpočtu .....	60
4.2.1	Zjednodušený rastrový způsob výpočtu.....	60
4.2.2	Detailní rastrový způsob výpočtu.....	66
4.3	Výpočet doby koncentrace a kulminačního průtoku.....	69



4.4	Analýza faktorů ovlivňujících odtok z povodí.....	70
4.4.1	Změna nasycenosti půdy .....	70
4.4.2	Zatrávnění orné půdy .....	72
4.4.3	Zasakovací pásy .....	74
5	Závěr .....	79
6	Seznam použité literatury.....	81
	Seznam obrázků .....	89
	Seznam tabulek .....	91
	Přílohy .....	93

# 1 Úvod

Voda se dostává na zem ve formě srážek dešťových či sněhových. V případě extrémních srážek se jedná o srážky, které jsou nebezpečné svojí kinetickou energií a množstvím úhrnů. Právě zásluhou srážkových úhrnů dochází ke vzniku hydrologických událostí, jimiž mohou být povodně nebo v opačném extrému i suchá období. Na transport půdních částic a povrchový odtok mají znatelný vliv spadlé srážky. Při prudkém a intenzivním úhrnu na zem dopadají srážky, v jejichž důsledku vzniká přímý odtok vody (Bell a kol., 2016).

Hydrologickým termínem odtok se vyjadřuje množství vody, jenž odeče z povodí za určitou dobu. Na objemu odtoku vody z povodí mají vliv mnoho činitelů, mezi které patří např. nasycenost půdy, sklonitost území, geologické a pedologické poměry, vegetační pokryv, dále jsou odtokové poměry značně ovlivňovány lidskou činností. Odtok vody dělíme na povrchový, podpovrchový a podzemní. Povrchový odtok sestává z odtoku soustředěného a nesoustředěného. Za nesoustředěný odtok označujeme relativně pomalý pohyb vody, která stéká po celém svahu ve stejném směru. Soustředěný odtok vzniká v terénních sníženinách, kde dochází k akumulaci vody. Složením hypodermického a podzemního odtoku vzniká odtok podpovrchový. Voda, která odtéká pod povrchem terénu, a která zároveň nedosahuje hladiny podzemní vody, se nazývá hypodermickým odtokem. Za podzemní odtok označujeme takovou část celkového odtoku, která dosáhne podzemní vody (Matoušek, 2010).

Jak jsou ovlivněny vodní toky v závislosti na různé množství srážkových úhrnů je v hydrologii důležitou otázkou. K zodpovězení této otázky musíme vědět, co se s vodou ze srážkového úhrnu vlastně děje, po jakou dobu voda zůstává v povodí a jakou cestou se tato voda dostává do řek. Toto jsou otázky, kterými se zabýváme ve studiu srážko-odtokových procesů.

V souvislosti se způsobem hospodaření na pozemcích a s klimatickými změnami se mnohdy stává velkým problémem časová i prostorová nepravidelnost výskytu vody, jenž je velmi ovlivněna retenční schopností krajiny, která přispívá ke zmenšování kulminačních průtoků a má příznivý vliv na vyrovnávání odtokových poměrů. Voda, stejně jako kterýkoliv jiný živel dokáže být velmi nebezpečná.

Například intenzivní úhrny srážek či tání sněhu mohou zapříčinit velké povodně, které jsou svou dynamikou a silou schopny za krátkou chvíli zdevastovat rozsáhlá území, nebo si dokonce vybrat daň na lidských životech (Kemel, 1991).

Cílem této diplomové práce je simulování přímého odtoku vody z malého povodí, za použití různých srážkových scénářů či změny charakteristiky povodí. Následně jsou tyto simulace i s ovlivňujícími faktory přímého odtoku vyhodnoceny. Přímý odtok byl vyhodnocen na základě metody CN křivek, jenž je díky snadnému použití vyhovující k řešení v prostředí softwaru ArcGIS. Tato metoda je velice používaná zejména pro svou jednoduchost. Pomocí výpočtů v softwaru ArcGIS můžeme snadno stanovit výšky a objemy odtoků i pro rozsáhlejší území během několika výpočetních postupů. Pro tuto diplomovou práci bylo zvoleno povodí Olešenského potoka nacházející se v Jihočeském kraji.

## 2 Literární rešerše

### 2.1 Voda

Voda ( $H_2O$ ) je naše nejrozšířenější sloučenina. Je to sloučenina dvou atomů vodíku a jednoho atomu kyslíku, vzájemně jsou spojeny polární kovalentní vazbou. Některé vlastnosti vody určuje velký dipólový moment, který vzniká nesymetrií (Kravka a kol., 2009). Voda je čirá, bezbarvá, v silné vrstvě namodralou kapalinou, bez chuti a zápachu s teplotou tání při  $0^{\circ}C$  a bodem varu při  $100^{\circ}C$ . Největší hustotu má při  $3,98^{\circ}C$  ( $1,000\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). Jejím mrznutím se objem zvětšuje přibližně o 9 % (Mareček a Honza, 2005).

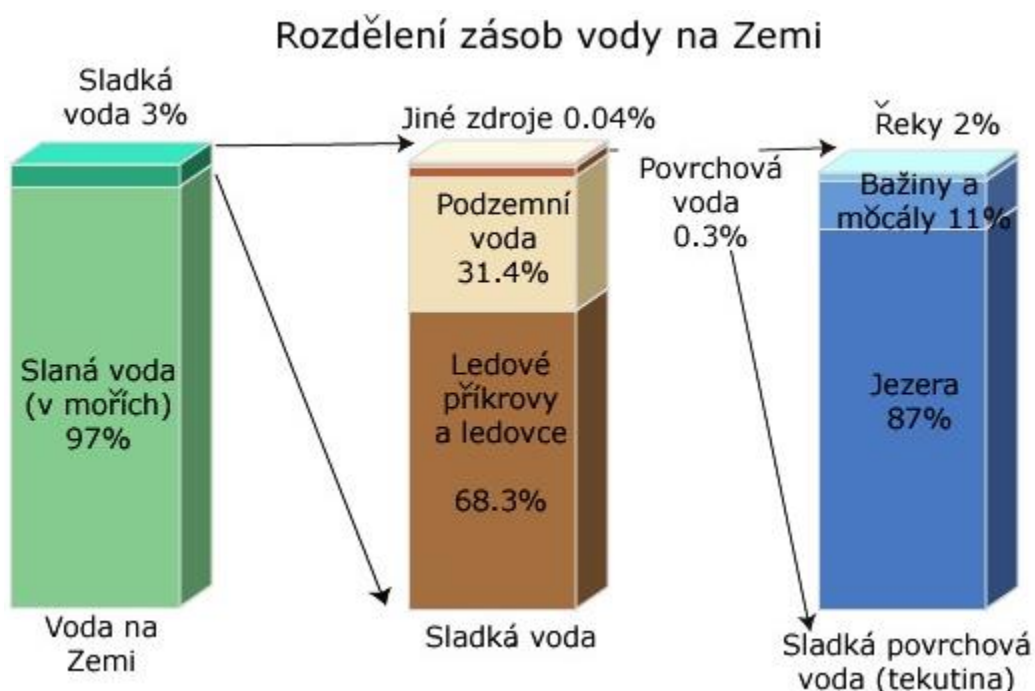
Voda se v přírodě vyskytuje v plynném, kapalném i pevném skupenství a je v neustálém pohybu. Je základem života a hlavním faktorem, který ovlivňuje řadu přirozených, ale i umělých pochodů (Kravka a kol., 2009).

Přítomnost tekuté vody na povrchu je jednou z klíčových charakteristik, díky nimž je Země jedinečnou planetou, a obvykle se považuje za kritickou pro obyvatelnost planety (Kastling a Catling, 2003). Voda na naší Zemi i v jejím ovzduší je základním předpokladem pro vznik a udržení života lidí, zvířat i vegetace. Voda je tedy velmi důležitou složkou přírodního bohatství a měli bychom s ní tedy náležitě hospodařit. Voda se v přírodě vyskytuje pouze v omezeném množství, a to časově i prostorově nerovnoměrně rozdělená. Poznat časové i prostorově rozdělené zásoby, ale současně i sledovat a poznat režim vody v zájmových lokalitách a soustavně zlepšovat její kvalitu je tedy předpokladem pro správné hospodaření s vodou. Naše životní úroveň se stále zvyšuje, a s ní vznikají i kvalitnější technologie na větší úsporu vody, nicméně roste i počet zdrojů znečištění (Hubačiková, 2002)

Geografická poloha našeho státu udává vodní režim a kapacitu vodních zdrojů na území České republiky. Naše republika je vnitrozemským státem na rozvodí tří moří (Baltického, Černého a Severního moře). Voda je odváděna na území sousedních států vodními toky, které u nás pramení. Naším nejvýznamnějším zdrojem vody jsou tudíž srážky. A proto při jakémkoliv větším zásahu v krajině je potřeba brát tuto skutečnost v potaz. S vodou bychom měli náležitě hospodařit a snažit se co nejvíce ji v krajině zadržet (Kvítek a kol., 2006).

Vodní plochy zaujímají kolem 361 mil. km<sup>2</sup> (71 %) z celkové rozlohy zemského povrchu. Všechna voda v oceánech, mořích, jezerech, ledovcích, řekách ale i voda atmosférická a půdní, poté činí zhruba 1400 mil. km<sup>3</sup> (Kalač a kol., 2010).

Z celkového objemu vody na naší Zemi tvoří sladká voda jen 3 %, viz obr. č. 1. Sladká voda je z větší části uložena ve formě polárního ledu, a to zejména na Antarktidě, ale také jako podzemní voda, která tvoří okolo 30 % celosvětových sladkovodních zdrojů. Z celosvětového objemu sladké vody se v řekách a jezerech vyskytuje pouze 0,27 % (Stejskal, 2006).



Obr. č. 1 - Rozdělení zásob vody na Zemi; zdroj: [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)

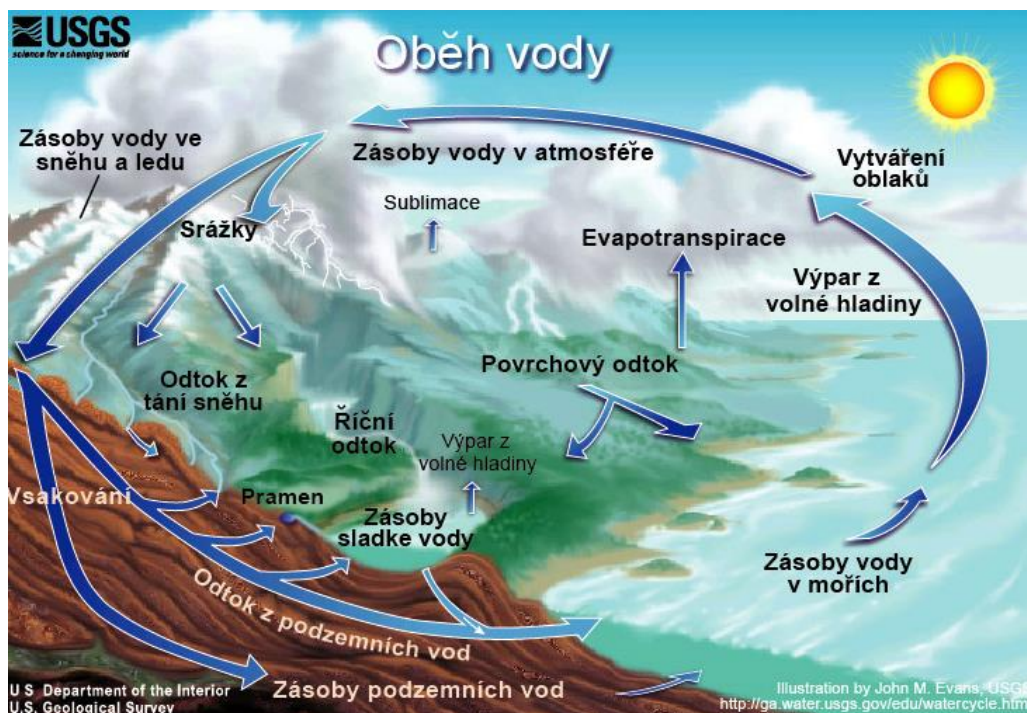
Tlapák a kol. (1992) říká, že voda plní mnoho společenských funkcí v životním prostředí člověka. Za velmi podstatnou považujeme funkci biologickou, zdravotní, kulturní, estetickou a politickou. Další důležité funkce přistupují k těmto základním funkcím, a to funkce nositele chemické, mechanické a tepelné energie (přetváření zemského povrchu a kůry), funkce suroviny ve výrobě, funkce technologická (chladicí médium v průmyslu a energetice), klimatická a dopravní. Ročně lidé v současné době využívají přes 4000 km<sup>3</sup> vody. Z toho je pro zavlažování v zemědělství využíváno 70 – 80 %, pro průmyslovou výrobu a zpracování 20 % a spotřeba vody v domácnostech je využíváno zhruba jen 6 % (Moldan, 2009).

## 2.2 Hydrologický cyklus

Všechna voda bez rozdílu skupenství vyskytující se na Zemi a v atmosféře se nazývá hydrosféra. Slunce je iniciátorem a regulátorem oběhu vody v přírodě, jeho vlivem dochází k evaporaci vody z vodní hladiny, z povrchu rostlin, z půdy apod. Vodní pára se tak dostane do atmosféry, v níž je vlivem proudění vzdušné hmoty odnášena na jiné místo, kde za příznivých podmínek, může dojít ke zkapalnění a následného vypadnutí srážek na zemský povrch. Na zemském povrchu se poté voda vsakuje, zvyšuje zásoby podzemních vod, obohacuje vláhou půdní profil, doplňuje objemy vody v jezerech, řekách a rybnících a následně se znovu vypařuje do atmosféry. Tento cyklický jev nazýváme oběh vody v přírodě. Hydrologický cyklus je podmínkou rovnovážného stavu vody v přírodě. Hnací silou tohoto neustálého uzavřeného procesu vodní cirkulace na Zemi je zemská gravitace a sluneční záření. Celkové množství vody v atmosféře zaujímá zhruba  $12\,300\text{ km}^3$  (což odpovídá cca 25 mm vrstvě vody na povrchu Země) (Hlavínek a Říha, 2004).

Odtok vody z kontinentů do oceánů je primární součástí koloběhu vody na Zemi. Tento jev, kdy dochází k výparu vody z oceánů, transportu vzduchovými hmotami nad pevninou a odtoku řek a pod zemským povrchem zpět do oceánů, nazýváme velkým oběhem vody (Bratnych, 2005). Při tzv. malém oběhu vody dochází k výměně vody pouze nad oceány nebo nad bezodtokovými oblastmi pevniny. V našem území probíhají jak velké koloběhy vody, jehož dimenze jsou určeny středoevropskými klimatickými poměry, tak i malé koloběhy vody probíhající v místní krajině (Blažek a kol., 2006). Místní výpar z přehřátých míst zvyšující vlhkost vzduchu, atmosférický transport a srážky v chladnějších polohách má termoregulační význam a hlavním významem malého oběhu vody je tedy vyrovnávání mikroklimatu (Petříček a Cudlín, 2003).

Sklenička (2003) dodává, že koloběh vody neboli hydrologický cyklus je stálý oběh podzemní i povrchové vody na Zemi, jenž je doprovázen změnami skupenství. Hlavními hnacími silami v tomto cyklu vody jsou sluneční záření a gravitace. Grafické znázornění oběhu vody můžeme vidět na obr. č. 2.



Obr. č. 2 - *Oběh vody*; zdroj: [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)

Ve 4. století před naším letopočtem Aristoteles přesněji popsal vodní cyklus, ale stejně jako Thales zůstal přesvědčen, že podzemní voda byla hlavním zdrojem vodních toků. Napsal, že by bylo absurdní „kdyby někdo předpokládal, že řeky čerpaly veškerou vodu ze zdrojů, které vidíme (především u řek pramenících ze zřídlel).“ (Aristoteles, 350 př. n. l.)

S odkazem na Thalese, Plata a Aristotela, Dooge (2004) píše: „Společnou chybou ve všech jejich myšlení bylo pevné přesvědčení, že srážky nepostačovaly k zajištění toku pramenů a řek.“

V 17. století začali lidé pomalu poznávat dynamičnost složitých pochodů a zákony, kterými se hydrologický cyklus vody v hydrosféře. Významným mezníkem byl rok 1674, kdy francouzský vědec Pierre Perrault publikoval dílo „O původu pramenů“, kterým dal základ k vědě o oběhu vody – hydrologii. Spolu s Edme Mariotte byli zodpovědní za to, že se hydrologie stala experimentální vědou (Perrault, 1664).

### 2.3 Hydrologická bilance

Zpracování hydrologické bilance, jenž představuje porovnání atmosférických srážek, odtoku a zásoby podpovrchových a povrchových vod, představuje

nejobecnější řešení vzájemných vztahů složek, jenž se podílí na hydrologickém cyklu. Řadu bilančních rovnic můžeme rozepsat podle stupně zjištění jednotlivých činitelů, a to od nejjednodušších, porovnávajících srážky s odtokem a ztrátovou složkou, dále pak rovnice odtokových složek, změny zásob vody, skrytou komunikaci vody, rozčlenění ztrátové složky na jednotlivé druhy výparu, popřípadě i transpirace rostlin. Výše uvedené postupy se opírají o jednoduchý princip, a při jejich aplikaci vznikají problémy v nepřesnosti extrapolace bodově získaných hodnot a metodické obtížnosti při vymezení zejména bilančních rovnic. Kombinace prvků přímo měřených s hodnotami stanovenými empiricky nebo odhadem je tedy nezbytné (Kněžka, 1988).

V hydrologii je hydrologický rok základním bilančním obdobím. Toto období u nás začíná 1. listopadu předchozího roku a končí 31. října aktuálního kalendářního roku (Krešl, 2001). V podstatě jde o to, aby veškeré srážky spadlé v jednom hydrologickém roce (i sníh a led) otekly v témže hydrologickém roce a byla tak splněna časová jednotka všech členů v bilanční rovnici. Nicméně čím je doba, za kterou se hydrologická bilance určuje kratší, tím je složitější určit dílčí prvky bilanční rovnice tak, aby byla mezi nimi dodržena jednotka času, zvláště pokud jde o větší povodí (Němec, 1965).

Jelikož je přítok ze sousedních států (Ohře, Lužnice) téměř zanedbatelný, jsou na straně příjmu tedy v celku jen srážky. Odtokem a výparem z našeho území probíhají výdaje vody. Dlouhodobě musí být rovnicí zapsaná roční bilance vyrovnaná. V naší Zemi je vydáváno mnohem více vody výparem než-li odtokem. V průměrném roce z našeho území odeče 28,8 % spadlých srážek vody, tj. zhruba 15,6 miliard m<sup>3</sup> vody. Na dotaci podzemních zdrojů vody se podílí část odtoku, která činí v průměru okolo 1,4 miliard m<sup>3</sup> ročně. Výše zmíněné bilanční hodnoty je třeba považovat za průměrné, jelikož se liší v jednotlivých letech i mezi jednotlivými povodími. Roční objem odtoku vody z našeho území například kolísá mezi 8 a 9 miliard m<sup>3</sup> (Hladný, 2000).

V povodí je dán vzájemný vztah bilančních prvků tzv. bilanční rovnicí, která zní:

$$Hs = Ho + Hv \pm R$$

Kde:



$H_s$  – představuje výšku srážek v mm spadlých v povodí  
 $H_o$  – výšku (mm) jenž odtokla uzávěrovým profilem povodí  
 $H_v$  – výparnou výšku (mm)  
 $R$  – změnu zásob vody v povodí (mm)

V podstatě můžeme říci, že hydrologická bilance představuje porovnání mezi srážkami, odtokem a změnou zásob povrchových a podpovrchových vod ve specifickém území. Jedná se o teoreticky detailně vypracovanou, vcelku snadnou analytickou metodu. Tato metoda spočívá v řešení vztahu, jenž vystihuje vyčíslitelné rozdělení srážek na dílčí členy hydrologické bilance a je dán primárním vztahem:

$$H_s + O_z + O_p + H_r = O_p' + H_e + O_z' + H_r'$$

Kde:

$H_s$  – voda ze srážek na ploše území

$H_e$  – voda vypařená z plochy území

$H_r, H_r'$  – zásoby povrchové a podpovrchové vody v území na začátku a na konci období

$O_p$  – přítok povrchové vody na území

$O_p'$  – povrchový odtok z území

$O_z$  – přítok podzemní vody do území

$O_z'$  – základní odtok vody z území

Protože se množství vody v hydrosféře nemění, Kravka a kol. (2009) uvádí rozvedenou (nezjednodušenou) bilanční rovnici, jenž zní:

$$HS = OV + OP + OZ + OS + HE_p + HE_r + HE_t + HE_v \pm \Omega_1 \pm \Omega_2 \pm \Omega_3 \pm \Omega_4 \pm \Omega_5$$

Kde:

HS – srážky

O – odtok vody

OV – povrchový odtok soustředěný

OP – povrchový odtok nesoustředěný

OZ – podzemní odtok vody

OS – odtok vody v hlubších vrstvách

HE – klimatický výpar (evapotranspirace)

HE<sub>p</sub> – výpar z půdy (evaporace)

$HE_r$  – výpar z povrchu rostlin (transpirace), neproduktivní výpar části srážek zachycených nadzemními částmi porostů a předměty (představuje 10 – 50 % srážek)

$HE_t$  – produktivní výpar z rostlin – dýchání rostlin, spotřeba vody rostlinami pro vlastní stavbu buněk

$HE_v$  – výpar z vodní hladiny

$\Omega$  – množství vody, jenž zvýšilo nebo snížilo zásoby povrchové a podzemní vody

$\Omega_1$  – přírůstek nebo úbytek povrchové a podzemní vody

$\Omega_2$  – přírůstek nebo úbytek vody v nádržích

$\Omega_3$  – přírůstek nebo úbytek vody v ovzduší

$\Omega_4$  – přírůstek nebo úbytek vody v biomase rostlinstva

$\Omega_5$  – přírůstek nebo úbytek vody v biomase živočišstva

Kdy složky  $\Omega_3$ ,  $\Omega_4$ ,  $\Omega_5$  jsou kvantitativně zanedbatelné a obvykle se s nimi neuvažuje.

## 2.4 Odtok vody

Odtok vody je významným členem hydrologické bilance a bilance podzemních, podpovrchových a povrchových vod. Celkové množství vody proteklé závěrovým profilem nazýváme odtok z povodí. Spadnutím srážek se začíná vytvářet odtok, následně působení zemské gravitace vytváří na zemském povrchu nejprve na malých plochách plošný (nesoustředěný) odtok, poté se odtok vlivem členitosti terénu soustředí ve stružkách, struhách, rýhách, potocích a tocích a vytváří soustředěný povrchový odtok (Hubačiková, 2009).

Část spadlých srážek se vsakuje do půdy a pohybuje se puklinovým prostředím geologických vrstev až k hladině podpovrchové vody, kde následně utváří podpovrchový odtok. Objem odtoku je charakterizována průtokem, který se značí  $Q$ . Průtok je kvantum vody, které protéká za jednotku času příčným profilem toku, měříme jej zpravidla v  $m^3/s$  nebo v  $l/s$  (Kravka a kol., 2009).

Zjištěním přírůstku průtoku v toku v závislosti na srážce začíná poznávání odtokových vlastností povodí. Na začátku deště se voda nejprve vsakuje do půdy a průtok v toku nedarůstá. Nárůst průtoku vody v toku nastává až po jisté době, která záleží na vlastnostech půdy a zastavěnosti povodí. Povrchový odtok vyvolávají zejména objekty, stavení, komunikace a zpevněné plochy, které brání pronikání srážky do půdy. Povrchový odtok pak způsobuje v toku rychlé zvětšení průtoku ze

srážky (Matoušek, 2010).

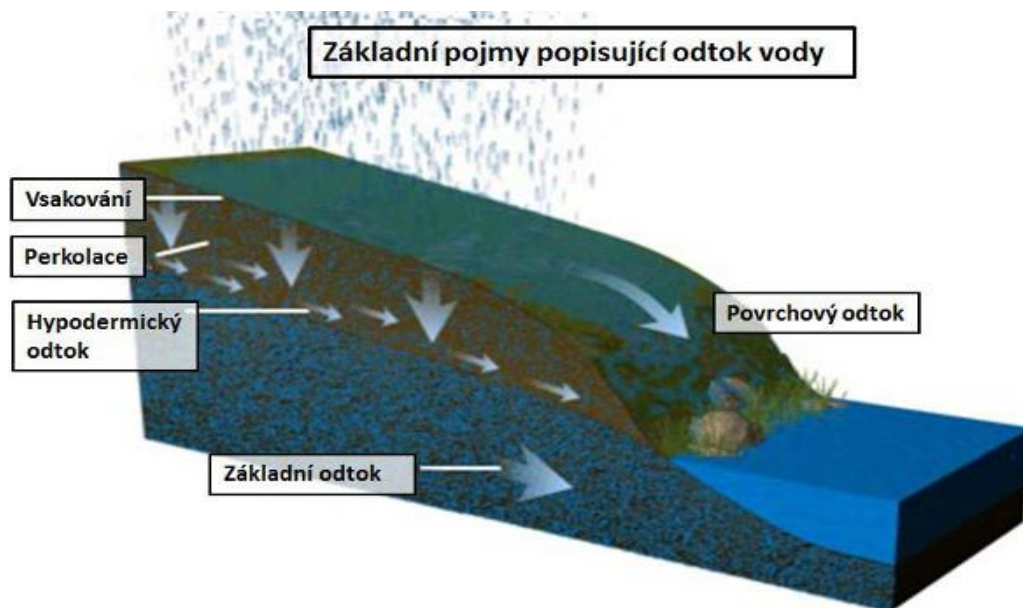
Množství vody, které odtéká za jednotku času z jednotky plochy povodí, vyjadřuje specifický odtok, jenž se udává v l/s na 1 km<sup>2</sup> (Shaw, 2011). Specifickým odtokem je průtok vztažený na jednotku plochy k zájmovému profilu. Specifický odtok zjistíme, když průtok podělíme plochou povodí nad měrným profilem. Tzv. výška odtoku má podobný význam. Výška odtoku tvoří průměrnou vrstvu vody pravidelně rozloženou po ploše povodí, jež odtekla za specifické období. Jelikož se zpravidla vyjadřuje v mm za rok, můžeme odtok srovnávat s množstvím srážek spadlých na povodí za stejné období. Součinitel neboli koeficient odtoku získáme, vyjádříme-li odtok v % srážek. S pomocí tohoto údaje můžeme stanovit, kolik vody z celkového množství, jenž spadlo ve formě atmosférických srážek, odtéká z povodí říční sítě bez rozlišení faktorů geografického prostředí (Zítek, 1965-1970).

Množství vody, které odteče z povodí za jednotku času, představuje odtok (Pokorná a Zábranská, 2007). Odtok dělíme na povrchový, podpovrchový (hypodermický) a podzemní, viz obr. č. 3. Na tvorbě odtoku se podílejí mnohé procesy. Odtok můžeme klasifikovat dle míry působení procesů. Jako přímý odtok se souhrnně označují povrchový a podpovrchový (hypodermický) odtok (Kulhavý a Kovář, 2002).

Neodmyslitelný podíl na celkovém odtoku v povrchových tocích má podzemní odtok, to je zjevné z faktu, že v klimatických poměrech, jenž jsou obvyklé pro naše území, vodní toky nevysychají ani při déle trvajících suchých období za nepřítomnosti atmosférických srážek. Z tohoto poznatku vyplývá, že celkový odtok, jenž můžeme měřit v povrchových tocích, je složen ze dvou základních složek. Jednou složkou je podzemní odtok (nazývaný také odtokem základním), a druhou složkou je pak složka povrchového odtoku (Šilar, 1983).

Pro modelování srážko-odtokových procesů je klíčové předpovídání velikosti povrchového eventuálně i podpovrchového odtoku. Srážková činnost výrazně ovlivňuje velikost těchto druhů odtoku. Všechna voda, která nebyla zachycena vegetací tzv. procesem intercepce a nebyla ani infiltrována do půdy, se podílí na povrchovém odtoku. Míra vsakování (infiltrace) závisí nejenom na intenzitě a délce trvání srážky, nýbrž i na vlastnostech povrchu, na který srážka dopadá. Např. s vyšší

intenzitou je povrchový odtok uskutečňován na nepropustných površích, protože zde nedochází k infiltraci (Daňhelka, 2007).



Obr. č. 3 - Základní pojmy popisující odtok vody; zdroj: [www.portal.chmi.cz](http://www.portal.chmi.cz)

## 2.5 Přímý odtok

Definicí přímý odtok souhrnně označujeme povrchový a podpovrchový (hypodermický) odtok.

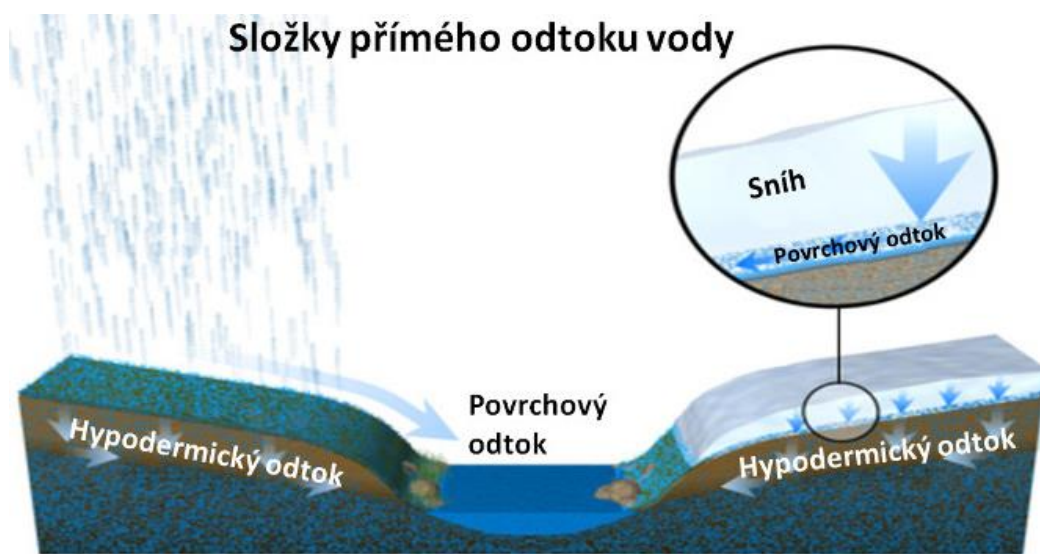
Povrchový odtok (angl. runoff nebo overland flow) je tok vody, ke kterému dochází, pokud dešťová voda, voda z tajícího sněhu nebo jiného zdroje teče přes zemský povrch. K tomuto jevu může dojít, pokud je půdní kapacita plně nasycena a dešťové srážky dopadají rychleji, než je půda dokáže absorbovat. K povrchovému odtoku často dochází díky nepropustným oblastem jako jsou střechy nebo dlažby, které nedovolují, aby se voda vsakovala do země. Povrchový odtok je hlavní součástí vodního cyklu. Je primárním původcem vodní eroze půdy (Beven a Horton, 2004).

Kromě způsobování vodní eroze a znečištění je povrchový odtok v městských oblastech primární příčinou městských záplav, což může mít za následek záplavy ulic, poškození majetku, vlhkost a dalších problémů.

Povrchový odtok může být způsoben deštěm, sněžením či táním sněhu nebo ledovců (Wulf a kol., 2016). Tání sněhu a ledovců se vyskytuje pouze v oblastech, které jsou dostatečně chladné, aby se trvale tvořily. Tání sněhu vrcholí na jaře a tání ledovců v létě, což vede k výraznému zvýšení průtoku v řekách, které jsou tímto

ovlivněny. Rozhodujícím faktorem rychlosti tání sněhu nebo ledovců je teplota vzduchu a doba slunečního svitu. Ve vysokohorských oblastech z toho důvodu často stoupají hladiny potoků za slunečných dnů a zpětně klesají při zatažené obloze. V oblastech, kde se nevyskytuje sníh, pochází odtok z dešťových srážek. Nicméně ne všechny srážky způsobují povrchový odtok, jelikož půda dokáže některé srážky absorbovat (Pohl a kol., 2017).

Přímý odtok je tvořen povrchovým a podpovrchovým (hypodermickým) odtokem, viz obr. č. 4. Tenhle druh odtoku je zapříčiněn vypadáváním srážek a pokračuje ihned po skončení srážkové činnosti (Kulhavý a Kovář, 2002).



Obr. č. 4 - Složky přímého odtoku; zdroj: [www.portal.chmi.cz](http://www.portal.chmi.cz)

### 2.5.1 Povrchový odtok

Srážky, jenž stékají po zemském povrchu a akumulují se do potoků, řek a následně i do moří, tvoří povrchový odtok (angl. surface runoff) (Jeníček, 2006).

Povrchový odtok se utváří za určitých předpokladů, například když dojde k překročení infiltrační kapacity, kdy se jedná o tzv. Hortonovský odtok vyskytující se v oblastech s vysokou intenzitou srážek. Hortonovský odtok je silně závislý na intenzitě srážek a infiltrační kapacitě odtoku a začíná brzy po vypadávání intenzivních srážek. Druhý případ nastává, když dojde k nasycení retenční kapacity, jedná se o tzv. Dunneho odtok (Dunne a Black, 1970), neboli o povrchový odtok z nasycení půdy, který je více závislý na době trvání srážky a na propustnosti hlubších půdních horizontů. Tento případ nastává, pokud je půda nasycena vodou.

Další případ nastává, jestliže dojde k opětovné exfiltraci vody v nižších částech svahu (Jeníček, 2006).

Můžeme tedy říci, že se jedná o vodu z atmosférických srážek, jenž se nezachytila intercepčí a nevsákla se do půdy. Povrchový odtok utváří plynulou vrstvu a soustřeďuje se od stružek, ronů a erozních rýh až do vodních koryt. Měření průtoku povrchového odtoku se provádí přímo, ale i nepřímo (Šilar, 1983).

Na povrchu vegetace a půdy jsou zadržovány srážky dopadající na povrch Země, nebo se vsakují do půdy, popř. se vypařují zpět do ovzduší. V případě vyšší intenzity deště, popř. při intenzivnějším tání sněhu, než je intenzita vsaku, srážková voda stéká nejdříve v souvislé vrstvě jako nesoustředěný (svahový) povrchový odtok, následně se rozděluje erozivními rýhami do stružek a jimi odtéká do bystřin, potoků a řek, které vytvářejí říční hydrografickou síť. Tato fáze povrchového odtoku vodní sítí se nazývá soustředěný povrchový odtok. Rozhodující etapu utváření soustředěného povrchového odtoku v povodích o malé plošné výměře představuje úsek oběhu vody od dopadu srážky až k jejímu soustředování ve vodním toku (Krešl, 2001).

V počáteční fázi probíhá odtok vody ze srážek nebo ze sněhu neorganizovaně, někdy plošně ve směru největšího sklonu povrchu země. Tento odtok značíme jako plošný odtok nebo ron. Voda je schopna obohacovat se lehce rozpustnými látkami, transportovat volná zrna zvětralých hornin a půdy, vytvářet mělké a většinou již zřetelné ronové rýhy již v této fázi. Koncentrováním těchto rýh se odtok začíná soustřeďovat do stružek, které se dále shlukují do hlubokých a znatelných rýh, jenž můžeme definovat jako erozní rýhy. Tyto erozní rýhy bývají pod sněhem nebo v bezsrážkovém období suché. Voda protéká trvale nebo po delší část toku jen těmi, které jsou tak hluboko prohloubeny, že nařezávají hladinu podzemní vody. Spojením erozních rýh se utvářejí hlubší erozní sníženiny, jenž často bývají trvale protékány vodou. Utváření erozních a ronových rýh ztěžuje vegetace, zejména pak hustě zatravněný porost a lesy podporují vsakování vody do půdy nebo udržení plošného odtoku. Na souvisle porostlých terénech probíhá plošná a hloubková eroze velice pomalu a jejich dlouhodobý účinek zapřičiňuje vznik sníženiny charakteru údolí. Nicméně tvary údolí na našem území nejsou výsledkem účinku pouze ronů či eroze, ale i působením geomorfologických procesů, které střídavě působí v jejich modelaci a v nejmladší geologické době. Údolí bývají v blízkosti rozvodí mnohdy suchá. Na

místech trvalého výronu podzemní vody vznikají (prameni) řeky (Sommer, 1985).

Vodní toky odvodňují pouze jistou část území, které je dáno rozvodím. Rozvodí je geomorfologický útvar, jenž tvoří přirozené hranice mezi sousedícími povodími. Říční soustava je tvořena hlavním tokem a jejími přítoky (Kvítek a kol., 2006).

### **2.5.2 Podpvrchový odtok**

Podpvrchový, neboli hypodermický odtok (angl. interflow) vzniká tak, že se část vody ze srážek dostává infiltrací pod zemský povrch, kde odtéká půdou a mělkými pokryvnými útvary těsně pod povrchem. Druhá část infiltrované vody tvoří podzemní odtok. Podpvrchový odtok, který je velice mělký a obvykle krátkého přechodného trvání, se obvykle zařazuje do povrchového odtoku (Šilar, 1983). Podpvrchový odtok je tedy takový odtok, jenž nedosáhne k hladině podzemní vody a proudí do koryta toku, na níže položené území ve vrstvě ihned pod povrchem povodí (Kříž, 1983). Poměrně rychlou složkou odtoku probíhající v horní vrstvě půdy je hypodermický odtok, viz obr. č. 5. Voda z tohoto odtoku se do vodního toku dostává dříve než základní odtok, nicméně později než odtok povrchový. V určitých oblastech se značnou svažitostí terénu a s intenzivní infiltrací může být hypodermický odtok převládající složkou povodňových průtoků. Tento typ odtoku se vyskytuje převážně v oblastech s vlhkým klimatem a s dobře propustnou a silnou půdou. Může se však vyskytovat i v aridních oblastech, kde je v mělkém podloží málo propustná až nepropustná vrstva, jenž zabraňuje infiltraci (perkolaci) vody do podzemí (Beven, 2001).

Jak již bylo zmíněno výše, k hypodermickému odtoku, který se podílí na přímém odtoku, dochází tehdy, pokud stéká do půdy infiltrovaná voda po málo propustné, mělce uložené vrstvě a poté vyvěrá znovu na povrch (Janeček a kol., 2012).



Obr. č. 5 - *Podpovrchový odtok*; zdroj: [www.portal.chmi.cz](http://www.portal.chmi.cz)

## 2.6 Základní odtok

Základní odtok (angl. baseflow) je část odtoku, který je stálý mezi srážkovými událostmi a napájí toky zpožděnými cestami. Základní odtok je mnohdy také nazýván jako odtok vody za příznivých podmínek (Kendall a McDonnell, 1998).

Na tvorbě základního odtoku se podílí taková voda, jenž se infiltruje až k hladině podzemní vody (Janeček a kol, 2012). Základní odtok tvoří dotace z podzemních vod. Jedná se o část celkového odtoku z území ke specifickému profilu na povrchovém toku. Tvoří pohyblivou složku podzemních vod, jenž je složkou hydrologické bilance. Můžeme jej změřit jen v průběhu nízkých vodních stavů v dostatečném časovém odstupu od předešlé srážkové události. Nicméně základní odtok je definován mnoha způsoby. Například v jedné z těchto definic tvoří základní odtok ta část odtoku, jenž pochází z podzemních vod nebo dalších opožděných zdrojů (Hall, 1968). Podle Warda a Robinsona (1990) tvoří základní odtok součet podzemních a opožděných odtoků. Chow a kol. (1988) jej zase definují jako pomalu se měnící tok v období bez dešťů.

Pro velikost základního odtoku je významnějším faktorem litologie nežli atmosférické srážky, což je zajímavé zjištění. Jsou známy situace, kde se v oblastech s malým výskytem dešťů, vyskytuje větší základní odtok nežli v oblastech s větším výskytem dešťů. Tyto situace se vyskytují v případě, že se v takovýchto oblastech



nachází horniny, jenž jsou schopné zadržet (akumulovat) více podzemní vody (Kirchner, 1992).

Halford a Mayer (2000) říkají, že odtok podzemní vody do vodního toku je běžně považován za shodný základnímu odtoku, který je získán pomocí metod separace odtoku. Největším zdrojem vnitrozemské vody na Světě je podzemní voda, a to i navzdory pomalému pohybu (Serrano, 1997).

Podzemní vody proudí přes vzájemně propojené póry, trhlinami větších rozsahů a mikrotrhlinami mezi hranicemi zrn (Smith a Wheatcraft, 1993). Horninami prosakuje část infiltrované vody, která při dosažení hladiny podzemní vody dále putuje horninovým prostředím až k místu odvodnění. Tuto část z celkového odtoku nazýváme odtokem podzemní vody či podzemním odtokem (Šilar, 1983).

Stálý odtok vody do vodních toků a nádrží je způsoben poměrně malou rychlostí proudění podzemní vody a její dlouhou dobou zdržení ve zvodních. Tímto procesem je zajišťován minimální průtok ve vodních tocích v bezsrážkovém období a také minimální výšky hladin ve vodních nádržích (Serrano, 1997).

Během roku má podzemní odtok rozdílný režim vzhledem k proměnlivosti faktorů, jenž jej podmiňují. Ve středoevropských podmínkách se největší úhrnný odtok utváří zejména koncem zimního a na začátku jarního období. V tomto období totiž dochází k významnému dotování půdního profilu vodou zejména ze sněhu, který taje, příp. z vyskytujících se srážek (Holý, 1985).

Stanovit věrnou hodnotu podzemního odtoku je značně obtížné. Podzemní odtok je složkou celkového odtoku, proto se zčásti promítá i do povrchového odtoku. Nicméně existuje hned několik způsobů určení podzemního odtoku, bohužel však ani jeden z těchto způsobů není zcela přesný, protože do výpočtů je nutné začlenit pórovitost, propustnost, a složení půdního pokryvu. Do výpočtu je nutné začlenit srážky, jenž spadly na zemský povrch a neodtekly povrchovým odtokem. Také je nutné počítat s klimatickými podmínkami a s pokryvem vegetace (Šilar, 1983).

Metody určení odtoku podzemní vody, jenž je často také nazýván jako základní odtok, jsou velmi rozšířené. Jedná se o přítok podzemní vody ze zvodněné vrstvy hornin, případně ze země (pásma nasycení) do vodních toků. Specifická část podzemních vod, jenž se účastní na napájení řek a tím pádem i na souhrnném proudění vody v krajině, se účastní na tomto odtokovém procesu (Kříž, 1983).

Jedním z dalších způsobů stanovení odtoku je měření vydatnosti pramenů. Vydatnost pramenů můžeme měřit jakýmkoliv způsobem obvyklým v hydrometrii. Pro měření vydatnosti se nejvíce používá nádoba či trojúhelníkový nebo obdélníkový přepad. Do hydrologické pozorovací sítě jsou začleněny vlivné prameny, jejich vydatnost se měří buďto pravidelně či trvale samočinným registračním zařízením (např. přepad vybavený limnigrafem). Vydatnost pramenů nelze nahradit při sestavování hydrologické bilance, neboť představuje část podzemního odtoku (Šilar, 1983).

Vodní zákon definuje podzemní vody jako vody přirozeně se vyskytující pod zemským povrchem v pásmu nasycení v přímém styku s horninami; za podzemní vody se považují též vody protékající podzemními drenážními systémy a vody ve studních“ (Zákon č. 254/2001 Sb.).

Podzemní voda představuje všechnu vodu v kapalné formě skupenství, jenž se vyskytuje pod zemským povrchem, nehledě na to, jestli utváří nebo neutváří stálou hladinu (Šilar, 1983). Podzemní vody dále členíme podle jejich hydraulických poměrů zvodněného prostředí, druhu a množství rozpuštěných látek, míry propustnosti horninového prostředí, teploty a také podle tvaru skupenství (Tlapák a kol., 1992).

## **2.7 Srážko-odtokový proces**

Srážko-odtokový proces je důležitou součástí hydrologických cyklů, protože determinuje mnoho charakteristik krajiny, výskyt a velikost povodní. Tudíž je pochopení a modelování srážko-odtokových procesů zásadní v mnoha problémech spojenými se záplavami či vodními zdroji (Tarboton, 2003).

Při dešti může voda z krajiny rychle odtékat přes půdu nebo skalní povrchy a soustředit se v podobě povrchového odtoku. Případně může voda naopak odtékat pomaleji a může infiltrovat skrze půdní póry a dosáhnout zóny saturace (nasycení). Voda pod zónou nasycení protéká daleko pomaleji než povrchový odtok.

První kapky při atmosférických srážkách jsou zachyceny na vegetaci. Nicméně jak déšť pokračuje, tak voda, jenž dosáhne povrchu země, začne pronikat do půdy, dokud nedosáhne stádia, kdy intenzita srážek začne převyšovat infiltrační kapacitu půdy. V tento moment se začnou plnit příkopy a různé deprese, začnou se utvářet

povrchové kaluže a následně se utvoří odtok. Na toto téma bylo publikováno mnoho článků a bylo vytvořeno mnoho počítačových modelů pro simulaci odtokových srážko-procesů. Nicméně všechny tyto modely vyžadují podrobné znalosti řady vstupujících faktorů a podmínek v povodí, které ve většině případů nejsou snadno dostupné (Critchley a kol., 2013).

Mezi různými klimatickými regiony je výrazný rozdíl. Správné porozumění nejdůležitějším hydrologickým procesům za různých klimatických podmínek je proto zásadní, a to buď pro vhodné vytvoření nového hydrologického modelu, nebo pro správnou volbu mezi velkým počtem již existujících hydrologických modelů (Bergkamp, 1998).

## **2.8 Faktory ovlivňující srážko-odtokový proces**

### **2.8.1 Intercepce**

Intercepci představuje část srážkové vody, která je zachycena na vegetaci (listy, větve), půdním i lesním povrchu, střeších domů či pozemních komunikacích. Takto zachycená voda se nevsakuje do půdy ani neodtéká ve formě povrchového odtoku. Množství takto zachycených srážek, jenž se po vypaření vrací zpět do atmosféry, mnohdy nazývá intercepční ztrátou (Brutsaert, 2005).

Intercepce atmosférických srážek je určitým způsobem akumulace vody na vegetaci. Voda takto zachycená se z povrchu vegetace vypaří zpět do atmosféry. Část vsáknuté vody do půdy se vypařuje z povrchové vrstvy. Část vody odeberou kořeny rostlin a transpirace probíhá skrze ně (Novák, 1995).

U listnatých porostů může intercepční ztráta činit až 20 %, u jehličnatých porostů, jenž mají větší plochu respiračních orgánů, se hodnota může pohybovat až okolo 60 % atmosférických srážek. Intercepce tudíž může být důležitou součástí hydrologické bilance (Savenije, 2004 a Gerrits, 2010).

Optimální intercepci mají porosty se sevřeným horizontálním i vertikálním zápojem, jelikož přes korunové patro k povrchu půdy prostoupí většina srážek s minimální kinetickou energií (Peňaz, 2007).

Savenije (2004) tvrdí, že jedním z nejméně nedoceňovaných a opovrhovaných procesů ve srážko-odtokových analýzách je intercepce. Především pak zjednodušené hydrologické modely, které dokonce proces intercepce ignorují úplně, a argumentují

tvrzením, že hodnota celkového výparu je velice nízká či dokonce zanedbatelná. Podle Savenije (2004) je toto opovrhování intercepce mnohdy pošetilé.

### **2.8.2 Retence**

V hydrologii retence znamená přirozené či umělé dočasné zadržení vody v krajině. Tento prvek srážko-odtokového procesu je význačný jak pro zachycení atmosférických srážek v krajině, tak i pro transformování průtokových či povodňových vln. Voda může být zadržena na povrchu travního či lesního porostu, na povrchu křovin, půdy či půdním krytu, ale i v korytě vodního toku či ve vodní i suché nádrži, v půdním profilu, v záchytném průlehu nebo příkopu. Pro velkou část území v rámci naší republiky je retence vody nadmíru nepříznivá. A to především kvůli krystalickým horninám, které se vyskytují na více jak 60 % území České republiky. Krystalické horniny se vyskytují zejména ve vrchovinách, pahorkatinách či hornatinách, zde se střídají převýšení od 150 do 450 metrů s úzkými údolími podél vodních toků. Pokryv těchto horninových podloží u středně hlubokých půd tvoří obvykle kambizemě, jenž mají malou až střední rychlost infiltrace a celkovou retenční schopnost do 120 mm srážek (Kvítek, 2005).

### **2.8.3 Infiltrace**

Infiltrace je proces, při kterém voda na povrchu země vstupuje do půdy. Zpravidla se používá jak v hydrologii, tak i v pedologii. Infiltrační kapacita je definována jako maximální rychlost infiltrace (Kirkham, 2014).

Vsakování, čili infiltrace je proces, při kterém je povrchová voda převáděna do pásma aerace (provzdušněného) půdního profilu. Díky kořenovému systému vegetace se z pásma aerace může voda dostat do těl rostlin, poté se procesem transpirace transportuje z rostlinných těl zpět do atmosféry. Část infiltrované vody se vsákne ze zóny provzdušněného půdního profilu až do zóny saturace (nasycení), kde doplňuje zásoby podzemní vody. Od fyzikálních vlastností půdy se odvíjí rychlost infiltrace a objem infiltrované vody. Fyzikálními vlastnostmi půdy se rozumí druh a typ půdy, rostlinného krytu půdy, vlhkosti půdy, hloubce, do které je voda ještě schopná infiltrovat (závisí na velikosti počtu půdních kapilár), době trvání a intenzitě atmosférických srážek, chemických látkách v půdě (Trizna, 2007).

Infiltrační kapacita půdy se odvíjí od textury i struktury půdy, a na jejím předchozím nasycení (obsah vlhkosti půdy z předcházející dešťové srážky). Počáteční kapacita (suché) půdy je obvykle vysoká, nicméně jak srážky pokračují, tak se kapacita snižuje, dokud nedosáhne stabilní hodnoty, kterou nazýváme konečnou ustálenou rychlostí infiltrace. Proces vytváření odtoku pokračuje, dokud intenzita srážek převyšuje infiltrační kapacitu půdy. Jakmile intenzita srážek klesne pod infiltrační kapacitu půdy, tak se proces vytváření odtoku zastaví (Nagarajan, 2009).

#### **2.8.4 Výpar**

Proces, při němž dochází ke změně vody ve vodní páru, nazýváme výpar. Velikost výparu je přímo ovlivněn energií z atmosféry (vítr) či energií ze slunce (záření). Výpar dále rozlišujeme na výpar z vegetace (transpirace) a na výpar z půdy (evaporace), souhrnně jsou pak označovány jako evapotranspirace (Vopravil a kol., 2011).

Výpar z vegetace (transpirace) zastává důležitou roli, která se odráží v místním klimatu. V krajině s vegetací a dostatečně zavodněném prostředí je značná část sluneční energie proměněna na výpar. Naopak v krajině s malým zastoupením vegetace a ovlivněným hydrologickým režimem se sluneční energie přeměňuje jen na teplo. Tento jev je dobře zřetelný například nad lesními porosty, kde se oblaka vodní páry utvářejí transpirací vodních kapek, jenž se pomocí intercepce zachytily na lesním porostu. Na lesních porostech probíhá největší intercepce srážek, tudíž je i výpar z lesních porostů daleko vyšší než z travnatých porostů (Davies, 2008).

Výpar se měří pomocí tzv. výparoměru, což je nádoba o známých rozměrech, která je zapuštěná do země. Princip spočívá v měření změny vodní hladiny za pomoci plováku (Bumerl, 2003).

#### **2.8.5 Klimatické poměry**

U klimatických poměrů hrají důležitou roli srážky ale například i výpar a teplota (Trizna, 2004).

Atmosférické srážky jsou nejdůležitějším faktorem, jenž způsobuje odtok. Důležitými charakteristikami srážek jsou délka, intenzita a plocha distribuce srážek. Celkový odtok závisí na délce trvání přívalového deště. Pro danou intenzitu

přivalového deště a dalších okolností, povede delší trvání přivalového deště k většímu odtoku. Tyto faktory přivalového deště ovlivňují jak rychlost, tak i objem odtoku. Obecně k maximální rychlosti a objemu odtoku dochází při zasažení celého povodí. Teplota, rychlost větru a vlhkost vzduchu jsou hlavními meteorologickými faktory, jež ovlivňují odtok. Ovlivňují totiž míru evaporace a transpirace, tudíž režim půdní vlhkosti a rychlost infiltrace, a v poslední řadě objem odtoku (Subramanya, 1994).

### **2.8.6 Pedologické a geologické poměry**

Geologické a pedologické poměry mají velký vliv na odtok vody z povodí, obzvláště pak typ matečné horniny. Například tvrdé krystalické horniny jako je andezit nebo žula urychlují povrchový odtok, a to z důvodu, že jsou v nezvětralém stavu nepropustné. Nicméně pokud jsou zvětralé, tak utvářejí hrubozrnný zvětralinový plášť, jež umocňuje infiltraci. Nicméně vysokou permeabilitu mají například i písky, porézní pískovce, štěrky či tektonicky narušené tvrdé horniny. Geologické vlastnosti zahrnují typ půdy, podpovrchové horizonty, matečnou horninu a propustnost. Tyto vlastnosti ovlivňují míru infiltrace a perlokace vody. Odtok vody bude vyšší u těžkých nepropustných nebo ztuhnutých půd (jíly) a menší bude naopak u půd s vyšší infiltrací (písky) (Subramanya, 1994).

U půdních poměrů je ovlivňována především intenzita vsakování, a to zejména obsahem humusu, zrnitostním složením, strukturou a obsahem minerálních látek v půdních horizontech (Netopil a kol., 1984).

Na pórovitosti půdy závisí infiltrační kapacita, jelikož udává kapacitu akumulace vody a ovlivňuje odpor infiltrované vody do hlubších vrstev půdy. Pórovitost se liší s typem půdy, nicméně nejvyšší infiltrační kapacitu mají sypké písčité půdy, zatímco těžké jílovité či hlinité mají infiltrační kapacitu menší. Počáteční infiltrační kapacita je vysoká a při dešti se postupně snižuje, avšak to platí pouze pokud půdní povrch zůstane neporušený. S intenzitou deště roste i velikost dešťových kapek. Při srážce s vysokou intenzitou jsou tedy dopadající kapky doprovázeny i značnou kinetickou energií, která má za následek rozrušování půdního agregátu a vytlačování jemných částic půdy do vrchních půdních pórů. To způsobuje následné ucpání pórů a výrazné snížení infiltrační kapacity. Tento jev je k vidění

převážně v suchých oblastech. Na tento efekt jsou nejvíce citlivé jílovité a hlinité půdy. (Critchley a kol., 2013).

### **2.8.7 Tvar a velikost povodí**

Odtok vody z povodí závisí na velikosti, tvaru a lokalitě povodí. Z výsledků pozorování vyplívá, že: Obecně jsou intenzivnější srážky rozloženy na relativně menší oblasti, což znamená, že čím je větší plocha, tím je nižší intenzita deště. Větší povodí dávají konstantnější minimální průtok, než menší povodí (efekt lokálních dešťů a větší kapacity zásob podzemní vody). Povodí vějířovitého tvaru mají větší odtok, poněvadž jejich přítoky mají téměř stejnou velikost, a proto je čas koncentrace odtoku téměř stejná. Naopak u povodí s přítoky protáhlého tvaru je odtok rozložen do dlouhé periody, a to díky rozdílným délkám přítoků (Subramanya, 1994).

Hustotou říční sítě je vyjádřen podíl celkové délky koryt zájmového území (povodí) a plochy území. Je jedním z ukazatelů pro odhad povrchového odtoku z území. Čím je hustota říční sítě vyšší, tím efektivněji je odváděna voda z přímého odtoku, při přívalových povodních má pak za následek rychlejší nástup kulminace s větším vrcholem. Naopak u povodí s nižší hustotou říční sítě voda lépe infiltruje a přímým odtokem tak odtéká méně vody. U těchto povodí je půdní profil většinou dobře rozvinutý a hluboký (Trizna, 2007).

Netopil a kol. (1984) tvrdí, že uspořádání a tvar říční sítě ovlivňují průběh povodňové vlny. Uspořádání říční sítě má převážně vliv například na úseky pod soutoky hlavních větví říční sítě. Postupně vodu odvádí stromovitá říční síť, tzn., že povodňová vlna z pramenné části dosáhne do dolního toku v čase, kdy již pominul vysoký odtok z dolní části. Zásluhou stromovitého uspořádání je vysoký odtok rozložen na delší časové intervaly a průtoky jsou podstatně nižší v momentech vrcholící povodně. Říční síť vějířovitého uspořádání je charakteristická soutokem hned několika řek v jednom bodě, díky čemuž povodeň obvykle vrcholí právě v tomto bodě soutoku, jelikož do něj přiteče voda ze všech řek v jednom okamžiku. Pro říční síť vějířovitého uspořádání jsou typické velké povodně, které jsou doprovázeny inundacemi (Kemel, 1991).

### **2.8.8 Nasycenost půdy**

Jedním z činitelů, který má vliv na retenci vody v krajině je nasycenost půdy

vodou. Nasycenost půdy se vyjadřuje tzv. indexem nasycení. Index nasycení rozdělujeme do 3 stupňů na základě celkového objemu spadlých atmosférických srážek v předchozích pěti dnech před dnem, ve kterém hodnotíme návrhovou srážku (Kozlovská a Toman, 2010).

Nasycenost půdy vodou ovlivňuje odtokové poměry v povodí. Pokud je půda relativně suchá (nenasycená), tak její potenciální retence dosahuje vysokých hodnot a tím ovlivňuje (snižuje) povrchový odtok a zvyšuje podzemní odtok. Naopak u nasycené půdy vodou, dosahuje potenciální retence daleko menších hodnot a povrchový odtok je tak větší.

K nasycení půdy vodou dochází vytrvalými dešti či srážkami s vysokou intenzitou. Pokud je překročena retenční a akumulární kapacita půdního profilu, tak dojde k tvorbě povrchového odtoku a ke značnému urychlení odtoku vody z povodí (Vopravil a kol., 2011).

### **2.8.9 Výška a sklon povodí**

Geomorfologické vlastnosti udávají údaje zejména o výškových a sklonových poměrech v povodí. Průměrná výška a sklon povodí nicméně nevyjadřují podrobnější vlastnosti reliéfu, jenž jsou nutné pro klasifikaci odtoku vody z povodí. Povodí můžeme rozdělit podle specifických typů reliéfu, nýbrž ani touto typologií nelze jednoznačně identifikovat odtok vody. V horských oblastech hraje velkou roli drsnost povrchu svahů. K intenzivnějšímu odtoku dochází na svazích s hladkým povrchem, drsné svahy jenž jsou pokryté sutí, humusem nebo lesní hrabankou naopak zvyšují vsakování a tím odtok snižují (De Blij a kol., 2004).

Podle výzkumů je u povodí s vyšší sklonitostí větší odtok než u povodí s menším sklonem. Množství odtoku klesá se zvyšující se délkou svahu. To je způsobeno nižší rychlostí proudění a následně delší dobou koncentrace (čas nutný k tomu, aby se kapka vody dostala z nejbližšího místa i uzávěrovému profilu). To znamená, že voda je vystavena infiltraci a evaporaci po delší dobu. Objem odtoku se zvyšuje s klesající velikostí povodí, tzn., že čím je větší plocha povodí, tím je doba koncentrace delší a následný odtok menší (Sharma a kol., 1986).

Sklonitější povodí mají tendenci utvářet větší odtok, než nížinné oblasti. Horské oblasti mají obecně větší úhrny srážek, jelikož je vzduch ve větších výškách a v chladnějším prostředí. Na mírných svazích může voda utvářet kaluže, které se



později vsakují do půdy. Nicméně v oblastech se strmými svahy má voda tendenci odtékat rychleji. Na strmých svazích bývá půda tenčí, což má negativní vliv na infiltraci vody (Selby, 1982).

#### **2.8.10 Vegetační kryt**

Vegetační kryt má zcela jasný vliv na celkový odtok vody z povodí. Je totiž schopný zintenzivnit jak infiltraci, tak i povrchový odtok. Například lesní porosty mají kladný vliv na zadržování vody v krajině, čímž usnadňují její regulaci. Lesní porosty zvyšují intercepci zadržováním srážek na listech, větvích a kmenech. Dále navyšují akumulaci, intenzitu infiltrace (vznikem humusu), retenční schopnost povrchu (spodní vegetační patra, hrabanka, kořeny), prodlužují dobu infiltrace a udržují vyšší vlhkost vzduchu (Vopravil a kol., 2011).

Množství zachycených dešťových srážek na vegetaci závisí na druhu vegetace a její fázi růstu. Například obiloviny mají menší zadržovací plochu, než hustý travní porost. Vegetační kryt má nejvýznamnější vliv na infiltrační kapacitu půdy. Hustá vegetace navíc chrání půdu před rozrušováním půdy, viz kap. 2.7.6. Kromě toho kořenové systémy a organická hmota v půdě zvyšují pórovitost půdy, čímž zlepšují podmínky pro infiltraci vody. Vegetační kryt také zpomaluje povrchový odtok, zejména na mírných svazích, voda pak má více času na infiltraci nebo evaporaci. (Critchley a kol., 2013).

Významnou roli zaujímají lesy, jenž navyšují podíl výparu v celkové vodní bilanci, a tím vyrovnávají především odtok vody. Nicméně každý les je jiný a jeho role v odtoku vody je určena jeho původem v území, druhovou skladbou, stářím atd. Například smrkové monokultury nemají na přirozený odtok vody kladný vliv. Pokud jsou vysazovány v území s vláhovým deficitem, tak se jejich opad rozkládá velice pomalu, rychle vysychá a vodu do podzemí odvádí velmi pomalu. Opačná situace naopak nastává v přirozeném vyšším výškovém stupni (De Blij a kol., 2004).

Závěrem můžeme říci, že oblast hustě pokrytá vegetací přináší daleko menší odtok než holá půda.

#### **2.8.11 Antropogenní vlivy**

I když si to uvědomujeme jen zřídka, tak právě antropogenní vlivy (vytvořené člověkem) se velmi promítají, a to hned v několika směrech do odtoku vody, jeho

vzniku a vodního cyklu. Velmi důležitými faktory, jenž ovlivňují odtok vody z krajiny jsou zejména způsoby využití půdy, hospodaření s vodou, vegetační kryt, výstavba a pěstování určitých kultur. (Vopravil a kol., 2011).

V krajině byl často přirozený hydrologický režim narušen regulacemi toků, což se dnešní době negativně ukazuje zejména při povodních, ale někdy také i při běžných vodních stavech. Intenzita takovýchto zásahů lidskou činností roste společně s celkovou intenzitou využívání krajiny, zejména od horních toků k nížinným oblastem, kde je krajina využívána převážně zemědělsky a nachází se zde větší sídla (Bažatová, 2009).

Kulturní poměry, jenž jsou charakterizovány obděláváním, užíváním, ale i hnojením a osevními postupy se velkou mírou podílí na utváření srážkového odtoku. Povrchový odtok zvyšuje orba či setí plodin po směru svahu. Správné umístění pozemků a kultur mohou naopak srážkový odtok výrazně snížit (Jůva, 1957).

Odtok dále ovlivňuje i rozvoj měst, který může výrazně zvýšit úhrn srážek, čímž se následně zvýší i odtok vody z území. Většina dlážděných ploch, střech či neprostupných ploch totiž neumožňuje infiltraci a vodu rovnou odvádí do kanalizací či koryt. Tento problém následně zvyšuje hladiny potoků, což způsobuje větší a rychlejší nástup povodní. V urbanizované krajině většina srážek nemá šanci prosakovat až do podzemních vod a nemůžou tak doplnit zásoby podzemních vod či studní. Některá města proto již podnikla kroky ke snížení těchto dopadů (Dunne a Leopold, 1978).

Lidé mají snahu záměrně regulovat odtok různými způsoby, například zadržováním vody pomocí přehrad, jejichž úkolem je snížení proměnlivosti průtoků. Průtok vody pak může být nižší než množství vypuštěné vody či naopak průtok vody vyšší než množství vypuštěné vody (Peters a Prowse, 2001).

Dalšími antropogenními zásahy, jenž ovlivňují odtok je kácení lesních porostů, což má za následek nižší intercepci a následnou transpiraci vody zpět do atmosféry. Tím je zapříčiněno zapojení většího podílu srážek do povrchového odtoku z krajiny (Tachecí, 2002).

## 2.9 Metody výpočtu odtoku z krajiny

Odtok z krajiny stanovujeme na základě početných srážko-odtokových matematicky definovaných modelů, jenž charakterizují vztahy v zájmovém povodí a předpovídají množství odtoku podle vstupních údajů o atmosférických srážkách. Jednotlivé modely se odlišují rozsahem schematizace povodí a vstupních údajů, svou výpočetní náročností a odchylkou se skutečně naměřenými parametry. Některé modely mají omezenou upotřebitelnost a jsou účelné jen pro specifický typ povodí (Ředinová a kol., 2009). Podle Ebrahimiana a kol., (2012) je využití konvenčních postupů měření odtoku značně nákladné, a to jak z finančního, tak i z časového hlediska, navíc jsou konvenční metody náchylné k chybám z příčiny nedostatku přesných podkladových dat. Kromě toho má spousta povodí skrovný počet měřidel pro zaznamenávání srážkových úhrnů a množství odtoku.

Zjišťování odtoků na tocích s absencí hydrometrických pozorování je relativně častým úkolem zejména na malých zemědělsky či lesnický využívaných povodí. Pro zjišťování odtoků se používají různé vzorce, především se používají tradiční racionální metody jako je metoda izochron, intenzivní vzorce nebo exponenciální vzorce. Další často využívanou metodou je metoda CN křivek či metody jenž vycházejí z jednotkových hydrogramů. Povodí malých vodních toků mají specifický charakter, vyznačují se nízkou rozvinutostí hydrografické sítě, mnohdy je jen jeden tok vyvinut výrazně, někdy není výrazně rozvinutá ani údolnice (Jandora a kol., 2002).

### 2.9.1 Metoda izochron

Metoda je založena na konstrukci izochron (myšlené čáry), ze kterých voda odtéká za stejný čas do uzávěrového profilu povodí. Metoda izochron popisuje vzájemný vztah trvání srážky a doby proudění vody (Jandora a kol., 2002).

Konvoluce, jenž se uplatňuje převážně při metodě jednotkového hydrogramu (Sherman, 1932) nemá význam pouze pro teorii hydrologických modelů, nýbrž i ve spouště deterministických hydrologických modelech. Upravené odvození je uvedeno dle Kováře (1998).

$$Q_i = f_i * h_i$$

Kde:

$Q_i$  – množství odtékající vody

$f_i$  – izochronami ohraničená plocha

$h_i$  – výška srážky spadlá na povodí během časového intervalu

### 2.9.2 Intenzivní vzorce

Metoda intenzivního vzorce se používá pro velmi malá, především urbanizovaná povodí při návrhu stokových sítí, jenž svojí plochou nepřesahují pár hektarů. Vztah pro výpočet návrhového průtoku se skládá z návrhové intenzity kritického srážkového úhrnu, kdy je doba trvání deště rovna době koncentrace, s danou periodicitou a odečítá se z tzv. Truplových grafů. Dále je do vztahu pro výpočet zahrnuta plocha povodí a součinitel odtoku (Jandora a kol., 2002).

$$Q_N = i_N * S_P * \varphi$$

Kde:

$Q_N$  – návrhový průtok

$i_N$  – intenzita návrhového úhrnu srážek

$S_P$  – plocha povodí

$\varphi$  – součinitel odtoku

### 2.9.3 Exponenciální vzorce

Pro stanovení návrhového průtoku se mnohdy používá i metoda exponenciálních vzorců. U této metody se vychází z předpokladu, že specifický odtok je nepřímě úměrný ploše povodí (Jandora a kol., 2002).

### 2.9.4 Čerkašín

Pro výpočet odtoku vody pro návrhovou srážku s pravděpodobností opakování 100 let (N100) pro povodí, jenž nepřesahuje svou plochou 300 km<sup>2</sup> se používá vztah odvozený Alexandr Čerkašinem. Jedná se o jednoduchou a dostatečně přesnou metodu výpočtu (Jandora a kol., 2002). Tato metoda již pracuje s koeficientem tvarem povodí a podílem zalesněné plochy. Dále bylo analýzou prokázáno, že sklonitost má významný vliv (Čerkašín, 1964). Níže uvedený vztah se řadí mezi tzv. objemové vzorce.

$$Q_{100} = \frac{24,7 * \beta * v_s \frac{2}{3} * S_P}{\psi * L^{\frac{2}{3}}}$$

Kde:

$Q_{100}$  – množství 100 leté odtékající vody

$\beta$  – objemový součinitel odtoku

$v_s$  – střední rychlost dobíhání vody z povodí [m/s]

$S_P$  – plocha povodí [km<sup>2</sup>]

$\psi$  – koeficient tvaru povodí

$L$  – délka údolnice (od uzávěrového profilu až k rozvodnici) [km]

### 2.9.5 Sokolovský

Druhým nejznámějším a mnohdy používaným vzorcem pro výpočet nejvyššího průtoku je vzorec Sokolovského. Jeho vstupními hodnotami jsou čas, úhrn návrhové srážky, odtokový součinitel, tvar hydrogramu a plocha povodí (Jandora a kol., 2002).

$$Q_{MAX} = \frac{0,28 * H_S * \beta * S_P * f}{t_k}$$

Kde:

$Q_{MAX}$  – maximální průtok

$H_S$  – úhrn srážek za výpočtovou dobu trvání deště [mm]

$t_k$  – kritická doba trvání deště (= doba koncentrace)

$\beta$  - objemový součinitel odtoku odvozený analogií, resp. dle Čerkašina

$S_P$  – plocha povodí [km<sup>2</sup>]

$f$  – součinitel tvaru hydrogramu, průměrná hodnota  $f = 0,6$

Tito autoři měli snahu o vyjádření nejvyššího průtoku, který vychází z plochy povodí a topografie terénu. Nicméně ze závěru Čerkašina plyne, že výsledky výše uvedených metod mnohdy udávají vyšší hodnoty, než hodnoty průtoků ve skutečnosti (Jandora a kol., 2002).

### 2.9.6 CN Křivky

V americkém institutu NRSCS (Natural Resources Soil Conservation Service), byla vyvinuta metoda čísel odtokových křivek CN (Curve Number), která slouží pro

klasifikaci srážko-odtokových procesů v krajině. Tato metoda byla odvozena na základě analýzy dat z malých povodí ve Spojených státech amerických (United States Department of Agriculture, 1986). Janeček (1992) tuto metodu publikoval a upravil pro naše poměry. Díky této metodě můžeme vypočítat objem přímého odtoku a kulminačního průtoku na zemědělských, lesnických, ale i urbanizovaných plochách až do velikosti plochy povodí zhruba 10 km<sup>2</sup>. Hlavním vstupem do metody CN křivek je úhrn atmosférických srážek (předpokládá se jeho rovnoměrné rozložení po celé ploše povodí). Za pomoci odtokových CN křivek je objem srážek přeměněn na objem odtoku. Hodnoty CN křivek se pohybují v rozsahu 0 – 100 (běžně 55 - 90), a jsou závislé na vlivu hydrologických vlastností půd a na vlhkosti a využití půdy.

Hydrologické vlastnosti půd jsou na základě minimálních rychlostí infiltrace vody do půdy bez pokryvu po dlouhodobém nasycení rozděleny do čtyř základních skupin: A, B, C, D (viz tab. č. 1). Rozdělení do těchto hydrologických skupin půd je možné určit z číselného kódu BPEJ, a to z druhé a třetí číslice (HPJ) viz tab. č. 2.

<b>Skupina půd</b>	<b>Charakteristika hydrologických vlastností</b>	<b>Minimální infiltrace (i při úplném nasycení) [mm/min]</b>
A	Hluboké půdy, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo štěrky	Vysoká > 0,12
B	Středně hluboké až hluboké půdy, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité	Střední 0,06 – 0,12
C	Půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu, jílovitohlinité až jílovité	Nízká 0,02 – 0,06
D	Půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, jíly s vysokou bobtnavostí	Velmi nízká < 0,02

Tab. č. 1 - *Hydrologické skupiny půd; převzato z Janeček a kol. (2012)*

HPJ (2. a 3. č. BPEJ)	Hydrologická půdní skupina	HPJ (2. a 3. č. BPEJ)	Hydrologická půdní skupina	HPJ (2. a 3. č. BPEJ)	Hydrologická půdní skupina
1	B	27	B	53	D
2	B	28	B	54	D
3	C	29	B	55	A
4	A	30	B	56	B
5	A	31	A	57	C
6	C	32	A	58	C
7	D	33	B	59	D
8	B	34	B	60	B
9	B	35	B	61	D
10	B	36	B	62	C
11	B	37	B	63	D
12	B	38	B	64	C
13	B	39	C	65	C
14	B	40	B	66	D
15	B	41	B	67	D
16	B	42	B	68	D
17	A	43	B	69	D
18	B	44	C	70	D
19	B	45	C	71	D
20	D	46	C	72	D
21	A	47	C	73	D
22	B	48	C	74	D
23	C	49	D	75	C
24	B	50	C	76	D
25	B	51	C	77	C
26	B	52	C	78	C

Tab. č. 2 - *Hydrologické skupiny půd dle HPJ; převzato z Janeček a kol. (2012)*

Vlhkost půdy je určována na základě pětidenního úhrnu předcházejících srážek – indexu předchozích atmosférických srážek (IPS) udávaných ve 3 stupních. IPS 1 – suchá půda s obsahem vody v půdě, jenž ještě umožňuje uspokojivou orbu a obdělávání. IPS 3 – přesycená půda předcházejícími dešti. IPS 2 se používá pro návrhové účely.

Zastoupení složek celkového odtoku se hodnotí prostřednictvím čísel odtokových křivek, (CN křivek). Hodnoty CN křivek jsou indikátorem pravděpodobnosti typu odtoku. Čím je hodnota CN křivek větší, tím spíše se přímý odtok bude týkat povrchového odtoku. Srážkový úhrn tvoří základní vstup metody CN křivek, za předpokladu rovnoměrného rozdělení srážkového úhrnu po celé ploše povodí. Pomocí CN křivek je objem srážek proměněn na objem odtoku. Hodnoty CN křivek jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd přesněji řečeno infiltraci, retenci (respektive povrchové akumulaci a intercepci), vegetačním pokryvu, obsahu

vody v půdě a velikosti nepropustných ploch. Doba doběhu, jenž je nezbytný pro částice vody (kapky) k transportu z jednoho místa povodí na jiné se značí  $T_t$ . Doba doběhu je část doby koncentrace, která se značí  $T_c$ , jenž znamená čas nezbytný pro odtok z hydraulicky nejodlehlejšího bodu povodí do uzávěrového profilu povodí. Tvar a vrchol hydrogramu je ovlivňován dobou koncentrace odtoku. Doba koncentrace ( $T_c$ ) se obvykle snižuje intenzifikací zemědělského využití pozemků v krajině, tímto se naopak zvyšuje vrcholový průtok. Využití půdy je tedy hodnoceno na základě vegetačního pokryvu, způsobu obdělávání a uplatnění protierozních opatření. V prvotní metodě CN křivek bylo počítáno s tím, že voda v povodí stéká z horních částí jako plošný povrchový odtok a posléze přechází v soustředěný odtok o nízké hloubce, který končí soustředěným odtokem v otevřeném korytě. Odtok obvykle začíná až po určité akumulaci srážek, tato počáteční ztráta je součtem intercepce, infiltrace a povrchové akumulace, která se na základě experimentálních měření odhaduje na 20 % potenciální retence (Janeček a kol., 2012).

## 2.10 Meteorologie

Stav atmosféry charakterizovaný atmosférickými jevy v určitém místě a čase a souhrnem hodnot všech meteorologických prvků nazýváme počasím. Počasí se typizuje souborem okamžitých nebo krátkodobě průměrovaných hodnot, a to především teploty vzduchu, atmosférických srážek, tlaku vzduchu, oblačností, směrem a rychlostí proudění větru apod. Pro počasí je příznačná velká prostorová a časová proměnlivost. Oproti tomu jako dlouhodobý („zprůměrovaný“) režim počasí označujeme klima, neboli podnebí, které je typické pro určitou oblast či místo (Holton a Curry, 2002).

## 2.11 Atmosférické srážky

Částice vzniklé následkem kondenzace vodní páry v ovzduší a vyskytující se v kapalné nebo pevné fázi v atmosféře, v předmětech v atmosféře nebo na povrchu země označujeme jako atmosférické srážky. Atmosférické srážky rozdělujeme na vertikální (padající), ke kterým patří déšť, mrznoucí déšť, mrholení, mrznoucí mrholení, sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, krupky, zmrzlý déšť či kroupy (Kříž, 1988).



Jako horizontální (usazené) srážky značíme rosu, námrazu, ledovku či jinovatku. Jestliže atmosférické srážky vypadávají z oblaků, ale nedopadají na zemský povrch, označují se jako srážkové pásy pod základnami oblaků (virga) (Kopáček a Bednář, 2005).

Úhrn neboli množství srážek, vyjadřujeme v milimetrech, které udávají výšku vodní vrstvy, která by se vytvořila na horizontálním povrchu ze spadlých kapalných srážek anebo z roztátých tuhých srážek, za předpokladu že se žádná voda ani nevsákne a ani nevypaří. Údaj množství srážek v milimetrech číselně s ohledem k hustotě vody znamená také počet litrů srážkové vody spadlé na 1 m<sup>2</sup> horizontálního povrchu (Brutsaert, 2005).

Intenzita srážek vyjadřuje průběh srážek, a to zejména přeháňkového charakteru. Tato veličina udává množství srážek spadlé za jednotku času, obvykle v milimetrech za minutu či za hodinu. Zásadní význam pro hydrologické účely, např. v kontextu s povodněmi mají hodnoty intenzity srážek spolu s údajem o jejím trvání.

Jako trvalé srážky označujeme ty, jejichž trvání není omezeno na příliš krátký časový interval, a to ať již ve tvaru deště nebo sněhu. Trvalý déšť nebo trvalé sněžení vypadávají z oblaků druhu nimbostratus (Ns, dešťová sloha), popř. altostratus (As) a vyskytují se nad rozlehlým územím.

Přeháňky oproti tomu netrvalí dlouho, za to jsou však co do množství spadlých srážek mnohdy velmi vydatné, jelikož se mohou vyznačovat většími intenzitami. Nicméně srážky přeháňkového typu postihují menší oblasti a někdy jsou lokalizovány na relativně velmi malé plochy. Přeháňky vypadávají zejména z oblaků druhu cumulonimbus (Cb, bouřkový oblak), a to jak místních tak frontálních. Z mohutně vyvinutých oblaků cumulus congestus (Cu) mohou někdy vypadávat slabé přeháňky. Uvnitř vzduchových, obvykle instabilních hmot se mohou vyskytnout přeháňky, ale mohou se vyskytnout také na čarách instability a studených frontách. Mnohdy se při přeháňkách vyskytují silné nárazy větru a v letním období pak bouřky doprovázené krupobitím. Občasný déšť, což je přerušovaný déšť vypadávající z vrstevnatých oblaků, především z oblaků druhu nimbostratus (Ns) je třeba od přeháňek odlišovat. Naopak častou představu přeháňky přesahuje přívalový déšť vypadávající občas z mohutných cumulonimbů (Cb), kdy v průběhu krátkého časového intervalu (např. jedné hodiny) spadne několik desítek milimetrů srážek.

Tyto přívalové deště jsou mnohdy spojeny s místními záplavami, popř. povodněmi (Kopáček a Bednár, 2005).

Informace o srážkách jsou rozhodující pro pochopení hydrologické rovnováhy v globálním měřítku a pro pochopení komplexních interakcí mezi malými a velkými složkami v hydrologickém cyklu. Latentní zahřívání spojené se srážkami je primárním zdrojem atmosférické energie a znalost prostorového a časového rozložení srážek po celém světě je rozhodující pro zlepšení diagnostiky klimatu a zlepšení modelů pro předpověď počasí a klimatu. Distribuce srážek je také důležitá pro vodní hospodářství pro zemědělství, elektrickou energii a ochranu před povodněmi a pro monitorování sucha a povodní (Adler a kol., 2003).

## 2.12 Návrhové srážky

Nejčastěji je výzkum doby opakování srážek a jejich návrhových hodnot realizován na denních úhrnech srážek, měřených od 7 hodin místního času do 7 hodin následujícího dne. V rámci ČR dosahují dlouhodobé průměry ročních maxim denních úhrnů srážek hodnot mezi 30 a 75 mm (Tolasz a Baštýřová, 2007). Těmto hodnotám odpovídá také prostorové rozložení návrhových denních úhrnů srážek. Například na velké většině území stoletý jednodenní úhrn nedosahuje 100 mm, avšak v exponovaných horských oblastech je odhadován i např. přes 200 mm (Kulasová a kol., 2004; Brázdil a kol., 2005). Nicméně Kyselý a kol. (2011) říká, že v důsledku výskytu případných odlehlých hodnot je stanovení návrhových denních úhrnů s dlouhou dobou opakování pro jednotlivé stanice zatíženo značnou nejistotou, z tohoto důvodu se v současné době při řešení tohoto úkolu používají metody regionální frekvenční analýzy.

Ještě obtížnějším úkolem je určení návrhových subdenních úhrnů, protože síť automatických srážkoměrů byla do nedávné doby daleko řidší než síť klasických srážkoměrů. Trupl (1958), který z 98 ombrografů vypsál data a konstatoval nezávislost velmi krátkodobých srážkových intenzit na nadmořské výšce, vytvořil klasickou práci v tomto směru. Od té doby nebyla v Česku provedena podobně komplexní studie, na rozdíl např. od Německa, kde byla v rámci projektů KOSTRA (Bartels a Malitz, 2006) vytvořena podrobná klimatologie krátkodobých srážkových intenzit již od 5 minut, a to nejprve interpolací staničních dat, nověji pak za pomoci radarových dat. Metoda odvození subdenních návrhových srážek z denních úhrnů

(Hrádek a Kovář, 1994) je však metodou, která nevyžaduje datové řady subdenních srážkových úhrnů. Do programu DES RAIN byla také tato metoda implementována (Vaššová a Kovář, 2011).

## 3 Metodika

### 3.1 Cíl práce

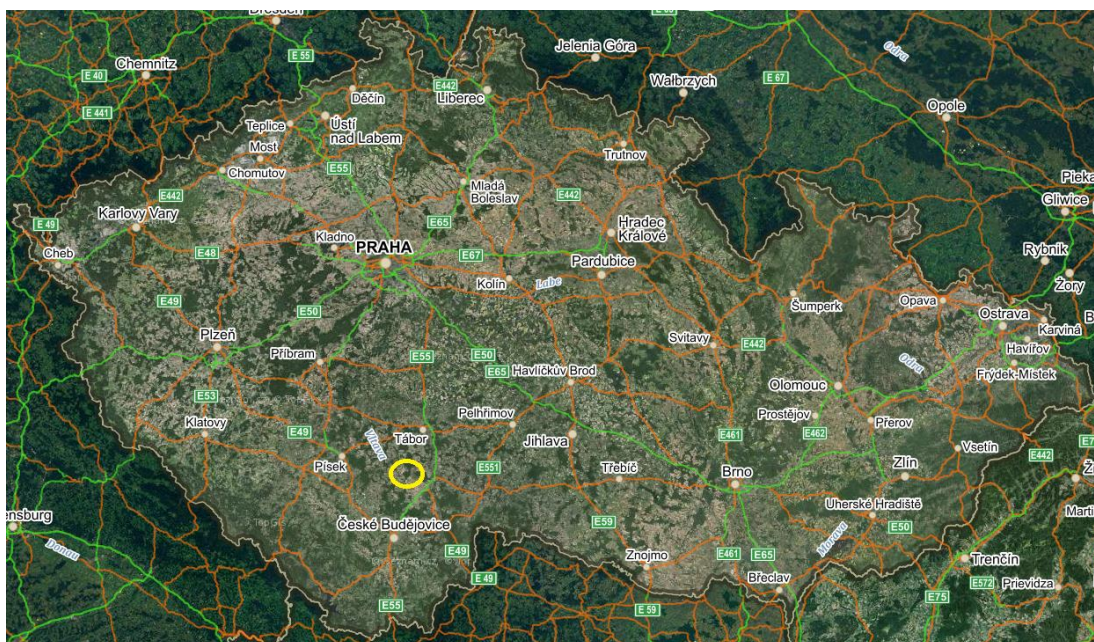
Tato diplomová práce se zabývá simulací hydrologické odezvy povodí na různé srážkové události. Simulace hydrologické odezvy proběhla na povodí Olešenského potoka.

Cílem této diplomové práce je simulování přímého odtoku vody z malého povodí, za použití různých srážkových scénářů či změny charakteristiky povodí. Následně jsou tyto simulace i s ovlivňujícími faktory přímého odtoku vyhodnoceny.

### 3.2 Materiál

#### 3.2.1 Popis zájmového povodí – povodí Olešenského potoka

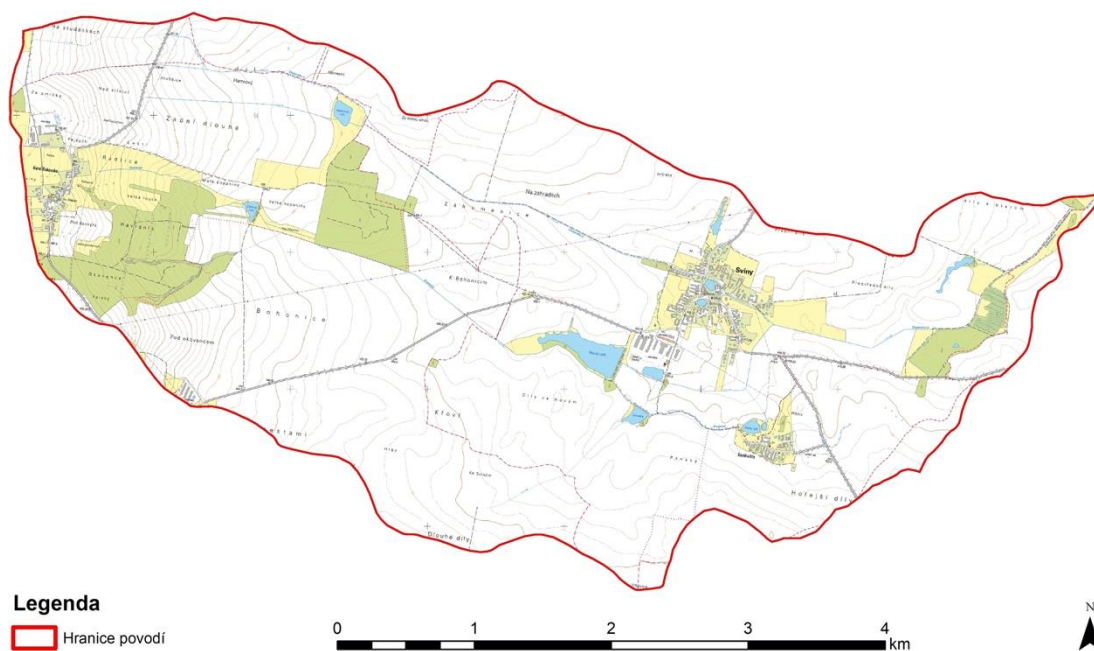
Povodí Olešenského potoka se nachází v Jihočeském kraji a spadá převážně do okresu Tábor, menší částí pak do okresu České Budějovice (viz obr. č. 6). Zájmové území (viz obr. č. 7) náleží celkem do 10 katastrálních území – Bošilec, Dolní Bukovsko, Hartmanice u Žimutic, Horní Bukovsko, Horusice, Kundratice u Svinů, Mažice, Sviny, Veselí nad Lužnicí, Zálší.



Obr. č. 6 - Poloha povodí Olešenského potoka v rámci ČR; zdroj: [www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

Olešenský potok pramení necelý 1 km severovýchodně od Horního Bukovska v nadmořské výšce 464 m a ústí do Bechyňského potoka přibližně 2,5 km západně

od Veselí nad Lužnicí v nadmořské výšce 410 m. Olešenský potok protéká vesnicí Sviny a napájí místní rybník Hamr. Délka toku Olešenského potoka je přibližně 8 km a plocha povodí je cca 19,15 km<sup>2</sup>. Číslo hydrologického pořadí: 1-07-04-0061-0-00.



Obr. č. 7 - *Mapa povodí Olešenského potoka*

Největší zastoupenou obcí v povodí Olešenského potoka je obec Sviny (viz obr. č. 8). První zmínky o této obci pocházejí z roku 1362, kdy obec patřila pánům z Rožmberka. V tomto roce Petr z Rožmberka obec věnoval klášteru v Krumlově za dvacet lánu. Přičemž dle urbáře z roku 1379 byla ve vsi výměra obdělávané půdy 27 lánů. Ve své minulosti obec zažila i velké tragédie, neboť v roce 1468 byla vypleněna, když po bitvě u Dráchova na území vtrhli vojáci Zdenka Konopištského. Významnou pohromou také byla třicetiletá válka, během které byly Sviny zdevastovány. Svinenští usedlíci, kteří se vrátili z války, našli svou vesnici z velké části vypálenou. Z 35 usedlostí jich zůstalo pouhých 15, třicetiletou válku tak přežvalo velmi málo původních obyvatel. Obec Sviny by se dala považovat za pomyslnou bránu do tzv. Borkovických blat, někdy také nazývaných jako Pšeničná nebo Velká blata. Tento specifický etnologický region, byl v minulosti charakterizován jak úrodnou oblastí a bohatými zemědělskými usedlostmi, tak i osobitou kulturou, zdobnou architekturou selského baroka i typickými blatskými kroji. Některé tyto památky byly dochovány dodnes. Například zde můžeme najít několik vznešených blatských statků s bohatě zdobenými štíty. Památkově chráněny jsou však již jen jednotlivé objekty. Jedná se o „špejchary“ (sýpky) č.p. 7, č.p.



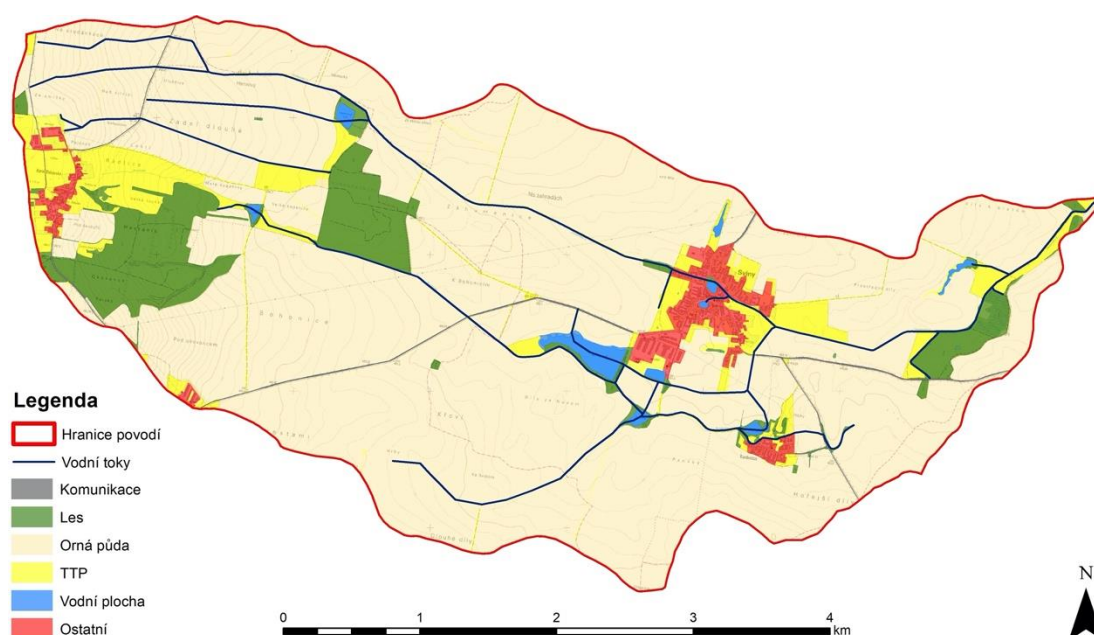
13 a č.p. 14. V jihozápadní části Svinů můžeme najít statky se zřetelnými znaky selského baroka. Podle Českého statistického úřadu (2019) dnes ve Svinech žije 331 obyvatel.



Obr. č. 8 - Letecký snímek obce Svině; zdroj: [www.obec-sviny.cz](http://www.obec-sviny.cz)

### 3.2.2 Hospodářské využití území a vliv na životní prostředí

Povodí spadá do bramborářsko-obilnářskou výrobní oblast. Z velké části jsou zemědělské plochy obhospodařovány jednotlivými soukromými vlastníky, zbylá část půdních bloků je obdělávána různými zemědělskými družstvy (Zemědělské družstvo Horusice, Farma Růžička s. r. o., AGRO družstvo Dolní Bukovsko, Zemědělské obchodní družstvo BLATA). Na těchto půdních blocích se nepěstují žádné speciální plodiny (len, konopí, atd.), nevyskytují se zde ani speciální druhy pozemků, jako vinice, chmelnice apod. Zemědělská výroba je zde orientována zejména na pěstování obilovin, jako jsou: potravinářská a krmná pšenice, sladovnický a krmný ječmen, množitelské porosty, technické plodiny, pícniny na orné půdě včetně trvalých travních porostů. V živočišné výrobě se zde setkáme s chovem kura domácího s výrobou vajec.

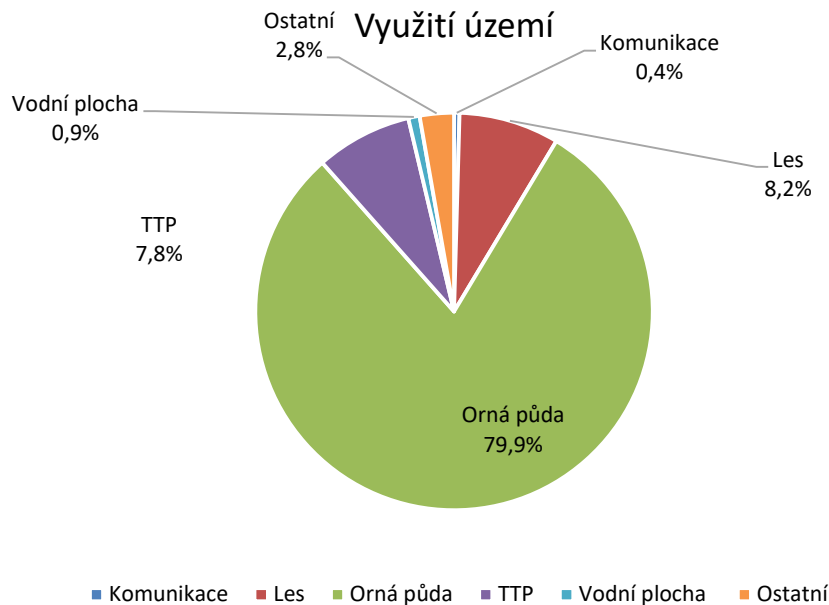


Obr. č. 9 - Mapa využití území

Základním vstupem pro tvorbu mapy využití území (viz obr. č. 9) byly použity shapefile vrstvy LPISu (registr půdy) jednotlivých katastrálních území, které jsou k dispozici ve veřejném exportu dat LPIS na eagri.cz. Tyto jednotlivé vrstvy byly ořezány podle polygonu povodí Olešenského potoka pomocí nástroje Oříznout (Clip), který nalezneme v Arc Toolbox / Analysis Tools / Extract a následně byly vrstvy sloučeny za pomoci nástroje Sloučit (Merge), jenž se nachází ve stejné záložce jako předchozí nástroj. Z tabulky č. 3 a grafu č. 1 je zřetelné, že nejvíce zastoupenou kulturou v řešeném území je orná půda, která zaujímá 80 % (cca 1524 ha) z celkové výměry území. Druhou nejvíce zastoupenou kulturou jsou lesy (viz foto č. 10 v příloze) a trvalé travní porosty, jenž zaujímají 8 % (cca 150 ha)

Využití území	Výměra [ha]	Výměra [km <sup>2</sup> ]	Zastoupení [%]
Komunikace	8,43	0,08	0,4
Les	155,79	1,56	8,2
Orná půda	1523,62	15,24	79,9
TTP	149,48	1,49	7,8
Vodní plocha	17,61	0,18	0,9
Ostatní	53,06	0,53	2,8
Celkem	1907,99	19,08	100

Tab. č. 3 - Využití území

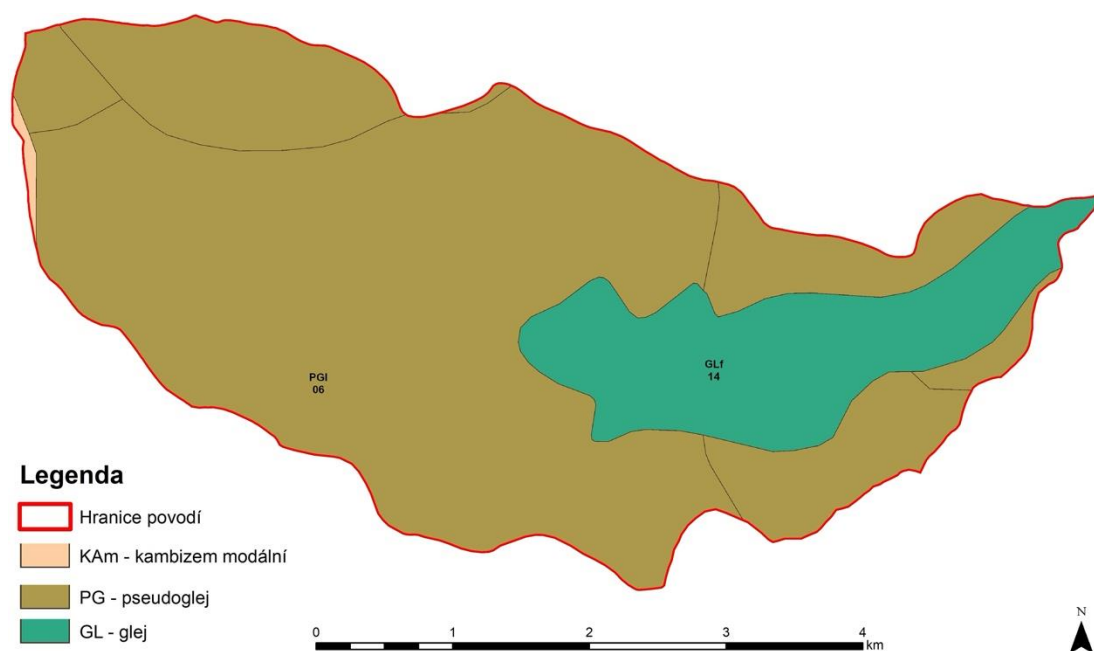


Graf č. 1 - Využití území

### 3.2.3 Geologické a půdní poměry

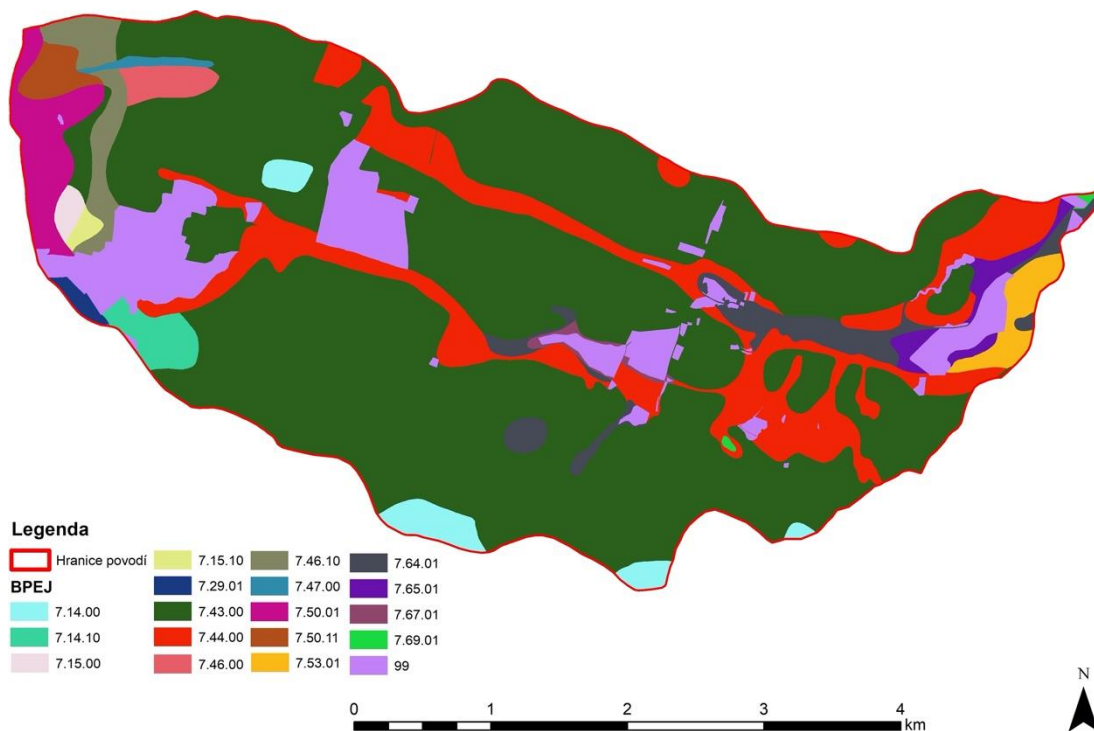
Řešené území spadá dle biogeografického členění do Hercynské podprovincie. Dle geomorfologického členění spadá území do Česko-moravské subprovincie, jihočeské pánve. Sklonitost je zde mírná (1 – 7°), viz obr. č. 1 v příloze. Z hlediska geologie se v tomto hydrogeologickém rajonu vyskytují terciární a křídové sedimenty podkrušnohorských a jihočeských pánví. Typ půdy (viz obr. č. 10) jsou pseudogleje (1571,77 ha, 82,38 %), gleje (329,01 ha, 17,24 %) a kambizemě (7,26 ha, 0,38 %). Expozice je všesměrná, půda je zde bezskeletovitá, místy slabě skeletovitá. Hloubka půdního profilu je převážně hluboká, místy středně hluboká. Najdeme zde převážně sprašové hlíny. Nejvíce se vyskytují půdy s nadprůměrnou produkční schopností (2. třída ochrany), místy průměrně produkční půdy a výjimečně velmi málo produkční půdy.





Obr. č. 10 - Mapa typy půd

V zájmovém území je nejvíce zastoupen kód BPEJ 7.43.00 (12,17 km<sup>2</sup>, 63,78 %). Jedná se o pseudogleje vyskytující se převážně na rovině nebo na úplné rovině se všesměrnou expozicí a celkovým obsahem skeletu do 10 %. Jsou to hluboké a nadprůměrně produkční půdy, jenž jsou vysoce chráněné (II. třída ochrany). Tyto půdy se vyznačují střední rychlostí infiltrace a propustnosti (0,10 – 0,15 mm.min<sup>-1</sup>), vyšší střední retenční vodní kapacitou (220 – 320 l.m<sup>-1</sup>) a využitelnou vodní kapacitou. Dále je zde hojně zastoupena BPEJ s kódem 7.44.00 (2,46 km<sup>2</sup>, 12,89 %), která se taktéž řadí mezi nadprůměrně produkční půdy.



Obr. č. 11 - Mapa BPEJ

Mapa BPEJ (viz obr. č. 11) byla vytvořena z celostátní databáze BPEJ (spucr.cz), která byla následně oříznuta podle povodí Olešenského potoka.

### 3.2.4 Podnební charakteristiky

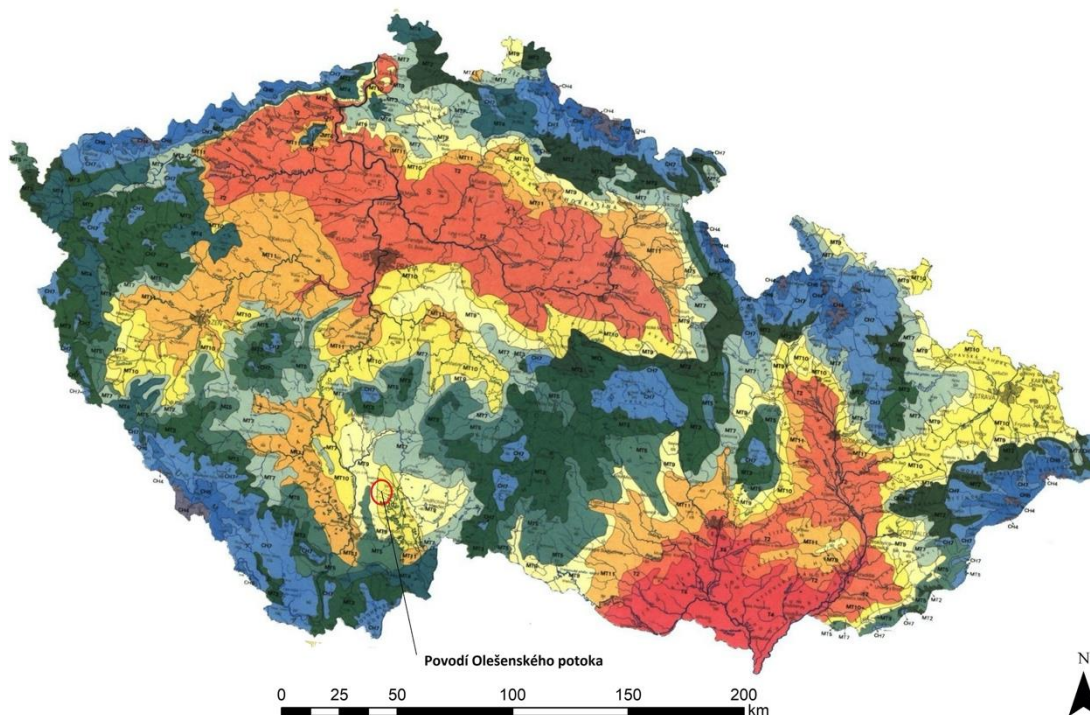
Zájmové povodí spadá do plošně nejrozšířenějšího klimatického regionu 7 (MT 4) – jenž je mírně teplý, vlhký. Průměrná roční teplota dosahuje hodnot 6 – 7 °C. Průměrný roční úhrn srážek se pohybuje v rozmezí 650 – 750 mm. Pravděpodobnost suchých vegetačních období se pohybuje od 5 do 15 %. Vláhová jistota území je vyšší než 10.

Nejpoužívanější podnební klasifikací v České a Slovenské republice je Quittova klasifikace, která vznikla roku 1971 právě pro ČSSR (viz obr. č. 12). Z 23 jednotek se jich na našem území vyskytuje pouze 13, zbývajících 10 se nachází na území Slovenské republiky.

Povodí Olešenského potoka se podle Quittovi klasifikace nachází v mírně teplé klimatické oblasti, přesněji v klimatickém pásmu MT 9 a MT 10 (viz tab. č. 4). Obě tato klimatická pásma mají mírně teplé a krátké jaro. Dlouhé, teplé a suché léto. Mírně teplý a krátký podzim. Mírně teplou a krátkou zimu (Quitt, 1971).

	<b>MT 10</b>	<b>MT 9</b>
<b>Počet letních dní</b>	40 – 50	40 – 50
<b>Počet dní s průměrnou teplotou 10<sup>0</sup>C a více</b>	140 – 160	140 – 160
<b>Počet dní s mrazem</b>	110 – 130	110 – 130
<b>Počet ledových dní</b>	30 – 40	30 – 40
<b>Průměrná lednová teplota</b>	– 2 až – 3	– 3 až – 4
<b>Průměrná červencová teplota</b>	17 – 18	17 – 18
<b>Průměrná dubnová teplota</b>	7 – 8	6 – 7
<b>Průměrná říjnová teplota</b>	7 – 8	7 – 8
<b>Průměrný počet dní se srážkami 1 mm a více</b>	100 – 120	100 – 120
<b>Suma srážek ve vegetačním období</b>	400 – 450	400 – 450
<b>Suma srážek v zimním období</b>	200 – 300	250 – 300
<b>Suma srážek celkem</b>	600 – 700	650 – 750
<b>Počet dní se sněhovou pokrývkou</b>	50 – 60	60 – 80
<b>Počet zatažených dní</b>	120 – 150	120 – 150
<b>Počet jasných dní</b>	40 – 50	40 – 50

Tab. č. 4 - Podnební klasifikace dle Quitta (1971)



Obr. č. 12 - Klimatické regiony dle Quitta s vyznačeným povodím Olešenského potoka; zdroj: Quitt (1971)

### 3.2.5 Hydrologické poměry

Zájmové povodí se nachází v hydrogeologickém rajonu severní části Třeboňské pánve. V povodí Olešenského potoka se nacházejí rybníky Dorotka, Hamrový rybník, Nový rybník, Velký rybník, Zítkový rybník a další nepojmenované vodní nádrže (viz foto č. 9 v příloze). Největším z těchto rybníků je Nový rybník (viz foto č. 8 v příloze), který má rozlohu 7,95 ha. Olešenský potok má 2 levé a 4 pravé přítoky. Olešenský potok pramení v nadmořské výšce 464 m zhruba 1 km

severovýchodně od Horního Bukovska a ústí do Bechyňského potoka v nadmořské výšce 410 m přibližně 2,5 km západně od Veselí nad Lužnicí. Olešenský potok protéká vesnicí Sviny a napájí Hamrový rybník. Na fotografii č. 1 můžeme vidět současný stav Olešenského potoka, další fotografie (č. 2 – 7) jsou zahrnuty v příloze. Délka toku Olešenského potoka je přibližně 8 km a plocha povodí je zhruba 19,15 km<sup>2</sup>. Číslo hydrologického pořadí pro Olešenský potok, jenž vychází z povodí I. řádu Labe, II. řádu Lužnice a Vltava od Lužnice po Otavu, III. řádu Lužnice od Nežárky po ústí je 1-07-04-0061-0-00. V tabulce č. 5 jsou shrnuty informace o řešeném území. Na následujícím obrázku č. 13 jsou znázorněny hydrologické poměry povodí.

<b>Název toku</b>	Olešenský potok
<b>Délka toku</b>	7,978 km
<b>Délka údolnice</b>	9,032 km
<b>Plocha povodí</b>	19,08 km <sup>2</sup>
<b>Výšková poloha pramene</b>	464 m. n. m.
<b>Výšková poloha ústí</b>	410 m. n. m.
<b>Absolutní spád toku</b>	54 m
<b>Absolutní spád povodí</b>	88 m
<b>Sklon údolnice</b>	0,97 %
<b>Sklon toku</b>	0,68 %
<b>Tvar povodí</b>	Protáhlý

Tab. č. 5 - *Informace o povodí*



Obr. č. 13 - *Hydrologické poměry Olešenského potoka*





*Foto č. 1 - Olešenský potok; zdroj: vlastní*

## 3.3 Metody

### 3.3.1 Vstupní data

Vstupními daty této diplomové práce byly:

- Základní mapa ČR 1:10 000 (geoportál.cuzk.cz)
- Ortofotomapa ČR (geoportál.cuzk.cz)
- Mapa půdních typů (geology.cz)
- Webová aplikace komplexního průzkumu půd (wakpp.vumop.cz)
- Oblastní plány rozvoje lesa (uhul.cz)
- Vrstva povodí Olešenského potoka určená z vrstevnic ZM ČR 1:10 000
- Vrstva vrstevnic vytvořená digitalizací ze ZM ČR 1:10 000
- Vrstva LPIS (eagri.cz)
- Vrstva vodních toků (dibavod.cz)
- Vrstva vodních nádrží (dibavod.cz)
- Vrstva BPEJ (spucr.cz)

Pro řešení problematiky v praktické části této práce byl vybrán software ArcGIS Desktop verze 10.6.1 (www.esri.com). ArcGIS je geografický informační systém určený pro práci s prostorovými daty. Data může vytvářet, spravovat, ale i analyzovat a vizualizovat. Výsledky z něj poté lze exportovat ve formátu mapy. ArcGIS představuje sadu profesionálních aplikací, jenž umožňují správu komplexních pracovních postupů GIS a projektů, tvorbu map, dat a modelů. Z aplikací ArcGIS byla použita aplikace ArcMap. ArcMap je centrální aplikací, která je použitelná pro veškeré mapově orientované úlohy, prostorové analýzy, editaci dat a vytváření kartografických výstupů.

Dále byl použit program ERCN (VÚMOP, v.v.i), ze kterého byly převzaty údaje o N-letých srážkách, a následně byl program využit pro stanovení celkové doby koncentrace návrhového úhrnu srážek. Údaje o redukovaných 24 hodinových srážkách byly převzaty z databáze DES\_RAIN (Vaššová a Kovář, 2011).

### 3.3.2 Metoda CN křivek

Na základě způsobu využití, vegetačního pokryvu a hydrologických vlastností půdy se odtokové charakteristiky jednotlivých částí povodí mnohdy liší. Na základě těchto charakteristik se jednotlivým částem území přiřazují jednotlivé hodnoty

odtokových CN křivek, jenž se používají v následujících výpočtech.

#### Určení hydrologických skupin půd

Hydrologické skupiny půd (HSP) se dělí do 4 tříd, které značíme A, B, C a D. Tyto jednotlivé 4 třídy jsou níže popsány dle Daňhelky a kol. (2003).

A – Půdy s vysokou infiltrační rychlostí ( $>0,12$  mm/min) i při úplném nasycení, zejména hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo štěrky.

B – Půdy se střední infiltrační rychlostí (0,06 – 0,12 mm/min) i při úplném nasycení, zejména půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité.

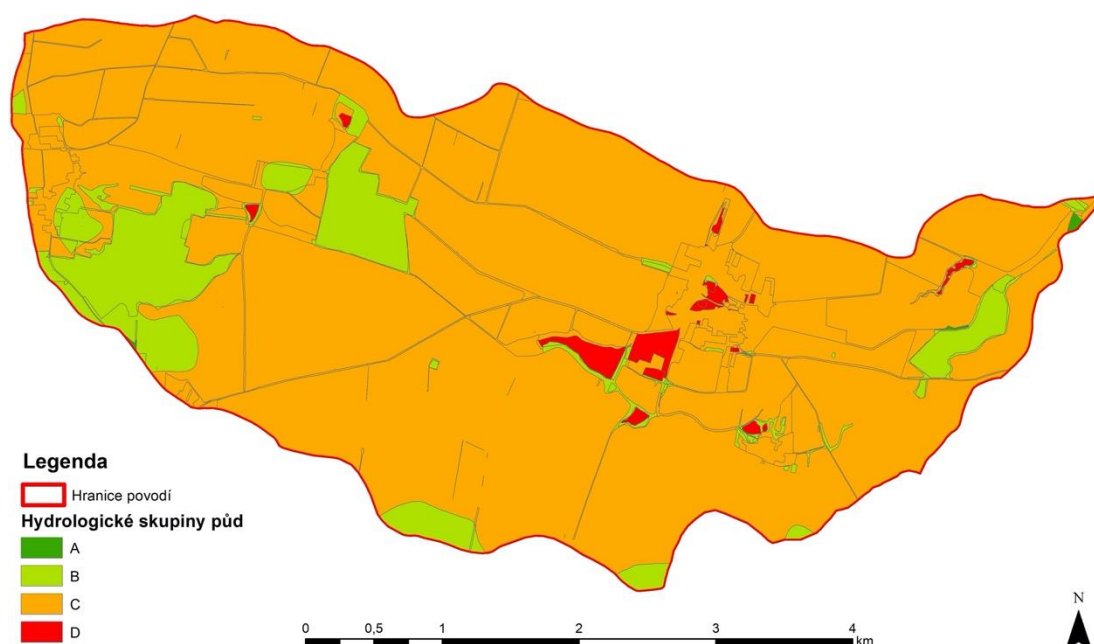
C – Půdy s nízkou infiltrační rychlostí (0,02 – 0,06 mm/min) i při úplném nasycení, zejména půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu, půdy jílovitohlinité až jílovité.

D – Půdy s velmi nízkou infiltrační rychlostí ( $<0,02$  mm/min) i při úplném nasycení, zejména jíly s vysokou bobtnavostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím.

Hlavním vstupem pro vytvoření mapy hydrologických skupin půd (dále již jako HSP) byla vrstva BPEJ stažená z celostátní databáze BPEJ ([spucr.cz](http://spucr.cz)), jenž byla taktéž oříznuta podle povodí. Následně byl v oříznuté vrstvě BPEJ v atributové tabulce vytvořen nový sloupec s názvem HSP, do kterého byly zapsány hydrologické skupiny půd (A – D), jenž byly určeny na základě BPEJ, respektive z hlavní půdní jednotky (HPJ), kterou představuje 2. a 3. Číslice 5-ti místného kódu BPEJ. Nicméně některé pozemky, zejména pak lesní nemají určený kód BPEJ, u těchto pozemků byla HSP určena jiným způsobem. U těchto pozemků byly HSP určeny z výsledků komplexního průzkumu půd ([wakpp.vumop.cz](http://wakpp.vumop.cz)).

U plošně větších lesních celků byly HSP stanoveny na základě lesnické typologie. Tyto údaje byly zjištěny prostřednictvím WMS z mapového serveru Ústavu pro hospodářskou úpravu lesů Brandýs nad Labem (ÚHÚL) v rámci Oblastních plánů rozvoje lesů (OPRL). Poté byl použit převodní klíč souborů lesních typů na skupiny typů geobiocénů (Bínová a kol., 2017), skupiny typů geobiocénů byly dále převedeny na HPJ, díky nimž bylo možné přiřadit HSP. Následně byla

vygenerována mapa HSP viz obr. č. 14.

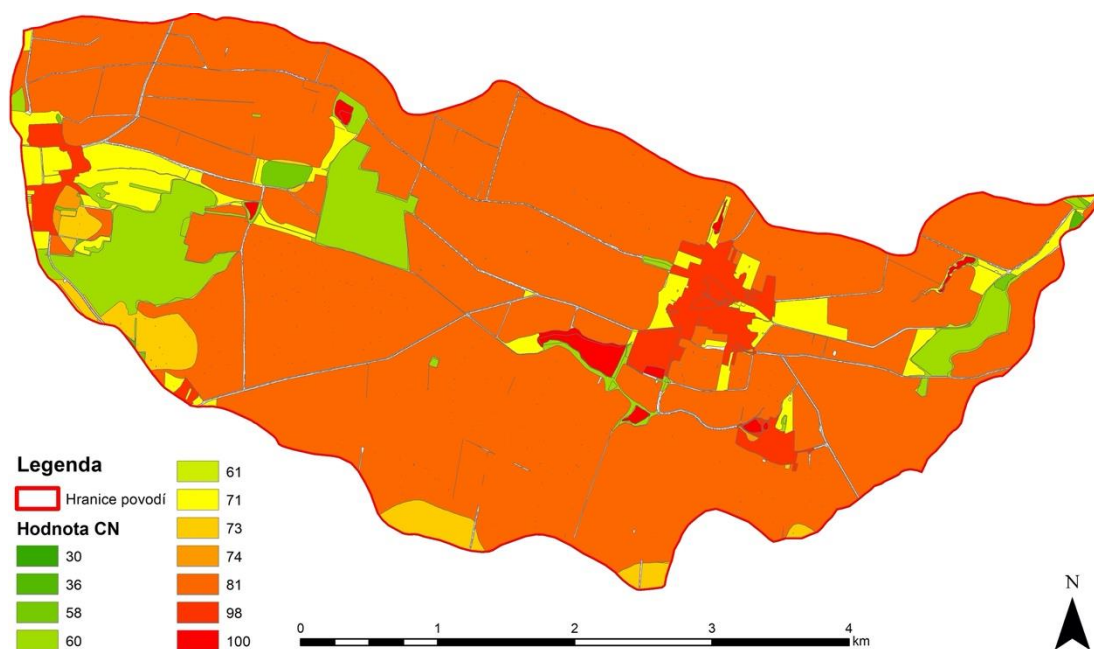


Obr. č. 14 - Mapa hydrologických skupin půd

### 3.3.3 Čísla CN křivek

V programu ArcMap byla pro výpočet čísel CN křivek vytvořena nová vrstva pomocí nástroje Sjednocení (Union). Touto funkcí jsou prvky ze všech vstupních polygonových vrstev vzájemně rozřezány v průsečících svých hranic. Vstupními daty byla oříznutá vrstva BPEJ (viz obr. č. 11) již s přiřazenými HPS a oříznutá vrstva LPIS (viz obr. č. 9). Výsledkem funkce se stala nová polygonová vrstva, ve které se tyto dvě vstupní polygonové vrstvy překryly a sloučily, takže každý polygon nese atributovou informaci z obou vstupních polygonových vrstev. Poté bylo možné použít nástroj Sloučit (Dissolve), který sloučí prvky v rámci jedné třídy prvků, v tomto případě byla vstupní třídou prvků hydrologická skupina půd a využití území (Land use). Jako vstupní hodnota byla použita vrstva vytvořená příkazem Sjednocení (Union). Následovalo vytvoření nového sloupce v atributové tabulce, kam byly doplněny odpovídající hodnoty čísel odtokových křivek CN podle HSP a využití půdy, viz obr. č. 15.





Obr. č. 15 - Mapa hodnot CN

## 4 Výsledky a diskuze

### 4.1 Vektorový způsob výpočtu

Prvním krokem při vektorovém (klasickém) způsobu výpočtu je výpočet průměrné hodnoty CN pro celé zájmové povodí. Tato průměrná hodnota CN dále slouží k výpočtu celkové potenciální retence, pro výpočet odtokové výšky a následně pro výpočet celkového objemu přímého odtoku.

K výpočtu průměrné hodnoty CN pro celé zájmové povodí je nutno znát hodnoty CN  $i$  s její konkrétní plošnou výměrou a dále je nutno znát celkovou plošnou výměru zájmového povodí. Tyto potřebné hodnoty byly exportovány z atributové tabulky programu ArcMap do programu Microsoft Excel, kde byl následně proveden výpočet průměrné hodnoty CN pomocí vztahu pro vážený průměr, jenž zní:

$$CN_{\emptyset} = \frac{\sum_{i=1}^n (CN_i * S_{pi})}{S_p} = 78,84$$

Kde:

$CN_{\emptyset}$  – průměrná hodnota čísla odtokových křivek CN pro zájmové povodí

$CN_i$  – specifické číslo odtokové křivky CN pro jednotlivou plochu

$S_{pi}$  – rozloha plochy  $CN_i$

SP – celková rozloha povodí

Po vypočtení průměrné hodnoty CN byla tato hodnota dosazena do vztahu pro výpočet potenciální retence, jenž je dán tvarem:

$$A = 25,4 * \left(\frac{1000}{CN} - 10\right) = 68,17 \text{ mm}$$

Kde:

A – potenciální retence

CN – průměrná hodnota čísla odtokových křivek CN pro zájmové povodí.

Se známou hodnotou potenciální retence pro zájmové povodí bylo přikročeno ke stanovení výšky přímého odtoku, k čemuž je nutno znát úhrny přívalových srážek s pravděpodobností opakování 2, 10, 20, 50 a 100 let. Tyto údaje o N-letých srážkách byly převzaty z programu ERCN, konkrétně ze srážkoměrné stanice v Týně nad Vltavou, jenž se nachází zhruba 15 km od povodí Olešenského potoka, viz tab. č. 6.

Srážkoměrná stanice	Pravděpodobnost opakování za N let				
Týn nad Vltavou	2	10	20	50	100
	35,7	60,1	70,1	82,3	91,9

Tab. č. 6 - Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek s pravděpodobností opakování N let ze srážkoměrné stanice Týn nad Vltavou; Zdroj: ERCN

Obecný vztah pro výpočet výšky přímého odtoku je ve tvaru:

$$H_O = \frac{(H_S - 0,2 * A)^2}{H_S + 0,8 * A} \text{ [mm]}$$

Kde:

$H_O$  – výška přímého odtoku

$H_S$  – maximální denní úhrn srážek s pravděpodobností N-let

A – potenciální retence

Výpočet pro úhrn srážek N2:

$$H_O = \frac{(35,7 - 0,2 * 68,17)^2}{35,7 + 0,8 * 68,17} = 5,40 \text{ mm}$$

Výpočet pro úhrn srážek N10:

$$H_O = \frac{(60,1 - 0,2 * 68,17)^2}{60,1 + 0,8 * 68,17} = 18,83 \text{ mm}$$

Výpočet pro úhrn srážek N20:

$$H_O = \frac{(70,1 - 0,2 * 68,17)^2}{70,1 + 0,8 * 68,17} = 25,58 \text{ mm}$$

Výpočet pro úhrn srážek N50:

$$H_O = \frac{(82,3 - 0,2 * 68,17)^2}{82,3 + 0,8 * 68,17} = 34,46 \text{ mm}$$

Výpočet pro úhrn srážek N100:

$$H_o = \frac{(91,9 - 0,2 * 68,17)^2}{91,9 + 0,8 * 68,17} 41,83 \text{ mm}$$

Nyní se výsledky dosadily do vztahu pro výpočet objemu přímého odtoku, jenž je dán vztahem:

$$O_{pH} = H_o * P_p * 1000 \text{ [m}^3\text{]}$$

Kde:

$O_{pH}$  – objem přímého odtoku

$H_o$  – výška přímého odtoku

$P_p$  – plocha povodí

Výpočet pro úhrn srážek N2

$$O_{pH} = 5,40 * 19,08 * 1000 = 103\,032 \text{ m}^3$$

Výpočet pro úhrn srážek N10

$$O_{pH} = 18,83 * 19,08 * 1000 = 359\,276 \text{ m}^3$$

Výpočet pro úhrn srážek N20

$$O_{pH} = 25,58 * 19,08 * 1000 = 488\,066 \text{ m}^3$$

Výpočet pro úhrn srážek N50

$$O_{pH} = 34,46 * 19,08 * 1000 = 657\,497 \text{ m}^3$$

Výpočet pro úhrn srážek N100

$$O_{pH} = 41,83 * 19,08 * 1000 = 798\,116 \text{ m}^3$$

Použitím klasické metody výpočtu bylo na základě CN křivek zjištěno, že uzávěrovým profilem povodí proteče 103 032 m<sup>3</sup> vody při pravděpodobnosti opakování přívalového deště N-2 roky. S pravděpodobností opakování přívalového deště N-10 let je hodnota výsledného průtoku již 359 276 m<sup>3</sup>. Veškeré výsledky jsou zobrazeny v tabulce č. 7.

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
$H_s$ [mm]	35,7	60,1	70,1	82,3	91,9
$H_o$ [mm]	5	19	26	34	42
$O_{pH}$ [m <sup>3</sup> ]	103 032	359 276	488 066	657 497	798 116
Součinitel odtoku [%]	15	31	37	42	46

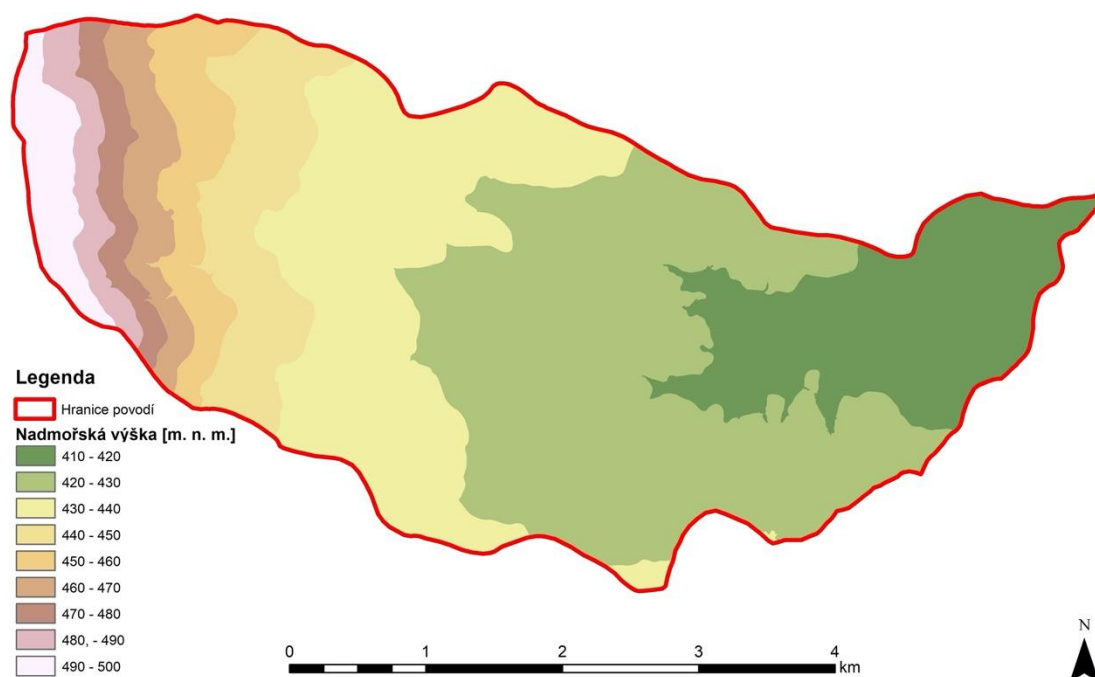
Tab. č. 7 - Výsledky klasické metody výpočtu

## 4.2 Rastrový způsob výpočtu

V této části stanovení přímého odtoku rastrovým způsobem bylo postupováno podle metodiky popsané v literatuře Šinka a kol. (2013).

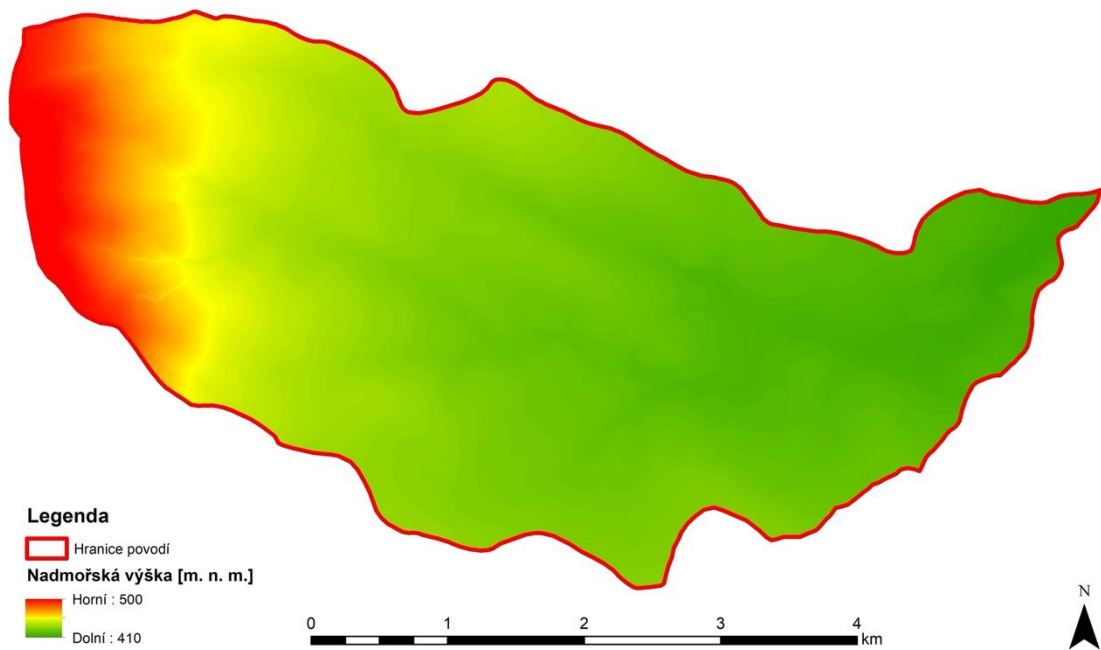
### 4.2.1 Zjednodušený rastrový způsob výpočtu

Pro výpočet přímého odtoku rastrovým způsobem byl vytvořen a použit jako základní vrstva digitální model terénu (DMT). Pro tvorbu rastrového digitálního modelu terénu byl vybrán nástroj Topo to Raster z nabídky ArcToolbox / Spatial Analyst Tools / Interpolation / Topo to Raster. Tento nástroj interpoluje hydrologicky správný rastr povrchu. Jako vstupní vrstvy byly použity vrstvy povodí Olešenského potoka jako ohraničení zájmového území, vrstevnice, body převýšení (Elevation points), říční síť (Streams) a vodní plochy (Lakes). Poté už zbývalo pouze nastavení výsledné velikosti buňky (Output Cell Size), ta byla nastavena na hodnotu 1, tzn., že jeden pixel bude mít velikost 1x1 metr. Vykreslený výsledný DMT můžeme vidět na obr. č. 16.



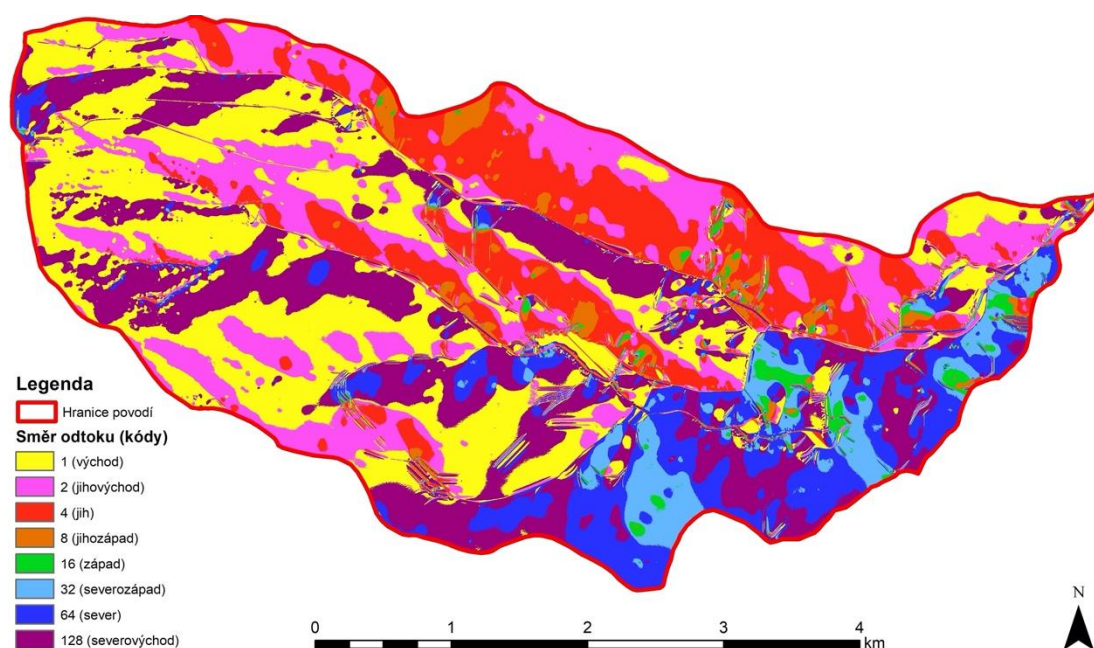
Obr. č. 16 - *Digitální model terénu (Topo to Raster)*

Vykreslený DMT z programu ArcMap byl následně tzv. vyhlazen (vyplnění lokálních sníženin (bezodtokých oblastí) v terénu na úroveň jejich okolí) pomocí funkce Fill, která vyplní bezodtoková místa z DMT a odstraní malé nedokonalosti v datech, viz obr. č. 17.



Obr. č. 17 - Vyhlazený digitální model terénu (Fill)

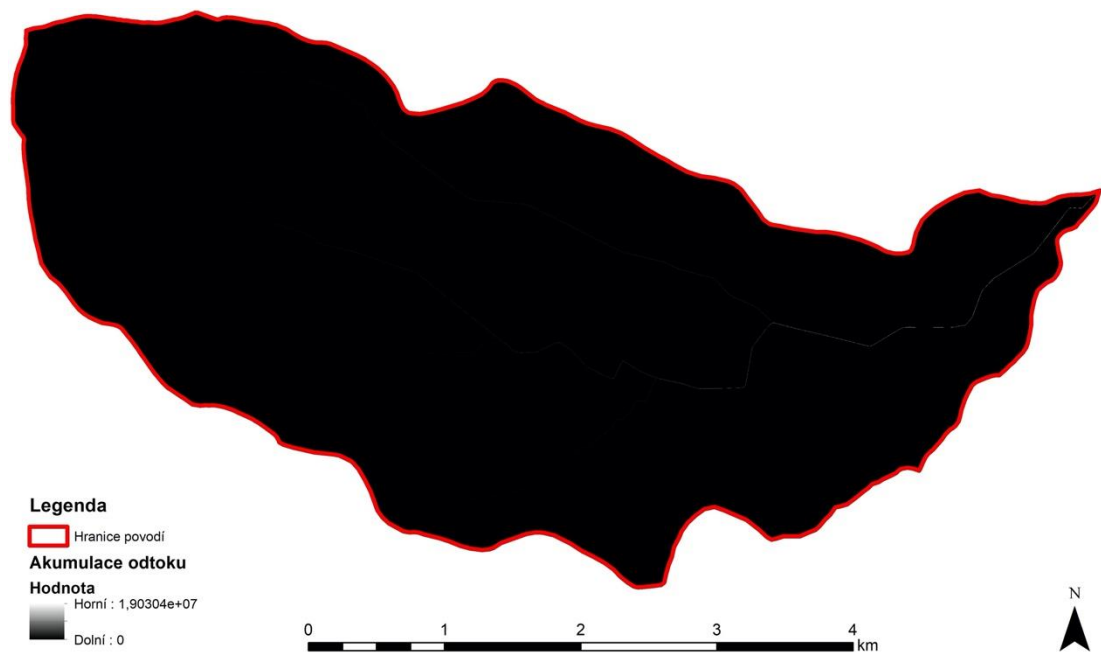
Vyhlazený DMT byl následně dále analyzován. První analýzou bylo určení vektorů stékání, jenž bylo určeno na základě největšího lokálního sklonu terénu pomocí nástroje Flow Direction. V hydrologii se tento nástroj používá k následnému modelování povrchového odtoku. Nástroj Flow Direction vytvoří na základě vstupního DMT odpovídající rastr směrů odtoků, kde hodnoty jednotlivých pixelů představují směr nejstrmějšího sestupu z konkrétního pixelu. Flow Direction tedy výpočte směr, kterým bude voda stékat na základě okolí (sklonu) každého pixelu. Tímto způsobem buňkám přiřadí kód směru odtoku, viz obr. č. 18.



Obr. č. 18 - Směr odtoku (Flow Direction)

Dále byla vyhodnocena akumulace odtoku pomocí nástroje Flow Accumulation. Nástroj Flow Accumulation vypočítává akumulovaný tok jako akumulovanou hmotnost všech buněk, jenž stékají do buněk sestupné sklonitosti. Buňky s vysokou hodnotou akumulace odtoku jsou oblasti koncentrovaného toku a mohou tedy být použity k identifikaci odtokových kanálů. Buňky, jejichž hodnota akumulace odtoku je 0, jsou lokální topografická maxima a mohou tedy být použity k identifikaci hřebenů.

Vstupními daty tohoto nástroje byl DMT a rastr směru odtoků (Flow Direction), jenž byl vytvořen v předešlém kroku. Výsledný rastr (viz obr. č. 19) akumulace odtoku (Flow Accumulation) představuje akumulaci vody v povodí, kde hodnota jedné buňky vzniklého rastru reprezentuje počet buněk, z nichž voda přitéká do této buňky.



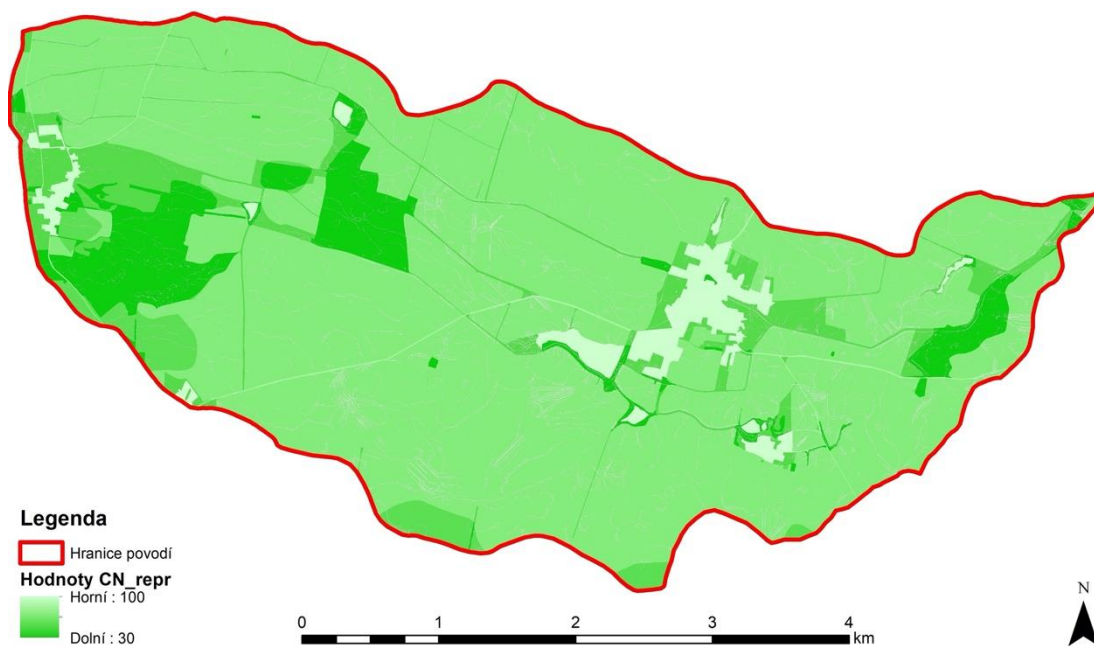
Obr. č. 19 - Akumulace odtoku (Flow Accumulation)

Získané hodnoty CN křivek na základě hydrologických charakteristik na úrovni buňky byly váženým průměrem přepočteny na průměrné hodnoty ve vztahu k přispívající ploše (povodí) dané buňky. Každá buňka rastrového modelu v prostředí GIS představuje teoreticky uzávěrový profil, tzn., že tyto výpočty jsou celoplošného charakteru. Průměrné hodnoty CN byly získány s využitím rastru akumulace odtoku (Flow Accumulation) a rastru CN hodnot (viz kap. 4.3 a obr. č. 15), které byly vstupními daty vztahu (viz níže) použitého pomocí nástroje Spatial Analyst / Map Algebra / Raster Calculator.

$$CN_{REPR} = \frac{\text{Flow Accumulation (váha} \rightarrow \text{CN}_{\text{raster}})}{\text{Flow Accumulation (bez váhy)}}$$

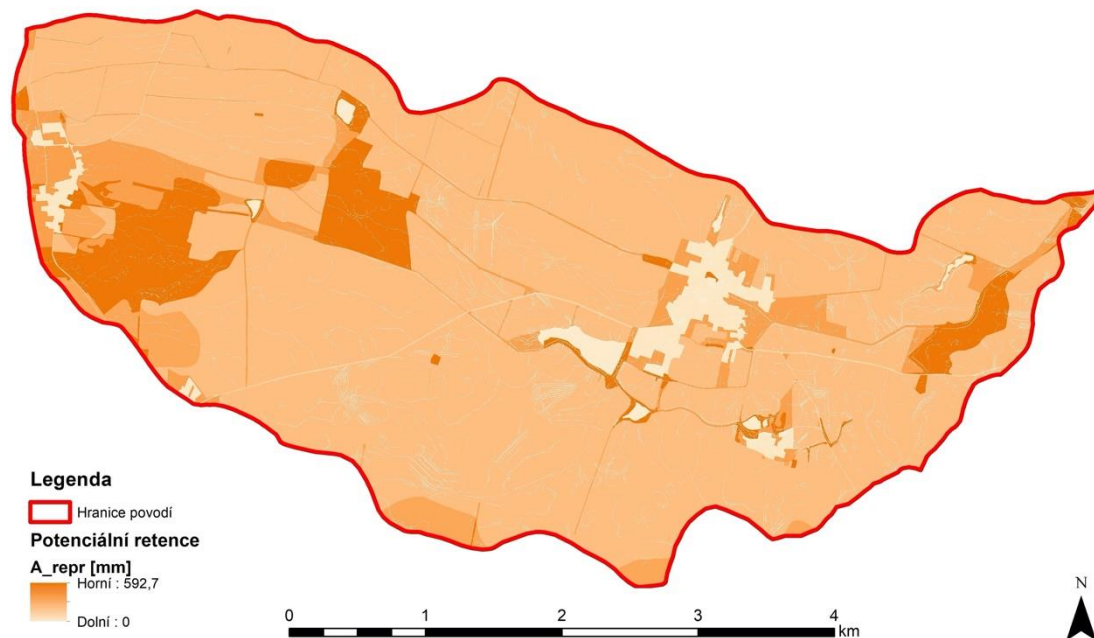
Následně tedy došlo k vytvoření rastrové vrstvy, jenž znázorňuje reprezentativní hodnoty CN v povodí viz obr. č. 20.





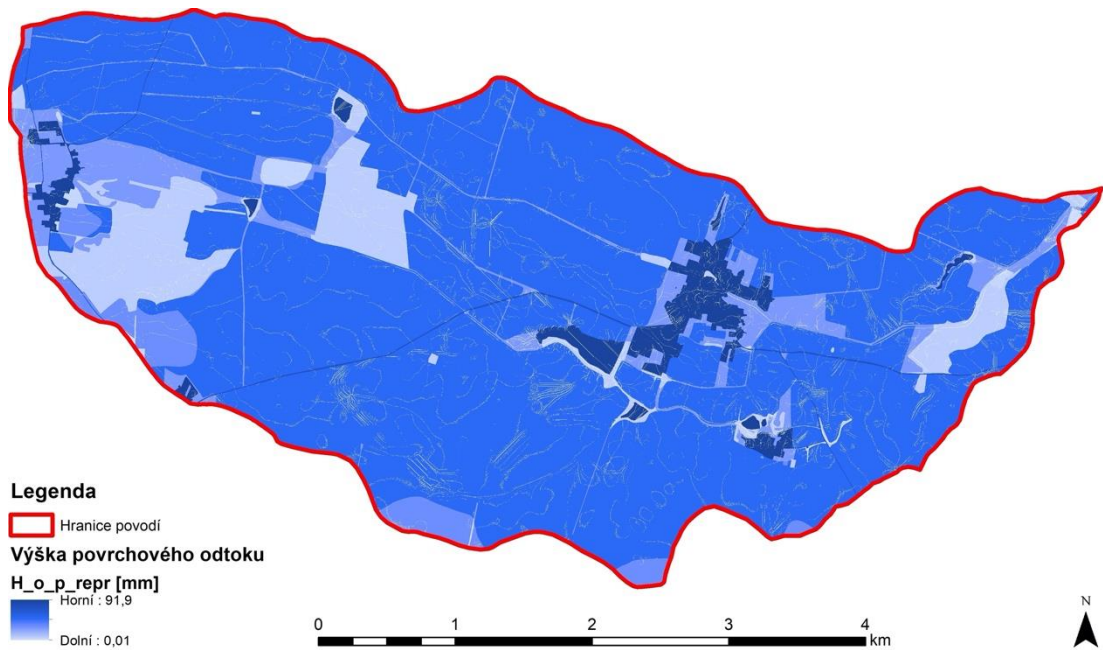
Obr. č. 20 - *Reprezentativní hodnoty CN*

Na základě reprezentativních odtokových čísel a hodnoty úhrnu návrhového deště můžeme přikročit za pomoci rastrového kalkulátoru k výpočtu potenciální retence a výšky a objemu povrchového odtoku z povodí, viz obr. č. 21 – 23.

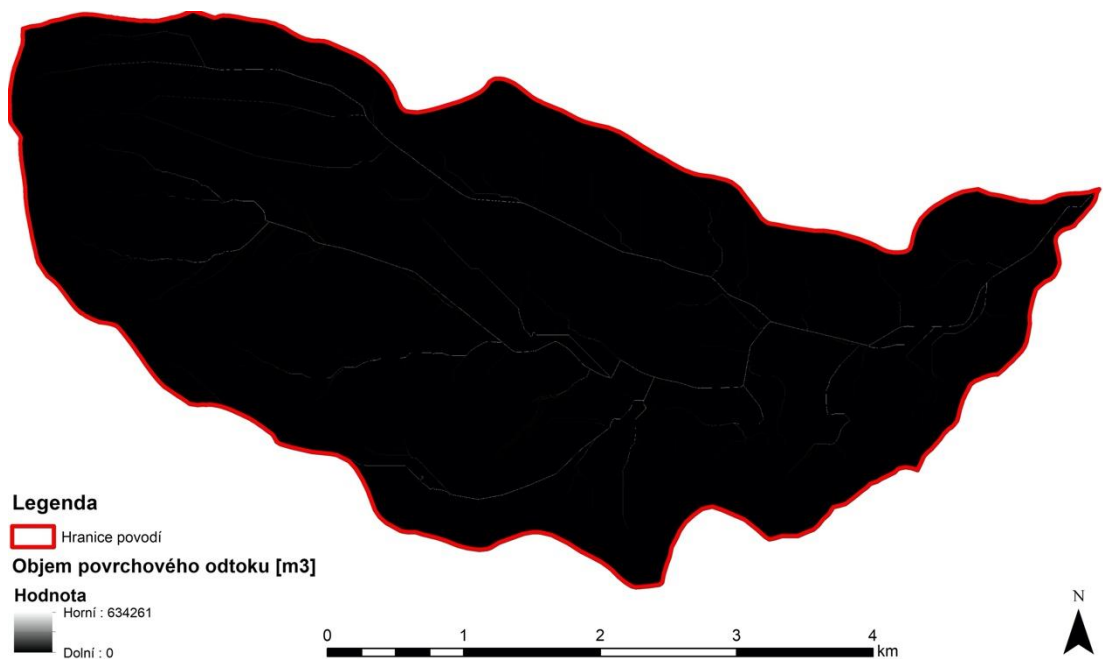


Obr. č. 21 - *Potenciální retence*





Obr. č. 22 - Výška povrchového odtoku

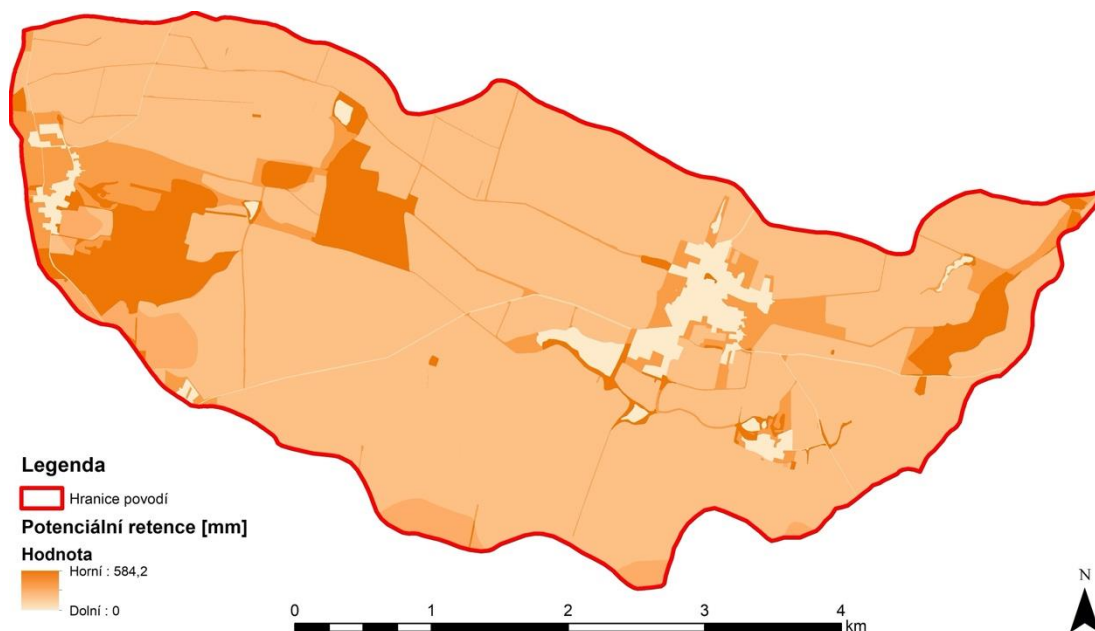


Obr. č. 23 - Objem povrchového odtoku

Na obr. č. 23 můžeme vidět výsledný rastr, na němž jsou viditelné dráhy soustředného odtoku. V uzavěrovém profilu je dosaženo maximální hodnoty přímého odtoku, jenž má pro návrhovou srážku s pravděpodobností opakování 100 let (N100) hodnotu 634 261 m<sup>3</sup>.

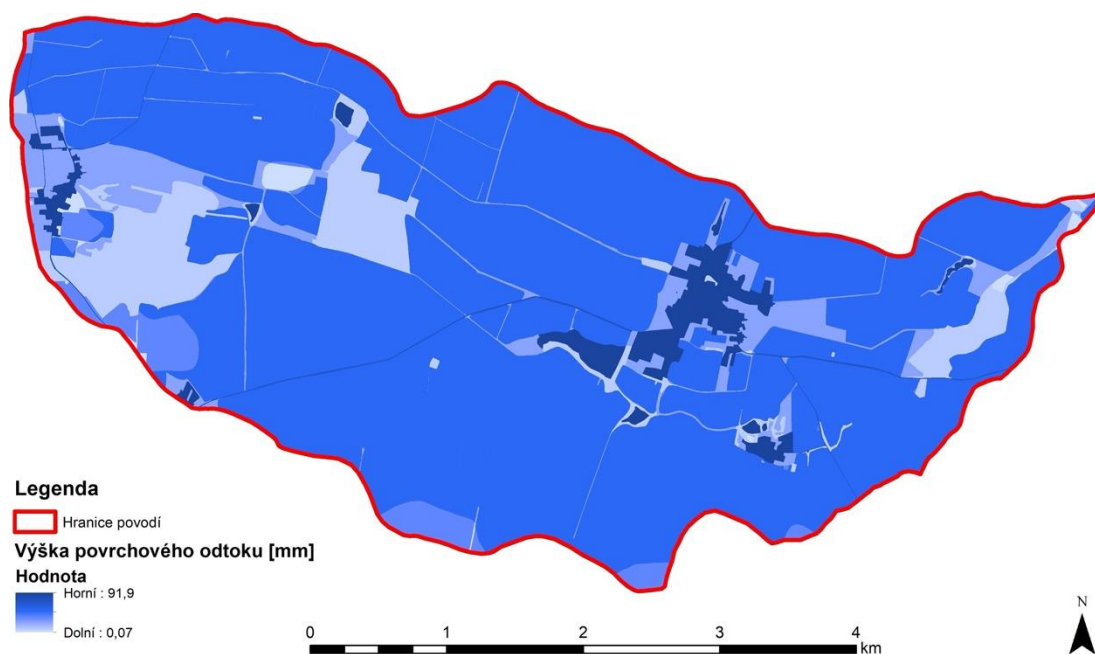
#### 4.2.2 Detailní rastrový způsob výpočtu

Detailní způsob rastrového výpočtu spočívá v tom, že pro každou zastoupenou hodnotu CN (nezprůměrovanou) zvlášť vypočteme výšku potenciální retence (viz obr. č. 24) a výšku i objem povrchového odtoku.



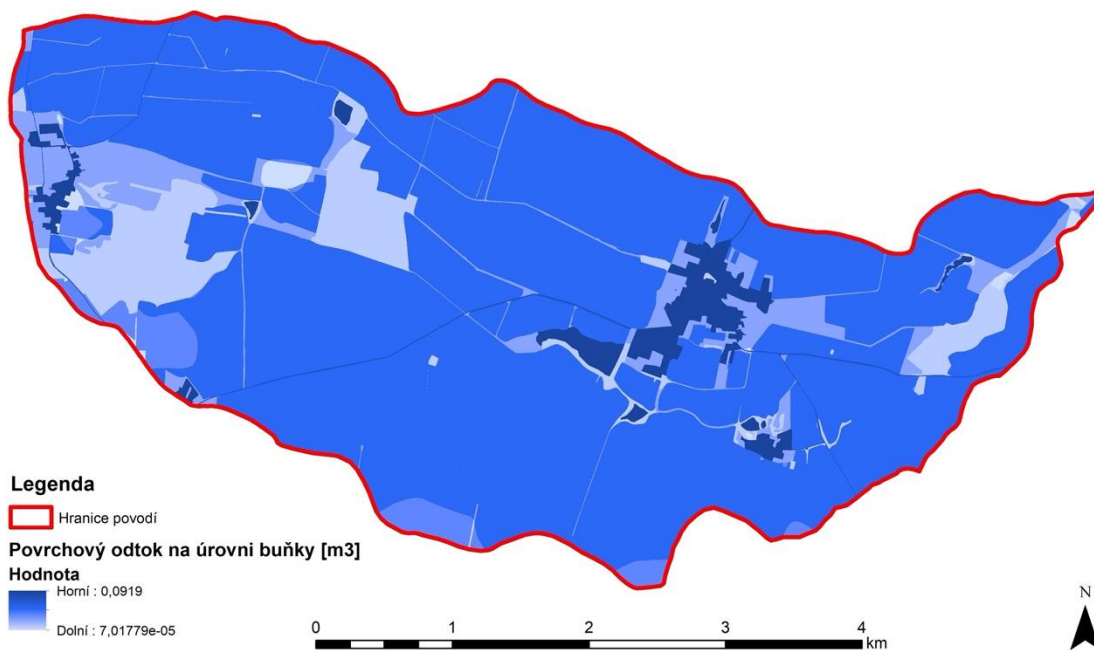
Obr. č. 24 - Potenciální retence (detailní způsob)

Průměrnou výšku povrchového odtoku pro celé povodí (viz obr. č. 25) získáme váženým průměrem z jednotlivě vypočítaných výšek.

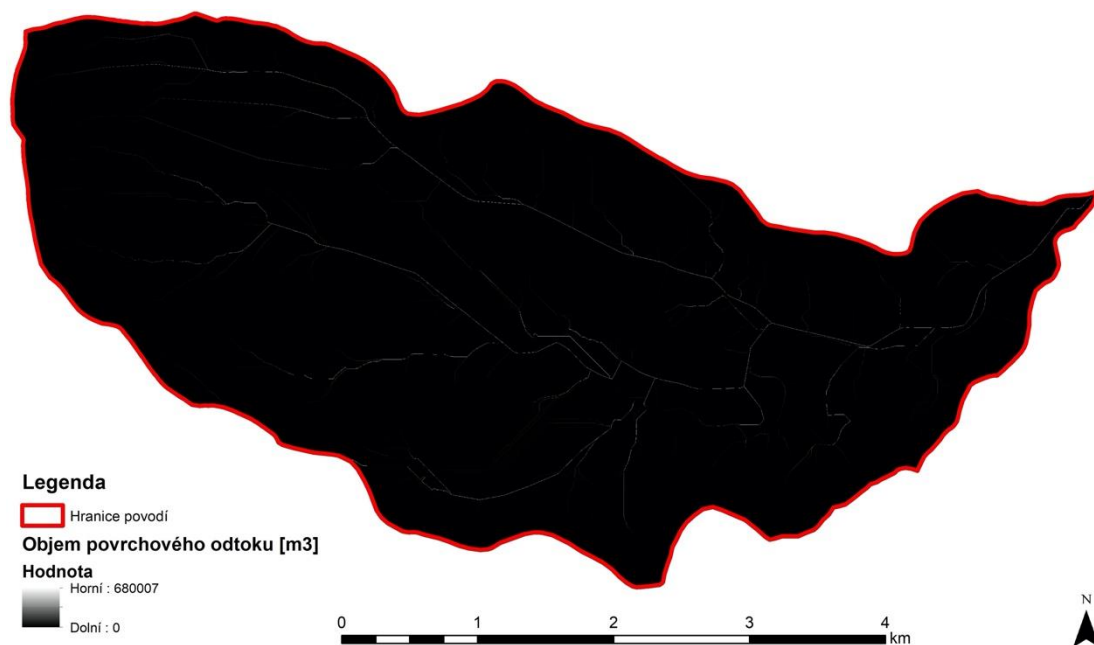


Obr. č. 25 - Výška povrchového odtoku (detailní způsob)

Rastr objemu povrchového odtoku z celého povodí dostaneme součtem dílčích objemů na úrovni jednotlivých povodí či buňky. Tento součet získáme pomocí akumulace odtoku, jehož váhou bude objem povrchového odtoku na úrovni jedné buňky (viz obr. č. 26).



Obr. č. 26 - Objem povrchového odtoku na úrovni buňky



Obr. č. 27 - Objem povrchového odtoku (detailní způsob)

Na obr. č. 27 můžeme vidět výsledný rastr získaný detailním výpočtem rastrového způsobu, na němž jsou viditelné dráhy soustředného odtoku.

V uzávěrovém profilu Olešenského potoka je dosaženo maximální hodnoty přímého odtoku, jenž má pro návrhovou srážku s pravděpodobností opakování 100 let (N100) hodnotu 680 007 m<sup>3</sup>.

Porovnáme-li všechny tři metody výpočtu (vektorová, zjednodušená rastrová, detailní rastrová), tak zjistíme, že se tyto jednotlivé hodnoty poměrně liší. Např. objem přímého odtoku ze stoleté srážky zjištěný detailním rastrovým způsobem je cca o 8 % vyšší, než objem zjištěný zjednodušeným rastrovým způsobem a o zhruba 17 % nižší než objem zjištěný vektorovým způsobem, viz tab. č. 8.

<b>Metody</b>	<b>Vektorová</b>	<b>Rastr. zjednodušená</b>	<b>Rastr. detailní</b>
O <sub>pH</sub> N20 [m <sup>3</sup> ]	488 066	433 085	473 341
O <sub>pH</sub> N100 [m <sup>3</sup> ]	798 116	632 261	680 007

Tab. č. 8 - *Výsledky metod*

Nicméně v publikaci Šinka a kol. (2013) se stejnými metodami výpočtu dopracovali také k rozdílným výsledkům. Objem přímého odtoku, jenž byl dosažen zjednodušeným rastrovým způsobem je o 10 % nižší než objem přímého odtoku dosažený detailním rastrovým způsobem. Dále tvrdí, že při výpočtu zjednodušeným rastrovým způsobem jsou tyto nižší výsledné hodnoty běžné, a to jak u výšek přímého odtoku, tak i u objemu přímého odtoku. Antal (1989) o detailním rastrovém způsobu výpočtu říká, že je účelný zejména v případech, kdy se v zájmovém území vyskytuje široká škála půdních krytů, druhů či typů, ale také v území, ve kterém se vyskytují velké nepropustné plochy jako cesty, intravilán, apod. Zjednodušený rastrový způsob výpočtu nám většinou dává nižší hodnoty výšky i objemu povrchového odtoku než detailní rastrový způsob výpočtu. Totéž uvádí i Šinka a kol. (2013) ve své publikaci, kdy na základě porovnání objemu povrchového odtoku, jenž byl stanoven jak detailním, tak i zjednodušeným rastrovým způsobem výpočtu, lze konstatovat, že výsledek z detailního způsobu je vyšší než objem stanovený zjednodušeným způsobem.

Simulace přímého odtoku vody z krajiny rastrovými metodami sloužily především pro podrobné sestavení mapy přímého odtoku. Oproti metodě výpočtu klasickým (vektorovým) způsobem, ze které zjistíme pouze odtok v uzávěrovém profilu povodí, tak můžeme právě díky rastrové metodě vidět, ve kterých místech dochází k akumulaci odtoku v povodí. Díky této metodě můžeme v těchto místech cíleně umisťovat protipovodňová či protieroční opatření. Touto problematikou se ve

své metodice zabývá Dostál a kol. (2014), kde mimo jiné zmiňuje, že analýza území v prostředí GIS velmi usnadňuje lokalizaci kritických lokalit, které se nacházejí v oblastech s maximálním sklonem, dále usnadňuje lokalizovat kritické profily jako je např. údolnice nebo uzávěrový profil odtoku. Z hlediska vodohospodářských opatření lze tuto metodu využít pro efektivní vymezení drah soustředného odtoku díky vrstvě akumulace odtoku.

### **4.3 Výpočet doby koncentrace a kulminačního průtoku**

Doposud do všech vypočtených hodnot vždy vstupovala hodnota návrhové srážky, jejíž trvání bylo 24 hodin. Nicméně pokud bychom použili vztah pro výpočet návrhového odtoku, jenž se skládá z návrhové intenzity kritického úhrnu srážek, kdy je doba trvání deště rovna době koncentrace povodí, výsledné hodnoty odtoku budou daleko menší. Pro stanovení doby koncentrace byl použit program ERCN, do kterého vstupovaly parametry toku a koryta. Program ERCN na základě těchto parametrů vypočetl dobu koncentrace povodí Olešenského potoka (viz obr. č. 28). Výsledná doba koncentrace Olešenského potoka je zhruba 2,5 hod., na tuto dobu byly poté redukovány N-leté návrhové srážky. Redukce 24 hodinových návrhových úhrnů deště byly převzaty z databáze DES\_RAIN, tyto redukované úhrny srážek byly následně použity pro vyhodnocení odtoku z krajiny (viz tab. č. 9).

Výpočet kulminačního průtoku pomocí CN - křivek

Zadání vstupních hodnot

Plocha povodí : 1908 ha

Průměrné CN : 78,84

Max. 24-h srážkový úhrn : 79,01 mm

Opravný koef. nádrží : 1,00 mm

Přímý odtok : 32,00 mm

la / Hs : 0,17

O<sub>pH</sub> : 610627,50 m<sup>3</sup>

qpH = 0,27

Q<sub>pH</sub> = 46,29 m<sup>3</sup>/s

Celková doba koncentrace

Pláštní povrchový odtok

Délka : l = 100 m  **Hydraulický sklon : s = 0,01 tg α**

Drsnost : n = 0,24  **Dvouletý 24-h déšť : Hs2 = 35,7 mm**

**Tta = 1,225 h**

Soustředěný odtok o malé hloubce

Délka : l = 954 m  **Hydraulický sklon : s = 0,023 tg α**

Povrch na zájmovém území  
 Nedlážděný **Rychlost : v = 0,746 m /s**  
 Dlážděný **Ttb = 0,355 h**

Soustředěný odtok v otevřeném korytě

Délka : l = 7978 m  **Hydraulický sklon : s = 0,0068 tg α**

Drsnost : n = 0,025  **Plocha příč. profilu : F = 2,87 m<sup>2</sup>**

**Rychlost : v = 2,405 m /s** **Omočený obvod : O = 4,61 m**

**Ttc = 0,921 h** **Hydraulický ploměr : R = 0,623 m**

**Tc = 2,502 h**

Obr. č. 28 - Výpočet doby koncentrace v ERCN

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
Hs [mm]	22,7	43,9	54,4	68,6	79,0
Ho [mm]	1	9	15	25	32
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ]	20 472	177 054	290 718	467 608	610 628
Součinitel odtoku [%]	5	21	28	36	41
Kulminační průtok [m <sup>3</sup> /s]	0,65	12,16	20,99	34,84	46,29

Tab. č. 9 - Tabulka výsledků při kritické době trvání deště

## 4.4 Analýza faktorů ovlivňujících odtok z povodí

### 4.4.1 Změna nasycenosti půdy

Vlhkost půdy určujeme na základě pětidenního předcházejícího úhrnu srážek – indexu předchozího srážkového úhrnu (IPS) jenž se udává ve 3 stupních. IPS 1 – suchá půda s minimálním obsahem vody v půdě, jenž ještě umožňuje uspokojivou orbu a obdělávání. IPS 2 značí středně nasycenou půdu. IPS 3 – přesycená půda předcházejícími dešti (Janeček a kol., 2012).

Kovář a kol. (2015) v certifikované metodice uvádí vztahy pro převod hodnot CN ze středně nasycené půdy (IPS II) na hodnoty CN pro suchou půdu s minimálním obsahem vody v půdě IPS I a na hodnoty CN pro půdu přesycenou z předcházejících

dešťů (IPS III).

Vztah pro výpočet CN I:

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2,334 - 0,011334 * CN_{II}}$$

Vztah pro výpočet CN III:

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0,4036 + 0,005964 * CN_{II}}$$

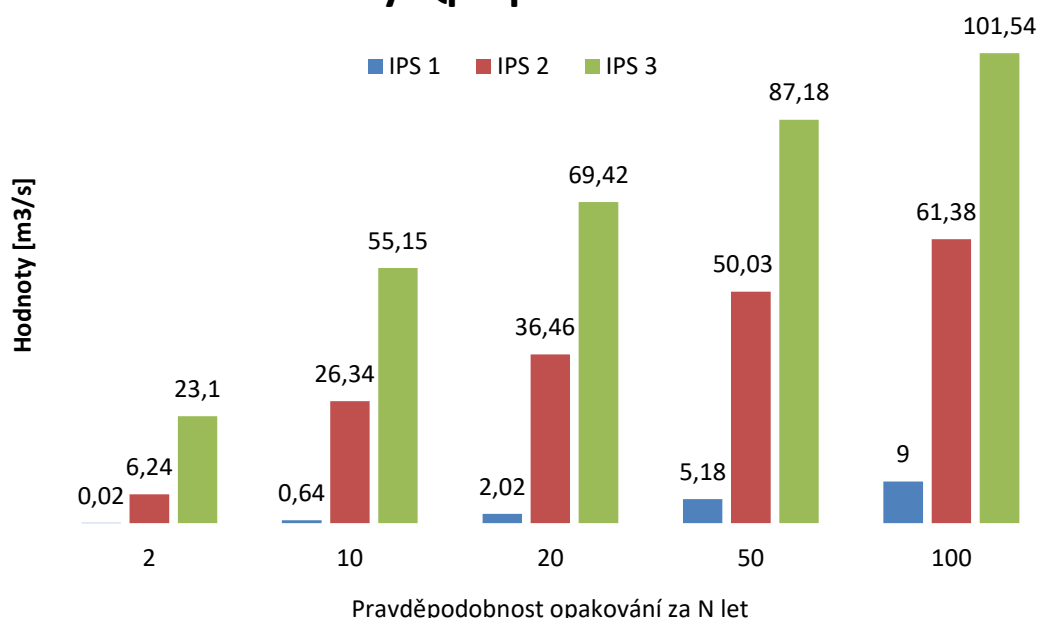
Při těchto výpočtech se postupovalo totožně jako při vektorovém způsobu výpočtu objemu přímého odtoku (viz kap. 5.1) pro středně nasycenou půdu (IPS II). Změny nastaly pouze u hodnot odtokových CN křivek, které se změnilly z IPS II na nové hodnoty dle IPS I a IPS III, jenž vstupovaly do následujících výpočtů. Výpočty pro srážkové úhrny s pravděpodobností opakování za 2, 10, 20, 50 a 100 let. V tabulce č. 10 jsou tyto výsledky shrnuty.

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ] při IPS 1	3 816	27 284	63 155	123 638	182 596
H <sub>o</sub> [mm] při IPS 1	0,2	1	3	6	10
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] při IPS 1	0,02	0,64	2,02	5,18	9,00
Součinitel odtoku [%]	1	2	5	8	10
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ] při IPS 2	103 032	359 276	488 066	657 497	798 116
H <sub>o</sub> [mm] při IPS 2	5	19	26	34	42
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] při IPS 2	6,24	26,34	36,46	50,03	61,38
Součinitel odtoku [%]	15	31	37	42	46
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ] při IPS 3	301 655	692 795	864 515	1 078 974	1 250 503
H <sub>o</sub> [mm] při IPS 3	16	36	45	57	66
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] při IPS 3	23,10	55,15	69,42	87,18	101,54
Součinitel odtoku [%]	44	61	65	69	71

Tab. č. 10 - Souhrn výsledků při změně IPS

Z výsledné tabulky č. 10 je patrné, že v závislosti na nasycení půdy vodou se zásadně mění odtok vody z povodí i kulminační průtok, viz graf č. 2.

## Hodnoty Qph při změně IPS



Graf č. 2 - Hodnoty kulminačních průtoků [m<sup>3</sup>/s] při změně IPS

Kozlovská a Toman (2010) uvádějí, že by se při stanovování odtoků vody z povodí neměly automaticky brát hodnoty pro středně nasycené půdy, a to z důvodu, že je tato metoda neopodstatněná, a proto by se měla ověřovat skutečná nasycenost půdy. Rozdíl ve volbě nasycenosti půdy se prokáže zejména v potřebě protierozních i protipovodňových opatření.

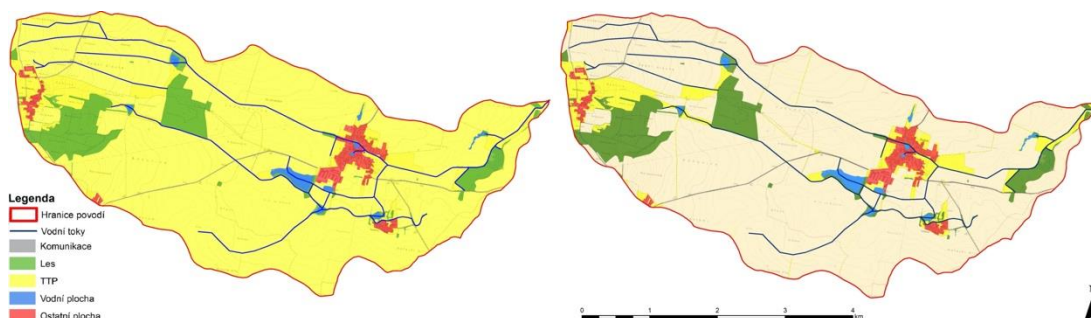
Zpravidla 2x ročně dochází k mimořádně velkým odtokům vody, jenž nastávají při náhlém oteplení a rychlém tání sněhové pokrývky v jarním období, kdy voda mnohdy odtéká bez jakékoliv možnosti infiltrace, dále k velkému odtoku vody dochází v létě, kdy jsou často přítomny letní přivalové deště, obzvláště pokud spadnou na půdu, jenž je nasycena vodou (Tlapák a kol., 1992). Podle Kavky a kol. (2018) je předchozí nasycenost významným parametrem, který ovlivňuje odezvu povodí na návrhovou srážku. Dále spoluurčuje retenční schopnost a aktuální infiltrační kapacitu půdy povodí. Předchozí nasycenost povodí může tedy podstatně ovlivnit odtokovou odezvu v povodí.

### 4.4.2 Zatravnění orné půdy

Druhou, čistě teoretickou a ve skutečnosti velmi těžce realizovatelnou variantou, jenž vedla ke změně odtokových poměrů, bylo zatravnění veškeré orné půdy v povodí Olešenského potoka. Orná půda je totiž v povodí nejvíce zastoupena a tím je také zapříčiněna vysoká hodnota CN odtokových křivek. V této části proto



vznikla nová shapefile vrstva s novým (teoretickým) využitím půdy, kde orná půda již nezaujímal 15,24 km<sup>2</sup> (80 % z celkové výměry povodí) viz obr. č. 29.



Obr. č. 29 - Využití území teoretické (vlevo) a skutečné (vpravo)

Po změně orné půdy na trvalé travní porosty byly znovu stanoveny hodnoty CN, jejíž nová průměrná hodnota činila 70,99. S novou hodnotou byla následně vypočtena i nová hodnota potenciální retence (103,8 mm). Následně byly vypočteny výšky a objemy přímého odtoku, jejichž výsledky jsou uvedeny v tabulce č. 11 a v tabulce č. 12 jsou znázorněny hodnoty při kritické době trvání srážkového úhrnu. Kulminační průtoky byly vypočteny za pomoci programu ERCN.

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
H <sub>o</sub> [mm]	2	11	16	23	29
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ]	35 870	206 255	303 372	437 123	551 984
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s]	1,21	13,35	21,29	31,51	40,46
Součinitel odtoku [%]	5	18	23	28	31

Tab. č. 11 - Výsledky po zatravnění veškeré orné půdy

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
H <sub>o</sub> [mm]	0	4	8	15	21
O <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> ]	0	80 136	156 838	287 536	399 535
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s]	0	3,76	9,51	20,04	28,64
Součinitel odtoku [%]	0	10	15	22	26

Tab. č. 12 - Výsledky po zatravnění veškeré orné půdy při kritické době trvání deště

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] reálný stav	6,24	26,34	36,46	50,03	61,38

Součinitel odtoku [%]	15	31	37	42	46
$Q_{pH}$ [m <sup>3</sup> /s] zatravnění	1,21	13,35	21,29	31,51	40,46
Součinitel odtoku [%]	5	18	23	28	31

Tab. č. 13 - Porovnání změn kulminačních průtoků a součinitelů odtoků (reálný stav vs. zatravnění)

Při porovnání výsledků dosažených při skutečném využití krajiny s výsledky dosaženými po zatravnění veškeré orné půdy je značně patrný pokles přímého odtoku z krajiny, viz tab. č. 11. – 13. Například při úhrnu s pravděpodobností opakování 2 let klesla výška přímého odtoku z 5 mm na 2 mm. U srážky s pravděpodobností opakování 100 let došlo ke snížení výšky ze 42 mm na 29 mm. Součinitele odtoků se snížily zhruba o 10 %. Vlivem zatravnění orné půdy se také snížila hodnota součinitele odtoku, např. u 100 leté srážky o 15 % a u 20 leté o 14 %.

Na území České republiky máme nepříznivý poměr trvalých travních porostů ku orné půdě. Tento problém s sebou přináší spoustu známých a doširoka diskutovaných potíží jako je např. úbytek vody v krajině, eroze, znečištění vod dusičnany či ztrátu druhové rozmanitosti na zemědělské půdě. Řešení těchto problémů nabízí zatravněním orné půdy (VeJVodová, 2004).

Kodešová a kol. (2011) uvádí, že zatravnění ovlivňuje zadržování vody v půdě tím, že zatravněné plochy obsahují více kapilárních pórů. Při porovnání retenční schopnosti půdy na orné půdě a na zatravněné půdě bylo zjištěno, že na půdě zatravněné je retenční schopnost vyšší.

Hejduk (2008) říká, že ze všech zemědělských kultur půdu dokáže nejlépe ochránit před vodní a větrnou erozí právě travní porost. A to především kvůli celoročnímu pokryvu půdy travním porostem, který navyšuje infiltrační schopnost půdy. Na pokryté půdě travním porostem neustále zůstává relativně vysoké množství biomasy, jenž zabraňuje přímému mechanickému působení kinetické energie deště na půdní agregáty. Biomasa současně poskytuje zdroj potravy a úkryt pro celou řadu organismů, jenž žijí v půdě a jejím povrchu. Tyto organismy si vytvářejí v půdě chodby a dutiny, které navyšující infiltrační rychlost vody do půdy.

#### 4.4.3 Zasadovací pásy

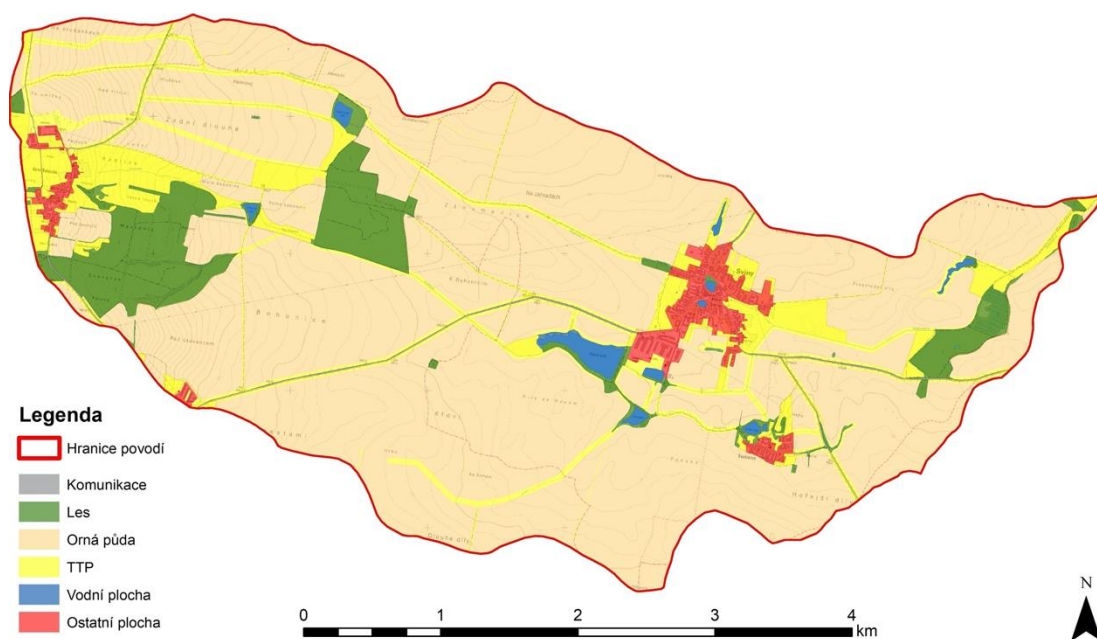
Poslední simulovanou variantou, jenž ovlivňuje odtokové poměry bylo zřízení ochranných zasadovacích pásů podél komunikací, vodních toků a vodních ploch

v povodí Olešenského potoka. Zřízením těchto pásů došlo ke změně kultury zejména z orné půdy na TTP.

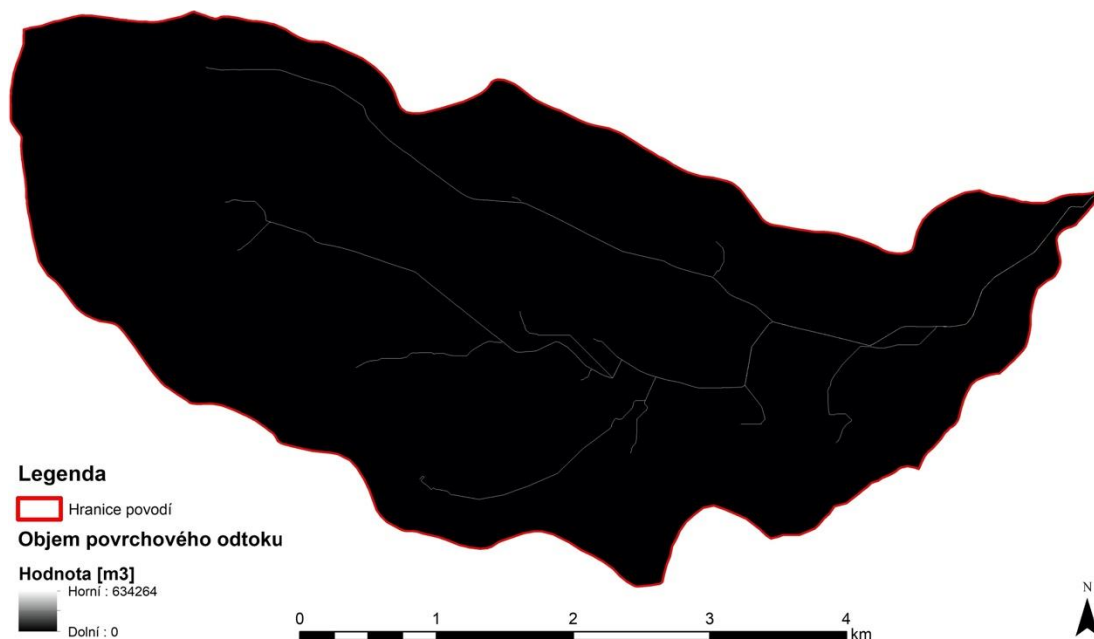
Před vyhodnocením odtoku při tomto scénáři bylo nutné vytvořit novou vrstvu využití území se zasakovacími pásy. Tato nová shapefile vrstva byla vytvořena z původní shapefile vrstvy využití území s pomocí nástroje Obalová zóna (Buffer), který vytváří polygony kolem vstupních polygonů či linií. V tomto případě byly zvoleny 20 m široké zasakovací pásy podél komunikací, vodních toků a vodních ploch. Nová vrstva LPISu s již navrženými ochrannými pásy (viz obr. č. 30), které posléze byly zohledněny při stanovování hodnot CN křivek (viz obr. č. 2 v příloze), jejichž nová průměrná hodnota činila 78,35. Následně byla vypočtena nová hodnota potenciální retence (viz obr. č. 3 v příloze), jež vstupovala do výpočtu nových výšek (viz obr. č. 4 v příloze) a objemu přímého odtoku (viz obr. č. 31), které jsou uvedeny v tabulce č. 14. V programu ERCN byly také vypočteny kulminační průtoky pro 24 hodinový a kritický úhrn srážek (viz tab. č. 15 a 16).

Metody	Vektorová	Vektorová s pásy	Rastrová	Rastrová s pásy
$O_{pH} N20 [m^3]$	488 066	474 901	433 085	421 901
$O_{pH} N100 [m^3]$	798 116	781 326	632 261	628 198

Tab. č. 14 - Výsledky při použití zasakovacích pásů



Obr. č. 30 - Využití území se zasakovacími pásy



Obr. č. 31 - Objem povrchového odtoku (zasakovací pásy)

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
Kulminační průtok [m <sup>3</sup> /s], při době trvání srážek 24 hodin	5,79	25,42	35,39	48,68	59,93
Kulminační průtok [m <sup>3</sup> /s], při kritické době trvání srážek	0,56	11,46	20,19	33,79	44,99

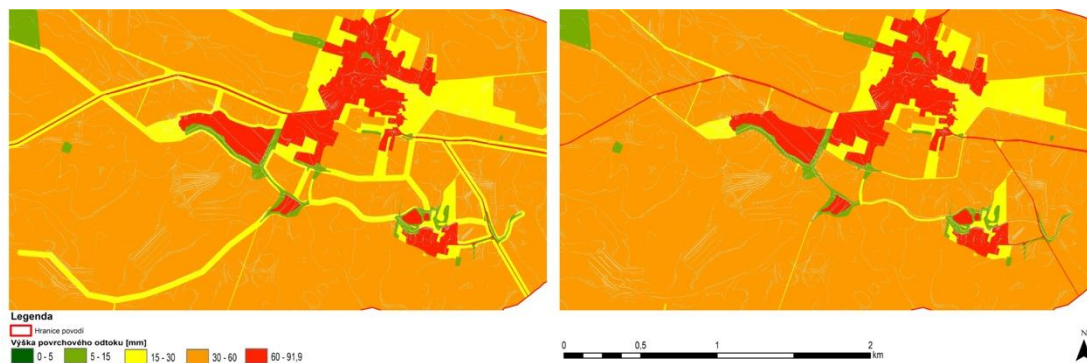
Tab. č. 15 - Kulminační průtoky při použití zasakovacích pásů

	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] reálný stav	6,24	26,34	36,46	50,03	61,38
Součinitel odtoku [%]	15	31	37	42	46
Q <sub>pH</sub> [m <sup>3</sup> /s] s pásy	5,79	25,42	35,39	48,68	59,93
Součinitel odtoku [%]	14	30	36	41	45

Tab. č. 16 - Porovnání změn kulminačních průtoků a součinitelů odtoků (reálný stav vs. se zasakovacími pásy)

Z tabulky výsledků (č. 14) je patrné, že se hodnota odtoku téměř neliší od hodnoty získané jednoduchým rastrovým způsobem při skutečném stavu. Výsledný objem se zmenšil o 11 184 m<sup>3</sup> při dvacetileté srážce a o 4 063 m<sup>3</sup> při srážce stoleté s využitím rastrové metody. V případě vektorové metody se výsledný objem snížil o 13 156 m<sup>3</sup> při dvacetileté srážce a o 16 790 m<sup>3</sup> při stoleté srážce. Hodnoty součinitele odtoku pro veškeré navržené srážky se zmenšily zhruba o 1 % oproti součinitelům odtoku při skutečném stavu, viz tab. č. 16. Objem odtoku se zásadně

nezměnil, jelikož zasakovací pásy zaujímají v rámci celého zájmového povodí pouze nepatrnou část celkové rozlohy, tím pádem se průměrná hodnota CN křivek snížila pouze nepatrně. Nicméně i tak zasakovací pásy mají pozitivní vliv na srážko-odtokové události v krajině, viz obr. č. 32.



Obr. č. 32 - Porovnání výšek odtoků z krajiny se zasakovacími pásy (vlevo) oproti skutečnému stavu (vpravo)

Ochranné zasakovací pásy zastávají hned několik funkcí, za nejvýznamnější funkci bychom mohli považovat zachycení a infiltraci povrchového plošného odtoku, který je ve většině případů způsobován přívalovými dešti. Ochranné zasakovací pásy snižují objem odtékající dešťové vody do vodních toků a tím ochraňují níže položená území před nepříznivými účinky plošného povrchového odtoku. Na zasakovacím pásu u vodního toku dochází k infiltraci a převedení povrchového odtoku na podzemní odtok. Můžeme tedy říci, že mají také protipovodňovou funkci. Ochranné zasakovací pásy dále dokáží zabránit znečišťování vodních toků v důsledku smyvu zemědělské půdy do vodních toků (Šarapatka a Zídek, 2005).

Zatravněním dosáhneme trvalé ochrany půdy před erozí, ochrany vody před znečištěním, zvýšení druhové rozmanitosti krajiny. Při zatravňování v blízkosti vody, je nutné zatravnit přiléhající pás k vodnímu toku o minimální šířce 15 m (VeJVodová 2004). Oproti tomu Uhrová a kol. (2016) ve své práci navrhovala zasakovací pásy podél vodních toků o šířce 20 m. Dále ve své práci uvádí, že zasakovací pásy nepatří mezi charakteristická protierozní opatření. Jejich ochranná funkce se zakládá zejména v převedení části přitékající vody ze sousedních pozemků k vodnímu toku na infiltraci. Tímto je podporována retenční schopnost krajiny a rovněž je i pozitivně omezován transport splavenin do recipientu.

Na následujícím obrázku č. 33 můžeme vidět příklad vizualizace zasakovacích pásů podél vodních toků.





*Obr. č. 33 - Příkladné znázornění zasakovacího pásu podél vodního toku; zdroj: [www.vtei.cz](http://www.vtei.cz)*

## 5 Závěr

Tato diplomová práce se zabírala analýzou činitelů, jenž ovlivňují přímý odtok z krajiny. Pro analýzu bylo vybráno zájmové povodí Olešenského potoka, jenž se nachází v Jihočeském kraji, okrese České Budějovice a Tábor. Simulace hydrologické odezvy povodí byla provedena v softwaru ArcMap 10.6.1., za použití metody CN křivek. Cílem této diplomové práce bylo vyhodnotit výšky přímého odtoku a kulminační průtoky z povodí v souvislosti se skutečným stavem, různou nasyceností půdy, teoretické změně využití území (skutečný stav vs. teoretické zatravnění veškeré orné půdy) nebo použitím zasakovacích pásů podél komunikací, vodních toků a vodních ploch. V úvodu byla sepsána podrobná rešerše na téma srážkoodtokových událostí a faktorů, které je ovlivňují. Dále bylo popsáno řešené povodí z hlediska klimatického, geologického a hospodářského využití území. Pro následné výpočty objemu přímého odtoku z povodí byly použity hodnoty maximálních 24 hodinových srážkových úhrnů s pravděpodobností opakování 2, 10, 20, 50 a 100 let ze srážkoměrné stanice v Týně nad Vltavou.

Při výpočtu s hodnotami, jenž odpovídají skutečnému stavu území, resp. stavu nasycení půdy IPS II, byla hodnota součinitelů odtoku pro srážku s pravděpodobností opakování 2 roky 15 %, pro N10 31 %, pro N20 37 %, pro N50 42 % a pro N100 46 %.

První simulací byla změna nasycení půdy vodou (IPS). Při změně nasycení půdy vodou na půdu mokrou (IPS III) dochází k menší infiltraci a tudíž je následný odtok vody z povodí větší. Součinitel odtoku při této simulaci narostl zhruba o 30 %, konkrétněji pak na hodnotu: pro srážku s pravděpodobností opakování 2 roky 44 %, pro N10 60 %, pro N20 65 %, pro N50 69 % a pro N100 činila hodnota 71 %. Naopak při změně nasycení půdy na půdu suchou (IPS I), kdy dochází k vyšší infiltraci a nižšímu odtoku, došlo ke snížení hodnot součinitele odtoku na hodnoty: pro srážku s pravděpodobností opakování 2 roky 1 %, pro N10 2 %, pro N20 5 %, pro N50 8 % a pro N100 10 %.

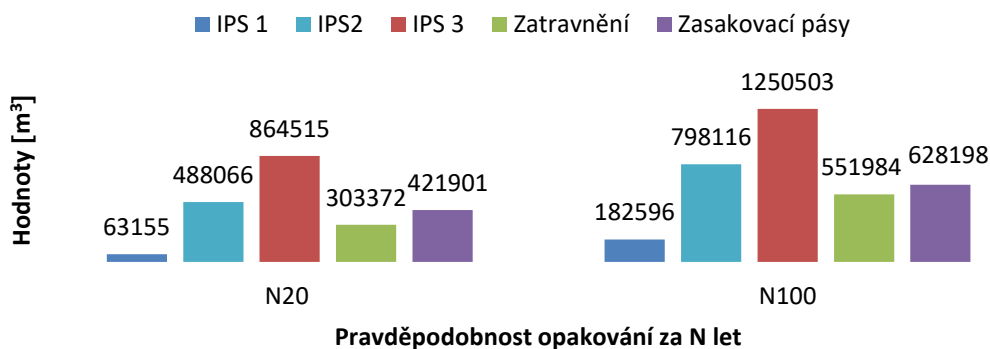
Druhou simulací bylo teoretické zatravnění veškeré orné půdy, kdy došlo ke zvýšení infiltrace a snížení odtoku vody z povodí. Pro srážku s pravděpodobností opakování 2 roky činí součinitel odtoku 5 %, pro N10 18 %, pro N20 23 %, pro N50 28 % a pro N100 činila hodnota 31 %. Při zatravnění orné půdy tedy z povodí odteče

zhruba o 40 % vody méně, než je tomu při současném stavu využití území.

Poslední simulací bylo použití zasakovacích pásů o šířce 20 m okolo komunikací, vodních toků a vodních ploch. Při této simulaci se součinitel odtoku snížil zhruba o 1 %, konkrétněji pak na hodnotu: pro srážku s pravděpodobností opakování 2 roky 14 %, pro N10 30 %, pro N20 36 %, pro N50 41 % a pro N100 činila hodnota 45 %.

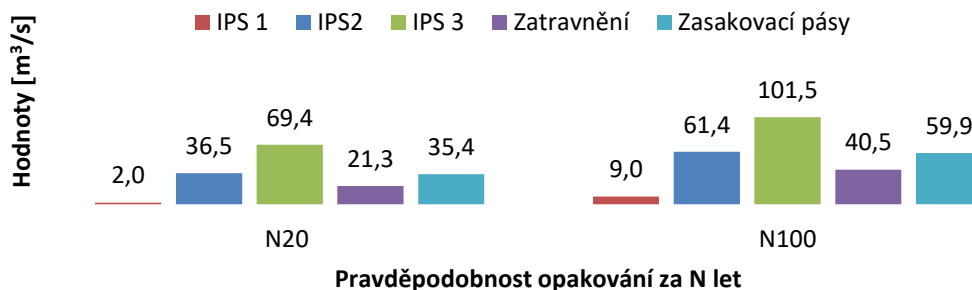
Simulace přímého odtoku vody ze zájmového povodí rastrovými metodami sloužily zejména pro podrobné sestavení mapy přímého odtoku. Oproti metodě výpočtu klasickým (vektorovým) způsobem, ze které zjistíme pouze odtok v uzávěrovém profilu povodí, můžeme právě díky rastrové metodě vidět, ve kterých místech dochází k akumulaci odtoku v povodí.

### Objemy povrchového odtoku



Graf č. 3 - Objemy povrchového odtoku

### Kulminační průtoky



Graf č. 4 - Kulminační průtoky



## 6 Seznam použité literatury

- [1] ADLER, R. F., HUFFMAN, G. J., CHANG, A., FARRARO, R., XIE, P., JANOWIAK, J., RUDOLF, B., SCHNEIDER, U., CURTIS, S., BOLVIN, D., GRUBER, A., SUSSKIND, J., ARKIN, P., NELKIN, E., *Global precipitation climatology project (GPCP). Monthly precipitation analysis (1979 – Present)*, 2nd version, 2003, DOI: 10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- [2] ALLAN, R. P., LIU, CH., ZAHN, M., LAVERS, D. A., KOUKOUVAGIAS, E., BODAS-SALCEDO, A., *Surveys in geophysics: Physically consistent responses of the global atmospheric hydrological cycle in models and observations*. 2013, ISSN 0169-3298.
- [3] ANTAL, J., *Poľnohospodárske meliorácie*. Bratislava: Pravda, 1989, 463 s., ISBN 80-07-00011-9.
- [4] ARISTOTELES, *Meteorology*. Kniha 1, Část 13, 350 př. n. l., Přeložil E. W. Webster.
- [5] BAŽANTOVÁ, T., *Změny srážko-odtokových poměrů a antropogenní úpravy v povodí Lomnice*. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze, 2009.
- [6] BELL, J. E., HERRING, S. C., JANTARASAMI, L., ADRIANOPOLI, C., BENEDICT, K., CONLON, K., ESCOBAR, V., HESS, J., LUVALL, J., GARCIA-PANDO, C. P., QUATTROCHI, D., RUNKLE, J., SCHRECK, C. J., *Impacts of extreme events on human health. The impacts of climate change on human health in the United States: A scientific assessment*. Chapter 4: U.S. Global change research program, Washington, DC, 2016, s. 99-128. DOI: <http://dx.doi.org/10.7930/J0BZ63ZV>.
- [7] BERGKAMP, G. A., *Hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and microtopography in semiarid shrublands*. Catena, 1998, s. 201–220.
- [8] BEVEN, K. J., *Rainfall-runoff modelling: The Primer*. Chichester, J. Wiley & Sons, 2001, 360 s.
- [9] BEVEN, K. J., HORTON, R. E., *Perceptual model of infiltration processes, Hydrological processes*, Wiley Intersciences, 2004, DOI 10:1002 hyp 5740.
- [10] BÍNOVÁ, L., CULEK, M., GLOS, J., KOVIÁN, J., LACINA, D., NOVOTNÝ, M., ZIMOVÁ, E., *Metodika vymezení územního systému ekologické stability*. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 2017, 185 s.

- [11] BLAŽEK, V., NĚMEC, J., HLADNÝ, J., *Voda v České republice*. Praha: Pro Ministerstvo zemědělství vydal Consult, 2006, ISBN 80-903482-1-1.
- [12] BRATRYCH, V., *Živel voda: člověk, příroda, technika, životní prostředí*. Praha: Koniklec, 2005, ISBN 80-902606-6-7.
- [13] BRÁZDIL, R., DOBROVOLNÝ, P., ELLEDER, L., KAKOS, V., KOTYZA, O., KVĚTOŇ, V., MACKOVÁ, J., MÜLLER, M., ŠTĚKL, J., TOLASZ, R., VALÁŠEK, H., *Historické a současné povodně v České republice*. Brno, Praha: Masarykova univerzita a ČHMÚ, 2005.
- [14] BRUTSAERT, W., *Hydrology: an introduction*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005, 605 s., ISBN 0-521-82479-6.
- [15] BUMERL, M., *Hydrologie*. Veselí nad Lužnicí, 2003, 56 s.
- [16] CRITCHLEY, W., SIEGERT, K., CHAPMAN, C., FINKEL, M., *Water harvesting. A manual for the design and construction of water harvesting schemes for plant production*, 2013, 163 s., ISBN 978-81-7233-801-5
- [17] ČERKAŠIN, A., *Hydrologická příručka*. Praha: Hydrometeorologický ústav, 1964.
- [18] ČESKÝ STATISTICKÝ ÚŘAD., *Počet obyvatel v obcích - k 1. 1. 2019*. Praha, 2019, ISBN 978-80-250-2914-5.
- [19] DAŇHELKA, J., *Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědi*. ČHMÚ, 2007, Praha, 104 s.
- [20] DAVIES, T., *Fundamentals of hydrology*. 2nd edition, 2008, New York: Routledge.
- [21] DE BLIJ, H., MULLER, J., WILLIAMS, P. R., *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004, 702 s.
- [22] DOOGE, J. C. I., *Background to modern hydrology*; Paper presented to: The basis of civilization: Water science eds., Rodda, J. C., Ubertini, L., IAHS Publication, s. 246, 2004.
- [23] DOSTÁL, T., KRÁSA, J., KAVKA, P., VRÁNA, K., DEVÁTÝ, J., KADLEC, V., NOVOTNÝ, I., KULÍŘOVÁ, P., HEŘMANOVSKÁ, D., PAPAJ, V., KAPIČKA, J., VÁŇOVÁ, V., *Využití dat a nástrojů GIS a simulačních modelů k navrhování TPEO*. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2014. ISBN 978-80-87361-30-6.

- [24] DUNNE, T., LEOPOLD, L. B., *Water in environmental planning*. New York: W. H. Freeman, 1978, 818 s., ISBN 78-0-7167-0079-1.
- [25] EBRAHIMIAN, M. M., NURUDDIN, A. A. B., SOOM, M. A. B. M., SOOD, A. M., *Application of NRCS – Curve number method for runoff estimation in a mountainous watershed*. Caspian Journal of Environmental Sciences, 10 (1), 2012, s. 103-114.
- [26] GERRITS, A. M. J., *The role of interception in the hydrological cycle*. Ph.D. thesis, Delft: Delft University of Technology, 2010, 126 s.
- [27] HALFORD K. J., MAYER G. C., *Problems associated with estimating groundwater discharge and recharge from stream discharge records*. Ground Water, 38 (3), 2000, s. 331-342.
- [28] HALL, F. R., *Base flow recessions-a review*. Water Resour, 1968, s. 973-983.
- [29] HEJDUK, S., *Význam zatravnění meziřadí v ovocných sadech a vinohradech*. V: Zahradnictví, 1, Praha, 2008, s. 14-17.
- [30] HLADNÝ, J., *Hrozba vodní krize ve světě a strategické úkoly hydrologie*. V: hydrologické dny – nové podněty a vize pro příští století, 5. národní konference pod záštitou UNESCO, 1 díl, Praha: ČHMÚ, 2000, s. 1-12.
- [31] HLAVÍNEK, P., ŘÍHA, J., *Jakost vody v povodí*. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2004, 209 s., ISBN 80-214-2815-5.
- [32] HOLTON, J., CURRY, J., *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Academic Press, 2002., ISBN 9780122270901.
- [33] HOLÝ, M., *Odvodňovací stavby: celostátní vysokoškolská učebnice pro stavební fakulty*. Praha: SNTL, 1985, 467 s.
- [34] HRÁDEK, F., KOVÁŘ, P., *Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů*. Vodní hospodářství, 1994., ISSN 1211-0760.
- [35] HUBAČÍKOVÁ, V., *Hydrologie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. 2009., ISBN 978-80-7157-638-92009.
- [36] CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R., MAYS, L. W., *Applied hydrology*. McGraw-Hill, New York, 1988.
- [37] JANDORA, J., STARÝ, M., STARA, V., *Hydraulika a hydrologie*. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2002, ISBN 80-214-2204-1.

- [38] JANEČEK, M., *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Praha: ÚVTIZ, 1992, 110 s.
- [39] JANEČEK, M., DOSTÁL, T., KOZLOVSKY-DZFKOVÁ, J., DUMBROVSKÝ, M., HŮLA, J., KADLEC, V., KONEČNÁ, J., KOVÁŘ, P., KRÁSA, J., KUBÁTOVÁ, E., KOBZOVÁ, D., KUDRNÁČKOVÁ, M., NOVOTNÝ, I., PODHRÁZSKÁ, J., PRAŽAN, J., PROCHÁZKOVÁ, E., STŘEDOVÁ, H., TOMAN, F., VOPRAVIL, J., VLASÁK, J., *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. ISV nakladatelství, Praha, 2012, 201 s.
- [40] JENÍČEK, M., *Modelování srážko-odtokových procesů v závislosti na změnách krajinného pokryvu*. V: Langhammer, J (ed.): *Změny krajiny jako ovlivňující faktor průběhu a projevů extrémních povodní*. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha, 2006, s. 75-84.
- [41] JŮVA, K., *Odvodňování půdy: celostátní vysokoškolská učebnice*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1957.
- [42] KALAČ, P., TŘÍSKA, J., KOLÁŘ, L., JÍROVCOVÁ, E., *Chemie životního prostředí*. Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 2. upravené vydání, 2010, 171 s., ISBN 978-80-7394-232-8.
- [43] KASTLING, J. F., CATLING, D., *Evolution of a habitable planet*. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* 41, 2003, s. 429-463., DOI: 10.1146/ANNUREV.ASTRO.41.071601.170049.
- [44] KAVKA, P., MÜLLER, M., STROUHAL, L., KAŠPAR, M., BLIŽŇÁK, V., LANDA, M., WEYSKRABOVÁ, V., PAVEL, M., DOSTÁL, T., *Krátkodobé srážky pro hydrologické modelování a navrhování drobných vodohospodářských staveb v krajině: metodika*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2018., ISBN 978-80-01-06363-7.
- [45] KAVKA, P., STROUHAL, L., LANDA M., DAVID, V., *Nástroj pro odvození návrhových srážkových úhrnů na území ČR*. *Vodní hospodářství*, 2016, roč. 66, č. 8, s. 9-15., ISSN 1211-0760
- [46] KEMEL, M., *Hydrologie*. Praha: ČVUT, 1991, 222 s., ISBN 80-01-00509-7.
- [47] KENDALL, C., MCDONNELL, J. J., *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 1998, 839 s.
- [48] KIRCHNER, J. W., *Heterogeneous geochemistry of catchment acidification*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (6), 1992, s. 2311-2327.

- [49] KIRKHAM, M. B., *Principles of soil and plant water relations*. 2014, s. 17-18., DOI: 10.1016/B978-0-12-420022-7.05002-3., ISBN 9780124200227.
- [50] KNĚŽKA, M., *Podzemní složka odtoku*. Výzkumný ústav vodohospodářský, Praha: Státním zemědělské nakladatelství, 1988, 64 s.
- [51] KODEŠOVÁ, R., JIRKŮ, V., KODEŠ, V., MÜHLHANSELOVÁ, M., NIKODEM, A., ŽIGOVÁ, A., *Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland*. Soil and Tillage Research, Volume 111, Issue 2, 2011, s. 154-161., ISSN 0167-1987.
- [52] KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J., *Jak vzniká počasí*. Praha: Karolinum, 2005., ISBN 80-246-1002-7.
- [53] KOVÁŘ, P., *Hydrologické deterministické modely*. Operativní hydrologie a řízení vodohospodářských soustav (úloha hydroinformatiky), Centrum pro kontinuální vzdělávání, Lesnická fakulta, Česká zemědělská univerzita v Praze, 1998.
- [54] KOVÁŘ, P., BAČINOVÁ, H., HEŘMANOVSKÁ, D., HRABALÍKOVÁ, M., ŠTIBINGER, J., KAST, M., DVOŘÁKOVÁ, Š., ZEMAN, J., KŘOVÁK, F., ŠIMKOVÁ, J., PONDĚLÍČEK, V., VESELÝ, S., *Certifikovaná metodika optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, 2015, 106 s.
- [55] KOZLOVSKÁ, S., TOMAN, F., *Vyhodnocení indexu předchozích srážek u vybraných klimatologických stanic*. Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis, 2010, sv. LVIII, č. 4, s. 135-140.
- [56] KRAVKA, M., MARKOVÁ, J., DOMOKOŠOVÁ, K., FIALOVÁ, J., VYSKOT, I., *Základy lesnické a krajinářské hydrologie a hydrauliky*. 1. vydání, Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2009, 113 s., ISBN 978-80-7375-338-2.
- [57] KŘÍŽ, V., *Hydrometrie: Celostátní vysokoškolská učebnice pro studenty přírodovědecké fakulty*. 1. vydání, Praha: SPN, 1988, 174 s.
- [58] KŘÍŽ H., *Hydrologie podzemních vod*. Academia, Praha, 1983.
- [59] KREŠL, J. *Hydrologie*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2001, 128 s.
- [60] KULASOVÁ, B., ŠERCL, P., BOHÁČ, M., *Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní*. Technická zpráva, ČHMÚ, Praha, 2004.

- [61] KULHAVÝ, Z., KOVÁŘ, P., *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 2002, 123 s.
- [62] KVÍTEK, T., *Sestavení syntetických map potenciální zranitelnosti*. Vodní hospodářství, 2005.
- [63] KVÍTEK, T., GERGEL, J., ONDR, P., ZÁMIŠOVÁ, K., *Zemědělské meliorace*. České Budějovice: Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 2006.
- [64] KYSELÝ, J., GAÁL, L., PICEK, J., *Comparison of regional and at-site approaches to modelling probabilities of heavy precipitation*. International Journal of Climatology. 2011, B. m.: John Wiley & Sons, Ltd., 31(10), s. 1457-1472., ISSN 08998418., DOI: 10.1002/JOC.2182.
- [65] MAREČEK, A., HONZA, J., *Chemie pro čtyřletá gymnázia*. Nakladatelství Olomouc s. r. o., Olomouc, 3. vydání, 2005, 240 s., ISBN 80-7182-055-5.
- [66] MATOUŠEK, V., *Poznávání odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů*. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 2010.
- [67] MOLDAN, B., *Podmaněná planeta*. 1. vydání, Praha: Karolinum, 2009, 419 s., ISBN 978-80-246-1580-6.
- [68] NAGARAJAN, R., *Drought Assessment*. Springer Publishing Company, Incorporated, 2009, 429 s., ISBN 978-94-007-8992-0.
- [69] NETOPIIL, R., BRÁZDIL, R., DEMEK, J., PROŠEK, P., *Fyzická geografie*, 1. vydání. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1984, 258 s., ISBN 14-383-84.
- [70] NĚMEC, J., *Hydrologie*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1965.
- [71] NOVÁK, V., *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. VEDA, Bratislava, 1995, 260 s.
- [72] PEŇAZ, J., *Texty přednášek účelové lesy*. Brno: Lesnická fakulta, Mendelova zemědělská a lesnická universita v Brně, 2007.
- [73] PETERS, D. L., PROWSE, T. D., *Regulation effects on the lower Peace River*. Canada: Hydrological processes, 15 (16), 2001, s. 3181-3194.
- [74] PERRAULT, P., *De l'origine des fontaines (On the origin of springs)*, 1674.
- [75] QUITT, E., *Klimatické oblasti Československa: Climatic regions*

of Czechoslovakia. Brno: Geografický ústav ČSAV, 1971, 73 s.

[76] ŘEDINOVÁ, J., PAVLÁSEK, J., MÁCA, P., *Hydrologie. Návody ke cvičením*. Praha: ČZU, 2009, 79 s.

[77] SAVENIJE, H. H. G., *The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary*. Hydrological Processes, 18, 2004, s. 1507-1511.

[78] SELBY, M. J., *Hillslope Materials and Processes*. Oxford, UK.: Oxford University Press, 1982.

[79] SERRANO, E. S., *Hydrology for engineers, geologists and environmental professionals*. HydroScience Inc., Lexington, Kentucky, 1997, 468 s.

[80] SHARMA, K. D., PAREEK, O. P., SINGH, H. P., *Microcatchment water harvesting for raising Jujube orchards in an arid climate*. In: Transactions of the ASEA 29 (1), 1986, s. 112-118.

[81] SHERMAN, L. K., *Stream flow from rainfall by the unit-graph metod*. Engineering News-Record, Number 108, 1932, s. 501-505.

[82] SHAW, E. M., *Hydrology in practice*. 4th edition, New York: Spon, 2011., ISBN 9780203030233.

[83] SIEGERT, K., *Surface runoff from arable lands* (in German). Mitteilungen aus dem Leichtweiss Institut No. 58., 1978.

[84] ŠARAPATKA B., ZÍDEK T., *Šetrné formy zemědělského hospodaření v krajině a agroenvironmentální programy*. Příručka ekologického zemědělce, Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha, 2005, 35 s., ISBN 80-7084-493-0.

[85] ŠILAR, J., *Všeobecná hydrogeologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 1983, 177 s.

[86] ŠINKA, K., MUCHOVÁ Z., KONC, L., *Aplikácie geografických informačných systémov v pozemkových úpravách*. Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita, 2013., ISBN 978-80-552-1128-2.

[87] SKLENIČKA, P., *Základy krajinného plánování*. 2. vydání, Praha: Naděžda Skleničková, 2003, 321 s.

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

- [89] SOMMER, M., *Hydrologie*. Brno: Stavební fakulta, Vysoké učení technické v Brně, 1985.
- [90] SUBRAMANYA, K., *Engineering Hydrology*. 3rd edition, Tata McGraw Hill, 1994, s. 139-143.
- [91] TACHECÍ, P., *Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny prostoru*. Ph. D. thesis, ČVUT Praha: 2002, 133 s.
- [92] TARBOTON, D. G., *Rainfall-Runoff processes*. Utah State University: Logan, UT, USA, 2003.
- [93] TLAPÁK V., ŠÁLEK J., LEGÁT V., *Voda v zemědělské krajině*. 1. vydání. Praha. Zemědělské nakladatelství Brázda, 1992, 320 s., ISBN 80-209-023205.
- [94] TOLASZ, R., BAŠTÝŘOVÁ, H., *Atlas podnebí Česka*. 1. vydání, Praha, Olomouc: Český hydrometeorologický ústav, Universita Palackého, 2007., ISBN 978-80-86690-26-1.
- [95] TRIZNA, M., *Klimageografia a hydrogeografia*. 1. vydání. Bratislava: Geografika, 2004, 154 s.
- [96] TRIZNA, M., *Meteorologia, klimatologia, hydrologia pre geografov*. Bratislava: Geografika, 2007.
- [97] TRUPL, J., *Intensita krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy*. Praha: VÚV Praha, 1958.
- [98] UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Release 55, 2nd edition, Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division, 1986.
- [99] VAŠŠOVÁ, D., KOVÁŘ, P., *Program DES\_RAIN* [online]. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, 2011. Dostupné z: [http://fzp.czu.cz/vyzkum/programs/des\\_rain/des\\_rain.pdf](http://fzp.czu.cz/vyzkum/programs/des_rain/des_rain.pdf)
- [100] VEJVODOVÁ, A., *Zatravňování orné půdy: informační materiál pro zemědělce*. 2. aktualizované vydání, Praha: Ministerstvo zemědělství, 2016., ISBN 978-80-7434-301-8.
- [101] VOPRAVIL, J., KHEL, T., VRABCOVÁ, T., HAVELKOVÁ, L., PROCHÁZKA, E., NOVOTNÝ, I., NOVÁK, P., FUČÍK, P., DUFFKOVÁ, R., JACKO, K., TYLOVÁ, J., HODEK, T., *Vliv činnosti člověka na krajinu českého venkova s důrazem na vodní režim a zadržování vody v krajině*. Praha, 2011., ISBN 978-80-87361-06-1.



[102] WARD, R.C., ROBINSON, M., *Principles of hydrology*. 3rd edition McGrawHill, New York, 1990. In: LACEY, G. C., GRAYSON, R. B.: Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology* 204, 1998, s. 231-250.

[103] WULF, H., BOOKHAGEN, B., SCHERLER, D., *Differentiating between rain, snow, and glacier contributions to river discharge in the western Himalaya using remote-sensing data and distributed hydrological modeling*. *Advances in Water Resources*, 2016., DOI: 88. 10.1016/j.advwatres.2015.12.004.

[104] ZÍTEK, J., *Hydrologické poměry Československé socialistické republiky*. Díl I, Praha: Hydrometeorologický ústav, 1965.

[105] ZÍTEK, J., *Hydrologické poměry Československé socialistické republiky*. Díl II, Praha: Hydrometeorologický ústav, 1967.

[106] ZÍTEK, J., *Hydrologické poměry Československé socialistické republiky*. Díl III, Praha: Hydrometeorologický ústav, 1970.

### **Seznam legislativy:**

Zákon č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon)

### **Seznam zdrojů:**

[www.esri.com](http://www.esri.com)

[www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

[www.obec-sviny.cz](http://www.obec-sviny.cz)

[www.portal.chmi.cz](http://www.portal.chmi.cz)

[www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)

[www.vtei.cz](http://www.vtei.cz)

[www.vumop.cz](http://www.vumop.cz)

### **Seznam obrázků**

Obr. č. 1 - **Rozdělení zásob vody na Zemi**; zdroj: [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov) ..... 13

Obr. č. 2 - **Oběh vody**; zdroj: [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov) ..... 15

Obr. č. 3 - **Základní pojmy popisující odtok vody**; zdroj: [www.portal.chmi.cz](http://www.portal.chmi.cz) .... 20

Obr. č. 4 - Složky přímého odtoku; zdroj: <a href="http://www.portal.chmi.cz">www.portal.chmi.cz</a> .....	21
Obr. č. 5 - Podpovrchový odtok; zdroj: <a href="http://www.portal.chmi.cz">www.portal.chmi.cz</a> .....	24
Obr. č. 6 - Poloha povodí Olešenského potoka v rámci ČR; zdroj: <a href="http://www.mapy.cz">www.mapy.cz</a> .....	44
Obr. č. 7 - Mapa povodí Olešenského potoka.....	45
Obr. č. 8 - Letecký snímek obce Sviny; zdroj: <a href="http://www.obec-sviny.cz">www.obec-sviny.cz</a> .....	46
Obr. č. 9 - Mapa využití území.....	47
Obr. č. 10 - Mapa typy půd.....	49
Obr. č. 11 - Mapa BPEJ.....	50
Obr. č. 12 - Klimatické regiony dle Quitta s vyznačeným povodím Olešenského potoka; zdroj: Quitt (1971).....	51
Obr. č. 13 - Hydrologické poměry Olešenského potoka.....	52
Obr. č. 14 - Mapa hydrologických skupin půd.....	56
Obr. č. 15 - Mapa hodnot CN.....	57
Obr. č. 16 - Digitální model terénu (Topo to Raster).....	60
Obr. č. 17 - Vyhlazený digitální model terénu (Fill).....	61
Obr. č. 18 - Směr odtoku (Flow Direction).....	62
Obr. č. 19 - Akumulace odtoku (Flow Accumulation).....	63
Obr. č. 20 - Reprezentativní hodnoty CN.....	64
Obr. č. 21 - Potenciální retence.....	64
Obr. č. 22 - Výška povrchového odtoku.....	65
Obr. č. 23 - Objem povrchového odtoku.....	65
Obr. č. 24 - Potenciální retence (detailní způsob).....	66
Obr. č. 25 - Výška povrchového odtoku (detailní způsob).....	66
Obr. č. 26 - Objem povrchového odtoku na úrovni buňky.....	67
Obr. č. 27 - Objem povrchového odtoku (detailní způsob).....	67
Obr. č. 28 - Výpočet doby koncentrace v ERCN.....	70

Obr. č. 29 - Využití území teoretické (vlevo) a skutečné (vpravo).....	73
Obr. č. 30 - Využití území se zasakovacími pásy.....	75
Obr. č. 31 - Objem povrchového odtoku (zasakovací pásy).....	76
Obr. č. 32 - Porovnání výšek odtoků z krajiny se zasakovacími pásy (vlevo) oproti skutečnému stavu (vpravo).....	77
Obr. č. 33 - Příkladné znázornění zasakovacího pásu podél vodního toku; zdroj: www.vtei.cz.....	78

## Seznam tabulek

Tab. č. 1 - Hydrologické skupiny půd; převzato z Janeček a kol. (2012).....	38
Tab. č. 2 - Hydrologické skupiny půd dle HPJ; převzato z Janeček a kol. (2012)	39
Tab. č. 3 - Využití území.....	47
Tab. č. 4 - Podnební klasifikace dle Quitta (1971).....	51
Tab. č. 5 - Informace o povodí.....	52
Tab. č. 6 - Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek s pravděpodobností opakování N let ze srážkoměrné stanice Týn nad Vltavou; Zdroj: ERCN.....	58
Tab. č. 7 - Výsledky klasické metody výpočtu.....	59
Tab. č. 8 - Výsledky metod.....	68
Tab. č. 9 - Tabulka výsledků při kritické době trvání deště.....	70
Tab. č. 10 - Souhrn výsledků při změně IPS.....	71
Tab. č. 11 - Výsledky po zatravnění veškeré orné půdy.....	73
Tab. č. 12 - Výsledky po zatravnění veškeré orné půdy při kritické době trvání deště.....	73
Tab. č. 13 - Porovnání změn kulminačních průtoků a součinitelů odtoků (reálný stav vs. zatravnění).....	74
Tab. č. 14 - Výsledky při použití zasakovacích pásů.....	75
Tab. č. 15 - Kulminační průtoky při použití zasakovacích pásů.....	76

<b>Tab. č. 16 - Porovnání změn kulminačních průtoků a součinitelů odtoků (reálný stav vs. se zasakovacími pásy).....</b>	<b>76</b>
--	-----------

## Přílohy



*Foto č. 2 - Koryto Olešenského potoka před obcí Sviny; zdroj: vlastní*



*Foto č. 3 - Olešenský potok v obci Sviny; zdroj: vlastní*



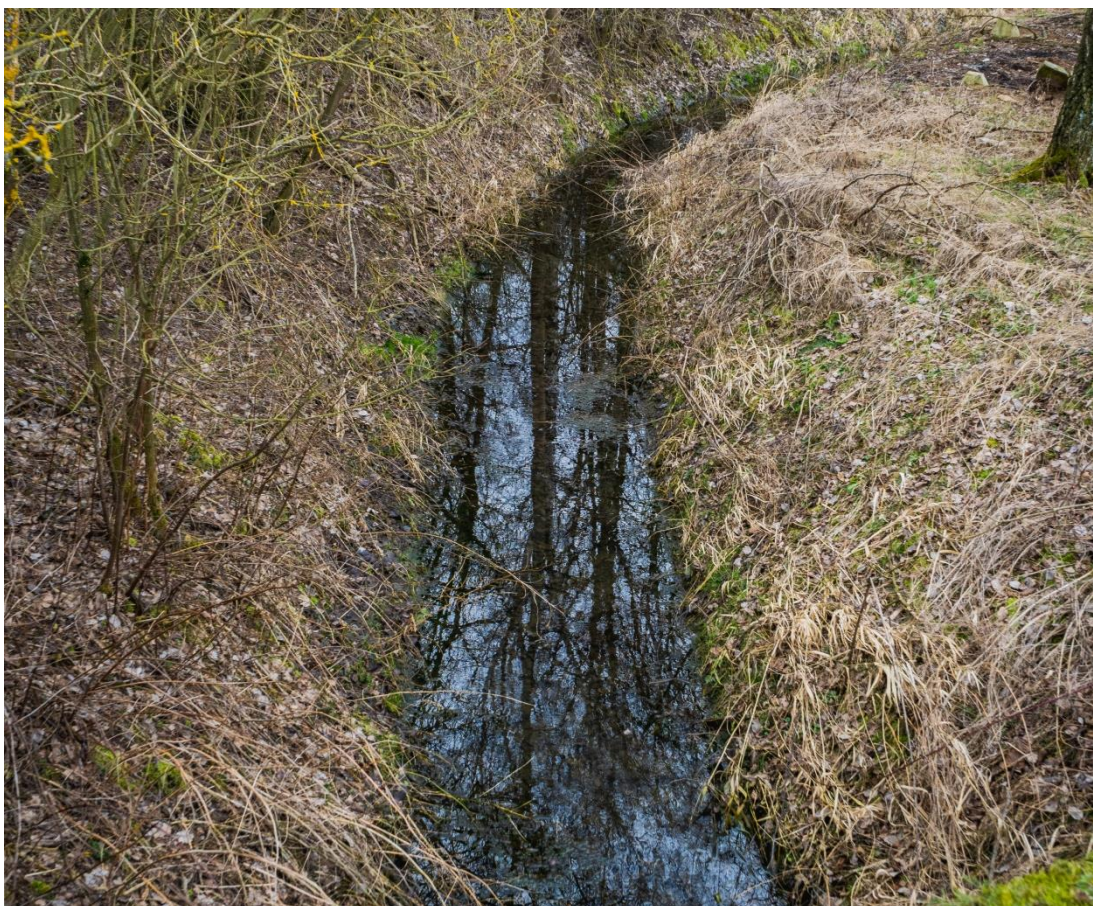


Foto č. 4 - *Olešenský potok za obcí Sviny*; zdroj: vlastní



Foto č. 5 - *Olešenský potok*; zdroj: vlastní





*Foto č. 6 - Olešenský potok u uzávěrového profilu; zdroj: vlastní*





Foto č. 7 - Soutok Olešenského potoka s Blastskou stokou a Bechyňským potokem; zdroj: vlastní



Foto č. 8 - Nový rybník; zdroj: vlastní

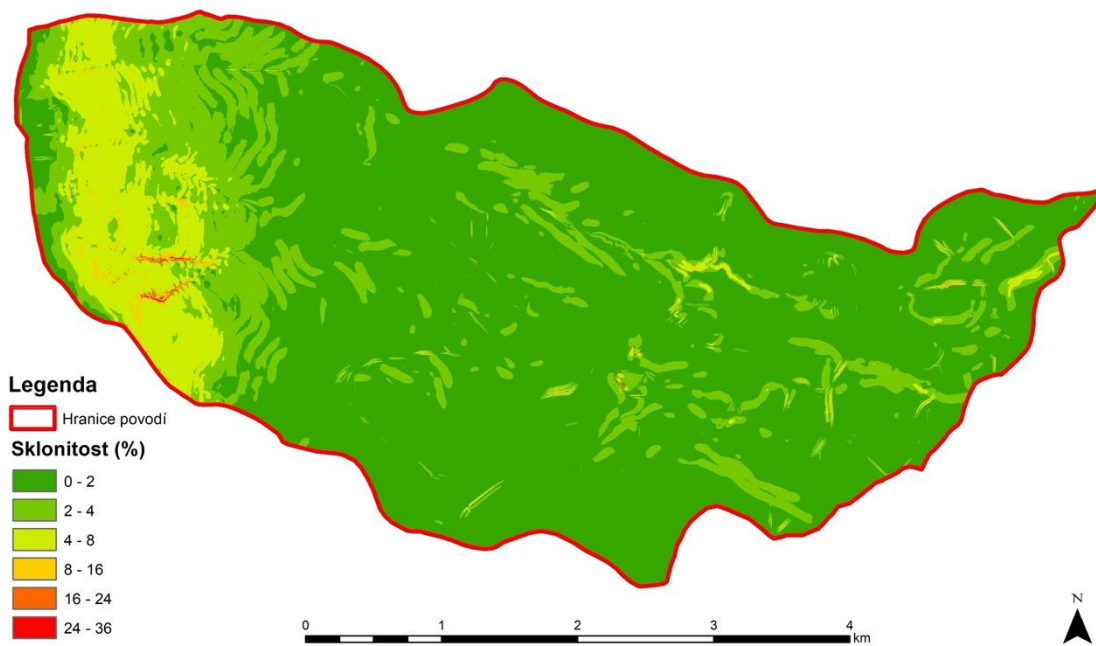




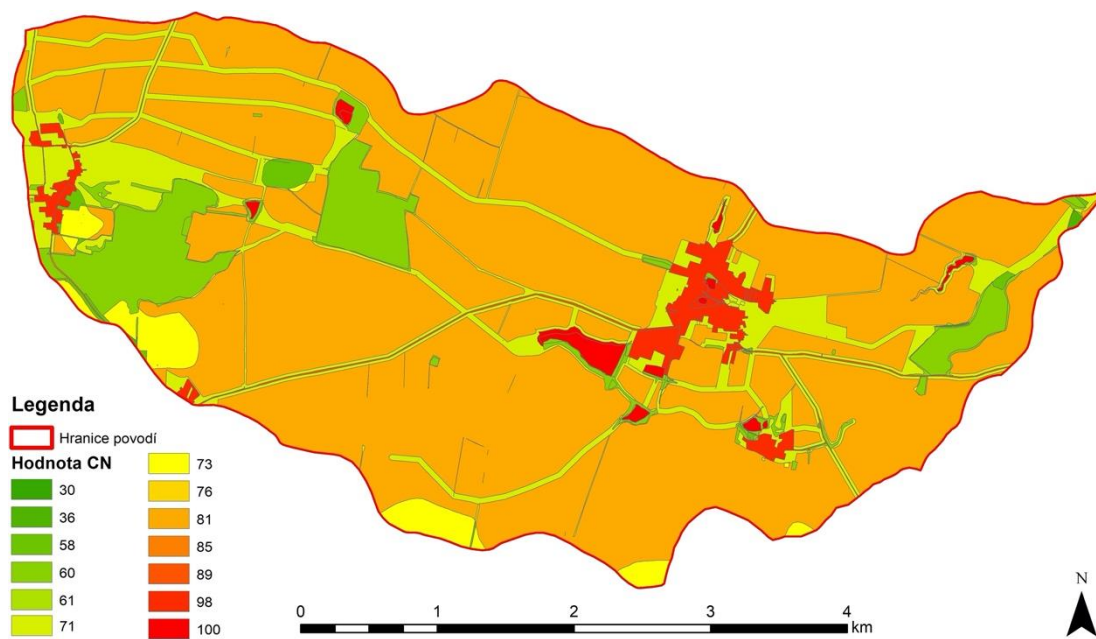
Foto č. 9 - *Bezejmenná nádrž*; zdroj: vlastní



Foto č. 10 - *Les Obecňák*; zdroj: vlastní

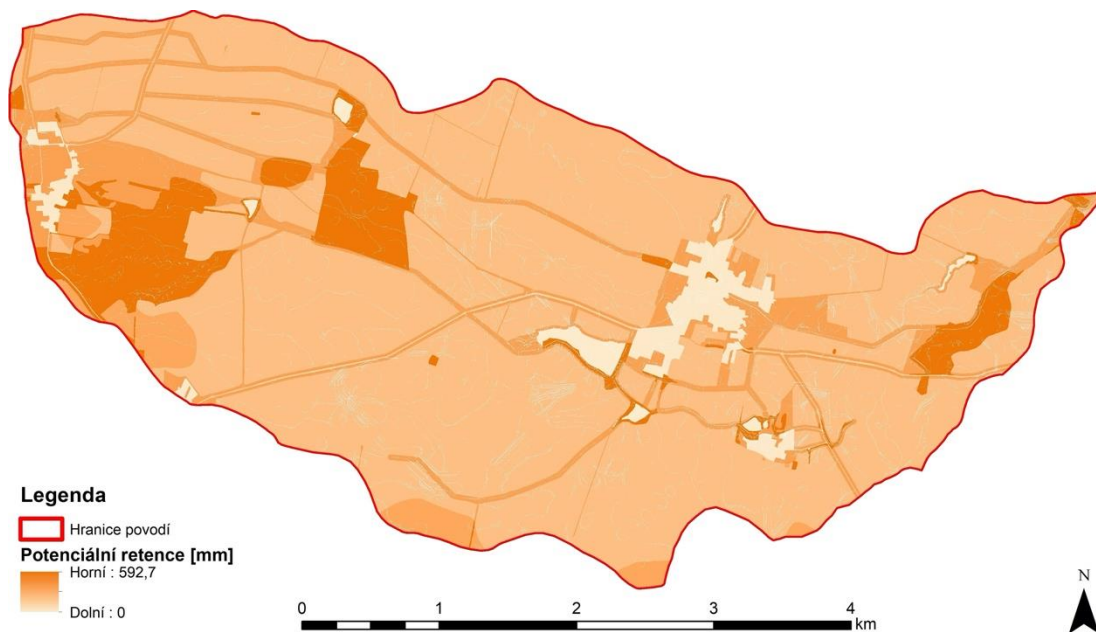


Obr. č. 1 - Mapa sklonitosti

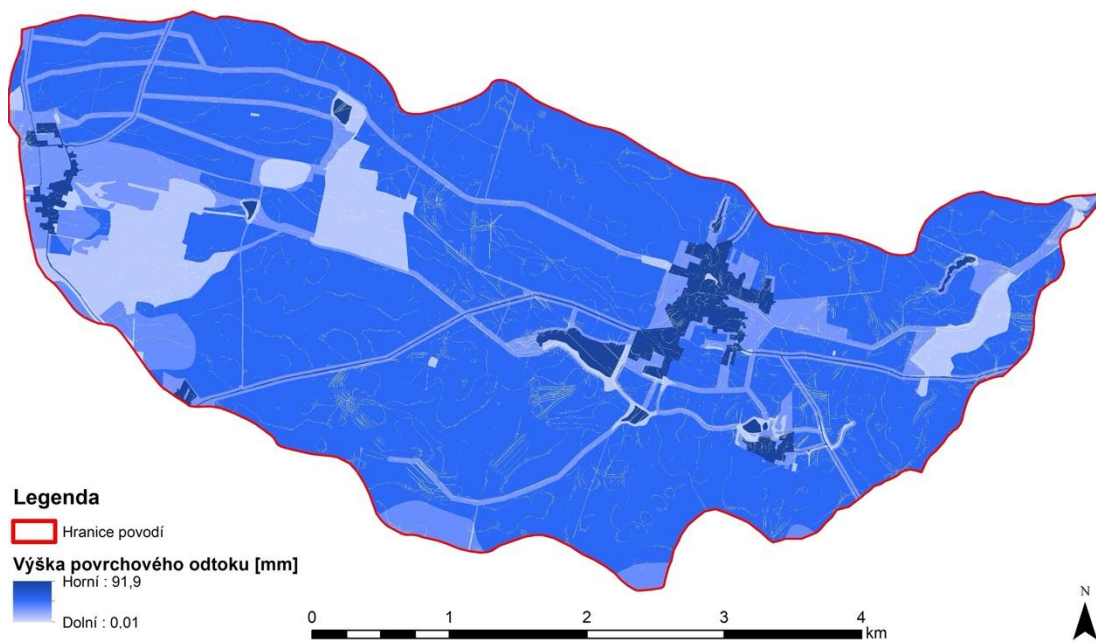


Obr. č. 2 - Hodnoty CN se zasakovacími pásy





Obr. č. 3 - *Potenciální retence se zasakovacími pásy*



Obr. č. 4 - *Výška povrchového odtoku se zasakovacími pásy*