



Zemědělská
fakulta
Faculty
of Agriculture

Jihočeská univerzita
v Českých Budějovicích
University of South Bohemia
in České Budějovice

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Katedra Aplikované ekologie

Bakalářská práce

Zjišťování odtoku vody z lesích pozemků měřením průtoku
vody ve vodním toku

Autorka práce: Dominika Trojáková

Vedoucí práce: Ing. Václav Nedbal, Ph.D.

České Budějovice

2021

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem autorem této kvalifikační práce a že jsem ji vypracovala pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu použitých zdrojů.

V Českých Budějovicích dne

.....
Podpis

Abstrakt

Cílem této bakalářské práce bylo měření odtoku vody z malého povodí, který se nacházel v horním úseku Bedřichovského potoka. U tohoto horního úseku jsem chtěla zjistit, jaký je specifický odtok vody v mnou sledovaném povodí a jak povodí reaguje svým odtokem vody na srážky. Abych věděla, jak specifický odtok reaguje na srážky, musela jsem si nejdříve sestavit konzumční křivku. Konzumční křivka mi znázorňovala závislost průtoku vody v korytě vodního toku na stavu vody. Sestavila jsem ji tak, že jsem změřila stavy vody ve vodním toku a vypočetla vztah mezi těmito stavy vody a změřeným průtokem vody při určitých stavech vody. Měření průtoku jsem prováděla při čtyřech stavech vody pomocí hydrometrické vrtule, stav vody byl zaznamenáván automatickým měřičem v desetiminutových intervalech. Specifický odtok jsem zjistila vydělením průtoku s plochou povodí. U specifického odtoku jsem zjišťovala, jak bude růst při krátkodobých intenzivních srážkách a při dlouhodobých srážkách. Srážky se měřily pomocí člunkového překlápěcího průtokoměru v průběhu celého měsíce června. Zjistila jsem, že na to, jak se zvedá specifický odtok při srážkách má vliv, jak délka a intenzita srážek tak i vegetace, která se v povodí nachází.

Klíčová slova: měření odtoku, konzumční křivka, specifický odtok, intenzivní krátkodobé nebo dlouhodobé srážky

Abstract

The aim of this bachelor's thesis was to measure the outflow of water from a small catchment area, which was located in the upper section of the Bedřichovské brook. For the upper section, I wanted to find out what is the specific outflow of water in my monitored basin and how the basin responds with its water outflow to precipitation. To know how a specific runoff responds to precipitation, I first had to compile a consumption curve. The consumption curve showed the dependence of the water flow in the watercourse on the state of the water. I compiled it by measuring the water levels in a watercourse and calculating the relationship between these water levels and the measured water flow at certain water levels. I measured the flow at four water levels using a hydrometric propeller, the water level was recorded by an automatic meter at ten-minute intervals. I found the specific runoff by dividing the flow by the area of the basin. For a specific runoff, I found out how it will rise in short-term intense precipitation and in long-term precipitation. Precipitation was measured using a shuttle tilt flow meter throughout the month of June. I have found that how the specific runoff rises during precipitation is affected by both the length and intensity of precipitation and the vegetation around the basin.

Keywords: runoff measurement, consumption curve, specific runoff, intensive short - term or long – term precipitation

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu mé bakalářské práce Václavu Nedbalovi za jeho odborné připomínky k danému tématu a za rady, které mi poskytoval v průběhu tvorby bakalářské práce.

Obsah

1	Úvod a cíle práce.....	7
2	Literární rešerše.....	8
2.1	Přístroje pro měření odtoků vody v krajině.....	13
2.1.1	Člunkový překlápěcí průtokoměr.....	13
2.1.2	Plovákové snímače hladiny vody.....	14
2.1.3	Plovákové spínače hladiny.....	15
2.1.4	Ultrazvukové snímače hladiny.....	16
2.2	Hydrostatické snímače hladiny s výstupem RS485.....	17
2.2.1	Hydrostatické snímače hladiny s výstupem 4-20 mA.....	18
2.2.2	Měření paprsku v průtoku vodního toku.....	19
2.2.3	Měření pomocí hydrometrické vrtule.....	19
3	Metodika	21
3.1	Popis území	21
3.2	Popis použitých metod	22
4	Výsledky	24
4.1	Měření rychlosti proudění vody v korytu vodního toku.....	24
4.2	Výpočet průtoku vody ve vodním toku.....	26
4.3	Sestavení konzumní křivky závislosti průtoku vody na výšce hladiny	26
4.4	Specifický odtok vody ze sledovaného povodí a jeho reakce na srážky	27
5	Diskuse.....	32
6	Závěr	34
7	Seznam použité literatury.....	35

1 Úvod a cíle práce

Krajinný pokryv má velký vliv na odtok vody z krajiny a zadržování vody. Jako příklad lze uvést zdržování vody na listech rostlin - tzv. intercepci. Samotný odtok vody má velký význam v době srážkových epizod, které zvyšují průtok vody ve vodním korytu, zatímco zadržování vody v krajině snižuje výšku hladiny vody a rychlost proudění vody ve vodním korytu. Aby bylo možné odtok vody z krajiny a jeho reakci na srážky posoudit, je třeba měřit průtok vody ve vodním toku. Pro tyto účely se používá několik různých způsobů měření. Tato bakalářská práce se zabývá metodou měření průtoku vody ve vodním toku sledováním jeho vodního stavu a měřením rychlosti proudění vody pomocí hydrometrické vrtule. Dále je komplexně posuzován odtok vody z povodí a jeho reakce na srážkové epizody na příkladu konkrétního lesního povodí, které leží v Novohradských horách.

Cílem mé bakalářské práce bylo měření odtoku vody z malého povodí v horním úseku Bedřichovského potoka. Chtěla jsem zjistit, jaký je specifický odtok vody ze sledovaného povodí a jak toto povodí reaguje svým odtokem vody na srážky. Měření probíhalo pomocí hydrometrické vrtule s následným výpočtem rychlosti proudění vody ve vodním toku a jejího průtoku. Měření srážek probíhalo pomocí člunkového překlápěcího srážkoměru.

2 Literární rešerše

Prvním z důležitých faktorů, který ovlivňuje odtok ze sledovaného povodí, je půdní kryt. První komplexní data o půdním krytu pocházejí z šedesátých let minulého století, kdy se prováděl komplexní výzkum zemědělských a lesních půd. Díky tomuto výzkumu mohly být sestaveny stávající půdní mapy. Půdní mapa nám charakterizuje vztah mezi půdním krytem a složkami krajiny (např. reliéf, geologická skladba, vegetační kryt, historický vývoj nebo využití půdy). Některé z kategorií krajinného pokryvu, zahrnutých do vztahu mezi půdním krytem a složkami krajiny, mohou negativně zasahovat do celkových hydrologických parametrů povodí a měnit (zhoršovat) tím infiltrační a retenční schopnost povodí. Patří mezi ně zakryté plochy, nádvoří, dvory a místní cestní síť. Existují ovšem kategorie, které nalezneme spíše ve volné krajině a mají na povodí naopak pozitivní vliv. Patří sem hlavně remízky s rozptýlenou zelení, meze a drobné plochy označované v minulosti pro svůj neproduktivní charakter jako „polní kazy“.

Struktura půdního krytu je tvořena zejména působením hlavních půdotvorných faktorů v krajině a jejich proměnlivostí. Mezi klíčové řadíme matečnou horninu, reliéf, původní vegetační kryt a způsob využívání půdy. V souvislosti s půdním krytem nás nejvíce zajímá role vlastních půdních vlastností na odtok vody z povodí. Do úvahy zde musíme brát nejen uspořádání půdních jednotek v prostoru, ale také heterogenitu a strukturu půdního krytu (Němeček, 2011). Podle Šedy (2014) většina matečných hornin půd, které se nachází v povodích, jsou alochtonní povahy. Znamená to, že jejich minerální obsah není tvořen pouze původním nezvětralým horninovým podložím, ale také směsí zvětralinového pláště z výše položených svahů. Současné půdy u nás mají staří maximálně 12 tisíc let. Díky topografickým podkladům můžeme zachytit uspořádání půd v povodí od nejnižší do nejvyšší polohy.

Půda má ohledně přítomnosti vody v krajině zásadní vliv na její množství, přítomnost či absenci v daném místě díky míře své propustnosti. U podzemní vody v půdě existuje jev - přirozená hydrogeologická stratifikace, který definuje určité množství vody v daném místě. Jednotlivá místa výskytu a proudění vody v půdním a horninovém prostředí jsou oddělena pomocí slabě propustných či nepropustných hornin.

Půda a půdní jednotky jsou uspořádány v krajině podle působení půdotvorných faktorů. Mezi nejdůležitější faktory, které ovlivňují její rozmístění, patří klima, reliéf a způsob využívání. A právě způsob využívání půdy a krajiny má zásadní vliv na vodu v krajině. Využití půdy

dlouhodobě negativně ovlivňuje zemědělský průmysl a s ním související hnojení. Při dlouhodobém hnojení měníme pH a zhoršujeme rozmanitost života v půdě či její odolnost. Tyto změny mají povětšinou degradační účinky (např. vodní a orebná eroze, zhutnění a znečištění cizorodými látkami). K nejčastějším degradačním účinkům řadíme právě erozi vodní. Dochází při ní k přesunu půdních částic do podsvahových konkávních segmentů, čímž se zemědělské půdy ochudí o svou neúrodnější část. (Zádorová a kol., 2011).

Při intenzivním zemědělském využívání půdy jsou kladeny velké nároky na specifický vodní režim půd. Příkladem, který nám pomůže tyto nároky pochopit, je Českomoravská vrchovina. Zde kulturním plodinám nevyhovuje krátkodobý přebytek povrchové a podzemní vody, který je zde obvyklý v jarních měsících. Proto se v této lokalitě odvádí voda z krajiny tak, aby došlo ke snížení jejího objemu v půdě. S odvodňováním krajiny také souvisí retenční kapacita půdy. Retenční kapacita je schopnost půdy krátkodobě zadržet vodu. Při odvodnění půd, např. odvodňovacím trubním systémem, se retenční kapacita půd snižuje. Odtok vody z povodí je pak rychlejší a intenzivnější. To se projevuje především při intenzivních srážkách. Podobně pokud je půda vlivem dlouhotrvajících srážek již přemokřená, dochází k naplnění její retenční kapacity, snižování schopnosti infiltrace srážek a zvyšování rizika přívalových povodní (Vašků, 2011).

Jak lidská činnost ovlivňuje využívání území můžeme popsat několika metodami. Závisí na lokálních podmínkách (klimatické, vegetační apod.), dále na typech a rozsahu změn a jejich dynamice. Pro zjišťování vlivu změn využití území na odtok je vhodné měřit malá subpovodí, u kterých můžeme jednodušeji rozlišit jednotlivé mechanismy a vazby (FAO, 2000).

Protože zjišťování vlivu změny využití území na mechanismy tvorby odtoku je náročné i finančně nákladné, používá se ke komplexnímu hodnocení např. srážkoodtokový matematický model MIKE SHE (Tachecí a kol., 2014).

Dalším významným faktorem, který ovlivňuje způsob hospodaření, je odnos látek, např. N, P a pesticidů, které ovlivňují jakost vody. U pesticidů je dynamika, intenzita a vyplavování závislá na fyzikálních a chemických vlastnostech půdy (Streck et al., 1995). Pesticidy se do vody dostávají jak v rozpuštěné formě, tak s půdními částicemi při erozi (Brown and van Beivnum, 2009).

S odtokem vody, vodní erozí a odnosem látek souvisí výpočet ztráty půdy. U výpočtu ztráty půdy se používají dva typy modelu. Prvním z modelů je USLE, který se používá nejčastěji.

Druhým je WATEM/SEDEM. Model USLE počítá se šesti faktory R (erozní účinnost deště), K (erodovatelnost půdy), L (nepřerušená délka svahu), S (Sklon svahu), C (faktor ochranného vlivu vegetace) a P (faktor protierozních opatření) (Wischmeier and Smith, 1978). Model WATEM/SEDEM počítá roční ztrátu půdy a porovnává jí s transportní kapacitou povrchového odtoku (Dendy and Champion, 1978)

Půdy jsou z hlediska svých vlastností co do propustnosti a potažmo retence rozděleny do čtyř až sedmi hydrologických půdních skupin (Janeček, 2007). Hlavním problémem těchto skupin však je, že existuje velká variabilita přírodních podmínek a heterogenita půdního prostředí. Proto je jejich rozdělení do hlavních hydrologických skupin problematické. Pro přesné určení obsahu vody v půdě je důležité, abychom znali vlhkost půdního profilu a pórovitost. Obsah vody můžeme stanovit buď laboratorně nebo se používá metoda, kdy je obsah vody přepočten z jiné změřené veličiny. Měření se pro přesnost provádí ve větších hloubkách a na více místech (Novák a kol. 2007).

Velikost retenční kapacity půdy je definována jako schopnost půdy zachytit, uvolnit a zadržet vodu v půdním profilu. Můžeme ji zjistit pomocí měřitelných veličin, kterými jsou rychlost infiltrace vody, vodivost a změna obsahu vody v pórech. Retenční kapacitu můžeme z hlediska měřitelných veličin zjistit pomocí laboratorních měření, půdních vzorků a monitoringu vodního režimu půdy (Tesař et al., 2001).

Nejen půdní vlastnosti, ale i způsob hospodaření v krajině a typy krajinných prvků ovlivňují povrchový a podpovrchový odtok vody. Důležité je hodnocení vlivu těchto složek na odtokovou odezvu. Odtoková odezva je výsledkem dvou procesů - tvoření odtoku v povodí a změny tvaru odtokové vlny s jejím postupem směrem dolů korytem toku. Říká, kdy se ze srážkové vody tvoří odtok. Odtokovou odezvu měříme buďto nepřímo, nebo provádíme bodové měření. Důležitým faktorem, který ovlivňuje odtokovou odezvu je vegetace. Ta ovlivňuje zejména vsakování vody do půdy (Sněhota et al., 2015).

Bio Intelligence Service (2014) vytvořil z celkové bilance, infiltrační schopnosti a retenční kapacity půd rozdělení vegetace podle kategorií. Tyto kategorie jsou pro každé území jiné. Základní kategorie se dělí na lesní porosty, trvale zatravněné půdy, zemědělsky využívané pozemky a zastavěné plochy. Lesní porosty dokážou zadržovat více srážkové vody než ostatní kategorie. Lesní porost má navíc vysokou evapotranspiraci a odtok vody je pomalejší a dlouhodobý. Půdy lesů mají dobrou infiltrační schopnost i retenční kapacitu. Trvale zatravněné půdy mají oproti zemědělsky intenzivně využívaným pozemkům vyšší intercepci

(zachycení vody na rostlinách) a infiltrační kapacitu. Zemědělsky využívané pozemky mají nižší schopnost zadržovat srážkovou vodu než předchozí dvě kategorie (lesy a trvalé travní porosty) zvláště v době absence pěstované plodiny. Evapotranspirace se zde mění podle stádia růstu pěstované plodiny. Zastavěné plochy jsou charakterizovány výraznou redukcí infiltrační a retenční kapacity půdy. To je způsobeno vyšším podílem nepropustných ploch.

U menších povodí popisujeme tři základní mechanismy tvorby povrchového odtoku:

1. Intenzita srážek je větší než vsakovací schopnost půdního profilu. Při tomto mechanismu dochází k překročení infiltrační schopnosti půdy, čímž vzniká povrchový odtok.
2. Srážky dopadají na plně nasycený půdní profil. To znamená, že část srážek odtéká na povrch půdy, dochází k překročení retenční kapacity a tím vzniká povrchový odtok.
3. Podpovrchový odtok vzniká pomocí vyšší vodivosti a zvýšeného množství pórů ve svrchní vrstvě půdy.

Existuje více způsobů, kterými může povodí svým odtokem reagovat na různé typy srážek. Pro určení mechanismu odtoku je důležité sledovat cestu vody. Vedle výše uvedeného povrchového odtoku existuje odtok mělce podpovrchový (hypodermický), ke kterému dochází v mělkých vrstvách půdy. K němu dochází při dobré infiltrační schopnosti nenasyčeného půdního profilu. Dále existuje odtok základní, tedy odtok z hladiny podzemní vody, na kterou se voda během své infiltrace dostane. (Beven, 2001). Vzhledem k tomu, že nasycenost půdního profilu je důležitým faktorem pro to, zda bude odtok povrchový, uvádí Hrnčír et al. (2010) vlhkost půdy jako nejdůležitější faktor, který formuje odtok.

Pro ilustraci toho, jaké faktory se na odtoku, případně na chemismu odtékajících vod podílejí a jaké souvislosti jeho formování může mít, jsem zde popsala několik příkladů, které jsou popisovány v několika studiích.

Při tvorbě odtoku vody ze srážek je důležitá intercepce, tedy zachycení vody na tělech stromů a jiných rostlin v povodí. Podle Krečmera a Fojta (1991), kteří se zabývají jakostí vody v lesních porostech, je u mladších a přehoustlých smrků intercepce až 50 % a na volných plochách je intercepce okolo 15 %. Opadavé dřeviny mají vždy nižší hodnoty intercepce. Složky lesní porostů mají vliv i na chemické složení srážkové vody, kdy má srážková voda vyšší koncentraci imisních látek (Schöpp et al., 2003).

Wilson et al. (1990) sledoval tvorbu odtoku za vlhkých a suchých podmínek. Během výzkumu zjistili, že během suchých podmínek převažuje preferenční proudění půdním profilem mimo půdní matici (horninový substrát).

Šanda and Císlarová (2000 a 2009) sledovali horské povodí v Jizerských horách. Autoři tvrdí, že při delším srážkovém úhrnu je půdní profil blízko k nasycení.

Podle ČSN 75 4200 je hlavním účelem odvodňování krajiny úprava vodního a vzdušného režimu zemědělských půd tak, aby se zlepšila úrodnost půdy. Pokud chceme zkoumat hydrologický režim před odvodněním, musíme brát v úvahu srážkoodtokový režim, účinek drenáže a jak se chová drenáž při své poruše. Drenáž pomáhá snížit hladinu vody v půdě a zvýšit infiltrační schopnost půdního profilu, tedy zlepšit provzdušnění půdy a biologickou aktivitu. Na druhou stranu může v případě intenzivní srážky způsobit zrychlený odtok vody přímo do vodního toku.

Pro zjištění hydrologické a hydrochemické odezvy drenážního odtoku na srážky, můžeme použít metodu, která oddělí odtok na rychlé a pomalé složky z povodí (Serrano et al., 1997). Pro separaci drenážního odtoku můžeme použít tři metody. První metodou je automatický digitální rekurzivní filtr (Lyne and Hollick, 1979). Další dvě metody jsou početní metoda GROUND a metoda MGPM (Kulhavý a kol., 2001).

Koncentrace dusičnanů v drenážním odtoku můžeme měřit v období srážek nebo sněhu. Pokud je vysoký výskyt srážek či sněhu, je nízká koncentrace dusičnanů, zatímco v období, kdy je malý výskyt srážek, je koncentrace dusičnanů vyšší (Zajíček et al., 2016).

Ze studií bylo prokázáno, že zatravněná plocha snižuje obsah dusičnanů v půdě (Kvítek et al., 2009, Lemke et al., 2011). Zatímco travní porosty nacházející se přímo těsně nad výtokem vod drenážního systému nemají žádný vliv na obsah dusičnanů ve vodě (Nováková et al., 2013), travní porosty pro zasakování pod drenážním výtokem dobře slouží ke snížení obsahu dusíku, zlepšování jakosti vody a zvyšování polní vodní kapacity (Fučík et al., 2008, Constantin et al., 2012).

Zlepšování jakosti vody v zemědělském půdním fondu můžeme provést pomocí přírodně blízkých, či technických opatření. Opatření na zemědělském půdním fondu se dělí na protierozní, vodohospodářská, krajinářská, zpřístupňovací a doprovodná. Tato opatření mají za úkol eliminovat povrchový odtok a pomáhat zadržet podpovrchový odtok při srážkách, takže je můžeme dělit podle geomorfologického hlediska. Na horních a středních svazích subpovodí se dělají taková opatření, která zlepšují vsakování a zvýší

retenci srážkové vody v půdě. Patří k nim zasakovací pásy, zatravnovací pásy či přehrážky v úžlabí a stržích. K opatřením na úpatích svahů patří zatravněné údolnice, umělé mokřady, zasakovací galerie, víceúčelové hrázky (Kvítek a kol, 2016).

Kvítek a kol (2016) popisují některá opatření, která mají zlepšit ochranu množství a jakosti vod. Patří sem tato opatření: plošné zatravněné infiltrační zóny na mělkých písčitohlinitých půdách, zasakovací pásy, vybudované zachycovací průlehy pro zasakovací a retenční funkci, výúst' hlavní drenáže do záchytného průlehu, přerušovaný trubní kanál, zařízení na zachytávání povrchové vody, odvodňovací kanál a rokle.

V dnešní době existuje nová strategie v integrované ochraně množství a jakosti vody. Ta je zaměřena na postupné zvyšování retenční kapacity povodí (Jánský, 2003).

Pokud chceme aktivní protipovodňovou ochranu, musíme respektovat určitá pravidla:

- U říčních niv zachovat v nejvyšší míře jejich přirozený vývoj.
- Využívání inundačních území vzhledem k povodňovým událostem.
- Sídlní nebo výrobní prostory, které jsou často ohrožovány povodněmi, by se měly přesunout na bezpečnější místo.
- Využívání inundačních území pro stavební a hospodářské aktivity jen v souladu s legislativou.
- Udržování rybníků (Jánský, 2003).

2.1 Přístroje pro měření odtoků vody v krajině

V této části mé bakalářské práce jsem stručně popsala metody měření pomocí přístrojů, které mohou být využity pro měření rychlosti proudění i výšky hladiny vody v různých typech vodních toků. Zařízení využitá ve mnou sledovaném vodním toku je popsáno na konci tohoto přehledu a dále ve výsledkové části bakalářské práce.

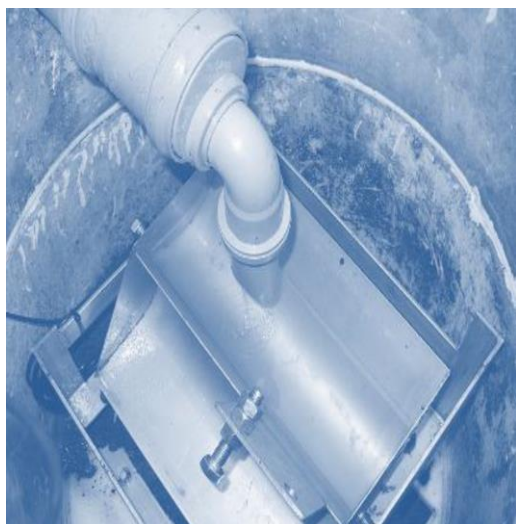
2.1.1 Člunkový překlápěcí průtokoměr

Prvním z těchto přístrojů je člunkový překlápěcí průtokoměr. Vyrábí se v robustním nerezovém provedení a tvoří jej hřídel uložená v kuličkovém ložisku (viz Obr. 1). Přístroj se používá pro měření vody ve vodním korytu s průtokem od 0 do 5 l/s a minimálním spádem 250 mm (viz Obr. 2).

Při použití člunkového průtokoměru je podstatný usměrněný proud vody směřující do středu přístroje. Není potřeba vytvářet měrný přeliv. Výstupem je grafické i tabulkové zobrazení dat. Díky svým vlastnostem našel využití ve stavebnictví a geologii při měření průsaků, dále pak při měření vydatnosti pramenů a drenážní vody.



Obr. 1: Překlápěcí člunkový průtokoměr (Fiedler, 2021).



Obr. 2: Instalace překlápěcího člunkového průtokoměru pro měření (Fiedler, 2021).

2.1.2 Plovákové snímače hladiny vody

Plovákové snímače se používají pro měření výšky hladiny vody zejména v limnigrafických šachtách, studních, vrtech a jímkách.

Plovákový snímač hladiny PSH30

Jedná se o kontinuální snímač hladiny vody, který bezkontaktně (magnetickým způsobem) vyhodnocuje natočení kladky (viz Obr. 3). Při jeho použití získáme relativně přesnou představu o hladině vody (rozlišení hladiny na 1 mm) v prakticky neomezeném měřicím rozsahu (0-30 m).



Obr. 3: Plovákový snímač hladiny (Fiedler, 2021).

2.1.3 Plovákové spínače hladiny

Plovákové spínače vody se používají pro měření výšky hladiny vody ve vodním toku. Existují dva druhy, které jsem zde stručně popsala.

Plovákové spínače NIVOFLOAT řady NL-100

Tento přístroj se používá pro spínání požadovaných hladin pitných a odpadních vod. Díky polypropylenovému pouzdru má dokonalou vodotěsnost. Uvnitř plováku je zabudovaný bezrtuťový spínač, který spíná pod úhlem 45°(viz Obr. 4).



Obr. 4: Plovákový spínač NIVOFLOAT řady NL-100 (Fiedler, 2021).

Plovákové spínače NIVOFLOAT řady NW-100

Pro náročnější měření používáme spínače řady NW. Přístroj má robustnější konstrukci a 2x větší objem plováku. Díky tomu je vhodnější pro měření v hustších kapalinách. (viz Obr. 5).



Obr. 5: Plovákový spínač NIVOFLOAT řady NW-100 (Fiedler, 2021).

2.1.4 Ultrazvukové snímače hladiny

Ultrazvukové snímače hladiny se používají pro měření stavu hladiny ve vodním toku. Stručně jsem zde popsala tři typy.

Ultrazvukový hladinoměr s výstupem RS485

Tento přístroj se vyznačuje číslicovým filtrem měrných hodnot, nastavitelným tlumením a četností měření a automatickou teplotní kompenzací. Měrnou hodnotu získáme do 2 sekund od zapnutí napájení. (viz Obr. 6). Tento přístroj jsem využila pro snímání hladiny vody ve mnou sledovaném vodním toku.



Obr. 6: Ultrazvukový hladinoměr s výstupem RS485 (Fiedler, 2021).

Ultrazvukové snímače hladiny s číslicovým výstupem dat v radiačním krytu

Používá se nejčastěji ve venkovním prostředí. Díky radiačnímu krytu je eliminována chyba měření, která vzniká rozdílem teplot osluněného snímače a vzduchu pod snímačem (viz Obr. 7).



Obr. 7: Ultrazvukový hladinový snímač s číslicovým výstupem dat v radiačním krytu (Fiedler, 2021).

Ultrazvukové hladinoměry s výstupem 4-20 mA

Teplota, za které tento přístroj měří, by se měla pohybovat kolem -30 až $+60$ °C. Protože má malý vyzářovací úhel ($5-7$)°, dokáže měřit i v úzkých prostorách (viz Obr. 8).



Obr. 8: Ultrazvukový hladinový snímač s výstupem 4-20 mA (Fiedler, 2021).

2.2 Hydrostatické snímače hladiny s výstupem RS485

Snímače typu TSH22 A TSH37 (výstup RS485/FINET nebo Modbus RTU)

Ponorný tlakový hladinový snímač a snímač teploty (viz Obr. 9) měří stav hladiny vody v otevřených tocích, vrtech apod. Je nerezového provedení a měří hladinu s přesností 0,3% (0,1%) z rozsahu a teplotu vody s maximální odchylkou $\pm 0,5$ °C.



Obr. 9: Hydrostatický snímač typu TSH22, TSH37 (Fiedler, 2021).

2.2.1 Hydrostatické snímače hladiny s výstupem 4-20 mA

Snímače typu LMP307, LMP307i/485 (výstup RS485/Modbus RTU)

Snímače typu LMP307 se nejvíce používají ve vodárenství. Do nerezového ponorného hladinoměru je napojen PUR kabel (viz Obr. 10). Vyznačuje se velkým měřicím rozsahem, který se pohybuje od 1 do 100 m vodního sloupce.



Obr. 10: Hydrostatický snímač typu LM307, LMP307i/485 (Fiedler, 2021).

Snímač typu LMK858

Jedná se o ponorný tlakový snímač hladin vod. Snímač je uložen v plastovém pouzdře s keramickou membránou, která pomáhá zvyšovat jeho odolnost (viz Obr. 11). Přístroj lze proto využít ve znečištěných vodách. Měřicí rozsah se pohybuje v rozsahu 0,4-100 m vodního sloupce.



Obr. 11: Hydrostatický snímač typu LMK858 (Fiedler, 2021).

2.2.2 Měření paprsku v průtoku vodního toku

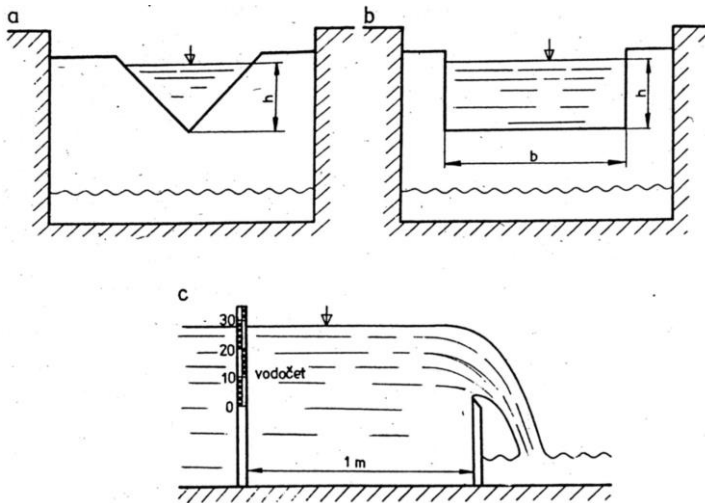
Další metodou měření, která se využívá u malých toků, je měření paprsku v průtoku vodního toku. Průtok vody se získá pomocí výšky paprsku vody, který přepadá přes hranu Thompsonova nebo Poncletova přelivu (viz Obr. 13). Výšku paprsku přepočítáme pomocí rovnic 1 a 2. Rychlost proudění u tohoto měření je závislá na hloubce (m) a spádu koryta vodního toku (%).

Rovnice 1:

$$Q = \frac{8 \mu h^{\frac{5}{2}} \sqrt{2g}}{15}$$

Rovnice 2:

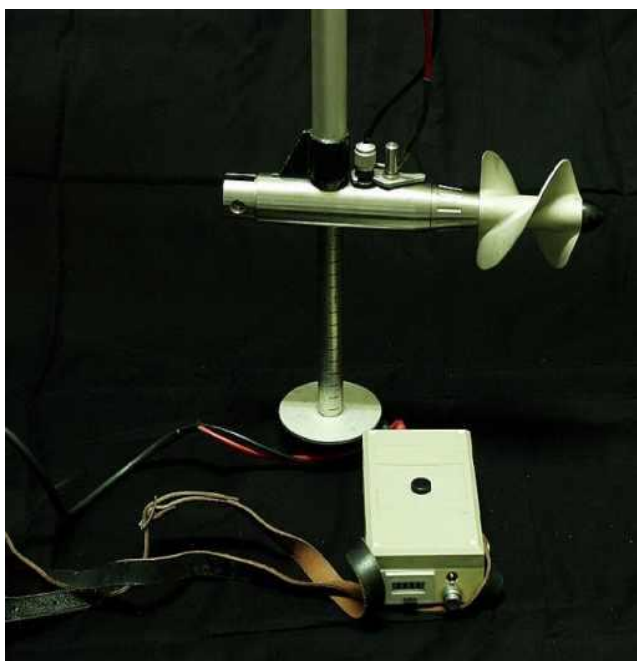
$$Q = \frac{2 \mu b h^{\frac{3}{2}} \sqrt{2g}}{3}$$



Obr. 13: Thompsonův (a) a Poncletův (b) přepad (Šilar a kol., 1983).

2.2.3 Měření pomocí hydrometrické vrtule

Dále jsem se zabývala měřením pomocí hydrometrické vrtule. Tuto metodu jsem použila pro výpočet rychlosti proudění vody ve mnou sledovaném vodním toku. Hydrometrická vrtule měří bodovou rychlost vody v rámci sledovaném profilu. Rychlost proudění vody (v [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]) získáme na základě počtu otáček vrtule za sekundu (znázorňuje jej číslo n v následující rovnici). Rovnice, která se používá pro výpočet bodové rychlosti je $v = 0,104 n + 0,028$.



Obr. 14: Hydrometrická vrtule (OTT, 2007).

3 Metodika

3.1 Popis území

Bedřichovský potok a závěrový profil jeho horního povodí leží v Novohradských horách. Tento mnou zkoumaný horní profil se nachází nad obcí Chlupatá Ves a jeho celková rozloha činí 306,8 ha (Obr. 15).

Průměrná nadmořská výška horního povodí Bedřichovského potoka je 735 m n. m., přičemž maximální naměřená hodnota činí 952 m n. m. a minimální 608 m n. m. Sklon povodí je průměrně 8,9°, maximálně pak 31°. Délka hlavního toku činí 2549 m a průměrný sklon se zde pohybuje kolem 7,65 %. Délka sítě toků horního povodí Bedřichovského potoka je 8540 m při hustotě sítě toků 27,8 m/ha.

Průměrná roční teplota vzduchu je v oblasti stanovena na 6,5 °C. Průměrný roční úhrn srážek pak 750 mm za rok. Maximální rychlost proudění vody v profilu je 0,27 m/s při stavu vody 42 mm výšky hladiny, 0,37 m/s při 58 mm a 0,93 m/s při 181 mm. (Tab. 1)

Tab. 1: Parametry horního povodí a vodního toku Bedřichovského potoka.

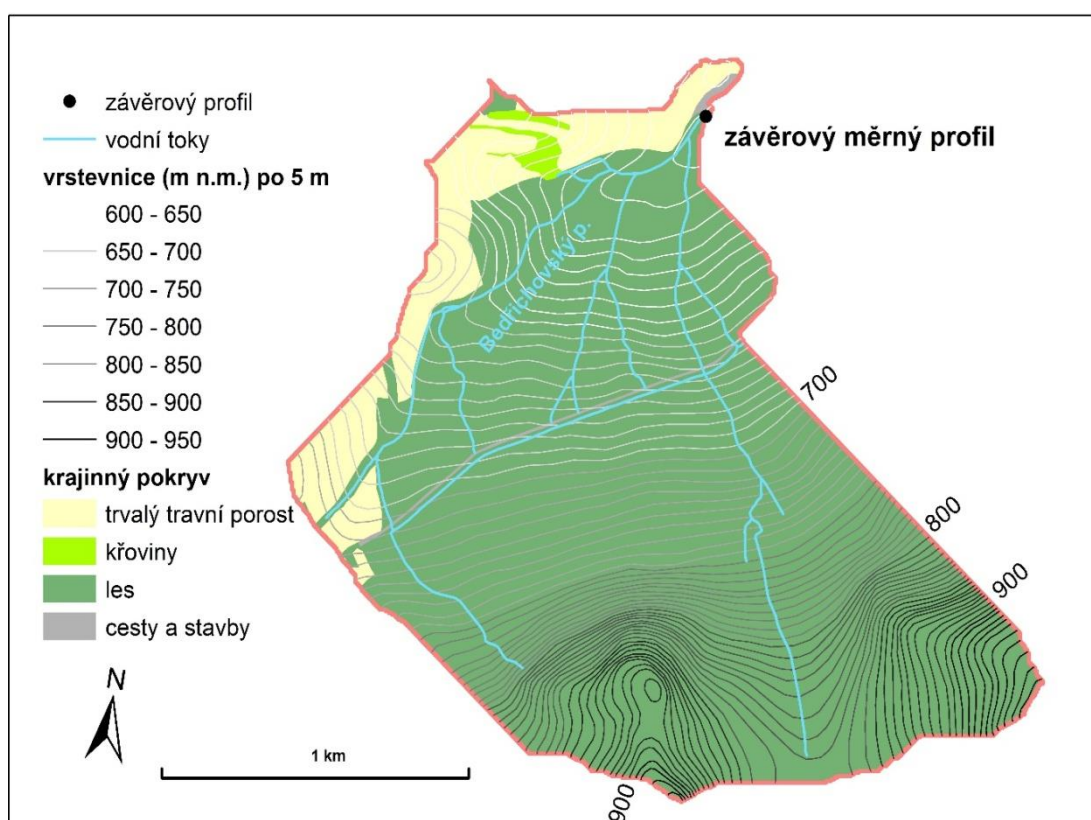
rozloha (ha)	306,8
prům. nadm. v. (m)	735
max. nadm. v. (m)	952
min. nadm. v. (m)	608
prům. sklon povodí (stupně)	8,9
max. sklon povodí (stupně)	31
min. sklon povodí (stupně)	0
délka hlavního toku (m)	2549
prům. sklon toku (%)	7,65
délka sítě toků (m)	8540
hustota sítě toků (m/ha)	27,8
max. rychlost vody na profilu při 42 mm (m/s)	0,27
max. rychlost vody na profilu při 58 mm (m/s)	0,37
max. rychlost vody na profilu při 181 mm (m/s)	0,93
prům. roční teplota vzduchu (°C):	6,5
průměrný roční úhrn srážek (mm):	750

Dále jsou známé hodnoty rozlohy prvků krajinného pokryvu a celkové rozlohy povodí, tj. horního profilu Bedřichovského potoka.

Kolem horního profilu se dle aktuálních údajů nevyskytuje orná půda ani vodní plocha a mokřad. Z celkové rozlohy horního povodí tvoří největší podíl krajinného pokryvu lesy (271,3 ha). Méně zaujímají travní porosty (31,3 ha z celkové rozlohy), křoviny a lada (2,3 ha) a zastavěné plochy (pouze 1,9 ha) (Tab. 2).

Tab. 2: Hodnoty krajinných pokryvů z celkové rozlohy povodí.

Typ krajinného pokryvu nad horním profilem	Rozloha (ha)
orná půda	0
travní porost	31,3
mokřady	0
křoviny a lada	2,3
lesy	271,3
vodní plochy	0
zastavěné plochy	1,9
<i>celkem</i>	<i>306,8</i>



Obr. 15: Povodí horní části Bedřichovského potoka s vyznačení závěrového profilu.

3.2 Popis použitých metod

Na vodním toku byly v měrném profilu automatickým ultrazvukovým snímačem měřeny a následně automaticky v desetiminutových intervalech zaznamenávány výšky hladiny vody. Pro dobu jednoho celého měsíce (června) tak vznikla tabulka výšek hladin v daném vodním toku s deseti minutovým časovým rozlišením.

Zajímala mě také rychlost proudění vody v korytu vodního toku pro určitý stav vody, kterou jsem následně použila pro výpočet průtoku vody ve vodním toku. Měření bylo prováděno

ve mnou zvoleném průřezu (profilu) vodního toku za pomoci hydrometrické vrtule. Tento průřez jsem si označila jako závěrový profil pro mé vytyčené povodí (Obr. 15). Hydrometrickou vrtuli jsem si, spolu počítadlem otáček na tyči, ponořila do středu koryta vodního toku (Obr. 16), čímž jsem zjistila počet otáček vrtule za jednu minutu. Tento údaj jsem poté dosadila do rovnice pro výpočet rychlosti a vypočítala tak rychlost proudění vody v daném bodě vodního tělesa v korytu vodního toku.

Během měsíce června jsem pomocí hydrometrické vrtule měřila průtoky vody při čtyřech stavech (výškách hladiny): 30, 42, 58 a 181 mm. Díky tomu jsem mohla sestavit konzumční křivku, která znázorňuje závislost průtoku na výšce hladiny vody.

Pomocí konzumční křivky a její rovnice jsem mohla vypočítat průtoky pro stavy vody, naměřené ve výše uvedených desetiminutových intervalech za celé sledované měsíční období.

Pro další posouzení povodí jsem zjišťovala specifický odtok. Specifický odtok jsem zjistila tak, že jsem naměřené průtoky vydělila rozlohou povodí (306,8 ha).

Pro další posouzení jsem chtěla zjistit, jak intenzivní krátkodobé nebo dlouhodobé srážky ovlivňují specifický odtok. Srážky se měřily automatickým srážkoměrem po celou dobu měsíce června v desetiminutových intervalech. Při tomto měření mě zajímalo, o kolik se při intenzivních nebo dlouhodobých srážkách specifický odtok zvedne. Pro lepší porovnávání jsem získané hodnoty vložila do grafu.



Obr. 16: Měření rychlosti proudění v korytu vodní vody v námi zvoleném profilu (průřezu).

4 Výsledky

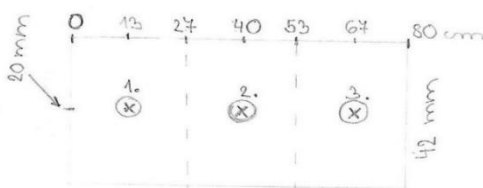
4.1 Měření rychlosti proudění vody v korytu vodního toku

Měření rychlosti proudění vody v korytu vodního toku jsem prováděla ve mnou zvoleném profilu (průřezu) vodního toku (Obr. 15), který jsem označila jako závěrový měrný profil pro dané povodí. Měření jsem prováděla za pomoci hydrometrické vrtule, což je nejrozšířenější způsob měření pro větší potoky, kde je potřeba změřit bodovou rychlost proudění vody v korytu vodního toku.

Samotné měření jsem prováděla tak, že jsem si nejdříve hydrometrickou vrtuli připevnila na tyč a spolu s počítadlem otáček jsem ji ponořila do středu koryta vodního toku. Chtěla jsem zjistit, kolik otáček provede hydrometrická vrtule za minutu, abych mohla následně počet otáček dosadit do rovnice a přepočítat je na rychlost proudění vody v korytu.

Jako výhodu zvoleného způsobu měření vidím jednoduchý princip měření a vysokou spolehlivost hydrometrické vrtule. Pro dosažení geometricky pravidelného pravoúhlého tvaru koryta byl již předem vybudován měrný profil s ohrazením břehů, ve kterém jsem následně rychlost proudění měřila. (Obr. 16).

Protože se v různých místech profilu vodního toku, rychlost proudění vody lišila, změřila jsem rychlost proudění vody ve třech partiích měrného profilu, označených v nákrese č. 1., 2. a 3. (Obr. 17).



Obr. 17: Nákras míst tří měření rychlosti proudění vody pomocí hydrometrické vrtule v měrném profilu. Měrný profil měří na délku 80 cm a celková hloubka vody byla v případě tohoto měření 42 mm.

Průtok pro určitý stav vody jsem určila tak, že jsem v každé ze tří částí profilu změřila pomocí hydrometrické vrtule počet otáček, a ty jsem si přepočítala pomocí rovnice

na rychlost proudění vody. Tu jsem vynásobila plochou konkrétní části průřezu měrného profilu a získala jsem průtok v této části. Všechny tři dílčí průtoky jsem pak sečetla a zjistila tak výsledný průtok pro daný stav vody. Jako příklad zde uvádím podrobný výpočet pro stav vody 42 mm.

Pro mé měření jsem zjistila pomocí hydrometrické vrtule počet otáček za šedesát sekund. Vydělením této hodnoty číslem 60 jsem získala počet otáček za 1 sekundu (číslo n).

Pro zjištění rychlosti proudění vody v daném profilu měření jsem použila rovnici stanovenou výrobcem hydrometrické vrtule ($v = 0,104 n + 0,028$), kde v je rychlost proudění vody a n je počet otáček za sekundu. Do rovnice jsem tedy dosadila počet otáček za jednu sekundu (n). Profil jsem rozdělila do tří částí profilu měření (Obr. 17), kde jsem pomocí hydrometrické vrtule změřila ve stejné hloubce počet otáček. Hloubka měření rychlosti proudění u všech tří částí v profilu byla 20 mm.

První část profilu byla široká 27 cm. Pomocí hydrometrické vrtule jsem u první části profilu zjistila, že počet otáček za šedesát sekund byl 138, zatímco počet otáček za jednu sekundu (n) u profilu byl 2,30.

U druhé části profilu měření, který byl široký 26 cm jsem zjistila pomocí hydrometrické vrtule, že počet otáček za šedesát sekund byl 130 a počet otáček za jednu sekundu (n) byl 2,17.

U poslední části profilu měření, který byl široký 27 cm jsem zjistila pomocí hydrometrické vrtule, že počet otáček za šedesát sekund byl 146 a počet otáček za jednu sekundu byl 2,43. Když jsem takto zjistila počet otáček za jednu sekundu (n), mohla jsem zjištěné hodnoty dát do rovnice ($v = 0,104 n + 0,028$), která mi říkala rychlost proudění vody u každého z profilů měření.

Největší rychlost proudění vody v korytu byla zjištěna ve třetí části profilu, zatímco nejmenší ve druhé.

Po dosazení těchto hodnot do výše uvedené rovnice byly vypočítány následující rychlosti proudění vody:

$$\text{První část profilu: } v = 0,104 \times 2,30 + 0,028 = 0,2672 \text{ m.s}^{-1}$$

$$\text{Druhá část profilu: } v = 0,104 \times 2,17 + 0,028 = 0,25368 \text{ m.s}^{-1}$$

$$\text{Třetí část profilu: } v = 0,104 \times 2,43 + 0,028 = 0,28072 \text{ m.s}^{-1}$$

4.2 Výpočet průtoku vody ve vodním toku

Pro výpočet průtoků v jednotlivých částech profilu vodního toku jsem potřebovala znát plochu těchto míst (průřezů). Plochu průřezu jsem zjistila tak, že jsem vynásobila délku části profilu měření hloubkou vody v toku. Hloubka vodního toku byla u všech profilů měření 42 mm. První část profilu měla délku 27 cm a tedy plochu 0,01134 m². Druhá část měla 26 cm a tedy plochu 0,01092 m² a třetí část měla 27 cm, a tedy plochu 0,01134 m².

U první části profilu mi rychlost proudění vyšla 0,2672 m.s⁻¹, poté jsem rychlost proudění vynásobila plochou průřezu 0,01134 m² a zjistila jsem tak průtok vody v tomto profilu. Průtok v první části profilu byl 3,030048 l.s⁻¹.

U druhé části profilu byla rychlost proudění 0,25368 m.s⁻¹, plocha průřezu 0,01092 m². Z toho vyšel průtok vody 2,7701856 l.s⁻¹.

U poslední části profilu byla rychlost proudění 0,28072 m.s⁻¹, plocha průřezu 0,01134 m², čímž jsem získala hodnotu průtoku vody i pro třetí profil, která činila 3,1833648 l.s⁻¹.

Součtem těchto tří hodnot jsem získala celkový průtok vody pro stav hladiny vody 42 mm, který se rovnal 8,984 l.s⁻¹.

Popsaným způsobem jsem změřila průtoky vody pro další tři stavy hladiny vody (30 mm, 58 mm a 181 mm) (Tab. 3).

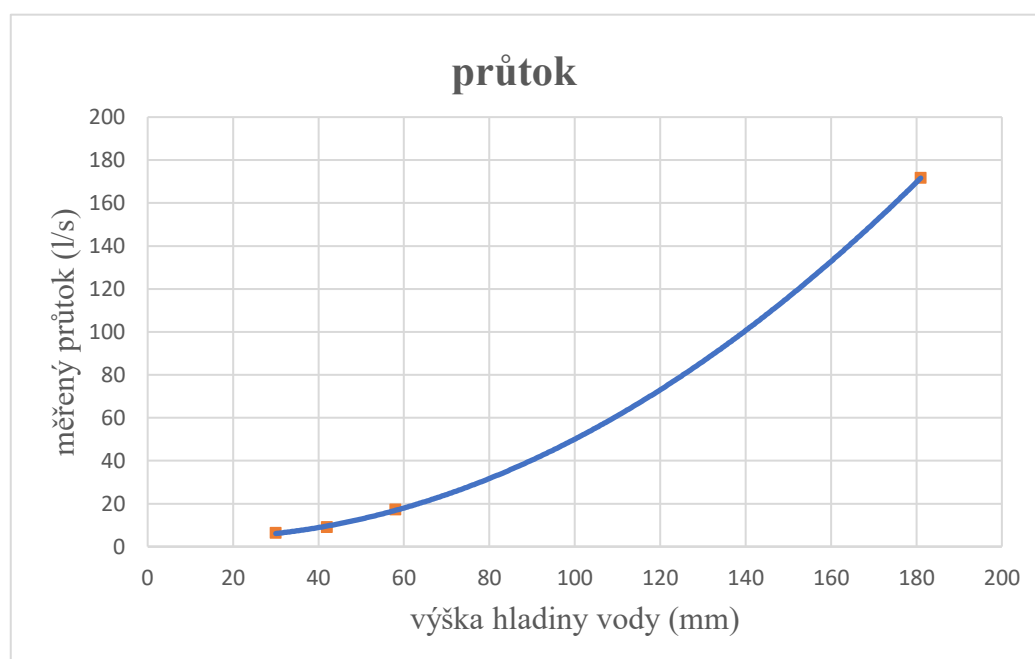
4.3 Sestavení konzumční křivky závislosti průtoku vody na výšce hladiny

V průběhu měsíce června 2018 byly tedy výše popsáným způsobem naměřeny čtyři hodnoty průtoku vody ve vodním toku v závislosti na vodním stavu, tedy výšce hladiny vody ve vodním toku (Tab. 3). Díky naměřeným hodnotám jsem mohla sestavit křivku závislosti průtoku na výšce hladiny vody (vodním stavu), která je označována jako konzumční křivka (Obr. 18). Měřené průtoky jsou na grafu znázorněny pomocí bodů, které jsou nerovnoměrně rozmístěny. Kdybych chtěla rovnoměrnější rozdělení bodů v grafu, musela bych provádět delší sledování. Rozmístění bodů v konzumční křivce nejlépe vyjadřuje kvadratická funkce. Její rovnice je: $y = 0,0058x^2 - 0,1238x + 4,6015$. Tato rovnice byla použita pro přepočítání všech naměřených stavů vody v desetiminutových intervalech na průtoky vody ve vodním toku a následně na specifické odtoky (viz níže). Při mém měření bylo ověřeno, jak rychlost průtoku ovlivňuje stav vody (Tab. 3). Při nižším stavu vody roste průtok pomaleji, zatímco při zvýšeném stavu vody roste průtok výrazně rychleji. Při nejvyšším stavu vody 181 mm průtok narostl až na hodnotu 171,6 l/s. Dále jsem mohla pozorovat, že při stavu vody 181

mm jsou hodnoty vypočteného a změřeného průtoku téměř shodné, zatímco pro další tři případy jsou rozdíly v obou hodnotách výraznější.

Tab. 3: Vypočtené průtoky vody pomocí hydrometrické vrtule a sledování stavu vody, s použitím konzumční křivky.

Stav vody (mm)	měřený průtok (l/s)	vypočtený průtok (l/s)
30	6,417	6,0919158
42	8,984	9,6021714
58	17,172	16,8728034
181	171,611	171,6189312



Obr. 18: Konzumční křivka závislosti průtoku vody v korytu vodního toku na stavu vody.

4.4 Specifický odtok vody ze sledovaného povodí a jeho reakce na srážky

Dalším měřením jsem sledovala, jak intenzivní krátkodobé nebo dlouhodobé srážky ovlivňují odtok vody v území mnou sledovaného povodí. K tomu jsem použila tzv. specifický odtok. Tedy průtok ve vodním toku, vydělený plochou povodí, ze kterého voda odtéká. Specifický odtok mi tak určoval, kolik vody oteklo z jednotky plochy za jednotku času. V mém případě byly tedy průtoky ve vodním toku vyděleny plochou mého povodí (306,8 ha), a tak jsem zjistila hodnoty specifického odtoku.

Pomocí toho jsem mohla sestavit graf specifických odtoků z spolu s grafem srážek, které dopadly na povodí v průběhu měsíce června. Specifický odtok jsem zjistila tak, že jsem si nejprve pomocí konzumční křivky a zaznamenaných stavů vody v desetiminutových

intervalech v průběhu celého měsíce vypočetla průtoky vody pro zaznamenané stavy pomocí výše uvedené rovnice ($y = 0,0058x^2 - 0,1238x + 4,6015$). Následným vydělením těchto průtoků plochou povodí jsem zjistila tzv. specifický odtok, tedy odtok vody z jednotky plochy (z hektaru) za jednotku času (za sekundu). Nejvíce mě zajímalo, o kolik poroste specifický odtok při krátkodobých intenzivních či naopak dlouhodobých srážkách.

Na začátku měsíce, kdy byly intenzivní krátkodobé srážky, byl ve vrcholu této srážkové epizody desetiminutový úhrn těchto srážek 7,3 mm a specifický odtok se zvedl na $0,17 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 19). Naopak na konci měsíce, kdy byly srážky dlouhodobé a úhrn těchto srážek za jeden a půl dne činil 63,9 mm, se specifický odtok zvedl až na $3 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 19).

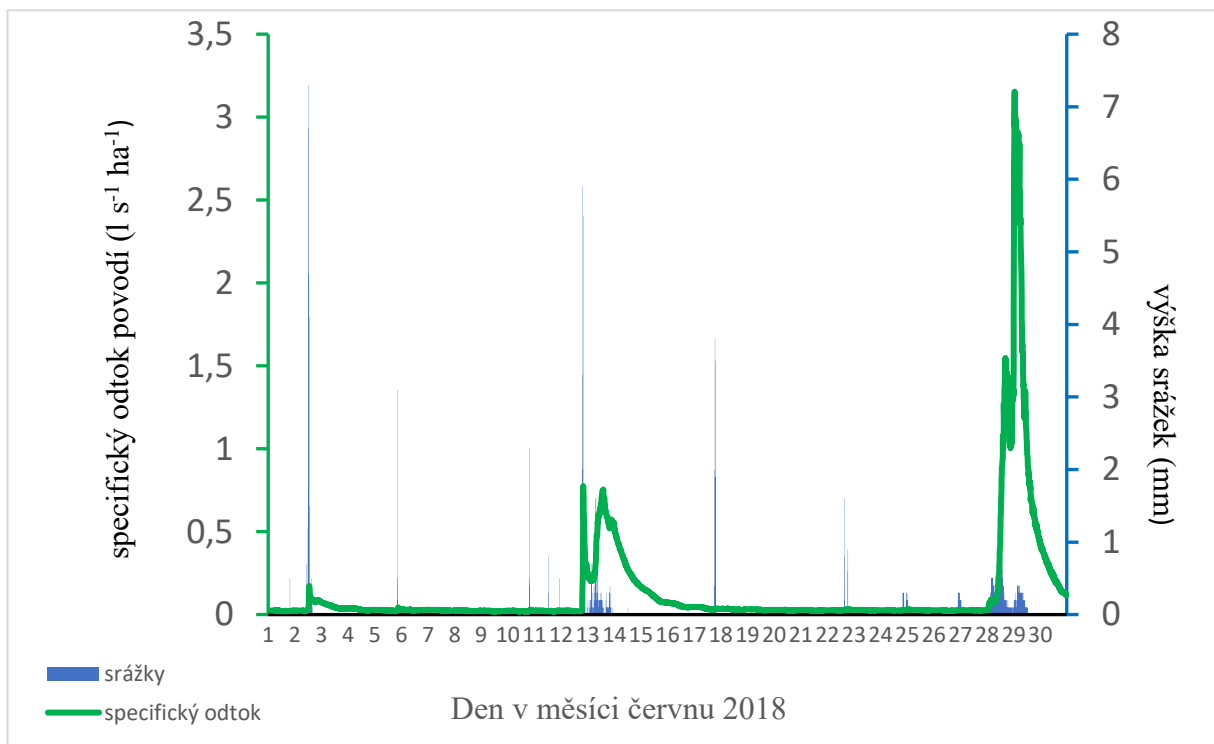
Pro podrobnější zjištění, jak dlouhodobé a krátkodobé srážky ovlivňují odtok vody v území jsem si vybrala následující čtyři dny, kdy se srážky vyskytovaly čteněji než v jiných dnech. První ze tří dnů byl 2. červen 2018. Nejvyšší úhrn krátkodobých srážek byl 7,3 mm, specifický odtok se zvedl na $0,17 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 20).

Druhý ze tří dnů byl 13. června 2018. Nejvyšší úhrn krátkodobých srážek byl 1,6 mm, specifický odtok se zvedl na $0,73 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 21).

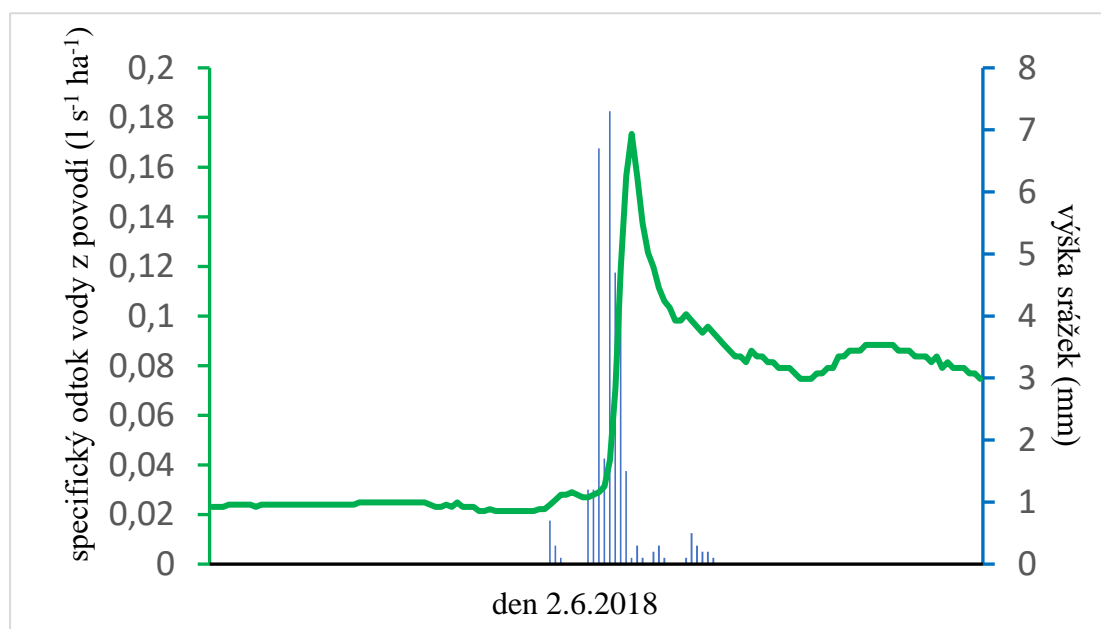
Dne 28. června 2018 byl největší úhrn krátkodobých srážek 1,3 mm, specifický odtok se zvedl na více než $1,5 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 22).

Dále jsem vyzorovala, že srážky ze dne 28. června pokračovaly do 29. června, kdy tak celkově trvaly jeden a půl dne. Největší úhrn krátkodobých srážek zde byl 0,4 mm, specifický odtok se zvedl na $3 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ (Obr. 23).

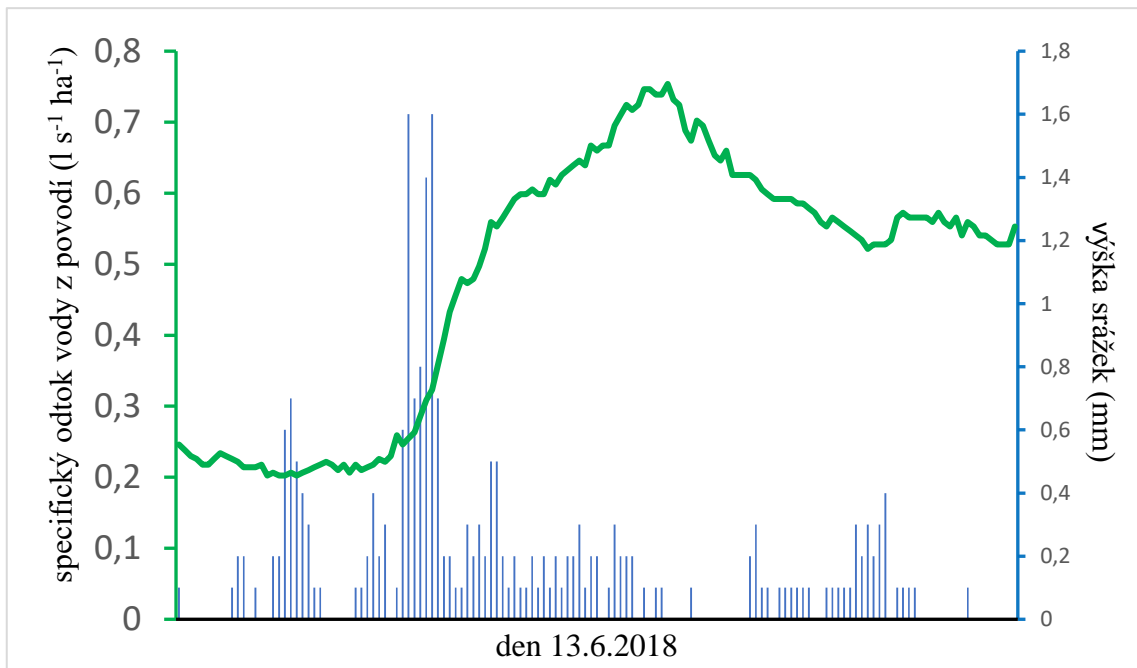
Celkový úhrn srážek za sledovaný měsíc byl 94,8 mm. Celkově odteklo ze sledovaného povodí korytem vodního toku 104 491 385,8 l vody za sledovaný měsíc.



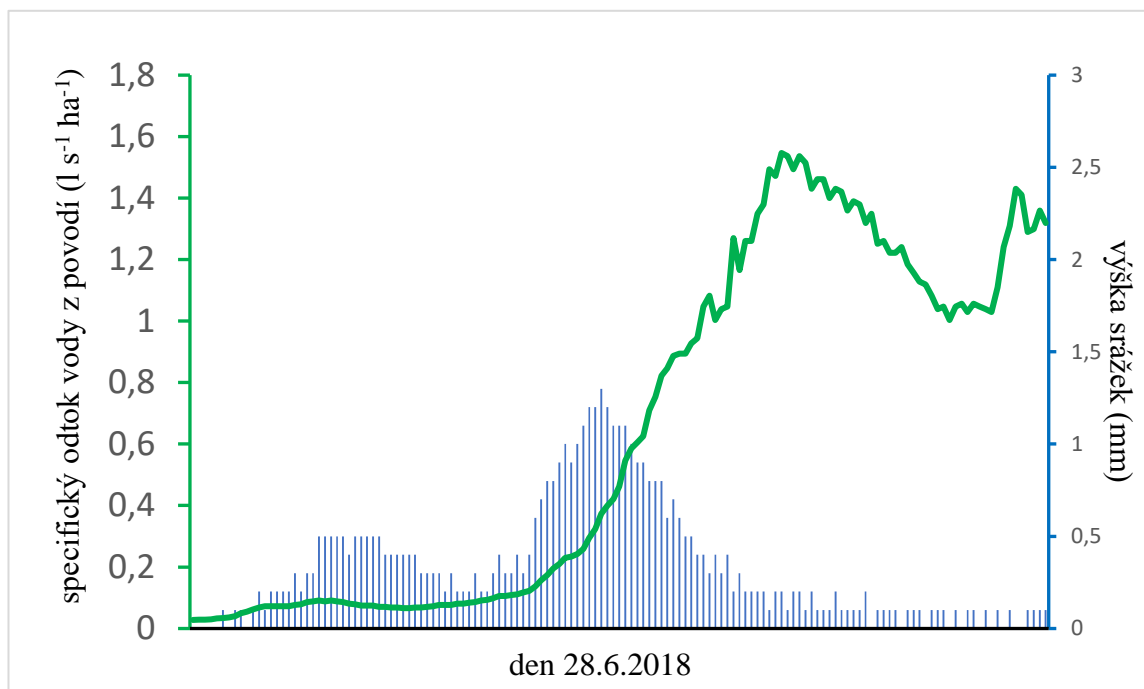
Obr. 19: Hodnoty srážkových úhrnů a specifického odtoku ve sledovaném povodí v měsíci červnu 2018.



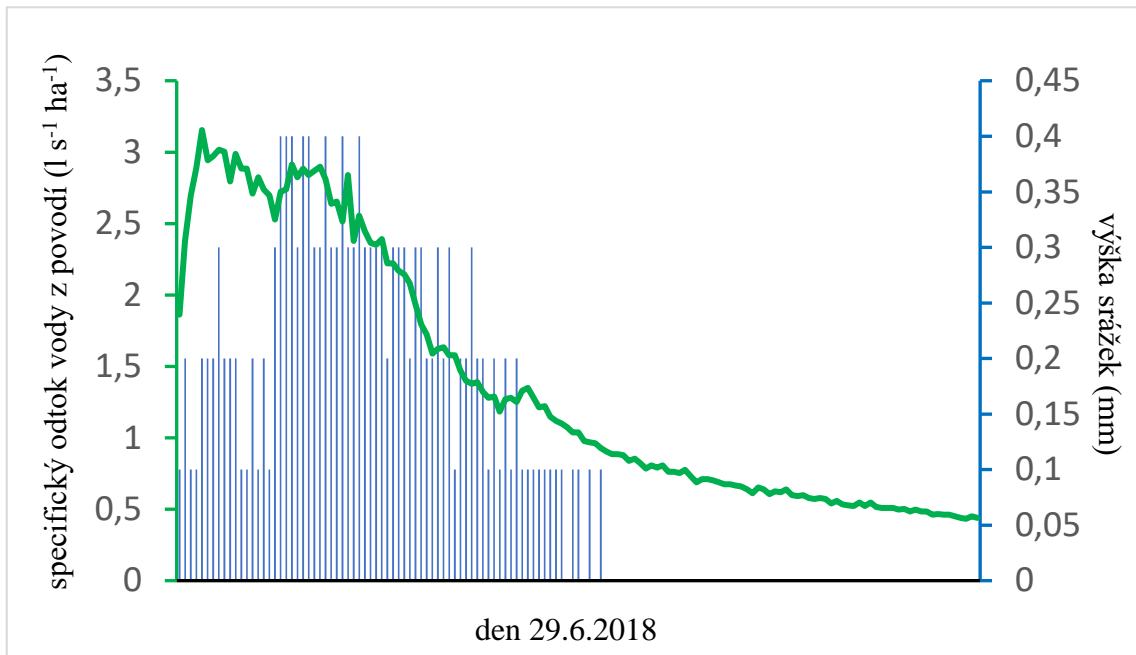
Obr. 20: Hodnoty srážkových úhrnů a specifického odtoku dne 2. června 2018.



Obr. 21: Hodnoty srážkových úhrnů a specifického odtoku dne 13. června 2018.



Obr. 22: Hodnoty srážkových úhrnů a specifického odtoku dne 28. června 2018.



Obr. 23: Hodnoty srážkových úhrnů a specifického odtoku dne 29. června 2018.

5 Diskuse

Při měření v mnou zvoleném povodí jsem chtěla zjistit, jak se zvedá specifický odtok při intenzivních krátkodobých a dlouhodobých srážkách. Specifický odtok jsem zjistila vydělením naměřených průtoků s plochou povodí. Pro každý z mých zaznamenaných stavů vody (desetiminutové intervaly v průběhu celého měsíce června) jsem si vypočetla průtok. Každý průtok jsem vydělila plochou povodí a zjistila jsem tak specifický odtok pro jednotlivý stav vody, tedy odtok vody pro jeden hektar za jednu sekundu. Srážky byly měřeny pomocí automatického srážkoměru.

V období, kdy byly srážky intenzivní, ale velmi krátkodobé (Obr. 19, 20) - tzn. na začátku měsíce (2.6.), byl nejvyšší desetiminutový úhrn srážek 7,3 mm a specifický odtok se zvedl pouze o $0,17 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$. Důvodem, proč se specifický odtok příliš nezvedl a hned poklesl na původní hodnotu je to, že ač byly srážky intenzivní, trvaly jen velmi krátkou dobu. Vegetace svojí intercepcí (zachycením vody na svém povrchu) velmi zpomalila povrchový odtok vody.

Při druhé srážkové epizodě (13.6.), byl sice nejvyšší desetiminutový srážkový úhrn menší (max. 1,6 mm), ale celkový úhrn srážek byl vyšší, neboť déšť trval mnohem déle (Obr. 19, 21). Proto bylo zadržetí vody na povrchu vegetace již menší a specifický odtok tak vzrostl mnohem více, v tomto případě na $0,73 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$. Je z toho zřejmé, že vegetace díky intercepci dokáže do určité míry zmírnit povrchový odtok vody. Při déletrvajícím dešti je tento efekt již omezený.

Nejlépe šlo pozorovat nárůst specifického odtoku vlivem srážek dne 29.6., kdy déšť trval nepřetržitě den a půl a specifický odtok z povodí tak vzrostl až na $3 \text{ l.s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$, přestože nejvyšší desetiminutový srážkový úhrn byl pouze 0,4 mm (Obr. 19, 23). Je z toho patrné, že intercepční objem byl při dlouhodobém dešti již zcela vyčerpán a vegetace měla po takto dlouhém dešti na specifický odtok vody ze sledovaného povodí již jen velmi malý vliv.

Z výše uvedených výsledků vyplývá, jak možnosti měření průtoků vody ve vodním toku mohou ukázat na význam krajinného pokryvu při transformaci srážek na odtok vody z krajiny.

V této bakalářské práci jsem chtěla vysvětlit, proč má vegetace takový význam pro odtok vody z krajiny. Rostliny v době krátkodobých srážkových epizod dokáží zadržet vodu na povrchu jejich listů. Tento jev se nazývá tzv. intercepce. Intercepci ovlivňuje hlavně délka srážkových epizod. Pokud srážky trvají krátkou dobu, tak je většina vody zadržena na

povrchu listů rostlin a tím je minimalizován odtok vody z krajiny. Pokud jsou srážky delšího trvání, rostliny nedokážou zadržet na povrchu listu takové množství vody a zbývající část vody dopadá na zemský povrch. Tím se zvyšuje odtok vody z krajiny.

Voda přirozeně stéká na povrch půdy, kde rostou rostliny. Rostliny svými těly tvoří překážky, čímž zpomalují odtok vody. Voda na místě drží déle a má tak čas se vsáknout do povrchu půdy. Kořeny v půdě přirozeně vytváří svým růstem, změnou tvaru a objemu prostory, které nazýváme tzv. preferenční dráhy. Preferenční dráhy umožňují vodě se dostat do hlubších vrstev půdy a zlepšují vsakování. Část této vody rostliny využívají k transpiraci.

Na polích, kde se nenachází žádná vegetace nebo má jenom malé zastoupení, není možné v době srážek vodu zadržet na listech. Dochází tak k tomu, že voda odtéká pryč z krajiny a zvyšuje se tím průtok vody ve vodních tocích.

Pravým opakem jsou pole, kde je vegetace ve velkém zastoupení a je trvalá, například díky podsevu, nebo plodinám, časově následujícím po hlavní plodině. Ty v době srážek díky intercepci zadržují vodu na povrchu listů v průběhu celé vegetační sezóny a tím zabraňují zvýšenému odtoku vody z krajiny.

Rostliny dokážou díky velkému vegetačnímu pokrytu poutat vodu také ze vzduchu. Voda se nejdříve ve vzduchu nachází v plynném skupenství v podobě páry. Pára ve vzduchu z kondenzuje a vzniká tak voda v kapalném skupenství. Tato voda kondenzuje na zemském povrchu, a především na listech rostlin. Příkladem tohoto jevu je rosa, která vzniká ráno nebo večer, kdy je teplota povrchu menší než rosný bod. Tento jev nám též pomáhá udržet vodu v půdním profilu, neboť vysrážená voda na rostlinách se částečně na povrch půdy dostane okapáváním.

U ploch s vegetací můžeme dobře pozorovat tzv. malý vodní cyklus, kdy se nejdříve voda z rostlin vypaří v podobě páry, pára poté jde do vzduchu, kde na jiném místě z kondenzuje (opět na tělech jiných rostlin), nebo dopadá na zemský povrch v podobě srážek. Tím vegetace brání rychlé ztrátě vody z celého systému a odtoku vody do moře.

6 Závěr

Práce ukázala možnosti měření průtoku ve vodním toku pomocí hydrometrické vrtule a sledování vodního stavu pomocí ultrazvukového měřiče výšky hladiny vody ve vodním toku. Téměř celé sledované povodí pokrýval lesní porost a práce tak na třech případech různých srážkových epizod ukázala, jak funguje vegetace (vzrostlá, stromová) se svou intercepcí. Intercepce se ukázala jako vlivný faktor na zpomalení povrchového odtoku vody z povodí. Je zřejmé, že vegetace tvoří důležitý prvek i v zemědělské krajině s ornou půdou, travními porosty a zástavbou, kde je rovněž možné za pomoci vegetace zpomalit odtok povrchových vod.

7 Seznam použité literatury

BEVEN, K., 2001. Rainfall-runoff modelling. The primer. Lancaster University, UK: Wiley-Blackwell. 488 p. ISBN 978-0-470-71459-1.

BIO Intelligence Service 2014. Soil and water in a changing environment. Final Report prepared for European Commission (DG ENV), with support from HydroLogic. Dostupné z doi: 10.2779/20608.

BROWN, C. D., VAN BEINUM, W., 2009. Pesticide transport via sub- -surface drains in Europe. *Environmental Pollution*, 157 (12), 3 314–3 324. ISSN 0269-7491.

CONSTANTIN, J., BEAUDOIN, N., LAUNAY, M., DUVAL, J., MARY, B., 2012. Long-term nitrogen dynamics in various catch crop scenarios: Test and simulations with STICS model in a temperate climate. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 147 (1), 36–46. ISSN 0167-8809.

ČSN 75 4200, 1994. Hydromeliorace. Úprava vodního režimu zemědělských půd odvodněním. Praha: Český normalizační institut. 72 s.

DENDY, F. E., CHAMPION, W., A., 1978. Sediment Deposition in US Reservoirs. Summary of Data Reported Through 1975. Hyattsville, Maryland: United States Department of Agriculture, Agriculture Research Service. Miscellaneous publication no. 1362. 82 p.

FAO, 2000. Land-Water Linkages in Rural Watersheds. Electronic workshop. Conclusions and Recommendations. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.

FIEDLER AMS s.r.o. 2021. Měřicí přístroje pro koncové zákazníky, České Budějovice.

FUČÍK, P., KVÍTEK, T., LEXA, M., NOVÁK, P., BÍLKOVÁ, A., 2008. Assessing the stream water quality dynamics in connection with land use in agricultural catchments of different scales. *Soil and Water Research*, 3 (3), 98–112. ISSN 1801-5395.

HRNČÍŘ, M., ŠANDA, M., KULASOVÁ, A., CÍSLEROVÁ, M., 2010. Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, 24 (16), 2 248–2 256. ISSN 0885-6087.

JANEČEK, M. a kol., 2007. Ochrana zemědělské půdy před erozí. VÚMOP, v.v.i., Praha, 77 s.

JÁNSKÝ, B., 2003. Water retention in river basins. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*, 38 (2), 173–183. ISSN 0300-5402.

KREČMER, V., FOJT, V., 1991. Intercepce smrčín chlumní oblasti. *Vodohospodářský časopis*, 29 (1), 33–49.

KULHAVÝ, Z., DOLEŽAL, F., SOUKUP, M., 2001. Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů. *Vědecké práce*, 12, 29–52. Praha: VÚMOP, v. v. i.

KVÍTEK, T., KRÁTKÝ, M., 2016. Informace o projektu Povodí Vltavy, státní podnik k problematice plošných zemědělských zdrojů znečištění v procesu plánování v oblasti vod. *Vodní hospodářství*, 9, 19–21. 6319 ISSN 1211-076.

KVÍTEK, T., ŽLÁBEK, P., BYSTRICKÝ, V., FUČÍK, P., LEXA, M., GERGEL, J., NOVÁK, P., ONDR, P., 2009. Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, 10. ISSN 1474–7065.

LEMKE, A. M., KIRKHAM, K. G., LINDENBAUM, T. T., HERBERT, M. E., TEAR, T. H., PERRY, W. L., HERKERT, J. R., 2011. Evaluating agricultural best management practices in tile-drained subwatersheds of the Mackinaw River, Illinois. *Journal of Environmental Quality*, 40 (4), 1 215–1 228. ISSN 0047-2425. Dostupné z doi:10.2134/jeq2010.0119.

LYNE, V. D., HOLLICK, M., 1979. Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modeling. In: Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers, Australia. Perth, Australia. 89–92..

NĚMEČEK, J., ROHOŠKOVÁ, M., MACKŮ, J., VOKOUN, J., VAVŘÍČEK, D., NOVÁK, P., 2011. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Praha: ČZU. 78 s. ISBN 80-238-8061-6.

NOVÁK, P., VOPRAVIL, J., LAGOVÁ, J., VETIŠKOVÁ, D., 2007. Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR. DÚ 01 Analýza a mapování infiltračních schopností půd ČR. Závěrečná zpráva VaV 1D/1/5/05. Praha: VÚMOP, v. v. i. 52 s.

NOVÁKOVÁ, E., KAROUS, M., ZAJÍČEK, A., KAROUSOVÁ, M., 2013. Evaluation of ground penetrating radar and vertical electrical sounding methods to determine soil horizons and bedrock at the locality Dehtáře. Soil and Water Research, 8 (3), 105–112. ISSN 1801-5395.

OTT, 2007. OTT Small current meter C2 – user manual. Kempten, Germany.

SERRANO, S. E., 1997. Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. Lexington: HydroScience Inc. 452 p. ISBN 9780965564397.

SCHÖPP, W., POSCH, M., MYLONA, S., JOHANSSON, M., 2003. Long-term development of acid deposition (1880–2030) in sensitive freshwater regions in Europe. Hydrology and Earth System Sciences, 7 (4), 436–446. ISSN 1027-5606.

SNĚHOTA, M., JELÍNKOVÁ, V., SOBOTKOVÁ, M., SACHA, J., VONTOBEL, P., HOVIND, J., 2015. Water and entrapped air redistribution in heterogeneous sand sample: Quantitative neutron imaging of the process. Water Resources Research, 51 (2), 1 359–1 371. ISSN 0043-1397. Dostupné z doi:10.1002/2014WR015432.

STRECK, T., POLETIKA, N., JURY, W. A., FARMER, W. J. 1995. Description of simazine transport with rate-limited, two-stage, linear and nonlinear sorption. *Water Resources Research*, 31 (4), 811–822. ISSN 0043-1397.

ŠANDA, M., CÍSLEROVÁ, M., 2000. Observation of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic. In: ELIAS, V., LITTLEWOOD, I. G., 2000. *Catchment hydrological and biochemical processes in the changing environment. IHP-VI, Technical documents in hydrology*, 37, 265–272. Paris: UNESCO.

ŠANDA, M., CÍSLEROVÁ, M., 2009. Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 57 (4), 264–275. ISSN 0042-790X.

ŠEDA, S., 2014. Vrty pro tepelná čerpadla a jejich rizika pro hydrogeologickou stratifikaci. *Vodní hospodářství*, 8, 14–18. 6319 ISSN 1211-0760.

ŠILAR, J. a kol. 1983. *Všeobecná hydrogeologie*. Univerzita Karlova, Praha.

TACHECÍ, P., KVÍTEK, T., ZAJÍČEK, A., DUFFKOVÁ, R., 2014. Dopad změn využití území ve třech zónách malého zemědělského povodí simulovaný pomocí modelu MIKE SHE.

TESAŘ, M. (eds.). *Hydrologie malého povodí 2014*. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR. 590 s. ISBN 978-80-02-02525.

TESAŘ, M., ŠÍR, M., SYROVÁTKA, O., PRAŽÁK, J., LICHNER, L., KUBÍK, F., 2001. Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 49 (6), 355–375. ISSN 0042-790X.

VAŠKŮ, Z., 2011. Zlo zvané meliorace. *Vesmír*, 90 (7), 440. ISSN 0042-4544. Dostupné z <https://vesmir.cz/cz/casopis/archivcasopisu/2011/cislo-7/zlo-zvane-meliorace.html>.

WILSON, G. V., JARDINE, P. M., LUXMOORE, R. J., JONES, J. R., 1990. Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma*, 46 (1–3), 119–138. ISSN 0016-7061.

WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Agriculture Handbook, 537. Washington, DC: USDA, Science and Education Administration, U.S. Government Printing office. 58 p. Dostupné z https://www.ars.usda.gov/ARUserFiles/50201000/USLEDatabase/ah_537.pdf.

ZÁDOROVÁ, T., PENÍŽEK, V., ŠEFRNA, L., ROHOŠKOVÁ, M., BORŮVKA, L., 2011. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*, 85 (1), 22–33. Dostupné z <http://doi.org/10.1016/j.catena.2010.11.006>.

ZAJÍČEK, A., FUČÍK, P., DUFFKOVÁ, R., MAXOVÁ, J., 2016. Zatravnění orné půdy, jakost drenážních vod a vybrané ekonomické ukazatele. *Úroda*, LXIV (10), 55–58. Dostupné z <http://knihovna.vumop.cz/documents/1237>.
