

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Diplomová práce

Bc. Štěpán Peňáz

**Využití automatického měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu
ke zpřesnění úhrnu zimních srážek**

Using automatic snow depth and snow water equivalent data to minimize the
error in winter precipitation measurements

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha 2022

Zadání diplomové práce

Téma práce

Využití automatického měření výšky sněhu a SWE ke zpřesnění úhrnu zimních srážek

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Rešerše na téma měření zimních srážek (metody měření, jejich přesnost a nejistoty) a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.
2. Analýza automaticky měřených dat vyhřívaného člunkového srážkoměru, ultrazvukového čidla na měření výšky sněhu a měření vodní hodnoty sněhu (SWE) za účelem zpřesnění úhrnu zimních srážek na vybraných stanicích katedry FGg.
3. Sestavení srážko-odtokového modelu HBV (verze light) pro vybraná povodí. Model bude kalibrován 1) se vstupem srážek ze srážkoměru a 2) se vstupem korigovaných srážek z polštáře/UZ senzoru.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Měření zimních srážek je problematické z hlediska jejich přesnosti. Úhrn zimních srážek je často měřen pomocí klasických vyhřívaných ombrometrů. Díky větru je ale pro tyto srážky typické jejich podhodnocení oproti skutečným srážkám. Měření se tedy stále častěji kombinují s měřením výšky nového sněhu (nebo SWE), které se převádí na výšku srážek. Nové přesné ultrazvukové senzory a sněhoměrné váhy významně zvýšily možnosti těchto měření.

První část práce bude tvořena rešerší odborné literatury na téma měření zimních srážek a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.

Na základě dat z vybraných stanic katedry FGg proběhne analýza vedoucí ke zpřesnění úhrnu zimních srážek. K dispozici jsou měřená data v časovém kroku 10 min z vyhřívaného člunkového srážkoměru a několika ultrazvukových čidel měřící výšku sněhu a čidel, které měří vodní hodnotu sněhu (SWE). Na základě těchto měření bude počítána hustota nového sněhu a budou hledány faktory, které ji ovlivňují (např. teplota vzduchu, vlhkost vzduchu a rychlost větru). Vztah odvozený pro hustotu nového sněhu bude společně s měřenou výškou nového sněhu použit i na stanicích, kde neexistuje přímé měření SWE nebo klasické měření srážek pomocí vyhřívaného ombrometru.

Následně bude sestaven srážko-odtokový model HBV (verze light) pro vybraná povodí. Model bude kalibrován 1) se vstupem srážek ze srážkoměru a 2) se vstupem korigovaných srážek z polštáře/UZ senzoru. Následně proběhne zhodnocení úspěšnosti kalibrace modelu, což bude ukazovat na vhodnost příslušných vstupních dat srážek (korigovaných/nekorigovaných) pro použití v hydrologických modelech a dalších aplikacích.

Datum zadání: 27. 11. 2018

Jméno studenta: Štěpán Peňáz

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Měření zimních srážek představuje jednu z největších nejistot ve výpočtu hydrologické bilance. Manuální měření zimních srážek je časově, personálně a finančně nákladné, a z toho důvodu nebývá realizováno příliš často. Měření zimních srážek pomocí vyhřívaného srážkoměru je zase ovlivněno větrem a částečně i zvýšeným výparem, který je způsoben vyhříváním. Proto se čím dál častěji využívá automatického měření výšky sněhu, které se postupem času stává cenově dostupnější.

Tato práce se zabývá analýzou automaticky měřených dat z vyhřívaného člunkového srážkoměru, z ultrazvukových či laserových čidel pro měření výšky sněhu a ze senzorů pro měření vodní hodnoty sněhu za účelem nalezení závislosti hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu a na vlhkosti vzduchu. Následně byla odvozena vícenásobná lineární regresní rovnice pro výpočet hustoty nového sněhu, která byla společně s přírůstkem nového sněhu použita pro výpočet úhrnu sněhových srážek. Dále byly vypočteny alternativní zimní srážky, které byly naměřeny sensory pro výpočet vodní hodnoty sněhu a také referenční zimní srážky měřeny pomocí srážkoměru ze stanice s obsluhou. U těchto tří srážkových variant byla posuzována přesnost pomocí výsledků kalibrace hydrologického modelu HBV. V návaznosti na to proběhla simulace modelu na období od roku 2016 do roku 2020, a byly zkoumány rozdíly, jak se při použití různých srážkových variant liší výsledné sněhové a odtokové charakteristiky. Pomocí korelační a regresní analýzy byla vypočtena závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu a vlhkosti vzduchu s hodnotou Spearmanova korelačního koeficientu $r_s = 0,62$ a koeficientem determinace $R^2 = 0,39$. Výsledky kalibrace HBV modelu sice vypovídají spíše o malých rozdílech mezi jednotlivými srážkovými vstupy, simulace sněhových zásob a odtoku modelu však naznačují, že nejpřesnější zimní srážky pochází ze senzorů pro měření vodní hodnoty sněhu, zatímco odvozený přepočet výšky nového sněhu na zimní srážky s reálně naměřenými hodnotami odtokových charakteristik koresponduje méně. Přesné určení zimních srážek by pomohlo ke zpřesnění modelů odtoku vody ze sněhu, stejně tak jako ke zpřesnění předpovědních modelů

Klíčová slova: hustota nového sněhu, výška nového sněhu, vodní hodnota sněhu, zimní srážky, hydrologický model

Abstract

The measurement of winter precipitation represents one of the largest uncertainties in the calculation of the hydrological balance. Manual measurement of winter precipitation is time-consuming, costly in terms of personnel and money, and is for this reason not often carried out. The measurement of winter precipitation using a heated rain gauge is in turn affected by wind and partly by the increased evaporation caused by heating. Therefore, automatic snow depth measurement is increasingly used and is becoming more affordable over time.

This paper deals with the analysis of automatically measured data from a heated rain gauge, from ultrasonic or laser sensors for snow depth measurements, and from sensors for snow water equivalent measurements in order to find the dependence of new snow density on air temperature and on air humidity. Subsequently, a multiple linear regression equation was derived to calculate the density of new snow, which, together with the new snow accretion, was used to calculate snowfall totals. In addition, alternative winter precipitation was calculated and measured by sensors to calculate the snow water value as well as reference winter precipitation measured by a rain gauge from a manned station. The accuracy of these three precipitation alternatives was assessed using the results of the HBV hydrological model calibration. Following this, the model was simulated for the period from 2016 to 2020, and the differences in how the resulting snow and runoff characteristics would vary when using the different precipitation options were investigated. Using correlation and regression analysis, the dependence of new snow density on air temperature and humidity was calculated with a Spearman correlation coefficient of $r_s = 0.62$ and a coefficient of determination of $R^2 = 0.39$. While the HBV model calibration results show rather small differences between the precipitation inputs, the simulations of the snowpack and runoff model suggest that the most accurate winter precipitation comes from the snow water sensors, while the derived conversion of the depth of new snow to winter precipitation is less consistent with the actual measured runoff characteristics. Accurate determination of winter precipitation would help to refine the snow water runoff model as well as to refine the forecast models.

Keywords: new snow density, new snow depth, snow water content, winter precipitation, hydrological model

Obsah

1) Úvod	8
2) Současný stav poznatků o měření zimních srážek	10
2.1) Měření zimních srážek	10
2.1.1. Měření výšky sněhu a její použití ke stanovení srážkových úhrnů	11
2.1.2 Použití dat výšky nového sněhu ke stanovení srážkových úhrnů	14
2.2) Přímé stanovení SWE	15
2.2.1 Manuální měření SWE	15
2.2.2 Automatické metody stanovení SWE	17
3) Materiál a metody	27
3.1) Vymezení zájmového území	27
3.2) Použitá data	31
3.3) Zpracování a analýza dat	33
3.3.1 Odvození vztahu pro hustotu nového sněhu	33
3.3.2 Sestavení srážkových řad a jejich variant	35
3.3.3 Testování sestavených srážkových řad pomocí hydrologického modelu HBV	37
4) Výsledky	42
4.1) Zhodnocení srážkových událostí	42
4.2) Závislost hustoty nového sněhu na teplotě a vlhkosti vzduchu	43
4.3) Sestavení srážkových řad	46
4.4) Kalibrace HBV modelu	50
4.5) Změny sněhových a odtokových charakteristik pro různé varianty výpočtu zimních srážek	52
5) Diskuze	58
5.1) Možné chyby vzniklé měřením a zpracováním dat	58

5.2) Vliv Meteorologických faktorů na hustotu nového sněhu	61
5.3) Vliv různých srážkových vstupů na výsledné sněhové a odtokové charakteristiky	63
6) Závěr	65
7) Zdroje literatury	67
8) Seznam obrázků	73
9) Seznam tabulek	74
10) Seznam příloh	74

1. Úvod

Díky globální změně klimatu se setkáváme se stále extrémnějšími výkyvy počasí a rostoucí teplotou vzduchu, která má za následek zmenšující se zásoby vody uchované ve sněhové pokrývce. Voda z tající sněhové pokrývky je v mnoha oblastech světa klíčová pro efektivní plánování v zemědělství či energetice (Rasmussen a kol., 2012). Díky vzrůstající hustotě osídlení v některých horských oblastech světa zase vzrůstá potřeba kvalitní předpovědi kvůli předpovědi lavinového ohrožení, kvůli dopravě či turismu (Helfricht a kol., 2018). Proto ve společnosti stále roste potřeba spolehlivých měření výšky sněhu a jeho vodní hodnoty, stejně tak jako přesné určení srážkových úhrnů.

Měření zimních srážek je náročné, a především díky povětrnostním vlivům jsou s nimi spojeny velké nepřesnosti. Měření vodní hodnoty sněhu je i v dnešní době poměrně nákladné a kvalitních dat je nedostatek. Měření výšky sněhu je sice dostatek, avšak pro většinu zmíněných aplikací není příliš relevantní, neboť přímo nenesení informaci o množství obsažené vody (Winkler a Schellander, 2018). K přepočtení výšky nového sněhu na zimní srážky lze přistupovat prostřednictvím modelování hustoty nového sněhu. Společně s instalací čidel pro měření výšky sněhu dochází také k instalaci senzorů pro měření jiných meteorologických charakteristik, které lze použít pro výpočet hustoty nového sněhu, která je částečně determinována meteorologickými faktory (Helfricht a kol., 2018). Zimní srážky vypočtené z přírůstků nového sněhu a hustoty nového sněhu mohou být alternativou k zimním srážkám měřeným pomocí vyhřívaného srážkoměru nebo zimním srážkám měřeným pomocí sněhoměrného čidla. Každá z těchto variant však trpí na specifické chyby a nepřesnosti, které je dobré nadále studovat. Jednou z možností testu výsledných dat je použití výsledných srážek v hydrologickém modelu.

Cíle práce:

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Rešerše na téma měření zimních srážek (metody měření, jejich přesnost a nejistoty) a přehled aktuálně používaných postupů pro jejich zpřesnění.

2. Analýza automaticky měřených dat vyhřívaného člunkového srážkoměru, ultrazvukového čidla na měření výšky sněhu a měření vodní hodnoty sněhu (SWE) za účelem zpřesnění úhrnu zimních srážek na vybraných stanicích katedry FGG.
3. Sestavení srážko-odtokového modelu HBV (verze light) pro vybraná povodí. Model bude kalibrován 1) se vstupem srážek ze srážkoměru a 2) se vstupem korigovaných srážek z polštáře/UZ senzoru.

V práci se vycházelo z následujících výzkumných hypotéz:

1. S rostoucí teplotou a vlhkostí vzduchu bude růst také hustota nového sněhu. Teplota a vlhkost vzduchu ovlivňují tvar, velikost a strukturu sněhových krystalů v místě jejich utváření, ale také v průběhu jejich pádu k zemskému povrchu. Předpoklad také byl, že teplotní a vlhkostní podmínky v blízkosti zemského povrchu částečně souvisí s podmínkami v místě vzniku sněhových krystalů.
2. Výsledky kalibrace hydrologického modelu HBV jsou dostatečně citlivé na to, aby dokázaly kvantifikovat přesnost rozdílných srážkových vstupů.

Struktura práce

V první části práce jsou shrnuty poznatky ohledně nejpoužívanějších metod měření zimních srážek, ohledně mechanismů, které ovlivňují přesnost měření zimních srážek a také ohledně možností eliminace či korekce těchto chyb způsobených měřením. Druhá část práce je věnována analýze automaticky měřených sněhoměrných dat, stanovení závislosti hustoty nového sněhu na teplotě a vlhkosti vzduchu a následnému použití odvozeného vztahu k výpočtu zimních srážek. Třetí část práce je zaměřena na testování odvozených srážkových řad pomocí kalibrace hydrologického modelu HBV a na následné zkoumání sněhových a odtokových charakteristik simulovaných modelem.

2. Současný stav poznatků o měření zimních srážek

2.1 Měření zimních srážek

Existuje mnoho aspektů měření sněhu. Například pro vojenské účely nebo pro účely letecké dopravy jsou zapotřebí data měřena hodinově či častěji, která zahrnují informace o nadmořské výšce, typu oblačnosti a změnách v dohlednosti v různých typech a intenzitách sněžení. Pro meteorology či pozemní dopravce jsou podstatné míry akumulace sněhu a přesné časové určení sněžení, případně časoprostorové změny ve skupenství srážek. Hydrology nejvíce zajímají srážkové úhrny ve formě sněhu, rychlost jeho tání nebo znalost objemu vody ve sněhové pokrývce. Pro klimatologické účely je důležitá znalost každodenního stavu nové i staré sněhové pokrývky a její vodní hodnota. Je nespočet možností využití klimatologických dat, u kterých je důležitá časová i prostorová konzistence (Judson a Doesken, 2000). V dnešní době lze měřit vlastnosti sněhové pokrývky v různých měřítkách. Na jednu stranu jde o manuální či automatizovaná in-situ měření, které sice mohou poskytovat časově souvislá data, avšak nedokáží vystihnout prostorové rozložení jevu. Na druhou stranu použití optických a mikrovlnných senzorů při dálkovém průzkumu Země slibuje větší prostorový záběr, avšak data nejsou kontinuální a také pixely postrádají rozumné prostorové rozlišení (Koch a kol., 2018).

Na světě se běžně vyskytuje více typů zimních srážek. Typicky se za ně považují srážky ve formě sněhu, nicméně při teplotách blízkých 0 °C existuje poměrně široké spektrum hydrometeorických typů, jako je déšť, mrznoucí déšť, mrznoucí mrholení, sněhové krupky neboli graupely, ledové krupky či mokřý sníh, a to buď samostatně nebo v různých kombinacích. Tvorba těchto druhů zimních srážek zahrnuje jak procesy spojené s kapalnou fází srážek, tak procesy spojené s ledovou srážkovou fází, a jejich výsledná podoba závisí na tom, jestli k jejich utváření docházelo v průběhu mrznutí či tání (Stewart, R. E a kol, 2015). Určení množství pevných srážek je především kvůli působení větru výrazně problematictější než měření kapalných srážek (Singh a Singh, 2001), a proto bude v této práci nadále brán zřetel na měření srážek v pevném skupenství.

Na meteorologických stanicích jsou pevné srážky podobně jako srážky kapalné měřeny ihned po dopadu na zemský povrch nebo do měřicího zařízení, případně každých 24 hodin. Z hlediska stanovení srážkových úhrnů ve formě pevných srážek jsou zásadní 3 veličiny charakterizující sněhovou pokrývku. Výška sněhu, hustota nového sněhu a jeho vodní hodnota. Samotná výška sněhu není z hydrologického hlediska příliš důležitá, jelikož nenesou přímou

informaci o množství vody, které je v něm uchováno. Proto se měření výšky sněhu doplňují také měření hustoty sněhu.

Hustota sněhu (ρ_s) je jednou ze základních vlastností sněhové pokrývky, protože souvisí s mnoha jejími fyzikálními vlastnostmi. Hustota sněhu je dána zrnitostí a porozitou sněhové pokrývky, přičemž vyjadřuje vztah mezi její výškou a vodním obsahem. (Mizukami a Perica, 2009). Fyzikálně se hustota sněhu uvádí v jednotkách $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ nebo $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, avšak často se uvádí také bezrozměrně. Podrobnější poznatky ohledně hustoty sněhu a faktorů, které ji ovlivňují, byly shrnuty v mé bakalářské práci (Peňáz, 2018).

S hustotou sněhu přímo souvisí jeho vodní hodnota (dále jen SWE (snow water equivalent)), která je z hydrologického hlediska nejdůležitější charakteristikou sněhu, protože udává množství vody, které se ve sněhové pokrývce nachází (López-Moreno, 2012). SWE tedy představuje výšku vodního sloupce, který vznikne roztáním veškeré sněhové pokrývky, a to bez ztrát daných výparem. SWE se měří buď přímo nebo výpočtem z výšky sněhu H_s a hustoty sněhu ρ_s pomocí vztahu č.1:

$$SWE = H_s \cdot (\rho_s / \rho_w) \quad (1)$$

kde H_s je výška sněhové pokrývky [m], ρ_s je hustota sněhové pokrývky [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a ρ_w je hustota vody v kapalném skupenství při teplotě 0°C , tedy přibližně $1000\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (DeWalle a Rango, 2008).

2.1.1. Měření výšky sněhu a její použití ke stanovení srážkových úhrnů

V Evropských podmínkách se výška sněhu nejčastěji určuje manuálně (Pirazzini a kol., 2018). Běžně se měří buď celková výška sněhu nebo jen výška nového sněhu, který se měří každý den v 7:00, a jde o výšku sněhu napadeného během 24 hodin. Pro měření výšky nového sněhu (dále jen H_{sn}) se ve světě nejčastěji používá sněhoměrné prkénko, jehož doporučené rozměry se v závislosti na státu liší. Židek a Lipina (2003) uvádí jako minimální rozměry 30 x 30 cm. Singh a Singh (2000) doporučují, aby sněhoměrné prkénko mělo rozměry alespoň 40 x 40 cm a Strager (2013) dokonce v oficiální metodice National Weather Service udává jako minimální rozměry 24x24 palců, tedy asi 61x61 cm. Strager (2013) nadále doporučuje, aby prkénko mělo tloušťku od 3/8 do 1/2 palce a aby bylo vyrobeno z překližky či kovu, čímž by měla být zajištěná dostatečná odolnost vůči případnému odnosu větrem. Prkénko se pokládá do vrstvy starého sněhu před sněžením, a to tak, že se stlačí, aby byl povrch zarovnan s vrstvou

původní sněhové pokrývky v jedné rovině. Kolmo k prkénku je upevněno pravítko s počátkem stupnice na jeho povrchu. Měření by mělo probíhat na větrem a vegetací nerušeném místě. Singh a Singh (2000) považují metodu stanovení H_{sn} pomocí sněhoměrného prkénka za pohádkově přesné, avšak nevýhodou je, že měření není kontinuální, je časově náročnější a je k němu zapotřebí lidská práce.

Výška celkové sněhové pokrývky (dále jen H_s) se stanovuje ve stejný čas jako H_{sn} , tedy v 7 hodin a taktéž by měření mělo být prováděno v místě s co nejmenším vlivem větru. Stanovení H_s se provádí pomocí sněhoměrné latě, která má počátek stupnice na zemském povrchu. Standardně se využívají sněhoměrné tyče o délce 1 m, avšak v horských oblastech se běžně používají 2m nebo 3m tyče (Žídek a Lipina, 2003). Pro co nejpřesnější stanovení H_s se provádí více měření v nejbližším okolí odběrného místa, a výsledná hodnota se nakonec určí jako aritmetický průměr ze všech hodnot. Důvodem je velká prostorová variabilita H_s převážně zapříčiněna vlivem větru (Strager, 2013).

Automatická měření H_s jsou stále rozšířenější, jelikož se stávají cenově dosažitelnější, než tomu bylo v jejich počátcích. Automatické senzory, které byly vyvinuty v 70. letech minulého století poskytují narozdíl od manuálních měření kontinuální data (Goodison, 1984), a lze je tedy využít jak k měření H_s tak k měření H_{sn} pomocí sledování rozdílu stavu sněhové pokrývky za daný časový interval. Z hlediska ceny se jedná o levnější řešení, než jsou manuální měření, jelikož není potřeba platit lidskou práci. Senzory lze tedy instalovat i do odlehlých lokalit, kam je v zimě obtížný přístup (Varhola a kol., 2010). Z automatických senzorů se k měření H_s nejčastěji používají dva typy:

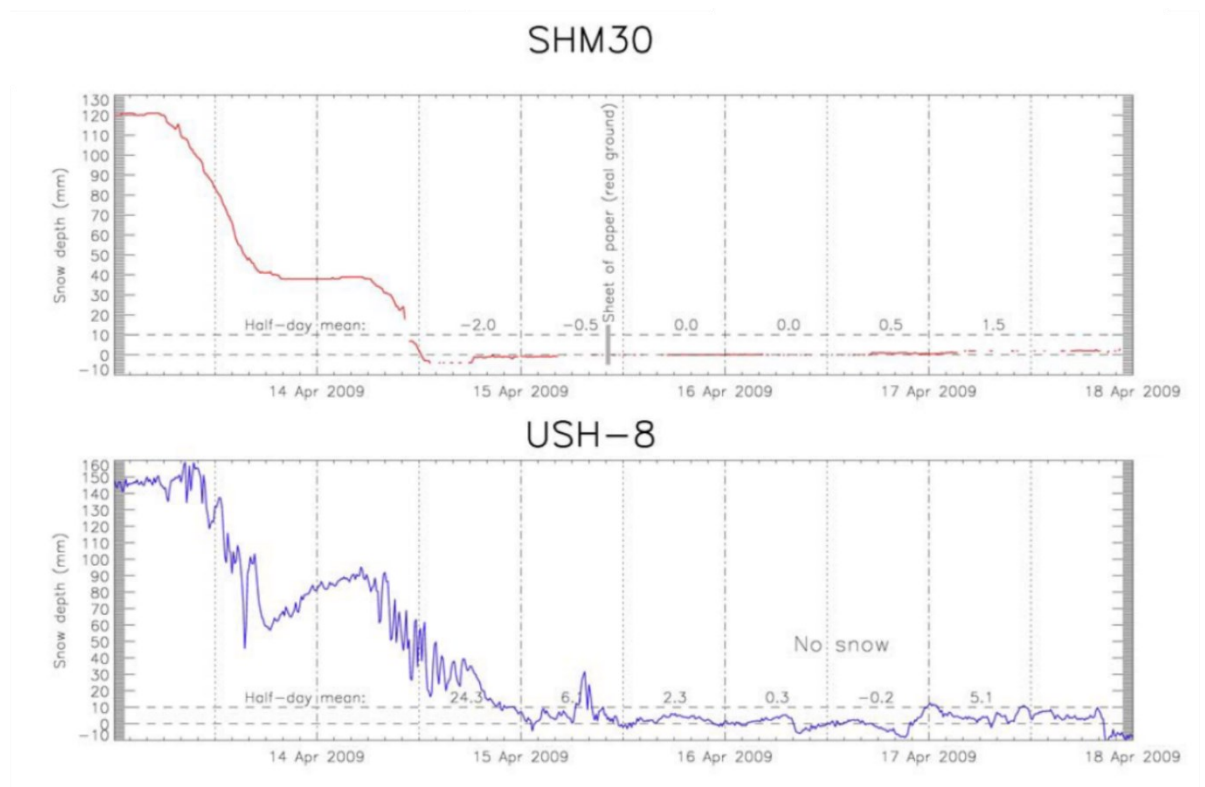
1) Ultrazvukový senzor

Vysílá ultrazvukový signál (50 kHz) ke sněhové pokrývce a měří čas jeho návratu zpět k senzoru. Ultrazvukový impuls má tvar kužele vysílající směrem k zemskému povrchu. Je tak nezbytné zajistit, aby tento průmět nebyl narušen žádnými vlivy, jako jsou například větve stromů, kabely či dráty. Čas návratu zvukového impulsu zpět k převodníku je upraven pro rychlost zvuku ve vzduchu o dané teplotě, která je senzorem změřena. Čas je tak upraven pro danou vzdálenost prostřednictvím interních algoritmů (Ryan a kol., 2008).

2) Laserový senzor (někdy také optický senzor)

Laserové senzory, které se začínají více používat až v posledních 2 dekadách, fungují na principu optické triangulace. Zatímco ultrazvuková čidla jsou schopna měřit výšku sněhu s přesností na centimetry, laserové senzory měří s přesností na milimetry.

Mair a Baumgartner (2010) prováděli srovnání přesnosti 5 ultrazvukových sněhoměrných čidel a jednoho laserového čidla. Dle jejich výsledků jsou data z laserového čidla mnohem méně rozkolísaná oproti ultrazvukovému senzoru (Obrázek 1). Výrazně lepší chování pak vykazovalo laserové čidlo u nízké sněhové pokrývky, která v blízké době roztaje. Podle autorů stojí za tímto rozdílem velikost plochy kontaktu vyslaného signálu se sněhovou pokrývkou. Zatímco u laserového čidla jde prakticky o bod, u ultrazvukového senzoru jde o kruh. Za další výhodu laserového čidla považují autoři nezávislost kvality dat na povětrnostních vlivech, zejména potom na silných mrazech.



Obrázek 1: Výstup dat z laserového senzoru Jenoptik SHM30 pro měření H_s (nahore) a z ultrazvukového senzoru Sommer USH-8 (dole). Na svislé ose je znázorněna výška sněhu [mm] a na podélné ose je znázorněn čas. Záznam dat pochází ze závěru zimní sezóny a jde o deseti minutové průměry. Data z ultrazvukového senzoru se vyznačují oproti datům z laserového čidla významnou rozkolísaností a také neschopností měřit nulovou sněhovou pokrývkou. Zdroj: Mair a Baumgartner (2010)

2.1.2 Použití dat výšky nového sněhu ke stanovení srážkových úhrnů

K převodu H_{sn} na kapalné srážky se přistupuje prostřednictvím přepočtu na SWE, k čemuž je zapotřebí odhadnout hustotu nového sněhu pomocí vztahu č.1 (viz úvod kapitoly 2.1). V dnešní době, kdy se do terénu instaluje čím dál větší množství automatických meteorologických stanic včetně senzorů pro měření H_s se stává perspektivním využití fyzikálně založených modelů sněhové pokrývky, které využívají jako vstup meteorologická data k výpočtu hustoty nového sněhu (dále jen ρ_{sn}) pomocí různých parametrizací (Helfricht a kol, 2018). Modelování ρ_{sn} na základě meteorologických parametrů se věnovalo více studií, jejichž přehled je shrnut v mé bakalářské práci (Peňáz, 2018). Jedná se o empirické vztahy, jejichž odvození je většinou založeno na manuálním měření H_{sn} v denním kroku.

Proto lze do jisté míry za průkopnickou považovat studii Helfrichta a kol. (2018), která se zabývala porovnáním některých výše uvedených parametrizací, a jako referenční data využívali automaticky měřená data H_{sn} a ρ_{sn} v hodinovém kroku ze 4 rakouských stanic. Takto vypočtené hodnoty SWE následně srovnávali s hodnotami SWE získanými z parametrizací jiných autorů. Z důvodu použití dat v sub-denním kroku zahrnuli do výpočtu také formuli pro vypořádání se s kompakcí sněhové pokrývky v průběhu sněžení, k čemuž bylo využito principů popsaných Andersonem (1976). Využití vztahy však byly zjednodušeny na pouze 2 vrstvy sněhové pokrývky, a to tu novou a původní. Sesedání vrstvy nového sněhu je vyjádřeno pomocí vztahů č.2 a 3:

$$S_{HN} = -0,000002777 \cdot e^{(0,04 \cdot T)} \{ \rho_{HN} \leq 0,15 \} \quad (2)$$

$$S_{HN} = S_{HN} \cdot e^{(0,046 \cdot T \cdot (\rho_{HN} - 150))} \{ \rho_{HN} > 0,15 \} \quad (3)$$

Kde T je teplota vzduchu a HN značí původní vrstvu sněhové pokrývky. Autoři přitom zdůrazňují, že použitá metoda nebere v potaz kompakci vlivem pokračujícího nově napadaného sněhu, ale pouze sesedání celé nové sněhové vrstvy. Sesedání vrstvy starého sněhu, které je způsobeno tíhou sněhové pokrývky pak vypočetli podle vztahu č.4:

$$S_{wHS} = -248,976 \cdot \frac{HN}{3600000} \cdot e^{-0,8 \cdot T} \cdot e^{-0,021 \cdot \rho_{HS}} \quad (4)$$

Kde S_{wHS} je hmotnost sněhové pokrývky ρ_{HS} je hustota staré sněhové pokrývky. Helfricht a kol. (2018) nakonec dospěli k závěru, že průměrná ρ_{sn} vypočtena z automaticky měřených dat je $68 \pm 9 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, tedy výrazně nižší, než ρ_{sn} vypočtena pomocí většiny ze zmíněných parametrizací a také nižší, než je běžně používaná konstanta $\rho_{sn} = 0,1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

2.2 Přímé stanovení SWE

2.2.1 Manuální měření SWE

Manuální měření SWE zabere zhruba 20· více času a úsilí než manuální stanovení měření H_s (Sturm a kol, 2010). Z tohoto důvodu je dat o hodnotách SWE výrazně méně než dat o H_s . K manuálnímu měření SWE se v Evropě nejčastěji používá odběrný válec o kalibrovaném průměru (Pirazzini a kol, 2019), přestože způsobů, jak manuálně měřit SWE je více. Měření pomocí sněhoměrného válce se provádí tak, že se odběre sněhové jádro, tedy sněhový profil, který se upěchuje uvnitř odběrného válce. Následně se celý odběrný válec včetně sněhového jádra zváží a z celkové hmotnosti se odečte hmotnost samotného odběrného válce. Po extrakci sněhového jádra se nejdříve vypočte jeho objem pomocí vztahu č.5:

$$V = \frac{V_k \cdot H_s}{100}, \quad (5)$$

Kde V je objem odebraného vzorku sněhu, V_k je kalibrační objem válce uvedený na stěně válce [l], H_s je výška sněhové pokrývky v místě zanoření odběrného válce [cm], hodnota ve jmenovateli udává výšku odběrného válce [cm].

V dalším kroku se vypočítá hustota sněhu pomocí vztahu č.6:

$$\rho_s = \frac{m}{v} \cdot 10^3, \quad (6)$$

Kde ρ_s je hustota sněhové pokrývky [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], m = hmotnost odebraného sněhového jádra [kg] a V je objem sněhu odebraného v předchozím kroku. SWE se vypočte z ρ_s pomocí vztahu č.7:

$$SWE = H_s \cdot \rho_s, \quad (7)$$

Kde H_s je výška sněhové pokrývky. Pokud je výška sněhové pokrývky větší než délka odběrného válce, je potřeba proces odběru sněhového jádra a jeho vážení na témže místě

opakovat, aby postupně došlo ke změření celého sněhového profilu. Díky prostorové variabilitě SWE je zapotřebí měření provádět ve více bodech a následně vypočítat výslednou hodnotu SWE jako aritmetický průměr. Při staničním i expedičním měření SWE by měl pozorovatel měření provádět na minimálně 3 místech. Při expedičním způsobu stanovení SWE se pak odběr sněhového jádra provádí v tzv. sněhoměrných profilech, což je zhruba 100 m dlouhá linie tvořící spojnicí bodů, ve kterých se měření provádí. Reprezentativní sněhoměrných profil by měl být vybrán s ohledem na to, aby co nejlépe charakterizoval podmínky v okolí. Jednotlivé odběry sněhu by se měly provádět pokud možno na stejné vrstevnici, avšak v různě exponovaném terénu s různým vegetačním pokryvem (Židek a Lipina, 2002; Křístek a kol. 2011). Egli a kol. (2009) dodržovali mezi jednotlivými místy odběru sněhového jádra v rámci sněhoměrného profilu minimální odstup 2 m, aby se eliminovalo případné nebezpečí ovlivnění nově zvoleného odběrného místa osobou, která odběr provádí.

V řadě studií (Johnson a kol., 2014; Egli a kol., 2009; Stähli a kol., 2004), jejichž součástí je porovnání více způsobů měření či stanovení SWE se metoda odběru pomocí odběrného válce využívá jako referenční, a je tedy brána za velmi přesnou. V minulosti však již byly provedeny výzkumy, které porovnávaly přesnost odběrných válců s referenční metodou, která spočívala v odběru vzorků prováděném ve vykopané sněhoměrné sondě a následném měření SWE po 10cm intervalech pomocí speciálního odběrného kvádrů kalibrovaného přesně na 1000 ml (Farnes a kol., 1982; Peterson and Brown, 1975). Výsledky naznačují, že měření SWE pomocí odběrného válce není bezchybné. Farnes a kol. (1982) porovnávali SWE stanovenou 22 různými typy odběrných válců, a zjistili, že odběrné válce bez ostrého zakončení nadhodnocují SWE o 9-10 %, zatímco válce zakončené ostřím nadhodnocují jen o 3-6 %. Goodison (1978) zjistil, že u nízkých sněhových pokrývek je nadhodnocení SWE mezi 1 a 3 %. Farnes a kol. (1982) uvádí, že se vzrůstajícím průměrem odběrného válce míra nadhodnocení SWE klesá. Turčan a Loijens (1975) prezentovali jednoduchý způsob, jak správně proniknout odběrným válcem skrz sněhový profil, neboť nesprávná technika může způsobit výslednou chybu v určení SWE díky nesprávně orientovanému tlaku. Mimo uvedené nejistoty s sebou nese měření pomocí odběrného válce také jiné nevýhody. První nevýhoda, která však platí obecně pro všechny manuální metody měření SWE je, že se jedná o metodu invazivní, tedy že dojde k narušení sněhové pokrývky jednak samotným odběrem a jednak lidským pohybem ve sněhu v nejbližším okolí odebíraných vzorků. V případě opakovaného manuálního měření SWE v téže lokalitě je tedy potřeba zvolit jiné stanoviště (Smith a kol., 1967). Goodison a kol. (1981) uvádí riziko přimrznutí sněhového jádra uvnitř odběrného válce,

což může nastat v případě, že je teplota odebraného sněhu výrazně vyšší, než je teplota okolního vzduchu. To může způsobit problém zejména proto, že pro další odběr je nutné sníh z válce odstranit. Dále autoři zmiňují také riziko ovlivnění vzorku kusy vegetace, které se nachází pod povrchovou vrstvou sněhu. Powell (1987) zmiňuje, že výskyt tvrdých zledovatělých vrstev ve sněhové pokrývce může způsobovat nesnáze při průniku válce skrz sněhový profil.

Druhou nejčastěji praktikovanou metodou pro stanovení SWE je měření pomocí sněhoměrné nádoby s kalibrovaným průměrem. Válcová nádoba se umístí na povrch sněhové pokrývky a jejím stlačením dojde k průniku napříč sněhovým profilem, podobně jako v případě odběru vzorku pro gravimetrickou metodu. Místo přechování obsahu pístem a jeho vážení se pod spodní hranu nádoby strčí lopata, kus překližky či kovové destičky, aby bylo možno sněhový profil odebrat. Odběrná nádoba se potom otočí dnem vzhůru a vloží se do ní ještě případně zbytky sněhu, které zůstaly po odběru u země a nepodařilo se je odebrat. Následně se sníh v nádobě nechá roztát teplem. Nádobu je tedy vhodné umístit do místnosti, kde však není příliš vysoká teplota, aby nedocházelo k nadměrnému výparu. Objem roztopené vody se určí pomocí odměrného válce s přesností na milimetry (Žídek a Lipina, 2003). Hlavní nevýhodou uvedené metody je, že je prakticky neproveditelná při expedičním měření, jelikož je vázána na zdroj tepla. Jde tedy především o metodu využívanou pozorovateli při staničním měření (Křístek a kol., 2011).

Obě výše popsané metody manuálního měření SWE se využívají k manuálnímu stanovení ρ_{sn} , respektive SWE nového sněhu neboli zimních srážek. Odběr se provádí ze sněhoměrného prkénka, které leží na vrstvě původního sněhu (Judson a Doesken, 2000; Alcott a Steenburgh, 2009). Manuální měření ρ_{sn} se provádí v denním intervalu nebo bezprostředně po skončení sněhové události. Operativně se však zimní srážky tímto způsobem často nestanovují, většinou jde pouze o výzkumné účely, kdy manuálně měřená ρ_{sn} slouží pouze jako referenční hodnota pro jiné metody stanovení zimních srážek.

2.2.2 Automatické metody stanovení SWE

Automatické metody měření SWE nejsou na rozdíl od manuálních měření invazivní, což znamená, že neporušují sněhovou pokrývku, takže lze měření v daném místě provádět opakovaně. Díky tomu lze získat prakticky kontinuální data průběhu SWE, která ovšem mohou

být měřená jen v jednom bodě, a jedná se tedy o senzory stacionární, jelikož jsou zabudované v zemi a nelze je jednoduše přenášet (Kinar a Pomeroy, 2015).

Gravimetrické metody

K automatickému měření SWE se nejčastěji využívají senzory fungující na principu gravimetrie. Nejběžnějším typem je sněhoměrný polštář (Kinar a Pomeroy, 2015). Sněhoměrný polštář je vyrobený z hypalonu, butylkaučuku nebo nerezových plátů, obvykle mívá kruhový, čtvercový či oktagonální tvar, je zapuštěný v zemi a výplň tvoří nemrznoucí kapalina. Hmotnost sněhové pokrývky ležící na snímači je přenášena pomocí tlaku kapaliny na manometr. SWE se vypočte pomocí vztahu č.8:

$$SWE = \frac{m_s}{A_s}, \quad (8)$$

kde m_s je hmotnost sněhové pokrývky a A_s je plocha polštáře.

Velikost polštáře by měla být dimenzována podle maximální hodnoty SWE, která je v dané lokalitě dosahována. V lokalitách s vysokými hodnotami SWE jsou přesnější větší polštáře, kdežto v lokalitách s nízkými hodnotami SWE postačí menší polštáře (Beaumont, 1965; Singh a Singh, 2000). Zatímco Farnes a Rompel (1969) doporučují, aby sněhoměrný polštář měl alespoň 7 m², Barton (1974, Citováno v Singh a Singh (2000)), uvádí, že pro lokality, kde maximální sezónní hodnota SWE nepřesahuje 750 mm jsou dostačující polštáře o ploše 3,7 m². Lokality, kde maximální hodnota SWE přesahuje 1900 mm naopak vyžadují instalaci polštáře, jehož plocha bude větší než 11,2 m². Podle Beaumonta (1965) je polštář o ploše 10,5 m² vyhovující pro většinu lokalit, avšak malé polštáře budou v podmínkách s velkou sněhovou pokrývkou registrovat větší hodnotu SWE, než ve skutečnosti je. U malých polštářů trvá delší dobu, než zareagují na větší příděl nové sněhové pokrývky, než je tomu v případě velkého polštáře. Tarble (1968, Citováno v Singh a Singh (2000)) zkoumal, jak rychle zareaguje polštář o ploše 10,5 a 1,76 m² na novou sněhovou pokrývkou tím, že začne registrovat finální hodnotu SWE. Zjistil, že za zkoumaných podmínek je tato doba u většího polštáře cca. 5 hodin, kdežto u menšího až 10 dní, což může při určitých typech aplikací vést k chybám.

Instalace a využívání klasických sněhoměrných polštářů s sebou nese mnoho rizik a nevýhod. Předem musí být perfektně promyšleno konkrétní místo, na kterém se bude instalace provádět, jelikož jde o permanentní řešení a po zhotovení již není možno se zařízením

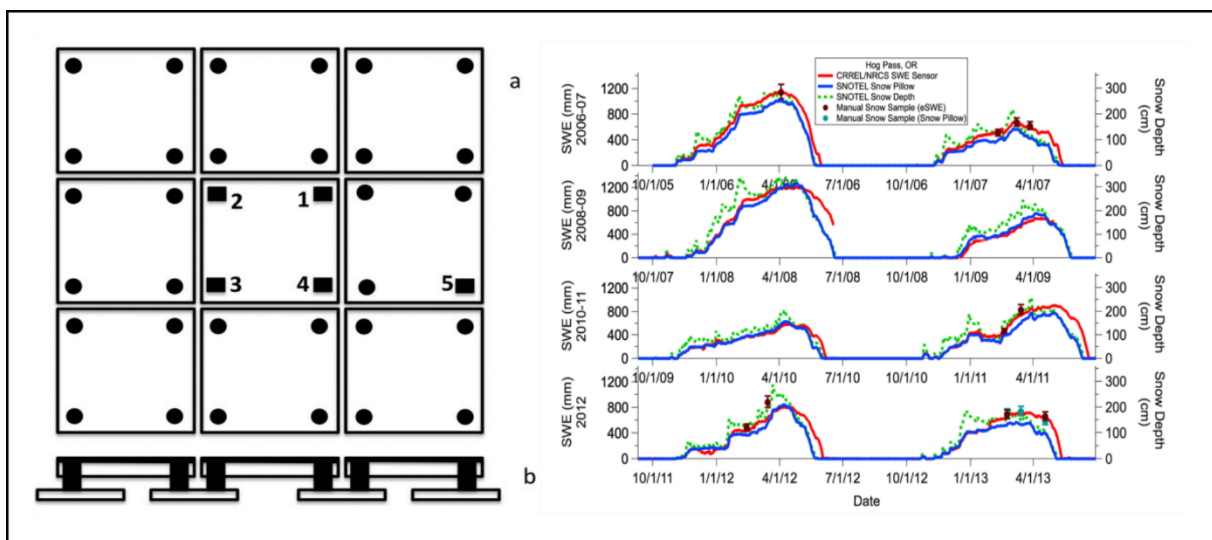
pohybovat. Mimo to jsou kladeny poměrně vysoké nároky na logistiku, jelikož je nezbytné, vzhledem k velikosti zařízení, instalaci provádět pouze v místech, kam se lze dostat automobilem. Taktéž by se mělo jednat o velmi rovnou plochu s minimálním či nulovým sklonem. (Farnes (1967, Citováno v Kinar a Pomeroy (2015)). Ord (1968, Citováno v Kinar a Pomeroy (2015)) zmiňuje riziko poškození materiálu polštáře, přičemž Cox a kol. (1978, Citováno v Kinar a Pomeroy (2015)) dodávají, že poškození polštáře může být způsobeno například divou zvěří. Díky poškození se mohou v polštáři vytvořit vzduchové bubliny, jejichž přenos způsobí chybu ve výstupních datech. Poškození polštáře může rovněž vést k úniku nemrznoucí kapaliny, která může být pro zvířata jedovatá, a proto se McGurk (1992, Citováno v Kinar a Pomeroy (2015)) pokoušel přijít na jiné složení nemrznoucí směsi, které by bylo pro zvěř méně toxické. Mechanismus, který je významným zdrojem chyb při používání sněhoměrných polštářů popsal Johnson a Schaefer (2002). Připisují ho rozdílným panujícím tepelným podmínkám v půdě, sněhové pokrývce a sněhoměrném polštáři. Sněhoměrný polštář mění teplotní podmínky na bázi sněhové pokrývky tím, že nepropustí srážky do půdy, čímž vzniká rozdíl v tepelné vodivosti suché půdy pod polštářem a nasycené půdy v okolí polštáře. Kromě toho také nemrznoucí kapalina v polštáři disponuje větší tepelnou kapacitou, než je tomu v případě okolního půdního pokryvu, a tím ovlivňuje tání sněhové pokrývky na polštáři v brzkých jarních měsících. Na základě popsaného mechanismu se ve sněhové pokrývce vytvoří ledové vrstvy, které spojí sněhovou pokrývku na polštáři i v okolí, a tím omezí schopnost polštáře reagovat na nové sněhové přírůstky a naopak na odtávání. Velikost takové chyby závisí na více faktorech, z nichž nejvýznamnější jsou průměr sněhoměrného polštáře a také intenzita tepelných toků u výše popsaného procesu. Autoři přitom dodávají, že největší chyba je vykazována na přelomu zimy a jara, kdy sněhová pokrývka přechází do stavu izotermie. V takových případech bylo zjištěno až 270% podhodnocení oproti skutečné hodnotě SWE, která byla změřena manuální gravimetrickou metodou. K částečnému omezení efektu přemostění lze přispět několika způsoby. Prvním způsobem je instalace sněhoměrného polštáře o největším možném průměru. Druhým způsobem je natažení pro vodu nepropustné fólie v několikametrové zóně okolo polštáře, aby došlo k vyschnutí půdy v jeho větším okolí, čímž by se teplotní rozhraní ve sněhové pokrývce posunulo dál od SWE čidla. (Johnson a Schaefer, 2002). Julander (2007, Citováno v Kinar a Pomeroy, 2015) zkoumal, jak materiál, ze kterého je polštář vyrobený souvisí s množstvím naměřenou hodnotou SWE. Tmavé hypalonové polštáře podle něj mají větší tendenci akumulovat teplo ze slunečního záření skrz sněhovou pokrývku, než je tomu u stříbrných čidel z nerezové oceli. O zahřívání polštářů slunečním

zářením se však ví již delší dobu. Například Beaumont (1965) uvedl, že se polštáře právě kvůli minimalizaci zahřívání často natírají na bílo nebo se ně dává tenká vrstva světlého šterku.

Přesnost instalovaného polštáře lze zjistit pomocí odstranění veškeré sněhové pokrývky z jeho povrchu a následným pečlivým zvážením (Davis, 1973 (Citováno v Kinar a Pomeroy, 2015). Smith a Boyne (1981, Citováno v Kinar a Pomeroy, 2015) nainstalovali polštář v laboratorních podmínkách a zjistili, že tlak kapaliny v polštáři neroste spolu s přibývajícím zatížením senzoru lineárně. Prezentovali proto vztah nárůstu tlaku v polštáři s měnící se teplotou vzduchu v okolí, který ovšem nebyl příliš přesný.

Sněhoměrnému polštáři je podobné zařízení, které také měří hmotnost sněhové pokrývky, ovšem nikoliv pomocí tlaku kapaliny, ale pomocí tlaku vyvinutého na siloměry. Účelem bylo vytvořit tlakové SWE čidlo, které by nebylo tolik zatíženo mechanismy způsobující chyby v měření, jako je tomu u sněhoměrných polštářů. Vývojem a testováním takových typů senzorů se zabývali především Johnson a kol. (2007 a 2014) ve spolupráci s americkou NRCS (Natural Resources Conservation Service), přičemž takový typ senzoru nazývají „e-SWE“ senzor. V dnešní době se lze setkat také s názvem „Snow scales“, což je název produktu typu e-SWE senzoru od firmy Sommer Messtechnik. E-SWE senzor je čtverec či obdélník o rozměrech přibližně 3x3 m (dnes nabízené sněhoměrné váhy společnosti Sommer Messtechnik mají rozměr 2,8x2,4 m), který se skládá ze 7 nebo z 9 samostatných plochých nerezových či hliníkových panelů, které jsou rovněž čtvercového nebo obdélníkového tvaru. Pouze prostřední panel funguje jako tlakový senzor pro měření SWE. Ostatní panely slouží především pro oddálení hrany mezi e-SWE čidlem a okolním terénem od centrálního panelu, jelikož na těchto rozhraních tlakových senzorů dochází k tvorbě napětí mezi jednotlivými vrstvami sněhové pokrývky, které bývá významným zdrojem chyb ve výstupních datech. Povrch všech panelů je perforovaný, aby měla voda z tající sněhové pokrývky možnost odtékat pod senzor do půdy, a tím ji saturovat, čímž je efekt přemostění rovněž eliminován. Johnson a kol. (2007 a 2014) při vývoji testovali, kolika siloměry a v jaké konfiguraci je nejlepší e-SWE senzor osadit. Jako vyhovující se ukázalo použití celkově 5 siloměrů, kdy 4 jsou umístěny pod každým rohem čtvercového prostředního panelu. Pátý siloměr je umístěn v jednom z vnějších rohů některého z prostředních panelů (Obrázek 2 (vlevo)), a jeho úkolem je indikovat zmíněné napětí, které vzniká ve sněhové pokrývce na rozhraní SWE senzoru a okolí. K omezení efektu přemostění přispívá také fakt, že senzor je od země tepelně odizolován, tím že každý jednotlivý panel je oproti podstavě vyvýšen na nožičkách. Oproti klasickému sněhoměrnému polštáři nabízí e-SWE senzor možnost instalace ve svahu o sklonu až 5°, a tím jsou na výběr stanoviště

kladeny výrazně menší nároky. Johnson a kol. (2014) provedli studii, ve které srovnávali přesnost 9 e-SWE senzorů s klasickým sněhoměrným polštářem a s manuální gravimetrickou metodou stanovení SWE. Výzkum byl zaměřen na chování e-SWE senzorů v podmínkách 5 klimatických zón napříč U.S.A, a tedy i rozdílnými sněhovými podmínkami. Jejich výsledky naznačují, že e-SWE senzor ve srovnání s polštářem fungoval dobře ve všech klimatických zónách, s výjimkou mělké sněhové pokrývky v humidním kontinentálním klimatu státu New York, kde během zimy 2008/09 došlo k přenosu napětí sněhové pokrývky až na centrální sněhoměrný panel (Obrázek 2 (vpravo)).



Obrázek 2: Vlevo: Konfigurace e-SWE senzoru podle Johnsona a kol. (2014) při pohledu ze shora (a) a z boku (b). Ve schématu jsou pro zjednodušení zakresleny všechny panely jako čtverce, přestože ve skutečnosti mají některé z nich obdélníkový tvar. Číslicemi jsou znázorněny jednotlivé siloměry. Vpravo: Průběh SWE stanoveného pomocí e-SWE senzoru (červené linie), sněhoměrného polštáře (modrá linie) a manuálních odběrů sněhového jádra ze stanice Hogg Pass v Oregonu (Zdroj: Johnson a kol., 2014).

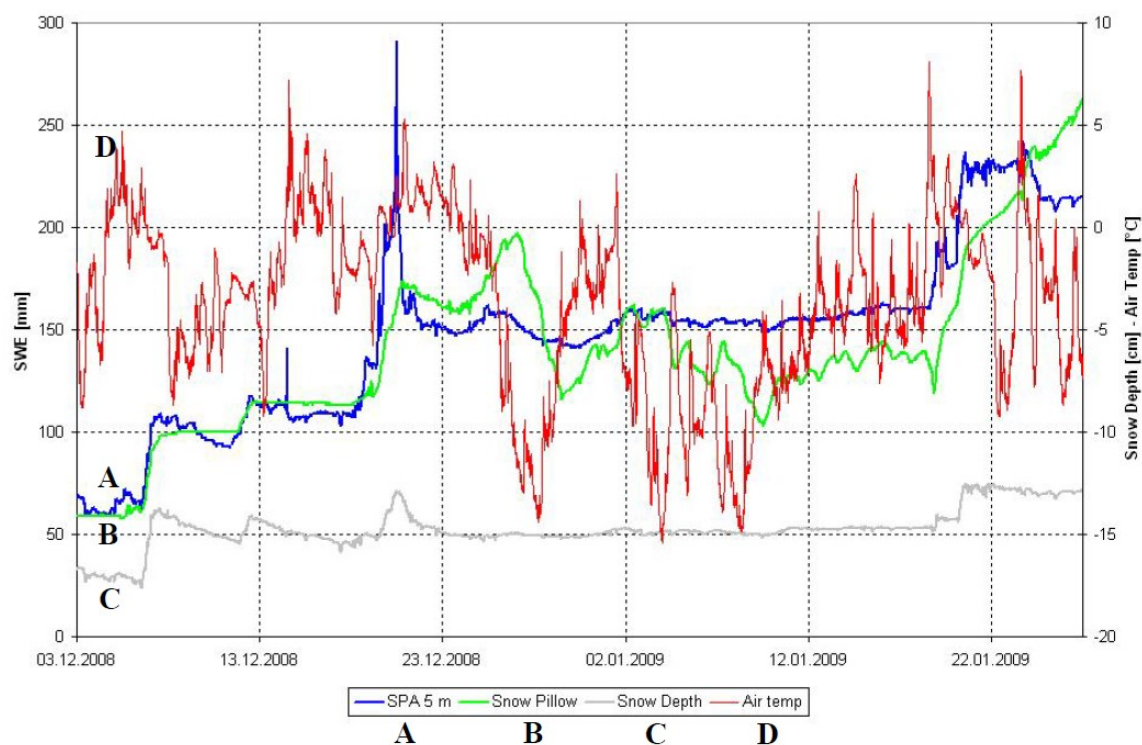
Metody využívající elektrické vlastnosti sněhu

Z automatických metod měření SWE se kromě gravimetrických metod využívají také senzory měřící elektrické vlastnosti sněhu. Přestože senzorů využívajících těchto principů je vícero, v Evropě se stabilně využívá pouze zařízení SNOWPOWER, které se dostalo do produkční výroby pod názvem Snowpack analyzer (SPA) vyráběném rakouskou společností Sommer Messtechnik. Dalšími typy senzorů pro měření SWE na principu měření relativní permitivity

jsou například sněhová (finská) vidlice nebo Denoth meter, avšak v Evropských podmínkách není tato technologie využívána (Pirazzini a kol., 2018; Kinar a Pomeroy, 2015). Systém SNOWPOWER měří SWE, ρ_s , H_s a obsah kapalně vody a ledu ve sněhové pokrývce. Zatímco měření H_s je zajištěno pomocí ultrazvukového čidla, ostatní charakteristiky sněhové pokrývky jsou snímány senzory, které měří relativní permitivitu sněhu v různých frekvencích, jednak v pásmu kilohertz s využitím nízkofrekvenčního analyzátoru elektrické impedance a jednak v pásmu megahertz s využitím TDR (Time domain reflectometry) analyzátoru. Použití více frekvenčních pásem umožňuje stanovení obsahu vody v kapalném i pevném skupenství, jelikož relativní permitivita ledu je v pásmu kilohertz značně variabilní. Sensor se skládá ze třech vodičů zaizolovaných v plochém PVC kabelu o délce 4,8, respektive 6,7 m (Heggli, 2013). Každý sensor vysílá elektrický impuls do sněhové pokrývky a snímá hodnotu relativní permitivity po návratu odraženého impulsu zpět k senzoru, na základě čehož je měřen podíl kapalně vody a ledu ve sněhu (Heggli, 2013). Zařízení umožňuje vzájemné nastavení až 4 senzorů v různých konfiguracích, což dovoluje měření vlastností sněhové pokrývky v jednotlivých partiích sněhového profilu. Šikmá konfigurace se využívá k měření vertikálních vlastností sněhové pokrývky, a jde o nejběžnější nastavení systému SNOWPOWER. Horizontální nastavení, kdy je několik kabelů umístěno vertikálně nad sebou a zároveň vedou paralelně je možno využít k měření relativní permitivity sněhu v jednotlivých vertikálních úrovních sněhové pokrývky (Stähli a kol., 2004).

Systém SNOWPOWER má relativně malou spotřebu elektrické energie, a proto může být napájen pomocí fotovoltaického článku. Jde tedy o zařízení, které je vhodné k instalaci a kontinuálnímu měření sněhové pokrývky v odlehlých lokalitách. Systém však trpí na specifické chyby v měření částečně způsobené povětrnostními vlivy, díky kterým je vhodná občasná intervence obsluhy stanice. Vlivem větru dochází ke kmitání šikmo umístěného senzoru, a tím k vytvoření vzduchové kapsy v jeho blízkosti, což má za následek chybné vyhodnocení údajů o stavu sněhové pokrývky. Stähli a kol. (2004) testovali SNOWPOWER v době jeho vývoje, s tím, že přišli s řadou podnětů ke správné instalaci a využívání zařízení, minimalizaci chyb při měření a také k přepracování některých technických řešení na zařízení. Autoři se věnují problému utváření vzduchové mezery v okolí senzoru a definovali hlavní faktory ovlivňující její vznik. Největší roli zde hraje rychlost, směr a doba trvání větru, který ovlivňuje jednak velikost a jednak tvar a symetričnost vzduchové mezery. Klíčovou roli autoři přisuzují také sklonu šikmého senzoru. Zvýšením sklonu z 30° na 45° se jim podařilo eliminovat zadržování sněhu, který měl při následném tání tendenci stékat po senzoru dolů, a vytvářet tak vzduchovou

mezeru. Mimo to se zvětšením úhlu sklonu šikmého senzoru eliminuje jeho ohýbání ve sněhové pokrývce. Na větrných stanovištích je zapotřebí senzor instalovat orientovaný tak, aby respektoval směr převládajícího větru, neboť i směr instalace šikmého senzoru má vliv na velikost a tvar vzduchové mezery. Velikost vzduchové mezery byla autory pravidelně pozorována a v případě nutnosti byl její vliv na data minimalizován pomocí korektury představené Brandelíkem a kol. (1998). Byly však objeveny i případy, kdy došlo k opětovnému zacelení vzduchové mezery sněhem, poté co se změnil směr větru. Ve srovnání s manuálně měřenými referenčními daty vykazuje zařízení dobrou shodu, pokud jde o naměřenou hodnotu SWE (Stähli a kol, 2004). Podobný závěr uvádí také Schattan a kol. (2017), kteří porovnávali shodu naměřené ρ_s s manuálními měřeními v 17 rozdílných datumech během zimy 2015, a dospěli ke koeficientu determinace $R^2 = 0,79$. Kromě tendence tvorby vzduchové mezery má zařízení SNOWPOWER i jiné neduhy týkající se přesnosti měření. Heggli (2013) uvádí, že při sněžení za kladných teplot má sníh občas tendenci lepit se na šikmo nastavený senzor v úrovni nad sněhovou pokrývkou, což má za následek dočasný, extrémně rychlý a masivní nárůst registrovaných hodnot SWE. Heggli nicméně tvrdí, že takové situace nastávají především na začátku zimy a při pohledu na data jsou snadno identifikovatelné, jelikož do 48 hodin sníh a led ze senzoru opadá a měřené hodnoty opět klesnou. Po vizualizaci dat tak vzniká významný konkávní tvar linie (obrázek 3).



Obrázek 3: Průběh počátku zimní sezóny 2008/2009 v německém Hindelangu z pohledu SWE, H_s a teploty vzduchu. Modrá linie znázorňuje chod SWE měřeného pomocí šikmo instalovaného senzoru na zařízení SPA. Přibližně kolem 19.12. nastala sněhová událost, při které sněžil lepkavý mokrý sníh, který ulpíval na senzoru. Patrný je velmi rychlý nárůst a také pokles hodnoty SWE. Zdroj: Heggli (2013).

Radar

V menší míře se k měření SWE využívá také radar neboli GPR (Ground Penetrating Radar). Měření SWE pomocí GPR funguje na principu vysílání elektromagnetického záření o vlnové délce od desítek megahertz po desítky gigahertz, které se následně odráží od zemského povrchu a putují zpět k zařízení. Zaznamenává se čas, amplituda a frekvence přijímaných vln, které jsou velmi závislé na ρ_s a na obsahu kapalné vody. Velikou předností GPR je možnost měření ze sněžného skútru či z letadla, což jej předurčuje pro měření SWE rozsáhlých území. Takové použití však poskytuje pouze informaci o srážkách za delší časové období. Radar ovšem lze i instalovat do dané lokality jakožto stacionární měřicí zařízení, kde je možné jej využívat k měření vlastností sněhové pokrývky v čase, které následně umožňuje stanovení srážkového úhrnu. S použitím radaru se pojí i některá úskalí, jako je třeba časová i personální náročnost na pořízení, zpracování a analýzu dat. Potíže při měření mohou vznikat při větším obsahu kapalné vody ve sněhové pokrývce nebo pokud je zemský povrch pod sněhovou pokrývkou hodně kamenitý či jinak členitý (Andersen a kol., 1987; Killingtveit a Sand, 1988). Granlund a kol. (2007, citováno v: Kinar a Pomeroy, 2015) zjistil, že SWE může být nadhodnoceno o 20 %, pokud obsah kapalné vody ve sněhové pokrývce dosáhne 5 %. Proto je měření SWE pomocí radaru nejefektivnější při suchém a prachovém sněhu v chladných podmínkách. Lundberg a kol. (2010) rozlišuje více druhů GPR, avšak za nejvhodnější a nejpřesnější považuje radary typu „frequency-modulated continuous wave“ (FMCW) a „step-frequency continuous wave“ (SFCW), které vysílají signál v postupně rostoucích frekvencích. Horizontální rozlišení FMCW a SFCW radarů je zhruba 1-3 cm, zatímco například impulsní radary mají rozlišení okolo 6-8 cm, a proto je autoři považují za nejvhodnější typy GPR k stacionární instalaci, a tedy i měření stratigrafie sněhové pokrývky či SWE in-situ.

Metoda měření kosmického záření

Cosmic ray sensor (CRS) je zařízení, které bylo původně vyvinuto pro měření půdní vlhkosti, avšak dle nových poznatků jej lze využít i ke kontinuálnímu měření SWE. Metoda využívá vztahu mezi obsahem vodíku sněhové pokrývky a intenzitou neutronového toku

kosmického záření pod sněhovou pokrývkou na zemském povrchu. Zařízení počítá celkové množství neutronů kosmického záření, které senzor registruje za daný časový interval. Kosmické záření je generováno sluncem, a jeho množství závisí na zeměpisné šířce a je také proměnné v čase. Útlum kosmického záření je exponenciální, a odvíjí se od obsahu vodíku ve sněhové pokrývce. (Gugerli a kol., 2019; Kodama a kol., 1979). (Schattan a kol., 2017) rozlišuje zařízení fungující na výše popsaném principu na „Cosmic ray sensor probe“ (CRNP) umístěna u zemského povrchu a na „Cosmic ray neutron sensors“ (CRNS), které jsou namontovány na stožáru zhruba 10 metrů nad zemským povrchem. CRNP podle autorů mají nulovou možnost údržby v průběhu zimní sezony a také potenciálně narušují energetické toky ve sněhové pokrývce, CRNS naopak nabízí výhodu ve formě snímání plochy o rozměrech až několik hektarů. I nízká sněhová pokrývka znatelně pohlcuje kosmické záření. Například 10 mm SWE může snížit podíl dopadajícího kosmického záření až o 10 % v závislosti na půdní vlhkosti (Andreasen a kol., 2017). Právě půdní vlhkost ovlivňuje přesnost CRS, a to bez ohledu na to, zdali je instalován pod sněhovou pokrývkou nebo nad ní. Paquet and Laval (2005, Citováno v: Gugerli a kol., 2019) proto vybavili CRS štítem proti vlivu půdní vlhkosti. Schattan a kol. (2017) nicméně uvádí, že v podmínkách s hlubokou sněhovou pokrývkou bývá vliv půdní vlhkosti na přesnost měření zanedbatelný. Dalším úskalím při měření SWE bývají intenzivní dešťové srážky, které mají tendenci SWE nadhodnocovat vlivem vytvořených vodních kaluží, které vznikají, když už voda do sněhové pokrývky nestíhá či nemůže infiltrovat (Gugerli a kol., 2019).

Technologie měření vodní hodnoty sněhu pomocí snímání kosmického záření byla poprvé publikována Kodamou a kol. (1979). Většina studií o využití tohoto typu senzoru však pochází z posledních 2 dekad. Kodama a kol. (1979) u CRNP vyzdvihli jeho bezkonkurenční spolehlivost, která je dána absencí jakékoliv konstrukce, která by čněla nad sněhovou pokrývkou, což CRNP mimo jiné předurčuje pro použití v extrémních horských a arktických podmínkách. Gugerli a kol. (2019) testovali využitelnost CRNP k měření SWE v sub-denním kroku v drsných horských podmínkách na švýcarském ledovci Plaine Morte. Ve srovnání s manuálně měřenou SWE se hodnoty určené CRNP lišily o 2-13 % a denní hodnota ρ_s se lišila o 8 %. Dokonce i při extrémně vysoké hodnotě SWE přes 2000 mm byla odchylka od manuálně odebraných sněhových jader 10 %. U některých studií však dospěli autoři k závěru, že pro měření SWE zejména pomocí CRNS jsou vyšší hodnoty SWE značně limitující. Sigouin a Si (2016, Citováno v: Schattan a kol., 2017) zjistili, že pomocí CRNS nelze měřit sněhovou pokrývkou o SWE > 130 mm, jelikož dojde k nasycení signálu, takže s dalším nárůstem SWE

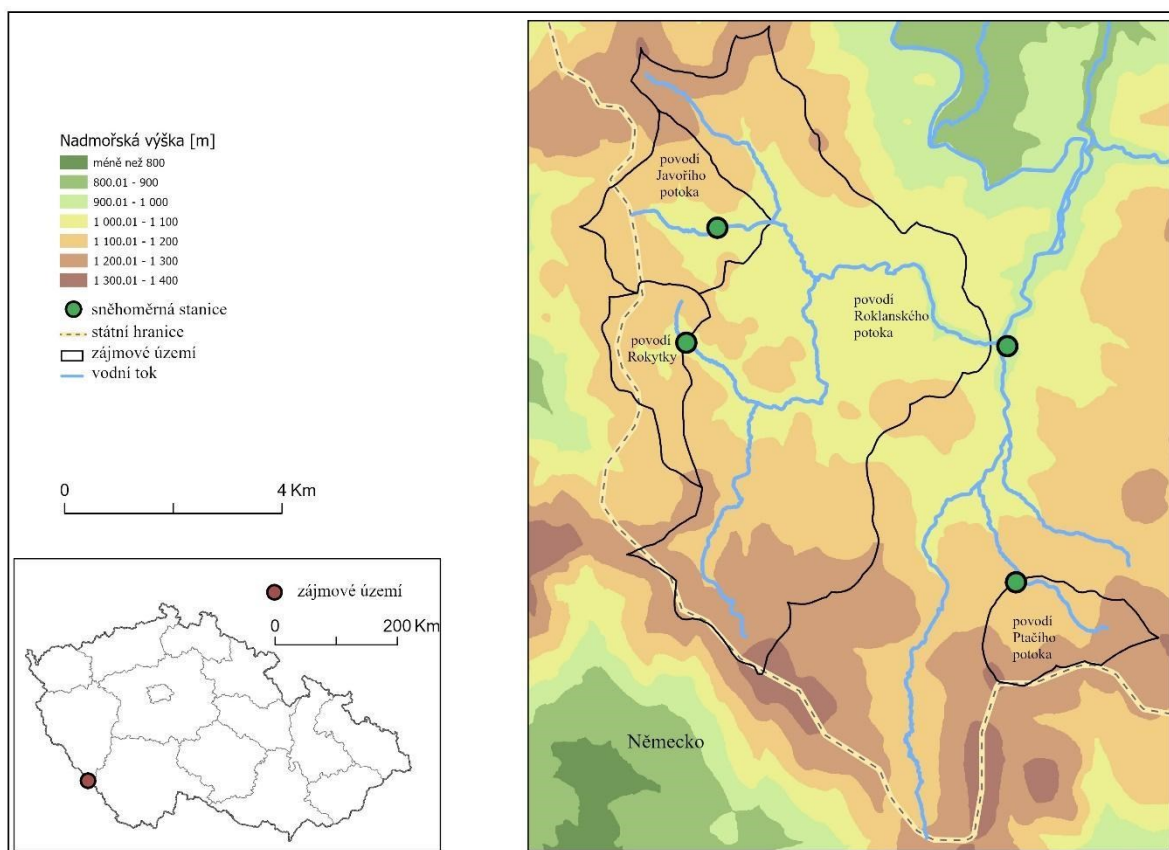
již nelze změny rozeznat. Schattan a kol. (2017) však pomocí CRNS úspěšně měřili sněhovou pokrývku o SWE až 600 mm, a ani tehdy nebyl neutronový signál zcela nasycen. Autoři ovšem připouští, že již při hodnotě SWE vyšší než 400 mm byla hodinová data značně rozkolísaná. Jedním z hlavních poznatků autorů bylo, že s rostoucí výškou i SWE sněhové pokrývky narůstá také nejistota odhadu SWE, což je způsobeno vyšší statistickou odchylkou při nižších počtech neutronů kosmického záření a také strmým sklonem funkce, která se využívá k přepočtu neutronů na SWE a H_s . Nejistotu tak lze snížit zvýšením časového kroku měření. Schattan a kol. (2017) uvádí, že u sněhové pokrývky s $SWE > 300$ mm a $H_s > 1$ m se u měření s hodinovým časovým krokem pohybovala statistická nejistota díky oběma popsáním vlivům mezi 30-40 %, zatímco zvýšením časového kroku na 12 hodin se statistická nejistota snížila na zhruba 4 %.

Nejčastěji používaným automatickým zařízením pro měření zimních srážek je v Evropě je stále vyhřívaný srážkoměr (Pirazzini a kol., 2018). Ze všech výše popsaných typů senzorů k automatickému měření zimních srážek jde o nejpřímější metodu. Do srážkoměru jsou zachytávány srážky v obou skupenstvích. Kapalně srážky se změní rovnou, pevné srážky se nejdříve roztopí teplem. Použití srážkoměru pro stanovení zimních srážek je však především díky vlivu větru zatíženo značnou chybou, jejichž příčinám, kvantifikaci i opatřením pro jejich minimalizaci jsem se podrobněji věnoval ve své bakalářské práci (Peňáz, 2018).

3. Materiál a metody

3.1 Vymezení zájmového území

Všechna 4 povodí, ze kterých pocházela data použitá v této studii, leží ve střední části Šumavy při hranici s Bavorskem, západně a jižně od obce Modrava. Největší povodí náleží Roklanskému potoku (48,5 km²), s tím, že povodí Javořího potoka a Rokytky jsou jeho dílčí subpovodí. Povodí Ptačího potoka, které se od těch ostatních nachází na jihovýchod, je zároveň experimentální povodí KFGG PřF UK (Katedry Fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy).

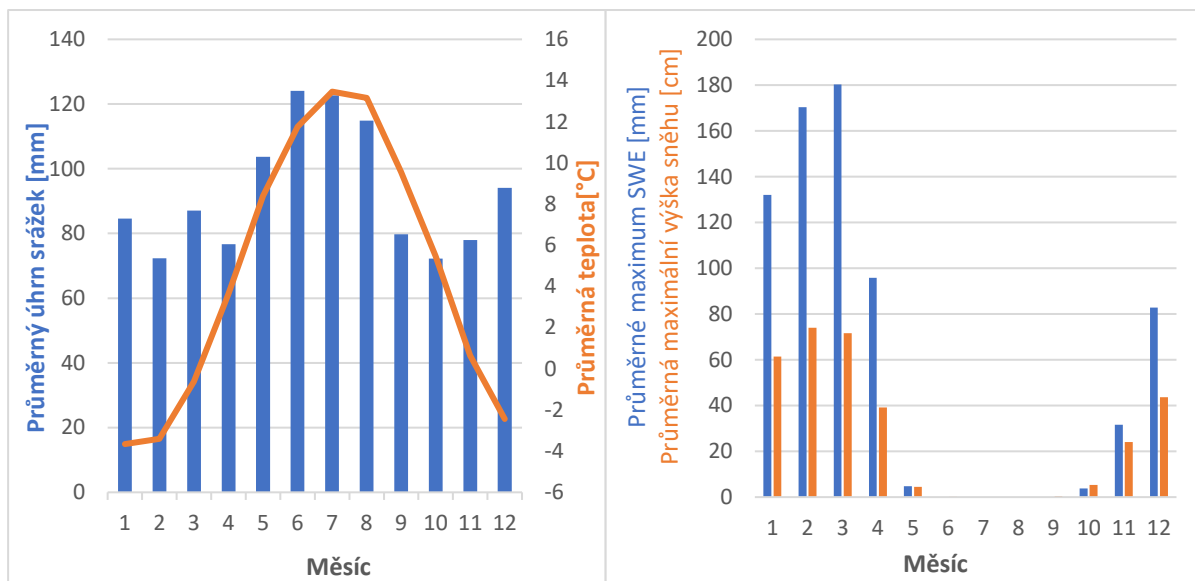


Obrázek 4: Územní vymezení zájmového území (Zdroj dat: DMÚ 25, ArcČR 500, DIBAVOD, KFGG)

Nejdelší vodní tok, který se vztahuje k této studii je Roklanský potok. Pramení zhruba 500 m severozápadně od Blatného vrchu, jen pár set metrů od státní hranice, a to ve výšce 1267 m n.m.. Jeho celková délka činí 14,7 km, a na Modravě na soutoku s Modravským potokem spoluutváří řeku Vydru. Po zhruba 6 kilometrech od pramene se do Roklanského potoka zleva vlévá Rokytná, přičemž část jejího povodí je zároveň jedno ze 4 zájmových území. Celkově Rokytná měří zhruba 3 km, avšak měrný profil se nachází již po zhruba 1 km od pramene, což je také místo, kde se nachází sněhoměrná stanice. Zhruba 4 km po soutoku s Rokytkou se do Roklanského potoka zleva vlévá Javoří potok, který je s délkou 4,7 km nejdelším přítokem Roklanského potoka, přičemž část povodí od pramene až po soutok s Tmavým potokem je zájmovým územím této práce. Po dalších 4,8 km se Roklanský potok stéká s Modravským potokem v obci Modrava. Ptačí potok, jehož horní polovina povodí je čtvrtým zájmovým územím, je dlouhý 4,3 km. Pramení v Biskupské slati pod Černou horou v nadmořské výšce 1220 m, odkud pak teče severozápadním směrem. V střední části toku, v místě výpusťku z bývalé Ptačí nádrže se nachází hladinoměr, sněhoměr je pak umístěn asi 100 m západně vlevo od cesty vedoucí přes hráz Ptačí nádrže.

Všechna čtyři povodí se vyznačují málo sklonitým povrchem, s tím, že plochy s největším sklonem jsou obecně údolní svahy, takže jsou orientovány v blízkosti vodních toků. Nejprůkřejší místo se nachází v povodí Roklanského potoka a má sklon 30°. Povodí Rokytky je oproti ostatním trochu rovinatější (průměrně 3,7°), zbývající povodí mají téměř shodný průměrný sklon mezi 5° a 6°. Místo s nejvyšší nadmořskou výškou se nachází v povodí Roklanského potoka a jedná se o 1367 m n.m. vysoký Blatný vrch ležící přímo na hraničním hřebeni. Nejniž položené místo je pak soutok Roklanského a Modravského potoka na Modravě, který leží v nadmořské výšce 977 m.

Šumavský hlavní hřeben patří mezi srážkově nejbohatší místa na našem území. Svě zde sehrává nadmořská výška a především návětrný efekt, jelikož většina zdejších srážek přichází na frontách od západu. Dotčená povodí se již nachází v mírném závětrí hlavního hřebene, a tedy zde pravděpodobně budou srážkové úhrny oproti samotnému hřebenu trochu nižší. Díky absenci spolehlivých srážkových dat z hřebenových partií hlavního Šumavského hřebene však jejich množství nelze přesně určit. Zájmovým povodím nejbližší profesionální meteorologická stanice, na které je měřena většina meteorologických charakteristik se nachází na Churáňově. Průměrný roční srážkový úhrn z 59 let dlouhého období měření zde dosahuje 1210 mm/rok. Vlivem závětrného efektu a vzdálenosti od hlavního Šumavského hřebene však nedosahují zdejší srážky tak vysokých úhrnů, jako je tomu v zájmových lokalitách. Roční chod srážek je zde poměrně vyrovnaný s minimy v únoru a říjnu (72 mm) a maximem v červnu a červenci (124 a 122 mm). Průměrná roční teplota vzduchu na stanici Churáňov byla v období 1953-2020 4,7°C, avšak v posledních dekádách byla průměrná roční teplota vzduchu díky globální klimatické změně vyšší. Například v letech 2010-2020 bylo v průměru o 1°C tepleji. Nejchladnějším měsícem je leden s průměrnou měsíční teplotou vzduchu -3,6 °C a nejteplejším měsícem červenec s průměrnou teplotou 13,5°C.

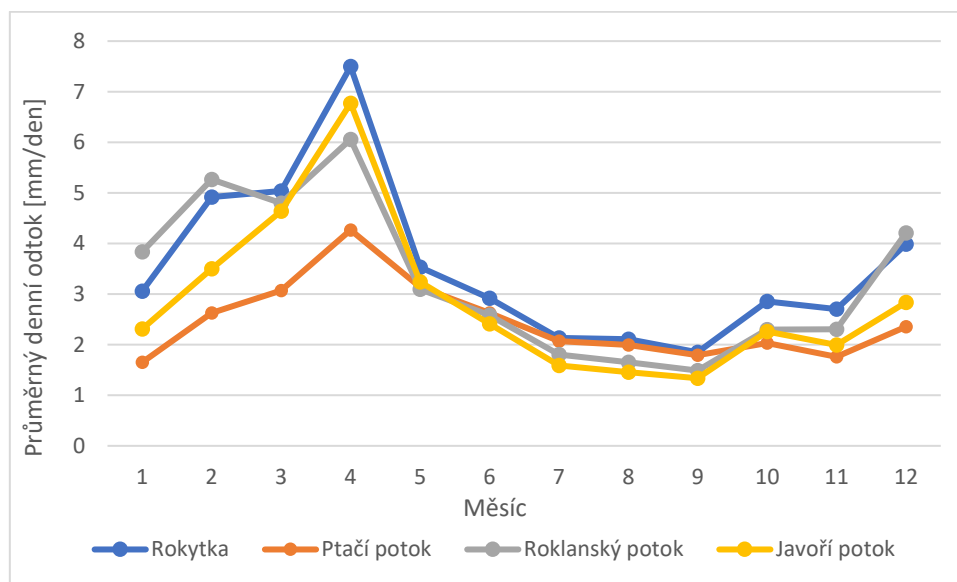


Obrázek 5: Klimadiagram (vlevo) a průměrná měsíční maxima výšky sněhu a SWE (vpravo) ze stanice Churáňov v období 1965-2020. (Zdroj: ČHMÚ)

Šumavský hřeben patří mezi lokality s největším množstvím sněhových srážek na našem území. Stanice na Churáňově leží přibližně ve stejné nadmořské výšce jako sněhoměrná stanice na Ptačím potoce. Ve srovnání se stanicí na Ptačím potoce má však stanice na Churáňově sněhových srážek méně. V letech 2015-2020 nebyla na Churáňově ani v jedné sezóně zaznamenána větší výška sněhové pokrývky než na Ptačím potoce. Největší výška sněhové pokrývky byla na Churáňově naměřena rovné 2 m v roce 1988 a největší vodní hodnota sněhu 480 mm v roce 1970. Na Churáňově se stabilně vyskytuje sněhová pokrývky od listopadu do dubna, avšak v některých letech zde krátkodobější sněhová pokrývky ležela už v říjnu nebo dokonce v září, případně nasněžilo i v květnu nebo výjimečně v červnu.

Sněhovou pokrývkou je velmi ovlivněn odtokový režim vodních toků odvodňujících hlavní Šumavský hřeben. Obrázek...znázorňuje průměrné měsíční průtoky v letech 2015-2020 v měrných profilech zájmových povodí. Roční chod průtoků je u všech 4 vodních toků podobný. Minimální průtoky jsou na konci léta, tedy v září a maxima je dosahováno v dubnu. Zdánlivou výjimkou je Rokytká, u které jsou však vyšší průměrné průtoky v září dány chybnými hodnotami ze září roku 2020. Obecně zde platí, že v zimních měsících jsou průtoky relativně vyšší zejména díky občasným oblevám a událostem, kdy do sněhové pokrývky naprší, což bývá obvykle spojeno s přechodem teplého frontálního systému. Nejvyšší průtok v dubnu je dán již poměrně teplým počasím, při kterém sněhová pokrývky masivně odtává. Přispívá k tomu také výskyt vydatnějších dešťových srážek, které ve spojení s tající sněhovou

pokryvkou způsobují občasné jarní povodně, které jsou pro oblast Šumavy poměrně typické. Rychlost následného poklesu průtoku směrem do léta je závislá nejen na panujícím počasí, ale také na množství sněhu v průběhu uplynulé zimní a jarní sezóny, kdy voda ze sněhu v podobě podpovrchové vody zásobuje zdejší vodní toky, a to až do října, kdy se průtoky opět začínají mírně zvyšovat díky klesající evapotranspiraci a také převládajícím stratiformním srážkám.



Obrázek 6: Průměrné denní odtoky v jednotlivých měsících roku z Roklanského potoka na Modravě, Ptačího potoka pod bývalou Ptačí nádrží, Javořího potoka u soutoku s Tmavým potokem a Rokytky v letech 2015 - 2020. (Zdroj dat: KFGG PřF UK)

3.2 Použitá data

Pro tuto studii bylo využito a zpracováno více druhů dat z různých zdrojů. Sněhoměrná data pocházela z celkem čtyř Šumavských lokalit. Stanice Modrava, Ptačí potok a Rokytky provozuje KFGG PřF UK (sněhoměrná stanice Rokytky je od roku 2020 provozována společně s ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav), stanice Javoří potok je provozována ČHMÚ. Data z automatických sněhoměrů představují záznamy jak o výšce sněhu (dále jen H_s) a tak o vodní hodnotě sněhu (dále jen SWE). Nejdelší časová řada sněhoměrných dat pochází z Modravy, kde byl sněhoměr instalován v listopadu roku 2012. Na ostatních třech lokalitách byla data dostupná od listopadu 2015. Na stanici na Modravě se SWE měří senzorem na principu sněhoměrných vah (Snow scales, Sommer Messtechnik GmbH) a měření výšky

sněhové pokrývky je prováděno pomocí ultrazvukového senzoru (Obrázek 4 (vpravo nahoře)). Na stanicích Rokytka a Javoří pila je SWE měřeno shodně senzorem na principu sněhového polštáře (Fiedler AMS s.r.o) a výška sněhové pokrývky ultrazvukovým senzorem (Obrázek 4 (vlevo nahoře a vpravo dole)). Stanice na Javoří pile je pak doplňkově vybavena také laserovým senzorem (Lufft Mess-und Regeltechnik GmbH), který se oproti ultrazvukovému čidlu vyznačuje větší přesností v sub-denním kroku. Zatímco všechny výše zmíněné stanice jsou vybaveny sněhoměry na stejném či podobném principu, na Ptačím potoce funguje zařízení na principu měření elektrické impedance (SnowPack Analyser, SPA, Sommer Messtechnik GmbH) (Obrázek 4 (vlevo dole)). Mimo vlastnosti sněhové pokrývky jsou všechny čtyři stanice schopny měřit také teplotu a vlhkost vzduchu, s výjimkou Ptačího potoka, kde ve studovaném období vlhkost vzduchu měřena nebyla. Na některých stanicích se měří i další charakteristiky, které však nebyly pro zpracování této práce relevantní. Měřené meteorologické veličiny na jednotlivých lokalitách a také typy sněhoměrných čidel shrnuje *tabulka 1*

Tabulka 1: Měřené meteorologické veličiny na jednotlivých lokalitách a typy sněhoměrných čidel.

	Javoří pila	Rokytka	Ptačí potok	Modrava	Filipova Hut'
Výška sněhové pokrývky	ultrazvukové i laserové	ultrazvukové	ultrazvukové	ultrazvukové	x
Vodní hodnota sněhu	Sněhoměrný polštář	Sněhoměrný polštář	SnowPack Analyser	Sněhoměrné váhy	x
Vlhkost vzduchu	✓	✓	x	✓	x
Teplota vzduchu	✓	✓	✓	✓	x
Kapalné srážky	✓	✓	✓	✓ (vyhříváný)	✓ (ČHMÚ)

Přestože měření v lokalitách probíhá každých 10 minut, data byla pro snazší zpracování agregována do dat hodinových, které byly pro tuto práci dostačující. Navíc se významně eliminovaly chyby v měření a také rozkolísanost dat.

Mimo sněhoměrné stanice jsou dané lokality vybaveny také ombrometry, které slouží primárně k měření kapalných srážek. Výjimkou je Modrava, kde je ombrometr vyhříváný, a tudíž dokáže do jisté míry měřit srážky v obou skupenstvích. Zatímco na Rokytce a na Modravě jsou srážkoměry v bezprostřední blízkosti sněhoměrů, na Ptačím potoce je vzdálenost obou zařízení cca. 100 m a na Javoří pile se srážkoměr dokonce vůbec nenachází. Proto byla převzata

data ze srážkoměru z Javořího potoka, což je srážkoměr patřící KFGG PřF UK nacházející se zhruba 1 km severovýchodně od zmíněného sněhoměru.



Obrázek 7: Sněhoměrné stanice v zájmových povodích. Javoří pila (vlevo nahoře), Modrava (vpravo nahoře), Ptačí potok (vlevo dole) a Rokytka (vpravo dole) (Autor fotografií: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D)

Pro sestavení hydrologického modelu (viz kapitola 3.3.3) byla využita data o průtoku. Průtoky [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] byly počítány z dat vodního stavu pomocí měrné křivky průtoku a následně přepočítávány na denní odtokovou výšku, tedy do formátu [$\text{mm}/\text{den}^{-1}$]. Zatímco na Modravě, Rokytce a Ptačím potoce se vodní stav v závěrovém profilu měří v těsné blízkosti sněhoměrných stanic, v případě Javoří pily se závěrový profil nachází u soutoku s Tmavým potokem, tedy přibližně kilometr od sněhoměru.

3.3 Zpracování a analýza dat

3.3.1 Odvození vztahu pro hustotu nového sněhu

Pro výpočet modelových zimních srážek pomocí H_{sn} bylo zapotřebí odvodit vztah mezi hustotou nového sněhu a H_{sn} . Každý přírůstek H_{sn} pak byl přepočten na zimní srážky. Pro

odvození vztahu nejdříve musely být z původních datových řad extrahovány sněhové události dle předem stanovených kritérií.

- Během sněhové události musel být celkový přírůstek sněhové pokrývky ≥ 10 cm
- Během sněhové události musel být celkový srážkový úhrn ve formě sněhu ≥ 10 mm
- Teplota vzduchu musela být po celou dobu sněžení pod bodem mrazu

Každá sněhová událost je reprezentována přesným časovým rozsahem, vymezeným počátkem a koncem sněžení, celkovým přírůstkem H_s a SWE, průměrnou teplotou vzduchu a vlhkostí vzduchu. Důvodem ke stanovení minimálních prahových hodnot byla snaha o eliminaci chyb, které vznikají vlivem nepřesnosti přístrojů či vlivem větru, kdy dochází k převanutí čerstvě napadaného sněhu, a čidlo tedy neregistruje objektivně správnou hodnotu. Dále byly stanoveny prahové hodnoty hustoty nového sněhu (dále jen ρ_s), které musí daná sněhová událost splňovat, a sice spodní hranice 0,07 a horní hranice 0,25. Důvodem byla opět snaha o eliminaci chyb. V prostředí RStudio byla prováděna analýza a v MS Excel probíhala jemnější manipulace s daty, jejich příprava pro import do RStudio a průběžná grafická vizualizace. Byla hledána závislost ρ_s na teplotě vzduchu a vlhkosti vzduchu, přičemž se vždy brala průměrná teplota či vlhkost vzduchu za celou událost. Z důvodu velkého časového rozsahu a velké variability povětrnostních podmínek v průběhu některých sněhových událostí byla ověřována hypotéza, zdali při rozdělení dlouhých sněhových událostí na více částí nebude výsledně odvozená ρ_s lépe korelovat s teplotou či vlhkostí vzduchu, než při ponechání dat v nerozděleném stavu. Důvodem uvedeného postupu bylo, že hustota nového sněhu během dlouhých sněhových událostí je mimo jiné ovlivněna postupným sesedáním nově napadlého sněhu. Nejdříve byla zkoušena metoda rozdělení událostí na dvě stejně dlouhé samostatné sněhové události. Dalším způsobem fragmentace sněhové události na kratší a reprezentativnější úseky bylo jejich rozdělení podle celkového přírůstku H_{sn} , který v nich napadl podle tabulky 2:

Tabulka 2: Počet částí, na které byly rozděleny sněhové události

Výška nového sněhu	Počet částí
10 - 20 cm	nerozděleno
20 - 30 cm	2
30 - 40 cm	3
> 40 cm	4

Hypotézu se ovšem ověřit na 5% hladině spolehlivosti nepodařilo, a to mimo jiné i proto, že při rozdělení vzniklo několik komplikací, se kterými objektivně nebylo možné se vypořádat. Problémy pramenily zejména v rozkolísanosti původních sněhoměrných dat, kdy výsledkem rozdělení byla příliš nízká či dokonce záporná hodnota SWE či H_s a tedy i záporná hodnota výsledné ρ_s nebo naopak hodnota ρ_s větší než 1. Z těchto důvodů byly nakonec k výpočtu srážkových řad použity rovnice regresních přímek, které vznikly proložením dat původních sněhových událostí (viz kapitola 4.3).

Následně byla vypočtena hodnota ρ_s pro každou událost podle vztahu č 9:

$$\rho_s = \rho_w \cdot \left(\frac{SWE}{H_{sn}} \right) \quad (9)$$

Kde ρ_s je hustota nového sněhu, ρ_w je hustota vody (dána konvenčně na 1000 kg·m⁻³ při 0°C), SWE je vodní hodnota sněhu a H_{sn} je výška nového sněhu.

Následně jednoduchou i vícenásobnou lineární regresí dat odvozeny regresní přímky, a to jak z každé stanice zvlášť, tak ze všech stanic najednou. Výsledek regresní analýzy byl indikován pomocí koeficientu determinace R^2 . Pro výpočet směrnice regresní přímky byla využita metoda Theil-Senovy směrnice. Tato metoda je více robustní než běžná metoda nejmenších čtverců, a je tedy méně náchylná na vliv odlehlých hodnot. Mimo regresní analýzu byla provedena také korelační analýza, a to s využitím Spearmanova korelačního koeficientu r_s , který je dostatečně robustní a nevyžaduje normální rozdělení dat.

3.3.2 Sestavení srážkových řad a jejich variant

Prvním krokem bylo rozdělení původních sněhoměrných dat v hodinovém kroku podle jednotlivých hydrologických roků, které začínají 1.11. a končí 31.10.. Následně došlo k agregaci do denních intervalů, čímž se rozkolísanost dat značně snížila a také se výrazně zlepšily možnosti manipulace s daty. Výška sněhové pokrývky a SWE byly vypočteny jako rozdíly mezi všemi denními maximy H_s a SWE a teplota a vlhkost vzduchu byly vypočteny jako rozdíly mezi denními průměry. Dosazováním hodnot vlhkosti a teploty vzduchu do výsledné rovnice regresní přímky byla vypočtena modelová hodnota ρ_s podle vztahu č. 10.

$$SWE = \frac{(\rho_s \cdot H_{sn})}{\rho_w} \quad (10)$$

Kde ρ_s je vypočtená hustota nového sněhu, H_{sn} je výška nového sněhu a ρ_w je hustota vody v kapalném skupenství (cca. $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$).

K sestavení kompletní srážkové řady za celý rok byly takto vypočtené modelové sněhové srážky doplněné o kapalně srážky z ombrometru. Jelikož se nezdálo, že byly srážky změřeny jak ombrometrem, tak sněhoměrem, bylo třeba se vypořádat s klasifikací srážek buď mezi sněhové nebo mezi dešťové, aby bylo zamezeno případnému přičtení obou hodnot do výsledného kumulativního součtu. Sněhové srážky byly započítávány tehdy, když byla daný den průměrná teplota vzduchu $\leq 1^\circ\text{C}$ a zároveň byl pozitivní přírůstek SWE registrovaný sněhoměrným čidlem. Pokud neplatila obě kritéria zároveň, pak byly srážky z ombrometru klasifikovány jako déšť a sněhové srážky do srážkové řady započítány nebyly. Podobně došlo k sestavení srážkové řady kapalných srážek z ombrometru a SWE, které měřil sněhoměr. Ke klasifikaci srážek do jednotlivých skupenství byla použita stejná kritéria jako v předchozím případě.

V průběhu hydrologických roků 2016 až 2020 bylo zaznamenáno více různých výpadků měřících čidel, které sestavování srážkových řad komplikovaly. Snahou tedy bylo chybějící data doplnit či upravit podle jednotných pravidel, a zavést tak v opravách určitý systém, který by pomohl při budoucím doplňování chybějících dat či dalších zpětných úpravách. Chyběla-li na některé ze stanic v určitém časovém úseku teplota vzduchu, byla vypočtena pomocí lineární regrese z ostatních stanic dle nadmořské výšky. Další úpravy dat se týkaly srážek. Díky absenci vyhřívaných srážkoměrů byly zimní kapalně srážky převzaty ze stanice na Modravě, což je jediná stanice s vyhřívaným srážkoměrem. Důvodem byl předpoklad, že i přes obecně nižší srážky na Modravě budou naměřené kapalně srážky reprezentativnější, než srážky z nevyhřívaných srážkoměrů umístěných v blízkosti daných stanic. Původní srážková řada byla vyjmuta a nahrazena srážkovou řadou z Modravy, a to v časovém úseku mezi prvním a posledním dnem zimní sezóny, kdy byla průměrná denní teplota pod bodem mrazu. v daném hydrologickém roce. Výjimkou byla zima 2016/2017, kdy srážkoměr na Modravě nevyhříval, a proto byly na všech stanicích převzata data z Filipovi Huti (ČHMÚ), kde se sice vyhřívaný srážkoměr také nenachází, jedná se však o stanici s pozorovatelem, kde data podléhají nepřetržité kontrole a případné korekci. Další druh výpadků se týkal sněhových čidel, a to ať už čidla pro měření H_s tak čidla pro měření SWE. Pokud byl výpadek jen jednoho z čidel, byla

druhá veličina vypočtena pomocí odvozeného vztahu závislosti teploty či vlhkosti vzduchu na hustotě nového sněhu. Pokud byl výpadek obou čidel ve stejný čas, byla data převzata ze stanice s nejbližší nadmořskou výškou. V teplejší polovině roku se vyskytly chyby na datech kapalných srážek, které byly zapříčiněny jak ucpáním srážkoměru, tak úplným výpadkem čidla. V těchto případech byly chybně indikované či chybějící úseky doplněny daty ze stanice s největší korelací, která byla stanovena za nechybějící roky v období od května do října.

Celkem byly sestaveny 3 varianty srážkových řad, které byly využity jako vstup pro kalibraci hydrologického modelu. V prvních dvou variantách byly použity srážky, které byly naměřeny přímo na území daného povodí, a to buď s pomocí ombrometru a SWE čidla (dále jen “varianta 1”) nebo s pomocí ombrometru a modelového vztahu odvozeného na základě H_{sn} a ρ_w (dále jen “varianta 2”). V třetím případě byly použity referenční srážky z ombrometru na Filipově Huti (dále jen “varianta 3”) (Tabulka 3).

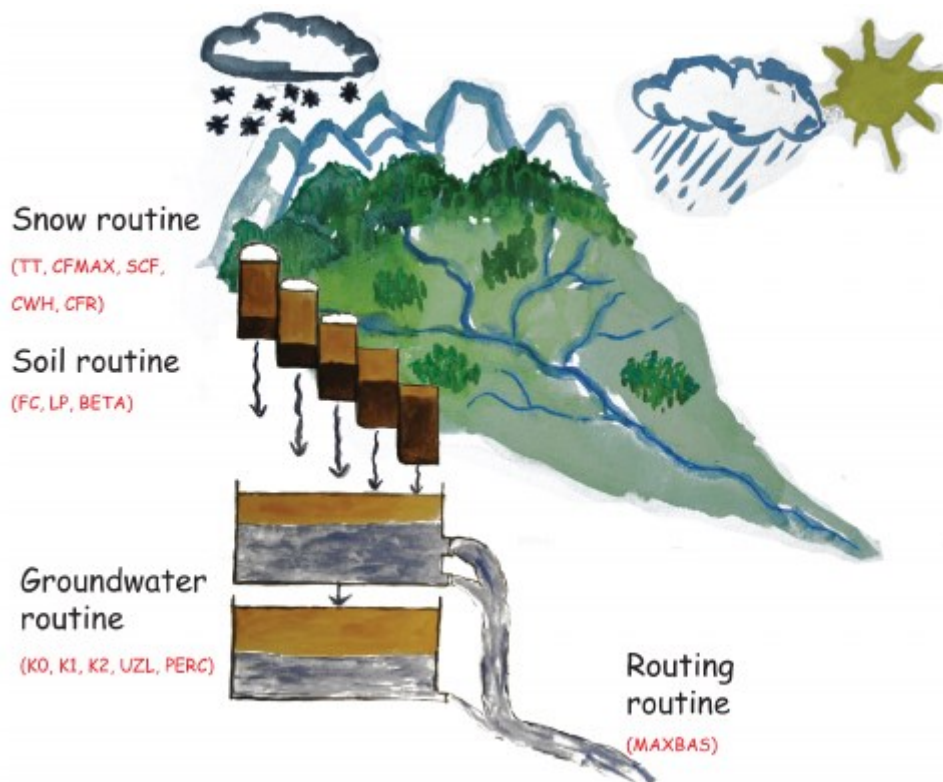
Tabulka 3: Varianty srážkových řad podle vstupů srážek. V případě „varianty 1“ jsou zimní srážky měřeny pomocí sněhoměrného čidla pro měření SWE. U „varianty 2“ jsou zimní srážky odvozeny pomocí modelového vztahu pro odvození ρ_w z H_{sn} , teploty a vlhkosti vzduchu.

Varianta srážkové řady	Srážkové vstupy
Varianta 1	Ombrometr (kapalné srážky) + SWE čidlo (pevné srážky)
Varianta 2	Ombrometr (kapalné srážky) + model (pevné srážky)
Varianta 3	Referenční varianta – srážky z ombrometru z Filipovi Huti

3.3.3 Testování sestavených srážkových řad pomocí hydrologického modelu HBV

Varianty sestavených srážkových řad byly testovány pomocí kalibrace hydrologického modelu. Pro účely této práce byl využit srážko-odtokový model HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model), který byl vyvinut ve švédském hydrologickém a meteorologickém institutu a jehož počátky sahají až do 70. let minulého století. Model sestává ze 4 částí (routines)(Obrázek..., tabulka 4):

1. Snow routine - počítá akumulaci a tání sněhu na základě metody teplotního indexu (degree-day) jednotlivě pro nadefinované výškové zóny.
2. Soil routine - hlavní výpočetní procedura, která počítá tvorbu odtoku. Počítá množství vody infiltrující z půdy do podzemních vod a také aktuální evapotranspiraci.
3. Response function - počítá podzemní složku odtoku z povodí.
4. Routing routine - výsledný odtok transformuje pomocí vážené transformační funkce, která rozkládá odtok do definovaného počtu dní.



Obrázek 8: Struktura HBV modelu (Zdroj: Siebert a Vis, 2012)

Tabulka 4: Struktura HBV modelu po stránce vstupních a výstupních dat

Komponent modelu	Vstupní data	Výstupní data
Snow routine	Srážky, teplota vzduchu	Akumulace a tání sněhu
Soil routine	Potenciální evapotranspirace, srážky, tání sněhu	Aktuální evapotranspirace, půdní vlhkost, infiltrace do podzemních vod
Response routine	Doplnění podzemních vod (potenciální evapotranspirace)	Odtok vodním tokem, podzemní odtok

Routing routine	Odtok vodním tokem	Odtok z povodí závěrovým profilem
-----------------	--------------------	-----------------------------------

Model simuluje denní odtok za použití vstupních dat o srážkách, denní průměrné teplotě vzduchu a potenciální evapotranspiraci (*Tabulka...*). Na základě nastavené prahové hodnoty „TT“ se rozhoduje, zdali budou srážky simulovány jako sníh či déšť. Veškeré srážky pod prahovou hodnotou jsou vynásobeny korekčním koeficientem „SFCF“ (Snowfall corection factor), který umožňuje zohlednit podhodnocení ombrometrem měřených srážek vlivem větru. Tání sněhové pokrývky je počítáno pomocí metody teplotního indexu (Degree-day method). Voda z tajícího sněhu a déšť je zadržován sněhovou pokrývkou, dokud nepřekročí určité množství vody ve sněhové pokrývce (parametr „CWH“). Kapalná voda ve sněhové pokrývce opakovaně zamrzá a taje. Déšť a voda z tajícího sněhu nadále putují do půdního pokryvu a podzemní vody v závislosti na obsahu vody v půdě (parametr „SM“) a její maximální možné retenční kapacitě (parametr „FC“). Aktuální evapotranspirace z půdy dosáhne hodnot potenciální evaporace, pokud platí, že podíl „SM a FC je vyšší než prahová hodnota LP“, v opačném případě dochází k lineárnímu poklesu aktuální evapotranspirace. Z půdy voda prosakuje do horního boxu podzemní vody parametrem „SUZ“. Parametr „PERC“ udává maximální perkolaci z horní nádrže podzemní vody do spodní nádrže podzemní vody, jejíž objem je definován parametrem „SLZ“. Odtok z obou nádrží podzemní vody závisí prahové hodnotě naplnění horní nádrže (parametr „UZL“). Finální odtok je transformován pomocí transformační funkce, která je definována parametrem „MAXBAS“ (Siebert, 2005). Přehled parametrů, které se v HBV modelu kalibrují a jejich význam je shrnut v tabulce 5

HBV je model semidistribuovaný, a umožňuje tedy rozdělit povodí do několika výškových zón. Proto byla modelovaná povodí pro zpřesnění výsledků rozdělena do 3-5 výškových zón po 100 metrech a ke každé výškové zóně bylo vypočteno procentuální zastoupení na celkové rozloze daného povodí. Kromě výškových zón umožňuje model definovat také vegetační zóny, avšak z důvodu malé výškové variability zkoumaných povodí byla ve všech čtyřech případech vyčleněna pouze 1 vegetační zóna.

Tabulka 5: Parametry HBV modelu a jejich význam

Parametry charakterizující vegetační zónu	Význam parametru
TT	Prahová hodnota dělicí skupenství srážek [°C]
CFMAX	Teplotní faktor tání [mm d ⁻¹ °C ⁻¹]

SP	Výskyt sněhové pokrývky
SFCF	Faktor podhodnocení sněhových srážek
CFR	Koeficient opětovného mrznutí
CWH	Obsah vody ve sněhové pokrývce
FC	Maximální kapacita vody v půdě [mm]
LP	Hodnota půdní vlhkosti, při které AET dosáhne hodnot PET
BETA	Parametr udávající změnu půdní vlhkosti
Parametry charakterizující povodí	
PERC	Maximální perkolace do spodní zóny [mm d ⁻¹]
UZL	Úroveň podzemní vody v horní zóně, od které dochází k odtoku [mm]
K0	Recesní koeficient odtoku [d ⁻¹]
K1	Recesní koeficient odtoku [d ⁻¹]
K2	Recesní koeficient odtoku [d ⁻¹]
MAXBAS	Faktor v transformační funkci odtoku [d ⁻¹]
PCALT	Koeficient nárůstu množství srážek s nadmořskou výškou [%/100 m]
TCALT	Koeficient poklesu teploty s nadmořskou výškou [°C/100 m]

Pro použití srážkových řad vytvořených v kapitole 3.3.2 jakožto vstup do HBV modelu byly sestaveny soubory PTQ. PTQ je textový soubor, ve kterém se nachází srážkové sumy [mm/24 h], průměrné denní teploty [°C] a denní odtoková výška [mm/d⁻¹]. Společně s daty o potenciální evapotranspiraci tvoří soubory PTQ vstupní data do HBV modelu. Na Modravě, Rokytcce a Ptačím potoce byly soubory PTQ sestavovány od jara 2015, pro Javoří potok potom od jara 2016. Na zmíněných třech stanicích byla potřebná data dostupná ještě před rokem 2015, v případě Javořího potoka musel soubor PTQ začít daty převzatými z nejbližší stanice, tedy z Rokytky. Cílem bylo srážkové řady co nejvíce prodloužit, aby se iniciální doba dala využít jakožto zahřívací období pro kalibraci modelu. Kromě dat o srážkách, teplotě vzduchu a průtoku vstupují do modelu také data potenciální evapotranspirace, které jsou pro zobecnění shrnuty do měsíčních průměrů. Pro všechny roky i všechna povodí byla využita jednotná data evapotranspirace.

Kalibrace i validace modelu byla postupně prováděna na variantách srážkových řad 1, 2 a 3. Varianta 3, ve které byly pro každé povodí použity srážky z ombrometru na Filipově Huti, posloužila jako referenční stav, aby bylo možno ověřit, zdali je v případě použití HBV modelu důležité řešit přesnost vstupních srážek anebo jestli je model dostatečně robustní, aby eliminoval výsledné rozdíly v simulacích.

Jelikož hlavním účelem sestavení modelu bylo ověřit přesnost modifikovaných odvozených srážkových řad prostřednictvím výsledků kalibrace a validace modelu, bylo

zapotřebí kalibrací a validací pokrýt celé pětileté respektive čtyřleté období pomocí split-sample testu (Klemeš, 1986), a zajistit tak, aby v kalibrovaném i validovaném období nebyla žádná časová mezera. Nejdříve tedy byla kalibrace nastavena na období od 1.11.2015 (v případě Javoří pily od 1.11.2016) do 31.10.2018 a validované období bylo nastaveno od 1.11.2018 do 31.10.2020. Ve druhém případě pak bylo naopak nastaveno období kalibrace od 1.11.2018 do 31.10.2020 a validované období bylo nastaveno od 1.11.2015 do 31.10.2018.

Kalibrace byla prováděna prostřednictvím nástroje GAP optimization, což je iterativní proces, který automaticky vybere pro nastavené období nejpřesnější kombinaci parametrů z předem definovaných intervalů možných hodnot. Kromě intervalů hodnot je také možno definovat počet iterací a typ a váhu konkrétních objektivních funkcí, podle kterých bude úspěšnost kalibrace posuzována. V případě této studie byly nastaveny váhy objektivních funkcí jako 0,3 pro objem odtoku (R_{VOL}) a 0,7 pro logaritmický Nash-Sutcliffeův koeficient účinnosti modelu (R_{NSE}). Počet iterací byl potom stanoven na 6000.

Ze simulace byly vynechány dva z výše uvedených parametrů. Parametr SFCF je do modelu zahrnut pro případ, že sněhové srážky jsou měřeny pomocí ombrometru. Parametru SFCF tedy bylo nastaveno rozmezí hodnot 1 až 1, jelikož sněhové srážky byly měřeny pomocí sněhoměrů. Kromě parametru SFCF byl vynechán také parametr PCALT nastavením intervalu hodnot na 0 až 0, aby se nezměnil celkový objem srážek.

Na závěr proběhla simulace modelu na celém období, aby bylo možno vizualizovat rozdíly v simulacích u jednotlivých povodí a s různými srážkovými vstupy. K simulaci byly použity hodnoty parametrů z toho kalibračního období, které vykazovalo vyšší hodnoty sledovaných koeficientů R_{VOL} a R_{NSE} .

4. Výsledky

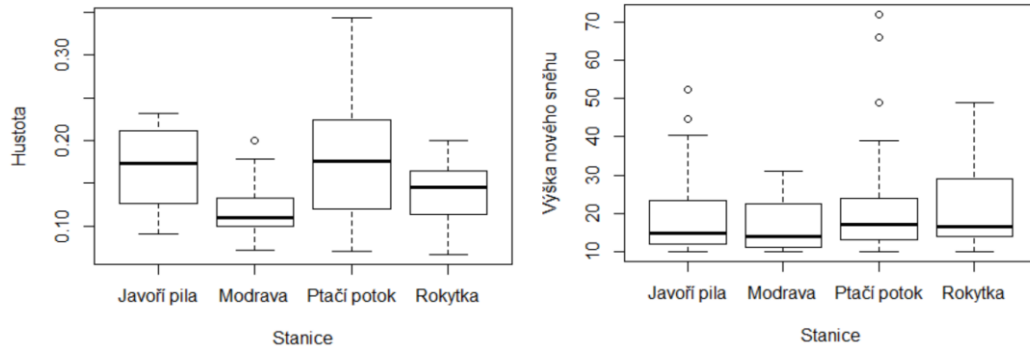
4.1 Zhodnocení srážkových událostí

Dle zadaných kritérií bylo ve sněhoměrných datech indikováno 104 sněhových událostí, které jsou shrnuty v tabulce... (Viz příloha). Do odvození vztahu pro výpočet ρ_s nakonec nebyly zahrnuty sněhové události ze stanice na Ptačím potoce, protože původní hodinová data byla značně rozkolísaná. Bylo tedy vysoké riziko, že zjištěné sněhové události byly určeny nesprávně. Mimo to výsledné sněhové události vykazovaly oproti událostem z ostatních stanic

velké rozpětí hodnot hustoty nového sněhu, přestože jejich průměr či medián se zásadně neliší. V šesti případech byla dokonce zaznamenána hodnota $\rho_s > 0.25$. I přes jejich vyloučení se však nepodařila na pětiprocentní hladině spolehlivosti prokázat závislost ρ_s na teplotě vzduchu. Vztah pro výpočet hustoty nového sněhu byl tedy odvozen z dat z ostatních třech stanic a celkově 67 událostí.

Variabilitu ρ_s na jednotlivých sněhoměrných stanicích znázorňuje obrázek.... Události s nejnižší naměřenou $\rho_s = 0.07$, tedy na spodní stanovené hranici jsou hned 3, přičemž každá se udála na jiné stanici a v jiném období. Události s nejvyšší $\rho_s = 0.34$ jsou 2, přičemž obě jsou ze stanice na Ptačím potoce. Průměrně je nejvyšší $\rho_s = 0.18$ je registrována na stanici na Ptačím potoce a průměrně nejnižší $\rho_s = 0.12$ na stanici na Modravě. Shodně vychází i medián, který je na obrázku...znázorněn tučnou černou vodorovnou čarou. Pouze u stanice na Modravě je $\rho_s = 0.11$. Rozdíl mezi Javoří pilou a Ptačím potokem je však ve variabilitě ρ_s , kde minimální hodnoty jsou u Ptačího potoka nižší a maximální hodnoty naopak výrazně vyšší. Vysoká rozkolísanost dat u Ptačího potoka je dána pravděpodobně tím, že je zde umístěno sněhoměrné čidlo, které funguje na zcela jiném principu, než jsou ostatní použitá čidla, která pracují s hmotností sněhové pokrývky.

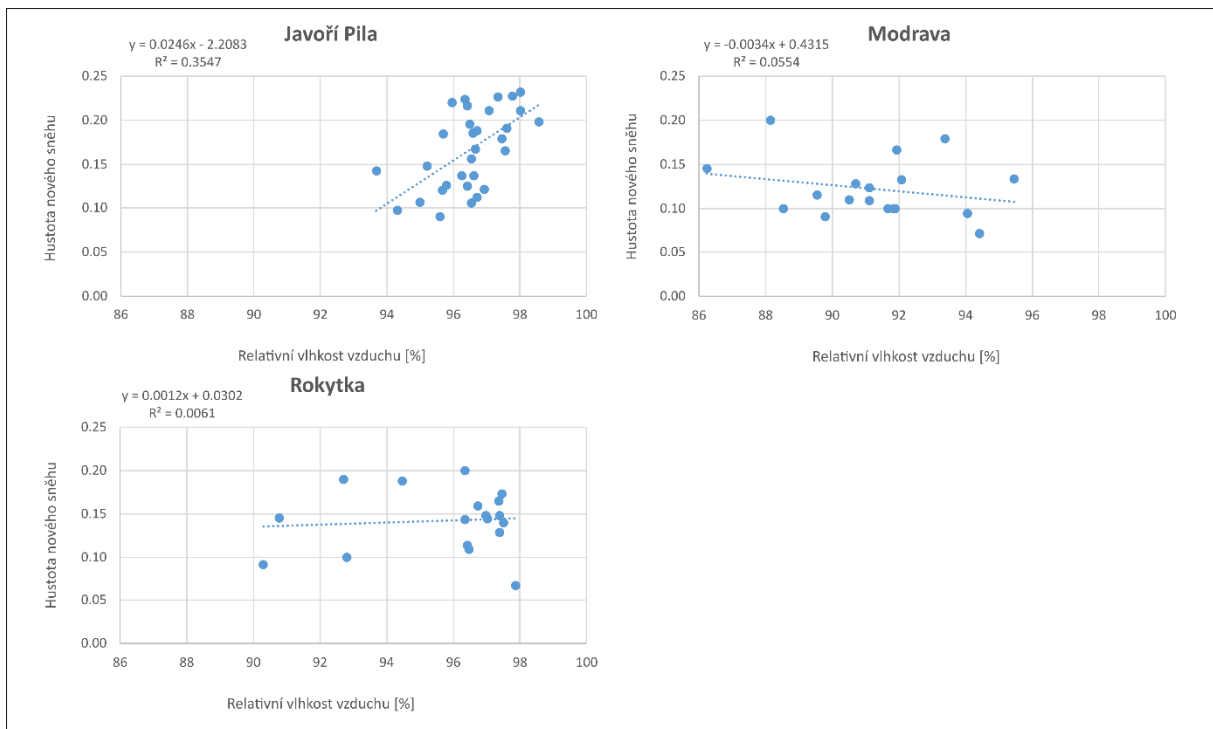
Obrázek...znázorňuje krabicový diagram, který shrnuje variabilitu sněhových událostí na sněhoměrných stanicích z pohledu výšky nového sněhu, který při jednotlivých událostech napadl. Spodní chybová úsečka je vymezena hranicí 10 cm, která je zároveň i kritériem pro výběr události. Horní chybová úsečka či případně prázdné kroužky znázorňují, že nejvíce vydatné události z hlediska výšky nového sněhu zaznamenala stanice na Ptačím potoce, kdy $H_s = 72$ cm. Naopak nejmenší maximální $H_s = 31$ cm byla naměřena na Modravě. Příliš se však neliší medián, který je nejmenší u stanice na Modravě (14 cm) a největší na Ptačím potoce (17 cm).



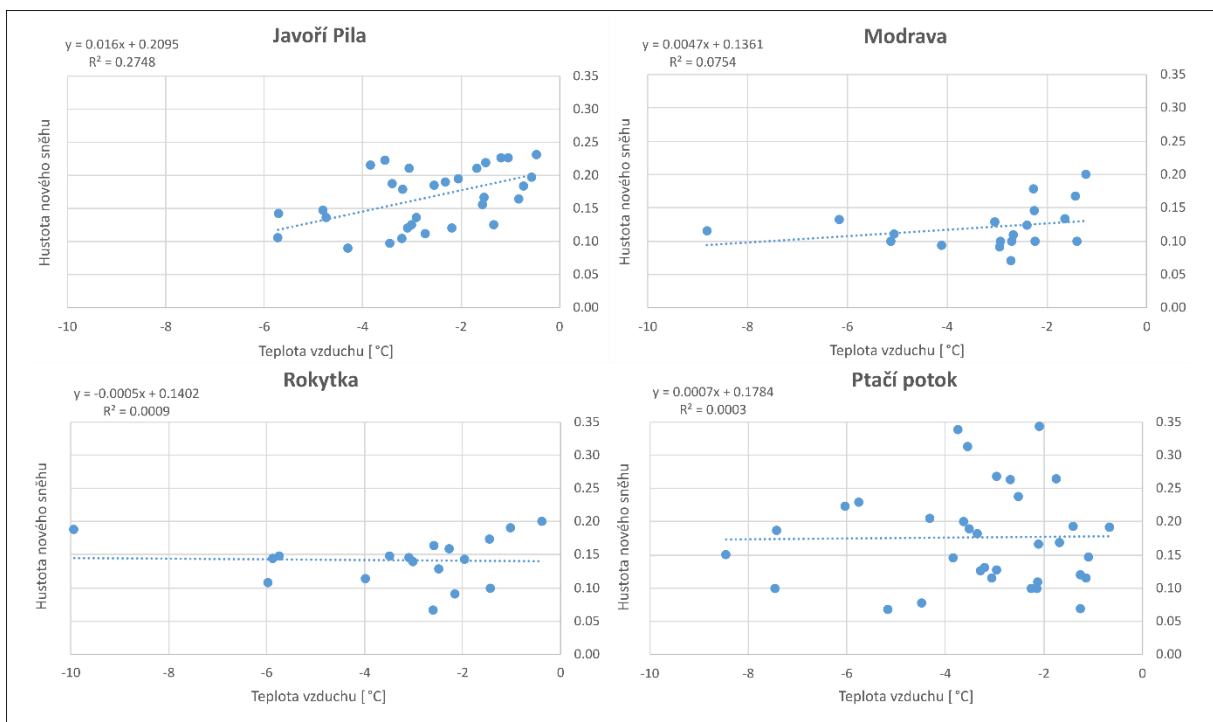
Obrázek 9: Variabilita $\rho_s [g \cdot cm^{-3}]$ (vlevo) a $H_{sn} [cm]$ (vpravo) ze sněhových událostí v průběhu zimních sezon 2013-2020 na jednotlivých sněhoměrných stanicích v zájmových lokalitách (Tučná černá vodorovná linie uvnitř centrální části diagramu představuje medián, spodní strana pak znázorňuje první kvartil a vrchní strana kvartil třetí. Chybové úsečky vymezují minimální a maximální hodnotu, avšak pouze do té míry, aby nepřekročily jeden a půl násobek kvartilového rozpětí. Prázdné kroužky v horní části grafu představují odlehle hodnoty.) Zdroj: KFGG Příf UK, ČHMÚ)

4.2 Závislost hustoty nového sněhu na teplotě a vlhkosti vzduchu

Výsledky regresní analýzy vypovídají o tom, z jaké části se teplota či vlhkost vzduchu podílí na variabilitě souboru dat ρ_{sn} . Vyjma výsledků ze stanice na Javoří Pile se využití regresních vztahů odvozených na základě dat z ostatních stanic ukázalo jako nepoužitelné, o čemž vypovídají hodnoty koeficientu determinace R^2 (Obrázky...a...). U stanice na Javoří Pile byla zjištěna hodnota $R^2 = 0,35$ u dat ρ_{sn} a vlhkosti vzduchu a $R^2 = 0,27$ u dat ρ_{sn} a teploty vzduchu. Výsledky R^2 vyjadřují, že daná meteorologická charakteristika se na variabilitě dat ρ_{sn} podílí z 35 % respektive 27 %. Výsledky z Javoří Pily vyjadřují předpokládaný trend u obou meteorologických veličin, tedy že s rostoucí teplotou i vlhkostí vzduchu roste také ρ_{sn} , o čemž vypovídá směrnice regresní přímky. Ta znázorňuje, že na 1 % relativní vlhkosti vzduchu se zvýší ρ_{sn} o zhruba 0,025 a s každým stupněm Celsia teploty vzduchu se ρ_{sn} zvýší o 0,016.



Obrázek 10: Výsledky jednoduché lineární regresní analýzy dat ρ_{sn} a relativní vlhkosti vzduchu. Regresní přímky zobrazeny v obrázku byly vypočteny pomocí metody nejmenších čtverců, přestože pro finální výpočet ρ_{sn} byla použita metoda Theil-Senovy směrnice.



Obrázek 11: Výsledky jednoduché lineární regresní analýzy dat ρ_{sn} a teploty vzduchu. Regresní přímky zobrazeny v obrázku byly vypočteny pomocí metody nejmenších čtverců, přestože pro finální výpočet ρ_{sn} byla použita metoda Theil-Senovy směrnice.

K přepočtu H_{sn} na SWE byla použita vícenásobná lineární regresní rovnice č.11, která byla odvozena pomocí metody Theil-Senovy směrnice.

$$\rho_{sn} = 0.01846 \cdot \text{vlhkost vzduchu} + 0.00657 \cdot \text{teplota vzduchu} - 1.597368 \quad (11)$$

Mimo regresní analýzu byla provedena také korelační analýza, která si kladla za cíl stanovit sílu závislosti obou meteorologických veličin a ρ_{sn} . Pro vysvětlení závislosti ρ_{sn} na obou meteorologických veličinách vyšel Spearmanův korelační koeficient $r_s = 0,62$ pod 5% hranicí spolehlivosti (Tabulka 6).

Tabulka 6: Výsledky korelační a regresní analýzy závislosti hustoty nového sněhu ρ_s na teplotě a vlhkosti vzduchu. R^2 představuje koeficient determinace, r_s značí Spearmanův korelační koeficient.

Parametr		Všechny stanice	Modrava	Rokytko	Javoří pila	Ptačí potok
teplota	R^2	0.11	0.08	0.00	0.27	0.00
teplota	r_s	0.40	0.37	0.18	0.53	-0.03
vlhkost	R^2	0.19	0.06	0.01	0.35	
vlhkost	r_s	0.55	-0.06	-0.09	0.58	
teplota+vlhkost	R^2	0.20	0.09	0.01	0.38	
teplota+vlhkost	r_s	0.45	0.30	0.08	0.62	

4.3 Sestavení srážkových řad

Obrázek 12 znázorňuje kumulativní srážkové řady pro každý hydrologický rok od 2015 do 2020 pro jednotlivé varianty zimních srážkových vstupů. Důležitý jev, který lze z následujícího obrázku vyčíst, je výsledný rozdíl varianty 1 a varianty 2 u jednotlivých povodí v daném hydrologickém roce. V průměru se od sebe nejméně liší obě varianty srážkových řad na Modravě s hodnotou 100 mm. Následuje Rokytko se 110 mm, Javoří pila s 247 mm a konečně Ptačí potok s 297 mm.

Z důvodu absence dat ze srážkoměrné stanice u soutoku Javořího a Tmavého potoka v sezóně 2015/16 není pro tento hydrologický rok v obrázku... vynesena srážková řada z Javoří pily. Srážková řada z Rokytky byla provázena množstvím různých výpadků měřících čidel, které byly upraveny či doplněny podle výše uvedených principů (kapitola 3.3.2). Až do poloviny ledna se všech 6 křivek vyznačovalo téměř totožným chodem s pouze minimálními rozdíly. To bylo způsobeno tím, že se do té doby od začátku listopadu odehrála pouze 1 větší sněhová událost, při které však fungovalo sněhoměrné čidlo pouze na Modravě, a ostatní stanice sněhové srážky musely převzít. Taktéž kapalně srážky byly na všech stanicích převzaty z Modravy. Až s příchodem trvalejší sněhové pokrývky se rozdíly ve srážkových řadách začaly zvětšovat.

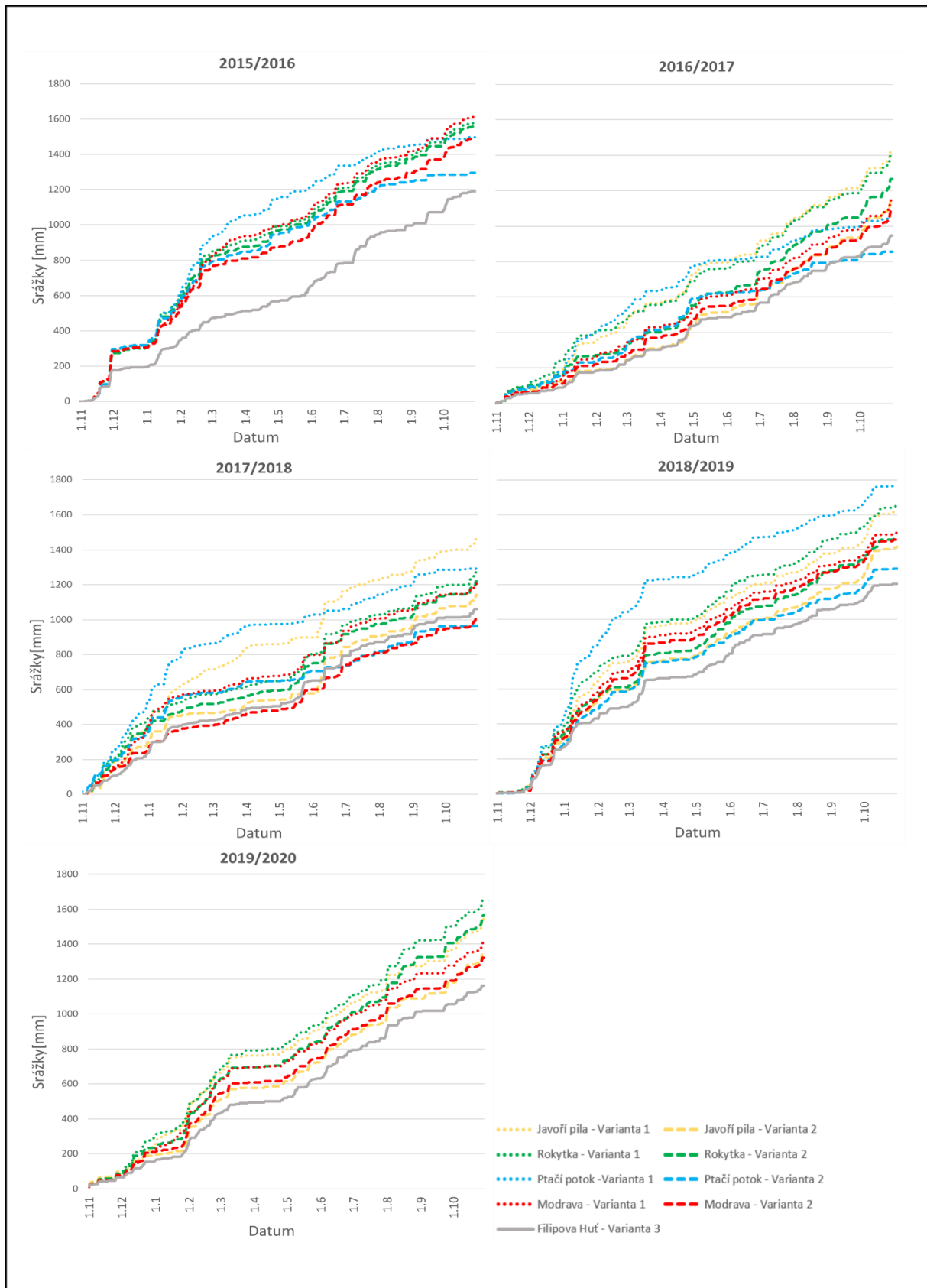
Hydrologický rok 2016/2017 měl oproti předešlému hydrologickému roku vyrovnanější průběh srážek. S výjimkou května a června, kdy převládalo relativně sušší období přibývaly srážky rovnoměrně. Jelikož v průběhu celé zimy bylo nefunkční vyhřívání srážkoměru na Modravě, byla pro všechny stanice doplněna data kapalných srážek ze srážkoměru z Filipovi Huti. Nejnižší srážkový úhrn byl naměřen stanicí na Ptačím potoce, a to pravděpodobně v důsledku ucpaného srážkoměru, který od května až do konce hydrologického roku srážky významně podhodnocoval (Tabulka 7).

V hydrologickém roce 2017/2018 měly výpadky sněhoměrných čidel 2 stanice. Na Rokytce trval od 5.1. a na Modravě od 15.1. U obou stanic, u kterých chybělo měření SWE, byly v období výpadku doplněny sněhové srážky na základě výše uvedených pravidel pomocí modelového vztahu. Z hlediska rozložení srážek byl hydrologický rok 2017/2018 méně vyrovnaný než ten předchozí. Období od 1.11. až do první poloviny února bylo srážkově poměrně bohaté. Ve zbytku hydrologického roku již bylo srážek méně, s výjimkou zhruba měsíc dlouhého období od konce května do konce června. Zatímco v zimním období byly největší srážkové úhrny naměřeny na Ptačím potoce, od jara do podzimu se pak zdejší přírůstky ve srovnání s ostatními stanicemi opět snižují, a to pravděpodobně vlivem ucpaného srážkoměru.

Hydrologický rok 2018/2019 se s výjimkou stanice na Modravě obešel bez větších výpadků. Výpadek dat na Modravě začal 27.12. a trval až do konce zimy. Proto byla srážková řada varianty 1 upravena stejně, jako v předešlých případech, tedy doplněním zimních srážek z modelového výpočtu počítajícím s přírůstkem H_{sn} . Proto se ve výsledku obě srážkové řady u Modravy liší jen minimálně. Ve srovnání s předešlými zimami ve sledovaném období byla ta v

roce 2018/2019 srážkově nadprůměrná, přičemž většina srážek spadla ve formě sněhu. V polovině března pak nastalo sušší období, které trvalo přibližně do počátku května a spadlo při něm jen pár desítek mm srážek. Po zbytek hydrologického roku již významnější suchá období nenastala a srážky přibývaly konstantně. Narozdíl od předešlých roků nebyl v roce 2019 na Ptačím potoce ucpaný srážkoměr, a proto se průběh a intenzita dešťových srážek poměrně shoduje s ostatními stanicemi.

Pro hydrologický rok 2019/2020 již nebyla dostupná data ze stanice z Ptačího Potoka. Jediný výpadek přístrojů byl na Modravě, a to v období 8.-17.3., kdy nefungovala obě sněhoměrná čidla. S výjimkou suchého období od začátku března do konce dubna byl hydrologický rok v průběhu času poměrně vyrovnaný z pohledu chodu srážek. Zatímco zima byla spíše sušší a chudá na sněhové srážky, od května až do října bylo srážek relativně hodně.



Obrázek 12: Srážkové řady z jednotlivých stanic během hydrologických let 2016 až 2020. Tečkované linie představují srážkovou řadu varianty 1 (pevné srážky měřeny pomocí SWE

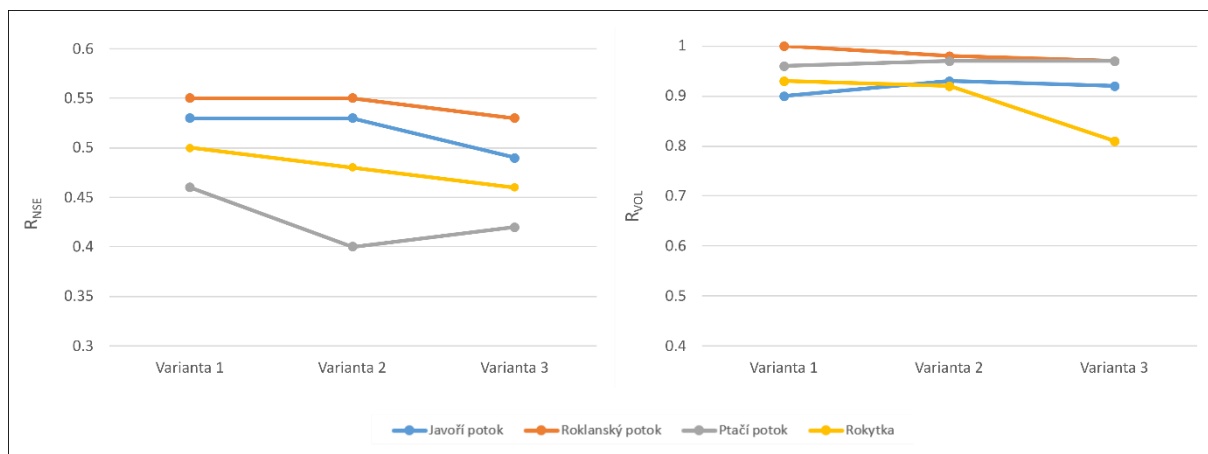
čidla) a čárkované linie představují srážkové řady varianty 2 (pevné srážky odvozeny pomocí výšky nového sněhu). Šedá linie znázorňuje referenční variantu 3, tedy srážky měřeny pomocí ombrometru na Filipově Huti.

Tabulka 7: Sumy srážkových variant v jednotlivých hydrologických letech

Stanice	Varianta srážkové řady	2015/2016	2016/2017	2017/2018	2018/2019	2019/2020
Javoří pila	varianta 1		1427	1461	1616	1544
	varianta 2		1260	1131	1300	1398
Rokytky	varianta 1	1578	1508	1271	1648	1662
	varianta 2	1556	1265	1217	1468	1566
Ptačí potok	varianta 1	1498	1042	1290	1767	
	varianta 2	1262	830	937	1274	
Modrava	varianta 1	1610	1146	1203	1497	1408
	varianta 2	1489	1087	1007	1457	1322
Filipova Huť	varianta 3	1188	945	1061	1205	1164

4.4 Kalibrace HBV modelu

Obrázek 13 znázorňuje průměrné hodnoty objektivních kritérií z obou kalibračních období pro porovnávané varianty srážkových vstupů. Nejmenší rozpětí hodnot koeficientu R_{NSE} bylo dosaženo u povodí Roklanského potoka, kde u všech variant srážkových vstupů vyšel prakticky shodný průměr. Zároveň se také jednalo o nejvyšší průměrnou hodnotu koeficientu R_{NSE} ze všech 4 povodí. V průměru nejnižší hodnoty koeficientu R_{NSE} vyšly u povodí Ptačího potoka s nejnižší hodnotou u srážkového vstupu varianty 2 ($R_{NSE} = 0,4$), s hodnotou $R_{NSE} = 0,42$ u srážkového vstupu referenční varianty 3 a s nejvyšší hodnotou $R_{NSE} = 0,46$ u varianty 1. Pro povodí Rokytky vyšly druhé nejvyšší hodnoty koeficientu R_{NSE} s nejvyšší hodnotou u varianty 1 s hodnotou $R_{NSE} = 0,5$ a nejnižší hodnotou u referenční srážkové varianty 3 s hodnotou $R_{NSE} = 0,46$. Rozdíly v hodnotách koeficientu R_{NSE} nejsou, až na povodí Javořího potoka, u jednotlivých variant srážkových vstupů příliš veliké. Také u koeficientu R_{VOL} vykazuje použití srážek varianty 3 nejhorší výsledky, až na povodí Ptačího potoka, kde vykazovalo výrazně nejhorší výsledky použití srážkové varianty 2. Rozdíly koeficientu R_{VOL} jsou mezi srážkovými variantami velmi malé u povodí Javořího a Roklanského i Ptačího potoka. U povodí Rokytky vychází z pohledu koeficientu R_{VOL} nejhůře použití srážek referenční varianty 3.



Obrázek 13: Výsledky kalibrace modelu ze 4 zájmových povodí s jednotlivými vstupy srážek. Obrázek znázorňuje hodnoty koeficientů R_{NSE} (vlevo) a R_{VOL} (vpravo), které byly vypočteny jako průměr z obou kalibračních období. Oba koeficienty nabývají hodnot $-\infty$ až 1, přičemž 1 znamená absolutní shodu.

O zvýšení či snížení přesnosti modelu oproti referenční variantě 3 za použití modifikovaných srážkových vstupů varianty 1 a 2 vypovídá obrázek 14. Za použití varianty 1 došlo k mírnému zlepšení sledovaných objektivních kritérií kalibrace modelu u všech povodí. U Povodí Rokytky pak došlo k mírnému zvýšení hodnot obou sledovaných koeficientů oproti variantě 3, zejména však koeficientu R_{VOL} , který se použitím srážek varianty 1 zvýšil o 0,12. (obrázek...). U povodí Ptačího potoka došlo s použitím srážek varianty 1 prakticky jen k drobnému zhoršení u koeficientu R_{VOL} , avšak u koeficientu R_{NSE} zase došlo k nepatrnému zlepšení. Při použití srážek varianty 2 došlo k zhoršení u povodí Ptačího potoka, u koeficientu R_{NSE} . Povodí Javořího a Roklanského potoka vykazují za použití srážek varianty 2 mírně lepší výsledky u obou studovaných koeficientů a u povodí Rokytky má použití srážek varianty 2 v případě koeficientu R_{VOL} vyšší hodnotu dokonce o 0,11.

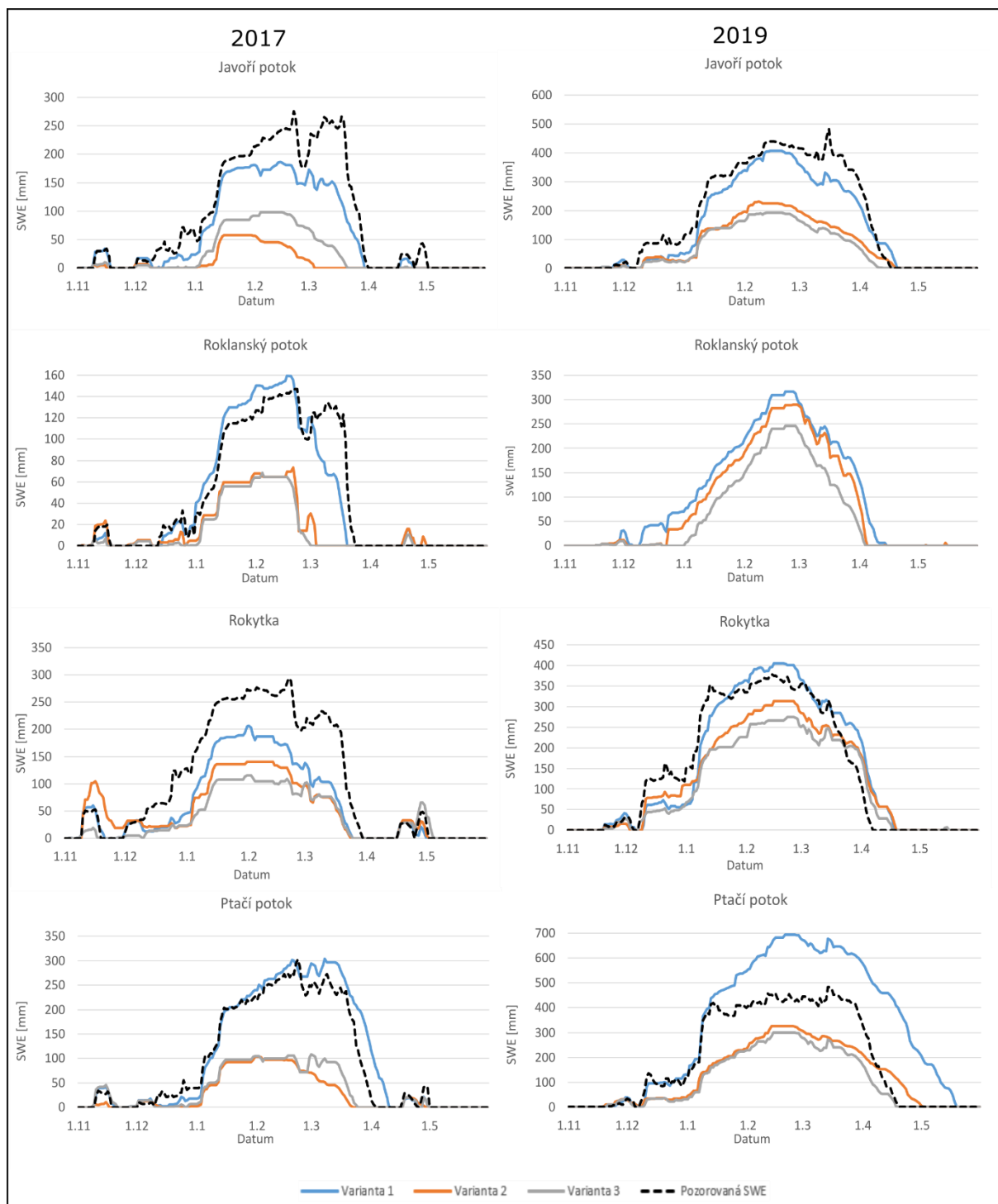
	Varianta 1		Varianta 2	
	R_{NSE}	R_{VOL}	R_{NSE}	R_{VOL}
Javoří potok	0.04	-0.02	0.04	0.01
Roklanský potok	0.02	0.03	0.02	0.01
Ptačí potok	0.04	-0.01	-0.02	0
Rokytky	0.04	0.12	0.02	0.11

Obrázek 14: Rozdíl hodnot objektivních kritérií referenční varianty 3 a varianty 1 a varianty 2. Hodnoty byly získány odečtením hodnot koeficientů R_{NSE} a R_{VOL} u varianty 1 a 2 od referenční

varianty 3. Obrázek vyjadřuje relativní zlepšení či zhoršení upravených srážkových vstupů oproti neupraveným srážkám z Filipovi Huti. Modrá barva buněk vyjadřuje relativní zlepšení, červená potom relativní znepřesnění. Barevná intenzita i číslo uvnitř vyjadřují, jak velké zpřesnění či znepřesnění nastalo za použití modifikovaných srážkových vstupů. Hodnoty daných kritérií jsou vypočteny jako průměr z obou kalibračních období

4.5 Změny sněhových a odtokových charakteristik pro různé varianty výpočtu srážek

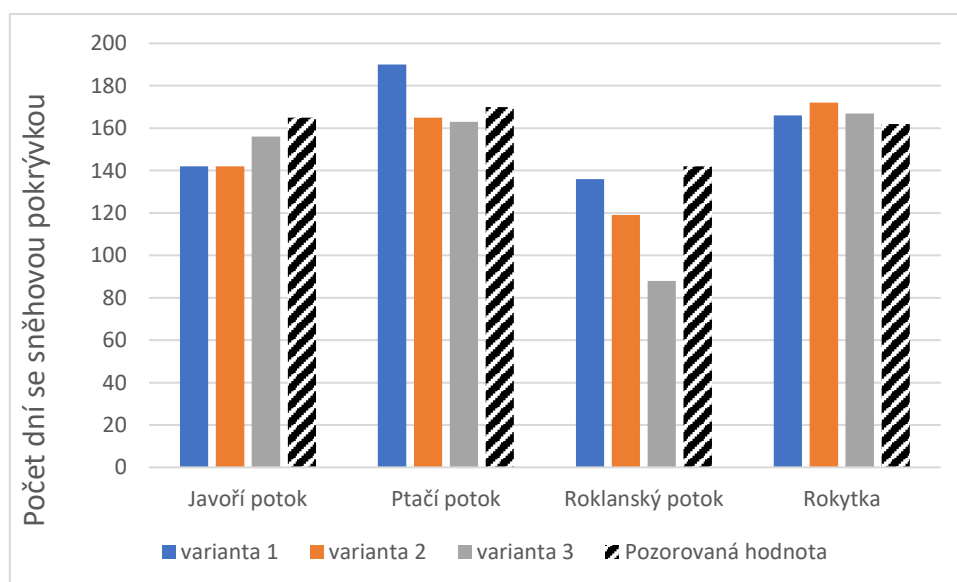
Na závěr byla provedena simulace modelu na celé pětileté období. Z výsledků by tak mělo být vidět, jak moc se rozdílné výsledky zkoumaných kritérií projeví na výsledných simulacích modelu navzdory malým vzájemným rozdílům výsledků kalibrace. Z hlediska sezónních maxim SWE model vždy simuloval nejvyšší hodnoty pro variantu 1, jelikož i kumulativní zimní srážky vychází pro variantu 1 vždy nejvyšší (Obrázek 15). Druhé nejvyšší hodnoty SWE vychází u varianty 2 a nejnižší vychází u referenční varianty 3, nicméně velikost těchto rozdílů se rok od roku mění. Například u povodí Javořího potoka v roce 2017 je simulovaný rozdíl SWE mezi variantami 2 a 3 relativně výrazný, kdežto u povodí Roklanského potoka v roce 2017 je tento rozdíl zanedbatelný. Největší rozdíly v maximech SWE mezi variantou 1 a ostatními variantami model simuloval u povodí Ptačího potoka, kdy pro rok 2017 vyšel rozdíl v SWE téměř trojnásobný oproti ostatním variantám. S výjimkou simulace pro povodí Ptačího potoka na rok 2019 se simulovaná hodnota SWE z varianty 1 nejvíce blíží pozorované hodnotě SWE, což je dáno totožným vstupem sněhových srážek.



Obrázek 15: Simulovaný průběh SWE za rok 2017 (podprůměrný rok z hlediska množství sněhových srážek podprůměrný) a 2019 (nadprůměrný rok z hlediska množství sněhových srážek) v zájmových povodích s jednotlivými vstupy srážek. Modré linie představují variantu 1, tedy srážkovou řadu, v níž byly zimní tuhé srážky měření pomocí SWE senzoru. Oranžové linie znázorňují variantu 2, ve které byl jakožto vstup zimních pevných srážek použit výpočet, který využíval vztahu mezi H_{sn} a modelovou ρ_w . Šedá linie vyjadřuje referenční variantu 3, ve které

byla jako srážkový vstup využita data z ombrometru na Filipově Huti. Poslední černá přerušovaná linie představuje sledovanou hodnotu SWE, která byla změřena pomocí SWE čidla. (Zdroj dat: KFGG, ČHMÚ).

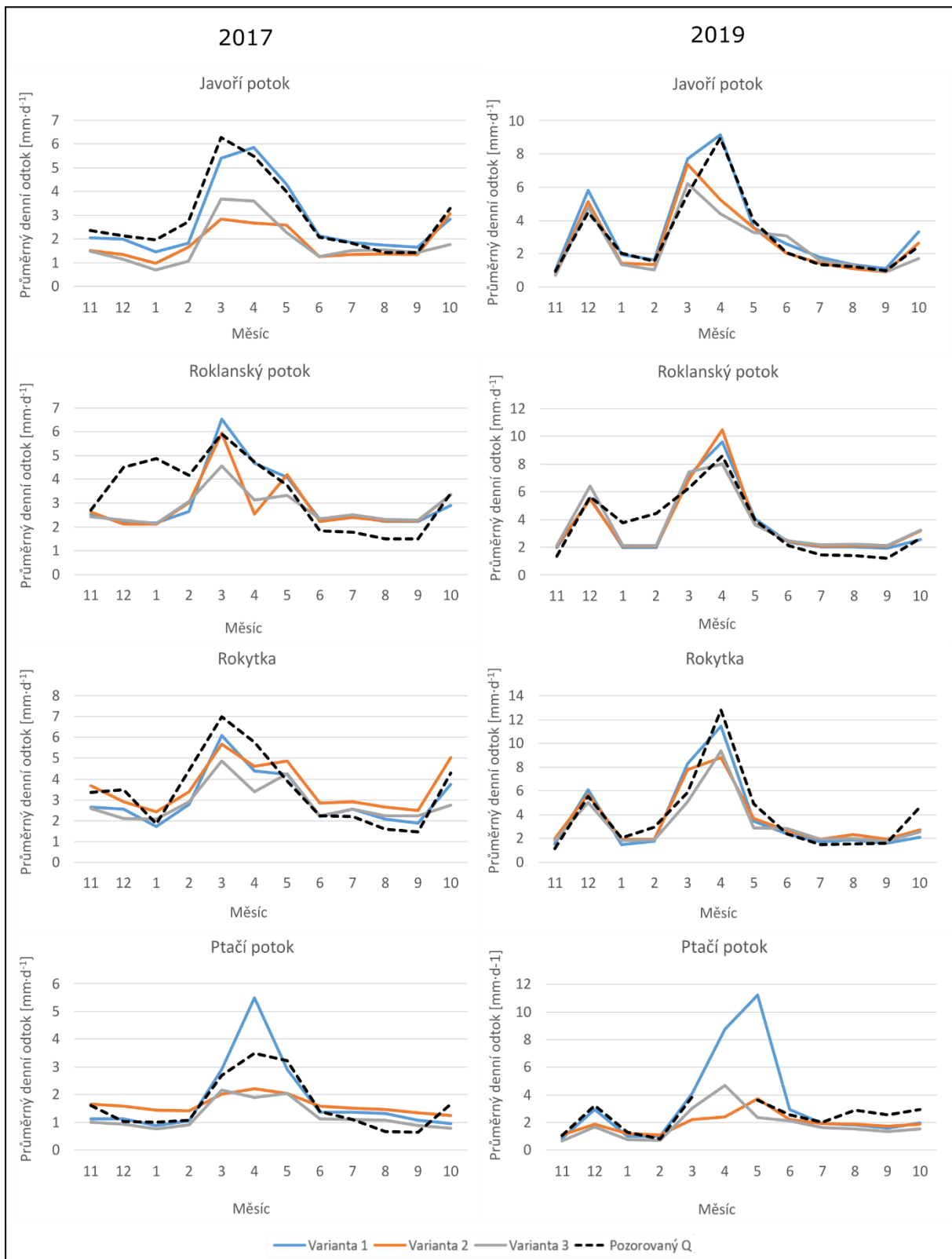
Z hydrologického hlediska je důležité nejen sezónní maximum SWE, ale také délka výskytu samotné sněhové pokrývky. V daném případě byla stanovena minimální hodnota 5 mm. U povodí Ptačího potoka model simuluje největší rozdíl v délce trvání sněhové pokrývky mezi variantou 1 a ostatními variantami srážkových vstupů. Pozorovaná délka výskytu sněhové pokrývky přitom byla o 20 dnů kratší (Obrázek 16). U povodí Javořího potoka naopak model ani s jedním srážkovým vstupem nesimuluje tak dlouhý výskyt sněhové pokrývky, jaký byl ve skutečnosti pozorován. Pro povodí Roklanského potoka model simuloval největší rozdíly v délce výskytu sněhové pokrývky mezi jednotlivými srážkovými vstupy, kdy u varianty 1 by se měl sníh udržet o 44 dní déle než u varianty 3. Pozorovaná hodnota délky výskytu sněhové pokrývky je pak zhruba o 50 dní delší, než u varianty 3. V případě povodí Rokytky naopak model simuluje u všech tří variant srážek delší výskyt, než byla pozorovaná hodnota. Navíc by se dle výsledků simulace v případě referenční varianty 3 měla udržet sněhová pokrývka déle než v případě varianty 1, a to i přes rozdíl v hodnotách maximálních sezónních průměrů SWE zhruba 70 mm ve prospěch varianty 1.



Obrázek 16: Simulace průměrného počtu dní v roce se sněhovou pokrývkou ($SWE > 5$ mm). Modré sloupce představují simulaci varianty 1, v níž byly jako srážkový vstup použity zimní tuhé srážky měřeny pomocí SWE senzoru. Oranžové sloupce znázorňují variantu 2, ve které byl jakožto vstup zimních pevných srážek použit výpočet, který využíval vztahu mezi H_{sn} a modelovou ρ_w . Šedé sloupce vyjadřují referenční variantu 3, ve které byla jako srážkový vstup

využita data z ombrometru na Filipově Huti. Černo-bílé sloupce vyjadřují pozorovanou délku výskytu sněhové pokrývky (Zdroj dat: KFGG, ČHMÚ).

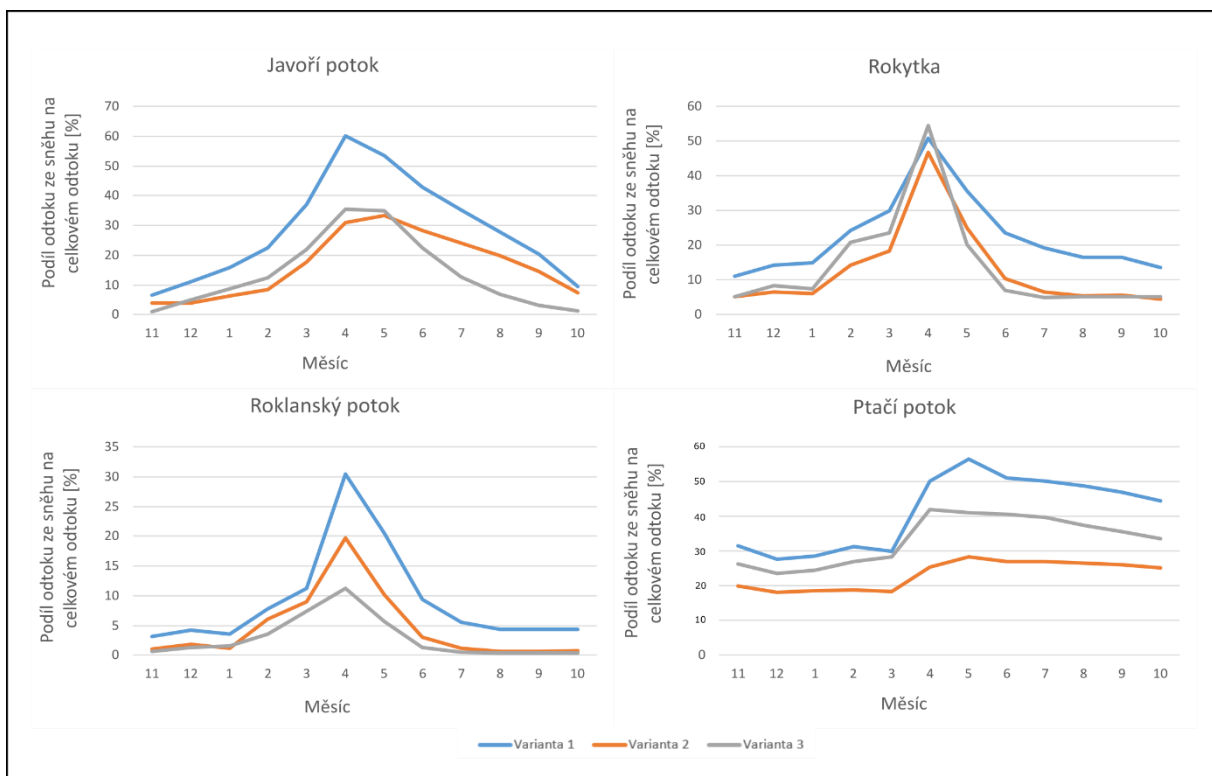
Simulace průměrných denních odtoků za daný měsíc naznačuje u všech povodí podobný roční chod (Obrázek 17). Maximální roční průtoky se vyskytují v březnu či v dubnu, a to v souvislosti s táním sněhové pokrývky. U povodí Javořího potoka model simuloval obecně poměrně veliké rozdíly mezi variantou 1 a ostatními variantami, což je způsobeno největší kumulovanou hodnotou SWE pomocí čidla. Pro rok 2019 pak model správně odhadnul načasování i maximální hodnotu průtoky, kde došlo ke shodě varianty 1 a pozorované hodnoty. U povodí Roklanského potoka model špatně simuloval počátek hydrologického roku, kdy oproti pozorovanému odtoku silně podhodnocoval, což platí u všech tří variant srážek. Naproti tomu mírně nadhodnocoval průtoky v létě 2017. U povodí Rokytky v roce 2017 model podhodnotil simulované průtoky v období jarního tání, avšak mírně podhodnotil letní průtoky. U povodí Ptačího potoka model vystihoval pozorovanou hodnotu obecně nejhůře. Zatímco období jarního tání model u varianty 1 silně nadhodnotil, ostatní varianty naopak oproti pozorovanému odtoku silně podhodnotil, což koresponduje s nízkými dosaženými hodnotami zkoumaných objektivních kritérií z kalibrace. Obecně jsou simulace pro rok 2019 přesnější než ty pro rok 2017. U všech povodí si zde model dobře poradil s prosincovými zvýšenými průtoky. U povodí Roklanského potoka byly následně podhodnocené oproti sledovanému odtoku, který ve skutečnosti přes zimu tolik nepoklesl. Správně také simulované odtoky reagují na zvýšené jarní tání a dobrá shoda je s pozorovaným odtokem také po zbytek roku. U povodí Ptačího potoka byl bohužel na jaře 2019 výpadek hladinoměru, takže v této klíčové době bohužel srovnání s jednotlivými simulacemi modelu provést nelze.



Obrázek 17: Simulace rozložení odtoku v průběhu let 2017 a 2019. Modrá barva představuje variantu 1, tedy simulaci se srážkovým vstupem doplněným o měření pevných srážek pomocí SWE senzoru. Oranžové linie znázorňují variantu 2, ve které byl jakožto vstup zimních pevných srážek použit výpočet, který využíval vztahu mezi H_{sn} a modelovou ρ_{sn} . Šedá linie vyjadřuje

referenční variantu 3, ve které byla srážkovým vstupem řada měřená pouze ombrometrem na Filipově Huti. Černé přerušované linie vyjadřují pozorované hodnoty průměrného denního odtoku (Zdroj dat: ČHMÚ, KFGG).

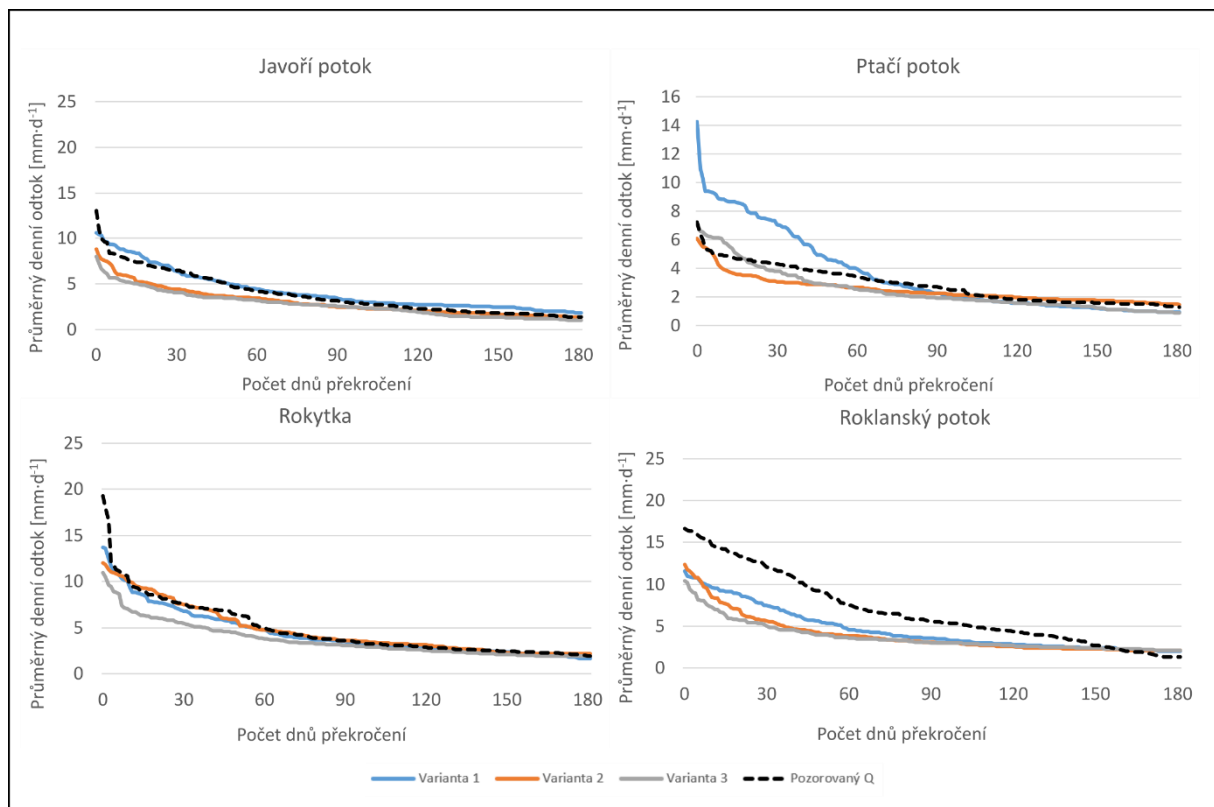
Důležitou charakteristikou, která má spojitost s výpočtem zimních srážek je podíl odtoku ze sněhu na celkovém odtoku (Obrázek 18). S výjimkou povodí Ptačího potoka je u všech povodí zaznamenán podobný roční chod s maximem sněhové složky odtoku v období jarního tání, tedy v dubnu. Významně se však liší jednak to, jak strmý je nárůst a pokles podílu sněhové složky odtoku v průběhu jarních a letních měsíců. Významně se liší objem sněhové složky odtoku, což plně koresponduje se simulovanými hodnotami SWE. Z hlediska ročního chodu je výjimkou povodí Ptačího potoka, kde model nesimuluje téměř žádné změny v období od listopadu do března. Následně dochází k relativně strmému nárůstu podílu odtoku ze sněhu, i když oproti ostatním povodím je tento nárůst relativně malý. Po zbytek roku již simulace předpokládají velice pozvolný pokles podílu sněhové složky odtoku.



Obrázek 18: Simulace podílu odtoku ze sněhu na celkovém odtoku v hydrologických letech 2016 až 2020. Hodnoty byly vypočteny jako průměrné denní hodnoty z celého pětiletého období, ze kterých byly následně vypočteny průměrné hodnoty za každý měsíc. Oranžové linie znázorňují variantu 2, ve které byl jakožto vstup zimních pevných srážek použit výpočet, který využíval vztahu mezi H_{sn} a modelovou ρ_w . Šedá linie vyjadřuje referenční variantu 3, ve které byla

srážkovým vstupem řada měřená pouze ombrometrem na Filipově Huti. Černé přerušované linie vyjadřují pozorované hodnoty průměrného denního odtoku (Zdroj dat: ČHMÚ, KFGG).

Křivky M-denních odtoků (Obrázek 19) vyjadřují vztah mezi průměrným denním odtokem a počtem dní ve sledovaném období, kdy je hodnota odtoku dosažena či překonána. Zatímco u některých povodí model simuloval poměrně malé rozdíly v odtoku mezi jednotlivými variantami srážkových vstupů v průběhu sledovaného období, u některých povodí byly rozdíly značné. Příkladem povodí s dobrou shodou křivek M-denních průtoků je povodí Javořího potoka, kde s pozorovanou hodnotou nejlépe koresponduje simulace se srážkovou variantou 1. Ostatní simulace jsou oproti pozorované hodnotě mírně podhodnoceny, a to zejména mezi Q_{d_0} až $Q_{d_{60}}$. Dobrá shoda mezi pozorovaným a simulovanými odtoky byla dosažena také u povodí Rokytka, kdy simulace podhodnotila pouze zhruba Q_{d_0} až Q_{d_5} . U povodí Roklanského potoka model simuloval nižší odtok u všech srážkových variant oproti pozorované křivce M-denních průtoků. U povodí Ptačí potoka s pozorovanou křivkou M-denních odtoků dobře korespondovaly varianty 2 a 3, zatímco varianta 1 je oproti pozorované křivce značně nadhodnocena, a to zejména mezi Q_{d_0} až $Q_{d_{60}}$.



Obrázek 19: Křivka M-denních průtoků v zájmových povodích s jednotlivými vstupy srážek (průměr z let 2015 respektive 2016-2020). Modré linie představují variantu 1, tedy simulaci

modelu se vstupem srážek, v němž byly zimní tuhé srážky měřeny pomocí SWE senzoru. Oranžové linie znázorňují variantu 2, ve které byl jakožto vstup zimních pevných srážek použit výpočet, který využíval vztahu mezi H_{sn} a modelovou ρ_w . Šedá linie vyjadřuje referenční variantu 3, ve které byla jako srážkový vstup využita data z ombrometru na Filipově Huti. Žlutá linie vyjadřuje křivku M-denních průtoků sestavenou z pozorovaných hodnot (Zdroj: KFGG, ČHMÚ).

5. Diskuze

5.1 Možné chyby vzniklé měřením a zpracováním dat

Na počátku byly z automaticky měřených sněhoměrných dat syntetizovány sněhové události, ze kterých byl následně odvozen vztah pro výpočet hustoty nového sněhu. Zatímco k měření H_s na Javoří Pile bylo použito laserové čidlo, ostatní stanice byly vybaveny ultrazvukovým čidlem. V přesnosti senzorů měřících H_s jsou významné rozdíly, což potvrzují například Mair a Baumgartner (2010), kteří porovnávali přesnost ultrazvukového a laserového typu senzoru. Laserový senzor je podle jejich výsledků významně přesnější než ultrazvukový, a to zejména z pohledu rozkolísanosti naměřených dat a také z pohledu schopnosti senzoru měřit H_s těsně před úplným roztáním. V této studii se jejich poznatky potvrdily, přičemž data z laserového čidla byla mnohem vhodnější k extrakci sněhové události. Podobný poznatek ohledně přesnosti senzorů k měření H_s měli také Helfricht a kol. (2018), kteří laserové čidlo doporučili pro modelování SWE z H_s a lokálně měřených meteorologických parametrů. Přestože moderní senzory dokáží měřit H_s s přesností na centimetry, nebo dokonce milimetry, skutečnou H_s nevystihují příliš dobře, kvůli její velké prostorové variabilitě. Ultrazvukové či Laserové čidlo měří H_s prakticky jen v jednom bodě. Pro reprezentativnější hodnotu H_s by bylo zapotřebí každou sněhoměrnou stanici osadit více senzory měřícími dále od sebe, což je praktikováno například v Kanadě, kde jsou sněhoměrné stanice běžně vybaveny dvěma senzory vzdálenými od sebe několik metrů (Fischer a Nitu, 2008). Prostorová variabilita SWE je nižší, než prostorová variabilita H_s (Singh a Singh, 2000). U Sněhoměrných polštářů a sněhoměrných vah je měřena hmotnost sněhu na větší ploše, než je tomu u ultrazvukových a laserových čidel pro měření H_s , která navíc neměří přesně nad středem SWE čidla. Vzhledem k výše uvedeným skutečnostem je možné, že změřené hodnoty ρ_{sn} jsou zavádějící. SWE na Javoří Pile a na Rokytce byla měřena pomocí sněhoměrného polštáře, na Modravě pomocí sněhoměrných vah a na Ptačím potoce je SWE měřeno pomocí zařízení SPA. Automaticky měřená sněhoměrná data bývají často zatížena významnými chybami, a jejich velikost a mechanismus vzniku je pro každý typ senzoru jiný. U senzorů pro měření SWE na principu gravimetrie se vyskytuje jiný typ chyb, než u zařízení SPA. SPA nejvíce trpí na vzduchovou kapsu, která se vytvoří okolo šikmo instalovaného senzoru vlivem větru, a také na situace, kdy se při sněžení nalepí na šikmý senzor lepivý mokrý sníh, případně když na senzoru vznikne námraza. Známa je také zhoršená schopnost systému měřit sněhovou pokrývkou nižší než přibližně 0,5 m (Schattan a kol. 2017),

což je H_s , které často nebylo ani dosaženo. Data z SPA na Ptačím potoce byla celkově poměrně hodně rozkolísaná a pravděpodobně často zcela chybná. Pro minimalizaci chyby vzniklé vlivem větru je nezbytné provádět pravidelnou revizi senzoru přímo v terénu, což by však výrazně zvýšilo nároky na lidskou práci a čas. Revize zařízení tak byla prováděna pouze příležitostně. Chybná výstupní data mohla z SPA na Ptačím Potoce vzejít také v případě, že sněhovou pokrývku v místě měření narušila nějaká živá bytost, ať už šlo o divou zvěř nebo třeba zvědavé turisty, jelikož se měřící zařízení nachází v relativně těsné blízkosti běžkařské trasy. Sněhoměrný polštář, a do jisté míry také sněhoměrné váhy trpí nejčastěji na chybovost způsobenou efektem přemostění, přičemž podle Johnsona a Schaefera (2002) běžně bývá velikost chyby způsobené tímto mechanismem až 40 %. Tento negativní efekt mohl nepochybně postihnout i zařízení, která byla využita v této studii. Identifikace chyb způsobených tímto mechanismem je však poměrně komplikovaná, jelikož změny v datech jsou pozvolné, projevují se zejména tím, že zařízení od chvíle vzniku krusty ve sněhové pokrývce přestává adekvátně reagovat na následné přírůstky či úbytky sněhu. Další chyby v měření se týkají srážkoměrů. Ty mívají nejčastěji povahu buď úplného výpadku, nebo jen sníženou schopnost registrovat dešťové srážky. Nejčastěji bývá srážkoměr ucpaný biomasou, která do něj napadá, a která následně brání odtoku vody do překlopného mechanismu. V takovém případě je potřeba srážkoměr vyčistit, což v relativně odlehlých lokalitách na Šumavě není vždy snadné. Velikou výhodou je, že při porovnání dat ze srážkoměrů v blízkém okolí lze na ucpaný srážkoměr snadno přijít. Chyby ve formě ucpaného srážkoměru byly při zpracování dat v rámci této práce poměrně častý jev, a to zejména u stanice na Ptačím potoce, kde bylo do dat nutno často zasahovat, což s sebou přináší další významnou nejistotu.

S chybami vzniklými při měření souvisely následné komplikace, chyby či nejistoty při zpracování těchto dat. V prvním kroku byly hledány sněhové události, které plnily předem stanovená kritéria (úvod kapitoly 3.3.1). Prvotní výběr sněhových událostí z původních dat byl prováděn automatizovaně podle určitých kritérií, což mohlo zapříčinit výběr většího počtu sněhových událostí, než by bylo vybráno na základě osobního úsudku, jelikož některé déle trvající sněhové události byly díky automatizaci rozděleny na několik kratších sněhových událostí. Vliv na výběr sněhových událostí mohla mít také reakční doba sněhoměrných polštářů, kterým v závislosti na jejich velikosti trvá různě dlouhou dobu správně zareagovat na novou sněhovou pokrývku a změřit finální hodnotu SWE po skončení sněžení. Tarble (1968, Citováno v Singh a Singh (2000)) upozorňuje, že u sněhoměrných polštářů o menší ploše je tato reakční doba výrazně delší než u větších polštářů, které jsou proto pro uvedené účely vhodnější. Při výběru události se negativně projevovala rozkolísanost dat, díky které pravděpodobně došlo

k výběru některých sněhových událostí, které být vybrány neměly nebo naopak nebyly vybrány některé, které vybrány být měly. Stejný efekt mohly mít také některé z uvedených chybových mechanismů, které postihují sněhoměrná čidla nebo případně vliv větru, který v průběhu sněžení průběžně modifikoval H_s a SWE. Při následné kontrole automatizací vybraných sněhových událostí sehrála velkou roli možnost vzájemně porovnávat a kontrolovat sněhoměrná data z ostatních stanic v okolí mezi sebou. Díky tomu mohlo dojít k vyřazení některých událostí, ve kterých byly určité nesrovnalosti. Po výběru sněhových událostí jich bylo celkem 11 s ρ_{sn} nižší než 0,07 a ρ_{sn} vyšší než 0,25 vyřazeno kvůli eliminaci možných chyb. Přestože Helfricht a kol., (2018) v průměru registrovali u automaticky měřených sněhoměrných dat průměrnou hodnotu $\rho_{sn} = 0,68 \pm 8$ kg, spodní hranice intervalu byla zvolena vzhledem k povaze výsledných hodnot ρ_{sn} v případě této studie, která se pohybuje od 0,12 u stanice na Modravě po 0,18 v případě stanice na Ptačím potoce. V tomto případě mohly být vyřazeny některé události, které chybně změřeny nebyly, a opravdu u nich byla ρ_{sn} velmi vysoká nebo naopak velmi nízká.

K chybám mohlo dojít také v průběhu sestavování srážkových řad. Při jejich tvorbě proběhla agregace původních dat v hodinovém kroku do dat v kroku denním. Pro každý den byla vypočtena průměrná teplota vzduchu, přičemž případné srážky byly na základě prahové hodnoty průměrné denní teploty = 1°C klasifikovány buď jako srážky dešťové nebo jako srážky sněhové změřené buď SWE čidlem nebo vypočtené pomocí odvozeného vztahu z H_{sn} . Oproti konvenční metodě výpočtu průměrné denní teploty vzduchu byla v tomto případě použita metoda výpočtu z hodinových denních průměrů, což však zřejmě nemělo na výsledky velký vliv. Zobecněním hodinových dat na data denní však pravděpodobně vznikly určité chyby, jelikož průměrná denní teplota nevystihuje dostatečně přesně teplotní podmínky v průběhu srážkové události. Například mohlo zpočátku dne sněžit při záporných teplotách a po ustání sněžení mohlo dojít k oteplení, takže by průměrná denní teplota byla vyšší než 1°C. V takovém případě by byly srážky klasifikovány jako déšť, přestože se ve skutečnosti jednalo o srážky pevné. Přestože pro klasifikaci srážek mezi dešťové či sněhové byla využita dvojitá podmínka, nastavená prahová průměrná denní teplota vzduchu mohla být přesto limitující pro některé situace, kdy sněžilo i za vyšší průměrné denní teploty než byla stanovená prahová hodnota, a přesto byl registrován kladný přírůstek SWE na sněhoměru. Pokud byly srážky v zimní sezóně klasifikovány jako déšť, potom byly pro všechny stanice doplněny dešťové srážky z vyhřívaného ombrometru z Modrav. Rozdíl ve výsledných srážkových řadách oproti použití kapalných zimních srážek z ombrometrů umístěných přímo v daných lokalitách však nejsou

známy, jelikož s touto variantou vůbec počítáno nebylo. Srážky by mohly být na jednu stranu vyšší, protože ve zbylých třech zkoumaných lokalitách je srážek v průměru více než na Modravě, ale na druhou stranu je ombrometr na Modravě vyhříváný, a proto zde nehrozí takové riziko tvorby ledu či zavátí srážkoměru sněhem jako na ostatních stanicích.

Posledním krokem bylo ověření přesnosti odvozených variant srážkových řad formou kalibrace HBV modelu. Největší nejistotou, která mohla kromě přesnosti srážkových vstupů ovlivnit výsledek kalibrace modelu jsou data průtoků. Ve všech čtyřech zájmových povodích je měřen pomocí hladinoměru vodní stav, který je dále převáděn na průtok pomocí měrné křivky průtoků. Ta se v daném profilu říčního koryta stanovuje proložením dat naměřených průtoků křivkou vhodné matematické funkce. Přesnost měrné křivky průtoků nejvíce závisí na metodě a preciznosti stanovení průtoků, na počtu měření a v neposlední řadě na rozpětí naměřených hodnot. Ideální pro získání co nejpřesnější měrné křivky průtoků je znát průtok pokud možno při extrémních vodních stavech. Výsledky kalibrace souvisí také s nastavenými intervaly hodnot jednotlivých parametrů modelu, kterých mohou nabývat. V menší míře pak záleží také na nastaveném počtu iterací, které byly v tomto případě ponechány ve výchozím nastavení na hodnotě 6000. Roli také sehrává nastavení povodí v HBV modelu, kde se definují intervaly nadmořských výšek a jejich plošné zastoupení. Jednotlivé výškové zóny byly rozděleny po 100 m, avšak je pravděpodobné, že rozdělení povodí do více zón po menších intervalech by pozitivně ovlivnilo výsledky kalibrace.

V poslední řadě je třeba zmínit, že na chyby mohlo dojít také díky lidskému faktoru. To se týká zejména manipulace s daty, které bylo v průběhu této práce relativně hodně. Mohlo tedy vlivem nedostatečné důslednosti dojít například ke kopírování špatného sloupce či řádku dat.

5.2 Vliv meteorologických faktorů na hustotu nového sněhu

Hledána byla závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu a vlhkosti vzduchu měřené ve výšce dvou metrů. Jiné meteorologické veličiny v zájmových lokalitách měřeny nebyly, s výjimkou stanice na Modravě, což však nebylo pro účely této práce dostačující. Teplota vzduchu v různých výškách a v různých svých podobách hraje roli ve většině studií, které se zabývaly modelováním hustoty nového sněhu. Již několik dekad je totiž známo, že teplota vzduchu hraje významnou roli ve velikosti a tvaru formujících se sněhových krystalů (Gold a Power, 1952). Diamond a Lowry (1954) či Simeral a kol. (2005) zase odvodili vztah pro výpočet hustoty nového sněhu, ve kterém figuruje jako parametr teplota vzduchu

v tlakové hladině 700 mb, což přibližně odpovídá nadmořské výšce 3000 m. Využití takových dat by ovšem v šumavských podmínkách nebylo prakticky realizovatelné díky výrazně menší nadmořské výšce. Teutsch (2009) objevil, že hustota nového sněhu měřena každých 12 hodin na údolních stanicích nejlépe koreluje s vlhkou teplotou měřenou na horských stanicích v blízkém okolí. Judson a Doesken (2000) vysvětlili 52 % variability dat hustoty nového sněhu pomocí teploty vzduchu v blízkosti zemského povrchu. Wetzel a kol., (2004) zase našli závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu měřenou ve třech různých výškových hladinách. Naproti tomu se Meisterovi (1985) nepodařilo objevit signifikantní závislost hustoty nového sněhu na teplotě vzduchu, avšak následné rozdělení dat do několika kategorií podle teploty vzduchu již vedlo k objevení signifikantní závislosti. Vlhkost vzduchu se v parametrizacích pro výpočet hustoty nového sněhu používá jako prediktor méně často než teplota vzduchu. Schmucki a kol., (2014) například využili relativní vlhkost vzduchu jen jako jeden z prediktorů společně s teplotou vzduchu a rychlostí větru. Využití vlhké teploty k modelování hustoty nového sněhu však částečně také odráží vlhkostní podmínky v průběhu sněžení, jelikož vlhká teplota závisí jednak na teplotě a jednak na vlhkosti vzduchu. Jedním z nejčastěji používaných prediktorů pro výpočet hustoty nového sněhu je rychlost větru. Data z anemometru však byla dostupná pouze ze stanice na Modravě, a pravděpodobně i z důvodu poměrně malého objemu dat nebyla závislost hustoty nového sněhu na rychlosti větru prokázána. Zatímco v této studii se používá k výpočtu hustoty nového sněhu lineární vztah používající 2 prediktory, některé studie (Schmucki a kol., 2014; Meister, 1985) počítají s nelineárními vztahy. Valt a kol., 2018 nicméně považuje jednoduchý lineární vztah s teplotou vzduchu jakožto prediktorem za optimální pro použití v oblasti celých Alp. V jejich studii ovšem využívali pro každý měsíc v roce jiný vztah, což vedlo k vysvětlení až 90 % variability dat, což je oproti nejvyšší dosažené hodnotě z Javoří Pily ($R^2 = 0,35$) výrazně lepší výsledek. Autoři přitom využili dataset o celkovém počtu více než dvanácti tisíc měření ze 122 alpských stanic, která pocházela vždy z manuálních odběrů sněhového jádra prováděných každé ráno po sněhové události. Měli tedy k dispozici výrazně větší množství dat, která navíc nebyla zatížena možnými chybami souvisejícími s měřením a zpracováním automaticky měřených kontinuálních dat, jako je například jejich veliká rozkolísanost. Pro výpočet zimních srážek nakonec byla použita rovnice vícenásobné regresní přímky, kdy použití parametrů vlhkosti i teploty vzduchu vedlo k mírnému nárůstu koeficientu determinace na hodnotu 0,39. Přestože všem autorům výše zmíněných studií se podařilo vysvětlit větší podíl variability dat, všechny se opíraly o manuálně měřená data. Jediná studie, která počítá hustotu nového

sněhu z hodinových, automaticky měřených dat pochází od Helfrichta a kol., (2018), kteří počítali hustotu nového sněhu v hodinovém intervalu, a nikoliv pro celé sněhové události, jako tomu bylo v případě této studie. Po zahrnutí korekce dat kvůli postupnému sesedání sněhu registrovali průměrnou hustotu nového sněhu 0,068, což je výrazně nižší hodnota, než jaká byla zjištěna v této studii, a která se pohybovala v průměru mezi 0,12 a 0,18. Důvodem pro takto rozdílné výsledné hodnoty mohl být právě významný vliv sesedání sněhové pokrývky v průběhu delších časových intervalů probíhajících sněhových událostí a také nezahrnutí vlivu kompakce pomocí zvláštní korekce, kterou autoři zmíněné studie provedli. Valt a kol. (2018) uvádí průměrnou hustotu nového sněhu na denní bázi 0,115, což je mírně nižší hodnota, než jaká vycházela v této studii.

5.3 Vliv různých srážkových vstupů na výsledné sněhové a odtokové charakteristiky

Přesnost sestavených srážkových řad byla provedena pomocí kalibrace hydrologického modelu HBV. Přesnost srážek byla reprezentována výslednými koeficienty logaritmického Nash-Suttclifova koeficientu a celkovou chybou odtoku. Výsledné hodnoty logaritmického Nash-Suttclifova koeficientu se pohybují v rozmezí od 0,4 do 0,55. Výsledné hodnoty celkové chyby odtoku se pohybují v rozmezí 0,81 až 1. Jde však o hodnoty, které jsou částečně zkresleny, jelikož se jedná o průměrnou hodnotu ze dvou kalibračních období. Také rozdíly hodnot obou koeficientů mezi jednotlivými variantami srážek jsou minimální. Pouze u Rokytky došlo při použití referenčních srážek z Filipovi Huti k mírnému zhoršení u celkové chyby odtoku, avšak u ostatních povodí byly rozdíly mezi variantami srážkových vstupů minimální. Tento fakt poukazuje na robustnost HBV modelu, který i při velmi odlišných srážkových vstupech (někdy i více než 15% rozdíly) vrací téměř stejné hodnoty kalibračních koeficientů. Po použití parametrů vždy z té úspěšnější z obou kalibrací pro simulaci celého pětiletého období však byly zjištěny mnohem výraznější rozdíly, než které ukazovaly výsledky kalibrace modelu. Obrázek 15, který znázorňuje simulaci vodní hodnoty sněhu pro různé srážkové vstupy ukazuje, že ve všech případech se pozorované vodní hodnotě sněhu nejvíce blíží výstup ze srážkové varianty 1, což je pravděpodobně způsobeno tím, že zimní srážky, které tvořily sněhovou složku srážek z varianty 1 byly kalibrovány na totožných datech, která v grafech tvoří linii pozorovaného průběhu vodní hodnoty sněhu. Markantní jsou rozdíly v simulacích vodní hodnoty sněhu pro variantu 1 a ostatní varianty srážek, přestože výsledné hodnoty koeficientů z kalibrace byly malé. Největší rozdíly jsou ve většině případů mezi variantou 1 a variantou 2.

Výsledky v simulacích mezi variantou 2 a variantou 3 se příliš neliší, podobně jako se příliš neliší rozdíly v kumulativních srážkách těchto variant. Výsledné pozorované vodní hodnoty sněhu, které jsou v grafech zaneseny jsou měřeny pomocí čidel pro měření vodní hodnoty sněhu, což znamená, že pozorované hodnoty mohou být zatížené chybami, které se pojí s jednotlivými druhy čidel (kapitola 5.1). Reálně tedy mohla být vodní hodnota sněhu ještě vyšší, než byla její pozorovaná hodnota. Sněhové charakteristiky, které model simuluje mohou být ovlivněny výpadky sněhoměrných čidel, které se v některých lokalitách a některých zimách objevily. V takovém případě byly chybějící data doplněna pomocí principů, podle kterých byly sestavovány zimní srážky varianty 2 (kapitola 3.3.2).

Pokud jde o simulované průtoky, zde srážky z varianty 1, podobně jako u vodní hodnoty sněhu, také nejlépe vystihují pozorované hodnoty, s výjimkou povodí Ptačího potoka, kde model maximální průtoky oproti pozorovaným hodnotám výrazně nadhodnocoval, což bylo zapříčiněno poměrně nízkými kumulativními průtoky vstupních dat, které se většinou pohybovaly pod 1000 mm za rok. Kvalita dat průtoků, které vstupovaly do modelu byla obecně jedním ze zásadních faktorů ovlivňujících výsledek kalibrace a simulace modelu, podobně jako vstupní srážky.

6. Závěr

Formou rešerše zahraniční i české odborné literatury byly zhodnoceny poznatky o měření zimních srážek s důrazem na měření sněhových srážek, a to jak pomocí automatických metod, tak metod manuálních. Rešerše je pojatá jako přehled v současnosti nejpoužívanějších metod pro měření zimních srážek, přičemž u každé metody jsou shrnuty chyby a nepřesnosti, kterými je zatížena. Uvedeny jsou také možnosti, jak vznik těchto chyb eliminovat nebo je dodatečně opravit.

Dále byla provedena analýza dat ze čtyř šumavských sněhoměrných stanic, která vedla k výpočtu závislosti hustoty nového sněhu na teplotě a vlhkosti vzduchu. Do výsledné regresní rovnice byly dále dosazovány denní přírůstky výšky sněhu, což vedlo k jejich přepočtu na zimní srážky. K takto vypočteným srážkám byly paralelně spočteny jak srážky, které byly měřeny pomocí čidel pro stanovení vodní hodnoty sněhu tak srážky měřené ombrometrem, který se nachází na stanici s obsluhou. Přesnost těchto 3 srážkových řad byla testována pomocí kalibrace i simulace hydrologického modelu HBV. Z provedených analýz plynou následující závěry:

- Hustota nového sněhu je závislá na teplotě a vlhkosti vzduchu měřené ve 2 metrech nad zemským povrchem. Zjištěna byla signifikantní závislost s výslednou hodnotou Spearmanova korelačního koeficientu $r_s = 0,62$, kde teplota a vlhkost vzduchu společně vysvětlují 39 % variability dat. První výzkumná hypotéza tedy byla potvrzena.
- Nejvyšší srážkové úhrny byly změřeny pomocí senzoru k měření vodní hodnoty sněhu a nejnižší srážky pocházely z ombrometru na Filipově Huti. Vypočtené srážky z výšky nového sněhu byly z hlediska množství nižší než srážky z čidla pro měření vodní hodnoty sněhu, ale vyšší než referenční srážky z Filipovi Huti.
- Kalibrace HBV modelu poskytuje u všech tří variant srážek velmi podobné výsledky pozorovaných kritérií s malými vzájemnými rozdíly, což naznačuje, že HBV model je velice robustní. Hodnota logaritmického Nash-Suttclifova koeficientu se pohybovala mezi 0,4 a 0,55. Hodnota koeficientu celkové chyby odtoku se pohybovala mezi 0,81 a 1. Druhá výzkumná hypotéza tedy byla vyvrácena.

- I přes malé rozdíly hodnot výsledných objektivních kritérií z kalibrace modelu jsou často výsledné simulace velmi odlišné.
- Z výsledků provedené analýzy nelze jednoznačně určit, která varianta srážek nejvíc vystihuje reálné srážkové úhrny, jelikož pozorované hodnoty zkoumaných sněhových a odtokových charakteristik jsou vždy zatíženy určitými nepřesnostmi a nejistotami, které jsou spojeny s jejich měřením.

7. Použité zdroje literatury

1. Alcott, T. I., & Steenburgh, W. J. (2010). Snow-to-liquid ratio variability and prediction at a high-elevation site in Utah's Wasatch Mountains. *Weather and forecasting*, 25(1), 323-337.
2. Andersen, T., Lundteigen-Fossdal, M., Killingtveit, A., & Sand, K. (1987, June). The snow radar: A new device for areal snow depth measurements. In *Proceedings of Workshop on Hydropower in Cold Climates, NTH, Trondheim, Norway* (pp. 1-14).
3. Anderson, E. A. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Stanford University.
4. Andreasen, M., Jensen, K. H., Desilets, D., Zreda, M., Bogen, H. R., & Looms, M. C. (2017). Cosmic-ray neutron transport at a forest field site: the sensitivity to various environmental conditions with focus on biomass and canopy interception. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(4), 1875-1894.
5. ArcData Praha., & ZÚ, Č. (2022). ArcČR® 500 ver. 3.0. *Praha: Arcdata Praha, ZÚ & ČSÚ*. URL: <https://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr>.
6. Beaumont, R. T. (1965). Mt. Hood pressure pillow snow gage. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 4(5), 626-631.
7. Bogen, H. R., Herrmann, F., Jakobi, J., Brogi, C., Ilias, A., Huisman, J. A., ... & Pinaras, V. (2020). Monitoring of snowpack dynamics with cosmic-ray neutron probes: A comparison of four conversion methods. *Frontiers in water*, 2, 19.
8. Brandelik, A., Huebner, C., Doepke, G., & Wunderle, S. (1998, July). Advanced ground truth for snow and glacier sensing. In *IGARSS'98. Sensing and Managing the Environment. 1998 IEEE International Geoscience and Remote Sensing. Symposium Proceedings*. (Cat. No. 98CH36174) (Vol. 4, pp. 1873-1875). IEEE.
9. DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
10. Diamond, M., Lowry, W.P. (1954). Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 11(6), 512-513.
11. DIBAVOD (Digitální báze vodohospodářských dat) [online]. © Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., odbor ochrany vod a informatiky, odd. GIS, 2007 [citováno 28.7.2022]. Dostupné z <<https://www.dibavod.cz/>>.

12. Egli, L., Jonas, T., & Meister, R. (2009). Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*, 57(2-3), 107-115.
13. Farnes, P., & J. Rompel (1969), Montana telemetry system, paper presented at 37th Western Snow Conference, pp. 102–107.
14. Farnes, P. E., Goodison, B. E., Peterson, N. R., & Richards, R. P. (1982, April). Metrication of manual snow sampling equipment. In *Proceedings of the 50th Annual Western Snow Conference, Reno, NV, USA* (pp. 20-23).
15. Fischer, A., & Nitu, R. (2008, November). Improving the quality of in-situ measurement of solid precipitation in Canada. In *TECO conference, St Petersburg*.
16. Goodison, B. E. (1978, February). Accuracy of snow samplers for measuring shallow snowpacks: an update. In *Proceedings 35th Annual Meeting Eastern Snow Conference* (pp. 36-49).
17. Goodison, B. E., Wilson, B., Wu, K., & Metcalfe, J. (1984, April). An inexpensive remote snow-depth gauge: an assessment. In *Proceedings of the 52nd Annual Western Snow Conference, April* (pp. 17-19).
18. Gold, L. W., & Power, B. A. (1952). Correlation of snow-crystal type with estimated temperature of formation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 9(6), 447-447.
19. Gugerli, R., Salzmann, N., Huss, M., & Desilets, D. (2019). Continuous and autonomous snow water equivalent measurements by a cosmic ray sensor on an alpine glacier. *The Cryosphere*, 13(12), 3413-3434.
20. Heggli, A. (2013, April). Data analysis of the snow pack analyzing system tested by UCAR. In *Proceedings of the Western Snow Conference, Lake Worth, FL, USA* (pp. 15-18).
21. Helfricht, K., Hartl, L., Koch, R., Marty, C., & Olefs, M. (2018). Investigating performance and correlation of ground-based snow depth and precipitation measurements. In *Proceedings of the International Snow Science Workshop Proceedings*.
22. Helfricht, K., Hartl, L., Koch, R., Marty, C., & Olefs, M. (2018). Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 2655-2668.

23. Johnson, J. B., & Schaefer, G. L. (2002). The influence of thermal, hydrologic, and snow deformation mechanisms on snow water equivalent pressure sensor accuracy. *Hydrological Processes*, 16(18), 3529-3542.
24. Johnson, J. B., Gelvin, A. B., Duvoy, P., Schaefer, G. L., Poole, G., & Horton, G. D. (2015). Performance characteristics of a new electronic snow water equivalent sensor in different climates. *Hydrological Processes*, 29(6), 1418-1433.
25. Johnson, J. B., Gelvin, A., & Schaefer, G. (2007, April). An engineering design study of electronic snow water equivalent sensor performance. In *Proceedings of the 75th Annual Western Snow Conference* (Vol. 1029).
26. Judson, A., & Doesken, N. (2000). Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1577-1588.
27. Killingtonveit, Å., & Sand, K. (1988, May). Snow radar: an efficient tool for areal snow pack assessments, applied hydrology development of northern basins. In *The 7th Northern Research Basins Symposium/Workshop, Danish Society for Arctic Technology, Ilulissat, Greenland*.
28. Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological sciences journal*, 31(1), 13-24.
29. Kodama, M., Nakai, K., Kawasaki, S., & Wada, M. (1979). An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent. *Journal of Hydrology*, 41(1-2), 85-92.
30. Koch, F., Henkel, P., Appel, F., Schmid, L., Bach, H., Lamm, M., ... & Mauser, W. (2019). Retrieval of snow water equivalent, liquid water content, and snow height of dry and wet snow by combining GPS signal attenuation and time delay. *Water Resources Research*, 55(5), 4465-4487.
31. Křístek, Š., Urbaňcová, N., Holuša, J., & Tomeček, P. (2011). Měření vlastností sněhové pokrývky v lese a mimo les. *Certifikovaná metodika. Lesnický průvodce*, 2, 2011.
32. López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Heath, J. T., Musselman, K. N., Revuelto, J., Latron, J., ... & Jonas, T. (2013). Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in water resources*, 55, 40-52.
33. Mair, M., & Baumgartner, D. J. (2010). Operational experience with automatic snow depth sensors—ultrasonic and laser principle. In *Proceedings of the WMO Technical*

Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation, Helsinki, Finland (Vol. 30).

34. Meister, R. (1985). Density of New Snow and its Dependence on Air Temperature and Wind. Correction of Precipitation Measurements. *Zurcher Geographische Schriften*, (23).
35. Peňáz, Š. (2018) Využití automatického měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ke zpřesnění úhrnu zimních srážek, Bakalářská práce, Katedra Fyzické geografie a Geoekologie, Praha, Česko, Univerzita Karlova. Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D
36. Peterson, N. R., & Brown, A. J. (1970). Accuracy of snow measurements.
37. Pirazzini, R., Leppänen, L., Picard, G., Lopez-Moreno, J. I., Marty, C., Macelloni, G., ... & Arslan, A. N. (2018). European in-situ snow measurements: practices and purposes. *Sensors*, 18(7), 2016.
38. Powell, D. R. (1987). Observations on consistency and reliability of field data in snow survey measurements. In *Proceedings-Western Snow Conference (USA)*.
39. Rasmussen, R., Baker, B., Kochendorfer, J., Meyers, T., Landolt, S., Fischer, A. P., ... & Gutmann, E. (2012). How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), 811-829.
40. Ryan, W. A., Doesken, N. J., & Fassnacht, S. R. (2008). Evaluation of ultrasonic snow depth sensors for US snow measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(5), 667-684.
41. Seibert, J., & Vis, M. J. (2012). Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3315-3325.
42. Simeral, D. B., Borys, R. D., & Wetzel, M. A. (2006, August). New snow density across an elevational gradient in the Park Range of Northwestern Colorado. In *Proc., 12th Conf. on Mountain Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Santa Fe, NM*.
43. Singh, P., Singh, V. (2001). *Snow and glacier hydrology* (Vol. 37). Springer Science & Business Media.
44. Schattan, P., Baroni, G., Oswald, S. E., Schöber, J., Fey, C., Kormann, C., ... & Achleitner, S. (2017). Continuous monitoring of snowpack dynamics in alpine terrain by aboveground neutron sensing. *Water Resources Research*, 53(5), 3615-3634.

45. Schmucki, E., Marty, C., Fierz, C., & Lehning, M. (2014). Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input. *Cold Regions Science and Technology*, 99, 27-37.
46. Smith, F. M., Cooper, C. F., & Chapman, E. G. (1967). Measuring snow depths by aerial photography. In *Proc Western Snow Conf*, (pp. 66-72).
47. Stähli, M., Stacheder, M., Gustafsson, D., Schlaeger, S., Schneebeli, M., & Brandelik, A. (2004). A new in situ sensor for large-scale snow-cover monitoring. *Annals of Glaciology*, 38, 273-278.
48. Stewart, R. E., Thériault, J. M., & Henson, W. (2015). On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0° C. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(4), 623-639.
49. Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., & Lea, J. (2010). Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), 1380-1394.
50. Teutsch, C. (2009) Neuschneedichtenanalyse in den Ostalpen, Diplomová práce, Institute of Meteorology and Geophysics, Innsbruck, Rakousko, University of Innsbruck
51. Turcan, J., & HS, Loijens. (1975). Accuracy of snow survey data and errors in snow sampler measurements.
52. Varhola, A., Coops, N. C., Weiler, M., & Moore, R. D. (2010). Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology*, 392(3-4), 219-233.
53. Valt, M., Guyennon, N., Salerno, F., Petrangeli, A. B., Salvatori, R., Cianfarra, P., & Romano, E. (2018). Predicting new snow density in the Italian Alps: A variability analysis based on 10 years of measurements. *Hydrological Processes*, 32(20), 3174-3187.
54. Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., ... & Willemet, J. M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2. *Geoscientific Model Development*, 5(3), 773-791.
55. Wetzol, M., Meyers, M., Borys, R., McAnelly, R., Cotton, W., Rossi, A., ... & Brown, W. (2004). Mesoscale snowfall prediction and verification in mountainous terrain. *Weather and forecasting*, 19(5), 806-828.

56. Winkler, M., & Schellander, H. (2018). Modeling snow water equivalent exclusively from daily snow depths. In *Proceedings of International Snow Science Workshops (ISSW)*.
57. ŽÍDEK, D., & LIPINA, P. (2003). Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ. *Metodický předpis č. 13*.

8. Seznam obrázků:

Obrázek 1: Výstup dat z laserového senzoru Jenoptik SHM30 pro měření H_s a z ultrazvukového senzoru Sommer USH-8.....	13
Obrázek 2: Vlevo: Konfigurace e-SWE senzoru podle Johnsona a kol. (2014).....	21
Obrázek 3: Průběh počátku zimní sezóny 2008/2009 v německém Hindelangu z pohledu SWE, H_s a teploty vzduchu.....	24
Obrázek 4: Územní vymezení zájmového území.....	27
Obrázek 5: Klimadiagram a průměrná měsíční maxima výšky sněhu a SWE ze stanice Churáňov v období 1965-2020.....	29
Obrázek 6: Průměrné denní odtoky v jednotlivých měsících roku.....	31
Obrázek 7: Sněhoměrné stanice v zájmových povodích (Autor fotografií: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.....	33
Obrázek 8: Struktura HBV modelu.....	38
Obrázek 9: Variabilita výšek nového sněhu a hustot nového sněhu ze sněhových událostí...43	
Obrázek 10: Výsledky jednoduché lineární regresní analýzy dat hustot nového sněhu a relativní vlhkosti vzduchu.....	44
Obrázek 11: Výsledky jednoduché lineární regresní analýzy dat hustoty nového sněhu a teploty vzduchu.....	45
Obrázek 12: Srážkové řady z jednotlivých stanic během hydrologických let 2016 až 2020.....	49
Obrázek 13: Výsledky kalibrace modelu	51
Obrázek 14: Rozdíl hodnot objektivních kritérií referenční varianty 3 a varianty 1 a varianty 2.....	51
Obrázek 15: Simulovaný průběh SWE za rok 2017 a 2019	53
Obrázek 16: Simulace průměrného počtu dní v roce se sněhovou pokrývkou.....	54
Obrázek 17: Simulace rozložení odtoku v průběhu let 2017 a 2019.....	56

Obrázek 18: Simulace podílu odtoku ze sněhu na celkovém odtoku v hydrologických letech 2016 až 2020.....57

Obrázek 19: Křivka M-denních průtoků v zájmových povodích.....59

9. Seznam tabulek

Tabulka 1: Měřené meteorologické veličiny na jednotlivých lokalitách a typy sněhoměrných čidel.....32

Tabulka 2: Počet částí, na které byly rozděleny sněhové události.....34

Tabulka 3: Varianty srážkových řad podle vstupů srážek37

Tabulka 4: Struktura HBV modelu po stránce vstupních a výstupních dat.....37

Tabulka 5: Parametry HBV modelu a jejich význam.....40

Tabulka 6: Výsledky korelační a regresní analýzy.....46

Tabulka 7: Sumy srážkových variant v jednotlivých hydrologických letech.....50

10. Seznam příloh

Příloha: Charakteristika analyzovaných sněhových událostí