

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A
ENVIROMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



DIPLOMOVÁ PRÁCE

**Fotogrammetrické metody pro vyhodnocení
změn mikrostruktury mokré sněhové pokrývky**

Vedoucí práce: Ing. Roman Juras, Ph.D.

Konzultant: Ing. Johanna Ruth Blöcher

Diplomant: Bc. Šimon Audes

2021

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Šimon Audes

Krajinné inženýrství
Voda v krajině

Název práce

Fotogrammetrické metody pro vyhodnocení změn mikrostruktury mokré sněhové pokrývky

Název anglicky

Photogrammetric methods for estimation of changes in wet snow microstructure

Cíle práce

Tato diplomová práce si klade za cíl vyhodnotit změny ve velikosti a tvaru sněhových krystalů, které nastanou vlivem proudění dešťové vody ve sněhové pokrývce.

Dalším cílem je posoudit více metod detekce jednotlivých sněhových zrn. Tvar a velikost sněhových zrn slouží pak jako důležitý vstup pro modelování proudění vody ve sněhu.

Metodika

1. Literární rešerše popisující současný vědecký stav problematiky
2. Výběr vhodných fotografií sněhových a jejich úprava zrn pro následnou fotogrammetrickou analýzu.
3. Detekce sněhových zrn vybranými fotogrammetrickými metodami
4. Statistické vyhodnocení změny tvaru a velikosti sněhových zrn vlivem přítomnosti dešťové vody.
5. Vyhodnocení použitelnosti vybraných metod.

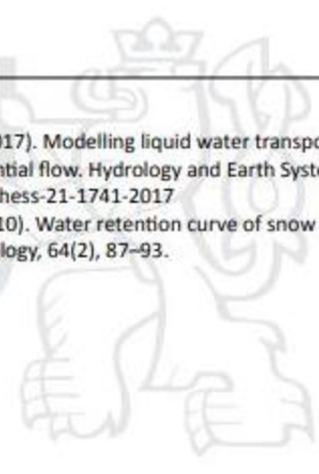
Doporučený rozsah práce

45 stran

Klíčová slova

děšť na sniž, experiment, změna velikosti sněhových zrn

Doporučené zdroje informací

- Würzer, S., Wever, N., Juras, R., Lehning, M., & Jonas, T. (2017). Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions – Considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(3), 1741–1756. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1741-2017>
- Yamaguchi, S., Katsushima, T., Sato, A., & Kumakura, T. (2010). Water retention curve of snow with different grain sizes. *Cold Regions Science and Technology*, 64(2), 87–93. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.05.008>
- 

Předběžný termín obhajoby

2021/22 LS – FZP

Vedoucí práce

Ing. Roman Juras, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Konzultant

Johanna Ruth Blöcher

Elektronicky schváleno dne 9. 3. 2022

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 12. 3. 2022

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 20. 03. 2022

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: „Fotogrammetrické metody pro vyhodnocení změn mikrostruktury mokré sněhové pokrývky“ vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Tímto podpisem rovněž stvrzuji, že se tištěná verze shoduje s verzí elektronickou.

V Praze dne 3.9.2021

.....

Poděkování

Tímto způsobem bych moc rád poděkoval Ing. Romanu Jurasovi, Ph.D. a Ing. Johanně Ruth Blöcher za veškerou pomoc a odborné rady při psaní této diplomové práce.

Abstrakt

V posledních dekádách je díky globální změně klimatu vyšší výskyt událostí, kdy prší na sněhovou pokrývkou. Tyto události přímo ovlivňují hydrologický režim v daných povodích. Predikce hydrologických procesů, spojených s těmito událostmi je však velmi náročná. Tyto procesy se aproximativně modelují pomocí co nejexaktnějších hydrologických matematických modelů. Tato diplomová práce analyzuje změnu mikrostruktury sněhových zrn, ke které dochází při kontaktu dešťové vody se sněhovou pokrývkou. Během tří zadešťovacích experimentů ze zimy 2019 byla získána data o proudění dešťové vody v různých druzích sněhu. Jednalo se o vyzrálou isothermální sněhovou pokrývkou s počátečním obsahem vlhkosti a o suchou nevyzrálou studenou sněhovou pokrývkou. Data o velikosti a tvaru sněhových krystalů byla pořízena z makrofotografií sněhových vzorků během zadešťovacích experimentů. Tvar a velikost zrn byly vyhodnoceny dvěma fotogrammetrickými metodami - manuální a automatickou. Dalším cílem práce bylo zhodnocení těchto metod pro přípravu vstupních parametrů pro modelování proudění vody sněhovou pokrývkou.

V nevyzrálé sněhové pokrývce (KH1) došlo při manuální detekci k signifikantnímu nárůstu velikosti zrn (v 83 % případů). Při automatické detekci byl také prokázán nárůst velikosti, ale nebyl tak významný (33 %). Význačná byla změna tvaru zrn při automatické detekci (83 %). Při použití manuální metody nebyla zaznamenána změna tvaru u žádné z vrstev. Během experimentu na vyzrálou sněhovou pokrývkou (KH2) došlo k signifikantnímu nárůstu velikosti sněhových zrn při obou metodách (100 % případů pro manuální metodu a 75 % pro automatickou metodu). Signifikantní byla také změna tvaru u manuální detekce. U automatické detekce nebyl dokázán nárůst velikosti zrn v žádné z vrstev. V nevyzrálé studené sněhové pokrývce (LÚ1) byl rozdíl ve změně velikosti zrn u manuální metody středně signifikantní a u automatické metody nenastal signifikantní rozdíl. U porovnávání změny tvaru nebyl zaznamenán signifikantní rozdíl ani v jedné z metod.

Podle dosažených výsledků je patrné, že manuální metoda detekce sněhových zrn je vhodnější pro evaluaci velikosti sněhových zrn, ale již méně vhodná pro určení tvaru sněhových krystalů. U automatické metody je situace přesně opačná. Tato metoda velmi přesně zachycuje i nejjemnější detaily tvaru sněhového zrna, ale zachycení velikosti zrn není tak přesné v porovnání s manuální detekcí.

Klíčová slova: déšť na sníh, simulátor deště, mikrostruktura sněhu, fotogrammetrie, hydrologie sněhu, porézní prostředí, modelování

Abstract

In recent decades, due to global climate change, there has been a higher incidence of rain on snow events. These events directly affect the hydrological regime in the given river basins. Prediction of hydrological processes, especially in extreme situations, is very demanding. These processes are approximatively modeled using hydrological mathematical models. To make the modeling of rainwater movement in the snow cover more accurate, it is necessary to have the most exact hydrological models possible. This diploma thesis analyzes the microstructure changes in the snow grains, which occurs when rainwater is presented in a snow cover. During three sprinkling experiments performed in the winter 2019, data on rainwater flow in different types of snow were obtained. Specifically, ripened isothermal snow cover with an initial liquid water content and a dry non-ripened heterogeneous cold snow cover. Data on the size and shape of snow crystals were obtained from macro photographs of snow samples taken during sprinkling experiments. The shape and size of the grains were evaluated by two photogrammetric methods - the manual and the automatic. The next goal of this work was to evaluate the methods for the preparation of input parameters for modeling the flow of water through the snow.

In the ripened snow cover (KH1), there was a significant increase in grain size (in 83 % of cases) within manual detection. The automatic detection also showed an increase, but less significant (33 %). The change in grain shape resulting from automatic detection was significant (83 %). In contrast, results from the manual detection method show no change in shape for any of the layers. Nevertheless, there was a significant increase in snow grain size within both detection methods performed on the ripened snowpack (KH2) (100 % of cases for the manual method and 75 % for the automatic method). Moreover, manual detection also shows significant change in grain shapes, when grains were more rounded after the sprinkling experiment. No automatic grain size increase was observed in any of the layers during automatic detection. In ripened cold snow cover (LÚ1), the difference in grain size change was moderately significant for manual methods and no significant difference occurred for automatic methods. There was no significant difference in either method when comparing the shape change.

Comparison of two snow grain detection methods showed that manual method is more suitable for evaluating grain size, but it is no longer suitable for determining the shape of snow crystals. Contrary to manual method, the automatic detection method show different results in terms of applicability. This method captures even the finest details very accurately, but capturing grain size is not accurate enough compared to manual detection.

Keywords: rain on snow, rain simulator, snow microstructure, photogrammetry, snow hydrology, porous media, modeling

Obsah

1. Úvod	11
2. Cíle práce	12
3. Literární rešerše.....	13
3.1. Sněhová pokrývka	13
3.1.1. Vlastnosti sněhové pokrývky	14
3.2. Metamorfóza sněhu	19
3.3. Proudění kapalné vody ve sněhové pokrývce	21
3.4. Rain on snow	22
3.5. Modelování odtoku ze sněhové pokrývky.....	24
3.5.1. Rozdělení hydrologických modelů.....	24
3.5.2 Parametry pro modelování	25
4. Metodika	32
4.1. Vstupní data	32
4.2. Detekce zrn.....	34
4.3. Statistická analýza	37
5. Výsledky a diskuze	38
5.1. Porovnání metod na sněhových profilech.....	40
5.1.1. KH1- nevyzrálá sněhová pokrývka - velikost	41
5.1.2. KH2- vyzrálá sněhová pokrývka – velikost.....	42
5.1.3. LÚ1-nevyzrálá studená sněhová pokrývka – velikost.....	42
5.1.4. KH1 - nevyzrálá sněhová pokrývka - tvar	44
5.1.5. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka – tvar.....	44
5.1.6. LÚ1 - nevyzrálá studená sněhová pokrývka – tvar	44
5.2. Porovnání metod na konkrétních zrnech	45
5.3. Porovnání zrn před experimentem a po experimentu.....	48
5.3.1. KH1 – nevyzrálá sněhová pokrývka - velikost.....	49
5.3.2. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka – velikost.....	50
5.3.3. LÚ1 – nevyzrálá studená sněhová pokrývka - velikost	51
5.3.4. KH1 – nevyzrálá sněhová pokrývka - tvar.....	52
5.3.5. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka - tvar.....	53
5.3.6. LÚ1 – nevyzrálá studená sněhová pokrývka – tvar	54
5.4. Nejistoty výsledků	55
5.4.1. Změna velikosti a tvaru	55
5.4.2. Porovnání metod detekce sněhových zrn	56
5.5. Limity použitých metod	57

6. Závěr	61
7. Seznam symbolů a zkratek	62
8. Přílohy.....	63
9. Přehled literatury a použitých zdrojů.....	65

Motivace

Diplomová práce je součástí rozsáhlého výzkumu, kterému se dlouhodobě věnují členové Katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování na Fakultě životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze. Tento výzkum, který zahrnuje vývoj modelů, jejich kalibraci a také terénní práce, se zabývá prouděním vody ve sněhové pokrývce. Na tomto projektu se taktéž podíleli již absolventi Ing. Kryštof Dytrt (*Dytrt, 2020*), který zkoumal metody a vyhodnocení zadržovacích experimentů s dopadem na pohyb vody ve sněhové pokrývce a Ing. Veronika Čejková (*Čejková, 2019*), která analyzovala modelování proudění vody ve sněhové pokrývce.

1. Úvod

Sníh je velmi důležitým prvkem v hydrologickém cyklu, který ovlivňuje zásobu vody na Zemi a energetickou bilanci (EB). Voda, která vzniká odtáváním sněhové pokrývky a ledovců, je významným zdrojem pitné vody. De Michele et al. (2013) uvádí, že se jedná až 16 % světové populace. Tato životadárná voda je důležitým zdrojem vody pro faunu a floru, ale také stojí za vznikem povodní a způsobuje erozi (*Zeinivand & Smedt, 2009*).

V zimě roku 2019 byly provedeny tři zadešťovací experimenty, během kterých se především měřil vliv sněhové pokrývky na odtok během dešťových srážek. Součástí tohoto měření byla také mimo jiné identifikace sněhových vrstev v profilech a následná fotodokumentace odebraných vzorků sněhu z každé z vrstev. Tyto fotografie posléze posloužily jako podklady pro tuto expertízu.

Velikost sněhových krystalů ovlivňuje proudění vody ve sněhové pokrývce (*Würzer et al., 2017*). Tato problematika skrývá ještě mnoho neznámých a tato práce se snaží přispět k lepšímu pochopení srážkoodtokových poměrů, čímž by se dalo předejít materiálovým ztrátám, ale především ztrátám na lidských životech. Povodně, které vznikají tím, že naprší na sněhovou pokrývku, bývají obzvláště ničivé. Za zmínku stojí tuzemské povodně: březen 1940-Vltava (*Kobrč, 1991*), březen 2006-Morava (*Čumbová, 2006*), a leden 2011 na celém území Čech (*Čekal et al., 2011*), ale také zahraniční povodně: leden 1995-Willamette (*McCabe et al., 2007*), leden 1995-Siera Nevada (*Kattelmann, 1997*), leden 1995-Rýn (*Bonn, 2020*).

Tato diplomové práce posuzuje metody pro přípravu vstupních parametrů pro hydrologické modelování pro proudění vody sněhovou pokrývkou. Dále se zabývá posouzením změny velikosti a tvaru sněhových zrn vlivem působení dešťové vody ve sněhu. Stejnou hypotézou se v minulém století zabýval Tusima (*1985*).

2. Cíle práce

Tato diplomová práce si klade za cíl vyhodnotit změnu mikrostruktury sněhu ze zadešťovacích experimentů na sněhovou pokrývku pomocí fotogrammetrie. Vybrané postupy poté poslouží k efektivnímu výpočtu vstupů pro hydraulické a hydrologické modelování odtoku vody ze sněhu.

- 1) Posouzení výsledků z manuální a automatické fotogrammetrické metody
- 2) Posouzení změny sněhových zrn (velikost a tvar) vlivem proudění dešťové vody ve sněhové pokrývce.

3. Literární rešerše

Dočasně zadržaná voda ve sněhu a ledovcích čeká na příchod vhodných meteorologických podmínek, aby mohla odtéci z hor do níže položených údolí (Cochand et al., 2019). Zásoba vody ve sněhu je velmi důležitá pro obyvatele žijící v nižších částech povodí, kteří každé jaro netrpělivě očekávají její přítok (Koch et al., 2014; Singh et al., 2001). Dosavadní expertízy prokázaly, že teplejší klima za posledních 5 let urychlilo dobu odtávání sněhové pokrývky a snížilo množství sněhu a ledovců (Burns et al., 2014). Nejvíce se tento problém týká pohoří, ležící v mírném pásmu, které jsou nejnáchylnější na globální oteplování (Burns et al., 2014).

3.1. Sněhová pokrývka

Sněhová pokrývka je složité komplexní medium s mechanickými, hydraulickými a termickými vlastnostmi, které se mění v průběhu roku díky vlivu počasí. Voda se může ve sněhu vyskytovat ve třech skupenstvích – pevném, kapalném i plynném. Tato skutečnost je ovlivněna konkrétními podmínkami na daném místě (De Michele et al., 2013). Sníh je velmi důležitým prvkem v ekosystému díky mnoha funkcím, které plní. Slouží jako zásobárna energie, radiační štít, izolátor, rezervoár a v neposlední řadě je transportním médiem. Sněhová pokrývka by se rozhodně dala označit také jako habitat. Díky svým různorodým fyzikálním vlastnostem zde žijí mikroorganismy, rostliny a živočichové (Pomeroy & Brun, 2001). Během jara, kdy sníh mění své skupenství a odtává, voda protéká preferenčními cestami sněhovou pokrývkou, a buď dochází k přímému povrchovému odtoku, nebo dochází k infiltraci do půdy, případně dochází ke kombinaci těchto dvou možností. Infiltrovaná voda ze sněhu je důležitým prvkem v hydrologickém cyklu. Navyšuje půdní vlhkost a doplňuje rezervoáry podzemní vody. V případě, kdy dojde k saturaci půdy, voda povrchově odtéká dále do povodí (Webb et al., 2018). Hlavními faktory ovlivňující odtok jsou: metamorfóza, tání sněhové pokrývky, pohyb kapalné vody ve sněhu, interakce tavné vody s podložím na kterém sníh leží (Singh et al., 1997).

3.1.1. Vlastnosti sněhové pokrývky

Základní sněhové vlastnosti popisuje publikace International Classification for Seasonal Snow on the Ground. Sněhová zrna jsou zde rozdělena do devíti základních tříd (tabulka 1) (*Armstrong & Brun, 2010; Singh et al., 2001*).

Sníh je tvořen malými ledovými krystaly, které vznikají v oblacích (*Armstrong & Brun, 2010*). Aby mohla vzniknout vločka, je potřeba kondenzačního jádra. Tím nejčastější bývá mikroskopický prach, který pochází např.: z lesních požárů, ze spaloven, nebo je vulkanického původu. Na těchto pevných jádrech desublimuje vodní pára, a tím vznikne ledový krystal, na který se dále nabalují další molekuly vody (*Armstrong & Brun, 2010*). Sněhové vločky jsou tvořeny buďto jednotlivými zrny, nebo jejich shluky. Základním tvarem je šestihran. Tvar vločky je ovlivněn hlavně teplotou vzduchu a jeho vlhkostí (*Armstrong & Brun, 2010; Libbrecht, 2005*). Díky těmto faktorům mohou mít vločky tvar sloupců, destiček, jehlic nebo mohou být hvězdicovitého tvaru (*Libbrecht, 2005; Singh et al., 2001*).

Tvar a velikost sněhových zrn

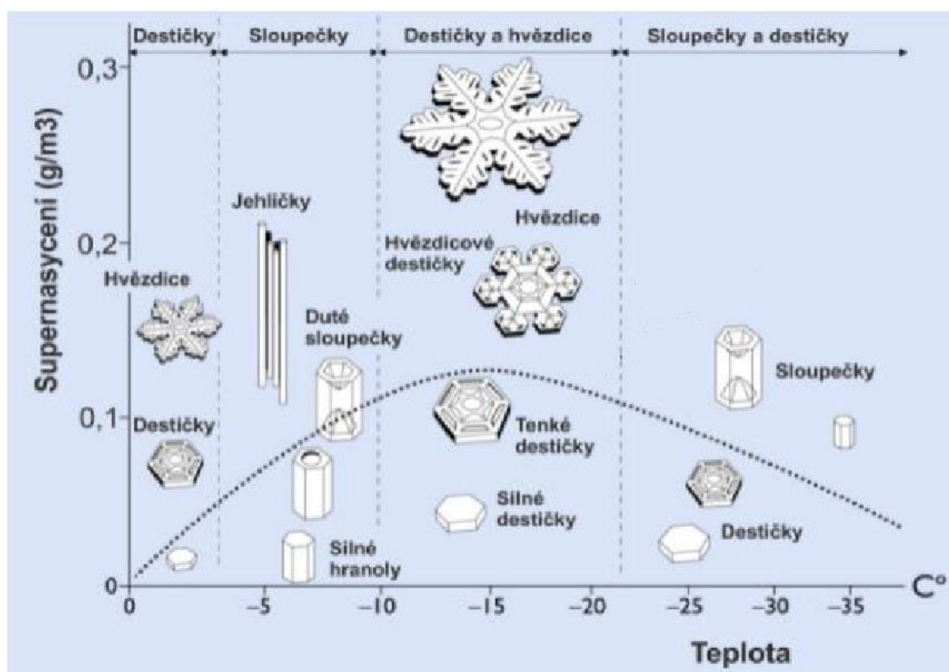
Dle Techela et al. (2008) jsou textura, tvar a velikost zrna důležitými prvky ovlivňující pohyb kapalné vody ve sněhové pokrývce.

Během terénních měření je nejjednodušším způsobem, kterým se určí třída tvaru zrn položením odebraného vzorku na referenční mřížku a přiblížení si vzorku pomocí lupy. V laboratořích se tvar určuje pomocí mikroskopů (*Lesaffre et al., 1998*). Hlavní třída tvaru zrn se označuje příslušným symbolem, nebo dvoupísmenným kódem. Podtřídy tvaru zrn jsou značeny symbolem nebo čtyřmístným písmenným kódem, jehož poslední dvě písmena značí hlavní třídu tvaru zrn. Druh a stav sněhu není možné určit na základě pouze jednoho parametru, např. tvaru (*Fierz et al., 2009*).

Tabulka 1: Třídy tvaru sněhových zrn. Přeloženo z Cover et al. (2019)

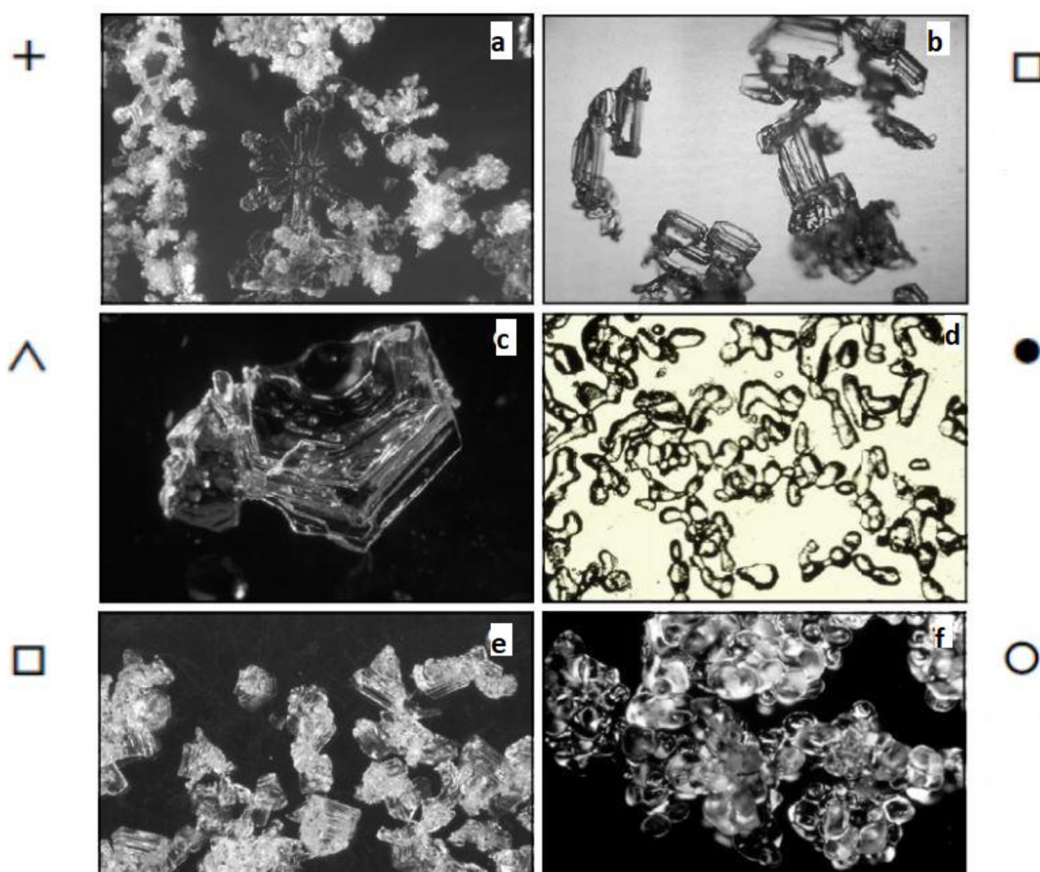
Symbol	Název	Zkratka
+	Nový sníh	PP
⊙	Umělý sníh	MM
/	Zlomkový sníh	DF
●	Kulatozrný sníh	RG
□	Hranatozrnitý sníh	FC
^	Pohárkové krystaly	DH
∨	Krystaly povrchové jinovatky	SH
○	Tavné formy	MF
■	Led	IF

Velikost sněhových zrn je udávána nejdelší hranou krystalu v milimetrech. Zrna jsou dle své velikosti rozdělena do šesti tříd a hodnoty jsou udávány v milimetrech: velmi jemná (<0,2), jemná (0,2-0,5), střední (0,5-1,0), hrubá (1,0-2,0), velmi hrubá (2,0-5,0) a extrémní (>5,0) (Fierz et al., 2009). Je ovšem velmi důležité brát v potaz lidskou chybovost, díky níž mohou být výsledky zkreslené, nebo dokonce chybné. Rozměry zrn se mohou pohybovat od 0,05 mm do 10 mm (u čerstvě napadnutých vloček). Velikost zrna není možné určit pouze z jednoho zkoumaného krystalu. Pro určení velikosti zrn z odebraného sněhového vzorku jsou zapotřebí alespoň desítky sněhových krystalů (Singh et al., 2001).



Obrázek 1: Druhy sněhových krystalů (Kořízek, 2006)

Druh sněhových krystalů, který je dán teplotou vzduchu a vlhkostí atmosféry, ovlivňuje hustotu sněhové pokrývky. Nejsložitější krystalové struktury, jako jsou hvězdicovité krystaly, mají tendenci tvořit lehké, ale objemné sněhové polštáře. Naopak krystaly malých rozměrů, jako jsou destičky, jehlice a sloupcovité krystaly, utvářejí těžkou, kompaktní sněhovou pokrývku s vyšší hustotou. Hustota sněhu se mění díky změně tlaku, který způsobují nově napadnuté sněhové vrstvy na starý sních. Zvýšení hustoty způsobuje také zvýšení tepelné vodivosti sněhové pokrývky (Seibert et al., 2015).



Obrázek 2: Vybrané typy sněhových zrn. a) nový sníh b) hranatozrnitý sníh, c) pohárkové krystaly, d) kulatozrný sníh, e) hranatozrnitý sníh, f) tavné formy. Převzato z Cover et al. (2019)

Obsah kapalné vody ve sněhu (z anglického Liquid water content – LWC)

Obsah kapalné vody ve sněhu je popsán jako množství kapalné vody ve sněhu (Fierz, 2009). Kapalná voda obsažená ve sněhu pochází z deště, tání sněhu, nebo kombinací výše uvedených (Singh, 2001; Fierz, 2009). Přítomnost vody ve sněhu ovlivňuje načasování a množství vody, která odeče dále do povodí, mechanické vlastnosti a albedo sněhu (Avanzi et al., 2016). Kapalná voda ve sněhu je

v pohybu pouze tehdy, pokud je překročena kapacita zbytkového, nebo neredukovatelného obsahu vody. Zbytkový obsah vody odpovídá objemovému podílu přibližně 3-6%, ale záleží na daném typu sněhu (Fierz et al., 2009). Bylo dokázáno, že se pevnost a stabilita sněhu snižují s přibývajícím obsahem kapalné vody ve sněhu. Při nízkém LWC (<3%) je však pevnost velmi podobná, ne-li větší, než pevnost u suchého sněhu při teplotě 0°C. Pouze pokud LWC dosáhne ~7% z celkového objemu, začne se pevnost výrazně snižovat (Mitterer et al., 2011). Pokud dojde k navýšení vlhkosti ve sněhové pokrývce, tání sněhu se ještě umocní a dochází k odtoku kapalné vody do povodí. Díky těmto informacím je člověk schopen závčas předpovídat a připravit se na situace, které eskalují z kombinace srážkových úhrnů na sněhovou pokrývku a teplého počasí (Pérez Díaz et al., 2017). Obsah kapalné vody ve sněhu můžeme měřit v terénu anebo v laboratoři. LWC se dle Fierz et al. (2009) vypočítá:

$$LWC = \theta_m \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}$$

(1)

Kde LWC je objemový obsah kapalné vody ve sněhu [%], ρ_s je hustota sněhu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], ρ_w vyjadřuje hustotu vody [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a θ_m je hmotnostní obsah kapalné vody ve sněhu. Kategorie vlhkosti sněhu podle Fierze et al (2009).

Tabulka 2: Obsah tekuté vody ve sněhu. Převzato z Fierz et al. (2009)

Označení	Index vlhkosti	Zkratka	Popis	Přibližný obsah LWC v %	Symbol
Suchý	1	D	Teplota je obvykle pod 0°C, ale suchý sníh se může vyskytovat při jakékoli teplotě do 0°C. Sněhová zrna mají pod tlakem malou tendenci se navzájem slepovat.	0	
Vlhký	2	M	Teplota je 0°C. Kapalná voda není viditelná ani po desetinásobném přiblížení. Jestliže je sníh lehce rozdrčený, má tendenci držet u sebe.	0-3	I
Mokrý	3	W	Teplota je 0°C. Po desetinásobném zvětšení může být vidět voda mezi sněhovými zrny, avšak pokud se sníh jemně zmáčkne, voda nevyteče.	3-8	II
Velmi mokrý	4	V	sníh jemně zmáčkne, voda začne vytékat. Póry jsou částečně zaplněny vzduchem.	8-15	III
Promočený	5	S	Teplota je 0°C. Sníh je nasáklý vodou a jeho póry obsahují 20-40% vzduchu.	>15	IIII

Sněhová vodní hodnota – SVH

Singh et al. (2001) uvádí, že vodní hodnota sněhu je výška hladiny vodního sloupce v milimetrech, která by vyústila okamžitým roztáním veškeré sněhové pokrývky. SVH se může také vyjádřit pomocí $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, nebo případně $\text{l}\cdot\text{m}^{-2}$. Fierz et al. (2009) SVH definuje jako poměr výšky sněhové pokrývky a její hustoty. SVH je důležitým prvkem například pro výpočet závlahových dávek a proto se jedná o velmi důležitý prvek v hydrologickém modelování (Fassnacht et al., 2003). SVH se vypočítá:

$$SVH = h_s \cdot \left(\frac{\rho_s}{\rho_v} \right)$$

(2)

Kde h_s vyjadřuje výšku sněhové pokrývky (m), ρ_s je hustota sněhu ($kg.m^{-3}$) a ρ_v je hustota vody ($kg.m^{-3}$) (Sturm et al., 2010). Hustota nově napadlého sněhu se pohybuje kolem $100 kg.m^{-3}$ (Kinar & Pomeroy, 2015).

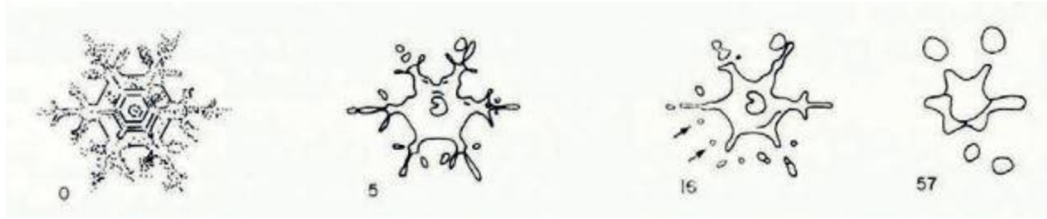
3.2. Metamorfóza sněhu

Metamorfóza je transformace sněhu, při kterém z fáze kumulace sněhu přechází do tání, nebo se ze sněhu stává led (Fierz et al., 2009). Ve sněhové pokrývce probíhá tento proces neustále, díky čemuž se mění fyzikální vlastnosti sněhu, které přímo ovlivňují odtok vody ze sněhové matrice. Sněhová pokrývka je tvořena jednotlivými sněhovými vrstvami z konkrétních sněhových událostí. To znamená, že sníh jako celek je rozvrstven do mnoha vrstev a každá z těchto mocností má různé hydraulické vlastnosti a různě ovlivňuje pohyb kapalné vody ve sněhové pokrývce (Singh et al., 1997). Hlavními faktory ovlivňující metamorfózu jsou: teplota vzduchu, teplotní gradient a LWC (Fierz et al., 2009; Kinar & Pomeroy, 2015).

Jako výsledkem působení metamorfózy ve sněhové pokrývce nabývají sněhová zrna různých tvarů a velikostí, jenž byly rozděleny a popsány v mezinárodní klasifikaci (Pomeroy & Brun, 2001). Sturm & Benson (1997) zjistili, že při suché metamorfóze a při vyšším teplotním gradientu se můžou pozorovat větší a složitější tvary sněhových krystalů. Jestliže teplotní gradient není tak výrazný, zrna se stále budou zvětšovat, ale např. hranatozrnité krystaly mohou být velmi nenápadné, nebo se nemusí tvořit vůbec. V obou případech (při malém i velkém teplotním gradientu) je nárůst krystalů způsoben kondenzací a desublimací vodní páry, která proudí volnými póry ve sněhu.

Suchá metamorfóza má dvě fáze: destruktivní - ET (equi-temperature) a konstruktivní - TG (temperature gradient) (Fierz et al., 2009; Sommerfeld & Chapelle, 1970). Během mokré metamorfózy je přítomna kapalná voda ve sněhu a teploty se pohybují kolem bodu tání. Tento druh metamorfózy se nazývá tavná – MF (melt freeze) (Singh et al., 2001).

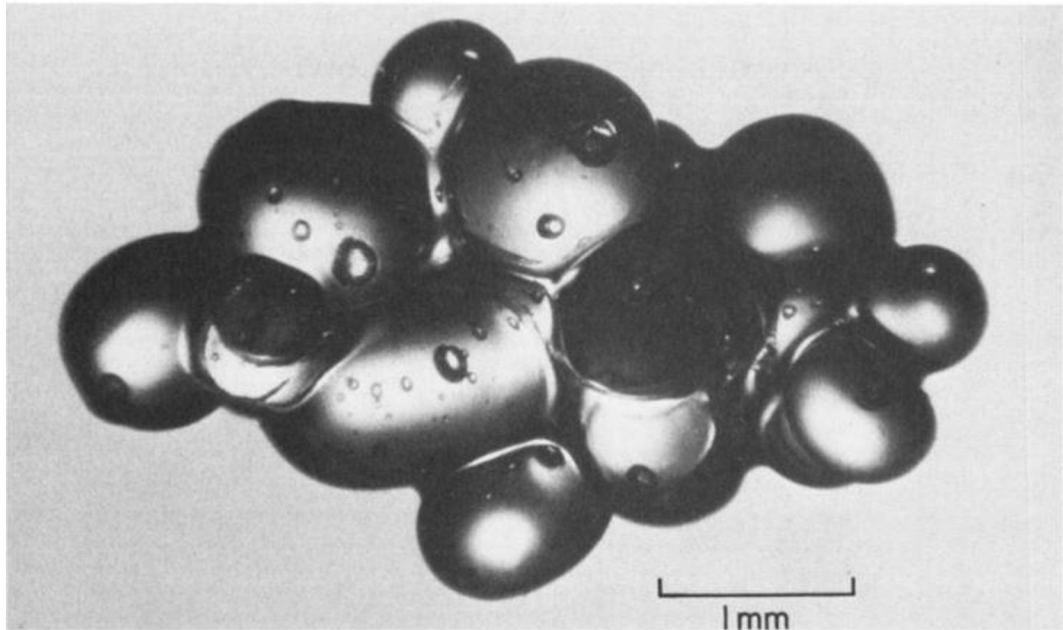
Během destruktivní metamorfózy se hustota sněhu mění přibližně z $80 kg.m^{-3}$ na $250 kg.m^{-3}$. U tohoto druhu přeměny je typický nízký teplotní gradient společně s teplotami nad $-6^{\circ}C$. Tato sněhová přeměna má několik fází: zakulacení, nárůst spojů a opětovné zakulacování. Tento proces je velmi důležitý z hlediska lavin, protože díky němu se u sněhu zvyšuje pevnost v tahu, tlaku i střihu.



Obrázek 3: Přeměna sněhové krystalu během destruktivní metamorfózy. Čísla pod krystaly značí dny. Teplota během pokusu kolísala mezi $-2,5^{\circ}\text{C}$ a $-11,5^{\circ}\text{C}$. Překresleno z fotografií Sommerfeld & Chapelle (1970)

Konstruktivní metamorfóza je typická v případech, kdy nastává velký teplotní gradient. Ve většině případů teplo proudí od spodu směrem nahoru (od země směrem do sněhové pokrývky). Při velmi nízkých teplotách vzduchu v kombinaci s nízkou sněhovou pokrývkou. Vodní pára desublimuje na povrchu zrn a díky velkému teplotnímu gradientu se vytváří hranatozrnité krystaly a pohárkové krystaly. Tento druh sněhu má vysokou viskozitu, díky čemuž má konstantní hustotu, ale velmi malou pevnost ve stříhu. Díky tavné metamorfóze vznikají velké shluky kulatých zrn. Tyto agregáty jsou důsledkem stále se opakujícího tání a zamrzání sněhové pokrývky. V období tání se stává sněhová pokrývky isothermální (tj. teplota je 0°C v celém profilu) (Sommerfeld & Chapelle, 1970).

Metamorfóza u vlhkého sněhu je velmi rychlá, jestliže je ve sněhu více jak 5 % kapalné vody (Pomeroy & Brun, 2001). Přítomnost kapalné vody mezi zrny totiž urychluje přenos tepla a hmoty, který je nezbytný pro fázové změny. V laboratořích při konstantních vlhkosti zrna rostou velmi rychle. Jejich průměr se může zvětšit až o 0,5 mm během pár hodin. V porovnání s proměnlivými podmínkami v přírodě zabere zrnům několik dní, aby narostla do průměru 1 mm a několik týdnů, aby měla průměr 2 mm (Pomeroy & Brun, 2001). Na obrázku 4 jsou vidět zakulacená zrna tvořící agregát.



Obrázek 4: Snímek pořízený z mikroskopu zobrazuje seskupení několika zakulacených sněhových zrn, při nízkém obsahu vody ve sněhu. (Colbeck, 1986).

Přítomnost kapalné vody ve sněhové pokrývce urychluje metamorfózu. Sníh je poté nestabilní a hrozí nebezpečí lavin nebo dochází k velmi mokřým lavinám tzv. břechotokům (Juras *et al.*, 2012). Na obrázku 3 je vidět čerstvý sníh, u kterého se okamžitě po dopadnutí na zem začíná projevovat destruktivní přeměna. Jestliže během metamorfózy není přítomna kapalná voda a teploty dosahují záporných hodnot, jedná se o suchou metamorfózu (Fierz *et al.*, 2009).

3.3. Proudění kapalné vody ve sněhové pokrývce

Proudění vody ve sněhové pokrývce se dá mimo jiné zkoumat pomocí zadržovacích experimentů, během nichž je rozstříkována voda na sněhovou pokrývku obsahující vhodný stopovač. Už během experimentů, ale především po experimentech, je přesně vidět, jak a kde voda protékala (Katsushima *et al.*, 2013). Proudění vody v porézním prostředí, v tomto případě ve sněhu, se rozlišuje na f.

Matricové proudění je typické pro homogenní sněhovou pokrývku, která je vyžralá a isotermální (Hirashima *et al.*, 2019). Pro experimenty profilující se na matricové proudění jsou důležitými parametry: permeabilita, hydraulická vodivost a kapilarita (Hirashima *et al.*, 2014).

Conway & Raymond (1993) zjistili, že proudící voda při preferenčním proudění protéká preferenčními cestami (flow fingers), které se neustále zvětšují. Proudění preferenčními cestami se vyznačuje pro heterogenní sněž, kde se střídají vrstvy s různou zrnitostí (*Hirashima et al., 2019; Katsushima et al., 2008*). Při proudění preferenčními cestami voda proudí mnohem rychleji než při maticovém proudění a snáze se dostane do hlubších vrstev sněžové pokrývky (*Singh et al., 1997*). Směr proudění může být změněn, nebo zastaven hydraulickými bariérami – ledovými vrstvami a/nebo kapilárními bariérami (*Mitterer et al., 2011*).

V porovnání těchto dvou proudění dochází u preferenčního proudění k dřívějšímu odtoku a kulminace je intenzivnější (*Hirashima et al., 2019*).

Během experimentu, který se konal na čerstvém sněhu a teploty se pohybovaly pod bodem mrazu, bylo pozorováno maticové proudění pouze v horních částech profilu, zatímco ve spodní části došlo naopak pouze k preferenčnímu proudění (*Juras, 2016*).

Výzkumy zaměřující se na kapilární bariéry v laboratořích i v terénu dokázaly, že jestliže leží vrstva s jemnou texturou nad vrstvou s hrubší texturou, voda neproudí dále směrem dolů, ale dojde k jejímu zadržení (*Mitterer et al., 2011*).

3.4. Rain on snow

Složitější procesy, jako je například proudění dešťové vody, nebo vody vzniklé táním ve sněžové pokrývce je třeba zkoumat a porozumět jim. Za tímto účelem jsou prováděny zadešťovací experimenty na sněžovou pokrývku - Rain on snow (ROS) experiments (*Juras et al., 2012; Juras et al., 2017*). Tyto experimenty se provádějí pomocí dešťových simulátorů, které mají velký rozsah využití. S jejich pomocí se mohou kalibrovat nejen srážkoodtokové modely, ale také modely na infiltraci vody do půdy, závlahové modely, modely na erozi půdy a mnoho dalších (*Juras et al., 2012*). A právě poznatky a znalosti ze zadešťovacích experimentů přispívají k tomu, že lze lépe predikovat povodně, sněžové laviny a sesuvy půdy. (*Singh et al., 1997*).

Základními atributy pro ROS události jsou sněžová pokrývka a atmosférické srážky ve formě deště (*Würzer & Jonas, 2018*). S rostoucí teplotou vzduchu se očekává, že díky klimatickým podmínkám bude v zimním období více kapalných srážek než srážek pevných (*Würzer & Jonas, 2018*). Na zvýšený výskyt srážek v zimním

období v horských oblastech poukazuje ve své studii například Jacob et al (2014), kde se sněhová pokrývka vyskytuje většinu roku, a tudíž lze očekávat vyšší výskyt ROS událostí. Oproti tomu v níže položených oblastech bude ROS událostí ubývat, protože zde nebude sníh za zemi (*Würzer & Jonas, 2018*).

Vysoká pravděpodobnost povodní z ROS událostí nastává v případech, kdy je zasažena velká plocha a déšť je intenzivní a dlouho trvající. V některých situacích sníh není schopen dostatečně dlouho zadržet dešťovou vodu, která tak rychle odtéká z krajiny (*Kattelmann & Dozier, 1999; Würzer & Jonas, 2018*). Je všeobecně vyzníváno, že ve většině ROS událostí dešťové srážky obvykle dominují při odtoku ze sněhové pokrývky. Jestliže ale dojde k situaci, že sníh vlivem deště začne tát, může se celkový odtok zvýšit až dvojnásobně (*Würzer & Jonas, 2018*). Sněhová pokrývka se za přítomnosti ROS fenoménu může chovat také jako záchytný a retardační prvek pro dešťovou vodu (*Kobayashi & Motoyama, 1985; Würzer & Jonas, 2018*), avšak v kombinaci s kladnými teplotami a vysokou vlhkostí může velmi rychle roztát (Marks et al., 1998). ROS experimenty, které proběhly v posledních letech, dokázaly, že sněhová pokrývka může spadlé srážky zadržet v určitém časovém úseku, nebo voda pouze sněhem proteče a odtéká dále do povodí, případně dojde k infiltraci do půdy (*Würzer et al., 2017*).

Dle Würzer et al. (2017) je retardace dešťové vody zapříčiněna jejím zamrznáním a prouděním sněhovou pokrývkou. Toto zpomalení, či zadržování je ovlivněno texturou sněhu, ledovými krystaly a kapilárními bariérami.

Čerstvý sníh má oproti uzrálému sněhu mnohem vyšší schopnost zadržet spadlé srážky než sníh uzrálý (*Juras, 2016*).

Fakt, že vlivem ROS událostí vznikají povodně, byl zaznamenán mnoha autory po celém světě (*McCabe et al., 2007; Würzer et al., 2017*), ale také v České republice například při povodních v roce 2011 (*Čekal et al., 2011*). V lednu roku 2011 došlo k rozvodnění mnoha velkých evropských řek (Dunaj, Rýn, Odra, Emže) (*Freudiger et al., 2014*), nebo také Labe (*Čekal et al., 2011*). Příčinou těchto zimních povodní byly velké dešťové srážky na sněhovou pokrývku (*Freudiger et al., 2014*). Díky znalostem o tom, jak se bude chovat dešťová voda ve sněhové pokrývce, jsou příslušné orgány schopny predikovat povodně a minimalizovat povodňová rizika a škody s nimi spojenými (*McCabe et al., 2007*).

Existuje mnoho druhů dešťových simulátorů. Rozlišují se podle místa použití na laboratorní a terénní. Podle druhu trysky: s pohyblivou tryskou, nebo s pevnou

tryskou. A také podle typu generovaných kapek na tlakové a gravitační (*Juras et al., 2012*).

3.5. Modelování odtoku ze sněhové pokrývky

Vlastnosti jednotlivých sněhových vrstev ve sněhovém profilu jsou velmi cennými a důležitými charakteristikami při zkoumání sněhové pokrývky a pro pozorování procesů, které v nich probíhají. Díky zkoumání sněhových profilů a dat z nich získaných, dokáží vědci lépe pochopit vývoj sněhu během sezóny. Hlavním cílem je získání výšky sněhu a SVH z těchto sněhových profilů, což je velmi důležitým podkladem pro hydrologické modelování (*Kinar & Pomeroy, 2015*).

3.5.1. Rozdělení hydrologických modelů

Predikce hydrologických procesů, především v extrémních situacích, je velmi náročná. Tyto procesy se aproximativně modelují pomocí hydrologických matematických modelů (*Kulhavý & Kovář, 2002*). Hydrologické modely, které se zabývají výtokem vody ze sněhu, se dělí na deterministické a stochastické (*Jeníček, 2003; 2002; Xu, 2002*). Deterministické modely určují na základě vstupních dat jednu hodnotu odtoku. Deterministické modely lze rozdělit do tří hlavních skupin na: empirické, teoretické a konceptuální metody. U stochastických modelů je výsledek interval hodnot, který byl vypočten ze vstupních dat. Rozdělují se na pravděpodobností a modely generování časových řad (*Kulhavý & Kovář, 2002*). Téměř všechny modely zabývající se odtokem vzniklým z odtávání sněhové pokrývky jsou deterministické. V minulosti byly určité statistické modely používány k predikci sezonních průtoků. Jako vstupní data byly používány záznamy o srážkách a fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky (*Dewalle & Rango, 2008*).

Deterministické modely se rozlišují dle aspektu distribuce jednotlivých prvků modelu na distribuované, celistvé (*Dewalle & Rango, 2008; Jeníček, 2003*) a semi-distribuované (*Ajami et al., 2004; Xu, 2002*). Celistvé modely kalkulují s povodím jako s jedním homogenním prvkem, zatímco distribuované modely rozdělují povodí na několik dílčích částí (*Dewalle & Rango, 2008*).

Jak vyplývá z kapitoly 2.3., pohyb kapalné vody původem z deště, případně vzniklý táním je ve sněhové pokrývce rozmanitý a voda se může pohybovat dvěma směry. Při horizontálním proudění dochází k jednotnému pohybu kapalné vody a toto

proudění je typické pro nenasycenou sněhovou pokrývku (Waldner et al., 2004). Během vertikálního proudění dochází k různorodému proudění vody a toto proudění se nazývá preferenční (Avanzi et al., 2016; Katsushima et al., 2013).

Modely simulující proudění vody ve sněhové pokrývce pracují na podobném principu jako modely zaměřující se na proudění vody v půdě. Tyto modely uvažují s Darcy – Buckinghamovo rovnicí pro proudění vody v nenasyceném prostředí (Juras, 2016). S ohledem na konkrétní model je počítáno také s transportem tepla skrze proudění vody. V minulosti se zanedbával vliv kapilárních sil na přítomnou vodu (Avanzi et al., 2016) z důvodu malého vlivu během rychlé ablace a zanedbáván byl také přenos tepla. Přesnější informace vedoucí k pochopení vztahu mezi prouděním vody a kapilárními bariérami povedou k přesnější kalibraci hydrologických modelů, které se zabývají prouděním kapalné vody ve sněhové pokrývce (Avanzi et al., 2016). Kapilarita i přenos tepla mají důležitou roli během tání, protože způsobují tvorbu ledových vrstev ve sněhové pokrývce (Daanen & Nieber, 2009).

2.5.2 Parametry pro modelování

Predikce jak a kudy bude proudit kapalná voda porézním médiem, v tomto případě ve sněhu, jsou založeny na hydraulické vodivosti (Hirashima et al., 2009), tepelné vodivosti (Domine et al., 2008) a retenční křivce (Yamaguchi et al., 2012).

Tyto parametry jsou rozdílné pro každou sněhovou vrstvu, proto je důležité vypočítat je pro každou sněhovou vrstvu zvlášť (D'Amboise et al., 2017).

Hydraulická vodivost K ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) popisuje, jak rychle kapalina proteče porézním prostředím (Juras, 2016). Rozděluje se na nasycenou a nenasycenou hydraulickou vodivost (Jačka & Pavlásek, 2014). Rychlost proudění lze vyjádřit pomocí Darcyho zákona, jako funkci hydraulické vodivosti K ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a sací výšky h (m) jako:

$$q = K \cdot \left(\frac{dh}{dh_s} + 1 \right)$$

(3)

kde q je rychlost proudění porézním prostředím ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), dh je sací (hydraulická) výška (m), dh_s je výška sněhové pokrývky (m). Hydraulická výška je závislá na kapilárním tlaku P_c ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$), která je vyjádřena jako:

$$h = \frac{P_c}{\rho_v \cdot g} \quad (4)$$

kde ρ_v je hustota vody ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) a g je gravitační zrychlení ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$) (*Hirashima et al., 2010*).

Ghanbarian et al. (2014) popsal nasycenou hydraulickou vodivost v závislosti na propustnosti, hustotě vody, gravitačním zrychlení a dynamické viskozitě jako:

$$K = kf = k \frac{\rho_v g}{\mu} \quad (5)$$

kde: k je propustnost (m^2), f je tekutost ($\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$) a μ je dynamická viskozita ($\text{N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$).

Výpočet propustnosti k dle Shimizu (1970), který použil průměr zrna k výpočtu propustnosti prostředí k (m^2):

$$k = 0,077 \cdot d^2 \cdot \exp\left(-7,8 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_v}\right) \quad (6)$$

kde: d je průměr zrna (mm).

Hydraulickou vodivost ovlivňuje objemová vlhkost, velikost a propojenost pórů, zakulacení a velikost sněhových krystalů (*Juras, 2016*). Čím je sněhová pokrývka vlhčí, tím je její vodivost vyšší. Hydraulická vodivost dosáhne svého maxima v momentě, kdy je sněhová pokrývka plně saturována. Vodivost během nasycení je ovlivněna strukturou sněhu a závisí tedy na velikosti sněhových krystalů a suché hustotě sněhu (dry density) (*D'Amboise et al., 2017*). Nenasycená hydraulická vodivost u hrubých zrn je citlivější na obsah LWC než u zrn jemných. Proto je velikost sněhových zrn důležitá pro odhad proudění vody ve sněhu (*Hirashima et al., 2009*).

Jak vyplývá z předchozích kapitol, **tepelná vodivost** K_T ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) je jedním z důležitých faktorů ovlivňující metamorfózu ve sněhu (Colbeck, 1980).

Tepelnou vodivost K_T lze vyjádřit dle Singh et al. (2001) jako funkci toku tepla skrz sněh q_T ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) a teplotní gradient ∇T ($\text{K}\cdot\text{m}^{-1}$):

$$q_T = -K_T \cdot \nabla T \quad (7)$$

V důsledku nízké tepelné vodivosti zůstává půda pod sněhovou pokrývkou relativně teplá, ačkoli je sněh velmi chladný. Díky teplotnímu gradientu ve sněhové matici nastávají velké teplotní rozdíly mezi přilehlými sněhovými krystaly (Pomeroy & Brun, 2001).

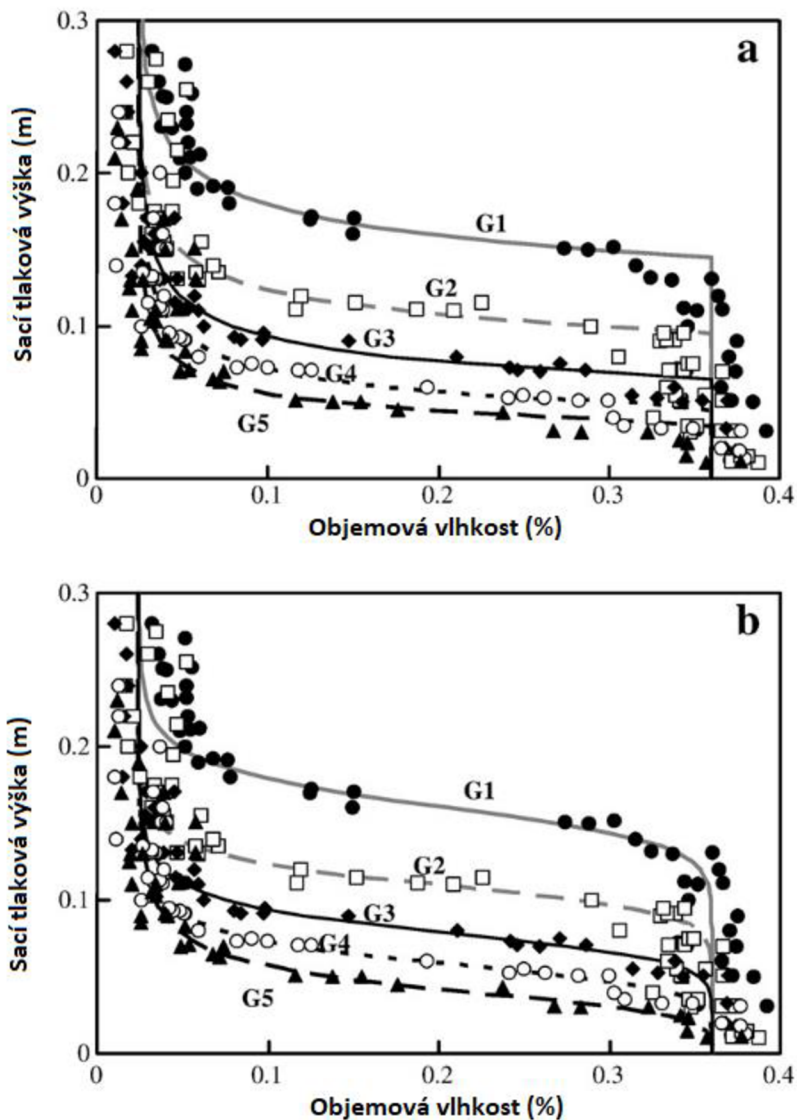
Díky metamorfóze se výrazně mění termické vlastnosti sněhu v závislosti na čase. Termické vlastnosti se odvozují od snáže měřitelných vlastností sněhu, jako je například hustota sněhu a velikost sněhových krystalů. Teplo se ve sněhové pokrývce přenáší vzduchem, který vyplňuje volný prostor mezi póry (Domine et al., 2008). Přeměna sněhu dopadlého na zemský povrch je signifikantně ovlivněna okolními podmínkami. Hodnoty tepelné vodivosti kolísají od hodnot $0,025 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ pro čerstvý sněh, až po hodnoty kolem $0,65 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ u přemrzlých vrstev. Pro mořský led se nejčastěji používá hodnota $0,31 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$. U pohárkových krystalů jsou hodnoty K_T nízké a pohybují se kolem $0,07 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (Singh et al., 2001). Viz obrázek 5. Oproti tomu malá kulatá zrna a navátý sněh mají střední až vyšší hodnoty. Z toho vyplývá, že během nízkých teplot vzniká vyšší teplotní gradient, který vede k nižším hodnotám K_T . Při případném oteplení dojde k nárůstu hodnot K_T . Tento fakt je umocněn častějším výskytem opakovaně zmrzlých vrstev, které mají vyšší tepelnou vodivost (Singh et al., 2001).

Materiál	Tepelná vodivost [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]	Zdroj
Čerstvý sněh	0,025	Singh et al., 2001
Vzduch	0,026	Engineering toolbox, 2001
Polystyren	0,030	Engineering toolbox, 2001
Led	0,220	Engineering toolbox, 2001
Voda	0,600	Engineering toolbox, 2001
Přemrzlé sněhové vrstvy	0,650	Singh et al., 2001

Obrázek 5: Tepelné vodivosti různých materiálů.

Retenční křivka (RK) vyjadřuje vztah mezi sací tlakovou výškou h (m) a objemovou vlhkostí Θ_v (%) (Daanen & Nieber, 2009; Matoušková et al., 2013; Yamaguchi et al., 2010), v porézních prostředích. Tento vztah je ovlivněn velikostí pórů, jejichž velikost se odvíjí od velikosti a tvaru sněhových zrn (Daanen & Nieber, 2009) a objemová hmotnost (Yamaguchi et al., 2012).

Ke zjištění tvaru retenční křivky použil Yamaguchi et al., (2012) dva v hydropedologii hojně využívané modely (viz obrázek 6). Prvním modelem byl model Brooks a Corey a druhým modelem byl van Genuchtenův model (VG).



Obrázek 6: Experimentální výsledky modelovaných retenčních křivek. a) Brooks and Corey model. b) van Genuchtenův model. Převzato z Yamaguchi et al. (2010).

Ačkoli jsou oba modely vhodné pro odhad tvaru RK ve sněhu, výsledky z VG modelu jsou exaktnější. VG model je vyjádřen jako:

$$Se = \frac{\Theta_v - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} = (1 + |\alpha \cdot h|^n)^{-m} \quad (8)$$

kde Se je obsah nasycené vody (-), Θ_v je objemová vlhkost (%), Θ_r je zbytkový objemový obsah vody (residual volumetric water content) (%), Θ_s je nasycený obsah vody (saturated volumetric water content) (%). Parametry α (m^{-1}), n (-) a m (-) ovlivňují tvar RK (Yamaguchi et al., 2012). Čím je α (m^{-1}) vyšší, tím je RK více zakřivená. S rostoucí hodnotou parametru n (-) je tvar RK mírnější/volněji (Yamaguchi et al., 2012). Ačkoli existuje několik vzorců k vyjádření vztahu mezi m a n , Yamaguchi et al. (2010) vyjádřil m jako:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (9)$$

Retenční schopnost sněhové pokrývky zkoumal např. Juras et al. (2017). Během čtyřech provedených experimentů byl pozorován odtok dešťové vody z různých typů sněhové pokrývky. Odtok se pohyboval v rozmezí mezi 10 min až 27 min po zahájení zadešťování.

V posledních dekádách dochází ke zjednodušení měření, prostřednictvím parametrizace prvků, které jsou potřebné k modelování. Tyto parametrizované vlastnosti jsou rychleji a snáze měřitelné a je možné je získat při terénních měření. Jedná se například o parametrizaci retenční křivky a propustnosti, které vychází z hydraulické vodivosti (D'Amboise et al., 2017). Za tímto účelem byly využity perkolační modely, které se zakládají na Darcyho zákoně (Hirashima et al., 2010) a Richardsovy rovnice (Wever et al., 2015). Wever et al. (2015) a D'Amboise et al. (2017) úspěšně použili hustotu a velikost sněhových zrn k parametrizaci retenční křivky.

Tvar a velikost sněhových zrn jsou obvykle v terénu opticky vyhodnoceny lupy (Fierz et al., 2009; Wever et al., 2015). Další metodou, pomocí které lze získat tyto parametry, je fotogrammetrická dokumentace sněhové pokrývky. Nevýhodou této metody je absence informací o vazbách mezi jednotlivými krystaly. Tento nedostatek informací o mikrostruktuře sněhu komplikuje další výzkum (Coléou et al., 2001).

Jedním ze základních charakterizujících prvků mikrostruktury sněhu je měrný povrch (SSA) (Matzl & Schneebeli, 2006). SSA je definováno jako poměr mezi povrchem a objemem (mm^{-1}). SSA může být odhadnuta různými způsoby – deterministicky (Domine et al., 2008) a pomocí microCT snímkování (Flin et al., 2011). Vztah SSA a equivalent sphere radius (ekvivalent poloměru koule, aproximace na kouli) jsou vyjádřeny rovnicí:

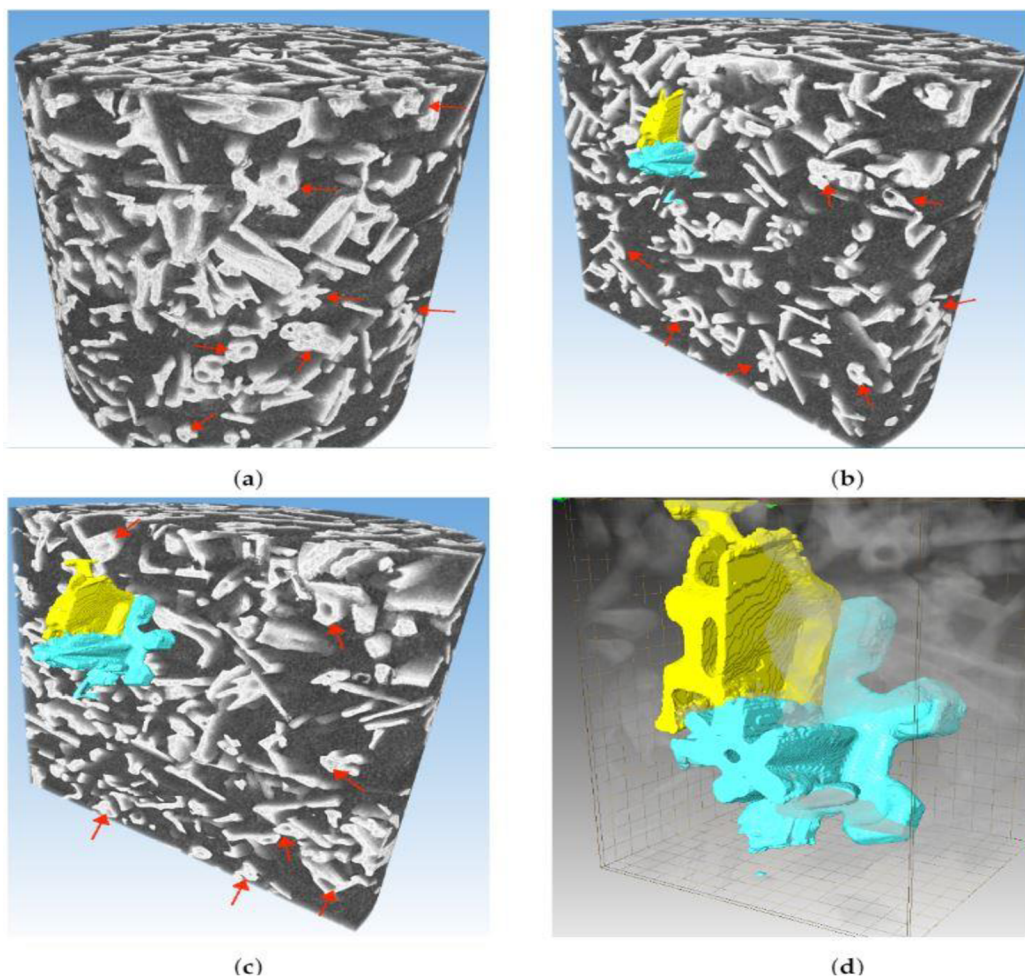
$$SSA = \frac{3}{\rho_{ice} \cdot R}$$

(10)

Kde SSA je měrný povrch (mm^{-1}), $\rho_{ice} = 917 \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$ je hustota ledu a R je equivalent sphere radius (m) (Calonne et al., 2012).

Rentgenová počítačová mikrotomografie (microCT) je metoda, pomocí které lze detailně zkoumat mikrostrukturu sněhu. Mnoho výzkumů použilo 3D microCT snímky sněhu, aby s jejich pomocí získaly atributy jako SSA, hustotu a propustnost sněhu, jeho tepelnou vodivost, či tvar a velikost sněhových zrn (Ishimoto et al., 2018). Zkoumání mokrého sněhu pomocí microCT není příliš vhodné. V okamžiku, kdy se v pórech nachází voda, přestává být patrný kontrast mezi volnými póry a strukturou sněhu (Kinar & Pomeroy, 2015).

Během experimentů není možné pozorovat průtok srážkové vody sněhovou maticí, sníh se proto po zadešťování musí fyzicky odstranit a takovéto experimenty jsou tedy nazývány destruktivní. Nedestruktivní metody pracují na základě dvou odlišných vrstev suchého sněhu. Jedná se například o magnetickou resonanci (MRI), 3D zrychlené vykreslování a rentgenovou počítačovou mikro tomografii (microCT) (Katsushima et al., 2019). Pomocí těchto nedestruktivních metod se dají ve sněhu pozorovat a dále vyhodnocovat změny struktury sněhových zrn a charakter proudění (Katsushima et al., 2019).

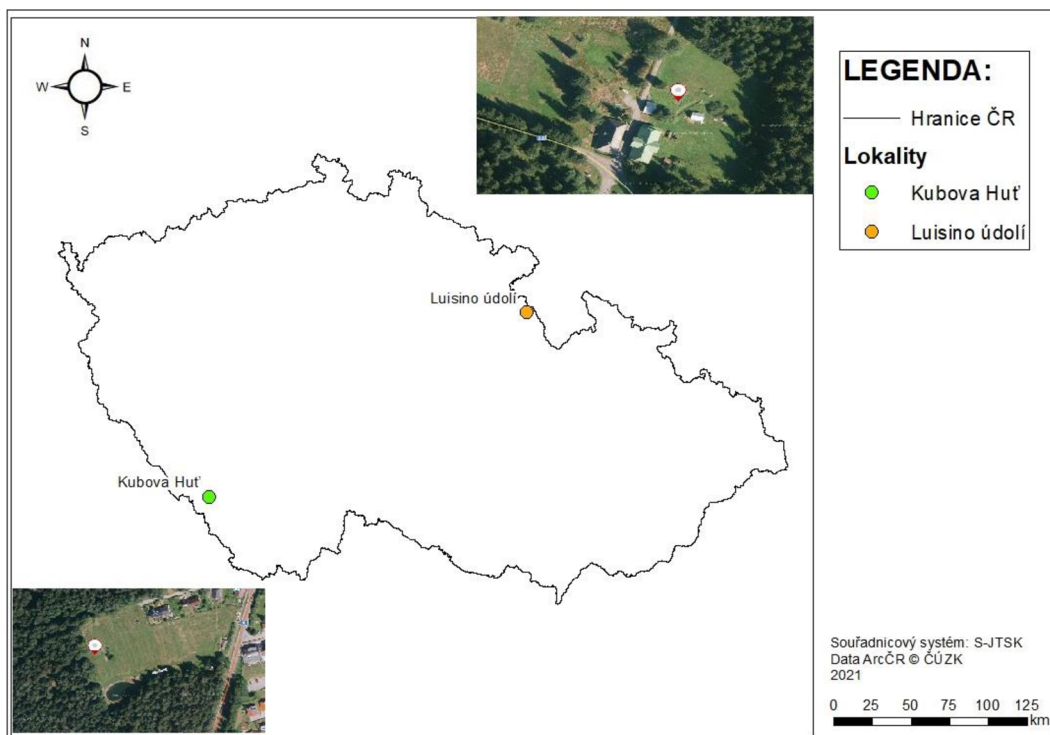


Obrázek 7: 3D snímek distribuce sněhových krystalů. (a) vizualizace celého odebraného vzorku sněhu, (b) příčný řez odebraným vzorkem a výběr dvou sněhových zm, (c) přiblížení vybraných zm, (d) detailní pohled vybraných zm. Červené šipky znázorňují duté struktury jádra. Žluté a modré zma jsou náhodně vybraná zma (Eppanapelli et al., 2018)

4. Metodika

4.1. Vstupní data

V tomto případě byla data získána pomocí fotogrammetrie - fotografováním sněhových zrn. V této práci byly zpracovány tři soubory dat, které byly naměřeny počátkem roku 2019 v České republice. Měření proběhlo ve dvou horských stanicích (obrázek 8). První stanice se nachází v Luisině údolí v Orlických horách (874 m. n. m.), kde proběhl experiment 1.2.2019. Další měření bylo provedeno 14.1. – 15.1.2019 a 15.3. – 16.3.2019 ve stanici Kubova Huť na Šumavě (1033 m. n. m.).



Obrázek 8: Mapa ČR, lokality měrných stanic

Tabulka 3: Přehled měrných stanic a jejich zkratek

Stanice	Zkratka	Datum měření	Výška sněhu	Počet vrstev	Typ sněhu
Kubova Huť	KH1	14.1.-15.1.2019	78cm	6	nevyzrálá sněhová pokrývka
Kubova Huť	KH2	15.3.-16.3.2019	21cm	4	vyzrálá sněhová pokrývka
Luisino údolí	LÚ1	01.02.2019	105cm	11	nevyzrálá studená sněhová pokrývka

Pomocí simulátoru byla simulována srážková činnost s proměnlivou dobou trvání (viz. tabulka 4) a intenzitou 11 mm/h. Teplota vzduchu se pohybovala od -3,6 °C do 2,7 °C. Čejková (2019) a Dytrt (2020) se rovněž účastnili těchto experimentů a ve svých pracích popisují detailněji popisují jak zadešťování probíhalo.

Tabulka 4: Detailní informace zadešťování

stanice	doba trvání (min)	intenzita zadešťování (mm/h)	teplota vzduchu (°C)	teplota sněhu (°C)	sníh
KH1	60	11	-2,4	-1,5	studený, suchý
KH2	91	11	2,7	0	mokvý, isotermální
LÚ1	120	11	-3,6	-5,1	studený, suchý

Data pocházejí ze zadešťovacích experimentů na sníh. V každé lokalitě byl vykopán sněhový profil, který byl analyzován před a po experimentem. V obou případech se určil počet sněhových vrstev a pro každou vrstvu bylo změřeno následující: teplota, hustota, LWC, tvar a velikost sněhových zrn. Sněhový profil před experimentem byl vykopán v těsné blízkosti lysimetru, z důvodu neporušení sněhového polštáře, který se nacházel nad lysimetrem. Fotografie byly pořízeny digitální zrcadlovkou Nikon d90 a objektivem Sigma EX, DG macro, f2.8. Fotoaparát byl umístěn na stativu a fotografovaná zrna na černé destičce umístěné v ochranném krytu pro zajištění bezvětrí. V horších světelných podmínkách byl použit externí blesk Nissin Di866, který byl namířen do odrazného deštníku pro změkčení a rozptýlení světla. Fotografická sestava je znázorněna na obrázku 9.

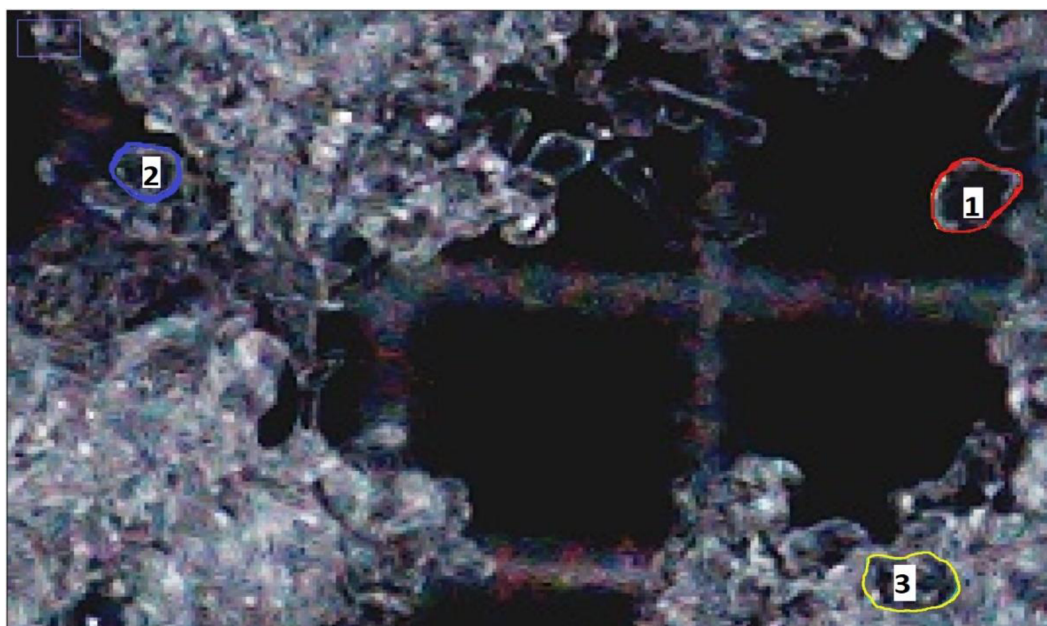


Obrázek 9: Fotografická sestava na pořizování snímků odebraných vzorků sněhu (Foto: Roman Juras).

Všechny fotografie ve formátu digitálního negativu (.NEFF) v rozlišení 300 DPI byly upraveny v programu Zoner Photo Studio X (*Zoner photo studio X, 2020*). Jednalo o hlavně úpravy expozice. Po úpravách byly fotografie uloženy ve formátu JPEG a dále byly zpracovány v programu ImageJ (*ImageJ, 2020*).

4.2. Detekce zrn

Cílem bylo získání hodnot tvaru a velikosti sněhových zrn pro jejich následné posouzení. Pro detekci zrn byl vybrán software ImageJ (*ImageJ, 2021*). Selektce zrn proběhla dvěma způsoby. Prvním způsobem byla manuální detekce zrn, tzn. že polygony zrn byly ručně obkresleny. Detekovaná zrna byla rozdělena do tří kategorií (1 - snadno detekovatelná, 2 - hůře detekovatelná, 3 - špatně detekovatelná) viz obrázek 10. Kategorizace zrn poté sloužila jako jeden ze zdrojů pro určení nejistoty na výsledné hodnoty velikosti a tvaru sněhových zrn. Kategorizace proběhla pouze u zrn, které byly detekovány manuální metodou. Podrobné informace viz přílohy (obrázek 33 a 34). Druhým způsobem byla automatická detekce zrna za pomoci funkce „Color Treshold“. Zde bylo nutné nastavit parametry velikost a zakulacení zrn. Pro další analýzu dat, bylo nejdůležitější získat z programu ImageJ hodnoty jako tvar a velikost sněhových zrn.



Obrázek 10: Kategorizace sněhových zrn na základě jejich identifikovatelnosti. 1 - zrna kategorie I. třídy – snadno detekovatelná. 2 - zrna kategorie II. třídy – hůře detekovatelná. 3 - zrna kategorie III. třídy - špatně detekovatelná.

Určení velikosti zrna

Parametr velikost sněhových zrn reprezentovaný 2D plochou půdorysu zrna (mm^2) ve směru fotografování byl vybrán kvůli jeho jednoduchému a rychlému určení. Plocha zrn je snadno aproximovatelná na plochu kruhu, ze kterého lze snadno odvodit poloměr, který se pak používá jako například v rovnici 6.

V situaci, kdy by se poloměr odhadoval přímo ze sněhových zrn, by mohl nastat problém díky nepravidelnosti sněhových krystalů a bylo by problematické určit, kterou část zrna změřit. Viz obrázek 11.



Obrázek 11: Problematické určení poloměru sněhového zrna.

Tvar

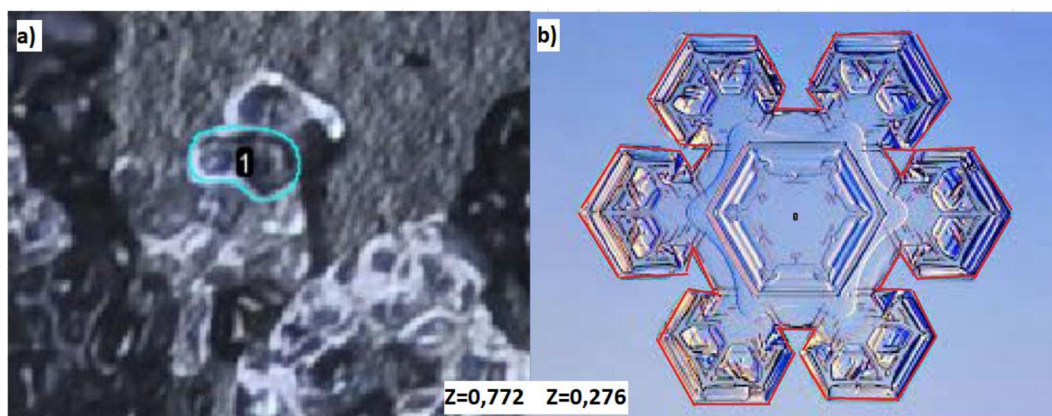
Numerickou hodnotu tvaru zrna reprezentuje parametr zakulacení sněhových zrn (-), který byl vybrán pro svou jednoduchou měřitelnost. Zakulacení je definováno jako stupeň zaoblení kruhovitěho objektu. Hodnoty zakulacení mohou nabývat hodnot od 0–1. Čím více se hodnoty blíží k 1, tím je kruh dokonalejší. Naopak objekty, u nichž se hodnota zakulacení blíží k 0, jsou protáhlé a narovnané polygony. Na obrázku 12. je příklad hodnot zakulacení u dvou diametrálně odlišných zrn.

Zakulacení Z (-) je vypočítá podle vzorce:

$$Z = 4\pi \cdot \frac{A}{O}$$

(11)

Kde $\pi = 3,14$, A je plocha sněhového zrna (mm^2), O je obvod zrna (mm).



Obrázek 12: Porovnání hodnot zakulacení na konkrétních zrnech. a) fírnové zrna $Z=0,772$ b) hvězdicovitá vločka $Z=0,276$.

Pro analýzu jednotlivých sněhových zrn zobrazených na fotografiích bylo nejprve nutné v programu ImageJ nastavit měřítko pro každou fotografii. Z každého zdokumentovaného vzorku sněhu bylo vybráno k analýze 50 zrn. Tento počet dostatečně reprezentuje charakteristická zrna v daných vrstvách a snižuje šanci na zkreslení výsledných hodnot, ale zároveň není příliš vysoký, a tudíž náročný pro manuální detekci. Selektce zrn byla provedena dvěma způsoby: manuální metodou a automatickou metodou.

Při manuální detekci byla vybraná zrna a jejich polygony ručně vykresleny. Následně ImageJ automaticky spočítal potřebné atributy (tvar, velikost, průměr zrna, SD). Tato data byla exportována do tabulky Microsoft Excel, kde byly později prováděny další analýzy.

Automatická detekce byla provedena pomocí funkce „Colour Threshold“ s následným nastavením atributů plochy a zakulacení zrn. Colour Threshold pracuje na principu rozlišování prahu barev (Mathworks.Com, 2021). Po aplikaci je fotografie rozdělena pouze do dvoubarevného spektra – v, tomto případě byl sníh vykreslen červeně a preferenční grid černě). Výsledná data určená pro výpočty byla opět exportována do programu Microsoft Excel.

Data byla porovnávána v kategoriích: 1) změna velikosti a tvaru zrn před a po experimentu 2) porovnání výsledných hodnot velikosti a tvaru zrn manuální a automatickou detekcí.

4.3. Statistická analýza

Pro statistickou analýzu porovnání změny parametrů sněhových zrn a jednotlivých použitých metod byl vybrán mediánový test (*Divine et al., 2018*), který je dvou výběrový pro dva nezávislé výběry. Jedná se o neparametrickou (nepředpokládá se konkrétní typ rozdělení) alternativu t-testu (*Gosset, 1908*). Test je vhodný pro výběry, které mají >30 hodnot. Pomocí mediánového nepárového neparametrického testu, byla zjišťována platnost nulové hypotézy (H_0), nebo hypotézy alternativní (H_1). Tento typ testu testuje hypotézu o shodnosti mediánů pro středně velké nebo velké výběrové soubory.

Byly testovány dvě hypotézy:

- H_0 – Velikost a tvar sněhových krystalů nebude ovlivněn zadešťovacím experimentem
- H_1 – Velikost a tvar sněhových krystalů bude ovlivněn zadešťovacím experimentem

Test byl vypočten podle vzorce (*Reiterová, 2016*):

$$x^2 = N \cdot [a \cdot d - b \cdot c]^2 \cdot [(a + b) \cdot (c + d) \cdot (a + c) \cdot (b + d)]^{-1}$$

(12)

Kde:

- x^2 - chí kvadrát
- N – celkový počet zrn
- a – počet zrn menší než medián před experimentem
- b – počet zrn menší než medián po experimentu
- c – počet zrn, které jsou rovny nebo větší než medián před experimentem
- d – počet zrn, které jsou rovny nebo větší než medián po experimentu

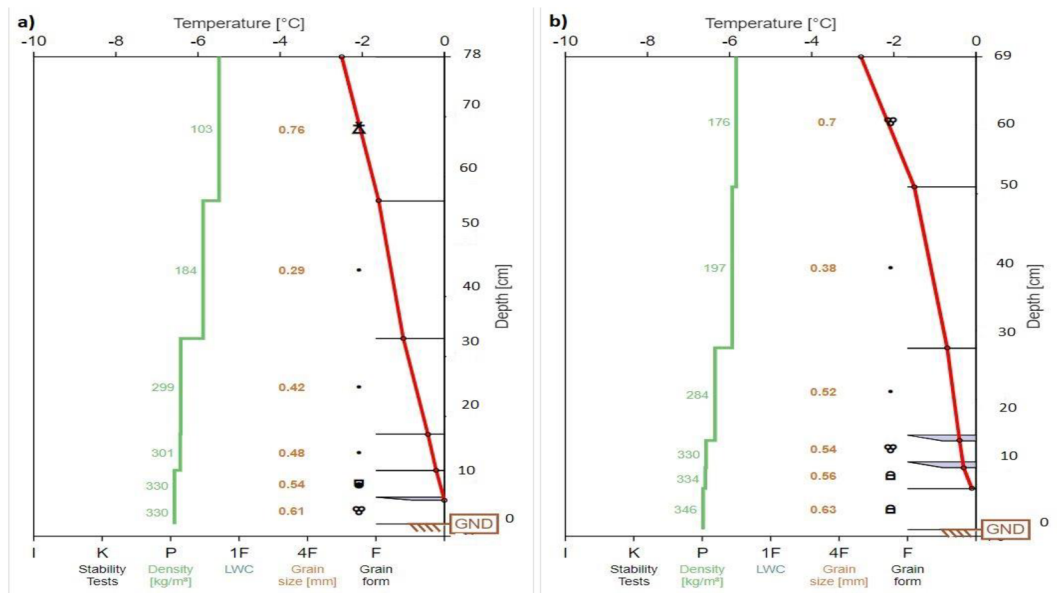
Následně se x^2 porovnávala s $X^2_{0,05}$

- $X^2_{0,05}$ – 5% hladina významnosti

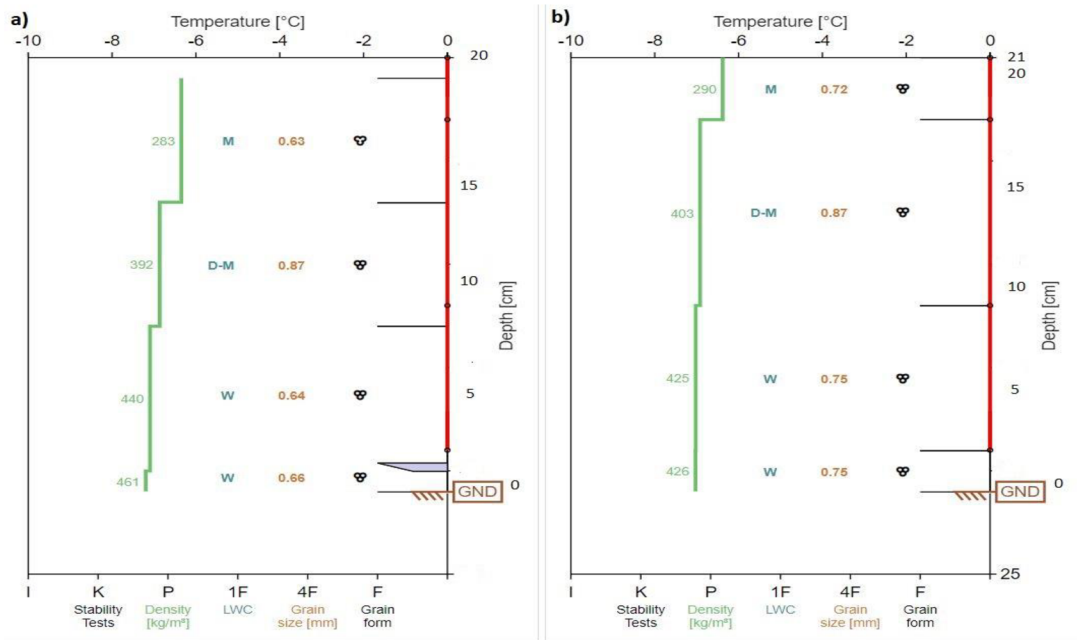
Jestliže:
 $X^2 \leq X^2_{0,05}$ není signifikantní rozdíl, nastává H_0
 $X^2 > X^2_{0,05}$ je signifikantní rozdíl, nastává H_1

5. Výsledky a diskuze

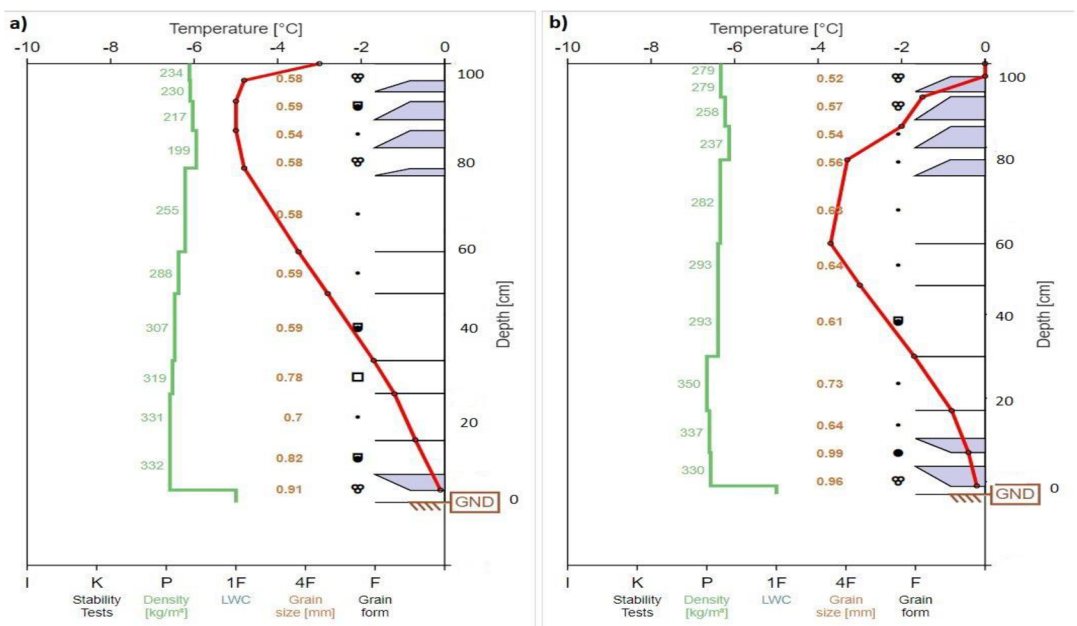
Jak je vidět v následujících vizualizacích, na každé z měrných stanic byla rozdílná mocnost sněhové pokrývky, a tudíž rozdílný počet sněhových vrstev. V nevyzrálé sněhové pokrývce bylo naměřeno 6 sněhových vrstev, ve vyzrálé sněhové pokrývce byly 4 vrstvy a v profilu s nevyzrálou studenou pokrývkou se během měření nacházelo vrstev 11.



Obrázek 13: Vizualizace profilů suché nevyzrálé sněhové pokrývky na KH1. a) profil před experimentem, b) profil po experimentu. Zelená křivka představuje hustotu sněhu ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), červená křivka reprezentuje pokles teploty ($^{\circ}\text{C}$) v jednotlivých vrstvách. Tvar zm byl určen autorem práce. Grafy vytvořeny v programu niViz (niViz, 2019).



Obrázek 14: Vizualizace sněhových profilů vyzrálé sněhové pokrývky na KH2. a) profil před experimentem, b) profil po experimentu. Zelená křivka představuje hustotu sněhu ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), červená křivka reprezentuje teplotu sněhu ($^{\circ}\text{C}$) v jednotlivých vrstvách. Tvar zm byl určen autorem práce. Grafy vytvořeny v programu niViz (niViz, 2019).



Obrázek 15: Vizualizace profilu nevyzrálé studené sněhové pokrývky na LÚ1. a) profil před experimentem, b) profil po experimentu. Zelená křivka představuje hustotu sněhu ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), červená křivka reprezentuje pokles teploty ($^{\circ}\text{C}$) v jednotlivých vrstvách. Tvar zm byl určen autorem práce. Grafy vytvořeny v programu niViz (niViz, 2019).

Při měření na nevyzrálé studené sněhové pokrývce (LÚ1) byla mocnost sněhu v porovnání s ostatními stanicemi nejvyšší. V době experimentu zde bylo naměřeno 11 vrstev ve 105 cm sněhu. Pro porovnání v (KH1) bylo v 78 cm 6 vrstev a v (KH2) bylo 20 cm sněhu, které byly rozděleny do 4 vrstev.

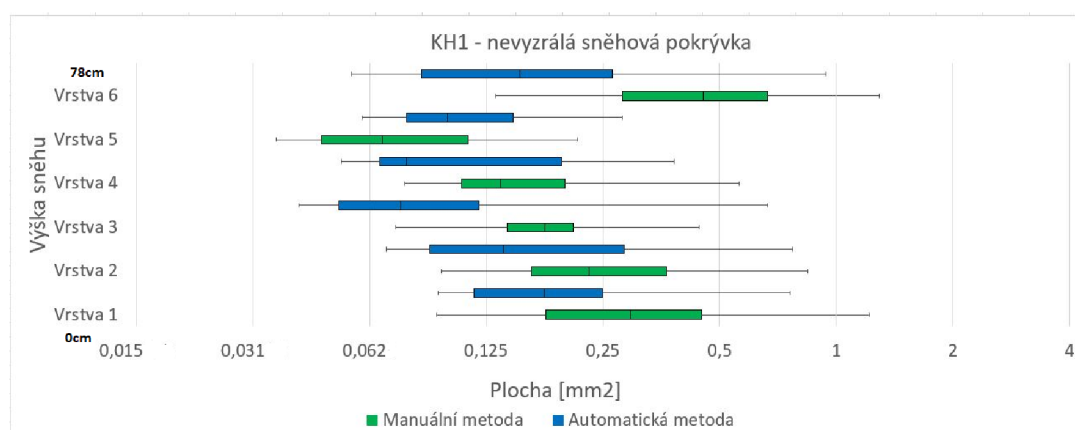
5.1. Porovnání metod na sněhových profilech

Ve všech stanicích byly zaznamenány nižší průměrné hodnoty velikostí u automatické metody v porovnání s metodou manuální viz tabulka 5. Nejvyšší rozdíl byl zaznamenán ve vyzrálé sněhové pokrývce (KH2) o více než polovinu, a to konkrétně o -53,1 %. Nejvíce se hodnoty blížily v nevyzrálé sněhové pokrývce (KH1), ale i přesto byl rozdíl hodnot 33,6 %. Každá z metod má nesporně své přednosti i nedostatky, viz tabulka 9. Výsledky změny tvaru jsou extrémně rozdílné, a proto díky těmto vysokým rozdílům nebyly počítány.

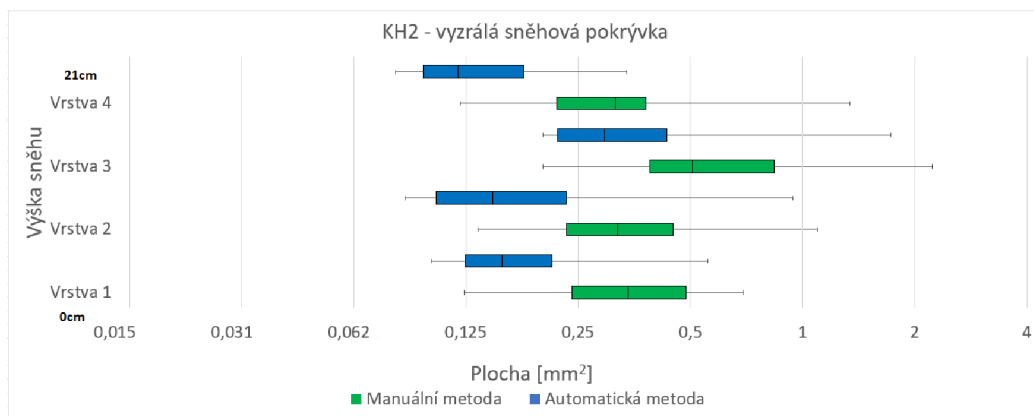
Tabulka 5: Porovnání rozdílů velikosti a tvaru pro manuální a automatickou metodu před experimentem. Z důvodu extrémních rozdílů hodnot tvaru sněhových zrn, nebyly hodnoty počítány. Kladné hodnoty u velikosti znamenají nárůst zrn, záporné jejich zmenšení.

Stanice	Změna velikosti (%)	Změna tvaru (%)
KH1	-33,6	NA
KH2	-53,1	NA
LÚ1	-37,6	NA

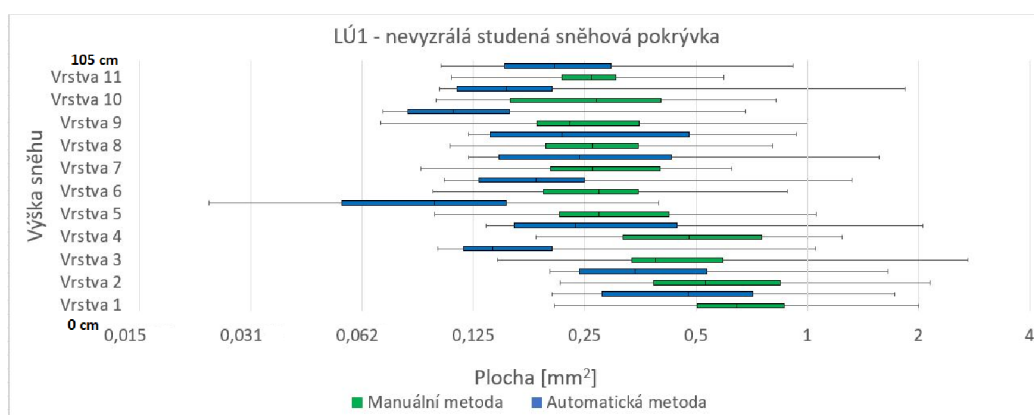
Následující grafy zobrazují srovnání výsledků ze všech měrných stanic manuální a automatickou metodou před experimentem. První tři grafy porovnávají rozdíl velikosti zrn. Následující tři grafy znázorňují rozdíly v zakulacení.



Obrázek 16: Porovnání velikosti ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem KH1. Vizualizaci tohoto profilu vyobrazuje obrázek 13. Osa x je v logaritmickém měřítku.



Obrázek 17: Porovnání velikosti ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem KH2. Vizualizaci tohoto profilu vyobrazuje obrázek 14. Osa x je v logaritmickém měřítku.



Obrázek 18: Porovnání velikosti ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem LÚ1. Vizualizaci tohoto profilu vyobrazuje obrázek 15. Osa x je v logaritmickém měřítku.

5.1.1. KH1- nevyzrálá sněhová pokrývka - velikost

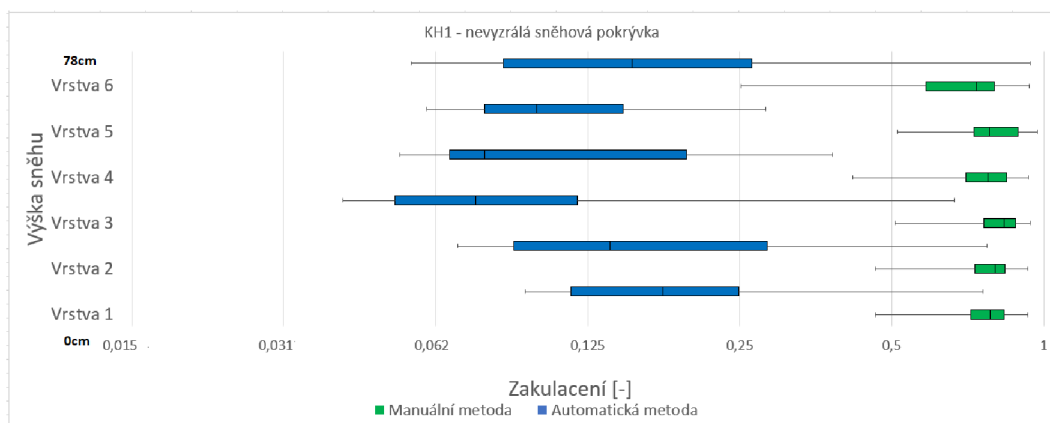
Průměrná velikost sněhových zrn pro manuální měření všech vrstev byla $0,26 \text{ mm}^2$. Zrna naměřená automatickou detekcí měla průměrnou velikost $0,16 \text{ mm}^2$. Interval pro mediánové hodnoty mezi nejmenší a největší hodnotou byl relativně velký. Nejmenší hodnota mediánu ($0,07 \text{ mm}^2$) byla ve vrstvě č. 5 pro manuální detekci. Naopak nejvyšší hodnota ($0,45 \text{ mm}^2$) se nacházela v 6. vrstvě taktéž pro manuální detekci. Velikost zrn z ručního měření od první do páté vrstvy má sestupnou tendenci. Ve vrstvě č. 6 jsou naměřené hodnoty nejvyšší. Tento fakt mohl být zapříčiněn novým sněhem v horní vrstvě. Hodnoty z automatické detekce jsou menší ve všech vrstvách, vyjma vrstvy č. 5.

5.1.2. KH2- vyzrálá sněhová pokrývka – velikost

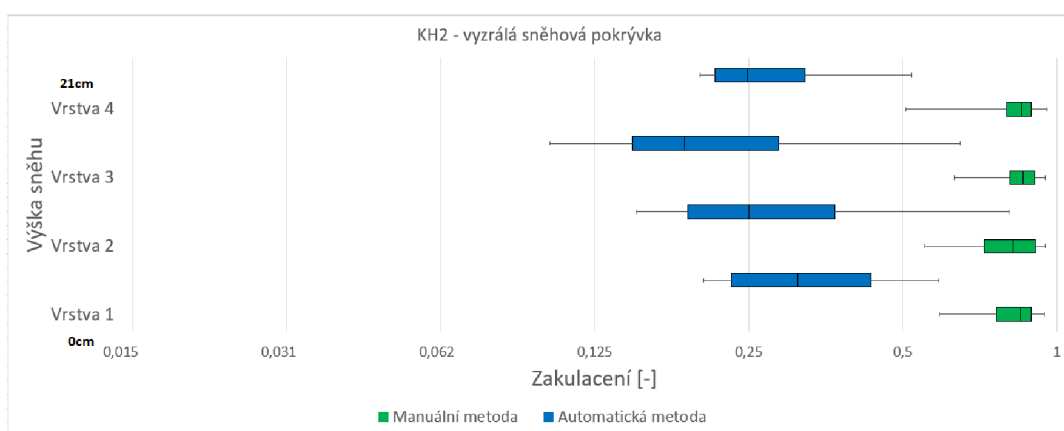
Při březnovém měření ve stanici Kubova Huť byla sněhová pokrývka vyzrálá a díky jarním kladným teplotám pomalu odtávala, kdy v profilu byla přítomna kapalná voda. Výsledky měření u manuální detekce velikostně předčily hodnoty u automatické detekce ve všech vrstvách. Ve třech případech ze čtyř byly hodnoty velikosti plochy téměř identické, avšak ve vrstvě č. 3 byla průměrná velikost zrn vyšší než v ostatních vrstvách. Stejná situace se opakovala také u automatického měření. Průměrná velikost sněhových krystalů u manuálního měření převýšila průměrnou hodnotu pro měření automatické (0,42 mm² a 0,24 mm²). Rozdíl mezi mediány byl téměř totožný jako ve stanici KH1. Nejmenší medián se nacházel ve vrstvě č. 4 a jeho hodnota byla 0,12 mm². Oproti tomu nejvyšší naměřený medián byl ve vrstvě č. 3 s hodnotou 0,51 mm².

5.1.3. LÚ1-nevyzrálá studení sněhová pokrývka – velikost

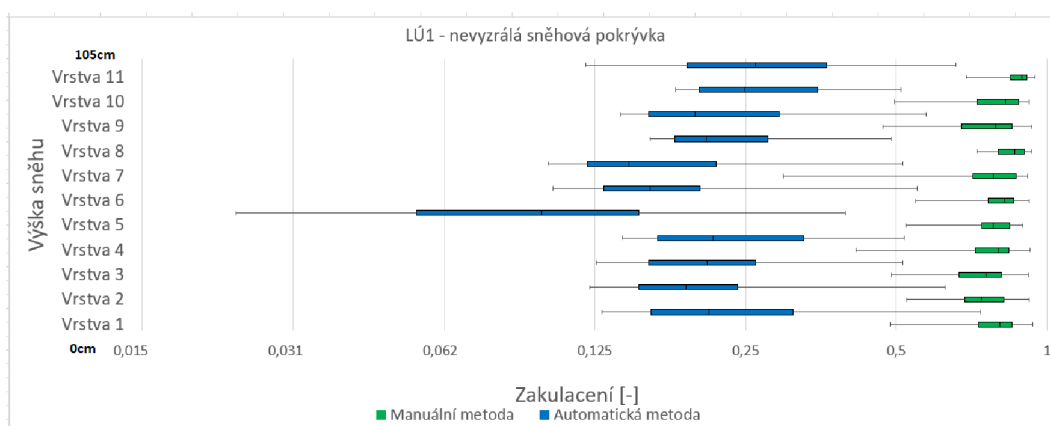
Průměrná velikost zrn z automatického měření nepřevýšila v žádné z vrstev hodnoty z ručního měření. Ve spodních vrstvách byla sněhová zrna nejvyzrálejší a z tohoto důvodu zde byly naměřeny největší hodnoty (průměrná velikost zrn pro vrstvu č. 1: 0,73 mm²). Tato skutečnost platí pro obě metody měření (0,54 mm²). S přibývajícím centimetry a čerstvostí sněhu se zrna v jednotlivých vrstvách pomalu zmenšovala. Čtvrtá vrstva v ručním měření se ale vymyká a došlo zde k nárůstu velikosti oproti předchozí vrstvě. Ve druhé třetině profilu je velikost zrn z manuálního měření velmi podobná. Velikosti z automatického měření uprostřed profilu jsou spíše fluktuální, ale v posledních třech vrstvách se velikost zrn zvětšovala. Vrstva č. 10 měla průměrnou velikost zrn větší než předchozí vrstva (0,22 mm²). Rozdíl mezi nejmenším a největším detekovaným zrnem přesahoval 2,5 mm². Nejmenší detekované zrno (0,024 mm²) bylo naměřeno automatickou metodou ve vrstvě č. 5. Největší zrno (2,7 mm²) se nacházelo ve vrstvě č. 3 a bylo detekováno manuální metodou. Rozdíl v průměrné velikosti zrn v tomto profilu nebyl tolik výrazný jako u předchozích dvou profilů. Průměrná velikost zrn pro ruční měření byla 0,41 mm², pro automatické měření byla průměrná hodnota 0,29 mm².



Obrázek 19: KH1 porovnání zakulacení ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem. Osa x je v logaritmickém měřítku. Osa y je v logaritmickém měřítku.



Obrázek 20: KH2 porovnání zakulacení ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem. Osa x je v logaritmickém měřítku. Osa y je v logaritmickém měřítku.



Obrázek 21: LÚ1 porovnání zakulacení ruční metodou vs automatickou metodou před experimentem. Osa x je v logaritmickém měřítku. Osa y je v logaritmickém měřítku.

5.1.4. KH1 - nevyzrálá sněhová pokrývka - tvar

Rozdíl mezi hodnotami zjišťovaných zrn pro zakulacení manuální a automatickou metodou je značný, výsledky z manuální metody jsou značně vyšší. Průměrná hodnota u manuální detekce dosáhla hodnoty 0,77 (-).

Oproti tomu průměrná hodnota pro automatickou detekci byla 0,17 (-). Z grafu je patrné, že hodnoty s přibývajícím výškou sněhu narůstaly. Ve čtvrté vrstvě však došlo k poklesu. Poslední šestá vrstva má z celého profilu nejmenší hodnotu zakulacení 0,69 (-), protože je tato vrstva tvořena čerstvě napadaným sněhem. Vůbec nejmenší naměřená hodnota zakulacení (0,04) byla zaznamenána ve vrstvě č. 3 u automatické detekce. Zatímco u manuálního měření zakulacení u prvních vrstev hodnoty stoupaly, u automatické metody tomu bylo přesně naopak. Zde byla ze začátku klesající tendence, ale od čtvrté vrstvy zakulacení opět narůstalo.

5.1.5. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka – tvar

Nejspodnější vrstva vykazuje nejvyšší hodnoty 0,34 (-) v profilu pro automatické měření. Sníh je zde totiž nejstarší, nejvyzrálější a zrna jsou nejkulatější. S přibývajícím vrstvami hodnoty zakulacení klesaly. U poslední čtvrté vrstvy došlo k nárůstu, což bylo ovlivněno čerstvým sněhem, jenž tuto vrstvu tvořil.

Výsledky hodnot pro manuální měření zakulacení byly v téměř celém profilu identické. Nejméně kulatá zrna (0,82) detekovaná manuální metodou se nacházela ve druhé vrstvě. Ve zbylých třech vrstvách se hodnoty mediánu blížily číslu 0,85. U automatického měření byly hodnoty zakulacení výrazně nižší. Nejméně zakulacená zrna s hodnotou zakulacení 0,19 se nacházela ve vrstvě č. 3. Nejvíce zakulacená zrna – 0,31 byla v nejspodnější vrstvě. Průměrná velikost zrn v celém profilu z automatického měření se blížila k hodnotě 0,29.

5.1.6. LÚ1 - nevyzrálá studená sněhová pokrývka – tvar

Průměrná hodnota mediánu u zakulacení pro ruční měření celého profilu je 0,8. Pro automatickou detekci byla tato hodnota 0,2. U manuální detekce byla nejnižší průměrná hodnota 0,74 a nacházela se ve vrstvě č. 3. Nejvyšší zaznamenaná hodnota byla zaznamenaná shodně pro obě měření ve vrstvě č. 11. Hodnoty byly 0,87 a 0,29. Nejméně zakulacená zrna - 0,12 se nacházela ve vrstvě č. 5. Od druhé do páté vrstvy se zakulacení zvyšovala, avšak od páté vrstvy působila zcela

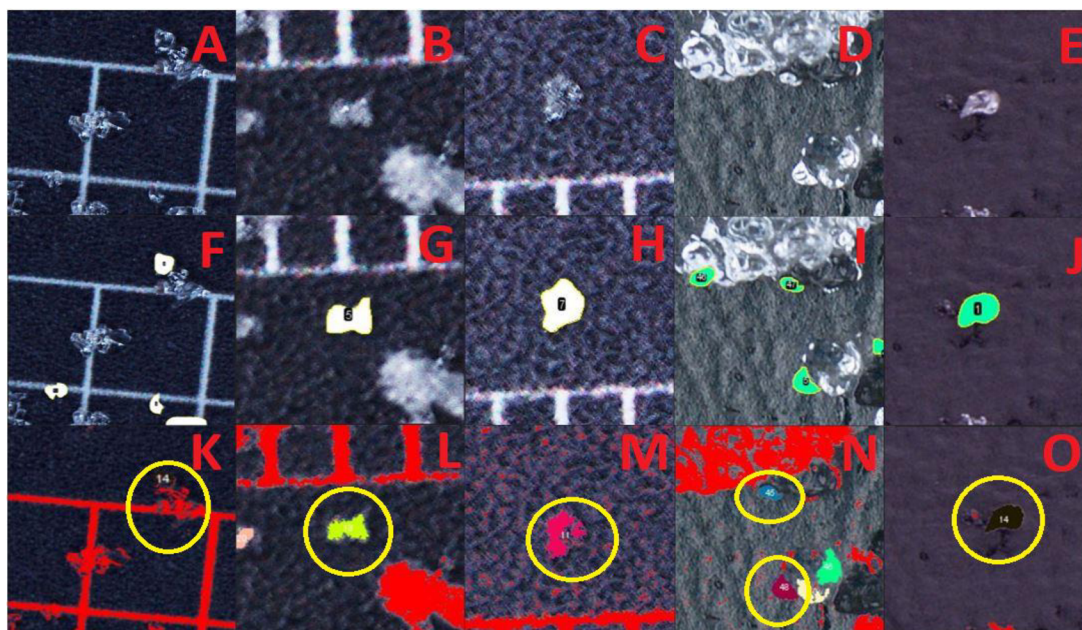
nahodile. Hodnoty zakulacení z automatického měření jsou také velmi náhodné a nepravidelné.

Analýza zjistila, že manuální detekce vykresluje vyšší hodnoty plochy než detekce automatická. Tato skutečnost byla potvrzena v 95 % případech. Automatická metoda vykreslovala tvar zrn velmi detailně. Oproti tomu manuální metoda nebyla tak exaktní a díky tomu byla tato data neporovnatelná. Průměrná hodnota zakulacení z automatické detekce ze všech tří stanic byla 0,81. Oproti tomu průměrná hodnota z těchto stanic pro manuální detekci byla pouhých 0,19.

5.2. Porovnání metod na konkrétních zrnech

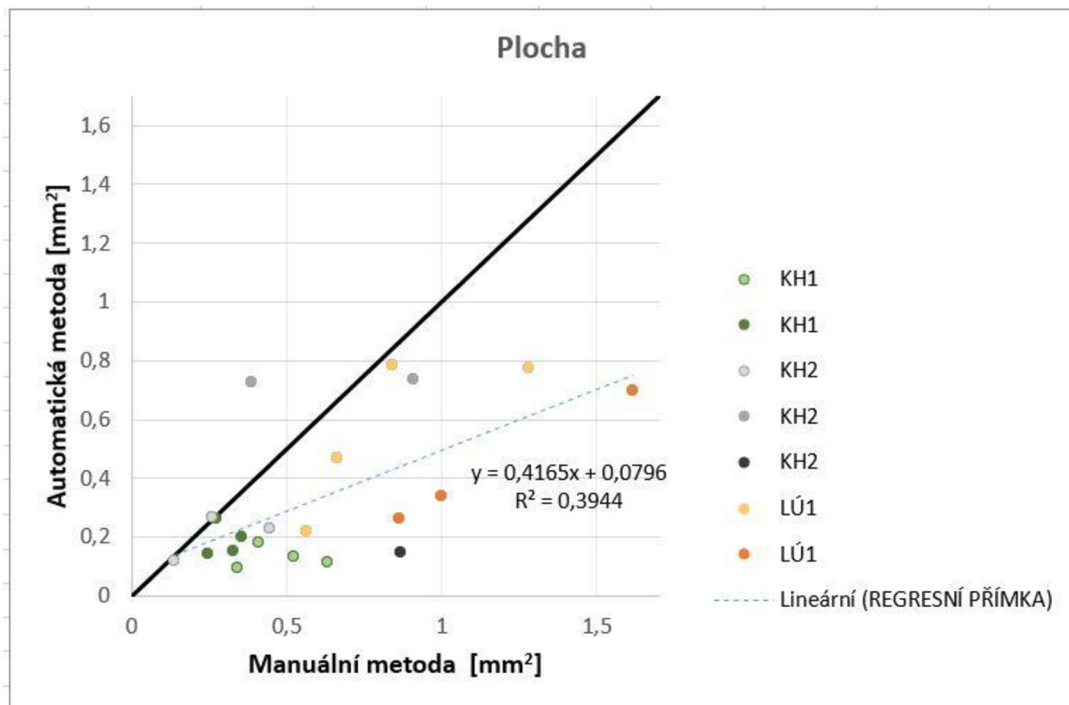
Tato kapitola se zabývá porovnáváním dat u 21 zrn, jenž byla shodně vybrána oběma metodami. Zrna zobrazená na obr. 20 byla vybrána z různých vrstev před experimentem i po experimentu a byly zde zastoupeny vzorky sněhu ze všech stanic.

Velikosti několika vybraných zrn byly téměř identické. Nejvíce shodné byly hodnoty ve vyvrátěné sněhové pokrývce ve stanici KH2. Rozdíl mezi měřeními se pohyboval v řádech setin mm^2 . Vhodný příklad lze vidět na obrázku 22 u snímků G+L a J+O.



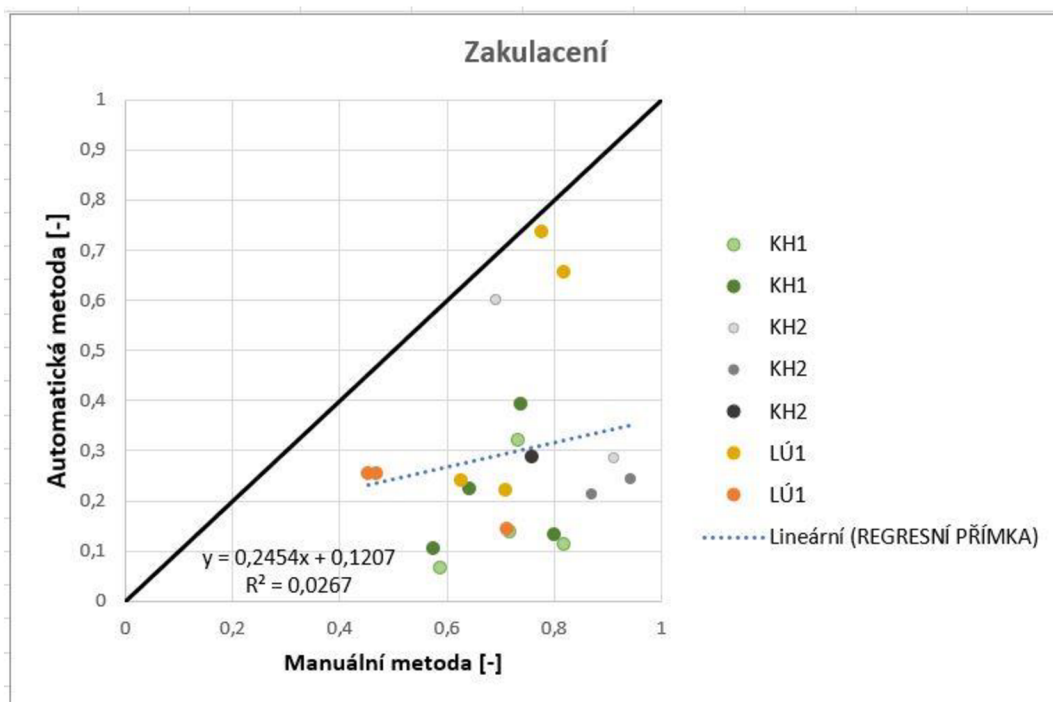
Obrázek 22: Vizualizace pěti konkrétních zrn při ruční a automatické selekci. Na obrázku je možné vizuálně porovnat výsledky obou metod. V prvním řádku je 5 náhodných zrn (A–E), která byla detekována shodně oběma metodami. Ve druhém řádku (F–J) jsou tato zrna, jak byla manuálně označena a ve třetím řádku (K–O) jsou stejná zrna, která ale byla detekována automatickou metodou.

Dva následující grafy (obrázek 23 a 24) porovnávají plochu a zakulacení identicky vybraných zrn.



Obrázek 23: Porovnání velikosti u identických zrn manuální a automatickou metodou. V momentě, kdyby byly hodnoty pro manuální a automatickou detekci shodné, tak by body ležely na této optimální lineární přímce. Modrá křivka zobrazuje proložení přímkou lineární regrese

Černá přímka reprezentuje ideální stav, kdyby se manuálně naměřená velikost zrn shodovala s velikostí zrn, která byla vyselektována automaticky. Díky nižší hodnotě koeficientu determinace ($R^2 = 0,39$) je malá lineární závislost mezi těmito metodami. Z obrázku je patrné, že u některých zrn (zrna, která leží na, nebo v těsné blízkosti černé přímky) bylo v obou měřeních dosaženo identických hodnot. Naopak u několika dalších zrn byly výsledky diametrálně odlišné. Převážně u manuálního měření vycházely výrazně vyšší hodnoty než u měření automatického, což bylo často zapříčiněno komplexním tvarem zrn. V takových případech, kdy zrna měla mnoho drobných záhybů a nerovností, se i přes veškeré úsilí nedala zrna tak detailně vykreslit jako při automatické selekci. Důsledkem těchto nepřesností je získání vyšších hodnot z manuálního měření.



Obrázek 24: Porovnání velikosti u identických zrn manuální a automatickou metodou. V momentě, kdyby byly hodnoty pro manuální a automatickou detekci shodné, tak by body ležely na této optimální lineární přímce. Modrá křivka zobrazuje proložení přímkou lineární regrese.

U porovnání hodnot pro zakulacení je regresní přímka odlišnější než v grafu pro plochu. Je to z důvodu většího rozdílu hodnot mezi jednotlivými metodami. Jak již bylo zmíněno výše, manuální detekce zakulacení je méně přesná oproti automatické detekci. Zatímco u manuální detekce se hodnoty zakulacení u vybraných zrn pohybovaly nejčastěji kolem hodnoty 0,7; u automatického výběru to bylo nejčastěji 0,3.

Při porovnání metod na konkrétních zrnech byly hodnoceny rozdíly hodnot pro plochu a pro zakulacení. Experiment prokázal, že 21 zrn, která byla shodně detekována při manuální i automatické metodě, mají pro plochu koeficient determinace $R^2 = 0,39$. Pro zakulacení tato hodnota vyšla nízká ($R^2 = 0,02$), nejspíše z důvodu srovnávání vysokých hodnot z manuálního měření a nízkých hodnot z automatického měření. Tento výsledek je málo signifikantní. Výsledky zakulacení je těžké porovnávat z důvodu výrazně odlišných hodnot.

5.3. Porovnání zrn před experimentem a po experimentu

Nakonec došlo k porovnávání zrn před a po zadešťovacím experimentu. Předpokládaný nárůst plochy a zakulacení potvrdil, že vlivem působení dešťové vody ve sněhové pokrývce se při manuální metodě plocha zrn zvětšila ve 76 % případech a zakulacení ve 28 % případech. Automatická metoda potvrdila předpoklad o nárůstu plochy ve 45 % případech a zakulacení ve 36 % případech. V tomto případě se už metody neporovnávaly mezi sebou, ale každá z metod porovnávala data z před experimentem a po experimentu. V nevyzrálé sněhové pokrývce (KH1) se u manuální detekce plocha zvětšila u 83 % vrstev a zrna průměrně narostla o 24,2 % (viz tabulka 6). U zakulacení k navýšení nedošlo v žádné z vrstev a zrna se zmenšila v průměru o -7,6 %. Automatická detekce potvrdila nárůst plochy ve 33 % případech (vrstvách), ale celkově se zrna zmenšila o 11,9 % (tabulka 7). Zrna se zakulatila ve 83 % vrstvách a průměrně se zaoblila o 0,9 %. Během měření na vyzrálé sněhové pokrývce (KH2) se po použití manuální detekce zvětšila zrna ve všech vrstvách (4/4) o téměř 30 %. K nárůstu zakulacení došlo v 75 % vrstev. Při automatické detekci zrn byl potvrzen nárůst plochy taktéž 75 %, ale k nárůstu zakulacení nedošlo v žádné z vrstev. U výsledků z nevyzrálé studené pokrývky pro měření manuální metodou se plocha zrn zvětšila ve 45 % a k nárůstu zakulacení došlo v 9 % (1/11). Automatická metoda potvrdila shodný nárůst o 27 % pro zakulacení i plochu zrn. Výsledky statistické analýzy byly spíše fluktuální.

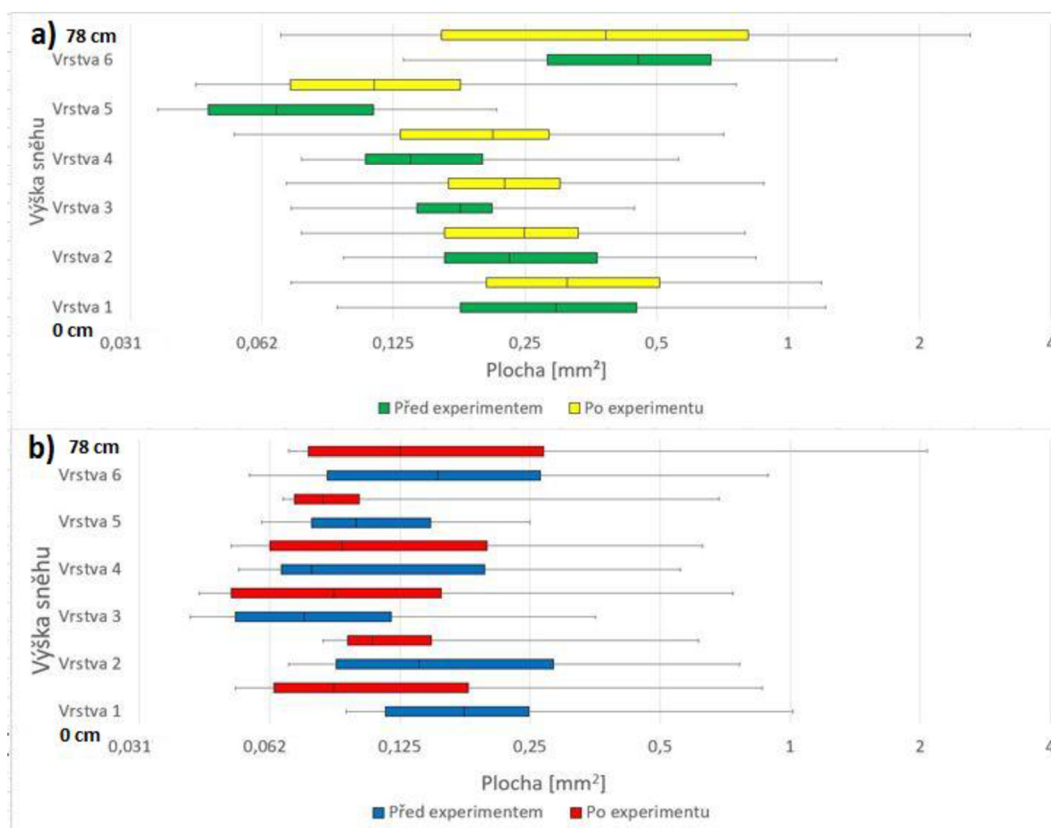
Tabulka 6: Porovnání změn velikosti a tvaru pro manuální metodu před experimentem a po experimentu a statistické analýzy. Kladné hodnoty u velikosti znamenají nárůst zrn, záporné jejich zmenšení. Kladné hodnoty tvaru značí nárůst zakulacení zrn, záporné pokles zakulacení zrn. Výsledky statistické analýzy: H_0 – Velikost a tvar sněhových krystalů nebude ovlivněn zadešťovacím experimentem. H_1 – Velikost a tvar sněhových krystalů bude ovlivněn zadešťovacím experimentem. Čísla vyjadřují počet vrstev, kde se konkrétní hypotézy potvrdily.

Stanice	Změna velikosti (%)	H_0	H_1	Změna tvaru (%)	H_0	H_1
KH1	24,2	3x	3x	-7,6	2x	4x
KH2	29,1	1x	3x	-0,5	3x	1x
LÚ1	3,4	9x	2x	-3,8	8x	3x

Tabulka 7: Porovnání změn velikosti a tvaru pro automatickou metodu před experimentem a po experimentu. Kladné hodnoty u velikosti znamenají nárůst zrn, záporné jejich zmenšení. Kladné hodnoty tvaru značí nárůst zakulacení zrn, záporné pokles zakulacení zrn. (statistická analýza se prováděla pouze u manuální metody).

Stanice	Změna velikosti (%)	Změna tvaru (%)
KH1	-11,9	0,9
KH2	27,6	-26,7
LÚ1	-14	-6

5.3.1. KH1 – nevyzrálá sněhová pokrývka - velikost

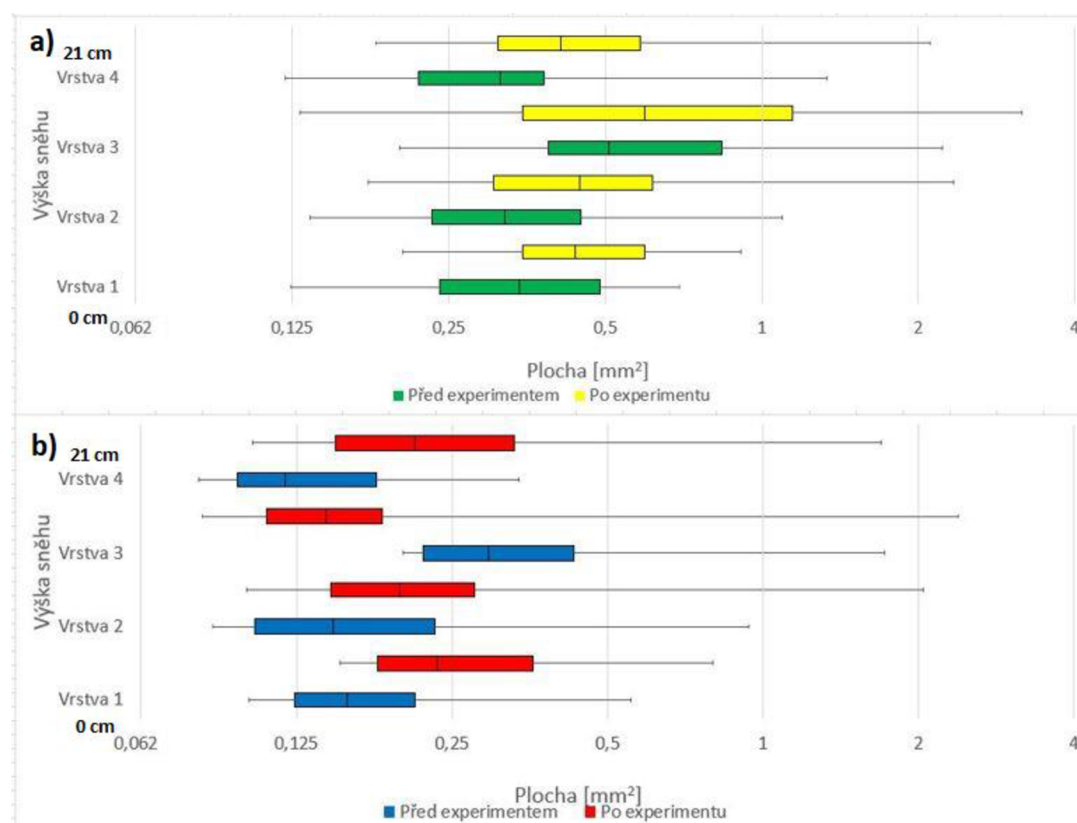


Obrázek 25: Porovnání velikosti sněhových zrn ve stanici KH1 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Osa x je v logaritmickém měřítku.

Nárůst velikosti zrn byl u manuální detekce zaznamenán v pěti případech ze šesti. Největší zaznamenaný rozdíl hodnot pro manuální měření před experimentem a po experimentu je ve vrstvě č. 6 (obrázek 25a). Zde byla také naměřena vůbec největší zrna v obou měřeních. V poslední vrstvě se hustota sněhu pohybovala kolem hodnoty 103 (kg.m³), resp 176 (kg.m³). Takto nízká hustota je typická pro čerstvý sních (Dexter et al., 2013), který by vysvětloval vyšší hodnoty u velikosti zrn. V profilu před experimentem byl medián ve vrstvě č. 1 téměř 0,3 mm². Až do páté vrstvy se tato hodnota postupně snižovala. Jak již bylo zmíněno výše, v 6. vrstvě došlo k nárůstu velikosti zrn. Tento jev nejspíše nastal díky nově napadanému sněhu, jenž tuto vrstvu vytvořil. Hodnoty z měření po experimentu měly identický průběh jako hodnoty naměřené před experimentem – s přibývajícimi vrstvami narůstaly, s výjimkou poslední vrstvy. Ve všech vrstvách svými hodnotami předčily hodnoty naměřené před experimentem, jen ve vrstvě č. 6 byly nižší. Automatická detekce zrn (obrázek 25b) vyhodnotila nárůst velikosti zrn ve dvou vrstvách (vrstva č. 3 a 4)

ze šesti. Ve zbylých čtyřech vrstvách došlo oproti původní velikosti k jejímu poklesu. Výsledky automatické detekce celkově udávají nižší hodnoty velikosti zrn v porovnání s manuální metodou. Nejvyšší naměřený rozptyl byl změřen ve vrstvě č. 6 po experimentu. Zde se plocha zrn pohybovala od 0,069 mm² do 2,07 mm². Nulová hypotéza (H₀) byla potvrzena ve třech vrstvách. Ve zbylých třech vrstvách se podle první hypotézy (H₁) potvrdilo, že zrna před experimentem a po experimentu nejsou shodná. U všech vrstev, kde byla potvrzena H₁, byla kladná odchylka. To znamená, že došlo k nárůstu velikosti zrn po experimentu. Konkrétně se jednalo o vrstvy č. 3 (nárůst o 26,4 %), 4 (nárůst o 54 %) a 5 (nárůst o 66,2 %).

5.3.2. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka – velikost



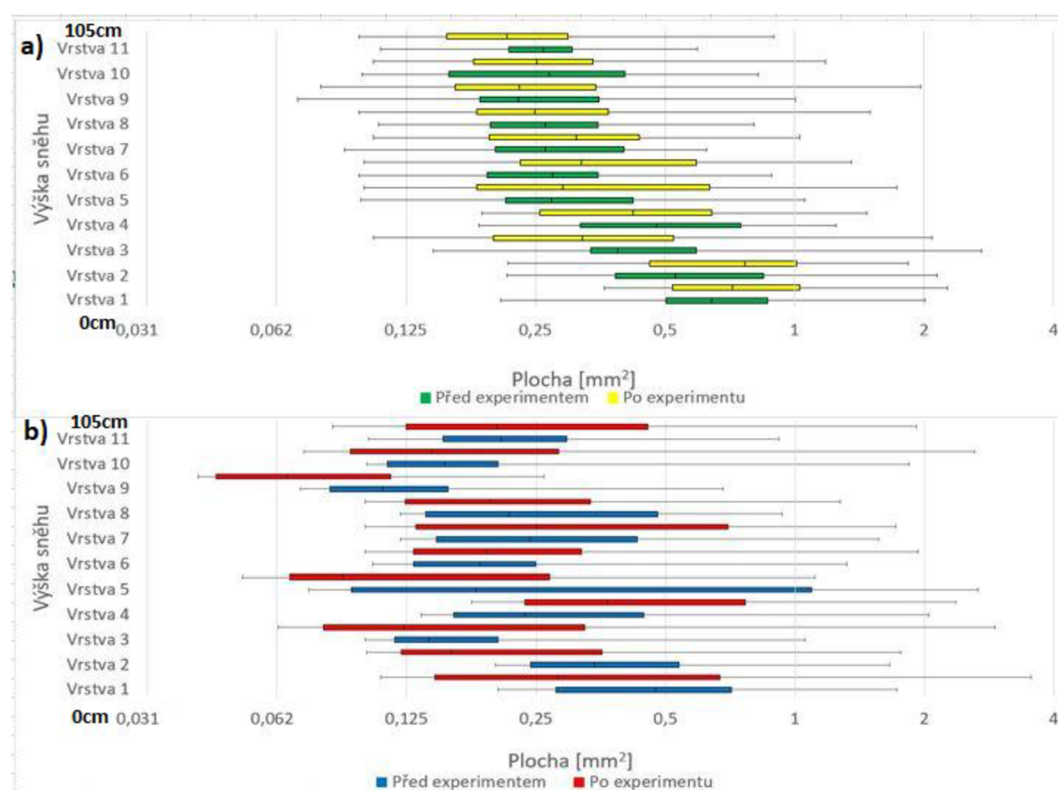
Obrázek 26: Porovnání velikosti sněhových zrn ve stanici KH2 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Osa x je v logaritmickém měřítku.

Z grafu na obrázku 26a je patrné, že u vyzrálého sněhu na KH2 manuální detekce zrn po umělém zadešťování prokázala zvětšení sněhových zrn ve čtyřech vrstvách ze čtyř. Tento nárůst byl u všech vrstev velmi podobný. Zrna narostla v průměru o 29,1 %. Byl očekáván klesající trend velikosti zrn od nejnižší po nejvyšší vrstvu. Hodnoty v první a druhé vrstvě naměřené před experimentem byly velmi podobné. Byl zaznamenán mírný pokles plochy zrn (z 0,34 mm² na 0,32 mm²). Tento mírný pokles je spíše způsoben chybou měření než reálným poklesem plochy. Jak je

patrné z obrázku č. 26a, ve vrstvě č. 3 došlo k výraznému nárůstu. Tato skutečnost mohla být ovlivněna vyšším rozptylem naměřených hodnot. U poslední čtvrté vrstvy došlo opět k poklesu, kde byla zrna dle očekávání nejmenší ze všech vrstev. Během měření panovaly teploty vzduchu kolem 5 °C. Díky těmto teplotám mohlo dojít u vrchní vrstvy k začínajícímu tání, což by mělo za následek zmenšení plochy zrn a navýšení jejich zakulacení. U post experimentálního měření byly rozptyly hodnot výrazně vyšší. Nejvýraznější rozptyl byl naměřen ve vrstvě č. 3. Hodnoty s přibývajícím výškou rostly. Pokles byl zaznamenán pouze u poslední z vrstev.

Při porovnávání hodnot změřených automatickou detekcí došlo k navýšení velikosti zrn po experimentu ve třech případech ze čtyř. Ve vrstvách před experimentem docházelo k postupnému zmenšování velikosti zrn. Toto pravidlo nepotvrdila pouze vrstva č. 3. V měření po experimentu byla situace velmi podobná. Hodnoty se s přibývajícím výškou snižovaly. Pouze v poslední vrstvě byly hodnoty vyšší. Statistický test v profilu (KH2) prokázal následující skutečnosti. Nulová hypotéza (H_0) byla dokázána pouze ve vrstvě č. 3. Ve zbylých vrstvách nastala H_1 . Mediánový test v těchto třech vrstvách prokázal signifikantní nárůst velikosti sněhových zrn díky vyšším vypočítaným odchylkám.

5.3.3. LÚ1 – nevyzrálá studená sněhová pokrývka - velikost

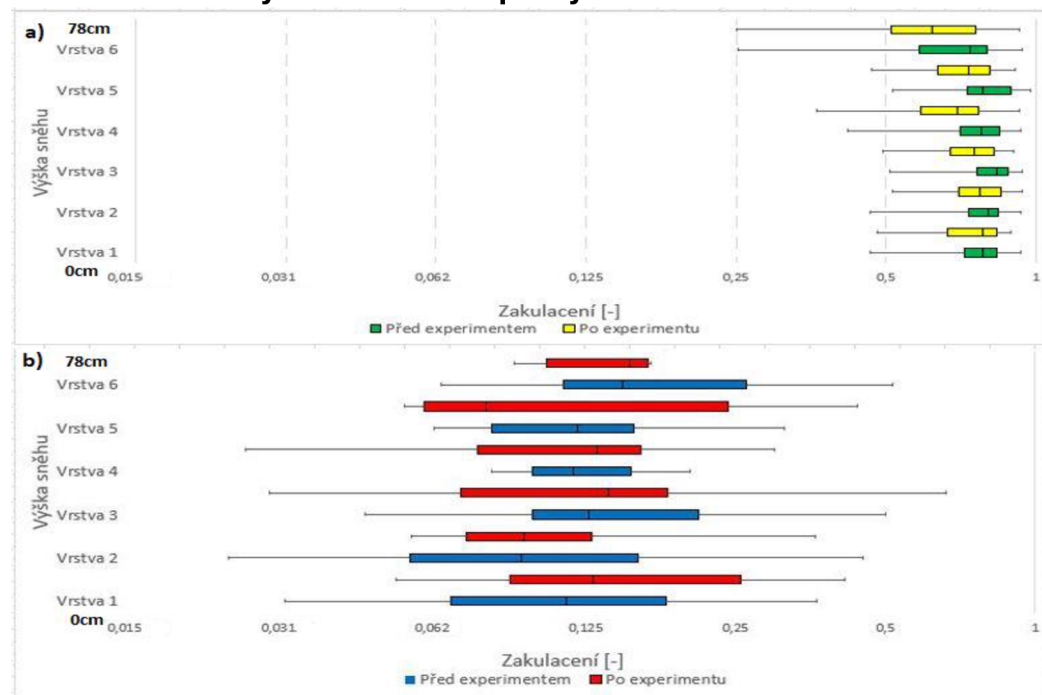


Obrázek 27: Porovnání velikosti sněhových zrn ve stanici LÚ1 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Osa x je v logaritmickém měřítku.

Při kontaktu dešťové vody a nevyzrálé studené sněhové pokrývky (LU1) došlo k nárůstu velikosti zrn u pěti vrstev z jedenácti. U zbylých šesti vrstev byl zaznamenán pokles velikosti. Průměrná velikost zrn v první vrstvě byla 0,73 mm². Ve spodní části profilu došlo po experimentu k nárůstu velikosti zrn, což je patrné na obrázku 15. Ve střední a vrchní části byly změny nárůstu či poklesu velmi náhodné a nepravidelné. Možný vliv na to mohly mít velké intervaly mezi nejmenším a největším zrnem ve většině vrstev. Naměřené hodnoty velikosti zrn změřené automatickou detekcí v LÚ1 neodpovídají hodnotám předpokládaným. K nárůstu velikosti plochy po experimentu došlo pouze u tří vrstev z jedenácti. Zatímco u vrstev č. 6 a 7 se velikost po experimentu změnila jen nepatrně (nárůst v obou případech o 3 %), u vrstvy č. 4 byla tato změna signifikantní. Zde došlo k nárůstu plochy o 55 %. Pro spodní vrstvy jsou nejtýpichtější největší krystaly – díky vyzrálosti sněhu. Výsledky tohoto profilu mohly být ovlivněny velkým rozptylem zrn. Tyto rozptyly byly vůbec největší ze všech provedených měření. Výsledek statistické analýzy nebyl nijak překvapivý. H₁ byla potvrzena pouze u dvou vrstev. První odchylka byla dle očekávání kladná. Druhá vyšla negativní. V tomto případě byl tedy potvrzen signifikantní pokles velikosti.

Následující podkapitoly porovnávají změnu tvaru sněhových zrn pro obě použité metody před a po experimentu.

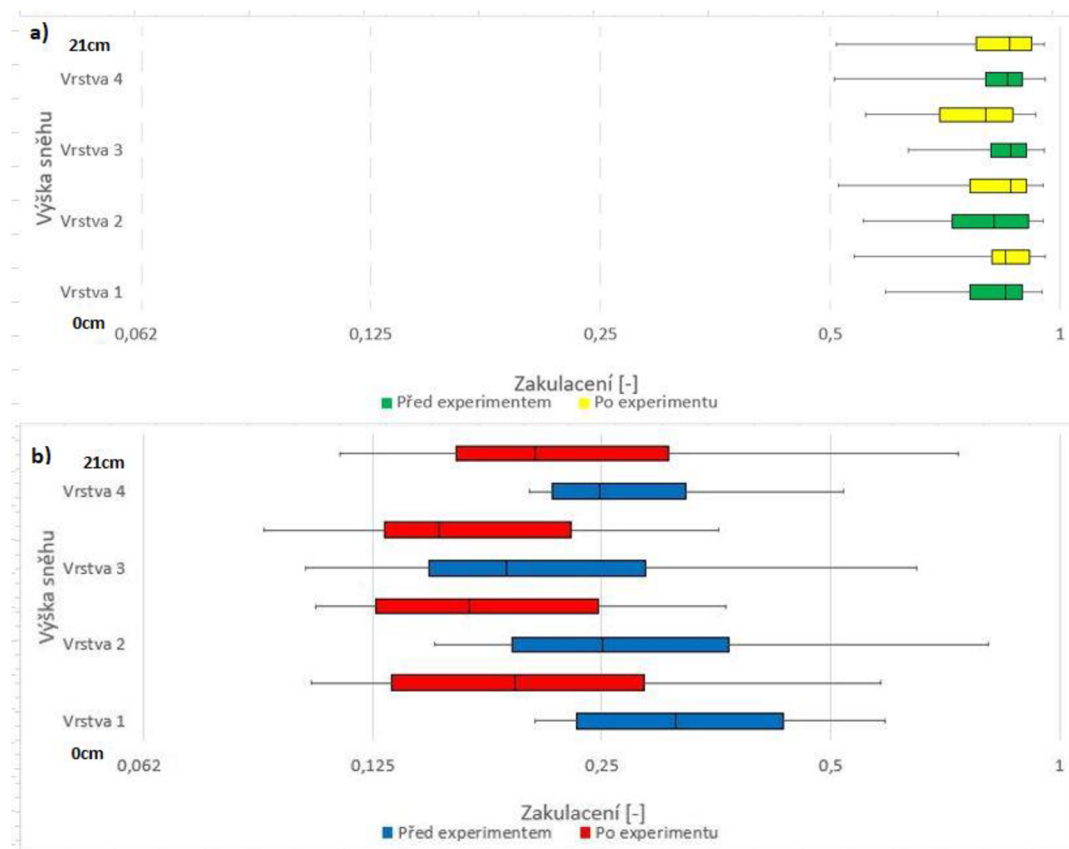
5.3.4. KH1 – nevyzrálá sněhová pokrývka - tvar



Obrázek 28: Porovnání tvaru sněhových zrn ve stanici KH1 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Osa x je v logaritmickém měřítku.

Z obrázku 28a je patrné, že se větší zakulacení sněhových zrn pro manuální měření nepotvrdilo v žádné ze šesti přítomných vrstev. Průměrná hodnota zakulacení před experimentem byla 0,76 (-), po experimentu 0,71 (-). Pro automatickou metodu (obrázek 28b) byl nárůst zakulacení zaznamenán v pěti vrstvách ze šesti (83%). Hodnoty u automatické detekce byly relativně nízké. Nejčastěji se pohybovaly v rozmezí mezi 0,1 – 0,2 (-). Výsledné soubory dat jsou pro obě měření fluktuální a málo signifikantní. Zakulacení se dle získaných poznatků měla po experimentu navýšit. Ve skutečnosti byly ale hodnoty po zadešťování nižší než před tímto pokusem. Statistická analýza potvrdila H_1 u čtyřech vrstev, a to od vrstvy č. 3 do vrstvy č. 6.

5.3.5. KH2 - vyzrálá sněhová pokrývka - tvar



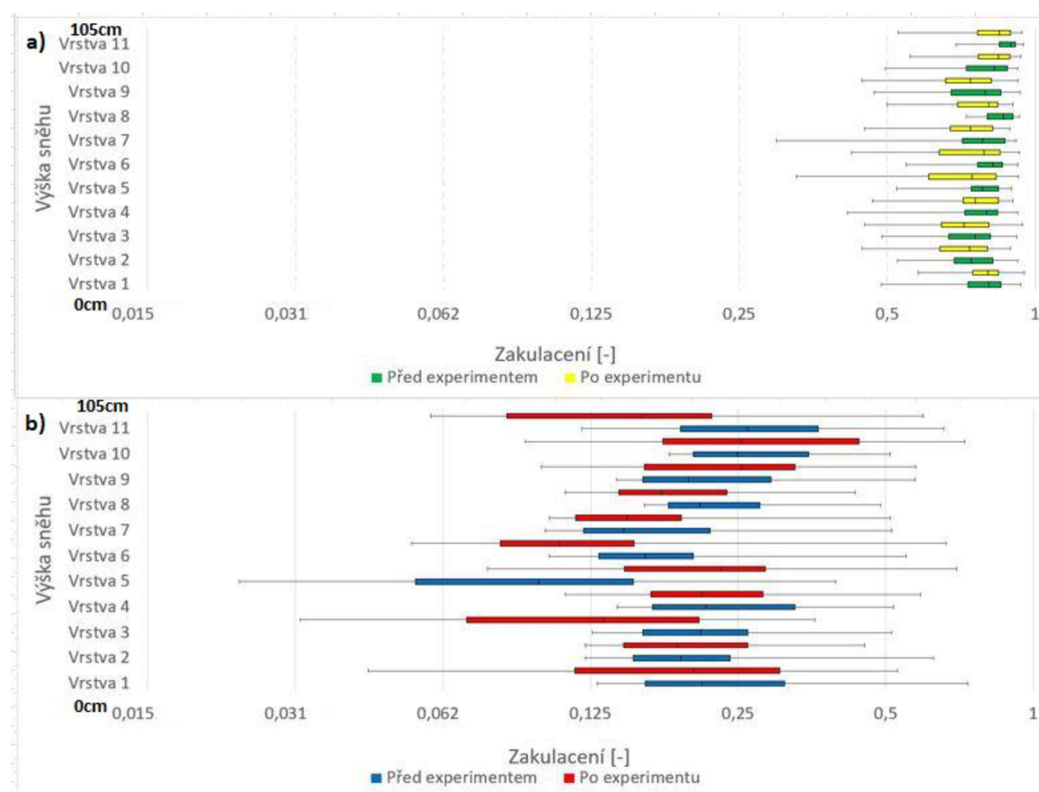
Obrázek 29: Porovnání tvaru sněhových zrn ve stanici KH2 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Přesná výška sněhových vrstev zde není uvedené, protože se výška vrstev před experimentem liší od výšky po experimentu. Osa x je v logaritmickém měřítku.

U manuálního měření před experimentem (obrázek 29a) se zakulacení ve všech vrstvách pohybovalo bez výraznějších odchylek kolem hodnoty 0,85 (-). U po

experimentálních hodnot byla očekávána kulatější zrna, ale tento předpoklad nebyl splněn ve všech vrstvách. K nárůstu zakulacení došlo ve třech vrstvách ze čtyř. Tato skutečnost mohla být zapříčiněna vysokými hodnotami již před experimentem, a proto se zakulacení po zadešťování zvýšilo jen minimálně. Naprostá většina vybraných sněhových zrn z fotografií byla zařazena do druhé kategorie kvality zrn (viz přílohy obrázek 33. a 34.). Vzhledem k této skutečnosti by tento faktor neměl mít velký podíl na ovlivnění výsledných hodnot, jako tomu bylo například u KH1. Téměř zanedbatelné rozdíly potvrdil i statistický test. Nulová hypotéza (H_0) byla potvrzena hned ve třech případech ze čtyř.

U automatické detekce (obrázek 29b) byly výsledky zakulacení přesně opačné, než se očekávalo. Předpokládalo se zakulacení sněhových krystalů a následný nárůst hodnot zakulacení. Ve skutečnosti byly všechny hodnoty po experimentu nižší než na začátku experimentu. Výsledek testu potvrdil hypotézu jedna (H_1) pouze ve vrstvě č. 3.

5.3.6. LÚ1 – nevyzrálá studená sněhová pokrývka – tvar



Obrázek 30: Porovnání tvaru sněhových zrn ve stanici LÚ1 před experimentem a po experimentu a) manuální metodou, b) automatickou metodou. Osa x je v logaritickém měřítku.

Graf na obrázku 30a znázorňuje poměrně vysoké hodnoty pro manuální měření před experimentem. Očekávané zakulacení zrn po experimentu nastalo pouze v jediné (desáté) vrstvě. Nejčastěji se hodnoty pro obě měření pohybovaly mezi 0,7 – 0,8 (-). Z grafu je vidět veliký rozptyl hodnot. Postupný predikovaný pokles zakulacení se projevil pouze v prvních třech vrstvách po experimentu. Zbylé hodnoty působí náhodně. Zadešťovací experiment, alespoň dle výsledků, nezpůsobil očekávané otupení a zakulacení sněhových krystalů. Tuto skutečnost potvrdil i mediánový test. Po vypočítání hodnot se H_0 potvrdila v devíti vrstvách (82 %). Nulová hypotéza (H_0) se prokázala u 72 % vrstev (8/11). Ve zbylých třech vrstvách vyšla dle testu hypotéza 1 (H_1).

Březnové hodnoty naměřené v KH2 byly v porovnání se zbylými stanicemi srovnatelné. Hypotéza že velikost a tvar sněhových krystalů nebude ovlivněn zadešťovacím experimentem (H_0) byla potvrzena v 75 %.

Nejvyšší nárůst velikosti krystalů po zadešťovacím experimentu byl zaznamenán shodně pro obě měření ve stanici KH2. Zrna se zde průměrně zvětšila o 29,1 % (manuální metoda) a o 27,6 % (automatická metoda). Tato skutečnost mohla být způsobena tím, že se jednalo se o vyžralou a uleželou sněhovou pokrývku s nejvyšší naměřenou hustotou (430 kg.m^3) a metamorfózou, jak uvádí Ishimoto et al. (2018) ve své práci. Nárůst zakulacení se prokázal pouze u automatické metody ve stanici KH1, a to o zanedbatelných 0,9 %. Je proto pravděpodobné, že se spíše jednalo o chybu v měření.

5.4. Nejistoty výsledků

Tato kapitola popisuje dosažené výsledky a srovnává obě použité metody, které byly při experimentu použity.

5.4.1. Změna velikosti a tvaru

Při měření na nevyžralé sněhové pokrývce (KH1) došlo při manuální detekci k očekávanému nárůstu sněhových krystalů po zadešťování v pěti vrstvách ze šesti. K očekávanému zakulacení sněhových zrn nedošlo v žádné z měřených vrstev, na rozdíl od studie, kterou prováděl Brun (1989). Waldner et al. (2004),

uvádí, že nejkulatější zrna se měla vyskytovat v nejnižších vrstvách a směrem vzhůru se měla díky komplexním tvarům a nevyzrálosti zrn zakulacení snižovat. To analýza potvrdila pouze částečně. Také se predikovalo, že sněhová zrna budou po zadešťovacím experimentu kulatější než ta z před experimentem. Tento jev mohl být ovlivněn větším zastoupením zrn 3. kategorie (zrna 3. kategorie tvořila 13 % vybraných zrn). Jedná se o nejhůře identifikovatelná zrna ze sněhových vzorků. Oproti tomu automatická detekce potvrdila zakulacení zrn v pěti vrstvách ze šesti, ale k nárůstu velikosti plochy sněhových zrn došlo pouze ve dvou vrstvách.

Měření na vyzrálé sněhové pokrývce (KH2) se přiblížila původní hypotéze o něco více. Manuální metodou bylo po experimentu zjištěno zvětšení ve všech čtyřech částech profilu, predikované zakulacení se potvrdilo ve třech případech (75 %). Sněhové krystaly v tomto sněhovém profilu byly uleželé a vyzrálé. Tato skutečnost mohla ovlivnit i velikost měřených zrn, jejichž hodnota byla největší ze všech tří stanic. Automatická metoda prokázala zvětšení plochy zrn ve třech vrstvách (75 %), ale k zakulacení zrn nedošlo v žádné z měřených vrstev.

Manuální metodou bylo z jedenácti vzorků odebraných po experimentu na nevyzrálé studené pokrývce (LÚ1) zjištěno zvětšení plochy zrn v pěti vrstvách a zakulacení pouze v jediné z vrstev. Zakulacení zrn i zvětšení jejich plochy prokázala automatická metoda shodně vždy ve třech případech. Výsledky experimentu mohly být ovlivněny tím, že se jednalo o nevyzrálou sněhovou pokrývku, ve které převládalo preferenční proudění. Bylo tedy pravděpodobné, že se nevybraly krystaly zasažené vodou.

Z uvedených výsledků vyplývá, že výsledky nejsou u zvolených metod totožné. Tabulka 9 uvádí výhody i nevýhody obou metod.

5.4.2. Porovnání metod detekce sněhových zrn

Každá z metod má přednosti, ale i nedostatky. U manuální detekce se jedná o věrohodné vykreslení velikosti krystalů. Problematická je zakulacení zrn, protože hodnoty jsou příliš vysoké a zakulacení zrn neodpovídá skutečnosti. Tato metoda je velmi zdlouhavá a časově náročná. U automatické selekce, která se například běžně používá v mikrobiologii (*Vinkler et al., 2010*), dochází k velmi přesnému zachycení i nejmenších detailů krystalů. Důsledkem jsou exaktní hodnoty zakulacení. Nevýhodou automatické detekce je někdy určení správného tvaru a velikosti zrn. K nepřesnostem může dojít v případě, kdy má podložka stejnou barvu

jako odebrané vzorky sněhu. Program neumí rozlišit sníh od podložky a dochází ke zkreslení výsledných hodnot. Velkou výhodou této metody je její časová nenáročnost. Výzkumník by byl schopen vyhodnotit během několika minut stovky až tisíce zrn. Jako například Yamaguchi et al. (2012), který pracoval s pěti sty sněhovými zrny. Vyhodnocení stejného množství by při manuální detekci zabralo desítky hodin. V případě vytvoření, nebo nalezení nových pluginů (viz kapitola 5.4.), které by eliminovaly problém s chybným zachycením zrn na podložce, by tato metoda byla ideální.

Na základě porovnání obou zvolených metod došel autor k názoru, že vhodnější metodou pro analýzu velikosti sněhových krystalů je metoda manuální, protože věrohodněji zachycuje velikost krystalů. Parametr velikost krystalu je významnějším z obou měřených veličin. Parametr zakulacení je pouze pomocnou veličinou k výpočtu plochy sněhových zrn. Z tohoto důvodu byla statistická analýza prováděna pouze u hodnot zjištěných manuální detekcí.

Tabulka 8: Výhody a nevýhody manuální a automatické detekce

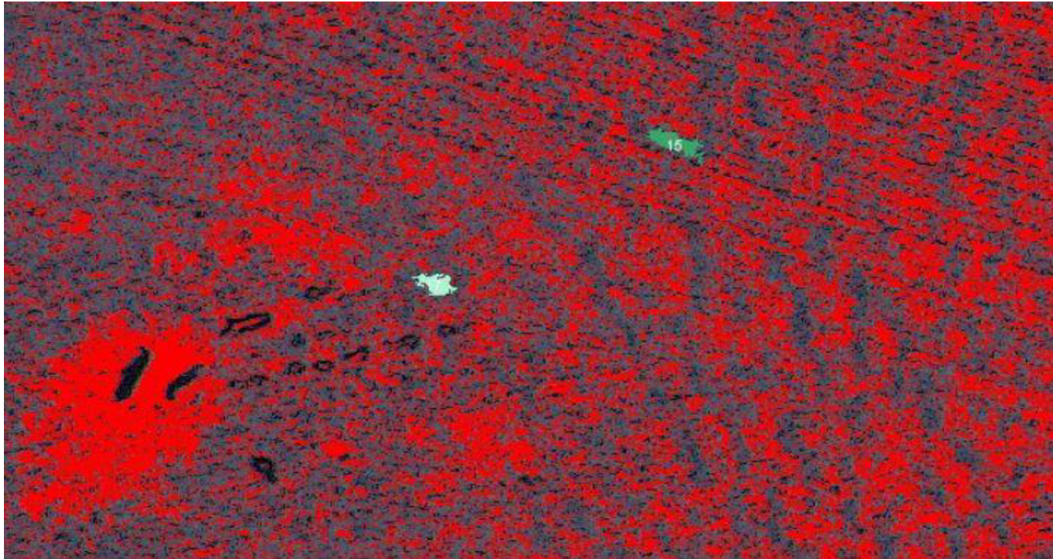
	Výhody	Nevýhody
Manuální detekce	Přesnější detekce plochy	Velká časová náročnost Menší přesnost detekce tvaru
Automatická detekce	Nízká časová náročnost Přesná detekce kulatosti	Méně přesná detekce plochy

5.5. Limity použitých metod

Na výsledky zadešťovacího experimentu může mít vliv mnoho faktorů. Tyto faktory mohou přispět ke zkreslení výsledků experimentu. Můžeme je rozlišit do tří skupin: lidský faktor, technické vybavení a přírodní podmínky, nebo také kombinace těchto tří faktorů. Jako významnou nejistotu nelze opomenout fakt, že vzorky byly odebírány na různých místech sněhové pokrývky. Z důvodu nepoškození sněhového polštáře, který ležel nad lysimeterem, bylo zapotřebí odebrat sníh v těsné blízkosti lysimetru. Díky této skutečnosti se může lišit mocnost sněhových vrstev a velikost sněhových zrn.

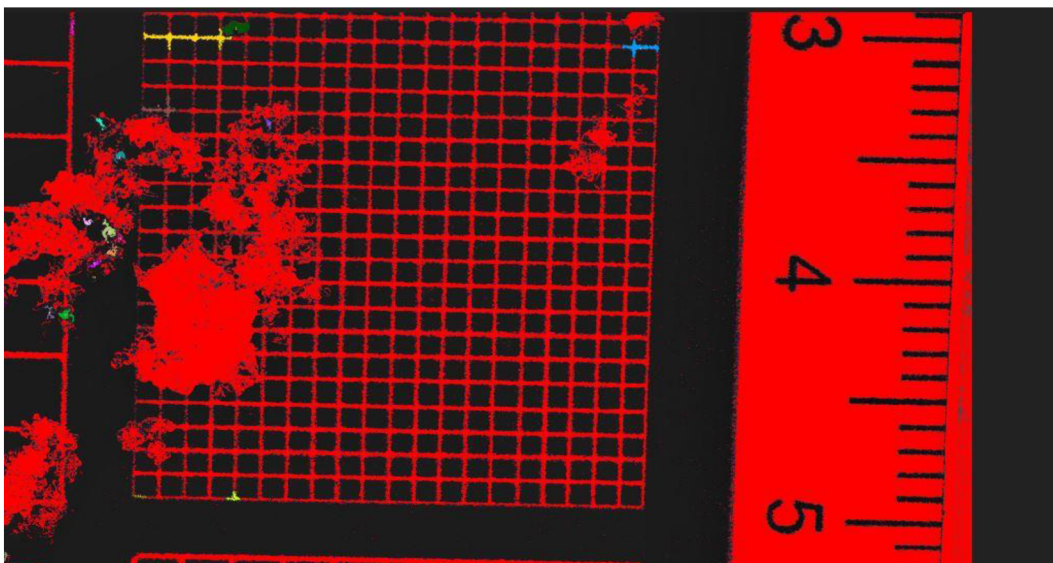
Mezi další faktory, které mohou silně ovlivnit výsledky experimentu, lze zařadit přírodní podmínky při odebírání vzorků. Pokud jsou vzorky již odebrány a sněží, může dojít k částečné kontaminaci vzorků. Nově napadané vločky na fotografii jsou sice pro oko člověka lehce rozpoznatelné od původního vzorku a vyloučí je z analýzy, ale počítačový program nová zrna nerozliší. Důsledkem mohou být zkreslené výsledky při automatické metodě. Obdobná situace může nastat při dešti. Dešťové kapky, které dopadnou na odebraný materiál, mohou způsobit okamžité sněhové tání. Dalším úskalím je opětovné nerozlišení sněhových zrn a dešťových kapek při automatické metodě (nutná vizuální kontrola označených zrn). Velmi negativní vliv na výsledky experimentu může mít i přímé sluneční záření. Sněhová zrna mohou začít tát ještě před odebráním vzorku z profilu, nebo i po položení na podkladovou destičku. Proto je zapotřebí destičku průběžně udržovat chladnou. Zrna, která byla vystavena slunečnímu záření, mohou zkreslovat měřené hodnoty především u zakulacení. Této kontaminaci není možné vždy 100 % zabránit a musí se následně eliminovat při výběru fotografií k analýze. Aby se předešlo výše uvedeným komplikacím, je třeba zastřešit nejen místo, kde jsou odebrané vzorky dokumentovány, ale i sněhový profil, kde jsou vzorky odebírány. Vhodnou možností zastřešení využití samotného simulátoru Juras (2016) ve svém výzkumu použil právě takový stan chránící sníh proti slunci, dešti, větru a stan zároveň sloužil k uchycení rozstříkovacích trysek.

Jedním z nejdůležitějších faktorů, které přispívají k relevantním výsledkům, je technické vybavení. Klíčovou pomůckou se staly podkladové desky, na kterých byla fotografována sněhová zrna. Díky jednoduché manipulaci a příznivé ceně, byla zvolena jako podkladová deska černá psací podložka s klipem. Deska se na první pohled jeví jako ideální pozadí. Problém nastává při selekci zrn automatickou metodou, kdy při vysokém rozlišení jsou vidět nejen sněhová zrna, ale i textura desek. Program při automatickém výběru má problém rozlišit rozdíl mezi zrnem a texturou. Viz. obrázek 31. Vhodnější podkladovou deskou by byla kovová či plastová černá destička s hladkým povrchem.



Obrázek 31: Chybné vykreslení sněhových zrn při automatické detekci. Ve skutečnosti se jedná o texturu desek.

Při měření na KH1 a LÚ1 byly použity výše zmíněné černé klipové desky. Pro zadešřovací experiment na nevyzrálou sněhovou pokrývku (KH1), byla použita destička se čtyřmi velikostmi čtvercových mřížek (čtverce o straně 1 mm, 2 mm, 3 mm a 4 mm). Tato inovace měla za úkol ulehčit práci, protože díky čtvercové síti na pozadí bylo in situ snažší odhadnout velikost pozorovaných krystalů. Komplikace opět nastaly při automatické selekci zrn. Čtvercové mřížky mají bílou barvu, stejně jako odebraný sníh, a program vyhodnocoval tyto sítě jako sněhová zrna viz obrázek 32. Navrhoval bych použít stejné desky jako v prvním případě. Nalepená pravítka jakožto měřítka by byla pouze po obou krajích desek a mezi ně by se ukládal analyzovaný vzorek.



Obrázek 32: Chybné vykreslení sněhových zrn při automatické detekci. Ve skutečnosti se jedná o podkladní mřížku.

Důležitá je také teplota desek. Pokud by byly desky rozpáleny od slunečního záření, mohlo by dojít k urychlení tání odebraných vzorků. Před měřením je proto vhodné desky položit na několik minut do sněhu, aby měly stejnou teplotu jako odebíraný sníh.

Pro automatickou detekci zrn byl použit program ImageJ s funkcí Color Threshold s následným nastavením parametrů velikosti a zakulacení zrn. V rámci přesnější detekce zrn byly vyzkoušeny různé pluginy (MorphoLib a BioVoxxel) (*ImageJ*, 2020), které mají lépe odlišit pozadí od analyzovaných krystalů. Za pomoci pluginu MorphoLib získal Katsushima et al. (2019) hustotu, velikost pórů a velikost zrn z rentgenové mikro tomografie. Výše dva uvedené pluginy opakovaně vyselektovaly velmi nízký, a nedostatečný počet sněhových zrn (pluginy byly vyzkoušeny na mnoha různých snímcích). Tato skutečnost přetrvávala i po konfiguracích vstupních parametrů (tvar a velikost). Vzhledem k výběru malého počtu zrn se vrátil autor k použití původní funkce Color Treshold a celý experiment byl proveden pouze v tomto prostředí.

6. Závěr

Velikost a tvar sněhových zrn jsou důležitými parametry při hydrologickém modelování. Z tohoto důvodu je velikost sněhových krystalů společně s vlhkostí, hustotou, saturací a pórovitostí nedílnou součástí při modelování pohybu vody ve sněhové pokrývce. Tyto parametry přímo ovlivňují chování vody ve sněhu a určují, zdali voda sněhem pouze proteče, nebo jestli se bude sněhová pokrývka chovat jako retardační prvek v koloběhu vody na Zemi.

V této práci byly analyzovány a porovnány změny parametrů sněhových zrn (tvar a velikost) před zadešťovacím experimentem a po zadešťovacím experimentu, v důsledku přítomnosti dešťové vody ve sněhové pokrývce. Tyto experimenty přináší přesnější vstupní data pro hydraulické modelování proudění ve sněhové pokrývce. Tři experimenty byly provedeny v zimě roku 2019 ve dvou lokalitách v České republice. V lednu a březnu v Kubově Huti a v lednu v Luisině údolí. Byly testovány dvě metody detekce zrn. Výběr zrn pomocí manuální detekce a výběr zrn pomocí automatické detekce. Sněhová zrna byla porovnávána ve třech kategoriích. 1) Porovnání metod na konkrétních zrnech. 2) Porovnání metod na konkrétních profilech. 3) Porovnání sněhových zrn před experimentem a po experimentu.

Po provedení zadešťovacích experimentů byl predikován nárůst plochy zrn a současně jejich zakulacení. Provedená měření tuto hypotézu potvrdila pouze částečně.

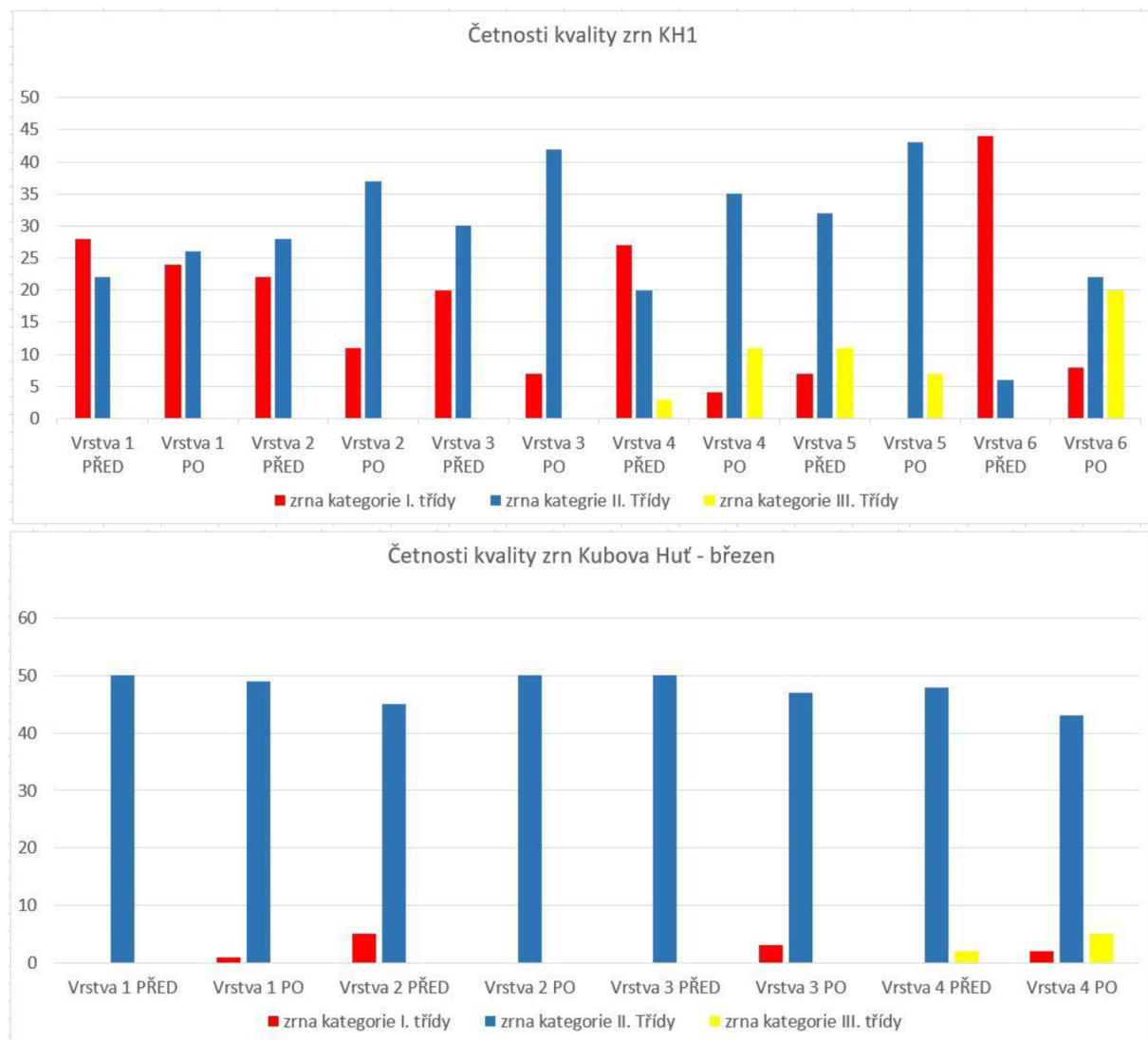
Manuální i automatická metoda mají své silné i slabé stránky. Nespornou výhodou manuální detekce je její finanční nenáročnost a přesné vyhodnocení velikosti zrn. U měření s menším počtem zrn (50) se jedná o dobrou volbu. Pro analýzy, ve kterých se hodnotí stovky až tisíce zrn, není ale vhodná z důvodu velké časové náročnosti. V takových případech je dobrou volbou automatická detekce zrn, protože je značně rychlejší. Automatická selekce měla několik problémů se nedokonalým detekováním zrn na preferenčním gridu. Jemnou texturu gridu vyobrazovala jako mikro sněhové vločky. Po každém automatickém zhodnocení bylo zapotřebí vizuálně zkontrolovat a smazat takto vykreslená "zrna". Manuální detekce byla náročná především u zrn 3. kategorie, která jsou nejhůře detekovatelná. Tato zrna v profilu KH1 tvořila 9 % z celkového počtu všech zrn a tato skutečnost mohla mít vliv na výsledek analýzy.

Vybrané postupy poté poslouží k efektivnímu výpočtu vstupů pro hydraulické a hydrologické modelování odtoku vody z porézního prostředí (ze sněhu). Konkrétně se jedná o van Genuchtenův model (SNOWPACK, Crocus) se vstupními parametry jako je velikost sněhových zrn (mm).

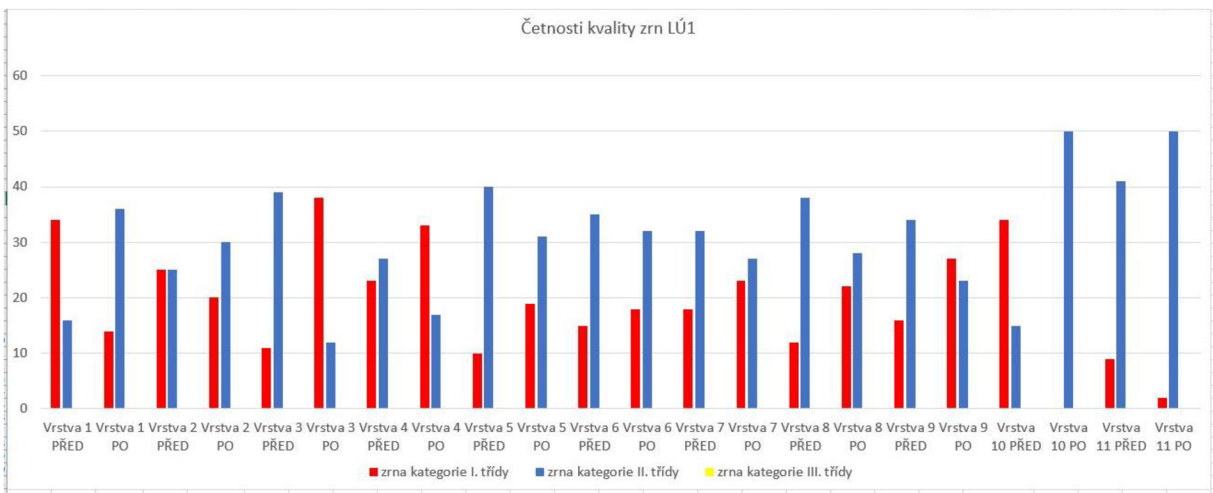
7. Seznam symbolů a zkratek

Θ_r	Zbytkový obsah vody [%]
Θ_s	Nasycený obsah vody [%]
Θ_v	Objemová vlhkost [%]
μ_{CT}	Rentgenová mikro tomografie
ρ_s	Hustota sněhu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
ρ_v	Hustota vody [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
∇T	Teplotní gradient [$\text{K}\cdot\text{m}^{-1}$]
EB	Energetická bilance
ET	Destruktivní metamorfóza
MF	Tavná metamorfóza
MRI	Magnetická resonance
RK	Retenční křivka
ROS	Děšť na sníh (Rain-on-snow)
SSA	Specifický povrch
TG	Konstruktivní metamorfóza
KH1	Stanice Kubova Huť 1
KH2	Stanice Kubova Huť 2
LÚ1	Stanice Luisino údolí 1
g	Gravitační zrychlení [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$]
h	Hydraulická výška [m]
h_s	Výška sněhové pokrývky [m]
K	Hydraulická vodivost [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
K_T	Tepelná vodivost [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]
k	Propustnost prostředí [m^2]
LWC_m	Hmotnostní obsah kapalné vody ve sněhu [%]
LWC_v	Obsah kapalné vody ve sněhu [%]
P_c	Kapilární tlak [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$]
q	Rychlost proudění v porézním prostředí [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
q_T	Tok tepla skrz sníh [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]
S_e	Efektivní obsah nasycené vody [-]
Z	Zakulacení [-]

Obrázek 33: Třídy kvality zrn a) v nevyzrálé sněhové pokrývce, b) ve vyzrálé sněhové pokrývce.



Obrázek 34: Třídy kvality zrn v nevyzrálé studené sněhové pokrývce.



9. Přehled literatury a použitých zdrojů

- Armstrong, R. L., & Brun, E. (2010). *Snow and Climate: physical processes, surface energy exchange and modeling*. <https://doi.org/https://doi.org/10.3402/polar.v29i3.6091>
- Avanzi, F., Hirashima, H., Yamaguchi, S., Katsushima, T., & De Michele, C. (2016). Observations of capillary barriers and preferential flow in layered snow during cold laboratory experiments. *Cryosphere*, 10(5), 2013–2026. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2013-2016>
- Bonn stánky města. (2020). [online] <https://www.bonn.de/pressemitteilungen/januar/rheinhochwasser-1995-stadt-baute-seither-beueler-hochwasserschutz-aus.php> [citováno: 2021.8.8.]
- Brun, E. (1989). Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Annals of Glaciology*, 22–26.
- Burns, S. P., Molotch, N. P., Williams, M. W., Knowles, J. F., Seok, B., Monson, R. K., Turnipseed, A. A., & Blaken, P. D. (2014). Snow temperature changes within a seasonal snowpack and their relationship to turbulent fluxes of sensible and latent heat. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 117–142. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-026.1>
- Calonne, N., Geindreau, C., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Rolland Du Roscoat, S., & Charrier, P. (2012). 3-D image-based numerical computations of snow permeability: Links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. *Cryosphere*, 6(5), 939–951. <https://doi.org/10.5194/tc-6-939-2012>
- Čejková V., (2019): Analysis of rainwater flow in snowpack, Česká zemědělská univerzita, fakulta Životního prostředí, Praha, 97 (DP), „nepublikováno“. Dep SIC ČZU v Praze
- Čekal, R., Ryglewicz, M. M., Lenka, M., Suchá, M. M., & Jakub, M. (2011). *ZPRÁVA O POVODNI V LEDNU 2011*.
- Cochand, M., Christe, P., Ornstein, P., & Hunkeler, D. (2019). Groundwater Storage in High Alpine Catchments and Its Contribution to Streamflow. *Water Resources Research*, 55(4), 2613–2630. <https://doi.org/10.1029/2018WR022989>
- Colbeck, S. C. (1980). Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature. *Journal of Glaciology*, 26(94), 291–301. <https://doi.org/10.1017/S0022143000010832>
- Colbeck, S. C. (1986). Classification of seasonal snow cover crystals. *Water Resources Research*, 22(9 S), 59S-70S. <https://doi.org/10.1029/WR022i09Sp0059S>
- Coléou, C., Lesaffre, B., Brzoska, J. B., Ludwig, W., & Boller, E. (2001). Three-dimensional snow images by X-ray microtomography. *Annals of Glaciology*, 32, 75–81. <https://doi.org/10.3189/172756401781819418>
- Conway, H., & Raymond, C. F. (1993). Snow stability during rain. *Journal of Glaciology*, 39(133), 635–642. <https://doi.org/10.1017/S0022143000016531>
- Cover, S., Form, P., Guidelines, O., Guidelines, O., Guidelines, O., & Guidelines, O. (2019). *Snow Pit Protocol & Guide to Snow Grain Types*.
- Čumbová, A. (2006). *Kronika Města Veselí nad Moravou rok 2006*.

- D'Amboise, C. J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S., & Schuler, T. V. (2017). Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model. *Geoscientific Model Development*, 10(9), 3547–3566. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3547-2017>
- Daanen, R. P., & Nieber, J. L. (2009). Model for Coupled Liquid Water Flow and Heat Transport with Phase Change in a Snowpack. *Journal of Cold Regions Engineering*, 23(2), 43–68. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0887-381x\(2009\)23:2\(43\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0887-381x(2009)23:2(43))
- De Michele, C., Avanzi, F., Ghezzi, A., & Jommi, C. (2013). Investigating the dynamics of bulk snow density in dry and wet conditions using a one-dimensional model. *Cryosphere*, 7(2), 433–444. <https://doi.org/10.5194/tc-7-433-2013>
- Dewalle, D. R., & Rango, A. (2008). Principles of snow hydrology (Vol. 4, Issue 1).
- Dexter, R. L., Birkeland, W. K., & Price, W. L. (2013). *Snow , Ice , Avalanches and Glaciers. January 2013.*
- Divine, G. W., Norton, H. J., Barón, A. E., & Juárez-Colunga, E. (2018). The Wilcoxon–Mann–Whitney Procedure Fails as a Test of Medians. *American Statistician*, 72(3), 278–286. <https://doi.org/10.1080/00031305.2017.1305291>
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H. W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., & Simpson, W. R. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2), 171–208. <https://doi.org/10.5194/acp-8-171-2008>
- Dytrt K., (2020): Experimental methods for investigating rainwater behaviour in the snowpack, Česká zemědělská univerzita, fakulta Životního prostředí, Praha, 115 (DP), „nepublikováno“. Dep SIC ČZU v Praze
- Engineering ToolBox, (2001). [online] Available at: <https://www.engineeringtoolbox.com> [citováno: 2021.10.6.].
- Eppanapelli, L. K., Forsberg, F., Casselgren, J., & Lycksam, H. (2018). 3D Analysis of Deformation and Porosity of Dry Natural Snow During Compaction. In *Nature* (Vol. 388, pp. 1–14).
- Fassnacht, S. R., Dressler, K. A., & Bales, R. C. (2003). Snow water equivalent interpolation for the Colorado River Basin from snow telemetry (SNOTEL) data. *Water Resources Research*, 39(8), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2002WR001512>
- Fierz, C., McClung, D. M., Armstrong, R. L., Nishimura, K., Durad, Y., Etchevers, P., Satyawali, P. K., Greene, E., & Sokratov, S. A. (2009). *The international classification for seasonal snow on the ground (UNESCO , IHP (International Hydrological Programme)– VII , Technical Documents in Hydrology , No 83 ; IACS (Internation Association of Cryospheric Sciences) contribution No 1). UNESCO/D. 83, 91.*
- Flin, F., Lesaffre, B., Dufour, A., Gillibert, L., Hasan, A., Rolland, S., Cabanes, S., & Pugliese, P. (2011). *On the Computations of Specific Surface Area and Specific Grain Contact Area from Snow 3D Images.* 321–328.
- Freudiger, D., Kohn, I., Stahl, K., & Weiler, M. (2014). Large-scale analysis of changing frequencies of rain-on-snow events with flood-generation potential. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(7), 2695–2709. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2695-2014>
- Ghanbarian, B., Hunt, A. G., Ewing, R. P., & Skinner, T. E. (2014). *Theoretical Relationship between Saturated Hydraulic Conductivity and Air Permeability under Dry Conditions : Continuum Percolation Theory. August.* <https://doi.org/10.2136/vzj2014.03.0029>

- Gosset, W. S. (1908). The Probable Error of a Mean. *Biometrika*, 6(1), 1–25.
- Hirashima, H., Avanzi, F., & Wever, N. (2019). Wet-Snow Metamorphism Drives the Transition From Preferential to Matrix Flow in Snow. *Geophysical Research Letters*, 46(24), 14548–14557. <https://doi.org/10.1029/2019GL084152>
- Hirashima, H., Yamaguchi, S., & Katsushima, T. (2014). A multi-dimensional water transport model to reproduce preferential flow in the snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 108, 80–90. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2014.09.004>
- Hirashima, H., Yamaguchi, S., & Sato, A. (2009). Numerical modelling of liquid water movement in snow cover. *ISSW 09 - International Snow Science Workshop, Proceedings, 1970*, 252–255.
- Hirashima, H., Yamaguchi, S., Sato, A., & Lehning, M. (2010). Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve. *Cold Regions Science and Technology*, 64(2), 94–103. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.09.003>
- Ishimoto, H., Adachi, S., Yamaguchi, S., Tanikawa, T., Aoki, T., & Masuda, K. (2018). Snow particles extracted from X-ray computed microtomography imagery and their single-scattering properties. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 209, 113–128. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2018.01.021>
- Jačka, L., & Pavlásek, J. (2014). Infiltrace vody do půdního prostředí. *Učební Text*.
- Jeniček, M. (2003). *Klasifikace hydrologických modelů Studijní materiál pro potřeby posluchačů předmětu "Modelování hydrologických procesů."* 1–6.
- Juras, R., Pavlásek, J., Děd, P., Tomášek, V., & Máca, P. (2012). A portable simulator for investigating rain-on-snow events. *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 57(1), 73–89. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/s-00088>
- Juras, R. (2016). *Effect of snowpack on runoff generation during rain on snow events*. Praha, 142. (ZP), „nepublikováno“. Dep SIC ČZU v Praze
- Juras, R., Würzer, S., Pavlásek, J., Vitvar, T., & Jonas, T. (2017). Rainwater propagation through snow pack during rain-on-snow events under different snow condition. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–22. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-612>
- K. Ajami, N., Gupta, H., Wagener, T., & Sorooshian, S. (2004). Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 112–135. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.033>
- Katsushima, T., Adachi, S., Yamaguchi, S., Ozeki, T., & Kumakura, T. (2019). Nondestructive three-dimensional observations of flow finger and lateral flow development in dry snow using magnetic resonance imaging. *Cold Regions Science and Technology*, 170(November 2019), 102956. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102956>
- Katsushima, T., Kumakura, T., & Takeuchi, Y. (2008). *A Multiple Snow Layer Model Including a Parameterization of Vertical Water Channel Process in Snowpack Takafumi*. 984–993.
- Katsushima, T., Yamaguchi, S., Kumakura, T., & Sato, A. (2013). Experimental analysis of preferential flow in dry snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 206–216. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.09.012>

- Kattelman, R. (1997). Flooding from rain-on-snow events in the Sierra Nevada. *IAHS-AISH Publication*, 239, 59–65.
- Kattelman, R., & Dozier, J. (1999). Observations of snowpack ripening in the Sierra Nevada, California, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 45(151), 409–416. <https://doi.org/10.1017/S00221430000126X>
- Kinar, N. J., & Pomeroy, J. W. (2015). Measurement of the physical properties of the snowpack. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 481–544. <https://doi.org/10.1002/2015RG000481>
- Kobayashi, D., & Motoyama, H. (1985). Effect of Snow Cover on Time Lag of Runoff from a Watershed. *Annals of Glaciology*, 6(Fujino 1971), 123–125. <https://doi.org/10.3189/1985aog6-1-123-125>
- Kobrč, J. (1991). *Pamětní kniha obce Modřan, rok 1938-1945*. 80(5), 325–329.
- Koch, F., Prasch, M., Schmid, L., Schweizer, J., & Mauser, W. (2014). *Measuring Snow Liquid Water Content with Low-Cost*. 20975–20999. <https://doi.org/10.3390/s141120975>
- Kořízek, V. (2006). *Alpy4000.cz*.
- Kulhavý, Z., & Kovář, P. (2002). *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. 123.
- Lesaffre, B., Pougatch, E., & Martin, E. (1998). *Objective determination of snow-grain characteristics from images*.
- Libbrecht, K. G. (2005). The physics of snow crystals. *Reports on Progress in Physics*, 68(4), 855–895. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/4/R03>
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., & Link, T. (1998). *The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood* (pp. 1569–1587).
- Mathworks.com*. (2021). <https://www.mathworks.com/help/images/ref/colorthresholder-app.html>
- Matoušková, V., Kandra, B., & Pražák, P. (2013). *Měření retenčních čar bobtnavých půd. I*.
- Matzl, M., & Schneebeli, M. (2006). Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *Journal of Glaciology*, 52(179), 558–564. <https://doi.org/10.3189/172756506781828412>
- McCabe, G. J., Clark, M. P., & Hay, L. E. (2007). Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), 319–328. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-3-319>
- Mitterer, C., Hirashima, H., & Schweizer, J. (2011). Wet-snow instabilities: Comparison of measured and modelled liquid water content and snow stratigraphy. *Annals of Glaciology*, 52(58), 201–208. <https://doi.org/10.3189/172756411797252077>
- Pérez Díaz, C. L., Muñoz, J., Lakhankar, T., Khanbilvardi, R., & Romanov, P. (2017). Proof of concept: Development of snow liquid water content profiler using CS650 reflectometers at Caribou, ME, USA. *Sensors (Switzerland)*, 17(3). <https://doi.org/10.3390/s17030647>
- Pomeroy, J. W., & Brun, E. (2001). Physical properties of snow. *Encyclopedia of Earth Sciences Series, Part 3*(December), 859–863. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_422

- Reiterová, E. (2016). *Statistika pro nelékařské zdravotnické obory*. <https://doi.org/DOI:10.5507/fzv.16.24450827>
- Seibert, J., Jenicek, M., Huss, M., & Ewen, T. (2015). Snow and Ice in the Hydrosphere. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters* (Issue December). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394849-6.00004-4>
- Shimizu, H. (1970). Air permeability of deposited snow. *Clothing Biosensory Engineering*, 252–260. <https://doi.org/10.1533/9781845691462.252>
- Singh, P., Singh, V. P., & Haritashya, U. K. (2001). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H., & Weinmeister, H. W. (1997). Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: A field study. *Journal of Hydrology*, 202(1–4), 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00004-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00004-8)
- Sommerfeld, & Chapelle, L. (1970). The Classification of Snow metamorphisms. *Weather*, 5(6), 225–226. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1950.tb01198.x>
- Sturm, M., & Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 42–58. <https://doi.org/10.3189/s0022143000002793>
- 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. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>
- Techel, F., Pielmeier, C., & Schneebeli, M. (2008). The first wetting of snow: micro-structural hardness measurements using a snow micro penetrometer. *International Snow Science Workshop*, 1(ii), 1019–1026.
- Tusima, K. (1985). *Grain coarsening of snow particles immersed in water and solutions*.
- Vinkler, M., Schnitzer, J., Munclinger, P., & Voty, J. (2010). *Haematological health assessment in a passerine with extremely high proportion of basophils in peripheral blood*. 841–849. <https://doi.org/10.1007/s10336-010-0521-0>
- Waldner, P. A., Schneebeli, M., Schultze-Zimmermann, U., & Flüeler, H. (2004). Effect of snow structure on water flow and solute transport. *Hydrological Processes*, 18(7), 1271–1290. <https://doi.org/10.1002/hyp.1401>
- Webb, R. W., Fassnacht, S. R., & Gooseff, M. N. (2018). Hydrologic flow path development varies by aspect during spring snowmelt in complex subalpine terrain. *Cryosphere*, 12(1), 287–300. <https://doi.org/10.5194/tc-12-287-2018>
- Wever, N., Schmid, L., Heilig, A., Eisen, O., Fierz, C., & Lehning, M. (2015). Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes. *Cryosphere*, 9(6), 2271–2293. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015>
- Würzer, S., & Jonas, T. (2018). Spatio-temporal aspects of snowpack runoff formation during rain on snow. In *Hydrological Processes* (Vol. 32, Issue 23, pp. 3434–3445). <https://doi.org/10.1002/hyp.13240>
- Würzer, S., Wever, N., Juras, R., Lehning, M., & Jonas, T. (2017). Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions - Considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(3), 1741–1756. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1741-2017>
- Xu, C. (2002). *Hydrologic Models*. 72, 13–15. https://doi.org/10.1007/978-3-030-37375-7_3

Yamaguchi, S., Katsushima, T., Sato, A., & Kumakura, T. (2010). Water retention curve of snow with different grain sizes. *Cold Regions Science and Technology*, 64(2), 87–93. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.05.008>

Yamaguchi, S., Watanabe, K., Katsushima, T., Sato, A., & Kumakura, T. (2012). Dependence of the water retention curve of snow on snow characteristics. *Annals of Glaciology*, 53(61), 6–12. <https://doi.org/10.3189/2012AoG61A001>

Zeinivand, H., & Smedt, F. (2009). Hydrological modeling of snow accumulation and melting on river basin scale. *Water Resources Management*, 23(11), 2271–2287. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9381-2>

ImageJ. ImageJ 1.5.3. [SW], 12.8.2020 [citováno: 20.3.2021], dostupné z: <https://imagej.nih.gov/ij/>

niViz. niViz 2.0 [SW], 26.11.2019 [citováno: 15.7.2021], dostupné z: <https://models.slf.ch/p/niviz/downloads/332/>

Zoner. Zoner photo studio X 19.2009.2.286 [SW], 12.4.2020 [citováno: 5.6.2021], dostupné z: <https://www.zoner.cz/>