

**Univerzita Karlova**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



**Vít Šťovíček**

**Výpočet rychlosti tání sněhu v závislosti na meteorologických podmínkách**

Melt rates calculation with respect to meteorological conditions

Bakalářská práce

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

Praha, 2019

## **Zadání bakalářské práce**

### **Téma práce**

Výpočet rychlosti tání sněhu v závislosti na meteorologických podmínkách

### **Cíle práce**

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se faktorů ovlivňující tání sněhu (se specifickým zaměřením na vliv meteorologických podmínek) a metod výpočtu tání sněhu.
2. Vyhodnocení kontinuálně měřených dat výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) z automatických stanic katedry FGG na Šumavě a výpočet intenzit tání (melt rates) s cílem analyzovat závislost tání na meteorologických podmínkách (teplota vzduchu, albedo, úhrn krátkovlnné radiace, rychlost větru, výskyt kapalných srážek a pokročilost sezóny).

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Tání sněhu se řídí energetickou bilancí sněhové pokrývky a je ovlivněno celou řadou faktorů, především meteorologickými podmínkami, typem vegetace a topografií. Tyto faktory výrazně ovlivňují celkovou energetickou bilanci dostupnou pro tání sněhu, jako je zjevné a latentní teplo, množství krátkovlnné a dlouhovlnné radiace a teplo dodané kapalnými srážkami.

První částí práce bude zhodnocení současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se faktorů ovlivňující tání sněhu a metod výpočtu tání sněhu. Rešerše by měla mít specifické zaměřením na meteorologické faktory, které tání ovlivňují, jako je teplota vzduchu, radiační podmínky, či přítomnost deště na sněhovou pokrývku.

Druhou částí práce bude vyhodnocení kontinuálně měřených dat výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) měřených na automatických stanicích katedry FGG a ČHMÚ na Šumavě (Modrava, Ptačí potok, Rokytka a Javoří pila). Následně proběhne výpočet intenzit tání (melt rates) a faktorů tání (dle metody degree-day) a sledována jejich závislost na meteorologických podmínkách, např. teplotě vzduchu, albedu, úhrnu krátkovlnné radiace, rychlosti větru, výskytu kapalných srážek, pokročilosti sezóny (den v roce) atd. Pro analýzy budou využita také manuálně měřená data výšky sněhu a SWE v lokalitách s různou vegetací. Tato měření budou provedena studentem v terénu (lokalita Ptačí nádrž v pramenné oblasti Vydry).

Datum zadání: 08.11.2018

Jméno studenta: Vít Šťovíček

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, PhD.

Podpis vedoucího práce

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 09. 05. 2019

.....

Vít Šťovíček

## **Poděkování**

Rád bych tímto poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, PhD., za trpělivost, věnovaný čas, cenné rady a poskytnutá data.

## Abstrakt

Meteorologické podmínky jsou důležitým faktorem ovlivňující rychlost tání sněhové pokrývky. Jejich vliv se mění s fyzicko-geografickými faktory, jako jsou nadmořská výška, sklon terénu a orientace svahu vůči světovým stranám či s vegetačním krytem, který ovlivňuje energetickou bilanci sněhové pokrývky. Pro výpočty byla použita data ze čtyř automatických stanic na Šumavě v povodí Vydry, které měří jednotlivé meteorologické prvky a charakteristiky sněhu. Z nich bylo vybráno 136 událostí tání, které splnily předem definované podmínky. Na základě metody *degree-day* byly dopočítány faktory tání a dle úbytku vodní hodnoty sněhu intenzity tání pro jednotlivé události. Pomocí korelačních a regresních analýz byl analyzován vliv jednotlivých meteorologických prvků na rychlosti tání. Provedené analýzy prokázaly nejvyšší závislost rychlosti tání na úhrnu dešťových srážek (hodnota Spearmanova koeficientu pořadové korelace pro faktor tání  $r_s = 0,54$ , intenzitu tání  $r_s = 0,68$ ). Vliv meteorologických podmínek se výrazněji liší pro zimní období od listopadu do února a pro jarní tání od března do května, přičemž nejvyšší variabilitu rychlostí tání sněhu vykázala stanice v nejnižší nadmořské výšce na Modravě.

**Klíčová slova:** faktor tání, intenzita tání, tání sněhu, metoda *degree-day*

## Abstract

Meteorological conditions are an important factor affecting the speed of snowmelt. Their impacts have been changing according to physical-geographical factors such as elevation, slope of the terrain, slope orientation and vegetation, affecting energy balance of the snowpack. The calculations were made using data from four automatic stations in the Šumava Mountains, namely the Vydra river-basin. These stations measure individual meteorological aspect and snow properties. Based on these data and pre-defined conditions, 136 melting events were selected. The melt factors were calculated based on *degree-day* approach. Similarly, the melt rates were calculated from the snow water equivalent decrease and snowmelt event duration for each snowmelt event. The correlation and regression analyzes were used to determine the effect of each meteorological factor on the snowmelt speed. The analyses proved the highest dependence of the snowmelt speed on the precipitation amount (the value of the Spearman's rank correlation coefficient  $r_s$  reached 0.54 for the melt factor and 0.68 for melt rate). There is more substantial difference in the effects of meteorological conditions if we compare the winter season from November to February and the spring snowmelt season from March to May, while the highest snowmelt variability was seen at the station placed at the lowest altitude in Modrava.

**Key words:** melt factor, melt rate, snowmelt, *degree-day* approach

# Obsah

Úvod.....	4
1. Dosavadní poznatky výzkumu sněhové pokrývky.....	6
1.1 Fyzikální vlastnosti sněhu.....	6
1.1.1 Tvar a velikost sněhových krystalů.....	6
1.1.2 Hustota sněhu.....	6
1.1.3 Vodní hodnota sněhu.....	7
1.2 Termální vlastnosti sněhu.....	8
1.2.1 Teplota sněhu.....	8
1.2.2 Cold content.....	8
1.3 Optické vlastnosti sněhu.....	9
1.3.1 Albedo.....	9
1.4 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky.....	10
1.4.1 Meteorologické faktory.....	10
1.4.1.1 Teplota vzduchu.....	10
1.4.1.2 Atmosférické srážky.....	11
1.4.1.3 Vítr.....	12
1.4.1.4 Krátkovlnné záření.....	13
1.4.1.5 Dlouhovlnné záření.....	14
1.4.2 Geografické faktory.....	15
1.4.2.1 Nadmořská výška, sklon a orientace svahu.....	15
1.4.3 Vegetace.....	16
1.5 Metody výpočtů tání sněhu.....	18
1.5.1 Energetická bilance sněhu.....	18
1.5.2 Metoda teplotního indexu.....	20
2. Fyzicko-geografická charakteristika zkoumaného území.....	24
2.1 Vymezení zájmového území.....	24
2.2 Geomorfologické poměry.....	25
2.3 Geologické a půdní poměry.....	27
2.4 Vegetace a krajinný pokryv.....	28
2.5 Klimatické poměry.....	29
2.6 Hydrologické poměry.....	31
3. Použitá data a metody.....	32
3.1 Měřicí stanice a data.....	32

3.2 Definice události tání .....	32
3.3 Charakteristiky událostí a analýza dat.....	33
4. Výsledky .....	35
4.1 Vyhodnocení rychlosti tání .....	35
4.2 Rychlost tání v závislosti na dni v roce.....	37
4.3 Vliv dešťových srážek na rychlost tání.....	39
4.4 Vliv slunečního záření na rychlost tání.....	41
4.5 Vliv větru na rychlost tání.....	43
4.6 Křížová analýza meteorologických charakteristik pomocí Spearmanova koeficientu.....	43
5. Diskuze.....	45
5.1 Nejistoty při měření a zpracování dat .....	45
5.2 Vypočtené rychlosti tání .....	46
5.3 Vliv polohy stanic .....	46
5.4 Vliv meteorologických podmínek na rychlost tání .....	47
6. Závěr .....	49
7. Zdroje.....	50
8. Seznam obrázků .....	54
9. Seznam tabulek .....	55
10. Přílohy.....	56

## Úvod

Sníh je důležitou součástí hydrologického cyklu. V jeho formě je vázáno v zimním období výrazné množství vody, které se projevuje v našich zeměpisných šířkách především při jarním tání, kdy plní vodní plochy, vsakuje se do půdy a doplňuje zásoby podzemní vody. Vyšší odtok ze sněhové pokrývky však může způsobit povodně, které následně tvoří potenciální nebezpečí pro obyvatele žijící blízko řek (Matějka, 2015). Z tohoto důvodu je pro hydrologické předpovědi důležité znát množství vody ve sněhové pokrývce a jeho prostorová distribuce, neboť průběh odtávání se na různých místech liší.

Tání sněhu se řídí energetickou bilancí sněhové pokrývky a je ovlivněno mnoha faktory, především pak meteorologickými podmínkami, strukturou vegetace a topografií. K výměně energie dochází primárně na povrchu sněhové pokrývky za působení krátkovlnného a dlouhovlnného záření či zjevného a latentního tepla. Část tepla může být také dodána kapalnými srážkami nebo výměnou tepla mezi půdou a spodní vrstvou sněhové pokrývky. Každá změna, ať už je to v rychlosti větru, množství srážek, množství dopadajícího slunečního záření či disturbancí vegetačního pokryvu, vede ke změně této energie, která poté určuje průběh tání sněhu.

První část práce zhodnocuje dosavadní poznatky výzkumu, týkající se faktorů ovlivňujících tání sněhu a metod výpočtu tání sněhu, a to za pomoci rešerše české a zahraniční literatury. Rešerše je specificky zaměřená na meteorologické faktory, které ovlivňují rychlost tání, jako např. teplota vzduchu, radiační podmínky či dopadající kapalně srážky. Dále jsou v ní zhodnoceny metody výpočtu akumulace a tání sněhu, se zaměřením na výpočty intenzit tání (melt rates) a faktorů tání (metoda degree day).

Druhá část práce vyhodnocuje kontinuálně měřená data z automatických stanic katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy (KFGG PřF UK) a Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) na Šumavě. Následně jsou zde vypočteny intenzity a faktory tání, které jsou zanalyzovány a je sledována jejich závislost na jednotlivých meteorologických podmínkách a pokročilosti období.



### **Cíle práce:**

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se faktorů ovlivňující tání sněhu (se specifickým zaměřením na vliv meteorologických podmínek) a metod výpočtu tání sněhu.
- 2) Vyhodnocení kontinuálně měřených dat výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) z automatických stanic ČHMÚ a katedry FGG na Šumavě a výpočet intenzit tání (melt rates) a faktorů tání (dle metody *degree-day*) s cílem analyzovat závislost tání na meteorologických podmínkách (teplota vzduchu, úhrn krátkovlnné radiace, rychlost větru, výskyt kapalných srážek a pokročilost sezóny).

### **Výzkumné hypotézy:**

- 1) Rychlost tání sněhové pokrývky se bude zvyšovat s pokročilostí jara z důvodu vyššího úhrnu přijatého krátkovlnného záření a průměrné teploty.
- 2) Významným faktorem pro rychlost tání sněhové pokrývky budou kapalné srážky.
- 3) Nejrychleji bude sněhová pokrývka tát na stanici na Modravě, která leží v nejnižší nadmořské výšce ze všech stanic.

## 1. Dosavadní poznatky výzkumu sněhové pokrývky

### 1.1 Fyzikální vlastnosti sněhu

#### 1.1.1 Tvar a velikost sněhových krystalů

Sníh je pevné skupenství vody, je směsicí ledu, vody a vzduchu. Vzniká při krystalizaci vody ve formě ledových částic v atmosféře při srážkách nazývaných sněžení. Tyto krystalky postupně rostou a mohou se agregovat do větších tvarů, malé částičky jsou však obvyklejší. Sněhové vločky pak můžou nabývat několika tvarů (Obr. 1). Čerstvý napadaný sníh má podobu, v jaké vznikl v atmosféře a může být tvořen sloupečky, jehličkami, či hvězdíci (dendrity) ad., které se pak přetváří v závislosti na vlastnostech sněhové pokrývky. Této změně se říká metamorfóza. Při ní se nejdříve čerstvý sníh přeměňuje díky výparu, sublimaci, opětovnému tání a rozmrzání a přítomnosti tlaku překrývající vrstvy sněhu ve firn a poté v ledovcový led. Firn je takový sníh, který neroztál přes alespoň celé jedno letní tání. Jakmile mezi jeho částičky neproniká žádný vzduch, jenž se postupně vytěšňuje, stává se z něj kompaktní led (Singh, Singh, 2001).



**Obr. 1:** Schematické znázornění typů sněhových krystalů (Řezáčová (2007), upraveno)

#### 1.1.2 Hustota sněhu

Postupem času se při metamorfóze spojují sněhové krystalky a zvyšuje se tak celková hustota sněhové pokrývky. Dle DeWalle a Rango (2008) vyjadřuje hustota ( $\rho$ ) dostupný prostor uvnitř sněhové pokrývky, pro ukládání a přenos vody v kapalném a plynném stavu.

Tabulka 1 udává hodnoty hustoty sněhu pro její jednotlivé typy. Nejnížší hustotu má čerstvě napadaný sníh ( $0,01 - 0,07 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ), naopak nejvyšší ledovcový led ( $0,82 - 0,91 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). Hustota sněhu se tedy zvyšuje s přibývajícím časem a může být urychlena faktory,

kteřé proces metamorfózy zrychlují (Martinec, 1977). Díky silnému větru se může vytvořit na povrchu vrstva zvaná sněhová deska (z angl. wind slab) s větší hustotou než sněh pod ní, díky které má tato deska větší tepelnou vodivost a může ovlivnit výměnu tepla ve sněhové pokrývce a jejím okolí. Voda ze srážek může na povrchu nebo blízko něj zamrznout a vytvořit ledové čočky, které mohou ovlivnit průnik kapalné vody ze sněhové pokrývky k povrchu země. Nakonec, za jasných, studených nocí, sublimace páry na povrchu pokrývky může vést ke vzniku krystalů připomínající tvarem a strukturou cukr, o velmi nízké hustotě, což může změnit vlastnosti odrazu krátkovlnného záření (DeWalle, Rango, 2008).

**Tabulka 1:** Typické hustoty sněhu v různých stádiích vývoje (Singh, Singh (2001), upraveno)

Typ sněhu	Hustota [g·cm <sup>-3</sup> ]
Nový sněh (při nízkých teplotách a bezvětří)	0,01 – 0,03
Nový sněh (ihned po dopadu, při bezvětří)	0,05 – 0,07
Nový vlhký sněh	0,10 – 0,20
Sesedlý sněh	0,20 – 0,30
Větrem zhuštěný sněh	0,35 – 0,40
Firn	0,40 – 0,65
Velmi mokřý sněh a firn	0,70 – 0,80
Ledovcový led	0,85 – 0,91

### 1.1.3 Vodní hodnota sněhu

Jednou z nejdůležitějších veličin ve výzkumu hydrologie sněhu je vodní hodnota sněhu (z angl. snow water equivalent, dále jen SWE), obvykle měřena v mm. Ta je definována jako množství tekuté vody, které vznikne po roztátí veškerého množství sněhu na jednotce plochy (Seibert et al. 2014; DeWalle, Rango 200); Singh, Singh 2001). SWE je přímo měřena nebo odvozena z hustoty a hloubky sněhové pokrývky. DeWalle, Rango (2008) uvádí vztah pro výpočet (rovnice 1):

$$SWE = d(\rho_s/\rho_w) \quad (1)$$

kde  $d$  je hloubka sněhové pokrývky [m],  $\rho_s$  hustota sněhové pokrývky [kg·m<sup>-3</sup>] a  $\rho_w$  hustota kapalné vody, která je přibližně  $1 \times 10^3$  kg·m<sup>-3</sup>.

## 1.2 Termální vlastnosti sněhu

### 1.2.1 Teplota sněhu

Teplota sněhu ( $T$ ) je jedním ze základních parametrů sněhu a je výsledkem celkové tepelné bilance, jež je utvářena několika procesy výměn energie ve sněhové pokrývce. Může kolísat v různých hloubkách sněhové pokrývky. Při vyšších jarních teplotách se může pokrývka u povrchu více zahřívat, k čemuž přispívá infiltrace roztáté vody z povrchu či dešťové srážky, které mohou následně opět zamrznout na styku se studenějším sněhem ve větší hloubce, čímž uvnitř uvolní latentní teplo, které tak může ohřát i spodní vrstvy sněhové pokrývky (DeWalle, Rango, 2008).

Avšak díky malé tepelné vodivosti sněhu nemůže být teplo rychle vedeno do pokrývky během dne nebo zni během chladné noci. Vzhledem k tomu vykazuje velký rozptyl teplot svrchní část sněhové pokrývky, kde tak mohou být naměřena teplotní maxima, zatímco spodní části jen rozptyl malý, díky čemuž se teploty u země pohybují okolo  $0\text{ °C}$  (Koh, Jordan, 1995).

### 1.2.2 Cold content

Cold content (v češtině také označován jako teplotní deficit) sněhové pokrývky ( $H_c$ ) je energie potřebná ke zvýšení teploty pokrývky na teplotu tání  $T_m = 0\text{ °C}$  (Marks et al. 1998; Singh, Singh, 2001). Je užitečný k vyjádření zpoždění mezi zvyšující se teplotou nad  $0\text{ °C}$  a současným odtokem roztátého sněhu z pokrývky (Schaefli, Huss, 2011). V zimě a na začátku jara, kdy začíná období tání, naprostá většina vody roztátá na povrchu pokrývky je částečně nebo úplně propouštěna dovnitř pokrývky. V období tání se relativně tenká vrstva u povrchu ochlazuje značně pod  $0\text{ °C}$ , a to kvůli vycházejícímu dlouhovlnnému záření (viz kapitola 1.4.1.5) při jasných dnech. Pod touto vrstvou zůstává sníh na izotermě  $0\text{ °C}$ , díky čemuž tato vrstva představuje cold content sněhové pokrývky (Singh, Singh, 2001).

## 1.3 Optické vlastnosti sněhu

### 1.3.1 Albedo

Jedním z nejdůležitějších parametrů při výzkumu tání sněhu je albedo ( $\alpha$ ). To udává podíl odraženého a dopadajícího krátkovlnného záření (Singh, Singh, 2001). Je tedy dobrým ukazatelem, jak jednotlivé druhy povrchů absorbují sluneční záření. Vysoké albedo pak znamená, že velké množství záření se odrazí zpět do okolí, zatímco nízké indikuje větší absorpci záření daným povrchem (Dozier, Schneider, McGinnis, 1981).

Albedo nového sněhu se pohybuje okolo 0,80 – 0,90, což je mnohem více než jiné přírodní pokrývky a postupně se snižuje se stářím sněhu. Pro lesní vegetaci pokrytou sněhem může dosahovat 0,35, holou půdu už pouze v rozmezí 0,10 – 0,30 (Tabulka 2).

**Tabulka 2:** Albedo různých povrchů pro krátkovlnné záření (*Seibert et al. (2014), upraveno*)

Typ povrchu	Typické rozmezí hodnot albeda
Nový sníh	0,80 – 0,90
Starý sníh	0,60 – 0,80
Tající sníh (pórovitý až jemnozrný)	0,40 – 0,60
Sněhový led	0,30 – 0,55
Jehličnatý les pokrytý sněhem	0,25 – 0,35
Zelený les	0,10 – 0,20
Holá půda	0,10 – 0,30
Voda	0,05 – 0,15

DeWalle a Rango (2008) uvádějí, že albedo se zmenšuje poté, co po sněžení narůstají v důsledku metamorfózy ledové částičky, nebo když se z důvodu ubývající sněhové pokrývky snižuje její výška a krátkovlnné záření tak absorbuje i země pod pokrývkou. Důležitým faktorem je také výška Slunce nad obzorem, neboť s jeho zvyšující se výškou se snižuje úhel, pod kterým sluneční paprsek dopadá na zem. Na stejnou plochu území tak v jeden den dopadá v různý čas jiné množství přímého slunečního záření (více v kapitole 1.4.1.4).

Zásadní úlohu nejen v rychlosti tání sněhu ale i ve změně albeda hraje oblačnost. Oblaky totiž absorbují jen malou část viditelného elektromagnetického spektra (okolo 0,6  $\mu\text{m}$ ) ale významnou část infračerveného záření (2-4  $\mu\text{m}$ ). Propuštěné viditelné záření má větší albedo, což zvýší i celkové albedo sněhu, neboť sníh odráží více záření ve viditelném

než v infračerveném spektru. Vegetace absorbuje záření více ve viditelném oproti infračervenému spektru, a proto bude efekt opačný (Key et al., 2001).

## **1.4 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky**

Pro výzkum hydrologie sněhu je základní znát proces formování sněhové pokrývky až po faktory, které ji přetváří. V této kapitole budou uvedeny fyzicko-geografické faktory, které více či méně ovlivňují akumulaci a tání sněhové pokrývky. Tyto faktory by se daly roztrždit do dvou skupin. Meteorologické, jako jsou například atmosférické srážky, rychlost větru či radiační podmínky, jimž bude věnována větší pozornost, neboť jsou základem výzkumu této práce a geografické, kam řadíme především vliv nadmořské výšky, sklon a expozici svahu. Zvláštní kapitola je věnována vegetaci, jejíž vliv rozdílné struktury nelze zanedbat.

### **1.4.1 Meteorologické faktory**

#### **1.4.1.1 Teplota vzduchu**

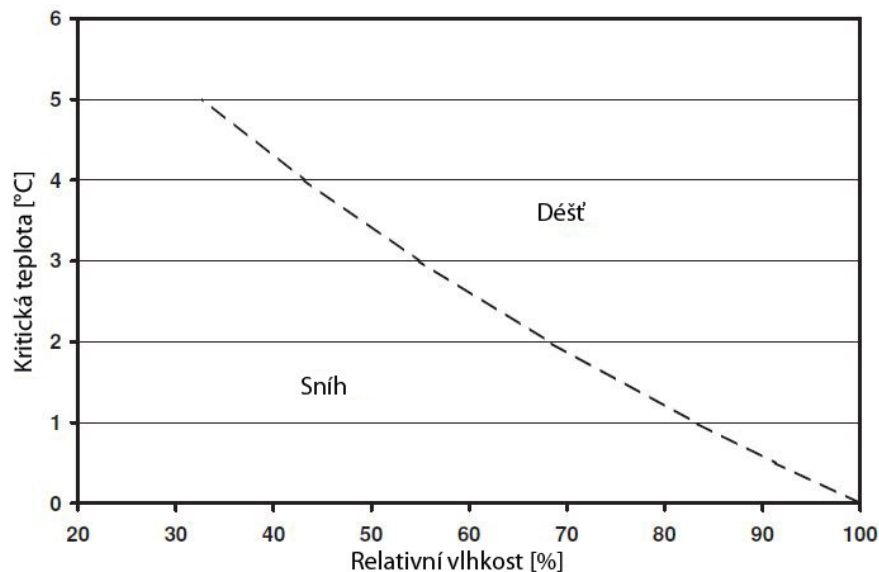
Teplota vzduchu je zásadním faktorem pro vznik a přetrvání sněhových srážek a následně sněhové pokrývky. Obecně platí, že naprostá většina sněhové pokrývky v našich zeměpisných šířkách se vytvoří v chladných zimních měsících a začne postupně ubývat v období teplejšího jarního tání. Dle Seibert et al. (2014) v období jara se zvýší teplota vzduchu a sněhové pokrývky z důvodu vyššího příjmu solární radiace. Nejprve přitom tají menší částičky na povrchu sněhové pokrývky v porovnání s většími částičkami staršího sněhu hlouběji ve sněhové pokrývce. Teplota vzduchu však nemusí být zároveň nejlepším vysvětlujícím faktorem měnícího se SWE či hloubky pokrývky. Stähli a Gustafsson (2006) zjistili při dlouhodobém měření sněhové pokrývky v subalpínské oblasti Alptal (centrální Švýcarsko), že ani jedna zima s nejmenší měsíční naměřenou teplotou vzduchu nijak výrazně nekorelovala s výškou sněhu a SWE. To přisvědčovali faktu, že velmi studené teploty souvisí s bezoblačnou oblohou, zatímco většina srážek padá při teplotách okolo 0 °C.

Vzduch se ohřívá nejintenzivněji od zemského povrchu. Proto jsou denní režim insolace, albedo a efektivní vyzářování povrchu rozhodujícími činiteli charakteru denního, měsíčního a ročního chodu teploty vzduchu. Vliv má poté i nadmořská výška, kdy se s její

přibývajícím výškou snižuje teplota vzduchu a ráz počasí (Vysoudil, 1997). Obecně se maximální teploty vyskytují 2 až 3 hodiny po maximální intenzitě insolace v poledne na daném území, minima pak ihned po východu Slunce.

### 1.4.1.2 Atmosférické srážky

Srážky se mohou vyskytovat v pevném či kapalném skupenství. Pro jejich rozlišení lze použít znalost teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu. (Obr. 2)



**Obr. 2:** Rozdělení srážek v závislosti na kritické teplotě a relativní vlhkosti (DeWalle, Rango (2008), upraveno)

Kritická teplota určuje, zdali srážky dopadnou na povrch jako sníh či déšť. Sněhové krystalky mohou díky sublimaci, která je ochlazuje při průchodu atmosférou, dopadnout v pevném skupenství i při teplotách vyšších než 0 °C. Jak velké toto ochlazení je, záleží na relativní vlhkosti vzduchu blízko u země. Např. sníh, který padá při teplotě vzduchu 2 °C, a relativní vlhkosti 68 %, dopadne ještě v pevném skupenství, zatímco při stejné teplotě 2 °C, ale vyšší vlhkosti 83 %, dopadne již v kapalném skupenství jako déšť. (DeWalle, Rango, 2008)

Srážky se podle Singh a Singh (2001) dělí do 4 kategorií, podle mechanismu, který ovlivnil jejich vznik, a to: konvekční - díky vzestupu teplého vlhkého vzduchu, cyklonální - tvořící se při nízkém tlaku spojeným se studenou frontou, orografické - také díky vzestupu teplého vlhkého vzduchu, ovšem v horských oblastech vlivem topografie a turbulentní - vzniklé při proudění vzduchu pod inverzní teplotou.

Mírné zeměpisné šířky pak vykazují vyšší srážkové úhrny jako důsledek vyšší oblačnosti a cyklonální činnosti, převládá západní proudění. Důležitý efekt pak mají návětrné a závětrné strany horských pásem, např. Alpy či Šumava (Vysoudil, 1997).

Sněhové srážky mají oproti teplotě vysokou korelaci se SWE, kdy Stähli a Gustafsson (2006) v již zmiňovaném výzkumu z Alptal zjistili, že se stoupajícími naakumulovanými sněhovými srážkami se zvyšuje i maximální naměřená hodnota SWE. Naopak v momentě, kdy se sněhových srážek stanou srážky dešťové, může se hodnota SWE ve sněhové pokrývce začít měnit v závislosti na vodní kapacitě pokrývky. Při dlouhotrvajících srážkách může být její intenzita klíčová pro velikost sněhové pokrývky a hodnotu SWE. Na příkladu povodní z oblasti centrálního Oregonu, USA v roce 1996, zkoumali Marks et al. (1998b) citlivost procesů tání na klimatických podmínkách a vegetačním pokryvu při dešťových srážkách. Během bouře trvající 5 až 6 dní napršelo na otevřenou plochu v nadm. výšce 1142 m n. m. celkem 349 mm srážek, což znamenalo úbytek SWE 291 mm a pokles výšky sněhové pokrývky z 1,97 m na pouhých 0,22 m. Menší ztráty SWE, okolo 44 mm, byly naměřeny pod lesním porostem. O vlivu vegetace pak pojednává kapitola 1.4.2. Vliv na tání mají při těchto bouřích i další faktory. Analýza nakonec ukázala, že z důvodu vysokých teplot, vlhkosti vzduchu a relativně vysokých rychlostí větru na otevřených plochách během bouře, 60-90 % celkové energetické bilance sněhu tvořilo zjevné latentní teplo. Přičemž Seibert et al. (2014) uvádějí, že celkové množství tepla dodané srážkami není tak velké oproti jiným zdrojům tepla pro tání sněhové pokrývky. Může hrát však důležitější roli při krátkodobějších událostech, obvykle kratších než 1 den.

### **1.4.1.3 Vítr**

Vítr je základním prvkem při transportu a redistribuci sněhu. V návaznosti na rozložení sněhu v terénu a možné lavinové nebezpečí nebo budoucí vývoj vegetace je proto jeho znalost velmi důležitá. Ačkoliv se během posledních desítek let zaměřilo několik výzkumů na transport sněhu, nelze jednoznačně zobecnit redistribuci sněhu větrem, z důvodu komplexnosti fyzických procesů, které ovlivňují tuto činnost (Lehning et al., 2008). Sníh může být transportován kilometry daleko, než je sublimován nebo vytvoří sněhovou pokrývku. Částičky sněhu transportované větrem ztrácí hmotnost v důsledku sublimace vždy, když tlak vodní páry na povrchu částice je větší než tlak vzduchu. Tato sublimace pak může znamenat ztrátu až celkem 50 % všech zimních srážek (DeWalle, Rango, 2008).



Směr a rychlost větru společně s teplotou pak ovlivňují turbulentní toky tepla od a ke sněhové pokrývce. Jakmile stoupne teplota nad 0 °C, rozdíl mezi teplotou vzduchu a sněhové pokrývky se zvýší a zjevné teplo směřuje směrem ke sněhové pokrývce, která taje (Dozier, Marks, 1992). Při malých rychlostech větru se mohou vyvinout teplotní gradienty, jež mění hustotu vzduchu, které vedou ke stabilní nebo nestabilní atmosféře. U nestabilní je teplejší vzduch pod studenějším, čímž zvyšuje turbulentní toky a výměnu tepla, zatímco u stabilní je tomu naopak a turbulenci potlačuje. Tyto stabilní atmosférické podmínky se mohou jako inverze v noci vyvinout a vést ke snížení turbulentních toků brzo ráno (Pohl, Marsh, Liston, 2006).

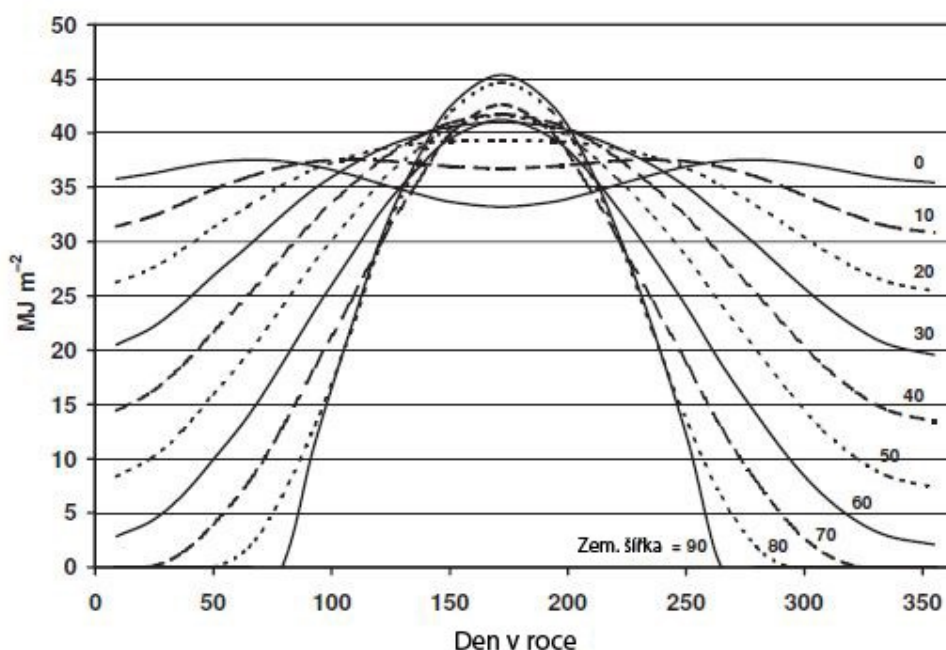
Malé rychlosti větru pod vegetačním pokryvem oproti rychlejší v okolí na otevřené ploše snižují velikost turbulentních toků u povrchu pokrývky a tím i výměnu toků tepla, čímž není výsledný příspěvek tání sněhu na odtoku z vegetace tak velký (Marks et al., 1998a). Výměna zjevného a latentního tepla mezi sněhovou pokrývkou a jejím okolím pod lesním porostem je složitý a dosud málo prozkoumaný proces, neboť vítr zde dosahuje zpravidla pouze nízkých rychlostí a díky častým změnám směru se obtížně měří (DeWalle, Rango, 2008).

#### **1.4.1.4 Krátkovlnné záření**

Zdrojem krátkovlnného záření je Slunce. Toto záření prochází atmosférou, kde může být dále absorbováno, draženo či rozptýleno. Až 99 % toku slunečního záření připadá na interval vlnových délek 0,1-4  $\mu\text{m}$ , což zahrnuje ultrafialové (asi 7 % z celkové toku), viditelné (47 %) a infračervené záření (46,5 %). Množství přímého slunečního záření dopadající na plochu za jednotku času se nazývá insolace. Tato intenzita klesá s rostoucí délkou dráhy slunečních paprsků v atmosféře, tedy s poklesem nadmořské výšky, s poklesem výšky Slunce nad obzorem (zmenšování úhlu dopadu paprsků). Intenzita se tedy mění v průběhu dne a roku (Obr. 3), ale také podle sklonu terénu a jeho expozice ke světovým stranám (Vysoudil, 1997).

Dále záření proniká nebo je absorbováno či několikrát odraženo na styku se sněhovou pokrývkou. Znalost vlastností průniku krátkovlnného záření pokrývkou je důležitá pro zkoumání tání sněhu. Se zvyšující se výškou sněhu se snižuje celkový tok pronikajícího slunečního záření, měnit se pak může v závislosti na hustotě sněhu, kdy s větší hustotou sněhové pokrývky (starší sníh) roste i pronikající záření. (Singh, Singh,

2001). Většina záření je absorbována převážně ve svrchních 10 cm sněhové pokrývky a celková energie krátkovlnného záření proniká do svrchních 50 cm (DeQuervain, 1973).



**Obr. 3:** Množství sluneční energie v průběhu roku, dopadající na horizontální povrch pro různé zeměpisné šířky (DeWalle, Rango (2008), upraveno)

Zpětně vyzářené nebo odražené záření pak záleží na albedu sněhové pokrývky. To je podle Andersona (1976) v korelaci s povrchovou hustotou sněhu, kdy albedo průběžně klesá se zvyšující se hustotou, ale rapidně se zvýší s napadaným čerstvým sněhem. V podmínkách rovnající se velikosti solárního záření zhruba v půlce zimy a vysokého albeda, může být absorbované krátkovlnné záření dostupné pro tání sněhu poměrně malé. Pokud se však albedo zmenší např. o 25 % (z 0,8 na 0,6), zvýší se celkové krátkovlnné záření (dopadající záření – odražené) dvojnásobně. Na jaře, kdy se energie dopadajícího záření zvyšuje a albedo staršího sněhu snižuje, se tak jedná o důležitou složku pro tání sněhu, z důvodu zvyšující se celkové krátkovlnné energie (DeWalle, Rango, 2008).

#### 1.4.1.5 Dlouhovlnné záření

Každé těleso o nenulové absolutní teplotě vyzařuje dlouhovlnné záření. Zdrojem pro dlouhovlnné záření na povrchu jsou pak především vodní páry, ozón a mraky. Ohřátý povrch Země je pak zdrojem záření ve směru k atmosféře (Singh, Singh, 2001). Dlouhovlnné záření patří do intervalu vlnových délek 2-10  $\mu\text{m}$  a na rozdíl od krátkovlnného není omezeno jen na den, ale jeho výměna probíhá ve dne i v noci (DeWalle, Rango, 2008). Celkové dlouhovlnné záření je opět rozdíl dopadajícího a

vyzářeného záření. S vyzářeným zářením pak souvisí pojem emisivita. Ta je definována jako podíl skutečného vydávaného záření, které by bylo vydáváné černým tělesem za stejné teploty. (Singh, Singh, 2001).

Samotné měření dlouhovlnného záření je poměrně obtížné a méně často využívané. Obecně však platí, že čím více bude obloha zatažená, budou mraky zvyšovat množství přijímaného dlouhovlnného záření a tím i celkovou výměnu dlouhovlnného záření na povrchu sněhové pokrývky, což přidává další energii sněhové pokrývce k tání. Za jasných dní je pak situace opačná (DeWalle, Rango, 2008).

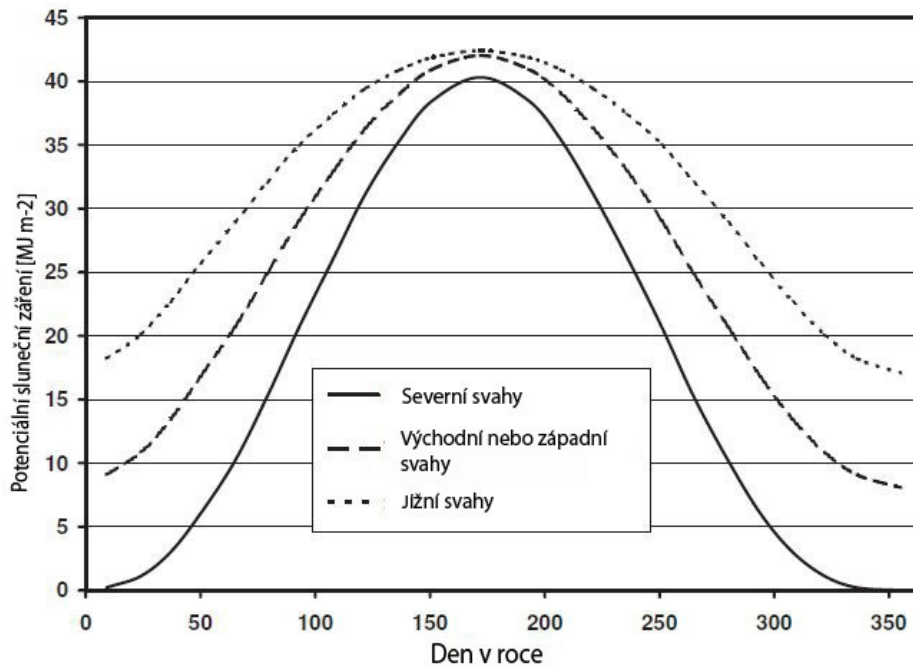
## **1.4.2 Geografické faktory**

Topografie je dalším důležitým faktorem, který ovlivňuje akumulaci a tání sněhu. Pro studium sněhové pokrývky je potřeba lépe vědět, v jaké nadmořské výšce se nachází a dále jaký je sklon a orientace svahu vůči světovým stranám.

### **1.4.2.1 Nadmořská výška, sklon a orientace svahu**

Rozdílná nadmořská výška má roli především ve změně klimatických podmínek. Obecně platí, že s přibývajícím nadmořskou výškou se snižuje teplota vzduchu, zvyšuje podíl pevných srážek na celkovém úhrnu srážek a tím i zvyšuje výška sněhové pokrývky. Ať už podle výzkumu ve velkém povodí v Sierra Nevadě (Zheng, Kirchner, Bales, 2015), tak v malém povodí Ptačího potoka (Jeníček, Pevná, Matějka 2018), vysvětluje nadmořská výška poměrně dobře výšku sněhu (korelace skoro 50 %), avšak není dobrým vysvětlujícím faktorem pro faktor tání. Pro ten jsou lepšími faktory radiační bilance či vegetační pokryv.

Svah může díky jinému sklonu a orientaci přijímat různé množství slunečního záření v průběhu dne či roku. Potenciální sluneční záření v průběhu celého roku v 50 ° s. š. pro svah s 30% sklonem, představuje Obr. 4. V létě bývají v těchto zeměpisných šířkách jen malé rozdíly v energii slunečního záření, za to bývá nejintenzivnější. Největší rozdíly pak vznikají v zimním období, kdy jsou oproti létu více jak dvojnásobné. Po celou dobu roku pak platí, že nejvíce energie přijímají jižní svahy, nejméně naopak severní. Obrácená situace by platila pro 50 ° j. š.



**Obr. 4:** Potenciální sluneční záření v průběhu roku (Frank a Lee (1966), upraveno)

Jižní svahy podle výzkumu Pohl, Marsh, Pietroniro (2018) v Kanadě (68 ° s. š.) vykazují největší hodnoty dání před den. Severní pak brzy ráno a pozdě večer z důvodu dlouhého slunečního svitu v těchto zeměpisných šířkách. I když mají východní a západní svahy podobnou naakumulovanou hodnotu slunečního záření, je zajímavé, že jejich denní hodnoty tání jsou rozdílné. Západní svahy totiž obdrží nejvíc energie slunečního záření o 6 hodin později odpoledne oproti východním, takže s největšími denními teplotami. To kompenzuje jakoukoliv noční ztrátu energie, díky čemuž západní svahy vykazují větší hodnoty tání.

### 1.4.3 Vegetace

Nezanedbatelným faktorem v akumulaci a tání sněhu je vegetace. Velké množství sněhových srážek se při sněžení zachytí na povrchu vegetace a dále je s ní v interakci. Částečně tak zabraňuje průchodu srážek až ke sněhové pokrývce, díky čemuž je její hloubka menší oproti území bez vegetace, kde srážkám v průchodu nic nebrání. Dále pak mohou zachycené srážky ještě v pevném skupenství vlivem větru nebo překročení unášecí schopnosti vegetace spadnout skrz vegetaci nebo mohou postupně roztávat a spadnout již v kapalném skupenství (DeWalle, Rango, 2008).

Disturbance vegetačního pokryvu, ať už z důvodu napadení škůdci či obyčejného kácení, se může výrazně podílet na změně akumulace a tání sněhu a tím souvisejícího odtoku z daného území. Tomuto tématu se věnovalo mnoho autorů z celého světa (Varhola et al. 2010; Winkler et al. 2015; Pomeroy, Fang, Ellis, 2012) i autoři domácí, kteří prováděli výzkum taktéž v oblasti Šumavy v rámci absolventských prací (Jeníček, Hotový, Matějka, 2017; Matějka 2015).

V již jednom zmiňovaném výzkumu v oblasti Alptal, zjistili Stähli a Gustafsson (2006) při dlouhodobém měření, že každoročně dosahuje SWE maximum zhruba o 50 % více na otevřené ploše než pod lesem, i když tento efekt lesa klesá s větší akumulací sněhu. Pomeroy, Fang, Ellis, (2012) se pak ve svém výzkumu v kanadské Albertě zaměřil na různé druhy disturbance a jak ovlivňují odtok. Dopady poškození lýkožroutem borovým (na Šumavě je hlavní škůdcem lýkožrout smrkový) byly nejmenší, pouze 10% zvýšení objemu tajícího sněhu a 2% odtoku. To bylo však zapříčiněno malou plochou pokrytou borovicí (pouze 15 % z celkového zkoumaného území) a menší nadmořskou výškou. Větší dopad měli disturbance lesa způsobené požárem a samotnou těžbou dřeva (mýcením). Ty zvyšovali objem tajícího sněhu až o 45 %. Na lesní disturbance pak více reagovaly maximální denní průtoky oproti sezónním – až 20% nárůst maximálního průtoku při odstranění celého lesního porostu. V oblasti Ptačího Potoka pak prováděli výzkum Jeníček, Hotový, Matějka, (2017). V zimě a na jaře v období 2015/2016 byla naměřená hodnota SWE v průměru o 41 % nižší pod zdravou vegetací než otevřenou plochou v období akumulace sněhu. Napadený les snižoval SWE o 22 %, což značí snížení intercepce srážek z důvodu defoliace a tím zvýšení výšky sněhu pokrývky. V období tání naopak hodnota SWE nejpomaleji klesala pod zdravou vegetací a nejrychleji na otevřené ploše (až o 32 % rychleji), a to z důvodu sníženého příjmu krátkovlnné radiace v lesních porostech. Čím víc je narušen lesní porost, tím víc se zvyšuje množství přijímaného záření touto narušenou oblastí. Jelikož jsou lesy na Šumavě stále více postiženy kůrovcovou kalamitou a plocha narušeného lesního porostu se zvyšuje, dá se očekávat i rychlejší rychlost tání v této oblasti (Zahradník, 2015).

## 1.5 Metody výpočtů tání sněhu

Znalost rychlosti uvolňování vody ze sněhové pokrývky je důležitá ve více směrech. Pro předpověď odtoku z povodí či povodní, regulaci toků, analýzu zásob vody nebo plánování protipovodňových programů, ad. Tato kapitola je zaměřena právě na způsoby, jak tání sněhu matematicky spočítat, a to za použitý různých vstupních veličin toto tání ovlivňující.

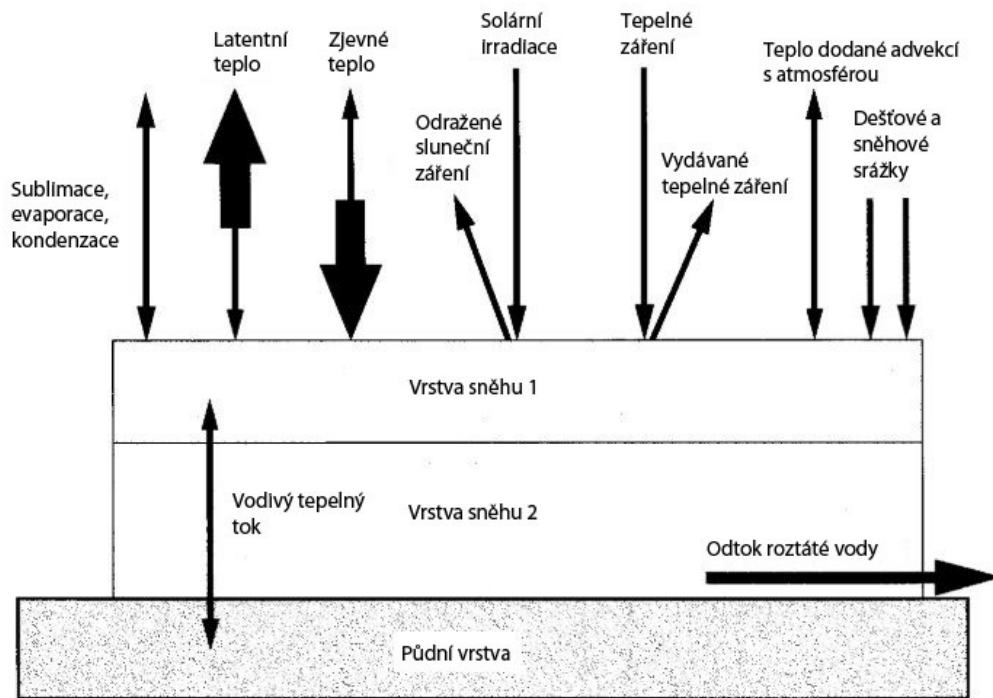
Existují dva základní přístupy pro výpočet tání sněhu z povodí. Prvním z nich je metoda energetické bilance a druhým je využití nějakého indexu. Energetická bilance může být popsána jako výslednice příjmů a ztrát energií, které jsou ovlivněny klimatickými faktory nebo vegetací (DeWalle, Rango, 2008). Indexové modely využívají jednu nebo více proměnných, jejichž závislost slouží k odhadu výměny energií ve sněhové pokrývce. Jako nejčastěji užívaný index je pak používána teplota vzduchu, i když významnou roli mohou hrát i další klimatické faktory. I tak je z nich nejlepším prediktorem pro předpověď tání průměrná teplota vzduchu (Zuzel, Cox, 1975).

### 1.5.1 Energetická bilance sněhu

Energetická bilance sněhové pokrývky představuje základní přístup k modelování tání sněhu a vypočítává všechny energetické toky (v jednotkách  $W \cdot m^{-2}$ ) probíhající mezi atmosférou, sněhem a půdou. Dá se vyjádřit rovnicí 2 (Seibert et al., 2014):

$$Q_m = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_i \quad (2)$$

kde  $Q_m$  je celkové teplo (kladní nebo záporné) dostupné pro tání, přičemž pokud vyjde kladné, znamená to, že sníh odtává,  $Q_{ns}$  je teplo dodané krátkovlnným zářením,  $Q_{nl}$  je teplo dodané dlouhovlnným zářením,  $Q_h$  značí zjevné teplo dodané atmosférou díky rozdílné teplotě atmosféry a sněhové pokrývky,  $Q_e$  znamená latentní teplo evaporace, kondenzace nebo evaporace,  $Q_p$  pak teplo dodané srážkami,  $Q_g$  je teplo dodané výměnou s podložím a nakonec  $Q_i$  označuje změnu ve vnitřní výměně tepla ve sněhové pokrývce. Všechny členy rovnice pak mohou dosahovat jak kladných, tak záporných hodnot, pouze teplo ze srážek a krátkovlnného záření může být rovno či větší než 0. Jednotlivé toky znázorňuje jako diagram Obrázek 5.



**Obr. 5:** Model ISNOBAL, zobrazující jednotlivé toky energií (Marks et al., (1998a), upraveno)

Význam jednotlivých toků energie ovlivňující tání sněhové pokrývky závisí na čase a místních podmínkách. Energie ze slunečního záření bude převládat za takového počasí, kdy budou slabé povětrnostní podmínky, tání v důsledku zjevného tepla zase za teplejšího počasí se silnějšími povětrnostními podmínkami (Singh, Singh, 2001).

Radiační bilance je rozdíl mezi celkovým tokem záření přijímaným a odraženým nebo vyzářeným sněhovou pokrývkou a zahrnuje krátkovlnné a dlouhovlnné záření (DeWalle, Rango, 2008). Radiační bilance je obvykle dominantním prvkem v energetické bilanci sněhu, které způsobuje tání, a to především na otevřených plochách (Zuzel, Cox, 1975; Pohl, Marsh, Pietroniro, 2018). Zjevné teplo je řízeno rozdílem teploty sněhové pokrývky, okolní atmosféry a půdy. To je patrné především na jaře a začátkem léta, kdy se tento rozdíl zvyšuje. Latentní teplo označuje výměnu vodních par mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou z důvodu přeměny skupenství vody – evaporací a sublimací způsobující ztrátu energie a kondenzací, při které dochází k příbytku energie (Seibert et al. 2014). Zjevné a latentní teplo se řídí komplexními turbulentními výměnnými procesy, jejichž charakteristika závisí na topografii, vegetaci a stabilitě atmosféry. Ačkoliv se jedná o důležitý prvek v procesu tání, jeho výpočet patří k jednomu z nejsložitějších v celém modelu (Morris, 1989). Celkové teplo dodané srážkami nehraje významnou roli

v dlouhodobém měřítku, může být však významné v krátkodobém, např. událostech kratších jeden den (viz Kapitola 1.4.1.2). Ještě menší energii dodává energie z půdní vrstvy z důvodu malé tepelné vodivosti a při vyšších hloubkách sněhové pokrývky se k ní nedostává sluneční záření. Vnitřní energie pokrývky pak závisí na teplotě sněhu a může být vyjádřena jako součet energií 3 složek: ledu, vody a vodních par (Seibert et al., 2014).

Výhodou metod založených a energetické bilanci sněhu je jejich široké využití v různých klimatických podmínkách, zatímco nevýhodou je získání vstupních dat do tohoto modelu (Seibert et al., 2014). DeWalle a Rango (2008) pak dodává, že i když jsou procesy výměny energií ve sněhové pokrývce poměrně dobře chápány, výpočty tání sněhu a/nebo výparu jsou často složité z důvodu nedostatku dat o sněhové pokrývce a meteorologických dat. Napříč tomu, že se tato práce nezabývá přímo výpočtem jednotlivých energetických toků, si myslím, že je z výše uvedených důvodů důležité, zkoumat vliv klimatických faktorů na tání sněhu, neboť právě ty ovlivňují tyto toky. Kvalitu takového výzkumu pak zvyšuje počet měřících stanic na relativně malém území.

### 1.5.2 Metoda teplotního indexu

Jednou z nejvyužívanějších metod pro výpočet tání sněhu je metoda teplotního indexu, jež vychází z lineární závislosti množství roztátého sněhu na teplotě vzduchu. Oproti energetické bilanci sněhu má méně statistických parametrů a méně komplexnější požadavky na vstupní data a i přes jejich relativní jednoduchost si zachovávají určitý fyzický základ (Ohmura, 2002).

Hock (2003) shrnuje výhody metody teplotního indexu jako: 1) dobrou přístupnost k datům o teplotě, 2) relativně jednoduchou interpolaci hodnot teploty a její předvídatelné rozložení, 3) jednoduchost výpočtu a 4) poměrně uspokojujícím výsledkům navzdory jednoduchému výpočtu. Oproti tomu Beven (2001) vidí nedostatky modelu v jeho zhoršující se přesnosti s rostoucí datovou řadou a poté že vysoká variabilita tání sněhu na topografii povrchu se jen velice těžko vyjadřuje při použití metody teplotního indexu.

Mnoho modelů tání je založeno na metodě *degree-day*, jež vyjadřuje denní úbytek vodní hodnoty sněhu při změně průměrné denní teploty vzduchu o 1 °C nad kritickou teplotu. Pro výpočet se užívá vztahu vyjádřeného rovnicí 3 (Singh, Singh, 2001):

$$M = M_f(T_i - T_b) \quad (3)$$



kde  $M$  je množství roztátého sněhu [mm],  $M_f$  značí faktor tání [ $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ] (někdy také označován jako *degree-day faktor*, DDF,  $D_f$ ),  $T_i$  je index teploty vzduchu [ $^\circ\text{C}$ ] a  $T_b$  kritická teplota, při které začíná tání. Ačkoliv se kritická teplota pohybuje v intervalu  $0 - 2$   $^\circ\text{C}$  (Jeníček et al. 2012), obvykle se používá teplota  $0$   $^\circ\text{C}$ , což vyplývá ze skutečnosti, že tání sněhu většinou probíhá přímo z výměny zjevného tepla ze vzduchu o teplotě vyšší jak  $0$   $^\circ\text{C}$  (Singh, Singh, 2001).

Jako index teploty vzduchu je poté nejčastěji používána průměrná teplota vzduchu, která se vypočítá jako průměr z maximální a minimální teploty za den nebo hodinových teplot vzduchu (DeWalle, Rango, 2008). Nevýhodou může být, pokud se výsledná průměrná hodnota teploty pohybuje okolo  $0$   $^\circ\text{C}$ , a to i přes to, že přes den působila kladná hodnota teploty vzduchu tání sněhu (Hock, 2003). Tento problém se může vyřešit použitím pouze maximálních denních teplot vzduchu, průměrné denní teploty vzduchu či průměrem teplot nad bodem mrazu za každou hodinu (DeWalle, Rango, 2008).

Faktor tání ( $M_f$ ) je důležitým parametrem pro výpočet tání sněhu. Jeho hodnota se většinou pohybuje v rozmezí  $1-8$   $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (DeWalle, Rango, 2008). S rostoucí hustotou sněhu se snižuje albedo a SWE se zvyšuje. Díky tomu je hustota sněhu dobrým indexem pro výpočet měnících se vlastností sněhu, které vedou jeho tání. Nutno ještě podotknout, že Martinec (1977) definoval *degree-day* na základě průměrných teplot nad bodem mrazu během dne, díky čemuž  $M_f$  vyjde menší než při použití průměrných denních teplot. DeWalle, Rango (2008) navíc dokázali, že faktor tání odvozený z dat SNOTEL (Z angl. *snow telemetry*, je systém senzorů řízený americkou agenturou NRCS) se lineárně zvyšuje s pokročilostí období jara asi o  $0,5$  % -  $1$  % denně, což převyšuje zvýšení hodnoty potenciálního slunečního záření.

Díky měnícím se vlastnostem sněhové pokrývky se tak mění i hodnota faktoru tání, a to v závislosti na několika proměnných, kde některé z nich shrnuje Tabulka 3.

**Tabulka 3:** Proměnné ovlivňující melt factor  $M_f$  (DeWalle, Rango, (2008), upraveno)

Proměnná	Příčina	Odezva $M_f$
<b>Období roku</b>	Klesající teplotní deficit (cold content) a albedo, rostoucí krátkovlnná radiace a hustota sněhu s pokročilostí období	Zvyšující se $M_f$ během akumulace a tání
<b>Lesní porost x otevřená plocha</b>	Stínění a ochrana před větrem díky lesnímu porostu	$M_f$ nižší a méně se měnící pod lesním porostem
<b>Topografie</b>	Změny v množství přijímaného krátkovlnného záření a expozici k větru	$M_f$ vyšší na jižních svazích a návětrných stranách
<b>Pokrytí sněhovou pokrývkou</b>	Rozdílné rozložení sněhové pokrývky v povodí	$M_f$ klesá při poklesu pokrytí povodí sněhovou pokrývkou
<b>Znečištění sněhové pokrývky</b>	Snížení albeda vlivem znečištění prachem a dalšími nečistoty	$M_f$ se zvyšuje
<b>Dešťové srážky</b>	Vysoká vlhkost zvyšuje kondenzační energii, déšť dodává zjevné teplo, mraky snižují příjem krátkovlnného záření	$M_f$ obecně nižší při deštivém počasí, převládající oblačnosti
<b>Led x sněhová pokrývka</b>	Ledovcový led má nižší albedo než sníh	$M_f$ vyšší v ledovcových povodích
<b>Jiné meteorologické podmínky pro danou teplotu vzduchu</b>	Vyšší energie tání při nezvykle velkém větru, krátkovlnném záření nebo vlhkosti při dané teplotě vzduchu	$M_f$ se zvyšuje s rostoucí zásobou energie pro tání

Pro výpočet faktorů tání pod lesním porostem a otevřenou vegetací odvodil Kuusisto (1980) dva samostatné vzorce:

$$\text{lesní porost: } m_f = 0.0104\rho_s - 0.70$$

$$\text{otevřená plocha: } m_f = 0.0196\rho_s - 2.39$$

Lesní porost snižuje příjem přímého slunečního záření dopadající na zem a tím i tání sněhu při dnech bez srážek. Federer (1972) odvodil faktory tání na základě měření na severovýchodě USA. Faktor tání pro otevřenou plochu je podle něj  $4.5\text{--}7.5 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}$ , pro listnatý les  $2.7\text{--}4.5 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}$  a pro jehličnatý  $1.4\text{--}2.7 \text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}$ . To všechno je ve výsledku v poměru 3:2:1.

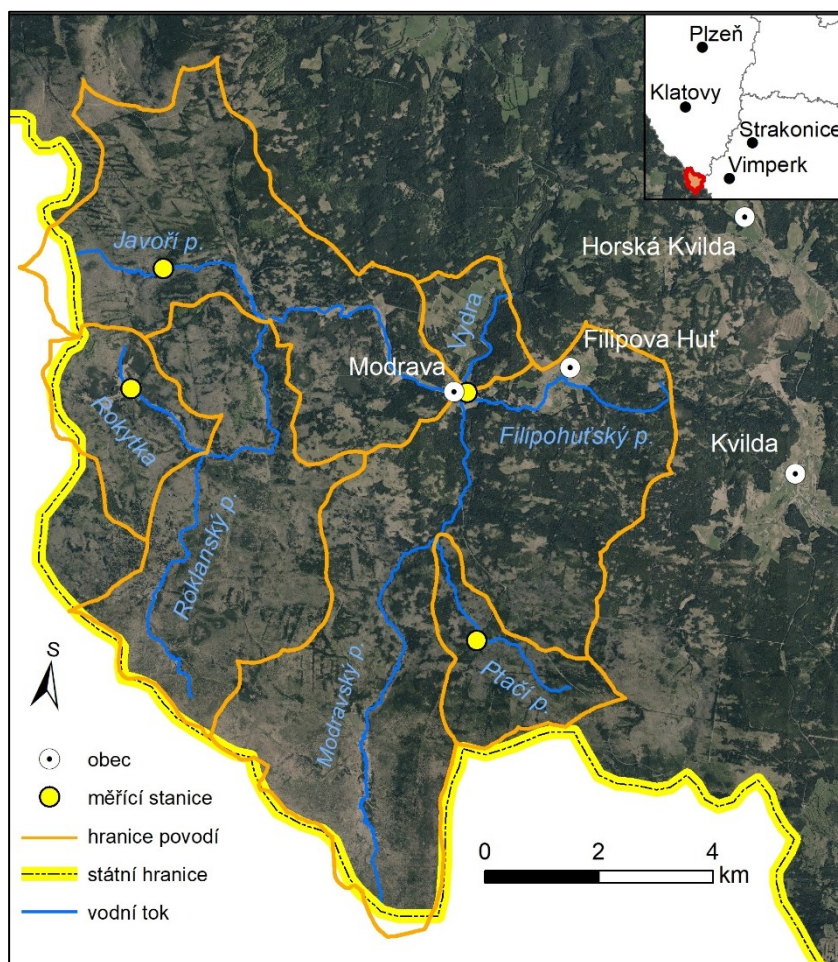
Ačkoliv je metoda *degree-day* kritizována za nedostatek fyzického základu oproti např. energetické bilanci sněhu, zůstává stále oblíbenou metodou k výpočtům tání sněhu (Martinec, Rango, Roberts, 2008). Různé modely tání obsahující jako klíčový parametr teplotní index zkoumali Kutláková, Jeníček (2012), Brubaker, Rango, Kustats, (1996) nebo Todd Walter et al., (2005). Všechny model dosahovaly vysoké či velmi uspokojivé shody při srovnání simulovaných a odvozených hodnot SWE nebo průtoků za použití regresní

analýzy. Výsledky Todda et al. (2005) pak dokazují, že předpovědi pro tání sněhu z fyzicky založených energetických bilancí jsou dosažitelné díky několika jednoduchým odhadům řídicích veličin a nevyžadují žádné další data než populární metody teplotního indexu.

## **2. Fyzicko-geografická charakteristika zkoumaného území**

### **2.1 Vymezení zájmového území**

Zájmové území (Obr. 6) bylo vymezeno na základě polohy měřících stanic Katedry fyzické geografie a geoekologie na Šumavě, přibližně 20 km od města Vimperk, ze kterých byly čerpány data pro výzkum této bakalářské práce. Každá ze stanic se nachází v těsné blízkosti jednoho ze 4 toků a odtud pochází i jejich názvy – Javoří pila (1065 m n. m.), Rokytka (1090 m n. m.), Ptačí potok (1130 m n. m.) a Modrava (990 m n. m.). Všechny tyto toky tvoří pramennou oblast řeky Vydry, která vzniká po soutoku Modravského a Roklanského potoka. Ta teče dále na sever, kde po 23,1 km vytváří soutokem s Křemelnou u Čenkovy pily řeku Otavu, jenž je levostranným přítokem Vltavy. Takto vymezené území vytváří povodí 3. řádu a jeho rozloha je 50,5 km<sup>2</sup>. Obr. 6 vymezuje jednotlivá povodí vodních toků, důležitých pro ilustraci následného odtoku vody z roztátého sněhu v okolí měřících stanic. Z malé části pak toto území zasahuje i přes státní hranici do oblasti německého Bavorska.

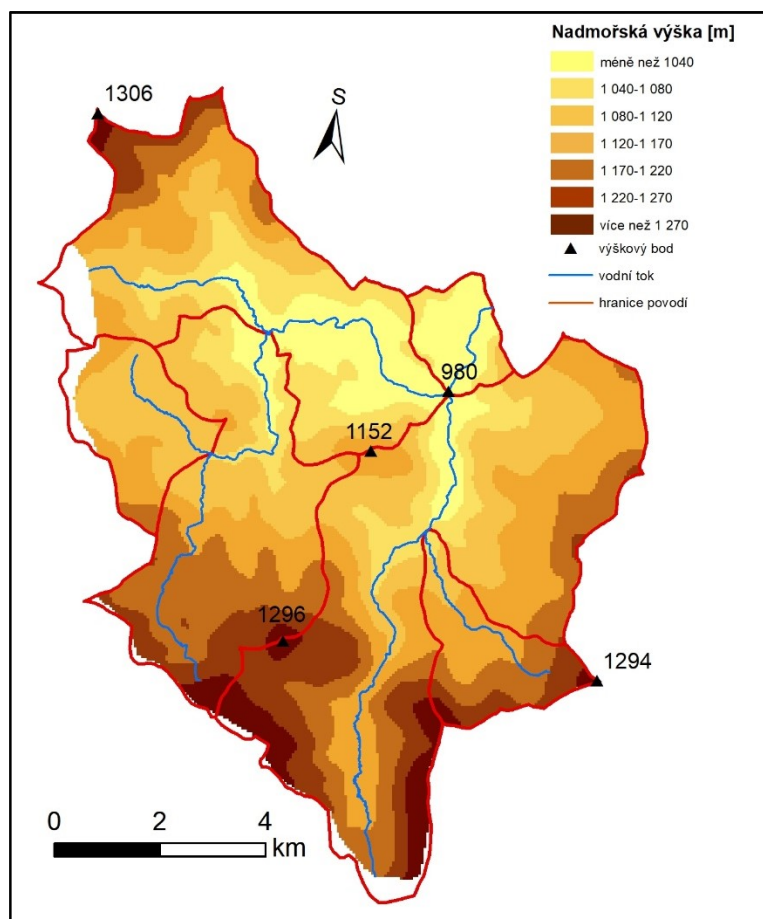


**Obr. 6:** Vymezení zájmové území (Dibavod, ArcČR 500, ČÚZK – Ortofoto, vlastní zpracování)

## 2.2 Geomorfologické poměry

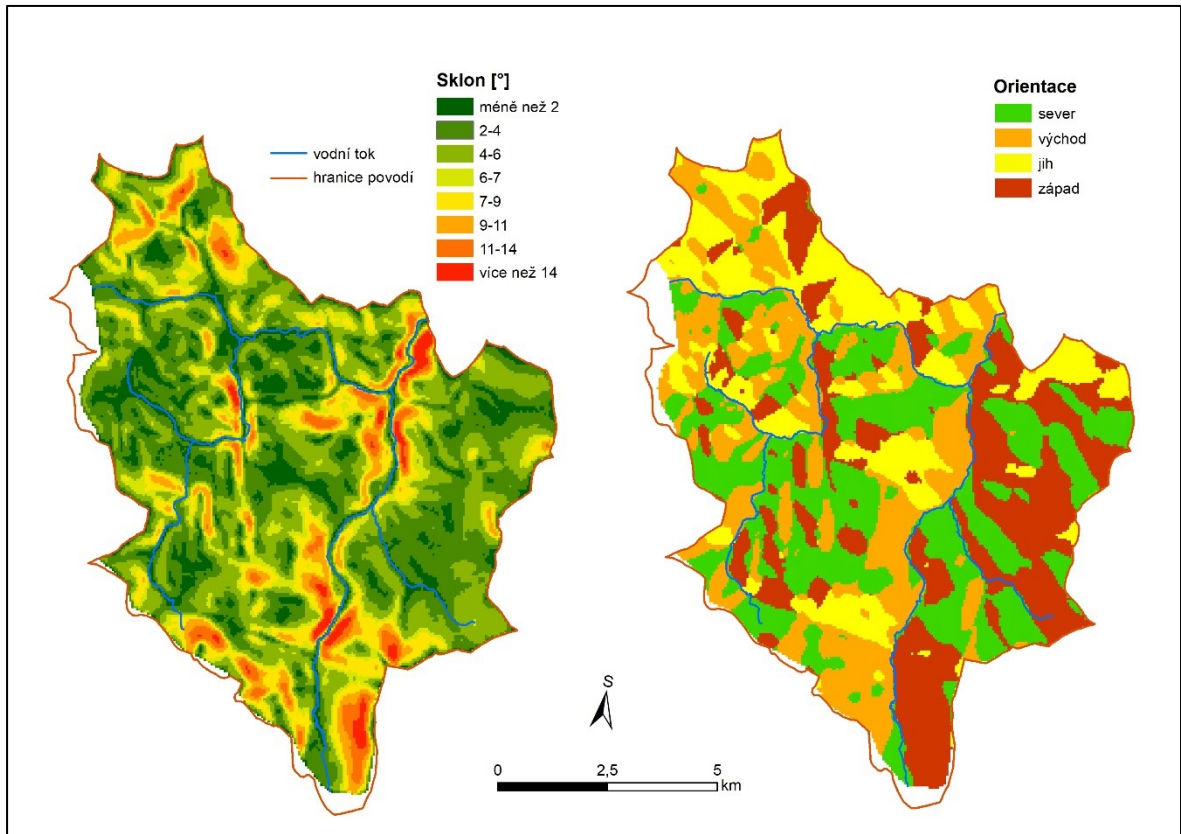
Z hlediska geomorfologického členění České republiky náleží zájmové území k Šumavské subprovincii, celku Šumava, podcelku Šumavské pláně a okrsku Kvildské pláně (ČÚZK, 2010).

Poloze v centrální části Šumavy odpovídají i vysoké nadmořské výšky, pohybující se mezi 940–1366 m n. m. (Obr. 7). Největší nadmořské výšky se nachází na jihozápadě a jihu povodí v okolí státní hranice, kde přesahují až 1300 m n. m. Směrem na severovýchod, jako je i směr vybraných vodních toků postupně nadmořská výška klesá až k obci Modrava, kde se už výška pohybuje pod 1000 m n. m. Výjimkou je pouze severovýchod území, který klesá obdobně, pouze ve směru na jihovýchod. Průměrná nadmořská výška celého území je pak 1154 m n. m.



**Obr. 7:** Výškové poměry zájmového území (ArcČR 500, Dibavod, vlastní zpracování)

Šumavské pláně se vyznačují náhorními plošinami a mírným reliéfem se zaoblenými hřbety, kdy příkré svahy jsou na jihozápadní straně Bavorska a mírné na jihovýchodní straně směrem do Šumavského podhůří (Svoboda, 1964). To dokazuje i jedna z map na Obrázku 8, která zobrazuje sklonitostní poměry území. Průměrný sklon totiž dosahuje pouze 5 °. Sklony vyšší jak 10 ° pak zaujímají jen malou část území, a to v oblastech okolo více zahloubených potoků, především Modravského potoka a poté u jeho soutoku s Roklanským potokem. Koryta potoků procházející mezi dvěma svahy pak významně určují orientaci svahů vůči světovým stranám (Obr. 8). Nedá se však říct, že by území nějak výrazně inklinovalo k orientaci výhradně k jedné ze světových stran. Nepatrně více převládá v zájmovém území na severu orientace svahů k jihu a na východě zase orientace svahů k západu.



**Obr. 8:** Sklonitostní poměry území a orientace svahů vůči světovým stranám (ArcČR 500, Dívavod, vlastní zpracování)

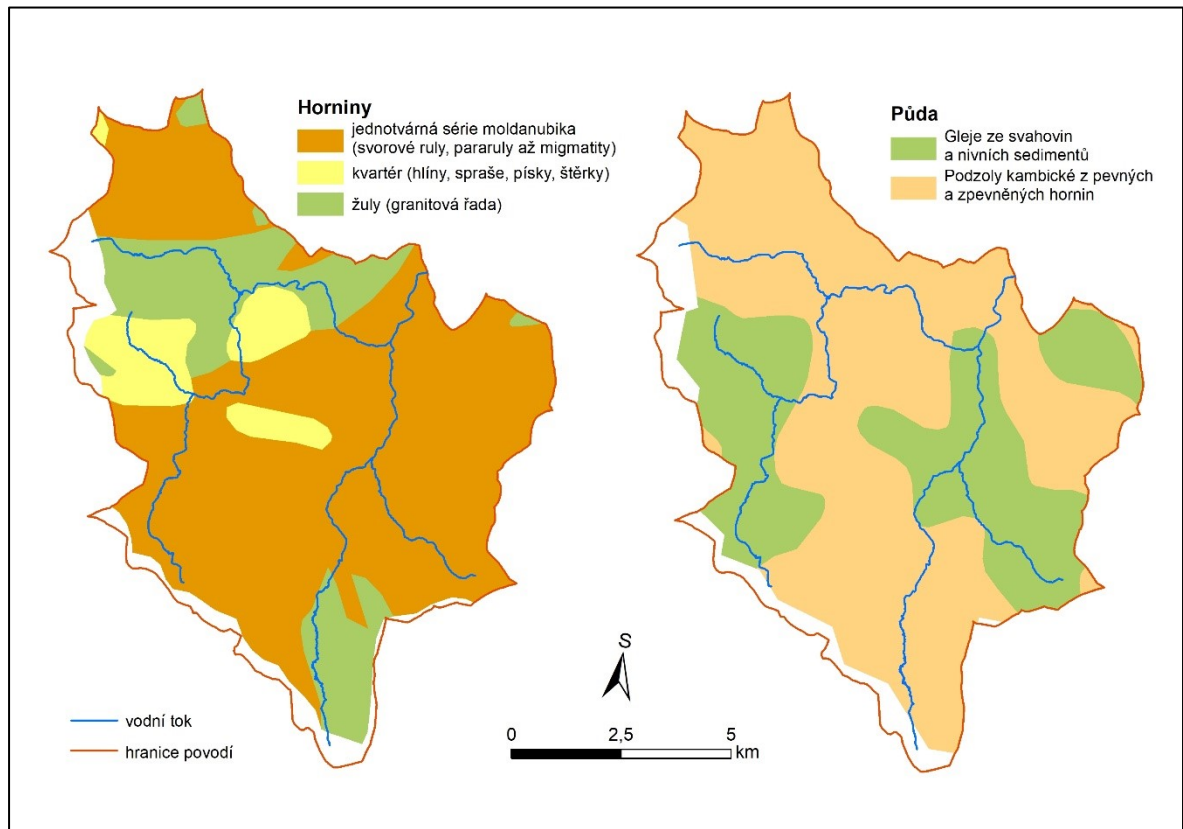
Zájmové území by tak díky malým sklonitostním poměrům a pravidelně rozložené orientaci svahů vůči světovým stranám nemělo být ovlivněno charakteristikami uvedených v kapitole 1.4.2.1. Výjimkou by však mohla být nižší nadmořská výška měřicí stanice na Modravě oproti ostatním stanicím.

### 2.3 Geologické a půdní poměry

Šumava je tvořena ze silně metamorfovaných krystalických hornin moldanubika, což je nejstarší geologická jednotka Českého masivu a řadí se sem ruly, pararuly, svory, ortoruly, granulity a migmatity. Těmi pronikla tělesa hlubinných migmatitů další geologické jednotky, a to moldanubického plutonu, kam patří žuly a granodiority. Na náhorních plošinách a širokých hřbetech se pak nachází rozsáhlé zbytky zarovnaných povrchů. U kvarterních uloženin dominují svahové uloženiny, rašeliny, místy se nachází i sedimenty ledovcového původu. Složení svahových sedimentů je různé, od hlinitých písků až po blokové uloženiny různých mocností (Demek, 1987).



Nejvýznamnějšími půdními typy v nadmořských výškách nad 1000 m n.m. jsou kryptopodzoly a podzoly, jež se nachází v oblastech s kyselými srážkami nebo vodou okyselenou opadankou z lesů. Na terénní deprese jsou obvykle vázané půdy, pro něž je typická periodická stagnace povrchové vody a řadí se sem pseudogleje, gleje či fluvizemě. Velmi častá je i rašelinná půda (Tomášek, 2007). Obrázek 9 zobrazuje geologické a půdní poměry zájmového území.



**Obr. 9:** Geologické a půdní poměry zájmového území (ČGS, Dibavod, vlastní zpracování)

## 2.4 Vegetace a krajinný pokryv

Většinu zájmového území tvoří jehličnaté porosty, především smrk ztepilý. Většina původních acidofilních bučin, nacházejících se ve vyšší nadmořské výšce byla nahrazena právě smrkovými monokulturami. Jejich rozloha je však výrazně ovlivňována přírodními kalámitami, především větrem a také kůrovcem. K jeho kulminaci, a tedy kůrovcovým kalámitám docházelo v druhé polovině 80. let, v roce 1955 a od 2007 do 2010. Nejvýznamnějším škůdcem v této oblasti je lýkožrout smrkový, který napadá čerstvě odumřelé dřevo (vývraty, dřevo z těžby atd.) (Zahradník, 2015). V rozmezí let 2006–2012 můžeme pozorovat převážně ve výškách nad 1000 m n. m. výrazný nárůst suchého

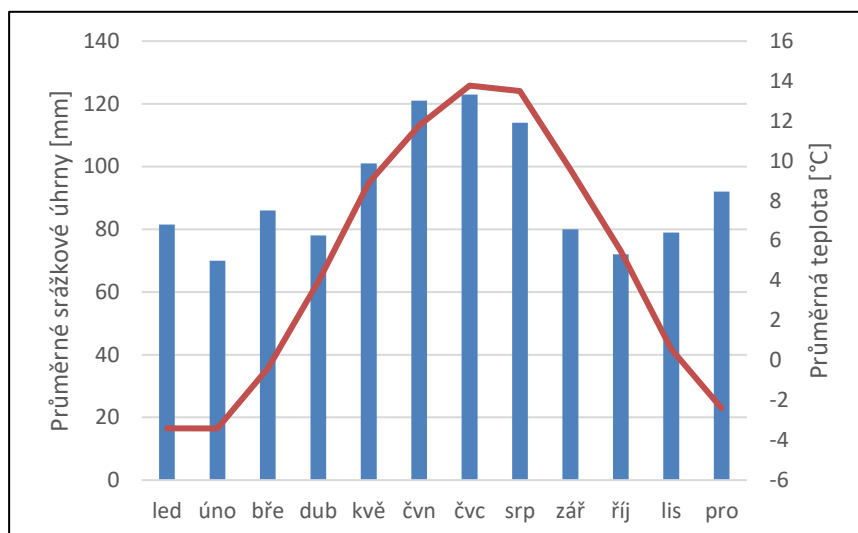


stojícího lesa a holin a tím i postupný zánik zdravého jehličnatého lesa. (Tomáš et al. 2017). S tím pak souvisí omezení intercepce sněhových srážek zdravé vegetace, a tím vyšší hloubky sněhu na čím dál větší otevřené ploše.

## 2.5 Klimatické poměry

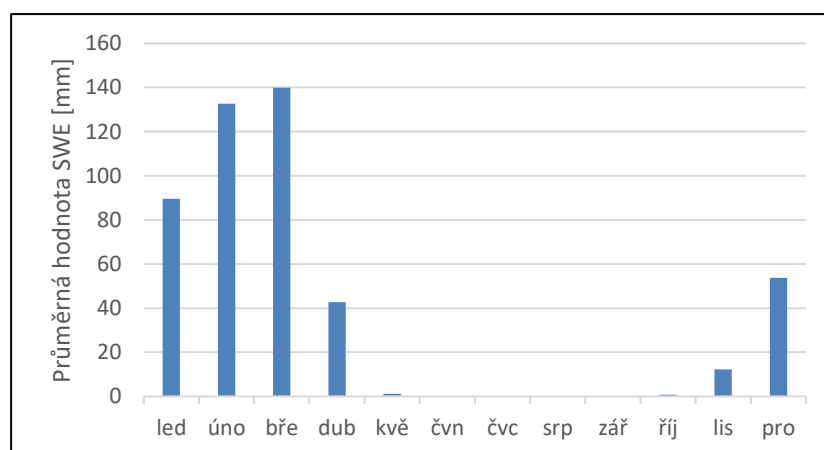
Zájmové území se nachází v oblasti přechodného středoevropského klimatu, kdy podle Köppenovy klasifikace spadá do klimatické oblasti *Dfc* (subarktické klima, teplota nejchladnějšího měsíce nižší nebo rovna  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , teplota vzduchu v nejteplejším měsíci vyšší než  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mírně studené podnebí s rovnoměrným rozložením srážek během roku a chladným létem). Tato oblast se v ČR vyskytuje v nejvyšších horských polohách. Podle Quittovy (1971) klasifikace, která je oproti Köppenově jemnější pro území ČR, spadá zájmové území do chladné klimatické oblasti *CH4* a *CH6*. Ta se vyznačuje velmi dlouhou, mírně až velmi chladnou, vlhkou zimou přes dlouhé, chladné jaro až po krátké až velmi krátké, mírně chladné, vlhké léto. Průměrná teplota v lednu pro takovou oblast bývá  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  až  $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , v dubnu  $2-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Suma srážek v zimním období se pohybuje okolo 400-500 mm a počet dní se sněhovou pokrývkou je 120-160.

Pro průměrný roční chod srážek a teplot vzduchu a maximální výšky sněhu se dají využít naměřená data meteorologickou stanicí na Churáňově spravované ČHMÚ. Ta se nachází 10 km severovýchodně od Modravy v nadmořské výšce 1118 m n.m., což je výška srovnatelná s měřicími stanicemi v zájmovém území. Pro různé charakteristiky byla sestrojena časová řada z denních dat naměřených mezi lety 1979 až 2014 (Pro hodnoty SWE jsou měřena data týdně). Průměrné srážkové úhrny (Obr. 10) jsou rovnoměrně rozložené po celý rok, kdy se pohybují okolo 80 mm. Výjimkou je měsíc květen, kdy se úhrny zvyšují na 100 mm a poté především letní měsíce, kdy přesahují až 120 mm. Průměrná teplota pravidelně stoupá od  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  a kulminuje v červenci, kdy dosahuje bezmála  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , poté opět pravidelně klesá a v prosinci se pohybuje okolo  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pro jarní měsíce tání (od března do května) platí, že se úhrny srážek pohybují mezi 80-100 mm, a to za průměrné teploty již vyšší než  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Dá se tedy předpokládat, že se jedná již o srážky dešťové, které budou mít vliv na tání sněhové pokrývky. Jak velký tento vliv je, zkoumá mimo jiné právě tato práce.



**Obr. 10:** Průměrné srážkové úhrny a průměrná teplota vzduchu na Churáňově mezi lety 1979 až 2014 (data ČHMÚ)

Období tání začíná na přelomu března a dubna, kdy se právě průměrná teplota dostává nad bod mrazu. Průměrná hodnota SWE (Obr. 11) stoupá pravidelně od prvních sněhových srážek v říjnu až po březen, kdy s nástupem jarního tání tato hodnota rapidně klesá po průměrných 40 mm v dubnu. V květnu již všechna sněhová pokrývka zpravidla roztaje.



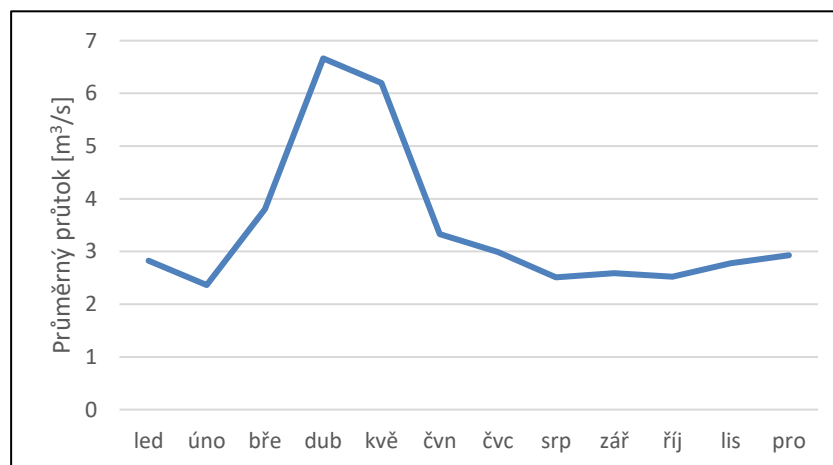
**Obr. 11:** Průměrná hodnota SWE na Churáňově mezi lety 1979 až 2014 (data ČHMÚ)

Díky převládajícímu západnímu a jihozápadnímu proudění, s průměrnou rychlostí větru okolo  $6-8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Tolasz, 2007), má hřeben Šumavy charakter návětrné strany a tím i zvýšenému úhrnu srážek, které se pak snižuje směrem na severovýchod. Proto lze

předpokládat zvýšené hodnoty úhrnu srážek a SWE v zájmovém území oproti vzdálenější meteorologické stanici na Churáňově.

## 2.6 Hydrologické poměry

Zájmové území o rozloze 50 km<sup>2</sup> spadá do povodí Vydry a náleží do úmoří Severního moře. Voda, která roztaje ze sněhové pokrývky, postupně oteče Rokytkou (délka 4,4 km) a Javořím potokem (5,6 km), které jsou levostrannými přítoky Roklanského potoka (13,8 km) a Ptačím potokem (4,3 km), který je pravostranným přítokem Modravského potoka (13 km). Ten pak společně s Roklanským a Filipohuťským potokem vytváří samotnou Vydru. Pro vytvoření grafu (Obr. 12) sloužily naměřené hodnoty průtoků profilu Vydra-Modrava, opět mezi lety 1979-2014.



**Obr. 12:** Průměrné měsíční průtoky profilu Vydra-Modrava mezi lety 1979 až 2014 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

Průtok je vyrovnaný po půlku roku okolo 3 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, výrazně se mění se začátkem jara, kdy se z důvodu odtávání sněhové pokrývky a vyšších úhrnů srážek zvyšuje v dubnu až k 6,7 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Poté následuje ještě květen s velkým průtokem nad 6 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, dále však už opět klesá k hodnotám okolo 3 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Nejnižších průtoků je dosahováno v únoru, kdy je většina srážek vázáná na sněhovou pokrývkou a zároveň se jedná o srážkově nejchudší měsíc. Z celkového ročního odtoku je pak podíl objemu odtoku ve třech nejbohatších měsících na průtok (březen, duben, květen) celkem 40 %. Průměrný průtok za celý rok pak činí 3,46 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>.

### **3. Použitá data a metody**

#### **3.1 Měřicí stanice a data**

V práci byly využity celkem 4 stanice měřící sních a klimatické prvky (viz Obrázek 6, str 24). 3 z nich (Modrava, Rokytky, Ptačí potok) provozuje katedra FGG PřF UK a stanici Javoří pila pak ČHMÚ. Stanice na Modravě, Rokytky a Javoří pila používají sněhoměrné polštáře ke zjištění SWE díky tlakovým čidlům a výšky sněhu pomocí ultrazvukového čidla. Na Ptačím potoce se využívá technologie SPA (Snow Pack Analyzer), který měří elektrickou impedanci. Dokáže tak změřit navíc hustotu sněhu či obsah vody a ledu ve sněhu, čehož však nebylo v této práci využito. Údaje o teplotě vzduchu poté poskytuje každá ze stanic, neboť jsou vybaveny teplotními senzory. Pro údaje o srážkách pak bylo využito vyhřívaného srážkoměru na Modravě. Srážkoměry na ostatních stanicích díky tomu, že nejsou vyhřívané, mohou vykazovat odchylky od skutečnosti a jsou tak nerelevantní. Proto se počítá se stejným rozložením srážek u všech stanic podle Modravě. Stanice na Modravě na rozdíl od ostatních navíc nabízí naměřené hodnoty slunečního záření a rychlosti větru, které byly také vztaženy na ostatní stanice.

Nejdelší časovou řadu nabízí stanice Modrava, a to od prosince roku 2012, další stanice pak od listopadu 2015. Z důvodu zpracování a korekcí časových řad byly k dispozici časové řady na Modravě do 10.12.2018, u ostatních stanic do konce roku 2018. Kvůli výpadkům měření nejsou dostupná data na Modravě v období 12.4.2017-9.5.2017. Z tohoto důvodu nebyly do výpočtů zahrnuty události z daného období ze všech stanic, týkající se melt faktoru, srážek a krátkovlnného záření, neboť jsou na těchto datech závislé a zkreslovaly by tak celkový výsledek. Týká se to celkem 7 událostí. Samotné stanice nabízí data v 10minutovém kroku, pro účely práce se používala data v koru hodinovém, kvůli snadnější manipulaci a objemu dat.

#### **3.2 Definice události tání**

V prostředí MS Excel byly z dat v hodinovém kroku vybrány události tání, které splňovaly následující podmínky. Úbytek vodní hodnoty sněhu musel být pro jeden celý den roven nebo větší 15 mm (rozdíl SWE v 0 hodin a 23 hodin daného dne) a po celou dobu události musela být pozitivní teplota vzduchu (nad bodem mrazu). Díky hodnotě úbytku rovné nebo větší 15 mm se tak vybraly pouze takové události, u kterých s největší pravděpodobností došlo opravdu k tání. U menších hodnot by se totiž mohlo jednat o chybu v měření samostatným přístrojem. Vymezením události pouze při pozitivních hodnotách teploty

vzduchu se poté vybírá taková událost, při které lze očekávat případné tání po celou jeho dobu a kdyby při něm na sněhovou pokrývku dopadaly nějaké srážky, bude se jednat s největší pravděpodobností o srážky dešťové.

### 3.3 Charakteristiky událostí a analýza dat

Ke každé takto vymezené události tání byl dopočítán nejdříve faktor tání ( $M_f$ ). U dnů, kde vybraná událost začínala v 0 hodin či končila ve 23 hodin, pak bylo potřeba pro účely výpočtu  $M_f$  případně rozšířit danou událost o další hodiny, ve kterých probíhalo tání za pozitivních teplot. Takto byl vypočítán faktor tání pro celou dobu, kdy tání probíhalo i bez podmínky, že úbytek SWE bude roven nebo více 15 mm za den ale zároveň se vztahuje k dříve vybraným událostem tání.  $M_f$  by odvozen ze vztahu číslo 4:

$$M_f = \frac{M}{(T_i - T_b)} \quad (4)$$

kde  $M$  je úbytek SWE přes celou událost tání a k němu přičtené úhrny srážek, pokud nějaké v danou dobu byly. Jako index teploty vzduchu byla použita jak průměrná teplota vzduchu, která se vypočítala jako průměr z maximální a minimální teploty za den, tak průměrná teplota z hodinových teplot vzduchu. Za kritickou teplotu vzduchu byla použita 0 °C. Výsledy  $M_f$  byl vydělen počtem hodin dané události, aby se vztahoval k jedné hodině a ne dni.

Úbytek SWE je vyjádřen jako tzv. *intenzita tání* [ $mm \cdot h^{-1}$ ], podle kterého byly mimo jiné vybrány samotné události tání. Ten byl jako výsledná hodnota vypočten z rozdílu počáteční a koncové hodnoty SWE dané události. U událostí, při kterých byly naměřeny srážky, byl k rozdílu SWE přičten jejich úhrn. To je z důvodu, že naměřená hodnota SWE se při srážkách často zvýší a až s menšími úhrny nebo po dešti začne opět klesat. Déšť totiž navyšuje vodní hodnotu sněhové pokrývky a pokud je tento přísun rychlejší než rychlost tání (úbytek SWE), tak celková hodnota SWE stoupá. Proto nelze brát úbytek SWE pouze jako úbytek mezi první a poslední měřenou hodnotu, je nutné přičíst i množství vody v mm, které na pokrývku spadne.

Dále byla pro každou událost dopočítána její průměrná teplota vzduchu ( $T_{prum.}$ ), celkový úhrn srážek ( $P$ ) a průměrný úhrn globální krátkovlnné radiace ( $R_{prum.}$ ), která byla spočítána jako průměr množství přijatého slunečního záření ve  $W \cdot m^{-2}$ , přičemž hodnoty srážek a záření se vzaly ze stanice na Modravě. Ta totiž oproti ostatním disponuje vyhřívaným srážkoměrem a její data tak můžeme brát jako jediná za relevantní. Pro

potřeby této práce tedy budeme předpokládat stejnoměrné rozdělení srážek u všech stanic. Data o přijatém krátkovlnném záření naopak poskytuje jako jediná ze všech stanic, ale ty lze také do určité míry považovat za stejné pro všechny stanice, naopak data o rychlosti větru ( $v_{\text{prum.}}$ ), který byl zprůměrován z hodinových rychlostí již nikoliv. Ty se následně analyzovaly pouze pro stanici na Modravě.

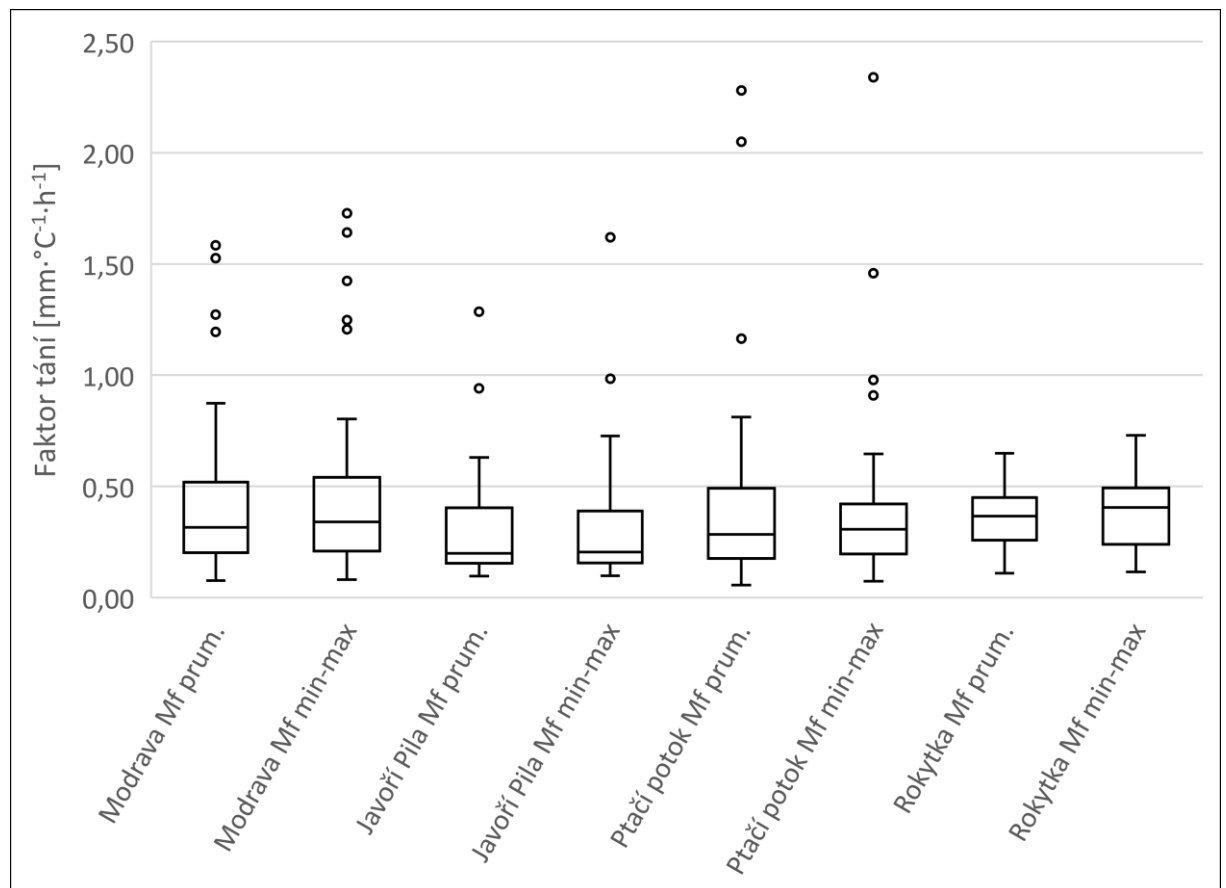
K analýze dále byly použity statistické metody, a to konkrétně regresní přímky, s vyjádřeným koeficientem determinace, Pearsonův korelační koeficient, který charakterizuje lineární vztah dvou veličin a Spearmanův korelační koeficient, který na rozdíl od Pearsonova koeficientu počítá s pořadím jednotlivých hodnot a vyhodnocuje tak nelineární závislost. Je pak zároveň robustní vůči odlehlým hodnotám.

Celkem bylo na základě výše uvedených kritérií vybráno 136 událostí tání splňující následující podmínky. 47 pro Modravu, 39 Javoří Pílu, 33 Ptačí potok a 17 pro Rokytku. Na Modravě jsou sice dostupná data za více let, avšak díky častým výpadkům, a ne úplně přesným měřením stanice, není počet událostí o tolik větší. Na Rokytce je malý počet událostí zapříčiněn výpadkem stanice pro kompletní období tání v roce 2018. Tabulka, shrnující všechny události a jejich jednotlivé charakteristiky, je uvedena v Příloze 1.

## 4. Výsledky

### 4.1 Vyhodnocení rychlosti tání

Variabilita vypočteného faktoru tání pro každou stanici je vyjádřena pomocí krabicového diagramu na Obrázku 13. Faktor tání z průměru hodinových teplot vzduchu pro každou stanici je označena jako Mf prum. a z minimální a maximální teploty jako Mf min-max.



**Obr. 13:** Variabilita faktoru tání pro události tání na jednotlivých měřicích stanicích. Faktor tání z průměru hodinových teplot vzduchu pro každou stanici je označena jako Mf prum. a z minimální a maximální teploty jako Mf min-max. Krabicový diagram vymezuje spodní a horní kvartil, černá úsečka v něm označuje medián, koncové body chybových úseček reprezentují jeden a půl násobek kvartilového rozpětí. Body mimo úsečky jsou odlehlé hodnoty.

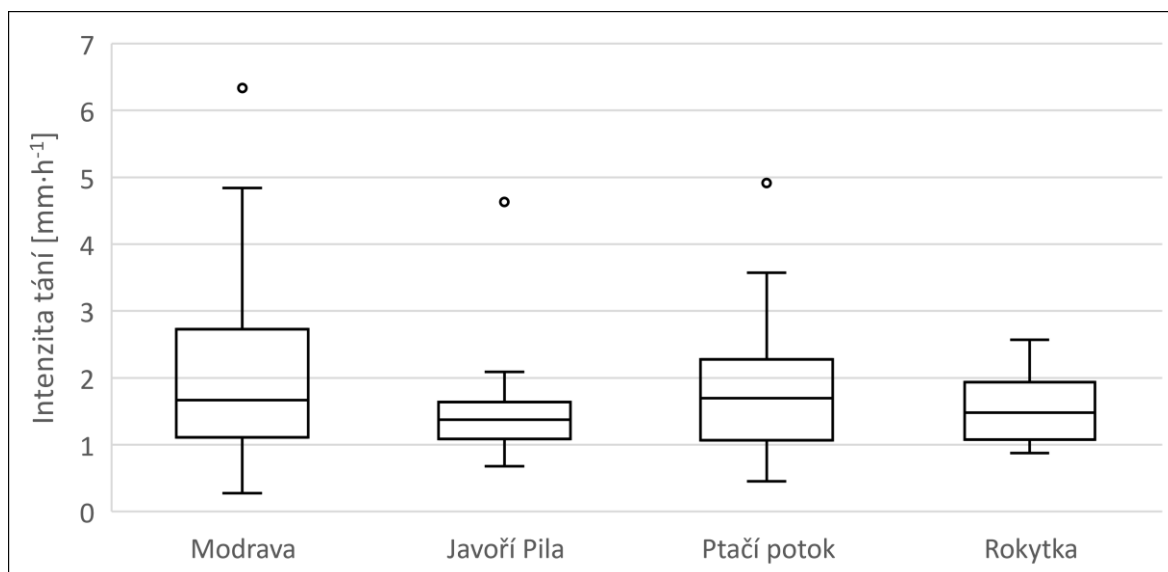
Největší úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky při změně průměrné hodinové teploty o 1 °C nad kritickou teplotu je na stanici Modrava. Ta nabízí také největší kvartilové rozpětí 0,2-0,52 mm·°C·h<sup>-1</sup> (bráno v součtu obou typů faktorů). O něco menší úbytek je na Rokytce, ale zde už není tak velký rozptyl. Toto je způsobeno menším

množstvím dat, z důvodu již dříve zmíněného chybějícího období jarního tání z roku 2017. Navíc u Rokytky nejsou na rozdíl od ostatních stanic žádné odlehle hodnoty. Nejmenší kvartilové rozpětí je poté na Javoří Pile, a to od 0,15 do 0,4  $\text{mm}\cdot\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ , s tím že velké množství hodnot leží pod mediánem ve spodním kvartilu (0,15–0,2  $\text{mm}\cdot\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ ). To je až na Ptačí potok pod hranicí spodních kvartilů ostatních stanic. Lze tedy říci, že úbytek sněhu bude podle faktoru tání nejpomalejší právě zde. Zajímavý krabicový diagram vytváří Ptačí potok, kde je oproti ostatním stanicím je kvartilové rozpětí pro výpočet faktoru tání za použití maximální a minimální teploty menší než za použití průměrných hodinových teplot. Rozdíly mezi těmito dvěma druhy jsou u většiny dat však pouze v řádu setin milimetrů a pro další posuzování nemají hlubší význam, navíc když jsou mediány téměř totožné. Větší změnu mezi těmito dvěma druhy lze pozorovat u odlehlých hodnot. Ta je po bližší analýze vyvolávána především větším rozdílem u vyšších hodnot faktoru tání, a to za událostí s nižším počtem hodin. Průměr se poté počítá z nižšího počtu hodnot a má tendenci se více lišit. Dále tak bude pro analýzy používán faktor tání  $M_f$  prům.

Ačkoliv se ve výpočtu faktoru tání počítá s teplotou vzduchu při tání, nelze říci, že čím větší průměrná teplota za všechny události, tím větší variabilita faktoru. Průměrná teplota za všechny události tání je u Modravě sice o stupeň vyšší než u Rokytky, a to zhruba o 6 °C. Zároveň je průměrná teplota na Modravě nižší než u Javoří Pily, kde je průměrná teplota 6,7 °C, největší ze všech stanic.

Variabilitu intenzit tání opět pomocí krabicového diagramu pak znázorňuje Obrázek 14. Úbytek SWE se podobá faktoru tání. Průměrná rychlost tání podle mediánů je 1,53  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Největší rychlost lze opět pozorovat na Modravě, následuje Ptačí potok, Rokytka, a nakonec Javoří Pila. S tím zároveň klesá i variabilita intenzit tání, kdy na Modravě se pohybují hodnoty v rozmezí od 0,27  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  do 4,8  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , zatímco u Javoří Pily pouze od 0,67  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  do 2,1  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Rychlost tání by se tak nejvíce měla měnit v průběhu roku na Modravě a ustalovat se postupně přes Ptačí potok, Rokytku až k Javoří Pile. I když naměřená data z Modravě pochází z více let, počet událostí tání mají podobně jako Ptačí potok a Javoří Pila. Výsledný krabicový diagram toto nezakresluje. Nejmenší a největší hodnota by byly při užití stejně dlouhého období stále stejně podobné, pouze by se zvýšil horní i dolní kvartil o zhruba 0,2  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ .





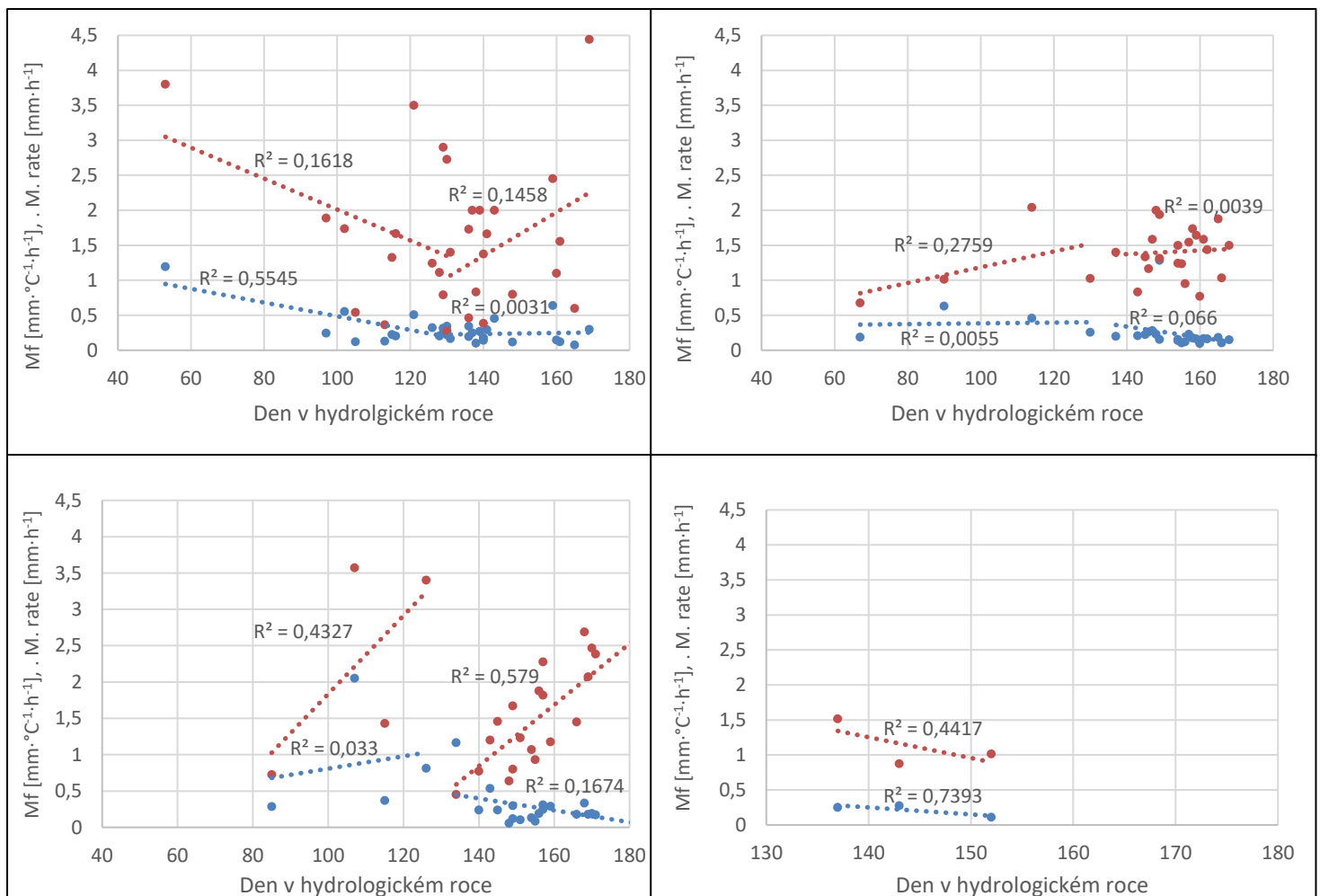
**Obr. 14:** Variabilita intenzit tání pro události tání na jednotlivých měřicích stanicích

## 4.2 Rychlost tání v závislosti na dni v roce

Pro co možná nejlepší porovnání vývoje faktoru tání pro průměrnou teplotu z hodinových teplot a intenzit tání v průběhu roku byla vybrána data těchto charakteristik od 1. do 130. dne hydrologického roku a od 131. do 180. dne (hydrologický rok se počítá od začátku 1.11. do 31.10., 130. den je tedy zhruba začátek března) pro bezesrážkové události v obdobích tání 2016-2018. Dále byla vytvořena regresní přímka opatřena koeficientem determinace  $R^2$  (ten vyjadřuje, jaký podíl závislé proměnné model vysvětluje a nabývá hodnot od 0 do 1, přičemž vyšší hodnota znamená lepší predikci).

Obrázek 15 na další straně znázorňuje grafy všech stanic, přičemž u Rokytky byly pouze tři události bez srážek, a to pouze v období jarního tání a nejsou tak dobré pro srovnání s ostatními stanicemi. U obou regresních přímek pro 1. až 130. den je zjevný lineární vzrůst, kromě Modravy s pokročilostí období, což by znamenalo, že rychlost odtávání sněhu od začátku listopadu do začátku března s časem lineárně stoupá. A to i u Modravy, kde vyobrazený pokles zapříčiňuje pouze vysoká rychlost tání 53. den. Po jejím odstranění by totiž regresní křivka stoupala, nicméně s téměř nulovým koeficientem determinace. Nejvyšší závislost pak vykazuje Ptačí potok, kde koeficient determinace pro intenzitu tání vyšel 0,43. Významnější porovnání nabízí regresní přímky pro období od začátku března, které vychází z většího počtu hodnot.

Pokud nebudeme posuzovat Rokytku, tak hodnoty intenzit tání jsou vyšší s přibývajícím dnem v období jarního tání. Na Ptačím potoce dokonce s koeficientem determinace činícím hodnotu 0,58. Téměř žádnou závislost pak nabízí stanice na Javoří pile, kde je koeficient determinace prakticky nulový. Vzniklé závislosti jsou způsobeny nejspíše vyšším podílem krátkovlnné radiace na celkové energetické bilanci s postupem sezóny, což podporuje Obr. 18 na straně 42. Hodnota faktoru tání se oproti tomu s přibývajícím dnem moc nemění, spíše naopak klesá. Koeficienty determinace se ovšem pohybují kolem 0, čili závislost je především konstantní. U Ptačího potoka je tato závislost možná vyšší ( $R^2$  je 0,16), ale to je zapříčiněno vysokou hodnotou faktoru tání již 134. den ( $1,16 \text{ mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ ). Po odstranění takové události by regresní přímka měla konstantní průběh, jako u zbylých stanic.

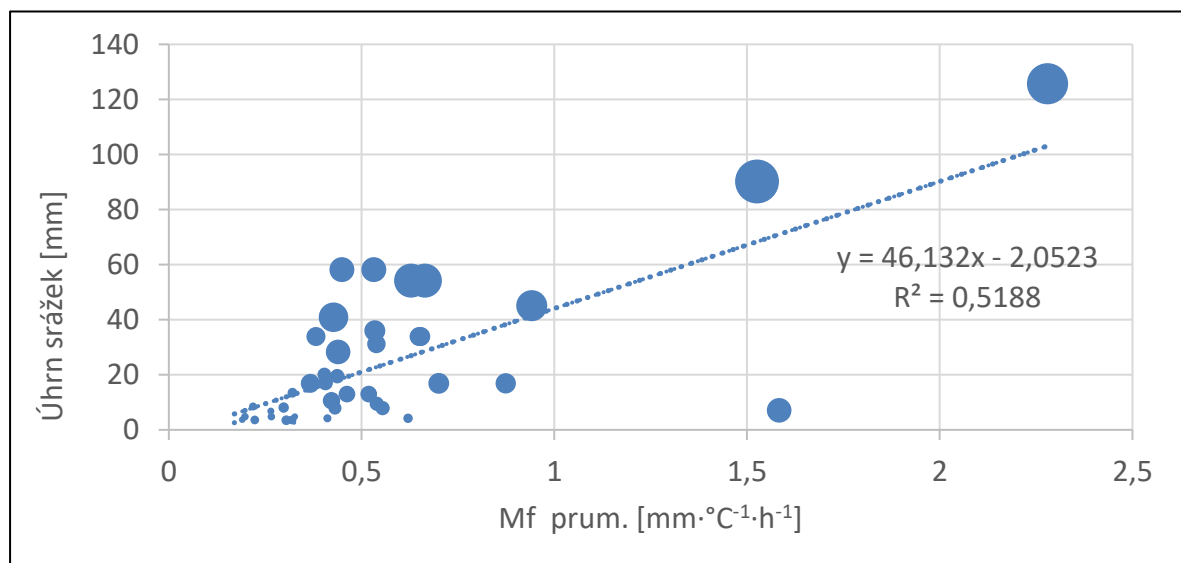


**Obr. 15:** Závislost faktoru a intenzity tání na dni roce. Vlevo nahoře Modrava, vpravo Javoří Pila, vlevo dole Ptačí potok, vpravo Rokytky. Modrá lineární přímka vyjadřuje regresní přímku pro faktor tání z průměrných hodinových teplot, červená poté pro intenzity

tání. Přímkou jsou vytvořeny pro 1.-130. den v hyd. roce (vyjma Rokytky) a 131. až 180. den.

### 4.3 Vliv dešťových srážek na rychlost tání

Rychlost tání je velmi závislá na množství úhrnu srážek při události tání. Závislost faktoru tání pro průměrné hodinové teploty na úhrnu srážek, kde velikostí bodu je vyjádřena intenzita srážek za hodinu, znázorňuje graf na Obrázku 16. Pro něj byly vybrány všechny události tání, při kterých byl naměřen úhrn srážek vyšší jak 2 mm. Výsledný graf je vytvořen pro data ze všech stanic dohromady. Koeficient determinace je poměrně vysoký ( $R^2 = 0,52$ ), stejně tak vypočtený Pearsonův korelační koeficient, činící hodnotu 0,72. Existuje tedy velmi vysoká lineární závislost mezi rychlostí tání sněhu vyjádřená pomocí Mf prům. a úhrnu srážek. Zároveň bylo zjištěno, že vyšší úhrny srážek dosahovaly vyšších hodinových intenzit srážek, a proto leží většina bodů s vyšším průměrem nad regresní křivkou. Podobnou závislost bychom taktéž dostali, pokud bychom použili místo faktoru tání intenzitu tání. Výsledný koeficient determinace by poté činil 0,59, korelační koeficient 0,77.



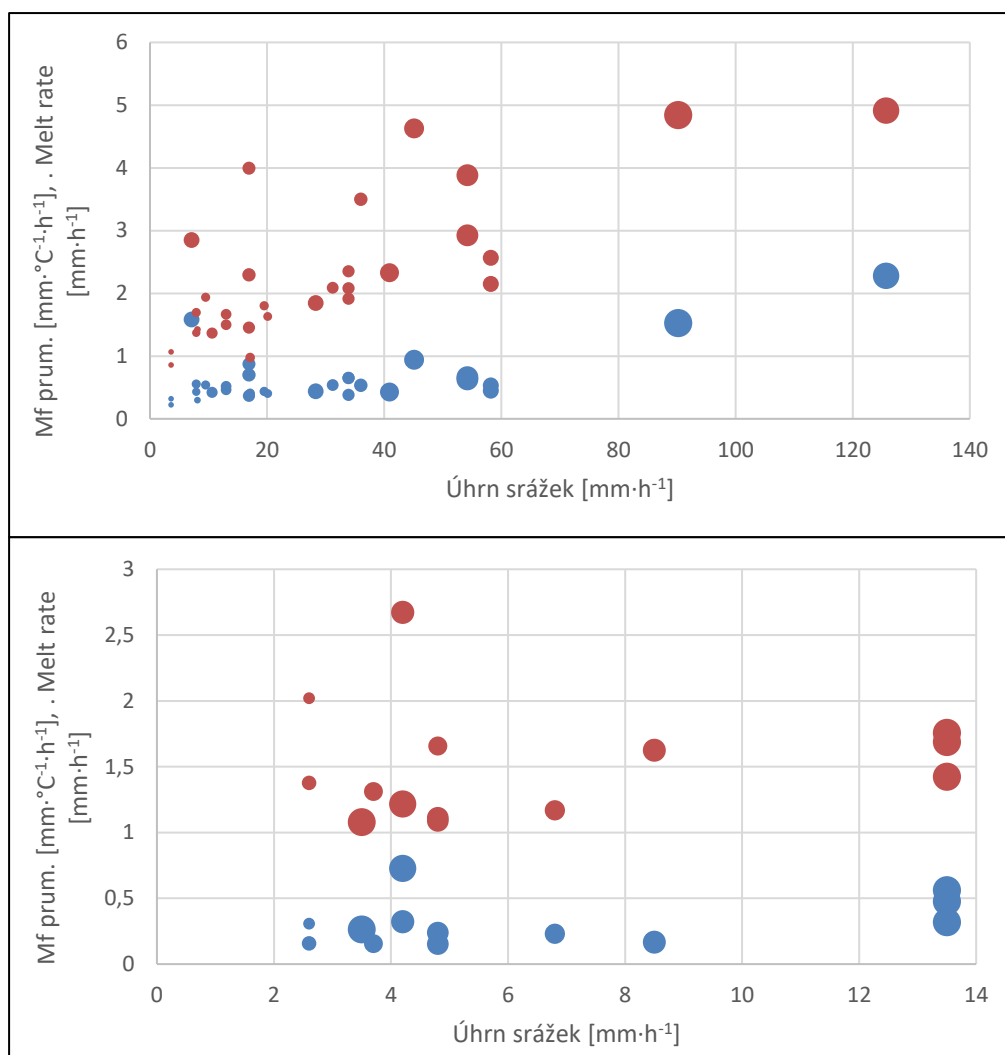
**Obr. 16:** Závislost faktoru tání na úhrnu srážek pro všechny stanice dohromady. Velikost bodu určuje intenzita srážek za hodinu.

Průměrná rychlost tání z hodnot faktoru tání za událostí se srážkovými úhrny nad 2 mm je u všech měřících stanic vyšší než za událostí, při kterých nebyly zaznamenány žádné úhrny. U Modravy je to 1,8krát větší rychlost, u Javoří Pily 1,6krát a Ptačího potoka až 2krát. U Rokytky byly pouze dvě události tání bez srážek, proto není srovnání

relevantní. Hodnoty pro intenzitu tání vychází taktéž rychlejší pro události se srážkovými úhrny nad 2 mm oproti bezesrážkovým. Na Modravě je to 1,4krát vyšší rychlost, Javoří Pile 1,2krát a Ptačím potoce 1,4krát.

Vliv úhrnu srážek na faktor a intenzitu tání pro období 1. až 130. dne a 131. až 180. dne hydrologického roku, kde velikost bodu je dána intenzitou úhrnu srážek za hodinu, znázorňuje Obrázek 17. Pro období od listopadu do března lze pozorovat trend, kdy s vyšším úhrnem srážek a zároveň vyšší intenzitou těchto srážek se zvyšuje jak faktor, tak intenzita tání. Pearsonův korelační koeficient pro faktor tání činí 0,68 a pro intenzitu tání dokonce hodnotu 0,75. To může být zapříčiněno především ještě novým sněhem menších hloubek a hustot, který tak při větších úhrnech srážek rychleji taje (u některých událostí zcela roztál). Toto období je navíc srážkově bohatší oproti jarnímu tání, kdy průměrných úhrn srážek činí 30,5 mm oproti pouhým 6,5 mm.

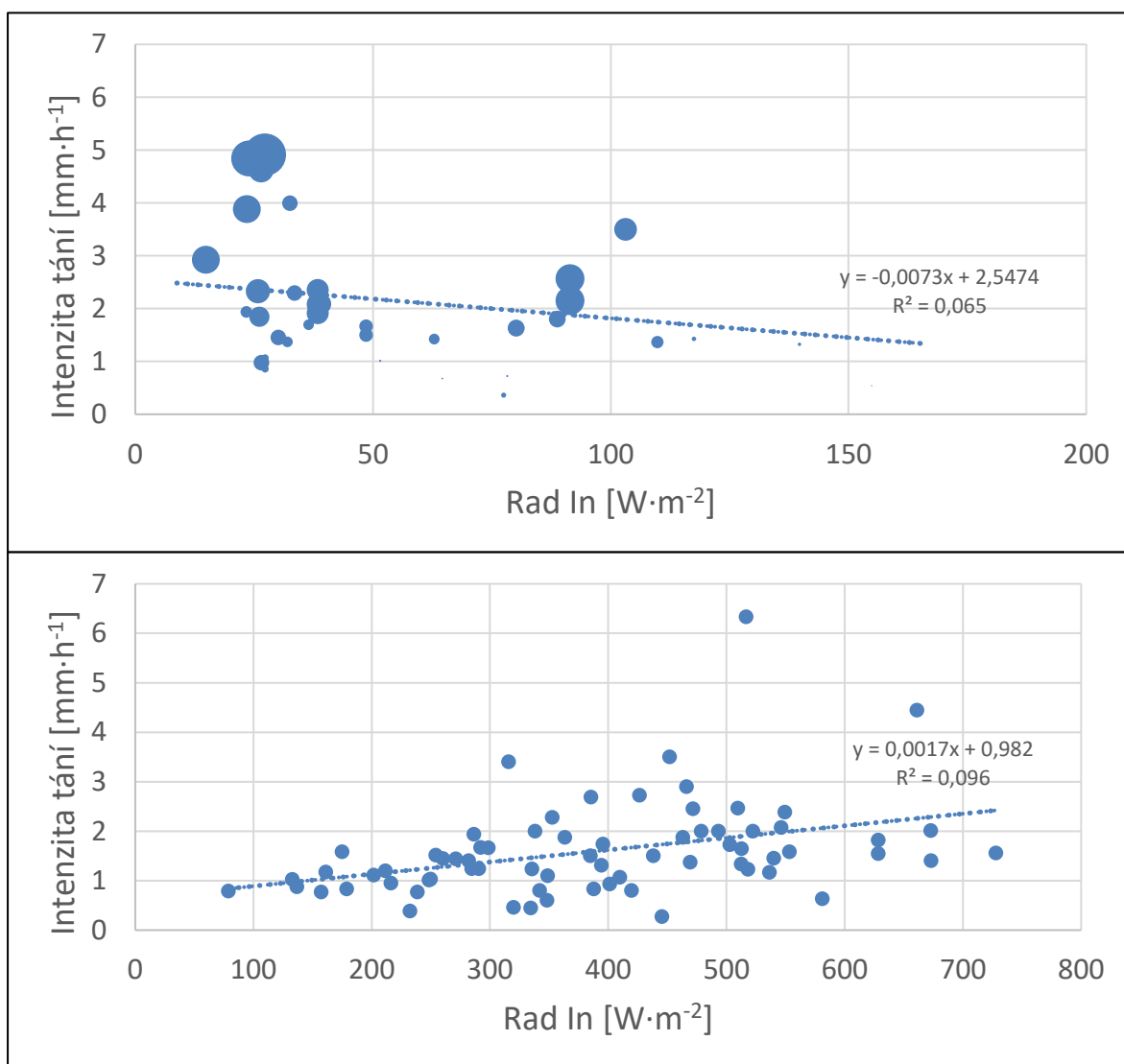
I tak se projevila určitá závislost při jarním tání od března po květen, kdy Pearsonův korelační koeficient pro faktor tání činí 0,35, pro intenzitu je však téměř nulový (při výpočtu bez odlehlé hodnoty  $2,7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  by koeficient činil 0,32). Výslednou závislost vytváří především tři srážkově bohatší události (úhrn srážek 13,5 mm), které se ovšem vztahují ke stejnému dni u tří různých stanic. Proto by pro věrohodnější posouzení síly vlivu dešťových srážek na rychlost tání v jarním období bylo potřeba vytvořit analýzu z více hodnot.



**Obr. 17:** Závislost úhrnu srážek na faktoru (modré body) a intenzitě (červené body) tání, kde velikost bodu je dána intenzitou úhrnu srážek za hodinu. Horní graf: období 1. až 130. dne hydrologického roku, dolní graf: období 131. až 180. dne hyd. roku.

#### 4.4 Vliv slunečního záření na rychlost tání

Množství dopadajícího záření vyjádřené v jednotkách  $W \cdot m^{-2}$  se s průběhem jara postupně zvyšuje a s tím i průměrná teplota. Rychlost tání vyjádřena pomocí intenzit tání se v závislosti na množství dopadajícího záření mění v čase od začátku hydrologického roku po konec února a od začátku března po zbytek jarního tání. Tuto závislost znázorňuje Obrázek 18.



**Obr. 18:** Závislost dopadajícího slunečního záření (*Rad In*) na hodnotách intenzit tání. Horní graf – hodnoty pro listopad až únor, kde velikost bodu určuje velikost úhrnu srážek, spodní graf – hodnoty pro březen až květen.

Pearsonův korelační koeficient pro období listopadu až února činil hodnotu -0,25 a pro období března až května 0,3. Rozmístění hodnot kolem spojnice trendu není moc rovnoměrné. To lze však přisoudit tomu, že grafy jsou vytvořeny pro všechny stanice dohromady. Existuje zde tedy určitá závislost, kdy rychlost tání je vyšší, čím menší je množství dopadajícího záření, a to v období od začátku listopadu do konce února. To je časový úsek mimo jarní tání, při kterém nejsou průměrné teploty vzduchu tak vysoké. Z velikostí bodů v grafu lze usoudit, že výrazné srážkové události se nachází nad regresní přímkou, převážně při oblačném počasí, takže tuto korelaci zvyšují.

V období jarního tání je efekt už opačný. S jasnějšími dny bez mraků, tedy i s větším množstvím dopadajícího záření, se zrychluje i tání vyjádřeno pomocí intenzity tání. Body v grafu už nejsou velikostně určeny úhrnem srážek, neboť událostí se srážkami bylo pouze 15, a to navíc za maximálního úhrnu srážek 13 mm. Kdybychom tyto srážkové události vyřadili, zvýšil by se koeficient determinace na hodnotu 0,15 a korelační koeficient na hodnotu 0,8. Zrychlení tání je v tomto případě výrazné, v průměru se jedná podle regresní přímky o zrychlení z  $1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  až k  $2,5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , což je podle Obrázku 14 ze strany 37 až na Modravu celé kvartilové rozpětí hodnot intenzit tání pro všechny stanice.

#### **4.5 Vliv větru na rychlost tání**

Spíš než na rychlost tání má vítr vliv na redistribuci sněhu a odchylky při měření, kdy místo naměřeného úbytku SWE se ve skutečnosti jedná o vrstvu sněhu odnesenou silným větrem. S pomocí dat z Modrav byla zjištěny dvě silnější závislosti. Rychlejší průměrná rychlost větru se zvyšujícím se úhrnem srážek (koeficient determinace  $R^2 = 0,37$ ) a vyšší hodnoty intenzit tání, také se zvyšujícím se úhrnem srážek (koeficient determinace  $R^2 = 0,55$ ). Díky této znalosti byla vytvořena korelace mezi průměrnou rychlostí větru a intenzitou tání při událostech, kdy úhrn srážek byl větší jak 1 mm. Korelační koeficient pak činil 0,51. Korelační koeficient mezi intenzitou tání a událostmi bez srážek byl však jen menší o hodnotu 0,1. Lze tedy říci, že se potvrdila závislost, kdy při vyšších rychlostech větru odtaje vyšší množství sněhu za hodinu. Nedá se z toho však vyvodit, jak velký vliv při tomto tání hraje samotná rychlost větru.

#### **4.6 Křížová analýza meteorologických charakteristik pomocí**

##### **Spearmanova koeficientu**

Pro poslední analýzu byl využit Spearmanův koeficient pořadové korelace, který uvažuje nelineární závislost a nabývá hodnot od -1 do 1. Pokud vyjde koeficient nulový, není mezi pořadím sledovaných veličin žádný vztah. Čím se naopak víc blíží k mínus 1 či 1, tím větší tento vztah je. Tabulka 4, znázorňuje křížovou korelaci pomocí Spearmanova koeficientu pořadové korelace mezi prediktory a charakteristikami tání. Velikost hodnoty je zvýrazněna pomocí barevné škály.

**Tabulka 4:** Křížová korelace mezi prediktory a charakteristikami tání pomocí Spearmanova koeficientu pořadové korelace. Nejmenší hodnoty jsou zobrazeny žlutě, nejvyšší tmavě zeleně.  $T_{prum.}$  = průměrná teplota vzduchu,  $P$  = úhrn srážek,  $R_{prum.}$  = průměrná intenzita dopadajícího záření,  $v_{prum.}$  = průměrná rychlost větru,  $Den$  v roce = pokročilost období s přibývajícím dny.

	<b>Mf prům.</b>	<b>Mf min-max</b>	<b>Melt rates</b>
<b><math>T_{prum.}</math></b>	0,69	0,57	0,18
<b>P</b>	0,54	0,42	0,68
<b><math>R_{prum.}</math></b>	0,51	0,36	0,49
<b><math>v_{prum.}</math></b>	0,38	0,37	0,36
<b>Den v roce</b>	0,29	0,2	0,23

Nejsilnější korelace byla zjištěna mezi faktorem tání a teplotou. Faktor tání je už ale z definice očištěn o vliv teploty vzduchu, takže hodnota korelace je zavádějící. Ta bude spíše souviset s faktory doprovázejícími vyšší teplotu, v tomto případě intenzitu dopadajícího záření. Z důvodu podobných hodnot korelací u všech třech charakteristik s jednotlivými prediktory je pro korelaci s teplotou reprezentativnější hodnota pro intenzitu tání, která činila pouhých 0,18. Nebyla zde tedy mezi hodnotami potvrzena závislost. Až na jednu desetinu rozdílu mezi intenzitou dopadajícího záření a rychlostí větru u faktoru tání pro průměr z maximální a minimální hodnoty, je u všech charakteristik zvyšující se korelace od dne v hydrologickém roce, přes průměrnou rychlost větru, intenzitu záření, až úhrn srážek. Ty tak podle této statistiky nejlépe korelují s jednotlivými charakteristikami tání.



## 5. Diskuze

### 5.1 Nejistoty při měření a zpracování dat

Hlavní nevýhodou této práce je už samotné vymezení událostí tání. Podmínka, že tání musí probíhat za pozitivních teplot je správná už ze znalostí vlastností tání. Avšak vymezení na základě úbytku vodní hodnoty sněhu, rovné nebo větší 15 mm od začátku do konce dne, je poměrně omezující. Hodnota 15 mm dává poměrně dobrou jistotu, že v dané události opravdu došlo k takovému úbytku SWE, že se dá považovat za tání. Při zvolení menší hodnoty, by se zvyšovala pravděpodobnost, že se jedná o možnou chybu v měření samotného přístroje, nebo například jen o redistribuci sněhu větrem. Problém je především v tom, že je tato hodnota závislá na rozdíle 0. a 23. hodiny dne a není klouzavá. Řešením by mohlo být vymyšlení takové funkce, která by zanalyzovala data tak, aby našla všechny události tání, ve kterých došlo k úbytku stejnému či většímu 15 mm za pozitivních hodinových teplot nezávisle na počáteční a koncové hodině dané události. Pro účely této práce však daná podmínka neomezila data v takovém množství, aby analýzy výsledných události nebyly dostatečně reprezentativní. Naopak celkový počet 136 událostí tání, většinou za 3 sezóny tání, s danou podmínkou je poměrně vysoký.

Dalším problémem jsou možné chyby v měření přístrojů a jejich výpadky. Případné chyby se dají u událostí najít, zanalyzovat a danou událost buď poupravit či zcela vyřadit. Výpadky se už ovšem nijak doplnit nedají, ale pro zájmovou oblast byly ve výsledku významné pouze dvě, a to na Modravě, díky kterým se však odstranilo celkem pouze 7 událostí, a na Rokytce, kde bohužel chyběla data pro celé jarní tání v roce 2018. Proto je potřeba se na výsledky z Rokytky dívat s určitým odstupem při srovnání s ostatními stanicemi.

Posledním větším omezením je vztažení dat o srážkových úhrnech a intenzitě dopadajícího slunečního záření naměřených na Modravě na zbylé stanice. Co se týče intenzity záření, která se měří pouze na Modravě, nedají se očekávat větší rozdíly mezi jednotlivými stanicemi, neboť vzdálenost každé stanice od Modravy není větší jak 5 km. Přecházející oblačnost by tak nesnížila intenzitu záření na takovou dobu na Modravě, aby se nějak výrazně lišila od zbylých stanic. Srážky, i když se měří i na všech stanicích, byly použity díky větší relevantnosti také z Modravy. Zde by mohl být rozdíl větší, jelikož stanice na Modravě leží v nižší nadmořské výšce. Jelikož se srážky zvyšují s vyšší nadmořskou výškou, mohl by být hodinový úhrn srážek na jiných stanicích pravděpodobně

vyšší. Zde je však výhoda toho, že se pracovalo pouze s úhrnem srážek za celou událost, která většinou trvala déle jak zhruba 12 hodin, takže by se celkový úhrn srážek na všech stanicích nemusel tolik lišit.

## 5.2 Vypočtené rychlosti tání

V práci byl k účelům výpočtu rychlosti tání použit faktor tání (pomocí metody degree-day) a intenzita tání (melt rates). Většina odborných výzkumů vztahuje hodnotu faktoru tání na den, jako Jeníček et al. (2012) nebo Hock (2003), pro menší množství zkoumaných dat byla tato hodnota vztažena na hodinu a spadala do intervalu  $0,2-0,5 \text{ mm}\cdot\text{C}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ . Pro porovnání ale i tak většina zjištěných hodnot spadala do intervalu stanoveného DeWallem a Rangem (2008)  $1-8 \text{ mm}\cdot\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Intenzity tání, které nebyly vypočteny na základě teplot, tak spadaly do vyššího intervalu  $1-2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Jejich průběh v hydrologickém roce byl velmi podobný, u intenzit tání vyšel koeficient determinace pro regresní přímku zpravidla vyšší z důvodu větší variability zjištěných hodnot. Předpokládá se, že faktor i intenzita tání budou zvyšovat díky rychlejšímu jarnímu tání s vysokou průměrnou teplotou vzduchu a vyšším srážkám (Kutlákova, 2012; Hock, 2003), a proto byly pro výzkum použity události bez srážkových úhrnů, neboť dešťové srážky padají většinou za nízké krátkovlnné radiace, tedy když je obloha zatažená. Výsledky faktoru tání pro bezsrážkové události jarního tání od března však tuto hypotézu nepotvrdily. Pro klesající průběh, až na stanici na Modravě, kde je pouze nepatrně zvyšující, nevyšla vysoká korelace. Zároveň však nedošlo k žádnému výraznému zvýšení v průběhu daného úseku roku. Vyšší korelace se potvrdily s vyšším úhrnem krátkovlnného záření a srážkami. Naopak ke zvýšení rychlosti došlo při použití intenzit tání, což by odpovídalo výzkumům Stähliho (2006) nebo Kutlákové (2012), kdy po maximální akumulaci sněhové pokrývky dochází na začátku jara k rychlému úbytku SWE, a tím i zvýšení intenzity tání.

## 5.3 Vliv polohy stanic

Určitou roli v měření sněhové pokrývky, a tím i výsledným vypočítaným hodnotám má i okolní vegetace u měřících stanic. Modrava, Rokytky a Javoří Pila se nachází na otevřené ploše, která není nijak, nebo jen minimálně ovlivněná stíněním vegetace. Oproti tomu Ptačí potok sice měří na otevřené ploše, ale v jeho těsné blízkosti je vysoký lesní porost, který může způsobovat zastínění stanice. Ohledně tání sněhu vlivem vegetačního pokryvu vzniklo mnoho studií (Varhola et al., 2010; Pomeroy, Fang, Ellis, 2012; Winkler et al., 2015). Z nich bylo zjištěno, že více sněhu se naakumuluje na otevřené ploše a zároveň na

ní rychleji odtává než pod vegetací. Výsledky vlastního terénního měření, které proběhlo v průběhu března a dubna 2019 na Ptačím potoce, tento fakt potvrdily. I když na měřicí stanici Ptačí potok nebyla taková výška sněhu jako na otevřené ploše, dosahovala vyšších hodnot hustoty sněhu a SWE. Vyšší intenzita tání pak byla naměřená pro otevřenou plochu. To je jeden z důvodů, proč na Modravě vyšla vyšší variabilita pro faktor a intenzitu tání. Důležitou úlohu pak může sehrávat nadmořská výška. I když se stanice na Modravě nenachází o tolik výškových metrů níže než ostatní stanice (oproti Javoří Pile 75 m), může tento rozdíl znamenat jiné meteorologické podmínky pro různé stanice, a tím i rozdíly v rychlosti akumulace a tání sněhu (Pohl, 2006; Varhola et al., 2010). V tomto případě vedlo rychlejší tání k roztátí sněhové pokrývky nejprve na Modravě, až poté na dalších stanicích.

#### **5.4 Vliv meteorologických podmínek na rychlost tání**

V součtu všech tří charakteristik vypočítaných pro rychlost tání vyšly nejvyšší korelace s úhrnem dešťových srážek. Byla zjištěna závislost, kdy jak faktor tání, tak i intenzita tání se výrazně zvyšují s větším úhrnem srážek a vyšší intenzitou těchto srážek. Spearmanův korelační koeficient pro faktor tání činil 0,54, pro intenzitu tání dokonce 0,68. Výraznější vliv dešťových srážek byl zjištěn pro zimní období od listopadu do prosince, kdy se intenzita tání díky vyšším úhrnům srážek, může zvýšit až pětinasobně, a to z  $1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  na  $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ . U jarního tání nebyla tato závislost výrazněji podpořena, a to především z důvodu menších a méně častých úhrnů srážek. Vybrané události v období jarního tání mají totiž vyšší hodnoty průměrného úhrnu globální radiace a tím i průměrné teploty. Výsledné závislosti korespondují s výzkumem Markse et al. (1998b), kdy za velmi malé časové období (několik dní) může roztát významná část sněhové pokrývky. Takový závěr vyvodil z působení déle trvající bouře, kdy výsledná závislost byla umocněna vyšší rychlostí větru, která nebyla v tomto výzkumu vzata v potaz, ovšem byla potvrzena vzrůstající rychlost tání s vyšší intenzitou samotných srážek.

Další dobře korelovanou proměnnou byla intenzita dopadajícího záření. Výsledný Spearmanův koeficient pro faktor tání činil 0,51 a intenzitu tání 0,49. Byla potvrzena závislosti, kdy se tání zrychluje s vyšší průměrnou intenzitou dopadajícího slunečního záření. Pro období jarního tání, se hodnota zvýšila zhruba ze  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  na  $700 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . Intenzita dopadajícího záření tak může být pro jarní tání dobrým prediktorem, což potvrzují např. autoři Pohl (2018) nebo Zuzel a Cox (1975). Opačná závislost se potvrdila pro období listopad až únor, kde naopak s vyšší intenzitou dopadajícího záření

intenzita tání klesala. U tohoto trendu by se však mělo brát v potaz, že intenzita záření se zvýšila pouze o  $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  a intenzity tání při nižším záření způsobily události s vyšší intenzitou srážek. Zároveň mohou být listopadové intenzity tání ovlivněny faktem, že půda je ještě poměrně teplá a nový sníh na ní tak taje rychleji, protože je oteplován od země. S přibývajícimi dny se sněhovou pokrývkou a nižší průměrnou teplotou vzduchu se tento efekt snižuje (Singh, Singh, 2001). Z dat byly však vymezeny pouze 3 dny s událostmi tání, a to až v druhé půlce listopadu a na přelomu prosince. Jelikož se jedná pouze o malou složku dodané energie dle DeWalleho a Ranga (2008), můžeme ji zanedbat.

Ačkoliv menší závislost větru na rychlosti tání byla potvrzena, jeho vliv na celkové rychlosti tání by potřeboval ještě statisticky ověřit. Z výzkumů Markse et al. (1998b) či Pohla (2018) vyplývá, že vítr může urychlovat tání především při vyšších srážkových úhrnech nebo za dní s vysokou průměrnou teplotou. Pro lepší porovnání vlivu větru by bylo lepší mít data pod různou vegetací, která by rychlost větru redukovala, a tím by se dalo lépe popsat, do jaké míry vítr působí na rychlost tání sněhové pokrývky.

## 6. Závěr

Pomocí rešerše české a zahraniční literatury byl popsán dosavadní výzkum v problematice tání sněhové pokrývky, se zaměřením na vliv meteorologických podmínek. Dále se rešerše věnovala často využívané metodě *degree-day*, která vyhází z lineární závislosti množství roztátého sněhu na teplotě vzduchu a je spolehlivým ukazatelem rychlosti tání.

Z dat naměřených čtyřmi automatickými stanicemi na Šumavě proběhl výběr událostí tání, ke kterým byl dopočítán faktor a intenzita tání. Podle korelační a regresní analýzy byl porovnáván vliv těchto charakteristik tání s jednotlivými meteorologickými faktory (teplota vzduchu, úhrn kapalných srážek, intenzita krátkovlnného záření, rychlost větru, pokročilost sezóny). Na základě těchto analýz byly vyvozeny následující závěry:

- V průběhu jarního období tání se rychlost tání sněhové pokrývky zvyšuje s přibývajícím úhrnem přijatého krátkovlnného záření. Závislost rychlosti tání na průměrné teplotě nebyla zjištěna.
- Významným faktorem pro rychlost tání sněhové pokrývky je úhrn kapalných srážek. Hodnota Spearmanova koeficientu pořadové korelace činila pro faktor tání 0,54 a intenzitu tání 0,68.
- Největší variabilitu faktoru a intenzity tání vykazovala stanice na Modravě. To může být také částečně způsobeno nižší nadmořskou výškou oproti ostatním stanicím. Dá se totiž předpokládat odlišné meteorologické podmínky, např. nižší úhrn srážek či vyšší průměrná teplota vzduchu.
- Zatímco v období listopadu až února je rychlost tání sněhové pokrývky zvyšována především kapalnými srážkami, pro období jarního tání v březnu až květnu je to úhrn dopadajícího krátkovlnného záření.

## 7. Zdroje

- ANDERSON, E. A. (1976): A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report NWS 19, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 172 s.
- ARCDATA PRAHA. Produkty a služby: ArcČR 500 [online].[cit. 28.3.2019]. Dostupné z: <http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>.
- BEVEN, K. J. (2001): Rainfall-Runoff Modelling; The Primer. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 372 s.
- BRUBAKER, K., RANGO, A., KUSTAS, W. (1996): Incorporating Radiation Inputs Into the Snowmelt Runoff Model. Hydrological Processes, 10, s. 1329–1343.
- ČGS - Česká geologická služba [online].[cit. 29.3.2019]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/extranet/sluzby/aplikace>.
- ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.
- ČÚZK (2010): Prohlížeč služba Esri ArcGIS Server - Geomorfologické jednotky ČR – 1998 [online].[cit. 27.3.2019] Dostupné z: <https://geoportal.cuzk.cz/Geoprohlizec/default.aspx?wmcid=9590>.
- ČÚZK (2010): Prohlížeč služba WMS - Ortofoto [online].[cit. 28.3.2019] Dostupné z: [http://geoportal.cuzk.cz/WMS\\_ORTOFOTO\\_PUB/WMSservice.aspx](http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ORTOFOTO_PUB/WMSservice.aspx).
- DEMEK, J. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR, Hory a nížiny [online].[cit. 15.4.2019] Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/cz/1263/sekce/geologie>.
- DEQUERVAIN, M. R. (1973): Snow structure, heat, and mass flux through snow. IAHS Publication, 107, s. 203–226.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.
- DIBAVOD - Digitální báze vodohospodářských dat [online]. [cit. 28.3.2019] © Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., odbor ochrany vod a informatiky, odd. GIS, Dostupné z <[http:// www.dibavod.cz](http://www.dibavod.cz)>.
- DOZIER, J., MARKS, D. (1992): Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 1. Snow Cover Energy Balance. Water Resources Research, 25, č. 11, s. 3043–3054.
- DOZIER, J., SCHNEIDER, S. R., MCGINNIS, D. F. (1981): Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. Water Resources Research, 17, č. 4, s. 1213–1221.
- FEDERER, C. A., PIERCE, R. S., HORNBECK, J. W. (1972): Snow management seems unlikely in the Northeast. In: American Water Resources Association (ed.): Proceedings Symposium on Watersheds in Transition. s. 212–219.

HOCK, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, č. 1-4, s. 104–115.

JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modelling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *Auc Geographica*, 47, č. 2, s. 15–24.

JENÍČEK, M., HOTOVÝ, O., MATĚJKA, O. (2017): Snow accumulation and ablation in different canopy structures at a plot scale: using degree-day approach and measured shortwave radiation. *Auc Geographica*, 52, č. 1, s. 61–72.

JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2018): Canopy structure and topography effects on snow distribution at a catchment scale: Application of multivariate approaches. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66, č. 1, s. 43–54.

KEY, J. R., WANG, X., STOEVE, J. C., FOWLER, C. (2001): Estimating the cloudy-sky albedo of sea ice and snow from space. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106, č. 12, s. 12489–12497.

KFFG PrF UK – Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty  
Univerzity Karlovy v Praze

KOH, G., JORDAN, R. (1995): Sub-surface melting in a seasonal snow cover. *Journal of Glaciology*, 41, č. 139, s. 474–482.

KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): Modelling snow accumulation and snowmelt in the Bystřice River basin. *Geografie*, 117, č. , s. 110–125.

KUUSISTO, E. (1980): On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nord. Hydrol.*, 11, s. 235–242.

LEHNING, M., LÖWE, H., RYSER, M., RADERSCHALL, N. (2008): Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, 44, č. 7.

MARKS, D. G., DOMINGO, J., SUSONG, D., GAREN, D. (1998a): A Spatially Distributed Energy Balance Snowmelt Model for Application in Mountainous Basins. 66th Annual Proceedings of the Western Snow Conference, Snowbird, Utah., February, 1999, s. 151–153.

MARKS, D., KIMBALL, J., TINGEY, D., LINK, T. (1998b): The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest during rain on snow (SNOBAL). *Hydrological Processes*, March, 1999, s. 1569–1587.

MARTINEC, J. (1977): Expected Snow Loads on Structures from Incomplete Hydrological Data. *Journal of Glaciology*, 19, č. 81, s. 185–195.

MARTINEC, J., RANGO, A., ROBERTS, R. (2008): Snowmelt runoff model (SRM) user's manual. Agricultural Experiment Station Special Report 100, 180 s.

MATĚJKA, O., JENÍČEK, M. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PrF UK, Praha, 75 s.

- MORRIS, E. M. (1989): Turbulent transfer over snow and ice. *Journal of Hydrology*, 105, č. 3-4, s. 205–223.
- OHMURA, A. (2002): Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, č. 4, s. 753–761.
- POHL, S., MARSH, P., LISTON, G. E. (2006): Spatial-Temporal Variability in Turbulent Fluxes during Spring Snowmelt. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 38, č. 1, s. 136–146.
- POHL, S., MARSH, P., PIETRONIRO, A. (2018): Spatial–temporal variability in solar radiation during spring snowmelt. *Hydrology Research*, 37, č. 1, s. 1–19.
- POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26, č. 12, s. 1892–1905.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Academia, Praha. 73 s.
- ŘEZÁČOVÁ, D. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha. 576 s.
- SCHAEFLI, B., HUSS, M. (2011): Integrating point glacier mass balance observations into hydrologic model identification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, č. 4, s. 1227–1241.
- SEIBERT, J., JENÍČEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2014): Snow and Ice in the Hydrosphere. In Haeberli, W., Whiteman, C.: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. Academic Press, s. 99-130.
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and glacier hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Londýn, 742 s.
- STÄHLI, M., GUSTAFSSON, D. (2006): Long-term investigations of the snow cover in a subalpine semi-forested catchment. *Hydrological Processes*, 20, č. 2, s. 411–428.
- SVOBODA, J. (1964): *Regionální geologie ČSSR: Díl 1- Český masív*. Praha: Ústřední ústav geologický v Nakladatelství Československé akademie věd. 380 s.
- TODD WALTER, M., BROOKS, E. S., MCCOOL, D. K., KING, L. G., MOLNAU, M., BOLL, J. (2005): Process-based snowmelt modeling: Does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, 300, č. 1-4, s. 65–75.
- TOLASZ, R. (2007): *Atlas podnebí Česka*. Český hydrometeorologický ústav a Univerzita Palackého Olomouc, Praha, 256 s.
- JANÍK T., ROMPORTL, D. (2017): Recentní změny krajinného pokryvu po orkánu Kyril v Národním parku Šumava [Internet]: Vúkoz, v.v.i., Výroční konference České společnosti pro krajinnou ekologii (IALE-CZ) 31. 1. 2019, Dostupné z: [http://www.iale.cz/wp-content/uploads/2019/02/IALE\\_Jan%C3%ADk.pdf](http://www.iale.cz/wp-content/uploads/2019/02/IALE_Jan%C3%ADk.pdf).
- TOMÁŠEK, M. (2007): *Půdy České republiky* [online].[cit. 30.4.2019] Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/cz/1267/sekce/pedologie>.



VARHOLA, A., COOPS, N. C., WEILER, M., MOORE, R. D. (2010): Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology*, 392, č. 3-4, s. 219–233.

VYSOUDIL, M. (1997): *Základy fyzické geograie 1: Meteorologie a klimatologie*. Univerzita Palackého v Olomouc, Olomouc, 2013, 232 s.

WINKLER, R., SPITTLEHOUSE, D., BOON, S., ZIMONICK, B. (2015): Forest disturbance effects on snow and water yield in interior British Columbia. *Hydrology Research*, 46, č. 4, s. 521–532.

ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky, ČÚZK.

ZAHRADNÍK, P. (2015): Historie kůrovcové kalamity na Šumavě a její možné dopady na budoucí vývoj. *Šumava*, 2015, s. 8–9.

ZHENG, Z., KIRCHNER, P. B., BALES, R. C. (2015): Orographic and vegetation effects on snow accumulation in the southern Sierra Nevada: A statistical summary from LiDAR data. *Cryosphere Discussions*, 9, č. 4, s. 4377–4405.

ZUZEL, J. F., COX, L. M. (1975): Relative importance of meteorological variables in snowmelt. *Water Resources Research*, 11, č. 1, s. 174–176.

## 8. Seznam obrázků

Obrázek 1: Schematické znázornění typů sněhových krystalů

Obrázek 2: Rozdělení srážek v závislosti na kritické teplotě a relativní vlhkosti

Obrázek 3: Množství sluneční energie v průběhu roku, dopadající na horizontální povrch pro různé zeměpisné šířky

Obrázek 4: Potenciální sluneční záření v průběhu roku

Obrázek 5: Model ISNOBAL, zobrazující jednotlivé toky energií

Obrázek 6: Vymezení zájmové území

Obrázek 7: Výškové poměry zájmového území

Obrázek 8: Sklonitostní poměry území a orientace svahů vůči světovým stranám

Obrázek 9: Geologické a půdní poměry zájmového území

Obrázek 10: Průměrné srážkové úhrny a průměrná teplota vzduchu na Churáňově mezi lety 1979 až 2014

Obrázek 11: Průměrná hodnota SWE na Churáňově mezi lety 1979 až 2014

Obrázek 12: Průměrné měsíční průtoky profilu Vydra-Modrava mezi lety 1979 až 2014

Obrázek 13: Variabilita faktoru tání pro události tání na jednotlivých měřicích stanicích

Obrázek 14: Variabilita intenzit tání pro události tání na jednotlivých měřicích stanicích

Obrázek 15: Závislost faktoru a intenzity tání na dni roce

Obrázek 16: Závislost faktoru tání na úhrnu srážek pro všechny stanice dohromady

Obrázek 17: Závislost úhrnu srážek na faktoru a intenzitě tání, kde velikost bodu je dána intenzitou úhrnu srážek za hodinu

Obrázek 18: Závislost dopadajícího slunečního záření na hodnotách intenzit tání

## 9. Seznam tabulek

Tabulka 1: Typické hustoty sněhu v různých stádiích vývoje

Tabulka 2: Albedo různých povrchů pro krátkovlnné záření

Tabulka 3: Proměnné ovlivňující melt factor  $M_f$

Tabulka 4: Křížová korelace mezi prediktory a charakteristikami tání pomocí Spearmanova koeficientu pořadové korelace

## 10. Přílohy

**Příloha 1:** Tabulka jednotlivých událostí pro všechny měřicí stanice

S	DEN	DATUM	ČAS	HOD	MELT RATE	T <sub>prum.</sub>	P	R <sub>prum.</sub>	MF PRUM.	MF MIN-MAX	W <sub>prum.</sub>
M	53	23.12.2012	0-23	24	16	3,8	54,2	14,9	0,63	0,78	1,2
M	66	05.01.2013	0-23	24	37	3,8	9,5	23,4	0,54	0,56	2,5
M	91	30.01.2013	0-23	24	16	5,0	28,3	26,1	0,44	0,48	2,0
M	128	08.03.2013	5-22	18	20	5,4	0	201,7	0,21	0,18	0,8
M	129	09.03.2013	3-22	20	15	3,4	0,8	78,6	0,25	0,21	0,4
M	137	17.03.2013	9-17	9	57	5,0	0	516,5	1,27	1,42	1,5
M	159	08.04.2013	9-19	11	27	3,8	0	471,6	0,64	0,69	1,2
M	162-164	11.04.- 13.04.2013	0-21	70	75	4,5	6,8	121,5	0,26	0,23	1,1
M	165	14.04.2013	7-21	15	9	7,9	0	348,2	0,08	0,08	0,9
M	166-169	15.04.- 18.04.2013	7-2	68	102	7,4	8,5	269,3	0,22	0,17	0,6
M	169	18.04.2013	6-14	9	40	14,9	0	661,0	0,30	0,41	1,2
M	97	05.02.2014	9-17	9	17	7,7	0	320,6	0,25	0,33	1,5
M	102	10.02.2014	10-23	14	24	3,0	0,3	114,4	0,55	0,58	1,0
M	105	13.02.2014	8-22	15	8	4,6	0,1	154,9	0,12	0,13	1,4
M	113	21.02.2014	8-23	16	4	2,8	1,8	77,5	0,13	0,12	0,9
M	116	24.02.2014	9-17	9	15	8,2	0	422,2	0,20	0,25	1,2
M	121	01.03.2014	10-17	8	28	6,9	0	451,8	0,51	0,59	1,7
M	129	09.03.2014	9-18	10	29	9,2	0	466,2	0,32	0,41	1,5
M	130	10.03.2014	9-19	11	30	7,9	0	426,5	0,34	0,49	1,6
M	131	11.03.2014	9-13	5	7	8,4	0	673,0	0,17	0,20	2,2
M	148	28.03.2014	8-17	10	8	6,8	0	342,0	0,12	0,16	0,0
M	53	23.12.2014	0-4	5	19	3,2	0	8,8	1,19	1,21	3,5
M	71	10.01.2015	0-23	24	39	6,5	54,2	23,5	0,66	0,80	2,9
M	130	10.03.2015	9-19	11	3	7,1	0	445,4	0,28	0,47	1,1
M	136	16.03.2015	8-20	13	6	6,3	0	319,8	0,34	0,51	1,3
M	137	17.03.2015	7-19	13	26	8,4	0	338,0	0,25	0,32	1,2
M	138	18.03.2015	13-18	6	5	8,4	0	387,7	0,10	0,13	1,6
M	139	19.03.2015	11-18	8	16	7,5	0	493,3	0,27	0,40	1,6
M	140	20.03.2015	11-18	8	11	7,6	0	469,4	0,18	0,26	1,0
M	141	21.03.2015	9-23	14	23	5,7	0,3	298,5	0,29	0,31	1,2
M	143	23.03.2015	8-18	10	20	4,4	0	522,4	0,45	0,54	1,6
M	160	09.04.2015	0-19	20	22	7,5	0	348,6	0,15	0,12	0,8
M	161	10.04.2015	7-20	9	14	12,7	0	727,9	0,12	0,16	1,2
M	30	30.11.2015	0-23	24	26	3,3	90,2	24,0	1,53	1,64	2,8
M	93-94	01.02.- 02.02.2016	0-23	48	58	4,7	33,9	38,4	0,38	0,44	2,1
M	113-114	21.02.- 22.02.2016	6-23	42	111	6,3	36	103,1	0,53	0,45	2,5
M	123	02.03.2016	11-16	6	10	1,8	7,1	103,1	1,58	1,73	0,7
M	126	05.03.2016	9-17	9	11	3,8	0,2	284,5	0,32	0,34	0,6
M	140	19.03.2016	8-20	13	5	2,7	0	232,4	0,14	0,15	1,3
M	148-150	27.03.- 29.03.2016	8-19	56	88	5,1	4,8	220,4	0,33	0,23	1,3
M	151-152	30.03.- 31.03.2016	10-18	33	84	6,5	4,2	239,6	0,41	0,32	0,9
M	55-56	25.12.- 26.12.2016	8-22	39	21	2,4	17,1	26,5	0,41	0,40	1,6
M	115	23.02.2017	0-23	24	31	6,7	0,8	139,7	0,22	0,21	2,5
M	136	16.03.2017	8-18	11	19	8,8	0	502,9	0,20	0,25	1,6
M	139-141	19.03.- 21.03.2017	0-23	72	89	4,9	13,5	126,1	0,32	0,32	1,4
M	61	31.12.2017	0-20	21	67	4,6	16,9	32,5	0,87	1,25	1,4
M	66	05.01.2018	0-23	24	27	4,0	13	48,5	0,52	0,52	0,0
J	31	01.12.2015	0-23	24	66	3,7	45,1	26,4	0,94	0,98	
J	89	28.01.2016	0-23	24	17	3,9	3,6	27,3	0,22	0,24	

J	93-94	01.02.- 02.02.2016	1-23	47	67	3,9	31,2	39,0	0,54	0,58	
J	114	22.02.2016	0-23	24	49	5,5	0	124,8	0,46	0,39	
J	150	29.03.2016	0-18	19	17	3,5	3,5	226,9	0,30	0,26	
J	151-152	30.03.- 31.03.2016	5-23	43	43	6,2	4,8	208,1	0,20	0,15	
J	154	02.04.2016	7-20	14	21	10,3	0	438,2	0,14	0,16	
J	155	03.04.2016	6-22	17	21	11,9	0	335,6	0,10	0,12	
J	156-158	04.04.- 06.04.2016	2-23	70	66	7,8	0,6	216,1	0,12	0,10	
J	17	17.11.2016	0-23	24	25	4,1	7,9	32,0	0,43	0,43	
J	114-116	22.02.- 24.02.2017	0-5	54	68	4,1	20,1	80,1	0,40	0,35	
J	137	17.03.2017	7-23	17	22	7,0	1,8	281,8	0,20	0,23	
J	139-141	19.03.- 21.03.2017	0-23	72	113	4,1	13,5	126,1	0,47	0,48	
J	143	23.03.2017	6-23	18	15	4,4	0	178,8	0,21	0,12	
J	145	25.03.2017	7-18	12	16	5,9	0	512,4	0,23	0,27	
J	146	26.03.2017	7-18	12	14	4,5	0	536,5	0,26	0,31	
J	147	27.03.2017	7-18	12	19	10,2	0	553,1	0,28	0,44	
J	148	28.03.2017	7-20	14	28	10,9	0	478,8	0,23	0,35	
J	149	29.03.2017	7-22	16	21	8,5	0	394,2	0,15	0,21	
J	181	30.04.2017	6-22	17	16	6,4	0	0,0	0,15	0,18	
J	182	01.05.2017	6-15	10	14	12,2	0	0,0	0,11	0,14	
J	67	06.01.2018	0-20	21	14	3,9	0,2	64,6	0,19	0,13	
J	90	29.01.2018	0-23	24	24	1,5	0,3	51,5	0,63	0,65	
J	130	10.03.2018	0-23	24	24	4,6	0,6	132,8	0,26	0,19	
J	133	13.03.2018	0-23	24	25	2,0	4,2	126,1	0,62	0,73	
J	149	29.03.2018	8-23	16	30	1,5	1	286,4	1,29	1,62	
J	154-155	03.04.- 04.04.2018	5-1	21	26	8,5	0,1	290,6	0,15	0,16	
J	155-157	04.04.- 06.04.2018	6-1	44	54	6,9	3,7	204,6	0,19	0,16	
J	157	06.04.2018	8-18	11	17	6,8	0	628,5	0,23	0,27	
J	158	07.04.2018	5-23	19	33	10,0	0	395,4	0,17	0,20	
J	159	08.04.2018	7-20	14	23	10,0	0	512,8	0,16	0,20	
J	160-161	09.04.- 10.04.2018	7-4	22	17	9,9	0	238,5	0,10	0,10	
J	161-162	10.04.- 11.04.2018	6-2	21	32	6,7	1,3	174,9	0,17	0,13	
J	162	11.04.2018	6-21	16	23	9,2	0	271,1	0,16	0,20	
J	163-165	12.04.- 14.04.2018	0-3	52	69	8,1	2,6	175,3	0,17	0,16	
J	165	14.04.2018	6-21	16	30	10,3	0	463,2	0,18	0,23	
J	166	15.04.2018	6-23	18	18	10,2	0,6	249,8	0,11	0,12	
J	168	17.04.2018	6-21	16	24	10,0	0	384,9	0,15	0,20	
J	52	22.12.2018	0-23	24	24	2,9	0	0,0	0,41	0,41	
P	30-31	30.11.- 01.12.2015	0-13	38	61	2,2	125,7	27,2	2,28	2,34	
P	88	28.01.2016	0-23	24	22	3,3	3,6	27,3	0,32	0,34	
P	93-94	01.02.- 02.02.2016	0-23	48	66	3,2	33,9	38,4	0,65	0,65	
P	107	15.02.2016	10-16	7	25	1,7	0	165,7	2,05	1,46	
P	113-114	21.02.- 22.02.2016	0-23	48	45	4,6	58,2	91,4	0,45	0,45	
P	126	05.03.2016	9-16	8	27	4,0	0,2	315,7	0,81	0,91	
P	149	28.03.2016	6-23	18	30	5,5	0,1	292,1	0,30	0,32	
P	154	02.04.2016	7-21	15	16	8,1	0	409,7	0,13	0,14	
P	155	03.04.2016	7-20	14	13	11,1	0	401,3	0,08	0,09	
P	156	04.04.2016	5-20	16	30	9,8	0	363,3	0,19	0,20	
P	157	05.04.2016	6-23	18	41	10,2	0	352,6	0,24	0,22	
P	159	07.04.2016	0-23	24	28	4,1	0,2	161,2	0,29	0,26	
P	181	29.04.2016	8-18	11	22	8,2	0,1	672,7	0,28	0,38	
P	17	17.11.2016	0-19	20	26	3,1	7,9	36,5	0,55	0,60	
P	115-116	23.02.- 24.02.2017	0-4	29	40	4,6	1,4	117,5	0,37	0,35	
P	140	20.03.2017	0-23	24	18	3,9	0,5	157,2	0,24	0,26	

P	143	23.03.2017	7-21	15	18	5,8	0	211,5	0,53	0,35	
P	145	25.03.2017	8-18	11	16	6,2	0	540,0	0,24	0,30	
P	148	28.03.2017	8-18	11	7	11,4	0	581,0	0,06	0,07	
P	149	29.03.2017	7-21	15	12	8,0	0	419,6	0,12	0,14	
P	151	31.03.2017	7-19	13	16	11,8	0	518,1	0,10	0,13	
P	181	30.04.2017	7-22	16	19	6,8	0	0,0	0,18	0,19	
P	182	01.05.2017	6-22	17	15	8,5	0	0,0	0,10	0,11	
P	61	31.12.2017	0-19	20	29	3,6	16,9	33,5	0,70	0,98	
P	85	24.01.2018	7-23	17	12	2,5	0,3	78,2	0,28	0,33	
P	134	14.03.2018	10-15	6	2	1,1	0,7	334,5	1,16	1,49	
P	157	06.04.2018	8-18	11	20	5,9	0	628,5	0,31	0,39	
P	163-165	12.04.- 14.04.2018	0-19	79	157	5,7	2,6	212,0	0,33	0,31	
P	166	15.04.2018	7-23	17	24	8,2	0,6	260,1	0,18	0,17	
P	168	17.04.2018	4-19	16	43	8,1	0	385,4	0,33	0,39	
P	169	18.04.2018	7-20	14	29	11,8	0	546,3	0,18	0,24	
P	170	19.04.2018	7-21	15	37	12,9	0	509,5	0,19	0,24	
P	171	20.04.2018	3-15	13	31	14,0	0	549,3	0,17	0,21	
R	93-94	01.02.- 02.02.2016	0-23	48	79	3,7	33,9	38,4	0,65	0,73	
R	113-114	21.02.- 22.02.2016	0-23	48	65	4,6	58,2	91,4	0,53	0,53	
R	149-150	28.03.- 29.03.2016	0-18	43	42	4,1	4,8	223,9	0,27	0,24	
R	152	31.03.2016	0-23	24	24	9,0	0,3	248,4	0,11	0,12	
R	17-18	17.11.- 18.11.2016	0-13	38	46	5,0	8,1	62,9	0,30	0,24	
R	114-115	22.02.- 23.02.2017	0-23	48	67	4,0	19,5	88,8	0,44	0,32	
R	137	17.03.2017	5-23	19	27	6,2	1,8	254,2	0,25	0,29	
R	139-141	19.03.- 21.03.2017	0-23	72	108	3,8	13,5	126,1	0,51	0,56	
R	143	23.03.2017	0-23	24	21	3,2	0	136,8	0,27	0,19	
R	175	24.04.2017	7-13	7	14	5,0	0	0,0	0,40	0,43	
R	181	30.04.2017	6-23	18	15	5,4	0	0,0	0,16	0,17	
R	182	01.05.2017	6-15	10	25	11,3	0	0,0	0,22	0,27	
R	22	22.11.2017	0-17	18	14	3,3	10,6	109,8	0,42	0,44	
R	61	31.12.2017	0-23	24	18	4,0	16,9	30,1	0,37	0,45	
R	66	05.01.2018	0-23	24	23	3,2	13	48,5	0,46	0,54	
R	33	03.12.2018	0-23	24	15	5,4	40,9	25,8	0,43	0,42	
R	52	22.12.2018	0-23	24	25	3,3	0	0,0	0,36	0,41	

**S** – Název stanice, **M** – Modrava, **P** – Ptačí potok, **J** – Javoří Pila, **R** – Rokytka

**DEN** – Číslo dne události podle hydrologického roku

**DATUM** – Datum události

**ČAS** – Počáteční a koncová hodina události

**HOD.** – Celkový počet hodin trvání události

**MELT RATE** – Rozdíl počáteční a koncové hodnoty SWE události

**T<sub>prum.</sub>** – Průměrná teplota události

**P** – Celkový úhrn srážek události

**R<sub>prum.</sub>** – Průměrná intenzita dopadajícího krátkovlnného záření

**MF PRUM.** – Faktor tání vypočtený z průměru hodinových teplot vzduchu

**MF MIN-MAX** – Faktor tání vypočtený z průměru min. a max. teploty vzduchu

**v<sub>prum.</sub>** – Průměrná rychlost větru události