

# Univerzita Karlova

## Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Klára Švejdová

### **Prostorová distribuce sněhu v lokalitě s rozdílnou strukturou lesa na Šumavě**

Spatial snow distribution in locality with diverse forest structure in  
the Sumava Mountains

Bakalářská práce

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

Praha, 2019

# Zadání bakalářské práce

## Téma práce

Prostorová distribuce sněhu v lokalitě s rozdílnou strukturou lesa na Šumavě

## Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) na téma vlivu faktorů prostředí na ukládání a tání sněhu a celkovou energetickou bilanci sněhu
2. Opakované měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu jak během akumulace, tak během tání sněhu na zvolené lokalitě na Šumavě s různým stavem lesního porostu (zdravý les, les poškozený kůrovcem, mýtina).
3. Statistická analýza měřených dat s cílem zjistit do jaké míry charakteristiky lokalit ovlivňují prostorové rozložení sněhu.

## Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Stanovení vlivu lesa na akumulaci a tání sněhu přispívá ke zpřesnění hydrologických modelů. Význam jehličnatého lesa pro ukládání sněhu je značný, protože část sněhu se zachytí na vegetaci, odkud významná část sublimuje do atmosféry, nedopadne tak na zemský povrch a tím se neúčastní následného tání a odtoku. Během tání les snižuje celkový úhrn sluneční radiace a má tedy vliv na snížení rychlosti tání. V této souvislosti je také aktuální otázka změn lesní vegetace vlivem náhlých disturbancí (např. vichřic a škůdců). Dalšími důležitými faktory ovlivňující distribuci sněhu jsou topografie (sklon a orientace svahů) a meteorologické podmínky (vliv větru na redistribuci sněhu nebo přítomnost deště na sněhovou pokrývku).

První část práce se bude zabývat zhodnocením současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) na téma vlivu faktorů prostředí (meteorologické podmínky, topografie, vegetace) na ukládání a tání sněhu a celkovou energetickou bilanci sněhu.

Analytická část práce bude spočívat v opakovaném měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu na zvolené lokalitě na Šumavě s různou topografií a stavem lesního porostu (zdravý les, les poškozený kůrovcem, mýtina). Charakteristiky sněhu budou měřeny v pravidelné síti se snahou zachytit jejich variabilitu jak během akumulace, tak během tání sněhu. Charakter lokalit, především struktura vegetace, bude kvantifikován například pomocí hemisférických snímků vegetace a oblohy.

Měřená data budou následně podrobena analýze s cílem zjistit do jaké míry charakteristiky lokalit ovlivňují prostorové rozložení sněhu. Budou použity statistické metody, například korelace, vícenásobná regrese, volitelně i clusterová analýza.

Datum zadání: 16. 11. 2018

Jméno studenta: Klára Švejdová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

### **Prohlášení**

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

V Praze dne 31. července 2019

.....

Klára Švejdová

## **Poděkování**

Ráda bych poděkovala vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph. D. za věnovaný čas a cenné rady při psaní bakalářské práce. Dále děkuji Mgr. Ondřeji Hotovému za pomoc při zpracování hemisférických snímků. Poděkování patří také rodině a kamarádům za podporu při psaní, rady a pomoc při terénním měření.

## Abstrakt

Sněhová pokrývka je silně ovlivňována faktory prostředí, ve kterém se nachází. Vedle meteorologických a topografických podmínek hraje důležitou roli i přítomnost vegetace a její struktura. Cílem této práce je zjistit, do jaké míry ovlivňuje struktura vegetace distribuci sněhu. Během zimní sezóny 2019 byla provedena celkem čtyři měření na zájmové lokalitě nacházející se na Šumavě v povodí Kvildského potoka. Předmětem měření byla výška sněhu a vodní hodnota sněhu (SWE). Vegetace byla popsána pomocí indexu listové plochy (LAI), který byl získán z hemisférických fotografií pořízených na lokalitě. K výpočtu faktoru tání byla použita metoda *degree-day*. Vliv vegetace byl zkoumán pomocí korelačních a regresních analýz. Výška sněhu a s ní spojená vodní hodnota sněhu byla pod zdravým smrkovým lesem výrazně nižší než na otevřené ploše i kůrovcem poškozeném lese, ve kterém se projevila defoliace. Vliv vegetace byl nejvyšší v době akumulace a postupem času se snižoval. Nejvyšší variabilita mezi hodnotami SWE byla při posledním měření ve fázi tání. Pro období mezi posledními dvěma měřeními byl vypočítán faktor tání  $2,3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ .

**Klíčová slova:** výška sněhu, SWE, index listové plochy, metoda degree-day

## Abstract

Snowpack is strongly influenced by several environmental factors. Besides meteorological and topographical conditions, vegetation structure plays an important role. The aim of this bachelor thesis was to assess how the canopy structure affects snow distribution. The snow depth and snow water equivalent (SWE) were measured in a selected location situated in the Kvildský potok basin in the Šumava Mountains during the winter season 2019. Canopy structure was described using Leaf Area Index (LAI) obtained from hemispherical images of the area. The degree-day method was used to calculate melt factors. The influence of vegetation was examined by using the correlation and regression analyses. Snow depth and SWE was significantly lower in forest sites than in the open area and in the forest disturbed by the bark beetle (*Ips typographus*). The influence of canopy structure was highest during snow accumulation and its importance decreased with time. The SWE variability was largest for last measurement during the melt phase. Melt factor calculated for period between last two field measurements was  $2.3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ .

**Key words:** snow depth, SWE, Leaf Area Index, degree-day method

# Obsah

1	Úvod.....	8
2	Současný stav poznatků vlivu faktorů prostředí na ukládání a tání sněhu.....	10
2.1	Klimatické faktory .....	10
2.1.1	Teplota vzduchu a srážky .....	10
2.1.2	Vítr.....	11
2.1.3	Sluneční záření.....	13
2.2	Topografie.....	15
2.2.1	Nadmořská výška.....	16
2.2.2	Orientace a sklon svahů .....	16
2.3	Vegetace.....	17
2.3.1	Vliv vegetace na akumulaci sněhu .....	17
2.3.2	Vliv vegetace na tání a odtok ze sněhu.....	19
2.3.3	Vliv lesních disturbancí na akumulaci a tání sněhu.....	20
3	Data a metody.....	22
3.1	Fyzicko-geografická charakteristika zájmové lokality .....	22
3.1.1	Vymezení území .....	22
3.1.2	Geologické poměry.....	23
3.1.3	Geomorfologické poměry .....	23
3.1.4	Klimatické poměry .....	25
3.1.5	Hydrologické poměry .....	26
3.1.6	Pedologické poměry .....	28
3.1.7	Krajinný pokryv .....	29
3.2	Měření dat .....	30
3.3	Zpracování dat .....	31
4	Výsledky.....	34
4.1	Průběh zimní sezóny 2018/2019 .....	34

4.2	Hodnocení vlivu struktury vegetace na rozložení sněhu v termínech měření ....	36
4.3	Hodnocení vlivu vegetace na tání sněhu.....	41
5	Diskuze.....	44
5.1	Výsledky v kontextu jiných studií .....	44
5.2	Nejistoty při měření a zpracování dat .....	47
6	Závěr.....	48
7	Zdroje .....	49
7.1	Seznam použité literatury.....	49
7.2	Datové zdroje .....	54
8	Seznam obrázků .....	55
9	Seznam tabulek.....	57

# 1 Úvod

Sníh jako významná část srážek, které dopadají na zemský povrch, je důležitou součástí hydrologického cyklu v mnoha povodích na světě (Jeníček, Pevná, Matějka 2018). Ve sněhu je uložené velké množství vody, které při tání zvyšuje průtoky ve vodních tocích. Pokud dojde k rychlému roztání sněhové pokrývky, může se stát častou příčinou povodní a rizikem pro obyvatelstvo.

Na ukládání a tání sněhové pokrývky se podílí mnoho činitelů. Obecně jsou procesy ve sněhové pokrývce řízeny teplotou, která se pojí s nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou (Jost a kol. 2007). V lokálním měřítku a v měřítku povodí se více projevují vlivy expozice a sklonu svahů, a také vegetace a jejích vlastností. Pod lesními porosty a na otevřené ploše se akumulace i tání sněhové pokrývky liší. Vliv vegetace se projevuje především tzv. intercepčí, zachycováním sněhu na větvích stromů. Tím se snižuje výška sněhu na zemském povrchu. Vliv vegetace je spojen s působením na energetickou bilanci sněhové pokrývky a na meteorologické jevy, např. rychlost větru. V současné době se v Česku vlivem přírodních i antropogenních disturbancí setkáváme se změnami struktury lesních porostů. Rozsáhlé změny ve struktuře lesů mohou vyvolat změny objemu roztátého sněhu a načasování tání (Winkler a kol. 2015). Vyšší akumulace sněhu však nemusí vždy znamenat, že odtok nebo povodňová maxima budou vyšší (Jeníček, Pevná, Matějka 2018).

Sněhovou pokrývkou lze nejjednodušeji popsat změřením její výšky (SD). Pro většinu hydrologických otázek je zásadnější vodní hodnota sněhu (SWE), která je definována jako množství kapalné vody získané po úplném roztání sněhové pokrývky na jednotku plochy. SWE tak vyjadřuje množství vody, které se podílí na odtoku (Seibert a kol. 2015). Odhad sněhových charakteristik je důležitý pro hydrologické předpovědi a v zalesněných horských oblastech významně přispívá k efektivitě předpovídání jarních povodní v Česku (Šípek, Tesař 2014).



## **Struktura práce:**

Bakalářská práce se v první části věnuje zhodnocení současného stavu výzkumu formou rešerše české i zahraniční literatury zaměřené na faktory prostředí, které ovlivňují ukládání a tání sněhu. Důraz je kladen na vegetaci a její vlastnosti, která je pro tuto práci stěžejní. Následuje fyzicko-geografická charakteristika oblasti, ve které bylo provedeno měření.

Ve druhé části je nejprve popsána zájmová lokalita na Šumavě, kde proběhla čtyři terénní měření. Zde je vysvětlena metodika sběru dat a jejich zpracování. Dále jsou vysvětleny provedené výpočty i bližší popis nastavení softwaru pro zpracování hemisférických snímků. Následuje vyhodnocení výsledků a výstupů, které jsou v diskuzi porovnány s již provedenými studiemi.

## **Cíle práce:**

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu formou rešerše české i zahraniční literatury na téma vliv faktorů prostředí na ukládání a tání sněhu a celkovou energetickou bilanci sněhu.
- 2) Vyhodnocení naměřených dat s cílem zjistit, jakým způsobem ovlivňuje struktura vegetace zastoupená indexem LAI rozmístění sněhu během akumulace.
- 3) Výpočet intenzit tání (*melt rates*) a faktorů tání pro zájmovou lokalitu mezi jednotlivými termíny pomocí metody teplotního indexu (*degree-day method*).

## **Výzkumné hypotézy:**

1. Pod lesní vegetací bude výška sněhové pokrývky vlivem intercepce a sublimace nižší než na otevřené ploše.
2. Vliv vegetace bude vyšší během fáze akumulace než během tání, kdy se začnou projevovat další faktory.
3. Rychlost tání bude vlivem stínění nižší v lese než na volné ploše a bude se s časem zvyšovat, což způsobuje zvyšující se teplotou vzduchu během tání.

## 2 Současný stav poznatků vlivu faktorů prostředí na ukládání a tání sněhu

### 2.1 Klimatické faktory

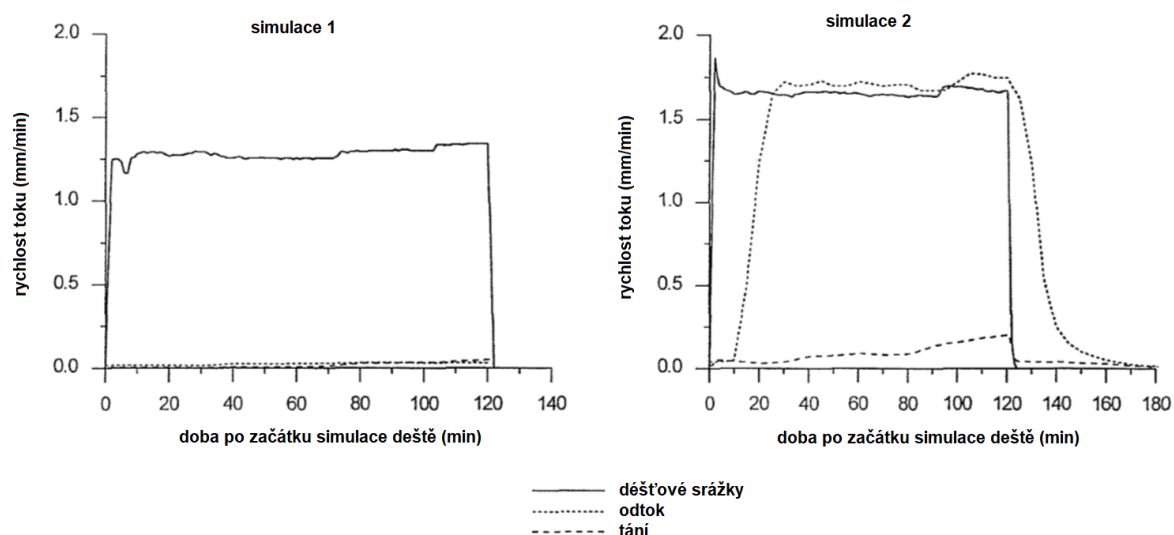
#### 2.1.1 Teplota vzduchu a srážky

Teplota vzduchu je jedním z nejdůležitějších činitelů, který ovlivňuje nejen tání sněhu, ale především to, zda a kde se sníh vůbec usadí. Teplota a vlhkost vzduchu určují skupenství, v jakém srážky dopadnou na povrch (Pevná, Jeníček 2014). To, jestli srážky vypadnou jako dešťové nebo jako sněhové, může mít velký dopad na ekosystémy (Seibert a kol. 2015). Teplota vzduchu je závislá na ostatních charakteristikách daného prostředí. DeWalle, Rango (2008) i Singh a Singh (2001) uvádí, že teplotní režim lokality je z velké části řízen nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou. Teplota se průměrně snižuje o 0,65 °C na 100 výškových metrů a protože se zvyšováním nadmořské výšky dochází i ke snižování teploty, jsou oblasti vyšších nadmořských výšek také oblastmi vyšších sněhových srážek (DeWalle, Rango 2008).

Sněžení přináší jak teplá, tak studená frontální činnost. Studené fronty způsobují velmi intenzivní sněžení, které trvá kratší dobu na menším území. Naproti tomu při teplé frontě je sněžení méně intenzivní, má ale delší trvání a působí na velké rozloze. Na horách se často projevuje tzv. orografický efekt, který ve své knize popisují DeWalle a Rango (2008). K tomuto efektu dochází, pokud se vzduchové hmoty snaží dostat přes členitý terén. Vlhký vzduch, pohybující se velkou rychlostí kolmo na horská pásma, obvykle přináší nejvíce sněhu. Nejpatrnější je zvýšení intenzity sněžení na návětrných svazích, ta se zvyšuje s nadmořskou výškou. Každá bouře a každá lokalita má své charakteristické vlastnosti, a proto se tento efekt nemusí projevovat vždy stejně. Ve středních Himálajích vlivem orografického efektu na závětrné straně napadne méně než polovina srážek, které napadnou na návětrné straně (Singh, Kumar 1997). Autoři uvádějí, že gradient ročních srážek činí 106 mm na 100 výškových metrů na návětrné straně, kdežto na závětrné jen 13 mm.

Teplota je rozhodujícím faktorem i pro tání. Kladné teploty vzduchu a dostatek vody ve sněhu mohou způsobovat povodně (Brázdil a kol. 2005). Proces může být ovlivněn dešťovými srážkami. Pokud na sněhovou pokrývku začne pršet to může mít dopad na zvýšení průtoků, spouštění lavin, sesuvy nebo bahnotoky (Singh a kol. 1998). V rakouské části Alp simulovali Singh a kol. (1998) déšť na přírodní sníh o teplotě 0° C

(Obrázek 1). Provedli dvě 120 minut trvající simulace různé intenzity deště na metr vysokou sněhovou pokrývkou se 4% obsahem kapalné vody a vrstvami ledu. V prvním případě, kdy intenzita srážek byla 1,27 mm/min, byly odtok i tání zanedbatelné. Vzhledem k tomu, že se nezvýšila vlhkost půdy pod sněhem, bylo celkové množství srážek zadrženo ve sněhové pokrývce. Druhá simulace začala hodinu po konci první s intenzitou 1,66 mm/min. Na rozdíl od první simulace se začal odtok zvyšovat už po 10 minutách a převýšil dopadající srážky. Odtok začal klesat brzy po zastavení srážek a hlavní pokles nastal po 15-20 minutách. Výsledky prokázaly, že silné dešťové srážky na sněhovou pokrývkou dohromady s táním sněhu mají za následek vysoké průtoky zvyšující riziko povodní. Autoři zároveň uvádí, že přítomnost ledových ploch ve sněhové pokrývce dvojnásobně zvýšila zadržovací kapacitu (z necelých 7 % na 14,4 %). To je důležité pro snižování rizika vysokého odtoku v důsledku silného deště.



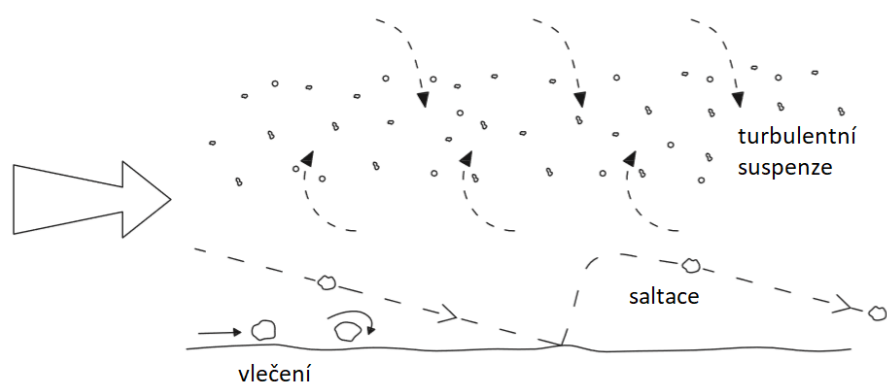
Obrázek 1: Hodnoty simulovaného deště, pozorovaného odtoku a vypočteného tání sněhu během obou simulací (Singh a kol. (1998), upraveno)

## 2.1.2 Vítr

Sníh může být přenášen větrem až na kilometrové vzdálenosti nejen předtím, než na zemském povrchu vytvoří pokrývkou, ale i poté, co částice dopadnou na povrch (DeWalle, Rango 2008). Proto je sníh nerovnoměrně rozložen a dodává do půd nerovnoměrné množství vody. Přerozdělování sněhu větrem výrazně ovlivňuje zimní mikroklima, akumulaci sněhu a tím i odtoky během tání sněhu v chladných větrných oblastech (Pomeroy, Gray 1990). Vliv větru je podstatný i během tání. S rostoucí rychlostí větru při kladných teplotách se urychluje přenos tepla do vrstvy sněhu, a tím i její tání

(Brázdil a kol. 2005). Vliv větru na tání se více projeví na velkých otevřených plochách jako jsou louky, pole nebo pastviny (Pevná, Jeníček 2014).

Vítr přenáší sníh třemi hlavními způsoby: turbulentní suspenzí, saltací a vlečením (Obrázek 2). K turbulentní suspenzi dochází ve výšce desítek až stovky metrů nad povrchem za vyšších rychlostí větru, který přenáší menší částice ledu. Dalšími způsoby jsou saltace, kdy částice poskakují nad povrchem a vlečení, kdy se velké částice kutálejí nebo se valí po povrchu.



Obrázek 2: Způsoby přenášení sněhu větrem (DeWalle, Rango, (2008), upraveno)

Způsob a míra přenášení sněhových částic závisí na mnoha podmínkách. K většímu množství přenášení přispívá velký objem sněžení, vysoké rychlosti větru a nízké teploty vzduchu (DeWalle, Rango 2008). Důležitá je i drsnost, členitost a orientace terénu, lépe se bude sníh přemísťovat na otevřených plochách, kde nejsou žádné překážky než např. v lese, který zpomaluje rychlost proudění. Pomeroy a Li (2000) uvádí, že na prériích v kanadském Saskatchewanu v arktických podmínkách bylo 48 – 58 % sněhu odneseno větrem, ještě než začalo tání. Roth a Nolin (2017) ve svém výzkumu provedeném v Oregonu poukazují na to, že vlivem snižujících se rychlostí větru v lesích ve vysokých nadmořských výškách může docházet k ukládání sněhu přednostně v lese. Nelze opomenout ani vlastnosti samotné sněhové pokrývky. Starší, sesedlý sníh potřebuje pro přenos více než dvojnásobnou inicializační rychlost větru než nový sníh (Comet 2012). Stejně tak je obtížné přemístit saltací nebo suspenzí již usazený mokrá sníh v blízkosti oceánu (Roth, Nolin 2017). Pomeroy a Gray (1990) vypočetli průměrné množství sněhu přemístěného saltací na dvou místech západní Kanady. Průměrně bylo transportováno saltací 7 - 16 % ročních sněhových srážek.

Sluneční záření za jasných dní dodává energii k přenášení sněhových částic větrem a také zvyšuje rychlost sublimace (DeWalle, Rango 2008). Sněhová pokrývka má během

zimy tendence vysublimovat a ztrácet hmotu. Sublimovaný sníh se na rozdíl od přemístěného nezapojuje do odtoku, ale vrací se zpět do atmosféry (Pomeroy, Li 2000). U ledových částic, které jsou přenášeny větrem, se sublimační ztráta kvůli většímu množství odkryté plochy částic zvyšuje. Množství sněhu, které vysublimuje se liší v závislosti na počasí. V teplém větrném počasí sublimuje kolem 40 % ročních srážek, v chladných podmínkách jen kolem 10 - 15 % (DeWalle, Rango 2008).

### 2.1.3 Sluneční záření

Sluneční záření je hlavním zdrojem energie na zemském povrchu (USACE 1998). Na energetických procesech závisí akumulace, zrání i tání sněhu (Pevná, Jeníček 2014). Výměna energie mezi sněhovou pokrývkou a prostředím určuje rychlost ztrát vody z pokrývky způsobené táním, výparem nebo sublimací (DeWalle, Rango 2008). Výpočet energetické bilance také umožňuje modelovat proces tání (Seibert a kol. 2015). Energetickou bilanci sněhové pokrývky lze vyjádřit rovnicí:

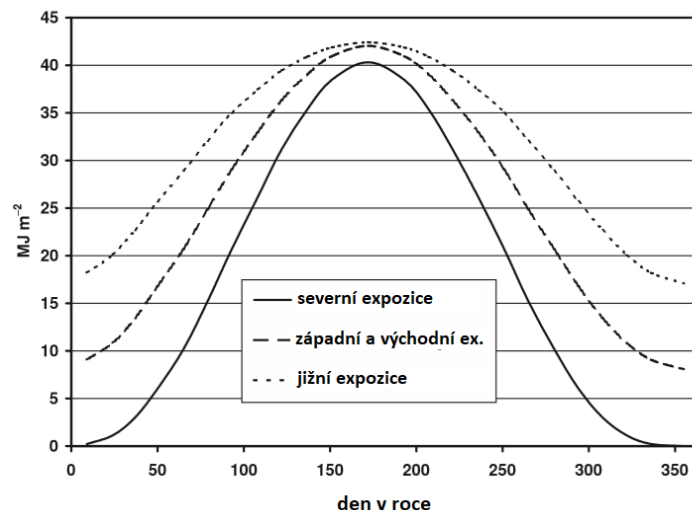
$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g \quad (1)$$

Kde  $Q_i$  je výsledná energetická bilance, která se uvádí v  $W m^{-2}$ . Pokud je výsledná bilance kladná, sníh taje, pokud záporná, tak sníh promrzá.  $Q_{ns}$  je krátkovlnná radiace, která nabývá vždy nezáporných hodnot a nejvíce ovlivňuje tání sněhu (Pevná, Jeníček 2014).  $Q_{nl}$  vyjadřuje dlouhovlnné záření,  $Q_h$  turbulentní výměnu tepla z atmosféry.  $Q_e$  značí přenos latentního tepla, tedy tepla potřebného na přeměnu vody z pevného na kapalné skupenství.  $Q_p$  je teplo dodané kapalnými srážkami a  $Q_g$  teplo půdního podloží. Podle Comet (2012) není možné jednoznačně říct, která složka je pro tání sněhu důležitější, protože vždy záleží na kombinaci místních geografických podmínek a počasí.

Pro sněhovou pokrývku je nejdůležitějším zdrojem energie krátkovlnné záření o vlnové délce 0,2 – 2,2  $\mu m$ , které může ovlivňovat tání v hloubce až 25 cm sněhové pokrývky (DeWalle, Rango 2008). Část energie absorbované sněhovou pokrývkou nebo vegetací je vyzařována zpět do atmosféry jako dlouhovlnné záření o vlnové délce  $\lambda = 2-100 \mu m$ . Na rozdíl od krátkovlnného není dlouhovlnné vázáno na denní dobu a k výměně dochází jak ve dne, tak i v noci (DeWalle, Rango 2008). Na zemský povrch dopadá méně než 50 % přicházejícího záření (USACE 1998), protože se odráží od mraků, láme se, rozptyluje se, nebo je absorbováno množstvím molekulárních struktur obsažených v atmosféře (USACE 1998), případně korunami stromů (Comet 2012). Pokud není

absorbováno nebo rozptýleno, nazýváme ho přímým. Vstup přímého záření se během dne nebo ročního období velmi liší v závislosti na výšce slunce a azimutu, stejně jako oblačnosti a topografii (Stähli, Jonas, Gustafsson 2008). V době, kdy je slunce nízko nad obzorem, přichází větší část záření jako rozptýlené, protože sluneční paprsky musí urazit delší dráhu a dochází k většímu rozptylu (DeWalle, Rango 2008). Při jasných dnech přichází 80 % záření přímé a 20 % jako rozptýlené (pro výšku slunce větší než 40° nad horizontem), zatímco při husté oblačnosti tento poměr může být opačný (DeWalle, Rango 2008).

Část záření, které dopadne na povrch, se od něj může odrazet. Míru odrazivosti tělesa nazýváme albedo. Vyjadřuje poměr odraženého krátkovlnného záření k celkovému množství dopadajícího záření (Comet 2012). Hodnota albeda sněhové pokrývky se liší podle stáří sněhu. U čerstvého sněhu se pohybuje většinou kolem 80 %, ale může být i přes 90 %. Už po několika dnech se krystaly vlivem metamorfózy zaoblují a klesá jejich schopnost odrážet záření. Albedo klesne přibližně na 60 % a během tání se pohybuje na pouhých 40 % (Comet 2012).



Obrázek 3: Graf denní potenciálního příjmu slunečního záření během roku pro svahy se sklonem 30° pro 50° severní šířky (DeWalle, Rango (2008) upraveno)

Kamkoliv na zemský povrch dopadne záření, je upraveno topografií (Pohl, Marsh, Pietroniro 2018). Nadmořská výška, sklon a expozice svahu ovlivňují výměnu energie a tím i proces tání. Platí, že čím kratší dráhu záření urazí a čím kolměji dopadá, tím je silnější. Přímé záření na svah dopadá i se od něj odrazí v jiném úhlu než na rovině. Vůči ostatnímu terénu je svah nakloněn, má omezený výhled k obloze a přijímá část krátkovlnného záření odraženého od okolního terénu a z atmosféry nad sebou. V povodích s vysokou zeměpisnou šířkou nebo v horských povodích se může stát, že povrch sněhu přijímá pouze rozptýlené záření z důvodu topografického stínění (DeWalle, Rango 2008). Důležitou roli

hraje také orientace svahu. Na severní polokouli platí, že největší množství záření dopadá na jižní svahy, nejméně na severní, přičemž největší rozdíl mezi množstvím přijatého záření je v zimě (Obrázek 3). DeWalle a Rango (2008) uvádějí, že na jihovýchodní svah se sklonem 30° dopadlo 3x více přímého krátkovlnného záření než na rovinu, u rozptýleného ani dlouhovlnného takový rozdíl pozorován nebyl.

Primárním účinkem lesního porostu na radiaci je absorpce přicházejícího krátkovlnného záření, a absorpce a emise dlouhovlnného záření (Stähli, Jonas, Gustafsson 2008). Koruny stromů během dne absorbují krátkovlnné záření a v noci, kdy mají vyšší zářivost než obloha, vyzařují dlouhovlnné záření. Pod korunami je tedy snížené množství krátkovlnného záření a převládá dlouhovlnné (Essery a kol. 2008). Pohlcení krátkovlnného záření přímo vede k oteplování vegetace a zvyšování ozáření sněhu dlouhovlnnou radiací (Pomeroy a kol. 2009). Tento efekt se nejvíce projevuje při vysokých úhlech slunečního záření a nízkých teplotách vzduchu. Studie, kterou provedli Pomeroy a kol. (2009) ukazuje, že teploty nad a hlavně pod korunami stromů jsou často nižší než teploty stromů samotných, které jsou vystaveny silné insolaci a zániku krátkovlnného záření. Při měření zjistili, že sluncem osvětlené kmeny stromů mají podstatně vyšší teplotu než vzduch. Největší rozdíly mezi autory odhadovanými a naměřenými hodnotami způsobila nesouvislá vegetace vystavená sluneční insolaci, kde mezery mezi stromy umožňují průnik krátkovlnného záření. Podle Musselmana, Pomeroye a Linka (2015) ale mezery mezi stromy běžně nemají dopad na krátkovlnné záření a vliv velikosti mezer závisí na čase, struktuře lesa a zeměpisné šířce. Propustnost lesa pro krátkovlnné záření je dána především podílem rozptýleného záření a výškou Slunce. Stähli, Jonas a Gustafsson (2008) zjistili, že vliv sněhu zachyceného na větvích na propustnost krátkovlnného záření je v porovnání s oblačností až sekundárním faktorem.

## 2.2 Topografie

Topografie je nezanedbatelným faktorem nepřímo ale trvale ovlivňujícím rozložení i tání sněhové pokrývky. Nadmořská výška a orientace svahu určuje množství a skupenství srážek, teplotu vzduchu, rychlost větru a vlhkost, ale i strukturu vegetace. Jost a kol. (2007) uvádí, že v lokálním měřítku kombinace nadmořské výšky, orientace svahu a lesního pokryvu objasnila 80 - 90 % variability ukládání sněhu. Podle Jeníčka, Pevné a Matějky (2018) je vliv topografie důležitý především pro otevřené plochy a mýtiny, zatímco pro les je nejdůležitější index LAI.

### 2.2.1 Nadmořská výška

Obecně platí, že se zvyšující se nadmořskou výškou se zvyšuje množství srážek a snižuje se teplota. Jak již bylo zmíněno, běžně se uvádí přibližně o 0,65 °C na 100 výškových metrů. Platí tedy, že se zvyšující se nadmořskou výškou se množství sněhu zvyšuje a také udrží po delší dobu. Moreno, Latron a Lehmann (2010) uvádí, že nadmořská výška hraje důležitější roli v délce trvání sněhového pokryvu než radiace. Sníh v oblastech vysoké nadmořské výšky odtává později, a proto i k nejvyšším odtokům řek dochází později než u řek v nižších nadmořských výškách, což potvrzuje studie Seiberta a kol. (2015), kteří také uvádějí, že s nadmořskou výškou se zvyšuje i celkový sezónní odtok řek.

Podle Josta a kol. (2007) se vliv nadmořské výšky na sněhovou pokrývku během sezóny mění. Autoři to vysvětlují tím, že během chladných zimních podmínek nadmořská výška způsobuje většinu změn teplot a ostatní faktory, jako orientace a vegetace, jsou méně důležité. Jejich vliv na teplotu vzduchu nabývá důležitosti během jara a léta. S nadmořskou výškou stoupá kromě srážek a výšky sněhu i hodnota SWE, což dokazují výzkumy Andersona a kol. (2014) a Šípka a Tesaře (2014). Jost a kol. (2007) přímo uvádí, že nadmořská výška byla nejdůležitějším faktorem ovlivňujícím SWE, a to po oba jimi měřené roky. Vliv orientace a vegetace byl navzájem srovnatelný, a více se projevil v roce chudším na srážky. Šípek a Tesař (2014) zjišťovali vliv nadmořské výšky na Šumavě. Hodnota SWE i výška sněhu se s nadmořskou výškou zvyšovala jak v otevřených, tak i v zalesněných územích. Průměrný výškový gradient na 100 m byl 5-20 mm v lesích a 30 - 40 mm pro otevřené plochy.

### 2.2.2 Orientace a sklon svahů

Nadmořská výška má dominantní vliv na akumulaci sněhu, orientace terénu nabývá téměř stejného vlivu během tání (Jost a kol. 2007) a je důležitým faktorem projevujícím se především v měřítku povodí. Na severní polokouli platí, že jižní svahy přijímají nejvíce záření, a proto na nich bývá nejméně sněhu, který navíc nejrychleji odtává. Naopak s orientací na sever nebo východ se výška sněhu zvyšuje (Moreno, Latron, Lehmann 2010). Ve výzkumu Maxwella, Calla a St. Claira (2019) v Utahu byla výška sněhu o 44 % větší na severních svazích než na jižních. Toto potvrzuje i výzkum Hribíka a Škvareniny (2006) v CHKO Poľana na Slovensku. Zároveň však uvádí, že v situaci, kdy oblačnost nastoupila z jihu, horstva Poľany vytvořila bariéru, a víc sněhu bylo právě na svazích jižních. O tom, že převládající směr větru v lokalitě může změnit míru vlivu orientaci na akumulaci a tání



se zmiňuje i (Varhola a kol. 2010b). Důležitá je expozice vůči proudění větru. Vítr vyfoukává sníh z návětrných svahů a ukládá ho na svazích závětrných. Částice se více usazují na úpatích strmějších svahů než mírných. Celkově se na strmých svazích udrží méně sněhu, který zároveň rychleji odtává. Sníh je na nich méně stabilní a hrozí riziko lavin.

## **2.3 Vegetace**

Vegetace je jedním z podstatných faktorů, které mají vliv na ukládání i tání sněhu, a její vliv se projevuje především v měřítku povodí. Samotná vegetace je ovlivněna zeměpisnou šířkou či nadmořskou výškou, které určují její strukturu a druhové složení. Stejně jako jiná vegetace se lesy přímo i nepřímo účastní hydrologického cyklu prostřednictvím svého vlivu na intercepci, energetickou bilanci, evapotranspiraci a infiltraci (Škvarenina a kol. 2009). Nepřímý vliv je spojen především s jejich dopadem na klima.

### **2.3.1 Vliv vegetace na akumulaci sněhu**

Jedním ze způsobů, jak vegetace ovlivňuje sněhovou pokrývku je zachycování sněhu v korunách stromů, tzv. intercepce. Část sněhových srážek se zachycuje na větvích a nevytváří tak pokrývku na zemském povrchu. Výška sněhu je pak pod stromy výrazně nižší než na otevřené ploše. Škvarenina a kol. (2009) uvádí průměrně o 22 %, Jost a kol. (2007) dokonce o 40 %. Průběh usazování sněhu na větvích se během sněžení mění. Na začátku sněžení se sněhové krystaly elasticky odráží od suchých jehlic, jakmile se první krystaly dostanou mezi jehlice, množství zachycených vloček se výrazně zvyšuje, dokud není pokryta celá větev (Schmidt, Pomeroy 1990). Pod vahou sněhu se větve ohýbají, přičemž konce větví jsou zatěžovány více, a mohou se lámat. Pružnost dřeva se mění s teplotou a vlhkostí. Při teplotách pod nulou se v buňkách dřeva vytvoří ledové částice, které zpevňují živé i mrtvé dřevo a větve tak udrží více sněhu. Schmidt a Pomeroy (1990) ve svém výzkumu ukazují, že při zvýšení teploty k bodu mrazu se dřevo stává pružnější, což vysvětluje, proč při zvyšující se teplotě sklouzává sníh na zem. Pokud sníh na větvích roztaje, voda z nich skapává nebo stéká po kmenech na zem a stává se součástí odtoku. Intercepovaný sníh může vysublimovat nebo se vypařit. Množství srážek, které se takto vrátí do atmosféry, označujeme jako intercepční ztrátu (DeWalle, Rango 2008). Množství zachyceného a vysublimovaného sněhu závisí na lokálních podmínkách. Hedstrom a Pomeroy (1998) uvádí, že v jehličnatém lese může vysublimovat kolem 30 – 40 % sněhových srážek.

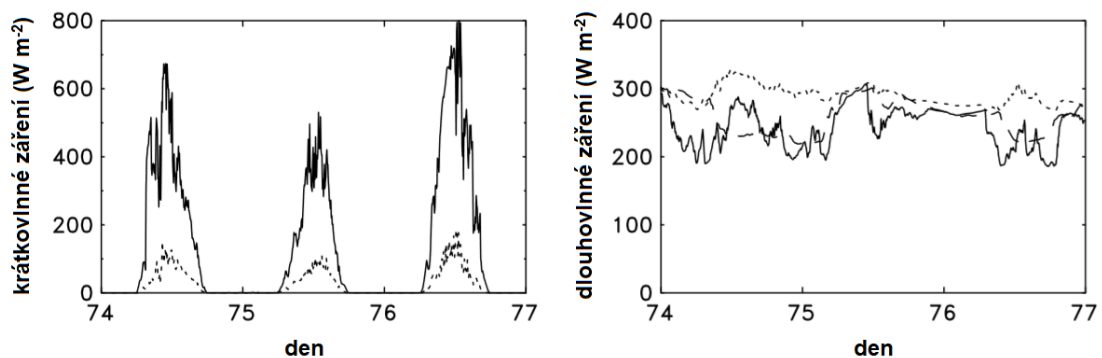
Intercepce je ovlivňována jak vegetačními, tak meteorologickými faktory. Vegetační faktory jsou dány druhy rostlin, které rostou v lokalitě. Zásadní je, zda je povrch pokryt lesem, jestli je tvořen stromy jehličnatými nebo listnatými, a zda jsou opadavé. Koruny stromů se vyznačují značnou variabilitou, což způsobuje rozdílné rozdělení srážek pod nimi (Oreňák a kol. 2013). Roli hrají i stáří a stav lesa, tvar koruny, vlastnosti jehličí a úhel a pružnost větví (DeWalle, Rango 2008).

S intercepcí se pojí index listové plochy (Leaf Area index, LAI) (Pomeroy, Fang, Ellis 2012), který je definován jako poměr plochy listů nebo jehlic na jednotku plochy půdy. Pokud stromy mají jehličí nebo listy i při sněžení, mohou zachytit mnohem větší množství padajícího sněhu. Množství zachyceného sněhu se liší podle dané lokality a hustoty vegetace. Matějka a Jeníček (2015) uvádí 14 – 60 % zachycených srážek v závislosti na hustotě vegetace, ve studii Šípka a Tesaře (2014) bylo zachyceno 40 % celkových srážek. Z jejich výzkumu také vyplývá, že s nadmořskou výškou se zachycení mírně zvyšuje a že zachycování je efektivnější ve smrkovém než v bukovém lese. Význam má i stáří stromů, vyšší intercepce pozorujeme ve vzrostlém lese než v mladém (Hedstrom, Pomeroy 1998). Intercepce se zvyšujícím se množstvím sněhu klesá, protože větve stromů mohou zachytit jen omezené množství sněhu (Jeníček, Pevná, Matějka 2018). Ke stejnému závěru došli i Hedstrom a Pomeroy (1998), podle kterých intercepce klesá i s rostoucí dobou od sněžení a teplotou vzduchu.

Velikost a rychlost intercepce jsou ovlivňovány meteorologickými podmínkami jako je teplota vzduchu (Roth, Nolin 2017) a rychlost větru (Varhola a kol. 2010b). Při teplotách nad nulou dochází vlivem většího podílu kapalné vody v zachyceném sněhu k zvyšování jeho hmotnosti a sníh padá ve velkém množství na zem. Teplota kolem bodu mrazu způsobuje, že je sníh více soudržný a lépe se zachycuje v korunách stromů. S klesající teplotou jeho soudržnost klesá (DeWalle, Rango 2008). Silnější vítr může způsobovat, že se soudržný sníh zachycuje nejen v korunách ale i na kmenech stromů. Při nižších teplotách při sněžení vítr způsobí, že se sníh zachycuje méně. Silný vítr může uvolnit sníh z korun i dlouho poté, co se zachytil, a může mít za následek vyšší akumulaci sněhu na volné ploše. Obecně je v lese vliv větru menší, protože je jeho rychlost vegetací zpomalována. Matějka a Jeníček (2015) uvádí o 10 – 30 % v porovnání s rychlostí větru na otevřené ploše.

### 2.3.2 Vliv vegetace na tání a odtok ze sněhu

Lesy mají velký vliv na energetickou bilanci sněhové pokrývky, především na radiační a konvektivní tepelnou výměnu (DeWalle, Rango 2008). Stíněním snižují množství krátkovlnného slunečního záření a zvyšují množství dlouhovlnného (Obrázek 4) (Essery a kol. 2008), čímž způsobují změny energetické bilance pod korunami stromů (Roth, Nolin 2017) a ovlivňují teploty a rychlost tání sněhové pokrývky (Essery a kol. 2008). Tento vliv se projevuje nejen přímo v lese, ale i na mýtinách, které stromy zastíní a tím zpomalují tání.



Obrázek 4: Vliv lesa na krátkovlnné a dlouhovlnné záření. Plnou čarou jsou znázorněny hodnoty měřené nad vegetací, tečkovaně pod. (Essery (2008), upraveno)

Účinek stínění na tání sněhu se nejvíce projevuje za jasných dní (Moreno, Latron, Lehmann 2010) a závisí na vlastnostech lesní vegetace. Hustý jehličnatý les může snížit množství přicházejícího krátkovlnného záření až na 10 % původního množství, listnatý opadavý propouští přibližně 50 % (DeWalle, Rango 2008).

Přímý vliv lesů na množství zásob vody ve sněhu v povodí prokázaly výsledky výzkumu Matějky a Jeníčka (2015). V lesích naměřili vodní hodnotu sněhu o čtvrtinu nižší než na volné ploše. Výsledky výzkumů se shodují na tom, že hodnoty SWE jsou nižší v lese než na otevřených plochách. Škvarčina a kol. (2009) uvádí, že SWE bylo v lese o 31 % nižší, ve výzkumu Stähliho a Gustafssona (2006) bylo roční maximum SWE dokonce o 50 % nižší v lese než na otevřených plochách. Škvarčina a kol. (2009) předpokládají, že rozdíly ve výšce sněhu jsou ovlivněny intercepcí, zatímco rozdíly u SWE jsou kombinací intercepce a stínění, zejména na konci tání.

Jeníček, Hotový a Matějka (2017) provedli výzkum v povodí Ptačího potoka, který se nachází 6 kilometrů jihozápadně od zájmové lokality této práce. Zaměřili se především na vliv vegetace na rozmístění sněhu bez vlivu větru a topografie, protože sledovaná území s různým typem vegetačního pokryvu se nachází v těsné blízkosti a ve stejné nadmořské

výšce. Jejich výsledky ukazují, že hodnoty SWE byly v lese o 41 % nižší než na otevřené ploše. S tím se shodují i výsledky Jenička, Pevné, Matějky (2018), kteří pro stejné povodí uvádí 40 %.

Množství přichozícího slunečního záření ve zdravém lese se ve stejném období snížilo na 6,3 % množství měřeného na volném prostranství a na 23,9 % v narušeném lese. Sněhová pokrývka ve zdravém lese tála o 32 % a v poškozeném jen o 7 % pomaleji než na otevřené ploše. To autoři vysvětlují vyšším úhrnem krátkovlnného záření, které dopadá na plochu po rozpadu lesního porostu. Nicméně pokles krátkovlnného záření ve zdravém i poškozeném lese je mnohem vyšší, než by vysvětloval pokles rychlosti tání sněhové pokrývky. Z toho autoři vyvozují, že krátkovlnné záření nemůže samo o sobě vysvětlit změnu v tání po narušení lesa. Kostka a kol. (2019) ve své studii uvádí, že tání na otevřených plochách bylo o 60 % větší než v lesích. Tání ve zdravém lese začalo vůči poškozenému lesu se zpožděním, jednalo se ale jen o 1-2 dny. Rozdíl byl i v intenzitě tání, která byla vyšší v porušeném lese než ve zdravém. Varhola a kol. (2010a) uvádí, že podle očekávání mýtiny vykazovaly vyšší hodnoty SWE i ablance než okolní les. V tomto srovnání byla akumulace sněhu v lese nižší o 7 – 27 % a míra tání se snížila o 15 – 31 %. Což naznačuje, že les silně ovlivňuje tyto procesy.

### **2.3.3 Vliv lesních disturbancí na akumulaci a tání sněhu**

Kromě druhového složení lesa je důležitý i jeho stav. Pokud dojde k narušení struktury lesa, může se zvýšit jak akumulace kvůli snížené intercepci, tak ablance vlivem většího množství dopadajícího záření na povrch (Varhola a kol. 2010a). Důsledkem může být se větší odtok z povodí a s ním i vyšší riziko povodní, protože horský odtok je vysoce citlivý jak na změny klimatu, tak na lesní poruchy (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). K takovému narušení může dojít přírodními faktory jako je požár, silný vítr či napadení hmyzem, nebo může být způsobeno antropogenními vlivy, především těžbou.

Na různé druhy narušení lesa se zaměřili Pomeroy, Fang a Ellis (2012). V povodí v kanadské Albertě napadení kůrovcem způsobilo téměř 10% nárůst objemu tání, avšak odtok se zvýšil jen o 2 %. Tento malý nárůst autoři přisuzují specifickým dané lokality. Větší dopady způsobily požáry a kácení, které ovlivnily mnohem větší plochu a měly víc než 2x větší dopad než kůrovec. Dále autoři prokázali, že změny se jinak projevují na denním odtoku než sezónním. Denní odtok reagoval na dopady disturbancí až o 25 % silněji než

sezónní. Vliv požárů uvádí i Maxwell, Call a St. Clair (2019), v jimi zkoumaném území sníh tál rychleji na svahu poničeném požárem.

K podobným disturbancím dochází i v povodích zkoumaných Winkler a kol. (2015). I jejich výsledky ukazují, že jak přirozené, tak antropogenní narušování významně mění způsob ukládání a tání sněhu. Autoři zjistili, že se v dubnu výrazně zvyšuje hladina a poté se snižuje odtok v červnu a červenci. Tento posun by mohl zvýšit riziko povodní, ovlivnit vodní prostředí a dodávky zavlažovací vody v oblasti. Jejich výzkum také poukazuje na vliv napadených nebo mírně popálených stromů. Jejich retence, zvláště pokud mají podrost, by mohla zmírnit následky po kácení napadených lesů.

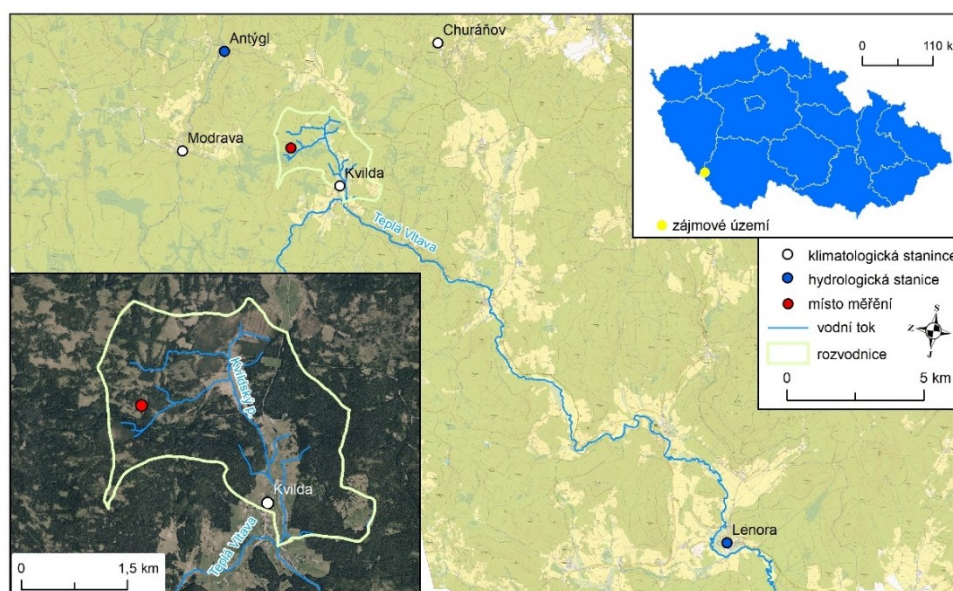
Slovenští autoři Kostka a kol. (2018) se ve svém výzkumu zaměřili na disturbanci způsobenou kůrovcem a po dobu pěti let měřili v Tatrách charakteristiky sněhové pokrývky. Kvůli poklesu vlivu intercepce způsobené defoliací byla výška sněhu podstatně větší v narušeném lese než ve zdravém, a třetí zimu po odumření lesa rozdíl ještě vzrostl. Průměrná hodnota SWE za celé sledované období v narušeném lese byla o 25 % větší než v živém porostu lesa. To dokazuje, že množství vody uložené ve sněhu v oblastech zasažených rozsáhlým odumíráním lesa se může významně zvýšit.

## 3 Data a metody

### 3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmové lokality

#### 3.1.1 Vymezení území

Zájmové území se nachází na Šumavě přibližně 2 kilometry severozápadně od Kvildy a 4 kilometry severovýchodně od obce Modrava (Obrázek 5 5). Místo měření leží v nadmořské výšce 1120 m n. m. v povodí Kvildského potoka. V těsné blízkosti lokality je I. zóna národního parku Jezerní slať a Tetřevská slať. Kvildský potok pramení ve výšce 1072 m n. m. v Jezerní slati, odkud stéká jižním směrem do obce Kvilda, kde se po 3,65 km toku z levé strany vlévá do Teplé Vltavy. Plocha povodí zabírá 8,02 km<sup>2</sup> a je na jihu orograficky vymezena vrcholem Lapka, odkud směřuje přes vrcholy Tetřev a Březová hora k severu. Na severu prochází rozvodnice severním okrajem Jezerní slati, kde se stáčí k jihovýchodu a na východě vede po hřebeni vrcholů Hůrka a Orel. Poté míří k západu, k závěrovému profilu, který se nachází v jižní části povodí ve výšce 1032 m n. m. Kvildský potok odvodňuje většinu rašeliniště, zbylá část je odvodňována Hamerským potokem do Vydry. Orografická hranice v západní části povodí je zároveň rozvodnicí mezi povodím Teplé Vltavy a Vydry.

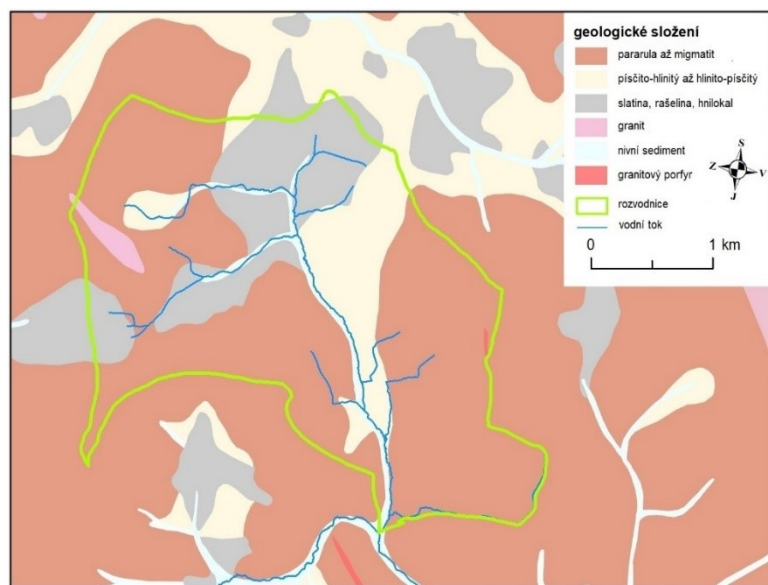


Obrázek 5: Vymezení povodí Kvildského potoka, poloha zájmové plochy a polohy meteorologických a hydrologických stanic (ČÚZK, ArcČR)

### 3.1.2 Geologické poměry

Oblast Šumavy patří do moldanubika. Moldanubikum je jádrem Českého masívu a rozkládá se v jeho jižní a jihozápadní části. Vyjma Šumavy do něj patří ještě Český les a Českomoravská vrchovina. Moldanubikum tvoří silně metamorfované horniny protkané četnými intruzemi granitoidních hornin (Kachlík 2003). Moldanubikum Šumavy je tvořeno především silně přeměněnými rulami a migmatity. Stáří většiny metamorfitů se odhaduje na střední až spodní proterozoikum (Geologická encyklopedie 2013).

Povodí Kvildského potoka je z větší části tvořeno pararulami a migmatity (Obrázek 6). Oblasti podél toku jsou vyplněny nezpevněnými sedimenty. Pás nivních sedimentů kopíruje koryta toků, oblasti vzdálenější od vody jsou tvořeny písčito-hlinitým až hlinito-písčítým sedimentem. Oblast slatě lze dobře rozpoznat i z geologické mapy. Je tvořena slatinou, rašelinou nebo hnilokalem. Na několika místech se můžeme setkat s granity nebo granitovými porfyry.

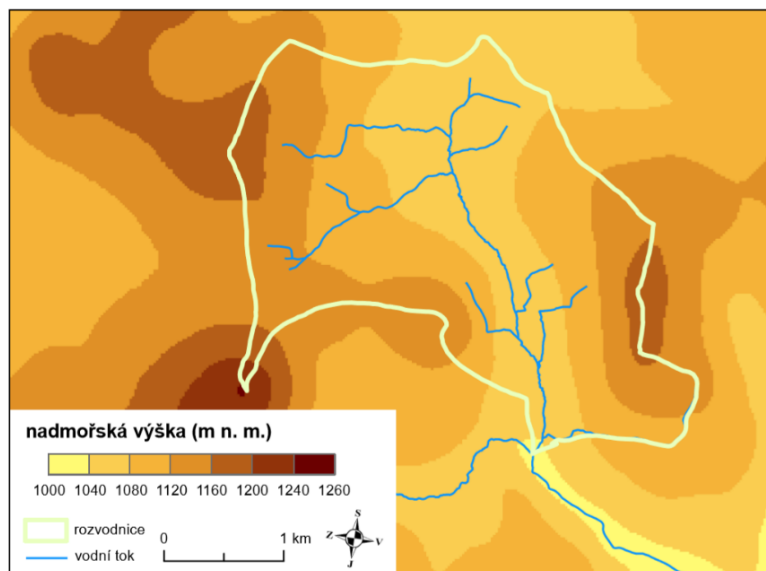


Obrázek 6: Geologická mapa povodí Kvildského potoka (ArcČR, ČGS – geologická mapa České republiky 1:50 000)

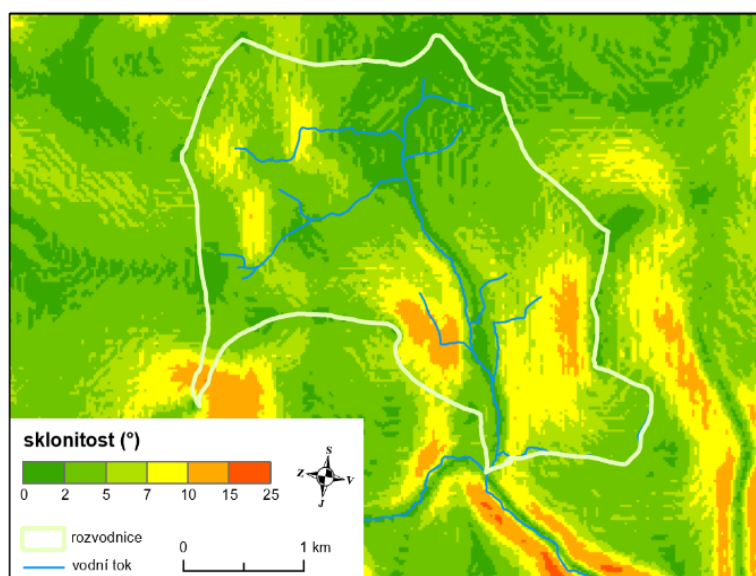
### 3.1.3 Geomorfologické poměry

Povodí se nachází v geomorfologickém okrsku Kvildské pláně, který je střední částí podcelku Šumavské pláně. Kvildské pláně jsou rozsáhlou náhorní rovinou ve výšce kolem 1000 m n. m. ze které vyčnívají vrcholky hor. Do plošiny jsou zahloubeny vodní toky a mělká údolí jsou často vyplněna rašeliníšti. V rámci geomorfologického členění území dále spadá do celku Šumava, oblasti Šumavská hornatina, která je součástí Šumavské subprovincie a provincie Česká vysočina.

Území odpovídá předešlé charakteristice (Obrázek 7). Nejvyšším bodem povodí je vrchol Tetřev s výškou 1260 m n. m., závěrový profil leží ve výšce 1023 m n. m. Převýšení povodí je 237 metrů. Průměrná výška povodí je 1102 m n. m. a nadmořská výška neklesá pod 1000 m n. m.



Obrázek 7: Nadmořská výška povodí Kvildského potoka (ArcČR)



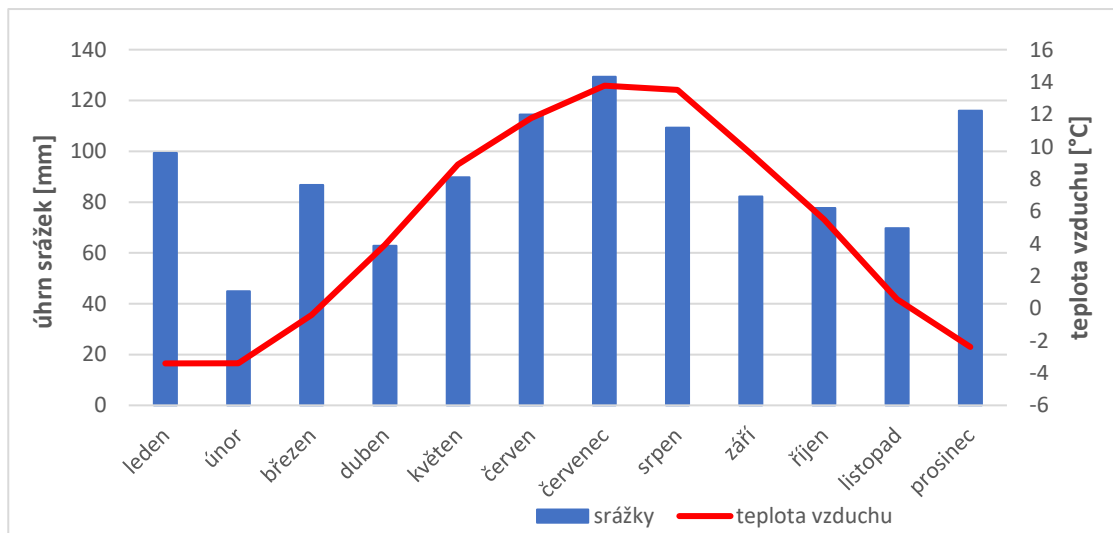
Obrázek 8: Sklonitost svahů v povodí Kvildského potoka (ArcČR)

Sklonitostní poměry v povodí jsou vidět na obrázku 8. Severní část povodí, kde se rozkládá rašeliniště, je převážně rovinatá nebo s mírným sklonem do 5°. Větší sklonitost mají svahy v jižní polovině území a v jihozápadním cípu, kde se nachází nejvyšší hora. Sklon svahů v těchto místech dosahuje 10° – 15°. Na místě měření se sklon pohybuje mezi 7 a 10° a svah je orientován na východ.



### 3.1.4 Klimatické poměry

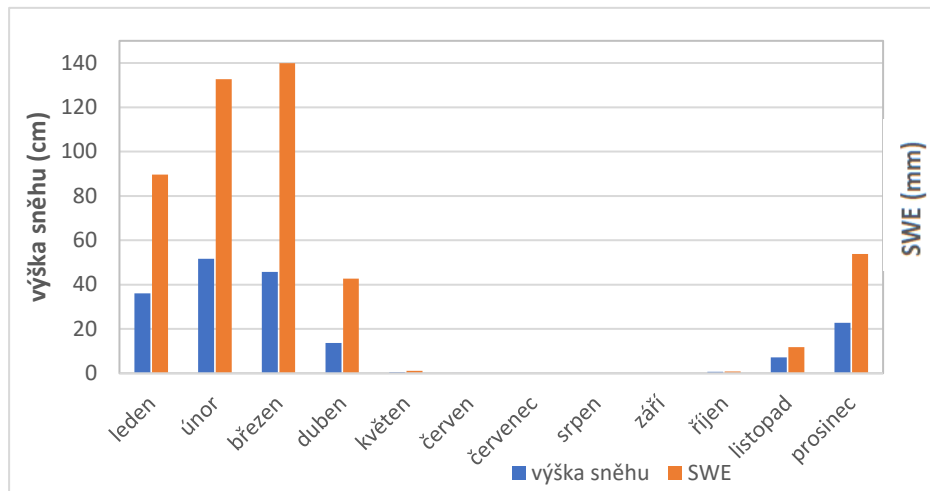
Oblast patří podle Köppenovy klasifikace do klimatické oblasti Dfc, označující boreální klima. Vyznačuje se tím, že průměrná teplota nejchladnějšího měsíce je nižší než  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  a 1-3 měsíce mají průměrnou teplotu vyšší než  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Quittova klasifikace řadí území mezi chladné oblasti. Ledových dní, kdy denní maximum je pod bodem mrazu, je kolem 60 - 70 a arktické dny (denní maximum nevystoupá nad  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) bývají průměrně čtyři za rok (Tolasz 2007). Sníh pokrývá lokalitu 140 – 160 dní a udrží se do dubna až května. Tato lokalita patří mezi nejchladnější oblasti Česka. Jezerní slat' je mrazovou kotlinou a svůj teplotní rekord zaznamenala 30. ledna 1987, kdy stanice naměřila  $-41,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  (NP Šumava 2019).



Obrázek 9: Graf průměrných měsíčních teplot ze stanice Churáňov a průměrných měsíčních úhrnů srážek ze stanice Kvilda za roky 1980 – 2013 (ČHMÚ)

Pro detailnější popis oblasti z hlediska teplot byla využita data z meteorologické stanice na Churáňově a měsíční úhrny srážek ze stanice na Kvildě za období 1980 – 2013. Churáňovská stanice je vzdálená asi 6 km severovýchodním směrem od místa měření v nadmořské výšce 1118 metrů. Stanice na Kvildě se nachází v dvoukilometrové vzdálenosti jihovýchodně od zájmové lokality. Obrázek 9 ukazuje, že průměrné teploty nad  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  dosahují tři měsíce, kromě nejteplejšího července, jehož průměrná teplota je téměř  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ještě srpen a červen. Nejchladnější jsou leden a únor s průměrnou teplotou  $-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Průměrná roční teplota je  $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Srážky jsou poměrně rovnoměrně rozloženy do celého roku. Nejpříznivější je červenec, kdy napadne přes 120 mm, a také prosinec i leden, které jsou bohaté především na sněhové srážky. Naopak srážkově chudý je únor, kdy napadne

méně než 50 mm. Celkový roční úhrn srážek je vzhledem k republikovému průměru vysoce nadprůměrný a činí 1080 mm.



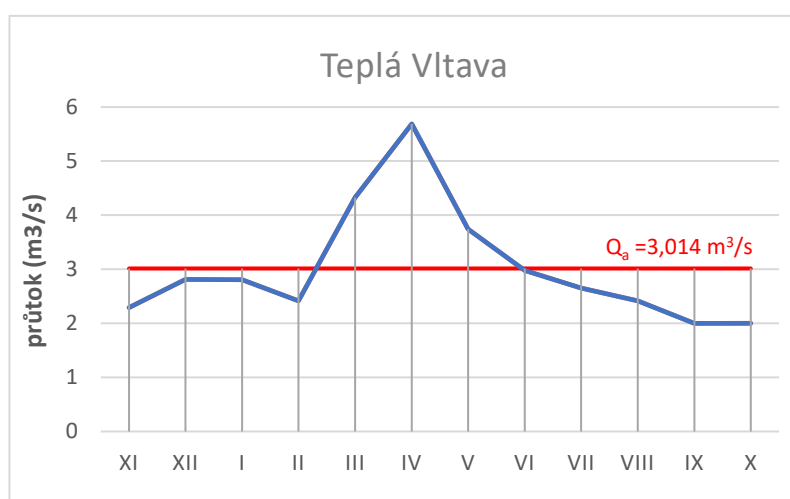
Obrázek 10: Graf průměrné měsíční výšky sněhu a průměrné vodní hodnoty sněhu (SWE) na stanici Churáňov za roky 1980 – 2013

První sněhová pokrývka výjimečně může napadnout už v září, zpravidla se však objevuje v listopadu (Obrázek 10). Zvyšuje se až do února a poté se začíná snižovat, protože v březnu už se teploty dostávají nad bod mrazu a začíná jarní tání. V dubnu výška sněhu klesá velmi výrazně a jen zřídka se udrží až do května. Průměrná vodní hodnota sněhu stoupá společně s výškou sněhu, nejvyšší hodnoty dosáhne v březnu, kdy je velmi ovlivněna zvyšující se hustotou sněhu a dešťovými srážkami. Poté se velmi prudce snižuje ze 140 mm na pouhých 40 mm.

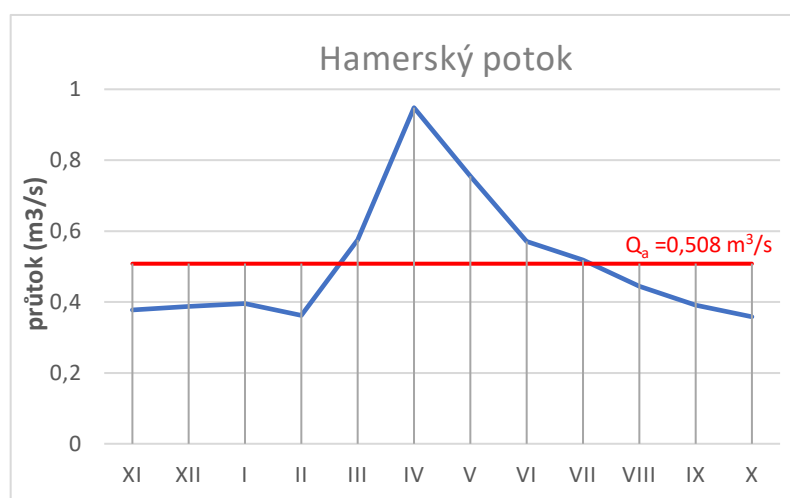
### 3.1.5 Hydrologické poměry

Zájmové povodí se rozprostírá na 8,02 km<sup>2</sup> a rozvodnice má délku 14,27 km. Kvildský potok pramení v Jezerní slati ve výšce 1072 m n. m. Po kilometru do něj z pravé strany přitéká Slatina, odvodňující Jezerní slat' i malou část sousední Tetřevské slati. Do potoka se vlévá ještě několik bezejmenných přítoků. V obci Kvilda se potok vlévá do Teplé Vltavy a je jejím levostranným přítokem IV. řádu. Délka toku je 3,65 kilometru a povodí spadá do úmoří Severního moře. Kvildský potok má niválně-pluviální neboli sněhovo-děšťový odtokový režim. Pro tento režim je typické výrazné maximum v dubnu a květnu, způsobené táním sněhu. To potvrzuje obrázek 11, který zachycuje průměrné měsíční průtoky Teplé Vltavy měřené v Lenoře.

Pro porovnání jsou zařazena i data Hamerského potoka (Obrázek 12), jehož odtokový režim je podobný jako režim Kvildského potoka. Přítok Hamerského potoka odvodňuje druhou část Jezerní slatě do Vydry a povodí sousedí s povodím Kvildského potoka. Na obou grafech je vidět velmi podobný průběh. V zimním období se průtoky drží pod dlouhodobým průměrem a v únoru, který je srážkově chudý, ještě klesají. S přicházejícím obdobím tání sněhové pokrývky zaznamenáváme ohromné zvýšení během března. Oba toky kulminují v dubnu, kdy průtoky dosahují téměř dvojnásobku dlouhodobého průměrného průtoku. V případě Teplé Vltavy poté průtoky klesají rychleji, zatímco v případě Hamerského voda opadá pozvolněji. Pod hranici dlouhodobého průměrného průtoku se Teplá Vltava dostává v červnu, zatímco Hamerský potok až o měsíc později. Minimální průtoky jsou u obou toků v říjnu.



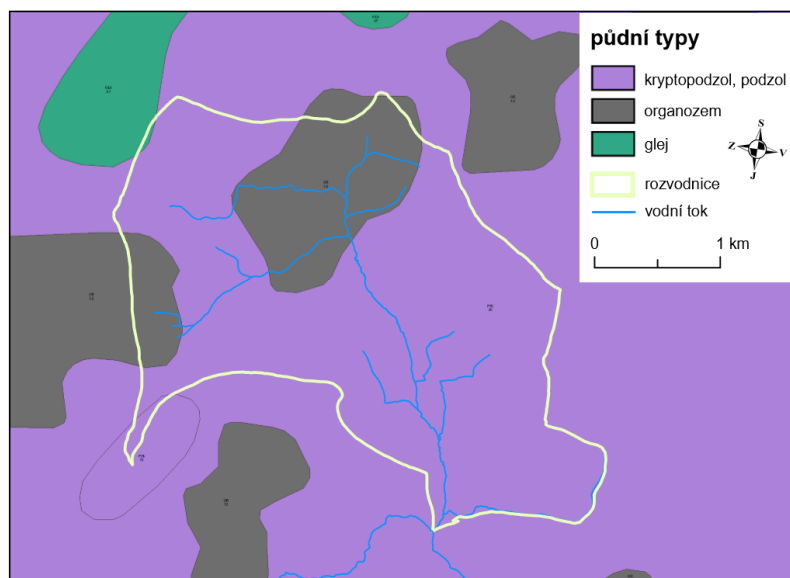
Obrázek 11: Graf průměrných měsíčních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$  Teplé Vltavy na stanici Lenora za hydrologické roky 1980 – 2013 (ČHMU)



Obrázek 12: Graf průměrných měsíčních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$  Hamerského potoka na stanici Antýgl za hydrologické roky 1980 – 2013 (ČHMU)

### 3.1.6 Pedologické poměry

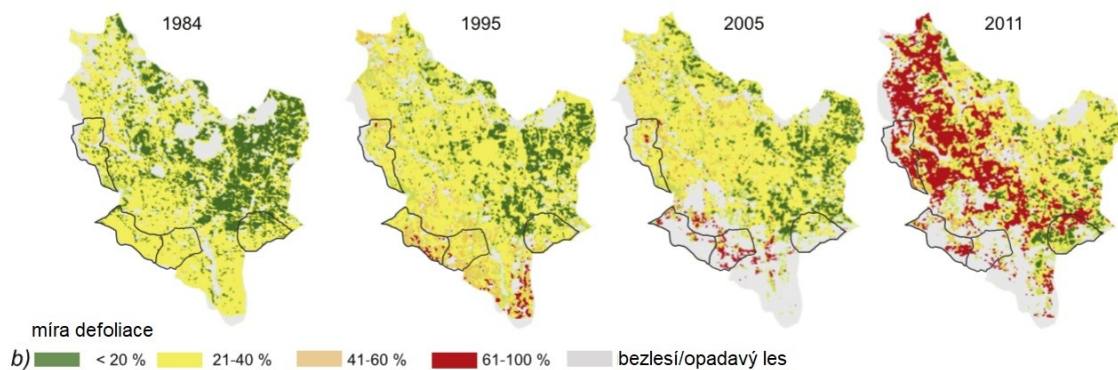
Půda hraje klíčovou roli při zachycování srážek. Schopnost infiltrace a retence vody se liší podle jednotlivých půdních typů a jejich vlastností. Z hlediska půdního složení se oblast povodí neliší od zbytku Šumavy (Obrázek 13). Většinu území pokrývají podzoly nebo kryptopodzoly, půdy typické pro chladné, vlhké oblasti s výškou nad 800 metrů nad mořem a smrkové porosty, kyselé horské bučiny nebo v nižších polohách borové doubravy. Jsou to kyselé půdy s vysokým obsahem nepříliš kvalitního humusu a s nepříznivými sorpčními vlastnostmi. Oblast Jezerní slatě je tvořena organozemí. Tato půda je typická pro rašeliniště a rašelinný horizont má mocnost vyšší než 50 cm. Gleje jsou půdy dlouhodobě provlhčené jak povrchovou, tak podzemní vodou a jsou charakteristické pro zamokřená území a nivy vodních toků. Svou texturou jsou to lehké až střední skeletovité půdy s vysokou vsakovací rychlostí, ale malou retenční schopností (Šefrna 2004). Šefrna (2004) dále uvádí, že na příkřejších svazích to může způsobovat rychlejší odtok povrchových toků. Především vodou nasycené organozemě, přestože mají obrovskou retenční kapacitu, mohou výrazně urychlovat odtok. Ve stavu vodního nasycení se tato vlastnost neuplatňuje. Faktorem, který tento efekt může zmírňovat, je intercepce a evapotranspirace lesních porostů, a také schopnost nadložního humusu vsakovat vodu.



Obrázek 13: Půdní poměry povodí Kvildského potoka (ArcČR, ČZU půdní mapa ČR 1:250 000)

### 3.1.7 Krajinový pokryv

Zhruba 80 % území národního parku je pokryto lesy s převládajícími porosty smrku. V minulosti bylo území porostlé květnatými a acidofilními bučinami, které dosahovaly nadmořských výšek 1050 resp. 1250 m n. m. Tyto porosty byly nejvíce přeměněny lidskou činností a ovlivněny těžbou (Křenová 2008). Lesní porosty byly v posledních desetiletích vystaveny disturbancím. V lednu 2007 se územím přehnal orkán Kyrill, který způsobil značné polomy, a lesy jsou napadány lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*). Tato narušení vedla ke zmenšení území jehličnatých porostů a zvýšení ploch suchého stojícího lesa a holin (Janík, Romportl 2018). V národním parku i v povodí najdeme porosty v různém stupni napadení nebo následné regenerace. K největšímu rozšíření napadených ploch došlo mezi lety 2008 a 2011, od té doby došlo ke zpomalení změn a lesní porosty se opět obnovují (Janík, Romportl 2018). Postupné rozšiřování napadených ploch v povodí Vydry je zobrazeno na obrázku 14.

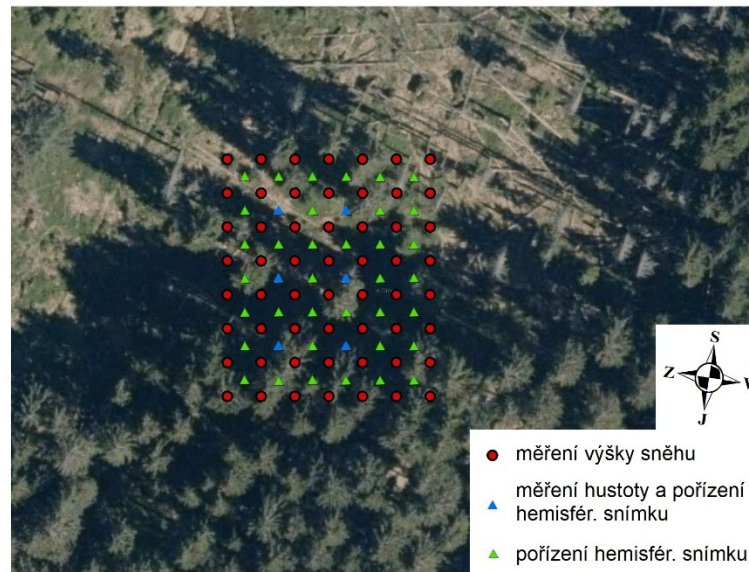


Obrázek 14: Změny ve stavu lesního pokryvu vlivem napadení kůrovce mezi roky 1984, 1995, 2005 a 2011 v povodí Vydry (Su, Langhammer, Jarsjö (2017), upraveno)

Velká část povodí Kvildského potoka spadá do I. zóny národního parku, zahrnující nejčinnější území, v tomto případě Jezerní a část Tetřevské slati. Jezerní slat' je porostlá druhy typickými pro šumavská rašeliniště. Dominují rašeliničky a rašelinná kleč, vyskytují se různé druhy brusnic. Ze vzácných druhů zde roste bříza zakrslá (*Betula nana*) nebo hořec panonský, někdy uváděný také jako šumavský (*Gentiana pannonica*). Mocnost rašeliny je průměrně 2,5 m ale v nejzachovalejší části dosahuje přes 7 m. Zhruba polovina povodí je zalesněná převážně smrkovými porosty s častými mýtinami. Lesy jsou místy napadené kůrovcem ale lokalita nepatří mezi nejpoškozenější. Kolem Kvildy se nachází poměrně rozsáhlé louky a pastviny, a do povodí spadá i malá část zástavby.

### 3.2 Měření dat

Data k bakalářské práci byla získána na terénních měřeních organizovaných KFGG během zimní sezony 2019. Na zájmové ploše (Obrázek 15) se nachází různé typy vegetačního pokryvu. Severní část je převážně otevřená plocha, prostředí část území zabírá kůrovcem poškozený les a v jižní části se nachází vzrostlý smrkový les (Obrázek 16). Na východním okraji zájmové plochy se setkáme s velkým množstvím vývrátů a popadaných stromů.



Obrázek 15: Poloha bodů měření výšky sněhu, hustoty sněhu a pořízení hemisférických snímků na zájmovém území (podklad ČÚZK)

Celkem proběhla čtyři měření v termínech 20. února, 15. a 23. března a 10. dubna. Měření probíhalo na ploše přibližně 35×30 metrů. Předmětem měření byla výška sněhu a hustota sněhu, potřebná k výpočtu vodní hodnoty sněhu (SWE). Výška byla měřena pomocí lavinové sondy a sněhoměrné tyče v pravidelné síti. Body od sebe byly vzdálené přibližně 5 metrů v síti 8×7 bodů v prvním termínu a 8×6 bodů v ostatních třech termínech. Výsledné hodnoty výšky sněhu jsou průměrem 3-5 naměřených hodnot kolem jednoho bodu, aby se minimalizovaly případné nerovnosti terénu a popadaných stromů pod sněhovou pokrývkou. Na šesti bodech byla sněhoměrným válcem o průřezu 50 cm<sup>2</sup> a digitálními vahami měřena výška a hmotnost sněhové pokrývky, ze kterých byla následně vypočtena hustota a vodní hodnota sněhu.

Na uvedené lokalitě bylo při prvním měření pořízeno 39 hemisférických snímků vegetace. K jejich vyfocení byla použita digitální zrcadlovka s objektivem typu fisheye, s úhlem záběru 180° (SIGMA 4,5 mm f/2,8, EX HSM DC Fisheye circular). Horní okraj

snímku byl orientován na sever. Místa pořízení fotografií se nacházela mezi body měření výšky sněhu.



Obrázek 16: Zájmová plocha s rozdílnou strukturou vegetace (vlastní fotografie)

### 3.3 Zpracování dat

Pro zpracování dat a výpočtů byl použit program MS Office Excel 2016, pro vytvoření mapových výstupů a zpracování prostorových dat byl použit ArcGIS 10.6.1 od společnosti ESRI. Nad vrstvou leteckých snímků byla vytvořena síť bodů tak, aby odpovídala síti měření. Bodům byla přiřazena naměřená výška sněhu, ze které byla provedena interpolace. K interpolaci byla využita metoda přirozeného souseda (Natural Neighbor). Tato metoda využívá pro zjištění vah Thiessenovy polygony a je velmi efektivní, pokud jsou data pravidelně rozmístěná, což platí pro zpracovávaná data. Pro interpolaci byla vyzkoušena i metoda Ordinary Kriging, která vytvořila podobný, avšak méně vyhlazený výstup. Pro interpretaci je vhodnější interpolace vytvořená metodou Natural Neighbor.

Kromě výšky sněhu byla na 6 bodech naměřena i hmotnost sněhu, ze kterých byla dopočtena vodní hodnota sněhu a hustota. K získání hmotnosti sněhu bylo nutné nejprve od celkové hmotnosti odečíst hmotnost válce (1,37 kg). Vodní hodnota sněhu byla vypočtena podle rovnice (2).

$$SWE = m \cdot 200 \quad (2)$$

Kde  $SWE$  je vodní hodnota sněhu v mm,  $m$  je hmotnost sněhu v kg. Sněhoměrný válec má průřez  $50 \text{ cm}^2$ , vynásobením činitelem 200 jsou získány hodnoty pro  $1 \text{ m}^2$ . Z těchto hodnot

byla vypočtena průměrná hustota pro jednotlivé termíny (rovnice 3), pomocí které byla dopočítána vodní hodnota sněhu na 56 resp. 48 bodech měření.

$$SWE = \rho \cdot h \cdot 10 \quad (3)$$

$SWE$  je vodní hodnota sněhu v mm,  $\rho$  je průměrná hustota sněhu v  $\text{g cm}^{-3}$  a  $h$  změřená výška sněhové pokrývky v cm.

Z rozdílových rasterů byly získány průměrné úbytky SWE potřebné k výpočtu faktoru tání  $m_f$  pro termíny měření na dané lokalitě (rovnice 4). Metoda teplotního indexu (*degree-day method*) předpokládá vztah mezi teplotou vzduchu a táním sněhové pokrývky. Faktor tání  $m_f$  vyjadřuje úbytek SWE za den při změně průměrné denní teploty o  $1\text{ }^\circ\text{C}$  nad kritickou teplotou. Metoda je velmi často používaná kvůli dobré dostupnosti dat o teplotě vzduchu a pro uspokojivé výsledky i přes relativní jednoduchost výpočtu (Hock 2003).

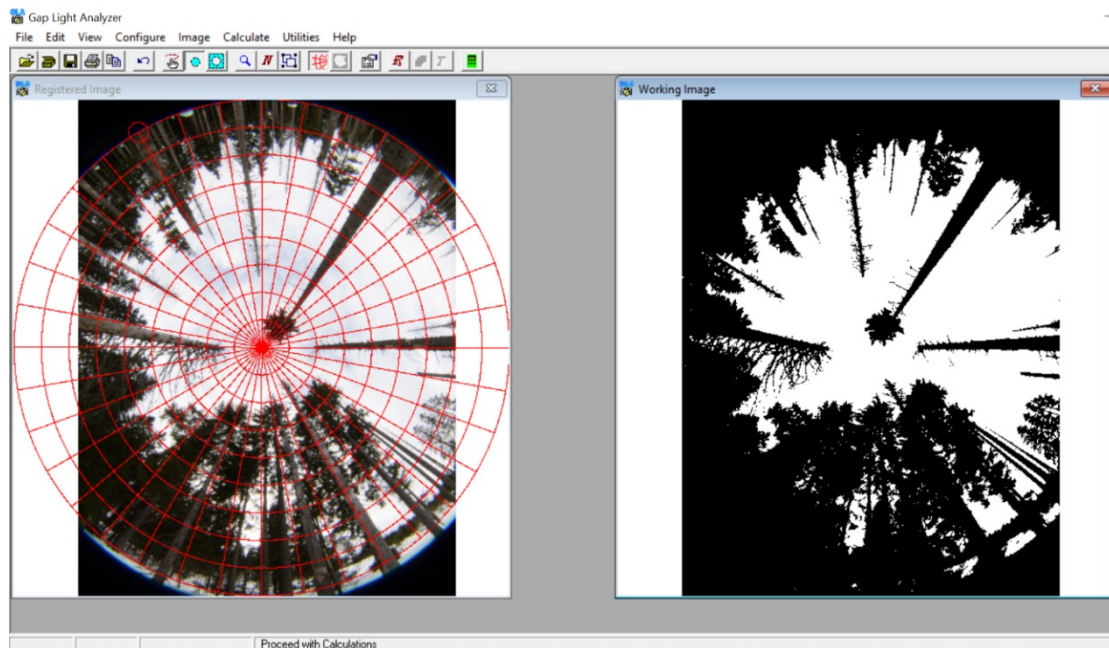
$$m_f = \frac{M}{T_i - T_b} \quad (4)$$

Kde  $M$  je množství roztátého sněhu za den v mm, tedy SWE dělená počtem dní s kladnými teplotami.  $T_i$  je index teploty vzduchu, pro který se většinou používá buď průměr z denního maxima a minima nebo průměrná teplota vzduchu.  $T_b$  je kritická teplota, při které začíná tání. Většinou se pohybuje kolem  $0\text{ }^\circ\text{C}$  (USACE 1998). Výsledný faktor tání  $m_f$  označovaný také jako degree-day factor nebo DDF se uvádí v  $\text{mm}\cdot^\circ\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ .

Hemisférické snímky byly zpracovány v softwaru Gap Light Analyzer 2.0 (Frazer, Canham, Lertzman 1999). Prostředí programu je ukázáno na obrázku 17. V době pořizování snímků na větvích nebyl sníh a obloha byla zatažená. Oba tyto faktory jsou důležité při zpracování, kdy software rozeznává pixely volné plochy, kudy sníh propadává na zem a překážek, které mu v dopadu brání. Pokud jsou stromy zasněžené, software je může brát jako volný prostor a modrou oblohu naopak jako překážku. Pro přesné vyhodnocení snímků je důležité správné nastavení. Mezi nastavované hodnoty patří magnetická deklinace, udávající úhlový rozdíl mezi magnetickým a geografickým severem. Tato korekce činila pro 20. únor  $3^\circ 48'$ . Dalšími zadávaným parametry byly zeměpisné souřadnice místa a také jeho nadmořská výška. Vzhledem k rozloze zájmového území byla použita průměrná hodnota.



Důležitým parametrem je i délka sněhové sezóny, která byla nastavena od 1. listopadu do 30. dubna. Pomocí vyhodnocení hemisférických snímků byl zjišťován index LAI4, který udává index listové plochy pro kruh  $0 - 60^\circ$  zenitového úhlu kolem zvoleného bodu. Snímky byly pořízeny mezi body měření výšky sněhu, a proto byla z dat LAI vytvořena interpolace.

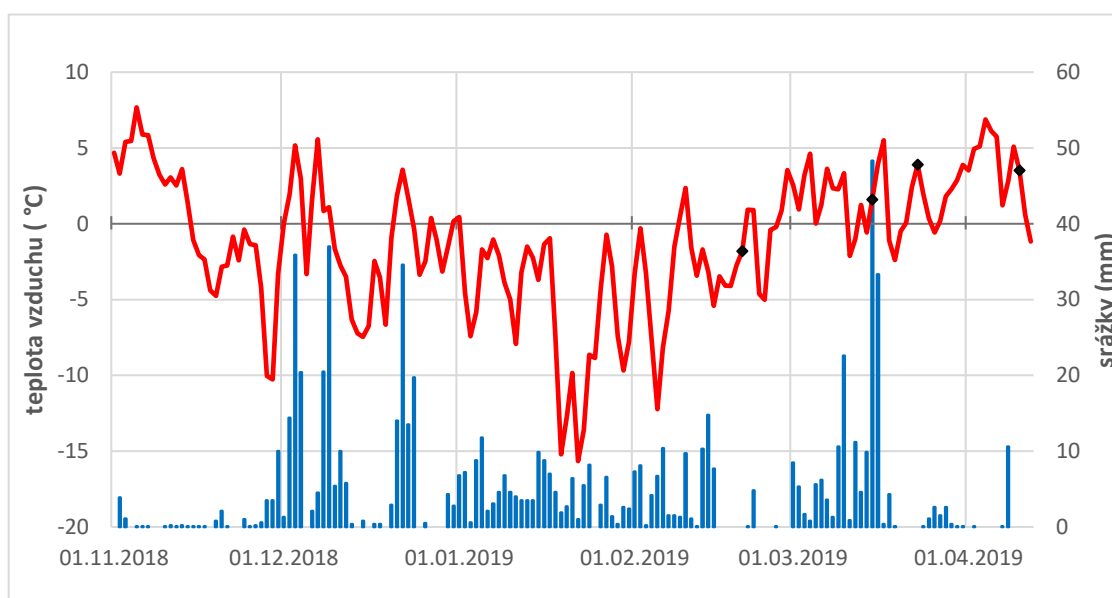


Obrázek 17: Prostředí softwaru Gap Light Analyzer 2.0

## 4 Výsledky

### 4.1 Průběh zimní sezóny 2018/2019

Vzhledem k tématu práce je důležité znát meteorologické podmínky, které během zimního období panovaly (Obrázek 18 a 19). Data pocházejí ze stanice na Modravě, která je spravována Katedrou fyzické geografie a geokologie PřF UK. V období od 1. listopadu do 12. dubna bylo 37 ledových dní. Arktický den, kdy teplota za den nepřekročí  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , v tomto zimním období nenastal. Nejvíce ledových dní (20) bylo v lednu, který byl také nejchladnějším měsícem. Průměrná teplota vzduchu  $-5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  je nižší než dlouhodobý průměr. Od 2. ledna do 8. února se průměrné denní teploty vzduchu nepřetržitě držely pod bodem mrazu. V březnu už byly většinou kladné. Průměrná teplota vzduchu byla nad bodem mrazu a o  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  vyšší, než je dlouhodobý průměr.

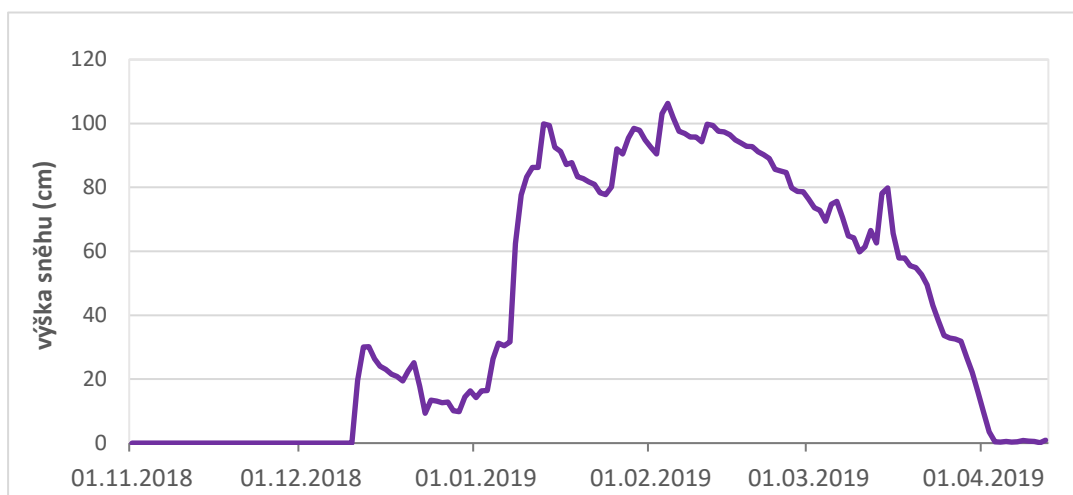


Obrázek 18: Denní srážkové úhrny a průměrná teplota vzduchu v období od 1. 11. 2018 do 12. 4. 2019 na stanici Modrava (KFGG), tečkami jsou vyznačeny teploty vzduchu ve dnech měření

Denní srážkové úhrny vidíme na obrázku 18. Během listopadu nespádly téměř žádné srážky, naproti tomu prosinec byl srážkově nadprůměrný. Byly zaznamenány tři události s více než 30 milimetry srážek za den, které se střídaly se dny s žádnými nebo jen s malými úhrny. Během ledna a února srážky nedosahovaly nejvyšších hodnot, zato byly častější. Denní úhrny se během těchto měsíců pohybovaly kolem 10 mm maximálně do 15 mm. Nejvíce srážek napadlo 15. března, kdy spadlo 48,3 mm. Jedná se o stejný den, kdy

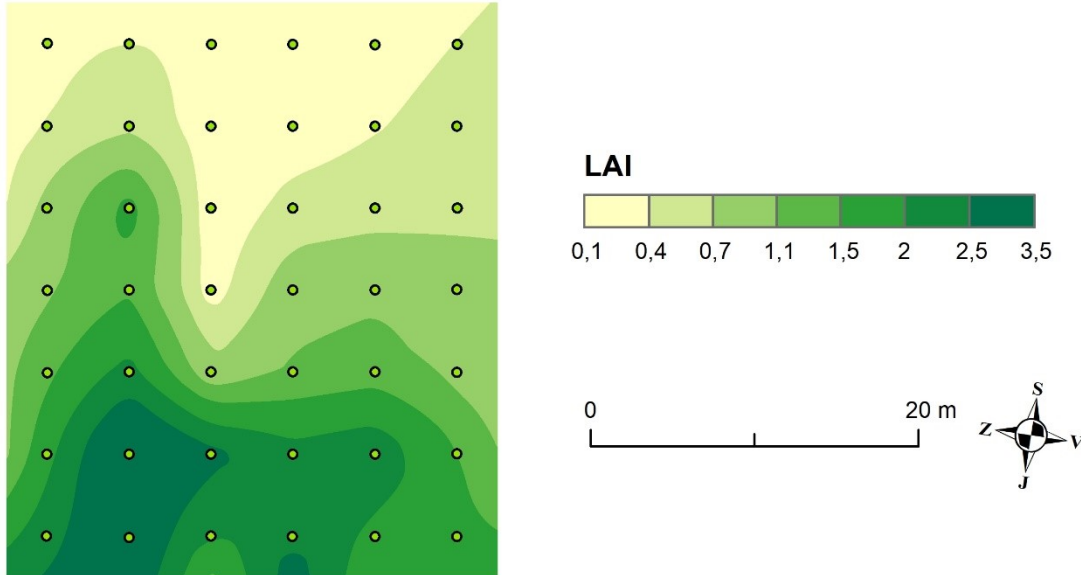
proběhlo druhé měření. V dopoledních hodinách se jednalo o srážky sněhové, které postupem času vlivem zvyšující se teploty vzduchu přecházely v dešťové.

První sněhová pokrývka byla zaznamenána 11. prosince, kdy se díky teplotám pod nulou začal sníh usazovat (Obrázek 19). Vysoký nárůst pozorujeme od začátku ledna zhruba do poloviny měsíce, kdy výška pokrývky narostla o přibližně 90 centimetrů. Maximální hodnota připadla na 4. února, kdy stanice naměřila 106,3 centimetrů. Poté výška sněhu začala pozvolna klesat s výjimkou několika dní v polovině března, kdy narostla o 15 cm. Tento nárůst byl způsoben vysokými srážkami. Od 15. března začala sněhová pokrývka ubývat, k úplnému roztání došlo 3. dubna. Stanice se nachází o 140 metrů níže než místo měření. Je pravděpodobné, že teploty byly na místě měření dle teplotního gradientu nižší a srážkové úhrny a výška sněhu vyšší. Zároveň k roztání sněhové pokrývky došlo na zájmové lokalitě později.



Obrázek 19: Výška sněhu v období od 1. 11. 2018 do 12. 4. 2019 na stanici Modrava (KFGG)

## 4.2 Hodnocení vlivu struktury vegetace na rozložení sněhu v termínech měření



Obrázek 20: Rozložení LAI ve sledovaném území, body jsou označeny místa pořízení hemisférických snímků

K hodnocení struktury vegetace byla použita interpolace hodnot indexu listové plochy získaných z hemisférických snímků. Fotografie byly pořízeny během prvního měření, takže odpovídají stavu vegetace této zimní sezóny. Vzhledem k tomu, že na sledovaném území najdeme různé typy vegetace, pozorujeme velké rozpětí hodnot indexu od 0,18 do 3,47 (Obrázek 20). Minimum bylo zjištěno podle očekávání na volné ploše v severní části území, kde hodnoty indexu nepřesáhly 0,5. Směrem k jihu se LAI postupně zvyšuje. Ve střední a východní části plochy se nachází kůrovcem poškozený les ve kterém jsou hodnoty indexu LAI oproti nenapadenému lesu výrazně snižené. Pohybují se přibližně od 0,6 do 1,1. To umožňuje dopad mnohem většího množství záření na povrch a mnohem menší vliv intercepce, než je tomu ve zdravém lese. Ve zdravém lese byly hodnoty indexu vyšší než 1,5. Nejvyšší hodnoty byly zjištěny pro jihozápadní části zájmového území, v rozmezí 2 – 3,47 a jsou na obrázku zobrazeny nejtmašším odstínem zelené.

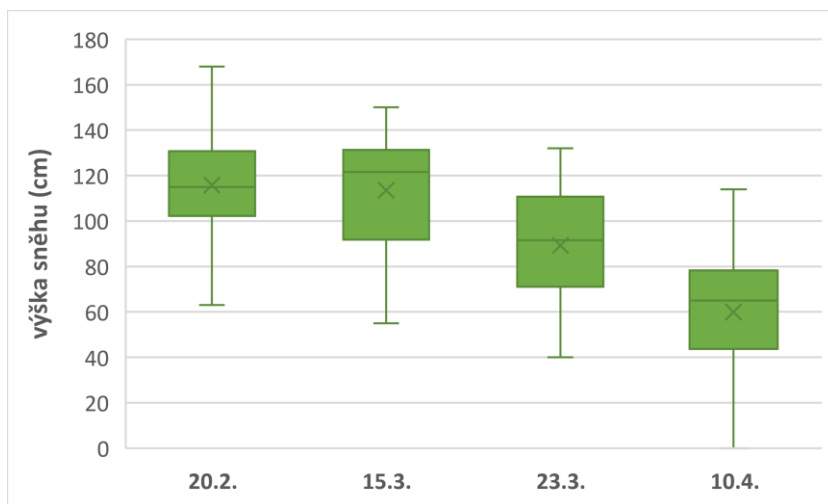
Naměřené a dopočtené charakteristiky sněhové pokrývky jsou uvedeny v tabulce 1. Je patrné, že sněhová pokrývky byla nejvyšší během únorového měření a s postupujícím časem klesala. Tuto tendenci pozorujeme nejen u průměrné ale i maximální a minimální výšky za jednotlivá měření. Maximální výška sněhu byla vždy naměřena na otevřené ploše, zatímco nejnižší vždy ve zdravém lese.

*Tabulka 1: Výška sněhu, hustota sněhu a SWE v termínech měření*

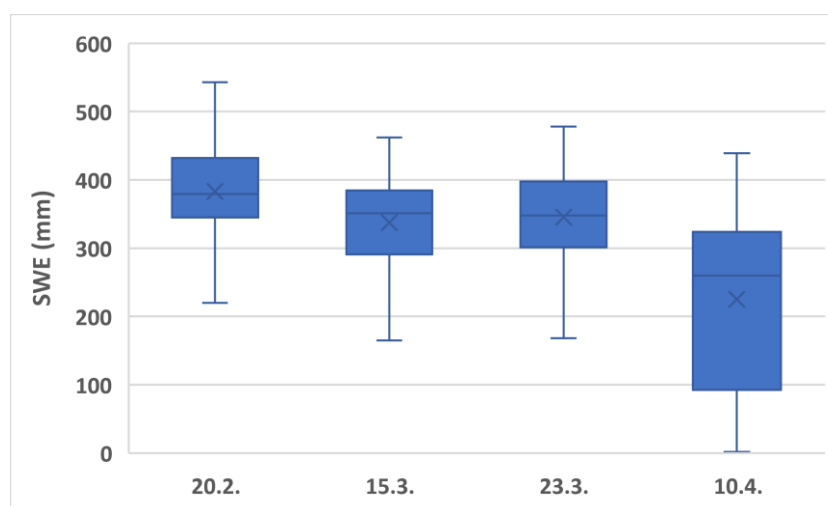
datum	průměrná výška sněhu (cm)	max výška sněhu (cm)	min výška sněhu (cm)	průměrná hustota sněhu ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}$ )	průměr. SWE (mm)	max SWE (mm)	min SWE (mm)
20. 2.	116	168	63	0,332	388	543	220
15. 3.	114	150	55	0,302	344	465	165
23. 3.	88	132	40	0,395	353	481	167
10. 4.	60	114	0	0,362	237	443	0

Hustota sněhu by se měla s časem, na rozdíl od výšky sněhu, zvyšovat. Nicméně při druhém měření byla hustota nižší než při prvním. To je pravděpodobně způsobeno nově napadaným sněhem mezi oběma měřeními. Nejvyšší hustota sněhu byla naměřena během následujícího třetího měření. Druhý a třetí termín dělilo jen 8 dní, ale napadlo mezi nimi velké množství dešťových srážek. Díky tomu a zvyšujícímu se stářím sněhu se hustota sněhu zvýšila. To ovlivnilo i vodní hodnotu sněhu, která v průměru přesáhla 350 mm, a byla mírně vyšší než při předchozím měření. Nejvyšší obsah vody ve sněhu pozorujeme během prvního termínu, kdy byla největší výška sněhové pokrývky. Nejnižší hodnoty SWE připadly na poslední termín, byť maximální hodnota byla stále velmi vysoká. Na průměrné hodnotě se projevilo tání, na části lokality už nebyla žádná sněhová pokrývky.

Variabilita naměřené výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu je zobrazena na obrázku 21 a 22, na kterých je dobře vidět i postupné snižování hodnot během času. U všech měření je patrné velké rozpětí mezi maximem a minimem, což lze vysvětlit rozdílnou strukturou vegetace na sledovaném území. U prvního měření výšky sněhu i SWE je patrné nejnižší kvartilové rozpětí a zároveň poměrně vysoký rozptyl hodnot, což je pravděpodobně způsobeno vyšším počtem naměřených bodů než u ostatních termínů. U hodnot SWE jsou diagramy pro první tři měření podobné, u posledního je však vidět veliký rozptyl hodnot i největší kvartilové rozpětí. Vyšší rozpětí lze pozorovat i u výšky sněhu, byť ne tak markantní jako v případě SWE.

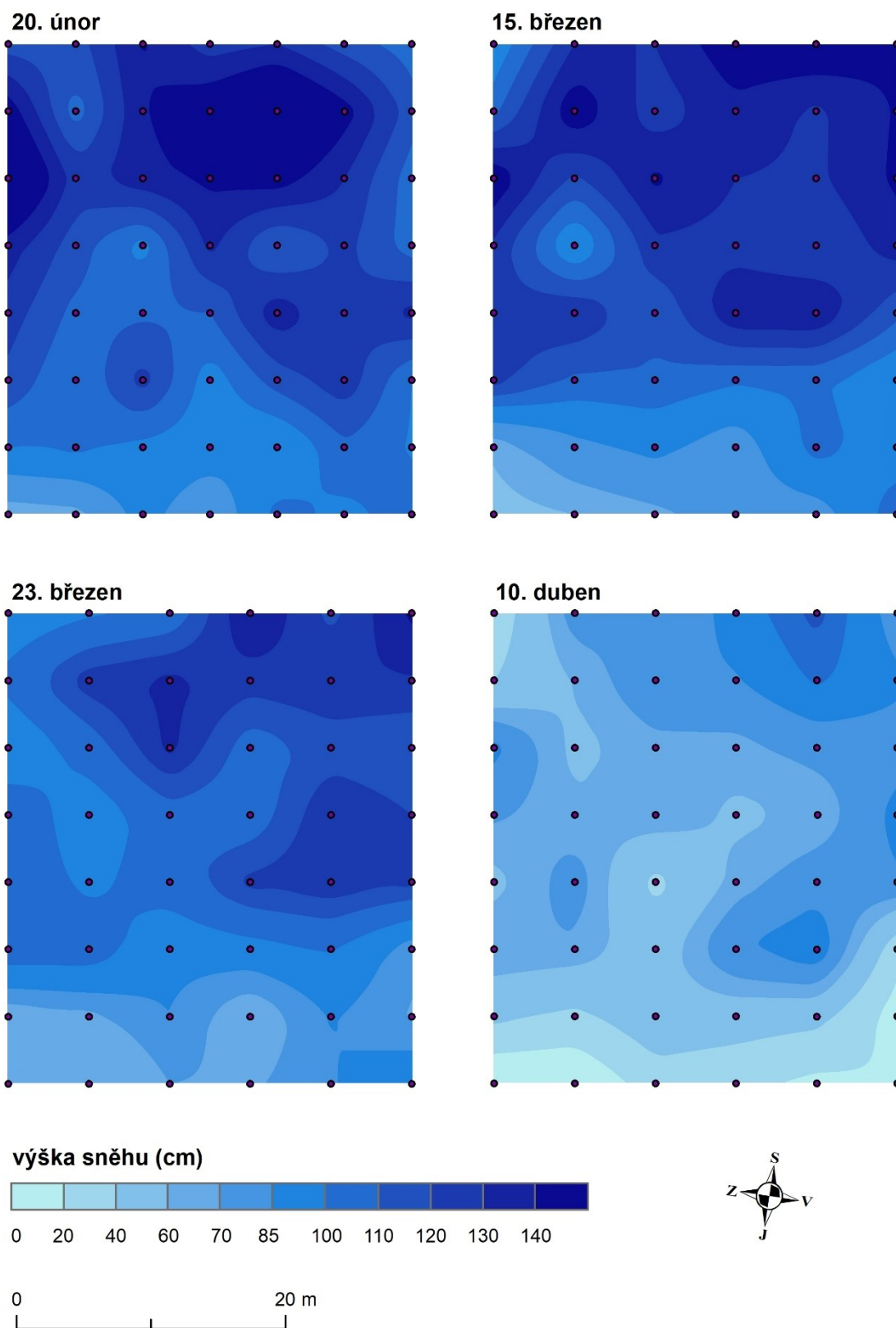


Obrázek 21: Variabilita výšky sněhu v termínech měření. Hrany krabicového diagramu vymezují dolní a horní kvartil, vodorovná úsečka medián. Svislé linie dosahují k maximální a minimální hodnotě. Křížek značí střední hodnotu.

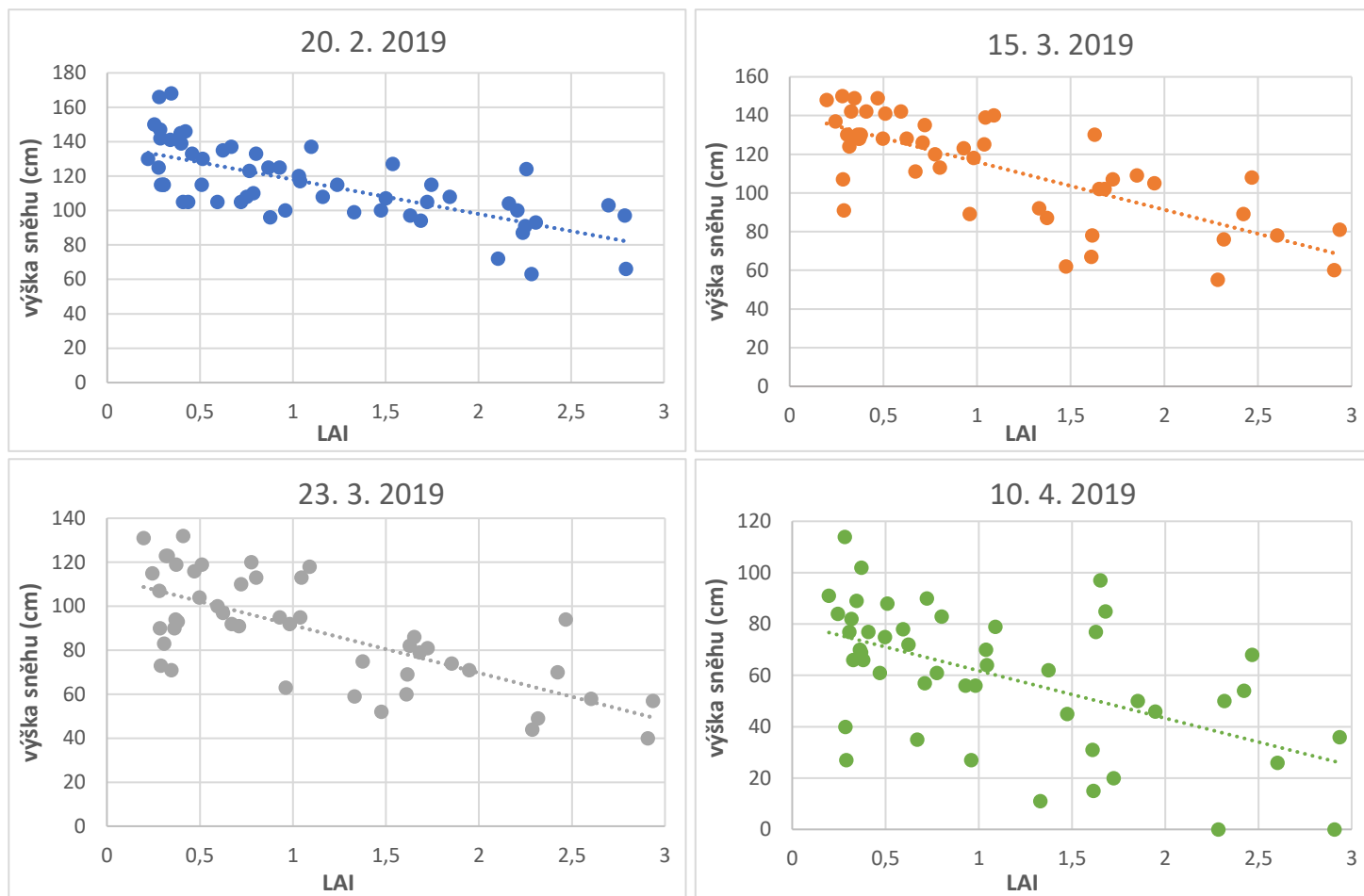


Obrázek 22: Variabilita vodní hodnoty sněhu v termínech měření

Rozložení sněhové pokrývky na zájmovém území v jednotlivých termínech měření je zobrazeno na obrázku 23. Z interpolací je patrné, že při prvním ze čtyř termínů dosahovala výška sněhu nejvyšších hodnot a v dalších termínech se postupně snižovala. Mezi prvním a druhým měřením docházelo k odtávání i k novému sněžení. Mezi ostatními termíny byl zaznamenán pouze proces tání sněhové pokrývky. Z obrázků je možné rozpoznat určité rysy v rozložení sněhu na zájmovém území. Nejvyšší sněhová pokrývka, která je zobrazena nejtmašším odstínem modré, byla podle očekávání naměřena na volné ploše v severní části plochy. Směrem k jihu jsou odstíny stále světlejší spolu s tím, jak se snižuje výška sněhu. Nejnížší akumulace sněhu byla naměřena na jižním okraji území, tedy v místech zdravého lesa s nejvyšším indexem LAI. Zároveň je vidět, že na těchto místech sněhová pokrývka i nejdříve roztála. V době posledního měření v dubnu již na jihozápadním okraji území nebyl žádný sníh.



Obrázek 23: Rozložení výšky sněhu na sledovaném území v termínech měření, body jsou vyznačeny místa měření



Obrázek 24: Výška sněhu v závislosti na hodnotě LAI pro jednotlivá měření

Pro vyhodnocení vztahu mezi výškou sněhu a LAI byla použita korelace a regresní přímka pro jednotlivé termíny měření (Obrázek 24). Závislost byla testována na hladině spolehlivosti  $\alpha = 0,05$ . Vypočtené korelační koeficienty a koeficienty determinace jsou uvedeny v tabulce 2. Korelační koeficienty se v prvních třech případech pohybovaly kolem hodnoty  $-0,7$ , čímž byla prokázána poměrně vysoká nepřímá závislost mezi oběma veličinami. Pro dubnové měření již vyšel korelační koeficient nižší, byla vypočtena hodnota  $-0,55$ . Závislost byla prokázána, ale ne příliš vysoká.

Koeficient determinace vyjadřuje, jak velký podíl závislé proměnné vysvětluje regresní model. Může nabývat hodnot od 0, kdy nevysvětluje žádné hodnoty, do 1. V takovém případě by vysvětloval všechny. Nejvyšší koeficient byl vypočten pro 15. březen, jeho hodnota byla 0,558. Srovnatelné jsou ještě první a třetí termín měření, pro které činil koeficient 0,495 a 0,505. Pro první tři měření tedy tento model vysvětlil kolem poloviny hodnot. Pro dubnové měření už byl koeficient determinace nižší a vysvětlil pouze 30 % hodnot.



Tabulka 2: Pearsonův korelační koeficient a koeficient determinace mezi výškou sněhu a LAI pro termíny měření

	20. 2.	15. 3.	23. 3.	10. 4.
<b>korelační koeficient</b>	-0,703	-0,747	-0,711	-0,548
<b>koeficient determinace R<sup>2</sup></b>	0,495	0,558	0,505	0,301

U korelačního koeficientu i koeficientu determinace můžeme s přibývajícím časem pozorovat sestupnou tendenci. Výjimku tvoří první termín měření. Koeficienty vypočtené pro únorový termín dosahují mírně nižších hodnot než pro první březnový termín. To může být způsobeno rozdílným počtem bodů měření výšky sněhu než u ostatních termínů. Z grafu i tabulky je patrné, že vliv vegetace na rozmístění sněhu se postupem času snižuje a na důležitosti získávají jiné vlivy. Následkem zvyšující se teploty vzduchu a působením dešťových srážek dochází k odtávání sněhové pokrývky. S dobou od posledního sněžení se snižuje se vliv intercepce a významnou roli může hrát i přemístování sněhu větrem.

### 4.3 Hodnocení vlivu vegetace na tání sněhu

Rozdíly ve výšce sněhu na zájmové ploše mezi termíny měření jsou zobrazeny na obrázku 25. Mezi 20. únorem a 15. březnem se zhruba na polovině zájmové plochy sněhová pokrývky snížila, na druhé zvýšila. Ke zvýšení došlo ve střední části území, kde se nachází poškozený les. Zde výška narostla maximálně o 20 centimetrů. Větší nárůst byl zaznamenán v části otevřené plochy, kde byla výška sněhu vyšší až o 37 cm oproti předchozímu termínu. Naopak v lesnaté části se sněhová pokrývky snížila, úbytek byl nanejvýš 40 centimetrů. Změny lze připsat nově napadanému sněhu, částečnému odtávání a sesedávání. Vliv mohlo mít i přemístování sněhu větrem, který se mohl projevit především na otevřené ploše a v poškozeném lese spíše než ve zdravém.

Mezi 15. a 23. březnem se projevilo tání a vysoký úhrn dešťových srážek. Výška sněhu poklesla na celé ploše zájmového území, nejvíce v nezalesněné části.

Mezi předposledním a posledním měřením došlo k poklesu sněhové pokrývky na většině území. Nejvýraznější bylo na otevřené ploše, kde výška sněhu ubyla až o 77 centimetrů, naopak nejméně poklesla ve zdravém lese. Zde se mohl projevit vliv stínění lesního porostu vůči slunečnímu záření.

20. února/15. března



15. března/23. března



23. března/10. dubna



rozdíl výšky sněhové pokrývky (cm)



Obrázek 25: Rozdíl výšky sněhu mezi po sobě jdoucími termíny měření

Závislost byla počítána i mezi odtáváním sněhu a indexem LAI. Tato závislost nebyla prokázána. To je pravděpodobně způsobeno poměrně dlouhými časovými rozestupy mezi měřeními, ve kterých navíc panovaly velmi proměnlivé meteorologické podmínky s velkými dešťovými srážkami. Pro hledání závislosti jsou vhodné kratší časové úseky beze srážek.

Pro popis odtávání sněhové pokrývky byl vypočítán faktor tání  $m_f$  podle rovnice (4). Pro výpočet byl zjištěn průměrný úbytek vodní hodnoty sněhu, který byl přepočten na průměrný denní úbytek (Tabulka 3). V úvahu byly brány dny, jejichž průměrná teplota byla nad bodem mrazu. Faktor tání je možné počítat jen pro období beze srážek nebo jen s malým srážkovým úhrnem. Proto nebyl  $m_f$  vypočten pro první dvě období ale pouze pro dobu mezi 23. březnem a 10. dubnem. V tomto období napadlo malé množství srážek, které byly zahrnuty do výpočtu.

Jako kritická teplota  $T_b$  byla použita teplota vzduchu 0 °C. Za  $T_i$  byla dosazena průměrná teplota vzduchu vypočtená z hodinových měření na stanici na Modravě. V porovnání s dlouhodobým průměrem jednalo o nadprůměrnou hodnotu. Zatímco dlouhodobé průměry se drží pod bodem mrazu, ve sledovaném období byla průměrná teplota vzduchu 3,45 °C. V uvedeném období byl pouze jeden den s průměrnou teplotou pod bodem mrazu a 17 dní, jejichž průměrná teplota vzduchu byla kladná. Průměrný úbytek SWE za jeden den byl 7,94 mm. Výsledný faktor tání má hodnotu 2,3 mm·°C<sup>-1</sup>·d<sup>-1</sup>. Faktor tání byl v tomto období vypočítán i pro jednotlivé body měření výšky sněhu. K zobrazení prostorového rozložení  $m_f$  byla vytvořena interpolace, která ale nepřinesla uspokojivé výsledky.

Tabulka 3: Charakteristiky tání mezi termíny měření

datum	počet dní s $T > 0$ °C	průměrný úbytek SWE (mm)	množství roztátého sněhu za den M (mm·d <sup>-1</sup> )	faktor tání $m_f$ (mm·°C <sup>-1</sup> ·d <sup>-1</sup> )
23. 3. - 10. 4.	17	134,98	7,94	2,30

## 5 Diskuze

### 5.1 Výsledky v kontextu jiných studií

Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu byl předmětem velkého množství prací provedených v různých částech světa. V této práci byl studován a prokázán vliv vegetace na distribuci sněhu. Tyto výsledky shodují s celou řadou autorů (Šípek, Tesař 2014; Jost a kol. 2007).

Nejvyšší akumulace byla podle předpokladu naměřena na otevřené ploše, nejnižší ve zdravém lese, kde se však projevil vliv intercepce a sublimace. V průměru dosahovala nejnižší akumulace jen 35 % nejvyšší na otevřené ploše. Rozdíly mezi minimem a maximem výšky sněhu byly vždy více než 90 cm. Škvarenina a kol. (2009) uvádí výšku sněhu v lese průměrně o 22 % nižší než na otevřené ploše. Akumulace ve zdravém lese byla výrazně nižší než na volné ploše i ve studii Bartíka a kol. (2019). Ve střední části zájmové plochy, kde se nachází poškozený les, byla akumulace vyšší než ve zdravém lese a nižší oproti volné ploše. To je způsobeno sníženou intercepcí po defoliaci lesa. Toto zjištění souhlasí např. s výzkumy Bartíka a kol. (2019) a Varholý a kol. (2010a). Anderson a kol. (2014) uvádí v některých případech výšku sněhu až o polovinu nižší pod hustým lesem než v oblasti s řídkým lesem.

Variabilita výšky sněhové pokrývky i vodní hodnoty sněhu byla nejvyšší při posledním měření, což je v souladu se studií Šípka a Tesaře (2014), ve které se variabilita výšky sněhu i SWE během tání významně zvyšovala na otevřené ploše i v lese. Stejně tak Stähli, Gustafsson (2006) i Anderson a kol. (2014) uvádí, že variabilita se v průběhu sezóny díky rozdílné akumulaci sněhu a intenzitě tání zvyšuje.

Vegetace byla popsána pomocí indexu listové plochy, který byl získán z hemisférických snímků oblohy na zájmovém území obdobně jako ve studii Ellise a kol. (2011). Jeníček, Pevná a Matějka (2018) uvádějí, že LAI je nejdůležitějším faktorem pro zalesněné plochy, zatímco pro bezlesé části je to topografie.

LAI negativně korelovala s výškou sněhu během všech termínů v době akumulace i tání. Lze říct, že čím byl vyšší index listové plochy tím byla nižší sněhová pokrývka. Korelační koeficienty vypočtené pro první tři měření mají hodnoty vyšší než -0,7, pro dubnový termín -0,55. Podle očekávání se závislost s přibývajícím časem snižovala, což se shoduje s výsledky práce Varholý a kol. (2010a) i Jeníčka, Pevné a Matějky (2018), kteří uvádí mírně nižší závislost -0,61 během akumulace sněhu a -0,38 během tání. Zatímco

s dobou od sněžení a zvyšující se teplotou se vliv intercepce snižuje (Hedstrom, Pomeroy 1998), během období tání se začínají na důležitosti nabývat jiné vlivy. Projevuje se zvyšující se vliv orientace svahu spojený se zvyšujícím se množstvím přijatého slunečního záření během jara, přerozdělování větrem či sesedání sněhové pokrývky.

Vedle výšky sněhové pokrývky se pod rozdílným vegetačním pokryvem mění i vodní hodnota sněhu. Vodní hodnota sněhu byla společně s výškou sněhu v lese výrazně nižší než na otevřené ploše. Minimum SWE bylo naměřeno ve zdravém lese a dosáhlo průměrně 37 % hodnoty maxima, kterého bylo dosaženo na volné ploše s nejnižším indexem LAI. Stähli a Gustafsson (2006) ve studii provedené ve Švýcarsku uvádí, že v dlouhodobém průměru bylo maximum SWE v lese o 50 % nižší než otevřených plochách. Winkler a kol. (2015) uvádí 48 % rozdíl mezi mýtinou a borovicovým lesem, Škvarenina a kol. (2009) uvádějí nižší hodnoty, kolem 31 %. Rozdíl vodní hodnoty sněhu byl patrný i napadeném lese. V závislosti na výšce sněhu byla SWE v poškozeném lese nižší než na otevřené ploše a vyšší než ve zdravém lese. Bartík a kol. (2019) uvádí průměrně o 25 % vyšší zásobu vody ve sněhu než ve zdravém lese. Vegetace a její vlastnosti mají vliv na zásobu vody uložené ve sněhové pokrývce.

Z výsledků je patrné, že k celkovému roztání sněhové pokrývky došlo dříve ve smrkovém lese než na otevřené ploše. V době posledního měření 10. dubna byla na otevřené ploše byla vrstva stále poměrně vysoká s maximem 114 cm, zatímco ve zdravém lese už byly místa zcela bez sněhu. To nesouhlasí se studiemi Varholy a kol. (2010a) nebo Bartíka a kol. (2019), kteří popisují rychlejší tání na otevřených plochách než v lesích způsobené stíněním stromů vůči krátkovlnnému záření. Může to být způsobeno tím, že v lese byla sněhová pokrývka vlivem intercepce výrazně nižší a odtávalo tam menší množství sněhu. Vliv může mít i východní orientace zájmového území. Davis a kol. (1997) uvádí, že v oblastech s vhodnou orientací k záření a mírnějších klimatických podmínkách může přicházející záření společně s vyššími teplotami zvýšit zásobu tepla vegetačního pokryvu. Tím se vyzaruje dlouhovlnného záření, které urychlí tání sněhové pokrývky pod vegetací. Lundquist a kol. (2013) na základě porovnání 21 studií uvádí, že v oblastech, kde byla průměrná zimní teplota vzduchu vyšší než  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  docházelo k roztání sněhové pokrývky dříve v lesích než na otevřených plochách. Naopak na místech, kde byla teplota pod  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$  sníh v lese odtával později. Při vyšších teplotách vzduchu tání začíná dříve, když je ještě sluneční záření relativně slabší (platí pro severní polokouli) a výsledná energetická bilance je vyšší v lese než na otevřené ploše. Průměrná teplota během této zimní sezóny od 1. listopadu do 12. dubna byla  $-1,19\text{ }^{\circ}\text{C}$ , což by odpovídalo závěrům Lundquist a kol.

(2013). Ellis a kol. (2011) uvádí, že vliv lesního porostu na tání se silně liší v závislosti na orientaci a sklonu svahu. Ani Šípek a Tesař (2014) ve své studii, taktéž provedené na Šumavě nepozorovali pomalejší tání v zalesněných částech.

Tání mohlo být ovlivněno i větrným prouděním souvisejícím s turbulentní výměnou tepla. Při vyšší rychlosti větru se zvýší přísun teplého vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Vzhledem k tomu, že lesy rychlost větru snižují, že tento efekt mohl projevit spíše na otevřené ploše a v poškozeném lese. Pohl, Marsh a Liston (2006) uvádí, že proměnlivost turbulentního proudění na malém území významně zvýšila variabilitu intenzity tání.

Pro popsání tání byly metodou teplotního indexu vypočteny faktory tání mezi termíny. Výjimkou bylo období mezi 15 a 23. březnem, kdy došlo k silným srážkám a vodní hodnota sněhu se zvýšila. Pro výpočet byla za kritickou teplotu  $T_b$  použita hodnota  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  podobně jako v práci Jeníčka, Pevné a Matějky (2018). Pro zmíněné období byl vypočten faktor tání  $m_f$   $2,3\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . Výsledný faktor spadá do intervalu  $1 - 8\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  uváděným DeWallem a Rangem (2008). Užší interval od  $1,8$  do  $3,7\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  uvádí USACE (1998) pro počasí bez dešťových srážek. Podobné hodnoty uvádí i Bartík a kol. (2019) nebo Jeníček, Hotový a Matějka (2017).

Vliv vegetace na tání sněhové pokrývky byl zjišťován pomocí korelační analýzy. Nebyla prokázána závislost mezi rozdíly SWE ani rozdíly výšky sněhu na LAI. To je pravděpodobně způsobeno dlouhým obdobím mezi měřeními, ve kterém byly proměnlivé podmínky s vysokými úhrny srážek.

Nevýhodou oproti jiným studiím je použití dat pouze z jedné zimní sezóny. Bartík a kol. (2019) ve svém výzkumu provedenému v Západních Tatrách na Slovensku používali data z 5 zimních sezón, stejně jako Jeníček, Pevná a Matějka (2018) z povodí Ptačího potoka na Šumavě. Winkler a kol. (2015) měli k dispozici data ze dvou lokalit měřená dokonce od roku 1985 resp. 1995. Výhodou dlouhodobějších dat je možnost meziročního srovnání dané lokality a vyšší reprezentativnost. Na malém vzorku dat se také snáze projeví abnormality či chyby měření.

## 5.2 Nejistoty při měření a zpracování dat

Výsledky této práce mohou být ovlivněny chybami, které mohly vzniknout při měření nebo při následném zpracovávání. Během sběru dat byla snaha o získání co nejpřesnějších dat, nicméně při terénním měření mohlo dojít k nepřesnostem. Výška sněhové pokrývky mohla být ovlivněna terénem a překážkami pod sněhem. Zvláště v části poškozeného lesa bylo pod sněhovou pokrývkou velké množství popadaných kmenů, pařezů a vývrátů, které by ovlivnily naměřenou výšku. Z toho důvodu bylo měření opakováno a pro větší přesnost byla výška měřena na 3 – 5 místech kolem bodu a posléze zprůměrována. Přesnost dat mohla být ovlivněna i zaokrouhlováním během zpracovávání ať už ručním či softwarem. Významná je i poloha měřených bodů v jednotlivých termínech. Kvůli rychle se měnícímu prostředí se mohlo stát, že hodnoty nebyly měřeny vždy přesně na stejných místech.

Případné nepřesnosti při měření hustoty sněhu mohly být způsobeny digitálními vahami či odebráním sněhového profilu, kdy nemusel být odebrán celý profil nebo se do něj mohla dostat svrchní vrstva půdy, čímž mohlo dojít k nadhodnocení. Hustota byla měřena na 6 bodech, protože její hodnoty jsou méně variabilní než výška sněhu. Vzhledem k náročnosti měření ji nebylo možné měřit na každém bodě měření výšky sněhu. Důležitá je i vhodně zvolená interpolační metoda.

Ke zkreslení mohlo dojít i během vyhodnocování hemisférických snímků vegetace v softwaru Gap Light Analyzer 2.0. Během zpracování je nutné pro každý snímek ručně nastavit prahovou hodnotu, která klasifikuje pixely buď jako oblohu nebo jako překážku. Při pořizování snímků byla zatažena obloha a nebyl sníh na stromech, což usnadnilo další zpracování. Toto nastavení je subjektivní a záleží na vyhodnocení zpracovatele. Různé nastavení prahové hodnoty ovlivní výsledné hodnoty indexu LAI. Na lokalitě bylo pořízeno dostatečné množství snímků, aby se tyto případné nepřesnosti příliš neprojevíly a zároveň byla snaha o co nejpřesnější zachycení skutečného rozložení pixelů překážek a oblohy.

## 6 Závěr

V této práci byly nejprve pomocí rešerše české i zahraniční literatury hodnoceny faktory prostředí, které ovlivňují akumulaci a tání sněhu. Analytická část byla zaměřena na vliv vegetace na sněhovou pokrývku.

Na čtyř terénních měřeních, prováděných na Šumavě, byla měřena výška sněhu a vodní hodnota sněhu. Měření probíhala na ploše s rozdílnou strukturou vegetace. Část území byla porostlá zdravým smrkovým lesem, část pokrýval les napadený kůrovcem, a zbytek území bylo volné prostranství. Na základě získaných dat a jejich následném vyhodnocení byly vyvozeny tyto závěry:

- Byla prokázána silná závislost mezi vegetací a rozmístěním sněhu. Vlivem intercepce byla výška i vodní hodnota sněhu ve zdravém lese výrazně nižší než na otevřené ploše i poškozeném lese.
- Vliv vegetace se nejvíce projevuje v době akumulace a postupem času se snižuje.
- Variabilita výšky i vodní hodnoty sněhu se s postupujícím táním zvyšovala.
- K dřívějšímu roztání sněhu došlo ve zdravém lese než na otevřené ploše, což je pravděpodobně způsobeno výrazně nižší akumulací sněhu před začátkem tání.
- Proces tání byl pro období 23. 3. – 10. 4. 2019 popsán faktorem tání, jehož hodnota je  $2,3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ . Pro ostatní období mezi měřeními nebylo možné provést výpočet kvůli příliš vysokým srážkovým úhrnům.



## 7 Zdroje

### 7.1 Seznam použité literatury

ANDERSON, B., MCNAMARA, J., MARSHALL, H.-P., FLORES, A. (2014): Insights into the physical processes controlling correlations between snow distribution and terrain properties. *Water Resources Research*, 50, 4545–4563,.

BARTÍK, M., HOLKO, L., KOSTKA, Z., DANKO, M., JANČO, M., ŠKVARENINA, J. (2019): Influence of Mountain Spruce Forest Dieback on Snow Accumulation and Melt. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 1, 67, 59–69.

BRÁZDIL, R., DOBRVOLNÝ, P., ELLEDER, L., KAKOS, V., KOTYZA, O., KVĚTOŇ, V. (2005): Historické a současné povodně v České republice. Masarykova univerzita v Brně, Český hydrometeorologický ústav v Praze, 370.

COMET (2012): Snowmelt Processes, MetED Comet, Dostupné z: [http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/navmenu.php\\_tab\\_1\\_page\\_1.0.0.htm](http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/navmenu.php_tab_1_page_1.0.0.htm).

DAVIS, R. E., HARDY, J. P., NI, W., WOODCOCK, C., MCKENZIE, J. C., JORDAN, R., LI, X. (1997): Variation of snow cover ablation in the boreal forest: A sensitivity study on the effects of conifer canopy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, D24, 102, 29389–29395.

DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press, 410.

ELLIS, C., POMEROY, J. W., ESSERY, R., LINK, T. E. (2011): Effects of needleleaf forest cover on radiation and snowmelt dynamics in the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Journal of Forest Research*, 3, 41, 608–620.

ESSERY, R., POMEROY, J., ELLIS, C., LINK TIM (2008): Modelling longwave radiation to snow beneath forest canopies using hemispherical photography or linear regression. *Hydrological Processes*, June, 22, 2788–2800.

FRAZER, G. W., CANHAM, C. D., LERTZMAN, K. P. (1999): Gap Light Analyzer (GLA): Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, users manual and program documentation. 36.

Geologická encyklopedie (2013): online Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>.

HEDSTROM, N. R., POMEROY, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 10–11, 12, 1611–1625.

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

HOLKO, L., ŠKVARENINA, J., FRÍČ, M., STAROŇ, J., KOSTKA, Z. (2009): Impact of spruce forest on rainfall interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Biologia*, 3, 64, 594–599.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. (2006): Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. In: 11th annual Snow Meeting ČHMÚ. Jablonec nad Nisou, 30–40.

JANÍK, T., ROMPORTL, D. (2018): Recent land cover change after the Kyrill windstorm in the Šumava NP. *Applied Geography*, June 2017, 97, 196–211.

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*, 1, 52, 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*, 1, 66, 43–54.

JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 1–2, 347, 101–115.

KACHLÍK, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. Praha, 65.

- KŘENOVÁ, Z. (2008): Národní park Šumava. Ochrana přírody, 6.
- LUNDQUIST, J. D., DICKERSON-LANGE, S. E., LUTZ, J. A., CRISTEA, N. C. (2013): Lower forest density enhances snow retention in regions with warmer winters: A global framework developed from plot-scale observations and modeling. *Water Resources Research*, 10, 49, 6356–6370.
- MATĚJKA, O., JENÍČEK, M. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. In: *Voda a krajina 2015*. Fakulta stavební ČVUT, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, 67–80.
- MAXWELL, J. D., CALL, A., ST. CLAIR, S. B. (2019): Wildfire and topography impacts on snow accumulation and retention in montane forests. *Forest Ecology and Management*, July 2018, 432, 256–263.
- MORENO, J. I. L., LATRON, J., LEHMANN, A. (2010): Effects of sample and grid size on the accuracy and stability of regression-based snow interpolation methods. *Hydrological Processes*, 14, 24, 1914–1928.
- MUSSELMAN, K. N., POMEROY, J. W., LINK, T. E. (2015): Variability in shortwave irradiance caused by forest gaps: Measurements, modelling, and implications for snow energetics. *Agricultural and Forest Meteorology*, 207, 69–82.
- NP ŠUMAVA (2019): Přírodní poměry, Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/cz/1262/sekce/prirodni-pomery/>.
- OREŇÁK, M., VIDO, J., BARTÍK, M., JAKUŠ, R. (2013): Intercepčný Proces Smrekového Porastu Vo Fáze Rozpadu V Západných Tatrách Interception Process of Spruce Forest in the Phase of Disintegration in the Western Tatras (Západné Tatry), Slovakia. *Zprávy lesnického výzkumu*, 4, 58, 360–369.
- PEVNÁ, H., JENÍČEK, M. (2014): Sníh jako zásobárna vody a řeky napájené sněhem. *Geografické rozhledy*, 1, 24, 28–29.
- POHL, S., MARSH, P., LISTON, G. E. (2006): Spatial-Temporal Variability in Turbulent Fluxes during Spring Snowmelt. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 1, 38, 136–146.
- POHL, S., MARSH, P., PIETRONIRO, A. (2018): Spatial-temporal variability in solar radiation during spring snowmelt. *Hydrology Research*, 1, 37, 1–19.

- POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 12, 26, 1892–1905.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M. (1990): Saltation of Snow. *Water Resources*, 90, 26, 1583–1594.
- POMEROY, J. W., LI, L. (2000): Prairie and arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, D21, 105, 26619–26634.
- POMEROY, J. W., MARKS, D., LINK TIM, ELLIS, C., HARDY, J., ROWLANDS, A., GRANGER, R. (2009): The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melting snow. *Hydrological Processes*, May, 23, 2513–2525.
- ROTH, T. R., NOLIN, A. W. (2017): Forest impacts on snow accumulation and ablation across an elevation gradient in a temperate montane environment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 21, 5427–5442.
- SCHMIDT, R. A., POMEROY, J. W. (1990): Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception. *Canadian Journal of Forest Research*, 8, 20, 1251–1253.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In: Grant GAČR 205/03/Z046 „Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní“. 196–212.
- SEIBERT, J., JENÍČEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2015): Snow and Ice in the Hydrosphere. In: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, 99–137.
- SINGH, P., KUMAR, N. (1997): Effect of orography on precipitation in the western Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 1–2, 199, 183–206.
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Hydrology, Snow and glacier*. Kluwer Academic Publishers, 756.
- SINGH, P., SPITZBART, G., HÜBL, H., WEINMEISTER, H. W. (1998): The role of snowpack in producing floods under heavy rainfall. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, 248, 89–95.

ŠÍPEK, V., TESAŘ, M. (2014): Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment. *Biologia (Poland)*, 11, 69, 1562–1569.

STÄHLI, M., GUSTAFSSON, D. (2006): Long-term investigations of the snow cover in a subalpine semi-forested catchment. *Hydrological Processes*, 2, 20, 411–428.

STÄHLI, M., JONAS, T., GUSTAFSSON, D. (2008): The role of snow interception in winter-time radiation processes of a coniferous sub-alpine forest. *Hydrological Processes*, December 2008, 23, 3335–3370.

SU, Y., LANGHAMMER, J., JARSJÖ, J. (2017): Geochemical responses of forested catchments to bark beetle infestation: Evidence from high frequency in-stream electrical conductivity monitoring. *Journal of Hydrology*, 550, 635–649.

TOLASZ, R. (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Univerzita Palackého v Olomouci, 255.

USACE (1998): Engineering and Design: Runoff from Snowmelt. Engineers, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC 20314-1000.

VARHOLA, A., BOON, S., COOPS, N. C., BATER, C. W., WEILER, M., TETI, P. (2010a): The influence of ground- and lidar-derived forest structure metrics on snow accumulation and ablation in disturbed forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 4, 40, 812–821.

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

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

## 7.2 Datové zdroje

ARCDATA PRAHA. ArcČR 500 - digitální geografická databáze, verze 3.3. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> (cit. 8. 5. 2019).

ČGS. Česká geologická služba. Geovědní mapy 1 : 50 000 (online). Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> (15. 5. 2019).

ČHMÚ. Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí

ČÚZK: Prohlížečská služba Topografické mapy, ortofoto (online). Dostupné z: <https://geoportal.gov.cz/web/guest/map> (10. 5. 2019)

ČZU. Půdní mapa ČR 1:250 000 (online). Dostupné z: [https://geoportal.gov.cz/web/guest/map?wms=https://mapy.geology.cz/arcgis/services/Inspire/Pudni\\_typy/MapServer/WMS/Server#](https://geoportal.gov.cz/web/guest/map?wms=https://mapy.geology.cz/arcgis/services/Inspire/Pudni_typy/MapServer/WMS/Server#) (16. 5. 2019).

KFFG PřF UK. Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze

## 8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Hodnoty simulovaného deště, pozorovaného odtoku a vypočteného tání sněhu během obou simulací (Singh a kol. (1998), upraveno)

Obrázek 2: Způsoby přenášení sněhu větrem (DeWalle, Rango, (2008), upraveno)

Obrázek 3: Graf denní potenciálního příjmu slunečního záření během roku pro svahy se sklonem 30 % pro 50° severní šířky (DeWalle, Rango (2008) upraveno)

Obrázek 4: Vliv lesa na krátkovlnné a dlouhovlnné záření. Plnou čarou jsou znázorněny hodnoty měřené nad vegetací, tečkovaně pod. (Essery (2008), upraveno)

Obrázek 5: Vymezení povodí Kvildského potoka, poloha zájmové plochy a polohy meteorologických a hydrologických stanic (ČÚZK, ArcČR)

Obrázek 6: Geologická mapa povodí Kvildského potoka (ArcČR, ČGS – geologická mapa České republiky 1:50 000)

Obrázek 7: Nadmořská výška povodí Kvildského potoka (ArcČR)

Obrázek 8: Sklonitost svahů v povodí Kvildského potoka (ArcČR)

Obrázek 9: Graf průměrných měsíčních teplot ze stanice Churáňov a průměrných měsíčních úhrnů srážek ze stanice Kvilda za roky 1980 – 2013 (ČHMÚ)

Obrázek 10: Graf průměrné měsíční výšky sněhu a průměrné vodní hodnoty sněhu (SWE) na stanici Churáňov za roky 1980 – 2013

Obrázek 11: Graf průměrných měsíčních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$  Teplé Vltavy na stanici Lenora za hydrologické roky 1980 – 2013 (ČHMÚ)

Obrázek 12: Graf průměrných měsíčních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$  Hamerského potoka na stanici Antýgl za hydrologické roky 1980 – 2013 (ČHMÚ)

Obrázek 13: Půdní poměry povodí Kvildského potoka (ArcČR, ČZU půdní mapa ČR 1:250 000)

Obrázek 14: Změny ve stavu lesního pokryvu vlivem napadení kůrovce mezi roky 1984, 1995, 2005 a 2011 v povodí Vydry (Su, Langhammer, Jarsjö (2017), upraveno)

Obrázek 15: Poloha bodů měření výšky sněhu, hustoty sněhu a pořízení hemisférických snímků na zájmovém území (podklad ČÚZK)

Obrázek 16: Zájmová plocha s rozdílnou strukturou vegetace (vlastní fotografie)

Obrázek 17: Prostředí softwaru Gap Light Analyzer 2.0

Obrázek 18: Denní srážkové úhrny a průměrná teplota vzduchu v období od 1. 11. 2018 do 12. 4. 2019 na stanici Modrava (KFGG), tečkami jsou vyznačeny teploty vzduchu ve dnech měření

Obrázek 19: Výška sněhu v období od 1. 11. 2018 do 12. 4. 2019 na stanici Modrava (KFGG)

Obrázek 20: Rozložení LAI ve sledovaném území, body jsou označeny místa pořízení hemisférických. snímků

Obrázek 21: Variabilita výšky sněhu v termínech měření. Hrany krabicového diagramu vymezují dolní a horní kvartil, vodorovná úsečka medián. Svislé linie dosahují k maximální a minimální hodnotě. Křížek značí střední hodnotu.

Obrázek 22: Variabilita vodní hodnoty sněhu v termínech měření

Obrázek 23: Rozložení výšky sněhu na sledovaném území v termínech měření, body jsou vyznačeny místa měření

Obrázek 24: Výška sněhu v závislosti na hodnotě LAI pro jednotlivá měření

Obrázek 25: Rozdíl výšky sněhu mezi po sobě jdoucími termíny měření



## 9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Výška sněhu, hustota sněhu a SWE v termínech měření

Tabulka 2: Pearsonův korelační koeficient a koeficient determinace mezi výškou sněhu a LAI pro termíny měření

Tabulka 3: Charakteristiky tání mezi termíny měření