

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Hydrologie a hydrogeologie



Bc. Klára Švejdová

Modelování změn odtoku vlivem lesních disturbancí v šumavských povodích

Modelling of runoff changes due to forest disturbances in the Šumava
catchments

Diplomová práce

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

Praha, 2022

Zadání diplomové práce

Název práce

Modelování změn odtoku vlivem lesních disturbancí v šumavských povodích

Cíle práce

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) na téma vliv lesních disturbancí na akumulaci a tání sněhu a odtok ze sněhu
- 2) Sestavení a kalibrace modelu HBV-light a jeho použití na povodích, ve kterých došlo k částečnému odlesnění. Budou provedeny simulace odtoku s/bez disturbancí a separace tohoto vlivu od ostatních přírodních vlivů.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Lesní ekosystém prochází celou řadou změn včetně disturbancí, kdy je část území částečně nebo zcela odlesněna. To ovlivňuje také akumulaci a tání sněhu v zimním a jarním období, protože les snižuje celkový úhrn sluneční radiace a má tedy vliv na snížení rychlosti tání. Naopak stromy působí jako emitör dlouhovlnného (termálního) záření a tím ovlivňuje rychlost tání v lese.

První část práce bude tvořena rešerší odborné literatury na téma vlivu lesních disturbancí na akumulaci a tání sněhu a odtok ze sněhu, včetně dlouhodobých změn, které jsou ovlivněny jak disturbancemi, tak dalšími změnami, jako například změnami klimatu. V tomto kontextu bude důležitá i diskuze dostupných metod, jak jednotlivé vlivy od sebe oddělit.

Hlavní část práce bude tvořit analýza změn vegetace vlivem lesních disturbancí a jejich dopad na odtok v zimním půlroce na příkladu horských povodí na Šumavě. Hlavní náplň bude spočívat v sestavení a kalibraci modelu HBV-light a jeho použití na povodích, ve kterých došlo k částečnému odlesnění a v povodích, kde vliv změn vegetace není tak významný. Pomocí definovaných modelových experimentů bude provedena dekompozice vlivu změn vegetace na zimní odtok od ostatních vlivů (např. změn klimatu) a od přirozené meziroční variability odtoku ve sledovaných letech. Jako vstupní data do modelu budou sloužit data z experimentálních stanic kfgg.

Datum zadání: 26. 11. 2019

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 2. května 2022

.....

Bc. Klára Švejdová

Poděkování

Ráda bych poděkovala vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph. D. za věnovaný čas, ochotu a cenné rady při psaní diplomové práce. Poděkování patří také rodině a kamarádům za podporu při psaní diplomové práce i celém vysokoškolském studiu.

Abstrakt

Vegetační pokryv je důležitým prvkem ovlivňujícím odtokové poměry povodí. Změny pokryvu v povodí po lesních disturbancích mohou významně ovlivňovat vodní bilanci povodí. Hydrologické modely jsou účinným nástrojem, jak tyto změny kvantifikovat. Cílem této práce je zjištění změn zapříčiněnými lesními disturbancemi způsobenými lýkožroutem smrkovým a vichřicemi ve třech šumavských povodích.

Pomocí koncepčního srážko-odtokového modelu HBV byly simulovány tři modelové experimenty pro povodí Roklanského potoka, Ptačího potoka a Rokytky, které prošly významným poškozením lesů po disturbancích. První modelový experiment využil metodu split sample testu. Kalibrace byly provedeny zvlášť na období před a po disturbanci, a následně simulovány na celé období. Výsledky ukazují vzájemné rozdíly obou simulací, které však mohou být způsobeny nejen odlesněním, ale i vlivy klimatu a vlastnostmi jednotlivých povodí, které jejich odtokovou odezvu také ovlivňují.

Druhý modelový experiment byl založen na změnách parametrů závislých na vegetaci (faktoru tání a koeficientu korekce sněhových srážek) a analýze jejich vlivu na simulovaný odtok. Výsledky neodhalily významné změny ve sledovaných odtokových charakteristikách. Nicméně to nemusí být nutně způsobeno tím, že změny v povodí nemají na odtok vliv, ale nemusely se projevit v těchto experimentech a při použitých měřítkových úrovních.

Třetím modelovým experimentem byla sledována citlivost odtoku z povodí na změny faktoru tání, který byl pro simulace zvyšován po $1 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ až na hodnotu $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Výsledky ukazují, že k nejvýraznějším změnám dochází při zvýšení na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Dochází ke snížení maxima jarního tání a k jeho posunu z dubna do března. Na charakteristikách sněhové pokrývky je pozorován výrazný úbytek maximální vodní hodnoty sněhu a výrazně dřívější roztání sněhové pokrývky.

Klíčová slova: sněhová pokrýвка, lesní disturbance, odtokový režim, HBV-light

Abstract

Runoff conditions in river basins are heavily influenced by vegetation cover. Changes in the vegetation linked to forest disturbances significantly affect the water balance of the river basin. These changes can be effectively quantified using hydrological models. Therefore, this thesis aims to describe water balance change in forests disturbed by bark beetles and storms.

Three model experiments were simulated using the HBV precipitation-runoff model for Roklanský potok, Ptačí potok and Rokytká catchments in Šumava, Czechia. All these catchments underwent significant forest damage after recent disturbance.

First experiment used the split sample test method. Calibration was performed separately for the period before and after disturbance, and then simulated for the whole period. The resulting simulated runoffs notably differ from one to the other, which may be caused not only by deforestation, but also by the effects of climate and the characteristics of individual catchments, which also affect their runoff response.

The second model experiment was based on changes in vegetation-dependent parameters (melt factor and snowfall correction factor) and analysis of their effect on the simulated runoff. The results did not reveal significant changes in the monitored runoff characteristics. However, this is not necessarily due to the fact that changes in the river basin do not affect runoff but may not have been reflected in these experiments and at the scale levels used.

The third model experiment monitored the sensitivity of runoff from the catchments to changes in the melt factor, which was increased by $1 \text{ mm } ^\circ \text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ to $5 \text{ mm } ^\circ \text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ for simulations. The results show that the most significant changes occur when increasing to $2 \text{ mm } ^\circ \text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$. There is a decrease in the maximum of spring melting and its shift from April to March. On the characteristics of the snow cover, a significant decrease of the maximum water value of snow and a significantly earlier melting of the snow cover is observed.

Key words: snow cover, forest disturbance, runoff regime, HBV-light

Obsah

1	Úvod.....	8
2	Současný stav poznatků.....	10
2.1	Vliv lesa na akumulaci sněhové pokrývky	10
2.2	Vliv vegetace na tání sněhové pokrývky	12
2.3	Odtok ze sněhové pokrývky.....	14
2.4	Vliv lesních disturbancí na sněhovou pokrývku	17
2.5	Separace vlivů klimatických změn a lesních disturbancí.....	20
3	Data a metody.....	24
3.1	Charakteristika zájmového území.....	24
3.2	Hydrologický model HBV	31
3.2.1	Struktura modelu HBV	31
3.2.2	Vstupní data	34
3.2.3	Kalibrace modelu.....	34
3.2.4	Hodnocení přesnosti modelu	35
3.3	Modelové experimenty	36
3.3.1	Analýza vlivu vegetace pomocí split sample testu	36
3.3.2	Analýza změn pomocí parametrů CFMAX a SFCF	37
3.3.3	Citlivostní analýza parametru CFMAX.....	37
3.4	Zpracování dat	38
4	Výsledky.....	40
4.1	Kalibrace modelových experimentů	40
4.1.1	Kalibrace prvního experimentu	41
4.1.2	Kalibrace druhého experimentu.....	42
4.1.3	Kalibrace třetího experimentu	43
4.2	Výsledky modelových experimentů.....	44
4.2.1	Výsledky prvního experimentu.....	44

4.2.2	Výsledky druhého experimentu.....	48
4.2.3	Výsledky třetího experimentu.....	51
5	Diskuze.....	54
5.1	Hodnocení vlivu vegetace pomocí metody split-sample testu.....	54
5.2	Hodnocení změn pomocí faktoru tání a koef. korekce sněhových srážek	55
5.3	Citlivost odtoku na faktor tání (CFMAX)	56
5.4	Nejistoty dat a modelu	57
6	Závěr.....	59
7	Seznam použité literatury	60
8	Datové zdroje	67
9	Seznam obrázků	68
10	Seznam tabulek.....	71

1 Úvod

Sněhová pokrývka představuje v klimatických podmínkách střední Evropy důležitý zdroj vody v tocích. Sníh hraje velmi důležitou roli jak v horských, tak i nížinných polohách a ve spojení s vybudovanými vodními nádržemi uspokojuje požadavky lidí a ekosystémů na vodu v období největší potřeby (Stewart 2008; Sexstone a kol. 2018). Akumulace sněhu je ovlivněna mnoha faktory, jejichž vliv se na jednotlivých lokalitách liší. Zatímco ve velkém měřítku je akumulace sněhu řízena klimatem a související nadmořskou výškou, v menších měřítkách se více projevují vlivy topografie a vegetačního pokryvu povodí.

Změny lesního porostu a klimatu jsou běžně považovány za dva hlavní faktory hydrologických změn v lesnatých povodích (Li a kol. 2017b). Vyšší teploty vzduchu vedou k přeměně srážek ze sněhových na dešťové, což se projevuje zejména ve středních nadmořských výškách, kde dominují smíšené dešťové a sněhové podmínky. To má za následek posun odtokového maxima z jara a léta do zimních měsíců (Cuo a kol. 2009; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Lesní disturbance jsou součástí dynamiky ekosystémů, které mají výrazný vliv na akumulaci sněhu (Boon 2012) a horský odtok, který je na změny velmi citlivý (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). Velké rozdíly v hydrologických reakcích na změnu lesního pokryvu jasně naznačují, že les je jedním z důležitých faktorů ovlivňující odtok a posouzení účinků změny lesního pokryvu na hydrologii povodí je třeba posuzovat s ohledem na další důležité proměnné (Li a kol. 2017b). Pochopení změn způsobených dopadem změn podnebí a krajinného pokryvu je zásadní pro udržitelné plánování a management vodních zdrojů (Peraza-Castro a kol. 2018).

Ke kvantifikaci vlivů se využívají různé druhy statistických analýz a hydrologické modelování. Nevýhodou statistických analýz je, že jsou často založeny pouze na průměrných ročních hodnotách, poskytují jen generalizované vztahy mezi komponentami vodního cyklu a nezohledňují druhové rozdíly vegetačního krytu ani heterogenitu povodí (Li a kol. 2012). Přístup hydrologického modelování je složitější, ale dokáže zvážit všechny tyto rozdíly a do určité míry explicitně reprezentuje prostorové charakteristiky povodí (Li a kol. 2017b).

Struktura práce:

Diplomová práce je rozdělena do několika částí. Po úvodu následuje druhá kapitola, ve které se práce zabývá shrnutím současného stavu výzkumu formou rešerše zahraniční a české literatury. V této části je popsán vliv vegetace na sněhovou pokrývku a následný odtok, vliv a dopady lesních disturbancí a v neposlední řadě také oddělení vlivů lesních disturbancí a klimatických změn. Jsou zde prezentovány studie z různých částí světa.

Následující kapitola popisuje data a metody použité v této práci. V této části jsou popsána zájmová povodí, použitý hydrologický model, jeho struktura, vstupní data a hodnocení přesnosti. Následuje popis modelových experimentů a zpracování dat. Čtvrtá část prezentuje získané výsledky, které jsou v následující části srovnány s obdobnými studiemi. V poslední kapitole jsou shrnuty nejdůležitější závěry této práce.

Výzkumné otázky:

- 1 Jak změny pokryvu po lesních disturbancích ovlivňují charakteristiky odtoku a jeho načasování?
- 2 Jakým způsobem se projeví změny vegetace na charakteristikách sněhové pokrývky?
- 3 Jakým způsobem ovlivní zvýšení faktoru tání charakteristiky odtoku a sněhové pokrývky?

2 Současný stav poznatků

2.1 Vliv lesa na akumulaci sněhové pokrývky

Vegetace je významný faktor, který ovlivňuje akumulaci sněhu a tím potenciální zásoby vody v povodí, také ovlivňuje tání a odtok vody ze sněhu (Hrúbik, Škvarenina 2007). Rozmístění sněhové pokrývky je celkově velmi variabilní a závislé na mnoha faktorech. V měřítku povodí se nejvíce projevuje vliv topografie a lesního pokryvu (Jost a kol. 2007), který v průběhu akumulace sněhu ovlivňuje intercepci, redistribuci větrem a hustotu sněhu (Jeníček, Pevná, Matějka 2015).

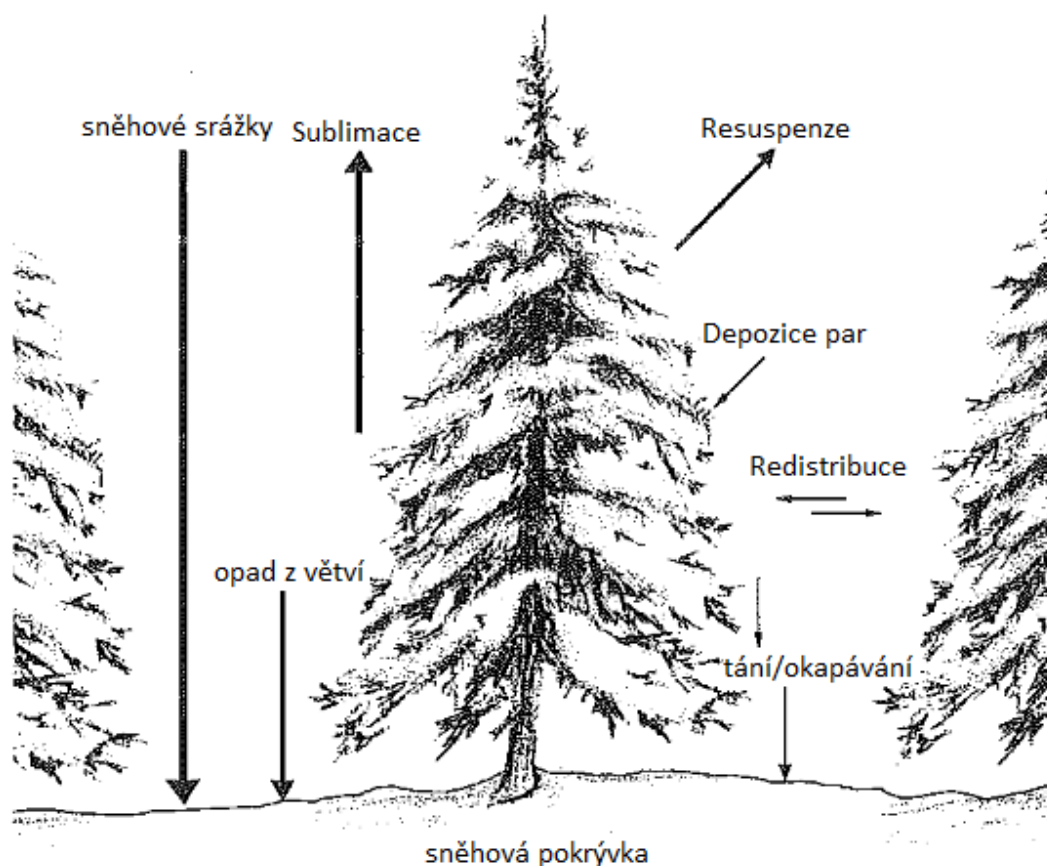
Než sněhové vločky dopadnou na vegetaci, mohou být přemístěny turbulentním prouděním vzduchu nad a uvnitř vegetace. Po dopadu pevných či kapalných srážek do korun stromů mluvíme o tzv. *intercepci*, která výrazně ovlivňuje akumulaci sněhu. Na začátku sněhové vločky propadávají mezerami mezi jehlicemi a větvemi, dokud nevytvoří sněhové můstky. Tyto můstky zvětšují plochu, na které se vločky mohou zachytit. Kapalné i sněhové srážky jsou zadržovány v podobné míře, přestože je proces zachytávání odlišný (Hrúbik, Škvarenina 2007). Zatímco kapky deště jsou na větvích dočasně, sněhové vločky zůstávají nebo i přimrzají na větvích a mohou se ve vrstvách držet po dlouhou dobu. Množství zachyceného sněhu i rozmístění sněhové pokrývky jsou silně závislé na typu a hustotě vegetace, a také blízkosti otevřených ploch (Pomeroy, Gray 1995).

Hustota vegetace je často definována indexem listové plochy (LAI), který je definován jako poměr plochy jehlic či listů na jednotku plochy půdy a který se může během sezóny měnit (Stähli, Jonas, Gustafsson 2008). Hustota lesa je dána druhovým složením a stářím stromů. V hustých lesích, které jsou tvořeny stromy různého stáří se zadrží více srážek (Hrúbik, Škvarenina 2007), obecně s nižší hustotou lesa se hloubka sněhu a SWE zvyšují (Boon 2012). Jehličnaté stromy, které na zimu neopadávají, zadrží nejvíce srážek a výška sněhu a s ní spojená vodní hodnota sněhu je zde nižší, výjimku tvoří konec zimního období, kdy husté koruny jehličnanů tvoří bariéru proti slunečnímu záření a sněhová pokrývky taje pomaleji než na bezlesých prostranstvích (Hrúbik, Škvarenina 2007). Intercepci může být zachyceno až 60 % srážek (Pomeroy, Gray 1995; Storck, Lettenmaier, Bolton 2002). Oreňák a kol. (2013) pro smrkové lesy Západních Tater uvádí průměrně 37 %, Šípek a Tesař (2014) pro smrkovo-bukové lesy na Šumavě kolem 40 % celkových srážek. Míka (2021) uvádí, že v letech 2017-2021 se v povodí Ptačího potoka podíl

zachycených pevných srážek pohyboval v rozmezí 36,85 % až 45,81 % s průměrnou hodnotou 39,8 %. Jost a kol. (2007) pozoroval v lese o 40 % méně sněhu než na blízké otevřené ploše, ovšem v roce s podprůměrnými sněhovými srážkami. V další sezóně, která byla srážkově lehce nadprůměrná, byl vliv lesa nižší a v lesích bylo jen o 27 % méně sněhu než na přilehlých otevřených plochách. Hribík a Škvarenina (2006) uvádí nižší výšku sněhu v lesích o 20-30 % na otevřené ploše. Od množství zachyceného sněhu a výšky sněhu se odvíjí vodní hodnota sněhu, která podle Jeníčka, Pevné a Matějky (2015) průměrně dosahovala o 32 % nižší hodnot v lesích než na otevřených plochách a mýtinách, Šípek a Tesař (2014) uvádí dokonce o 50 %. Rozdíly lze pozorovat i na otevřených plochách v závislosti na jejich rozloze. Malé mýtiny jsou často chráněny okolními stromy, zatímco větší otevřené plochy jsou ovlivněny redistribucí sněhu, která snižuje celkové množství nahromaděného sněhu (Varhola a kol. 2010). Dalším důležitým parametrem je hustota sněhu, která bývá nejvyšší na velkých otevřených plochách, což je nejpravděpodobněji způsobeno kombinovaným účinkem větru, který ovlivňuje strukturu sněhových krystalů, a vyšším množstvím slunečního záření způsobujícím cykly tání a mrznutí, což hustotu sněhu zvyšuje (Jeníček, Pevná, Matějka 2015). Topografie, především orientace svahu na jih, je důležitějším parametrem pro otevřené plochy, zatímco pro lesní plochy je důležitější LAI (Jeníček, Pevná, Matějka 2015).

Důležitým faktorem jsou proměnlivé meteorologické podmínky (Hedstrom, Pomeroy 1998). V letech s vysokými sněhovými srážkami se však rozdíly mezi různými druhy lesů zmenšují v důsledku schopnosti silných sněhových srážek překročit kapacitu intercepce ve zdravých i mrtvých borových lesích (Boon 2012). Stejně tak u velkých sněhových bouří se vliv počátečního zatížení větví snižuje (Hedstrom, Pomeroy 1998). Důležité je i rozložení srážek během roku, zejména střídání se období se srážkovým deficitem a obdobími s výraznými srážkovými událostmi (Oreňák a kol. 2013). Účinnost intercepce se zvyšuje se snižující se teplotou vzduchu a rychlostí větru, zvyšující se velikostí padajících sněhových krystalů a snižující se hustotou sněhu (Pomeroy, Gray 1995). Zachycený sníh se drží na větvích, ze kterých může opadat, roztát nebo se vrátit zpět do atmosféry sublimací (obrázek 1). Dominantními procesy, kterými je zachycený sníh odstraňován z větví, jsou hromadný opad na zem nebo odkapávání vody po roztátí (Storck, Lettenmaier, Bolton 2002). K sublimaci zachyceného sněhu dochází ve velké míře a více sněhu vysublimuje, než se nakonec ze stromů uvolní na zemský povrch (Pomeroy, Gray 1995). Storck, Lettenmaier a Bolton (2002) uvádí v horském přímořském klimatu

jihozápadního Oregonu měřenou sublimací nižší než 1 mm denně, což odpovídá zhruba 100 mm srážek během zimní sezóny. Gelfan, Pomeroy a Kuchment (2004) uvádí pro oblast



Obrázek 1: Účinky ovlivňující ukládání sněhové pokrývky v jehličnatém lese (Pomeroy, Gray 1995; upraveno)

severozápadní části evropské části Ruska průměrnou denní sublimací 0,17 mm/den. Ve výzkumu Sexstone a kol. (2018) výsledný simulovaný sublimační tok pro oblast Coloradských Skalnatých hor odpovídal v průměru 28 % zimních srážek. Tato část sněhových částic se pak neúčastní hydrologického cyklu a nazýváme ji tzv. *intercepční ztrátou*, čímž se snižuje objem vody dostupný pro odtok nebo infiltraci (Musselman a kol. 2012). Výrazně negativní vliv má intercepce ve smrkových porostech nižších poloh, naproti tomu v horských lokalitách, na hřebenech a návětrných svazích jsou intercepční ztráty zanedbatelné (Hříbík, Škvarenina 2007).

2.2 Vliv vegetace na tání sněhové pokrývky

Tání sněhové pokrývky je silně ovlivněno orientací svahu a lesním pokryvem (Jost a kol. 2007), stejně tak je důležitým faktorem nadmořská výška lokality (Jeníček, Pevná, Matějka

2015). Lesní vegetace ovlivňuje rychlost a intenzitu tání tím, že snižuje množství krátkovlnného záření, které dopadne na povrch (Jost a kol. 2007). Množství krátkovlnného záření absorbovaného sněhovou pokrývkou závisí především na výšce slunce nad obzorem, zeměpisné šířce, roční době, atmosférické difuzi, topografií a překážkách způsobujících stínění jako je lesní pokryv (Seibert a kol. 2015). Hlavním řídicím prvkem pro tání sněhu je množství dostupné energie pro tání, které lze vyjádřit jako energetickou bilanci sněhové pokrývky, která vypočítává tepelné toky mezi atmosférou, sněhem a půdou. Tento vztah lze vyjádřit rovnicí:

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

Kde Q_m je výsledná energetická bilance, uváděná v W m^{-2} . Nabývá kladných hodnot při tání sněhu či záporných hodnot, když sníh promrzá. Q_{ns} značí krátkovlnnou radiaci, která je vždy nezáporná. Q_{nl} je dlouhovlnné záření, Q_h označuje zjevné teplo, Q_e přenos latentního tepla uvolněného při změnách skupenství vody. Q_p je teplo dodávané kapalnými srážkami, Q_g teplo půdního podloží, Q_i označuje změnu vnitřní energie sněhové pokrývky.

Les silně ovlivňuje toky záření, které dopadnou na zem. Je jasné, že rychlost tání se zvyšuje s rostoucím množstvím slunečního záření (Jeníček, Pevná, Matějka 2015). Primárním účinkem lesa je absorpce krátkovlnného záření a absorpce a emise dlouhovlnného záření (Stähli, Jonas, Gustafsson 2008). Krátkovlnná radiace, která během dne dopadá, je redukována stíněním lesa. Dlouhovlnná radiace se během dne zvyšuje, protože části stromů jsou zahřívány absorpcí slunečního záření a v noci mají vyšší tepelnou emisivitu než otevřená obloha (Essery a kol. 2008). Radiační prostředí pod korunami stromů je velice heterogenní, což ovlivňuje rychlost, s jakou sněhová pokrývka odtává. Uspořádání kmenů, větví a jehličí a podrostu společně s meteorologickými procesy a terénem ovlivňuje odtok z mnoha sezónně zasněžených, zalesněných povodí (Musselman a kol. 2012).

V porovnání s otevřenými plochami lesní mikroklima obvykle způsobuje nižší intenzitu tání (Hříbík, Škvarenina 2007). Autoři zároveň upozorňují, že tento jev neplatí pro oblasti s nízkou sněhovou pokrývkou a častým oteplováním. Pomalejší a méně intenzivní tání způsobují ztráty radiační energie v korunách stromů a nižší intenzitu výměny tepla mezi ovzduším a sněhem. Tání sněhu na otevřených plochách je více než 2x rychlejší než na lesních lokalitách (Jeníček, Pevná, Matějka 2015). Tento efekt se více projevuje na jižních svazích než na severních (Hříbík, Škvarenina 2007). Různá intenzita

tání je ovlivněna strukturou a typem vegetace. V lesích stejné druhové skladby intenzita tání roste a v dospělém lese bude tání v porovnání s dospívajícím lesem intenzivnější (Hrúbik, Škvarenina 2007). Nejvyšší rozdíl mezi intenzitou tání v lese a na otevřené ploše je pozorován v lesích smrkových a jedlových, nicméně to nemusí nutně znamenat, že v listnatých lesích sněhová pokrývka roztaje dřív (Hrúbik, Škvarenina 2007). Důvodem jsou vyšší zásoby sněhu zapříčiněné méně intenzivní intercepcí. Na mýtinách pozorovali Jeníček, Pevná a Matějka (2015) o 38 % rychlejší ablaci než v lese. To vysvětlují tím, že mýtiny jsou částečně chráněné před slunečním zářením. Podle Hrúbika a Škvareniny (2007) je intenzita tání na mýtinách 1,5-2x vyšší než v lese. Roli hraje druhové složení lesa. Smrkové lesy do jisté míry chrání sněhovou pokrývku před slunečním zářením a úplné roztání sněhu zde může nastat o 2-4 týdny později (Hrúbik, Škvarenina 2007).

Velkým faktorem hrajícím dominantní roli při tání sněhové pokrývky je změna klimatu. V posledních letech dochází ke změnám, kdy sněhová pokrývka začne tát, což je ovlivněno i množstvím sněhu, které během roku napadne. Jeníček a Ledvinka (2020) uvádí, že v letech chudých na sněhovou pokrývku začalo tání dříve. Předpokládané změny v načasování tání sněhu budou mít všudypřítomné hydrologické a ekologické dopady; povaha účinků však bude záviset na rychlosti tání sněhu v budoucnu (Musselman a kol. 2017).

2.3 Odtok ze sněhové pokrývky

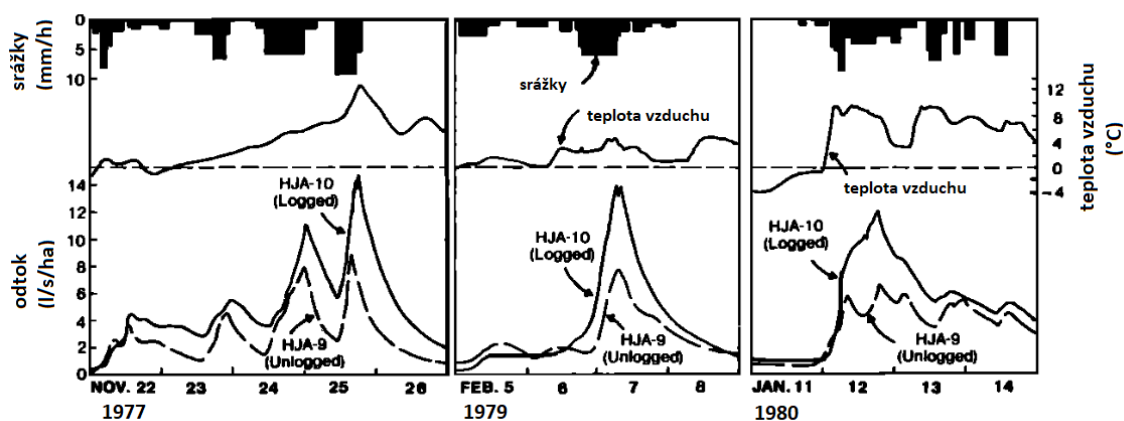
Sněhová pokrývka a jarní tání představuje v našich podmínkách zásadní zdroj vodnosti řek. Sníh je v generování odtoku efektivnější než jsou kapalně srážky (Jeníček, Ledvinka 2020; Li a kol. 2017a). Na západě Spojených států je odtok tvořen z 53 % vodou ze sněhové pokrývky, přestože pouze 37 % srážek padá jako sníh, v horských oblastech tvoří tání sněhu 70 % celkového odtoku (Li a kol. 2017a). Z výzkumu Jeníčka a Ledvinky (2020) vyplývá, že v českých podmínkách padá 20 % srážek jako sněhové a voda ze sněhu tvoří průměrně 26 % celkového odtoku. Roční podíl srážek padajících jako sníh má významný vliv na průměrný roční průtok, nezávisle na množství srážek (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Nižší poměr mezi sněhovými a kapalnými srážkami má za následek vyšší zimní a jarní odtokové rychlosti, což zvyšuje riziko zimních a jarních povodní (Stewart 2008). Roztátý sníh a smíšené srážky obvykle způsobují vyšší průtoky než samotný déšť kvůli vyšším úhrnům a delší době trvání (Hammond, Kampf 2020).

Horská sněhová pokrývka a jarní odtok jsou klíčovými součástmi vodních zdrojů a slouží jako indikátory proměnlivosti a změny klimatu (Stewart 2008), které se zde výrazně projevují. V posledních desetiletích vodní hodnota sněhu v mnoha horských povodích klesla (Jeníček, Ledvinka 2020). Změny klimatu a nárůst teploty vzduchu způsobují nižší sněhovou pokrývku a její dřívější tání. Vyšší teploty vzduchu způsobují posun od sněžení k dešťovým srážkám, což má za následek pokles celkového ročního odtoku (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014) a doplňování podzemní vody (Jeníček, Ledvinka 2020). Procesy, které způsobují citlivost průměrného proudění na sněhové srážky, mohou být způsobeny rozdílnou infiltrační kapacitou půd, trvání a načasování infiltračních období, výparem ze sněhem pokrytých i nezasněžených půd, délkou vegetačního období či vlhkostí půdy (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Do roku 2100 se podle Li a kol. (2017a) na západě USA podíl vody z tání sněhu k odtoku sníží zhruba o třetinu.

Důsledkem oteplování se kapacita horských oblastí zadržovat vodu až do jarní a letní sezony snižuje (Stewart 2008). Dřívější horské tání sněhu a odtok má v některých oblastech za následek delší letní období sucha a snížení letních a podzimních průtoků. Největší variabilita a úbytky rozsahu sněhové pokrývky, výšky sněhu a SWE byly identifikovány pro nadmořské výšky pod 1300 m (Stewart 2008). Sněhová pokrývka v horských oblastech se zdá být podle autora citlivější ke klimatickým změnám než blízké nížinné oblasti ve vysokých zeměpisných šířkách. Důvody pro tuto zvýšenou citlivost jsou složité. Velkou roli hraje geografická poloha, protože hory jsou důležitým prvkem klimatického systému a vzhledem k orografickému efektu přijímají větší množství srážek než okolní oblasti (Stewart 2008). Na druhou stranu je hydrologická reakce na úbytek sněhu velmi různorodá a ne všechny oblasti zažívají pokles průtoků (Hammond, Kampf 2020). Tento jev se odvíjí od množství srážek během zimy a jara. Reakce povodí na změny srážkového režimu se mění podle charakteristik jako je geologické složení oblasti, sklon a vlastnosti půd. Účinky srážek nelze oddělit od vlivů sezónnosti, doby trvání srážek a podmínek před srážkami (Hammond, Kampf 2020). Zjištění autorů také demonstrují důležitost smíšených srážek, především v měřítku povodí. Výsledky ukazují, že v krátkodobém horizontu by vyšší smíšené srážky během zimy mohly zvýšit účinnost odtoku, což by mohlo vést k vyšším průtokům. Jak autoři předpokládali, generování odtoku je účinnější během tání sněhu než během deště. Podle Li a kol. (2017a) bude v budoucnu odtok řízen dešťovými srážkami namísto sněhovými, méně sněhu v zimě a tím pádem

menší podíl vody ze sněhu na odtoku by v budoucnu pravděpodobně zhoršily nedostatek vody a prodloužily suchá období. (Li a kol. 2017a)

Nicméně dešťové srážky, které spadnou na sněhovou pokrývku, mohou významně zvyšovat průtoky. Takzvané rain-on-snow events, zkráceně ROS způsobují v horských oblastech také mnoho povodňových situací (Würzer a kol. 2016). V těchto případech je odtok ze sněhové pokrývky závislý na trvání a intenzitě deště a také na počátečních podmínkách sněhové pokrývky jako jsou rychlosti větru, počáteční výška sněhu a obsah kapalné vody (Würzer a kol. 2016). Během většiny ROS událostí déšť běžně představuje 70–90 % celkového množství vody, ale za určitých povětrnostních podmínek může tání sněhu přispět více než třetinou celkového objemu srážek (Harr 1986). Würzer a kol. (2016) uvádí, že události s vysokým množstvím kapalné vody způsobují vysoké průtoky a jsou typické pro období jara a brzkého léta. Rychlé tání sněhu společně s dešťovými srážkami způsobuje většinu sesuvů půdy a erozi (Harr 1986).



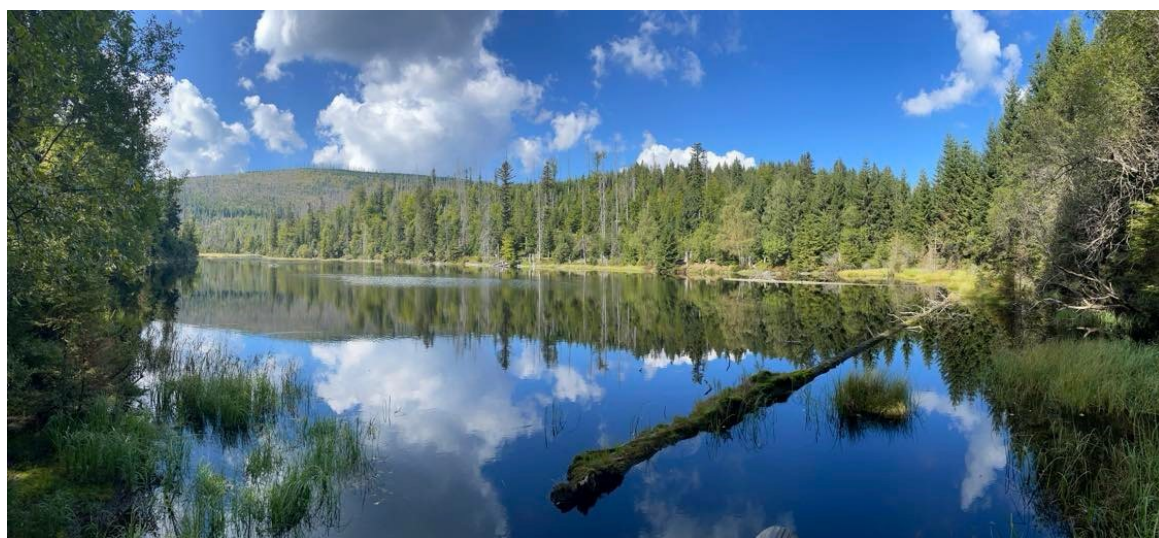
Obrázek 2: Odtok, srážky a teplota vzduchu při tzv. ROS událostech v povodí, ve kterém nedošlo k těžbě (HJA-9; unlogged) a v povodí, kde byl les částečně odtěžen (HJA-10; logged). (Harr 1986; upraveno)

Odtokové podmínky jsou ovlivněny také změnami vegetačního pokryvu. Harr (1986) popisuje vliv vykácení lesa na průtoky po rain-on-snow události. Již na první pohled je z obrázku 2 patrný razantní nárůst průtoků při srážkových událostech během všech sledovaných let. Při porovnání křivek průtoků v povodích, ve kterých došlo k těžbě i v těch těžbou nepoškozených, je zřejmé, že v povodích po vytěžení lesa ROS způsobily mnohem výraznější nárůst průtoku, než je tomu v případě povodí, které nebylo zasaženo těžbou. Maxima průtoků při jednotlivých událostech tání dosahují téměř dvojnásobných hodnot. Toto výrazné zvýšení může mít velký dopad a případně způsobit povodně.

2.4 Vliv lesních disturbancí na sněhovou pokrývku

Disturbancí rozumíme narušení lesního ekosystému přírodními či antropogenními vlivy, případně jejich kombinací. Přírodní disturbance jako požáry, vichřice či napadení hmyzem jsou nedílnou součástí dynamiky lesních ekosystémů po celém světě (Seidl a kol. 2017). V lesním porostu dochází ke změnám struktury, které mají vliv na akumulaci (Boon 2012), rozmístění i tání sněhové pokrývky, a tím pádem na hydrologické poměry oblasti. Odstraněním lesního pokryvu vznikají změny ve výměně energie a hmoty mezi atmosférou, stromy a povrchem země, které mají důsledky pro zadržení vody a následný podpovrchový odtok (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). Změny vegetace hrají důležitou roli, protože horský odtok je velmi citlivý na lesní disturbance a změny klimatu (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). Disturbance představují rychlý proces, která rychle změní podmínky ovlivňující odtokové procesy v povodí. Účinek takových změn je rychlý, ale rozsah změn je lokální, kvůli rychlé regeneraci vegetace a omezenému trvání (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Vzhledem ke klíčové roli vegetace při akumulaci sněhu, lesní disturbance nakonec mohou být pro hydrologické procesy důležitější než přímé dopady klimatických změn (Link and Marks 1999), protože poškození lesní vegetace snižuje intercepci a evapotranspiraci, čímž dochází ke zvyšování objemu srážek a tání sněhu, které se dostanou na povrch (Seibert, McDonnell, Woodsmith 2010). Na druhou stranu podle Li a kol. (2018) jsou dopady variability klimatu na roční průtok, základní průtok a povrchový odtok mnohem větší než dopady narušení lesů, podle výzkumu Li a kol. (2017b) změny lesního porostu a proměnlivost klimatu hrají stejnou roli. Dlouhodobé změny i náhlé změny klimatu nebo krajinného pokryvu mohou vyústit ve výrazné změny v hydrologickém režimu, především v extrémní jevy jako jsou sucha a povodně (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Narušení lesa může zvýšit odtok, což by mohlo pomoci zmírnit vodní stres v oblastech s nedostatkem vody, ale negativní účinky, jako je zvyšující se kalnost, mohou jakékoli případné pozitivní účinky zastínit (Li a kol. 2018). Obecně lze říct, že narušení či úplné odstranění lesa má za následek nárůst sněhové pokrývky. To lze vysvětlit sníženou evapotranspirací sněhu, který by se normálně zachytil na větvích (Brandt, Bergstrom, Gardelin 1988). S vyšší sněhovou pokrývkou se zvyšuje i objem tání sněhu a následný odtok ze sněhu, což dokládá studie Brandta, Bergstroma a Gardelina (1988) ze Švédska.

S vyšší sněhovou pokrývkou se zvyšuje i objem tání sněhu a následný odtok ze sněhu, což dokládá studie Brandta, Bergstroma a Gardelina (1988) ze Švédska. Nárůst se v jednotlivých povodích pohybuje mezi 165 a 200 mm, přičemž nejvyšší rozdíl je pozorován na jarního tání (50-120 mm), ke kterému také došlo dříve. Autoři poukazují na to, že hospodářské postupy v lesích mají silný vliv na rizika povodní, a to zejména v oblastech, kde je vysoký podíl odlesněné plochy. Nicméně hydrologická reakce sněhu na postupy hospodaření v lesích je velmi proměnlivá, což velké části způsobeno přirozenou variabilitou přístupů k hospodaření v celé řadě klimatických a vegetačních režimů (Pomeroy, Fang, Ellis 2012).

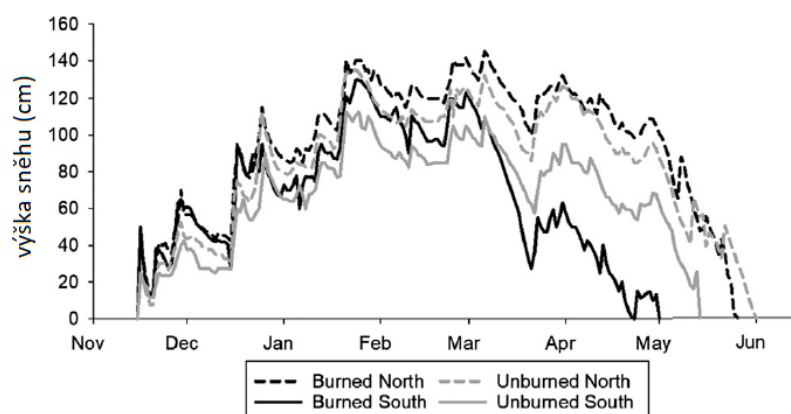


Obrázek 3: Šumavské jezero Laka, v pozadí Plesná pokrytá rozpadlým lesním porostem (září 2021, foto: Denisa Zaccpalová)

Mezi časté lesní disturbance patří napadení hmyzem. Po napadení stromu hmyzem začne nejprve vysychat jehličí a způsobí defoliaci stromů, čímž se snižuje vliv intercepce, což způsobuje vyšší sněhovou pokrývku na daném místě (Jeníček, Pevná, Matějka 2015). Po napadení se začíná porost pomalu rozpadat. Jehlice se ztrácí během prvních 3-5 let, větve během 10 let, ale již po 3 letech už mohou kmeny začít padat na zem (Mitchell, a Preisler 1998). Autoři uvádějí, že rychleji padají menší stromy, a také kmeny v prořídlech lesních porostech. Výsledná lesní krajina je mozaikou mrtvých, živých a vytěžených porostů v různých po sobě jdoucích fázích, mezi nimiž se procesy akumulace sněhu liší (Boon 2012). Podle autorčina očekávání dosahovala výška sněhu i hodnota SWE nejvyšších hodnot právě na mýtinách a výrazně se lišila od hodnot naměřených ve zdravých borových porostech i v porostech napadených lýkohubem (*Dendroctonus ponderosae*). Výška sněhu a vodní hodnota sněhu v zalesněných místech závisí na meteorologických

podmínkách a také na struktuře vegetace (Boon 2012). Podobné závěry uvádí i Jeníček, Pevná a Matějka (2018), kteří v napadeném lese pozorovali SWE nižší o 32 % v porovnání se zdravým smrkovým lesem. Autoři očekávají, že tento rozdíl bude klesat v důsledku opadu větví a kmenů, což způsobí ještě vyšší sněhovou pokrývku. Po defoliaci bylo pozorováno také rychlejší tání sněhu, a to o 33 %. Po úplné defoliaci a tím pádem nárůstu slunečního záření se dá očekávat ještě o něco rychlejší tání (Jeníček, Pevná, Matějka 2018). Na druhou stranu Pomeroy, Fang a Ellis (2012) popisují jen malé dopady napadení lesa lýkohubem. Objem tání sněhové pokrývky se zvýšil o méně než 10 % a objem proudění jen o necelá 2 %. Tento malý dopad autoři připisují nízkým a relativně suchým nadmořským výškám borových lesů v pozorovaném povodí. Disturbance lesů v důsledku požárů a kácení postihlo mnohem větší oblasti a vyšší nadmořské výšky povodí a způsobilo více než dvojnásobný nárůst objemu tání a odtoku než hmyz (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). Požár zničil přibližně 60 % plochy povodí, což vedlo k nejvyššímu nárůstu odtoku ze všech pozorovaných disturbance, a to o 8 %. Autoři považují za zajímavé, že modelování vytěžení spáleného lesa by způsobilo 45 % nárůst objemu tání, což se promítlo pouze jako 5% nárůst odtoku na jaře a v létě. To připisují zvýšení transportu a sublimaci navátého sněhu a dřívějšímu odtávání z nechráněných mýtin (Pomeroy, Fang, Ellis 2012). Denní průtoky také reagovaly silněji na disturbance než sezónní průtoky. S odstraněním veškeré lesní vegetace došlo k nárůstu maxima o 20 %.

Z obrázku 4 ze studie kterou provedli Maxwell, Call a St. Clair (2019) je patrné, že disturbance, v tomto případě požáry, hrají roli při akumulaci i tání sněhové pokrývky. Přesto je jasné, že faktory, které ovlivňují prostorovou variabilitu sněhové pokrývky, od



Obrázek 4: Průměrná výška sněhu na požárem zasažených svazích (čárkovaně) a svazích bez požáru (plná čára). Data ukazují zrychlené tání na svazích zasažených požárem v závislosti na jejich orientaci (Maxwell, Call, St. Clair 2019).

sebe nelze oddělit. Nejkratší dobu se sníh udržel v jižně orientovaném spáleném lese. Zatímco na začátku zimní sezóny zde výška sněhu byla vlivem snížené intercepce nejvyšší, již v dubnu se zde sněhová pokrývka významně snížila a v květnu došlo k úplnému roztátí. Zhruba o dva týdny déle se držela sněhová pokrývka v jižně orientovaném nespáleném lese. Nejdéle však přetrvala díky stínění lesa a sníženému množství slunečního záření v nespáleném lese orientovaném na sever, a to zhruba do června. Důležité je také zmínit, že výraznější rozdíly v průběhu akumulace a tání sněhové pokrývky se projevují na jižně orientovaných svazích. Na severních svazích nepozorujeme tak signifikantní rozdíly. Rychlejší tání na jižně orientovaných svazích v porovnání s ostatními směry (21%) potvrzuje i (Jeníček, Pevná, Matějka 2018).

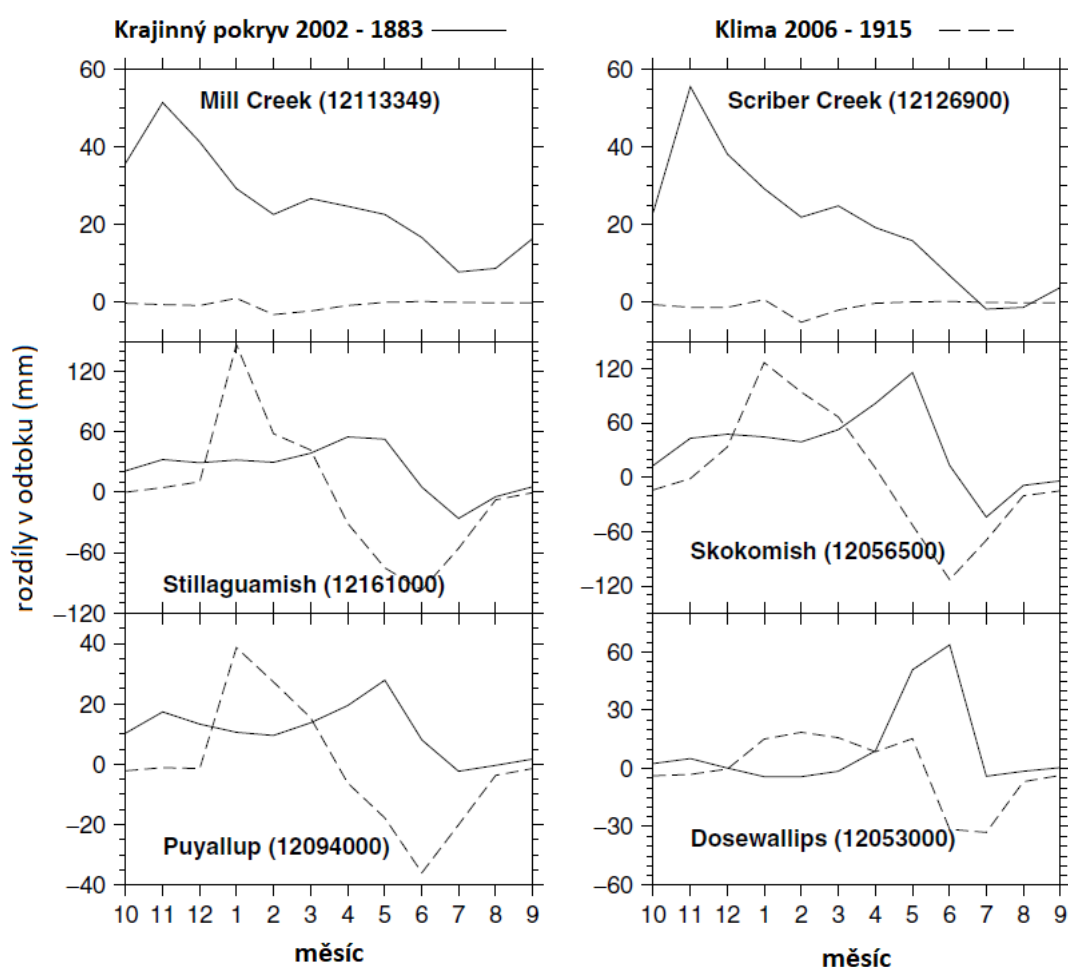
Jednotlivé disturbance se často mohou odvíjet jedna od druhé. Popadané kmeny po vichřicích či spálené po požáru jsou velmi náchylné k napadení hmyzem. Podle Økland a Bjørnstada (2006) jsou právě polomy po vichřicích ohniska napadení. Naopak meteorologické faktory, v tomto případě dlouhá sucha měla na dynamiku kalamit menší vliv. Menší a sušší povodí jsou více citlivá na změny lesního porostu oproti větším povodím, která jsou více odolná (Li a kol. 2017b). Podle Seidla a kol. (2017) jsou lesní disturbance citlivé na klimatické změny, které mohou zapříčiňovat, jak často jsou lesy napadané (Økland, Bjørnstad 2006). V důsledku dlouhodobého nárůstu výskytu vichřic Økland a Bjørnstad (2006) očekávají častější kůrovcové kalamity kratšího trvání. Budoucí změny disturbancí budou pravděpodobně nejvýraznější v boreálních jehličnatých lesích (Seidl a kol. 2017). Dlouhodobé i náhlé změny klimatu a vegetačního pokryvu mohou vést k významným posunům v hydrologickém režimu, zvláště k extrémním hydrologickým jevům jako jsou povodně či sucha (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015).

2.5 Separace vlivů klimatických změn a lesních disturbancí

Změny vegetačního pokryvu a změny klimatu jsou dva hlavní řídicí faktory změn v odtokových poměrech. Ke zjištění dopadů, které způsobují změny lesní vegetace na hydrologické poměry, musí být zohledněny či odstraněny účinky proměnlivosti klimatu na odtok (Li a kol. 2018). Li a kol. (2017b) hodnotili změny v odtoku způsobené odlesněním a klimatickými změnami v desítkách povodí po celém světě. K tomu využili statistické analýzy (např. podvojně součtové čáry, analýzy trendů, přístupy založené na citlivosti) a hydrologické modelování. Podle autorů není pochyb o tom, že celkový roční odtok vody v kterémkoli daném roce je normálně dán podnebím, ale jejich variace mohou být spojeny

jak se změnami lesního pokryvu, tak se změnami klimatu. Výsledky autoři porovnávali s výsledky na tzv. párových povodích (paired watershed experiments), ze kterých vyplývá, že odlesňování může zvýšit roční odtok i maximální průtoky, změnit základní odtok, zatímco opětovné zalesnění může působit opačně.

Povodí Puget Sound v severozápadní části státu Washington prošlo za poslední století významnou změnou krajinného pokryvu a klimatické změny (především nárůstem teplot vzduchu). Cuo a kol. (2009) usuzují, že simulace modelu i pozorovaná data jsou ovlivněny stejnými proměnlivostmi klimatu, takže jakékoli trendy lze připsat změně krajinného pokryvu. Pro zjištění změn využili distribuovaný modelu DHSVM (Distributed

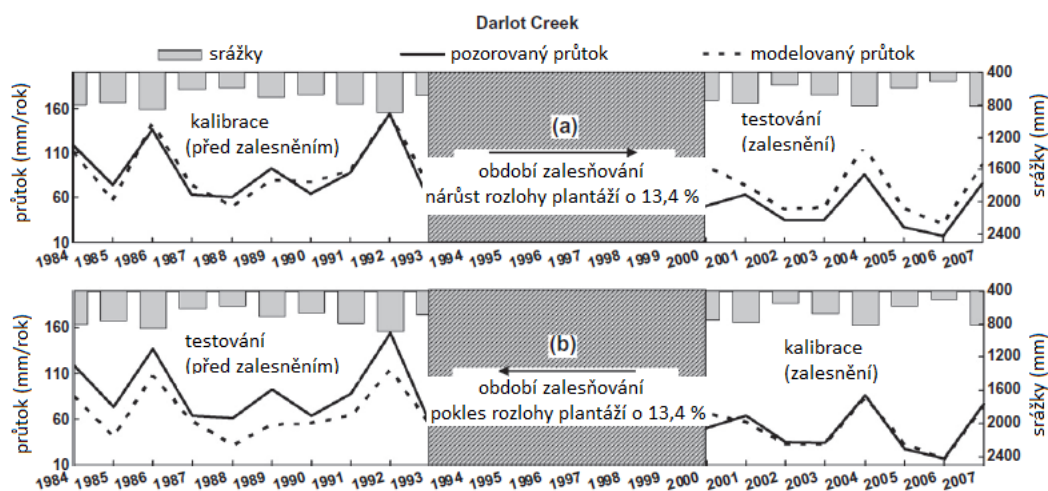


Obrázek 5: Srovnání klimatických změn (2006 a 1915) a změn krajinného pokryvu (2002 a 1883) na sezónním odtoku na vybraných povodích ve státě Washington. (Cuo a kol. (2009), upraveno)

Hydrology-Soil-Vegetation Model). Výsledky ukazují, že účinky se projevily různě na lokalitách s odlišnou nadmořskou výškou (obrázek 5). V nížinách byla změna krajinného pokryvu dominantním faktorem řídícím hydrologické změny, v horských oblastech se projevily oba faktory. Důvodem pro zvýšenou citlivost je přítomnost sněhové pokrývky,

kteřá hraje v hydrologickém cyklu horských oblastí klíčovou roli. Změna teploty je zvláště důležitá ve středních nadmořských výškách tzv. přechodná sněhová zóna, která je nejcitlivější na změnu teploty, bez ohledu na účinky těžby ve stejné části povodí. Simulace ukazují, že změna krajinného pokryvu způsobuje vyšší zimní a jarní průtoky, a naopak nižší průtoky v létě. V porovnání před změnou také došlo ke zvýšení celkového odtoku. Na horských měřeních se účinky změny teploty projevují hlavně v polovině zimy a na začátku léta, zatímco účinky změny krajinného pokryvu se projevují většinou koncem jara a začátkem léta (obrázek 5) a jednoznačně souvisí se stoupajícími teplotami.

Peraza-Castro a kol. (2018) využili pro zhodnocení vlivů semi-distribuívaný agro-hydrologický model SWAT. Pro posouzení klimatických vlivů byla využita metoda differential split-sampling testování (DSST). Nejprve byla data kalibrována na sušším období a validována na období s vyššími úhrny srážek a poté obráceně. Pro model byly vytvořeny 3 scénáře; samostatné změny lesního pokryvu, samostatné změny klimatu a kombinace těchto dvou efektů, které pomocí modelu simulovali. Výsledky ukazují, že odtok je citlivější na změny klimatu než na změny zalesnění. Všechny scénáře zaznamenávají pokles odtoku. Scénáře s 10 % odlesněním simulují nižší odtok, než scénáře s 50 %. Zřejmě pro tyto scénáře je odlesnění důležitější faktor než klimatické změny. Kombinace obou efektů ukázala malé rozdíly mezi scénáři se stejnou plochou mýtin. Největší změny odtoku byly pozorovány pro období léta a jara. Li a kol. (2012) se ve svojí studii zabývali oddělením vlivu klimatických změn a změn krajinného pokryvu na třech povodích v Austrálii. K tomu používali 7 metod založených na senzitivitě a hydrologické modely Xinanjiang a SIMHYD. Pro hydrologické modely používali tzv. split sample testování. Nejprve byly oba hydrologické modely nakalibrovány pomocí dat průtoků před zalesněním a poté aplikovány k simulaci odtoku pro zalesněné období (obrázek 6). Rozdíl mezi modelovaným a pozorovaným odtokem je využit ke kvantifikaci dopadů nárůstu rozlohy plantáží a proměnlivosti klimatu mezi těmito dvěma obdobími. V druhém kroku jsou modely kalibrovány daty z období zalesnění a jsou použity k simulaci odtoku v období před zalesněním. Výsledky ukazují, že hydrologické modely i přístupy



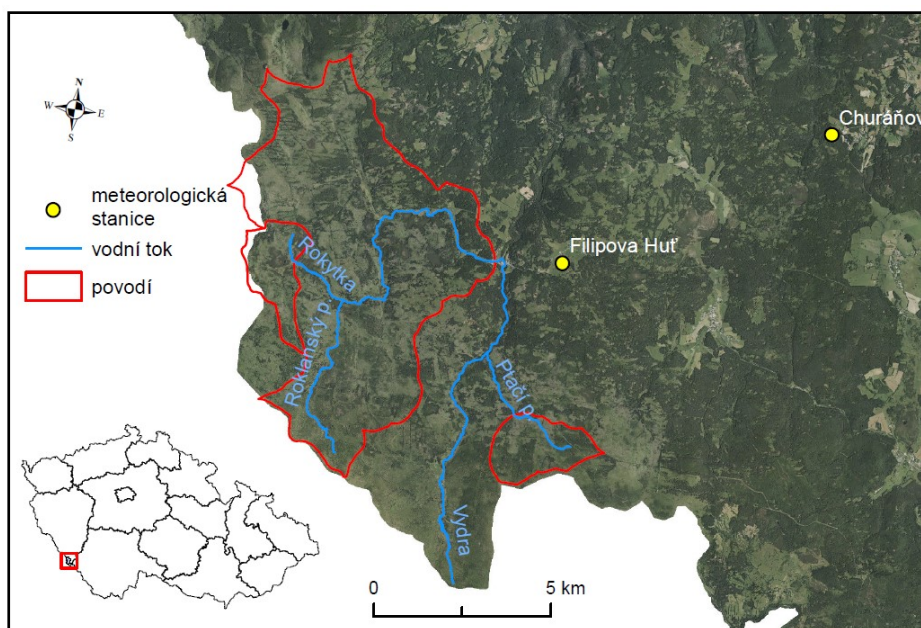
Obrázek 6: Časová řada srážek, simulovaného a pozorovaného odtoku pro povodí Darlot Creek pro období po zalesnění (a) a před zalesněním (b). (Li a kol. (2012), upraveno)

založené na citlivosti dosáhly podobných závěrů. V důsledku zvýšení rozlohy plantáží došlo ke snížení průtoků, naopak po simulaci snížení plochy plantáží došlo k nárůstu odtoku. Ve výsledcích ve snížení nebo zvýšení průtoku odhadnutých všemi devíti metodami existuje malá variabilita.

3 Data a metody

3.1 Charakteristika zájmového území

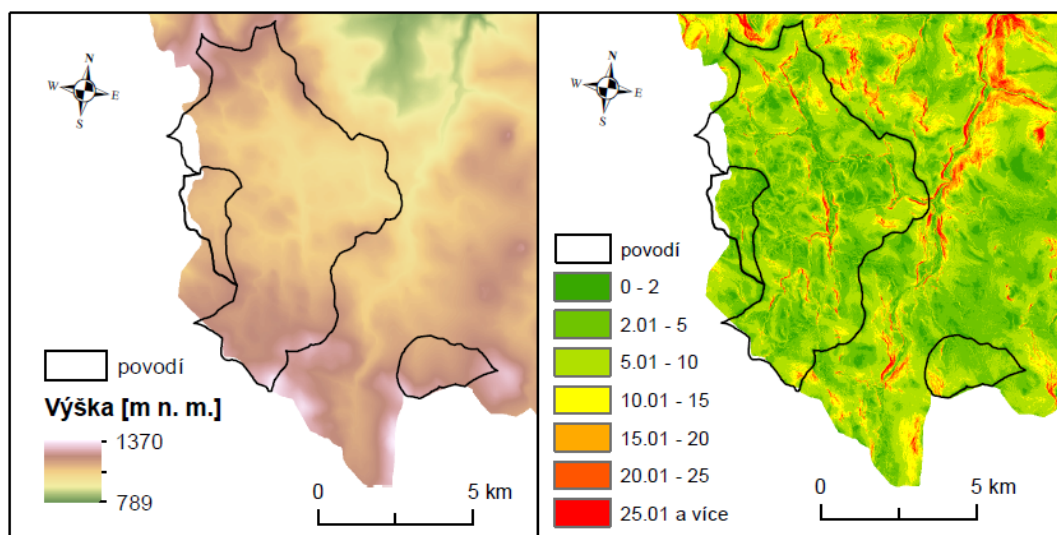
Zájmová povodí se nacházejí ve střední části Šumavy, v Plzeňském kraji, okrese Klatovy poblíž hranice s Bavorskem. Jedná se o pramenná povodí horní Vydry ležící v nejvyšších polohách Šumavy (obrázek 7). Všechna povodí spadají do území Národního parku Šumava. Povodí Roklanského potoka je ze zájmových povodí největší s rozlohou 47,51 km², část



Obrázek 7: Zájmová povodí a umístění meteorologických stanic (ArcČR, ČÚZK, vlastní zpracování)

území již spadá do Německa. Nejnižší bod povodí Roklanského potoka se nachází v nadmořské výšce 977 m n. m. Nejvyšším bodem povodí je Blatný vrch, který je s výškou 1369 m n. m. šestou nejvyšší horou Šumavy. Výškové poměry jednotlivých povodí jsou zobrazeny na obrázku 8. Povodí Rokytky, které má rozlohu 3,85 km², patří do povodí Roklanského potoka. Nachází se v nadmořské výšce 1089-1223 m n. m. Povodí Ptačího potoka se nachází v nejvyšší nadmořské výšce, která je 1126-1330 m nad mořem. Nejvyšším bodem je vrch Malá Mokrůvka a rozloha povodí je 4,09 km². Nejnižší bod povodí Roklanského potoka se nachází v nadmořské výšce 977 m n. m. Analýza sklonitosti povodí byla provedena z digitálního modelu terénu a je zobrazena na obrázku 8. Většina povodí Roklanského potoka a Rokytky je tvořena rovinami a plochami se sklonem do 10°.

Příkré svahy se sklonem více než 15° se nachází kolem Roklanského potoka v centrální a kolem Javořího potoka v severní části povodí. V povodí Ptačího potoka se nejprudší svahy nachází v jihozápadní části na úpatí Malé Mokrůvky.



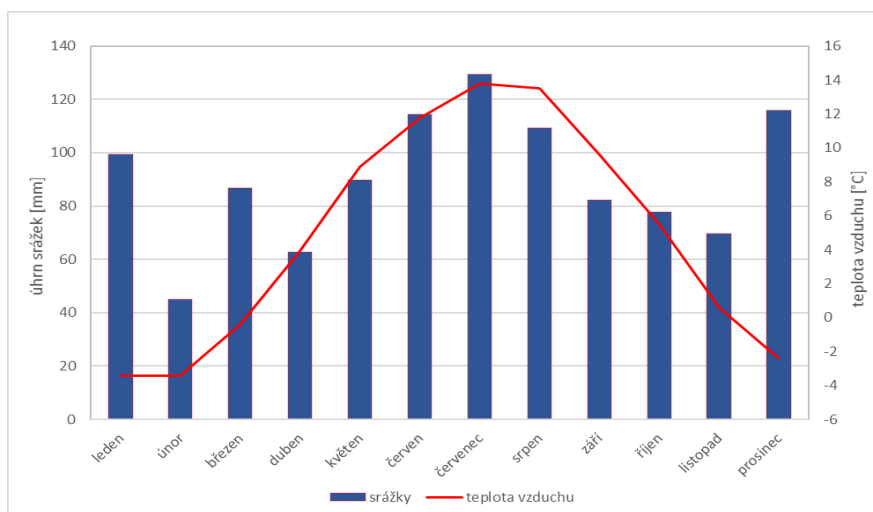
Obrázek 8: Výškové a sklonitostní poměry zájmových povodí (zdroj: KFGG, ČÚZK, vlastní zpracování)

Oblast v rámci geomorfologického členění území dále spadá do celku Šumava, oblasti Šumavská hornatina, která je součástí Šumavské subprovincie a provincie Česká vysočina. Povodí se nachází v geomorfologickém okrsku Modravské pláně, který je střední částí podcelku Šumavské pláně. Geologické podloží oblasti je tvořeno horninami moldanubika. Celá zájmová oblast patří mezi významné geologické lokality. Modravské slatě jsou komplex rašelinišť a slatin, které vyplňují deprese mezi elevacemi skalního podloží. Hlavní horninou oblasti jsou prekambrikové či paleozoické ruly, v severozápadní části se objevují menší tělesa hlubinných vyvřelin tvořená především porfyrickými biotitickými granity či dvojslídnyými granity. Místy se objevují biotitické a amfibol-biotitické monzogranity až granodiority a trondhjemity. Půdní pokryv povodí je tvořen především kryptopodzoly a podzoly, které jsou doplněny organozeměmi, které jsou typické pro oblasti rašelinišť a gleji.

Oblast povodí horní Vydry patří k nejchladnějším oblastem Česka. Dle Köppenovy klasifikace se řadí do klimatické oblasti Dfc, která značí boreální klima. Podle Quitta (1971) se jedná o chladnou oblast s označením CH4. Tyto oblasti se vyznačují velmi dlouhou, velmi chladnou zimou s dlouhotrvající sněhovou pokrývkou a dlouhým, chladným jarem i podzimem. Naopak léto je v takovýchto oblastech velmi krátké, chladné

a vlhké. Počet dnů se srážkami vyššími než 1 mm je průměrně 120-140 a sněhová pokrývka se drží 140-160 dní. Počet ledových dní, kdy denní maximum je pod bodem mrazu je průměrně 60-70, naopak letních dnů bývá méně než 20. Tento typ podnebí v Česku nalezneme pouze ve vrcholových částech pohraničních hor.

Průměrná roční teplota na meteorologické stanici Churáňov za období 1980-2020 byla vypočtena z dat ČHMÚ a činí 5,03 °C. Tato stanice se nachází ve vzdálenosti 13-15 km severovýchodním směrem od zájmových povodí v nadmořské výšce 1118 metrů n. m. Na obrázku 9 můžeme vidět chod průměrných měsíčních teplot vzduchu. Teplota vzduchu se drží v záporných hodnotách od prosince do března s minimem v lednu. Průměrná teplota vzduchu v listopadu dosahuje 0,5 °C. Nejvýše teploty vzduchu vyšplhají v červenci



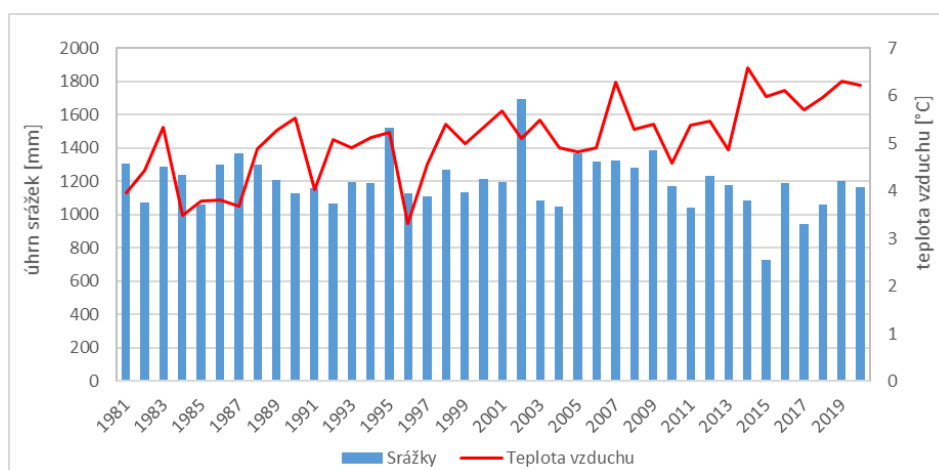
Obrázek 9: Graf průměrných měsíčních teplot ze stanice Churáňov a průměrné měsíční úhrny srážek ze stanice Filipova Huť za roky 1980 – 2014 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

a srpnu, kdy teplota průměrně dosahuje 13,7, respektive 13,5 °C, což odpovídá Quittově klasifikaci. Vzhledem k nadmořské výšce stanice a zájmových lokalit se dají očekávat teploty ještě nižší podle teplotního gradientu 0,65 °C na 100 výškových metrů.

Průměrný roční úhrn srážek na meteorologické stanici Filipova Huť je 1228 mm. Stanice na Filipově Huti leží v nadmořské výšce 1110 m n. m ve vzdálenosti 5-7 kilometrů od zájmových lokalit. Srážky jsou poměrně rozložené do celého roku s převahou letních a zimních srážek. Prosinec a leden jsou bohaté především na sněhové srážky s úhrny 110-120 mm. Poté srážkové úhrny klesají a duben je srážkově nejchudším měsícem v roce, průměrně spadne 72 mm srážek. S létem se úhrny podstatně zvyšují a vůbec nejdeštivějším měsícem je červenec, kdy průměrně napadne přes 140 mm srážek. Během podzimu

srážkové úhrny opět klesají. Součet průměrných měsíčních úhrnů je v teplém půlroce vyšší než v chladném půlroce. Meteorologická stanice se nachází v nižší nadmořské výšce než zájmová povodí, proto se dají očekávat ještě vyšší srážkové úhrny způsobené orografickým efektem.

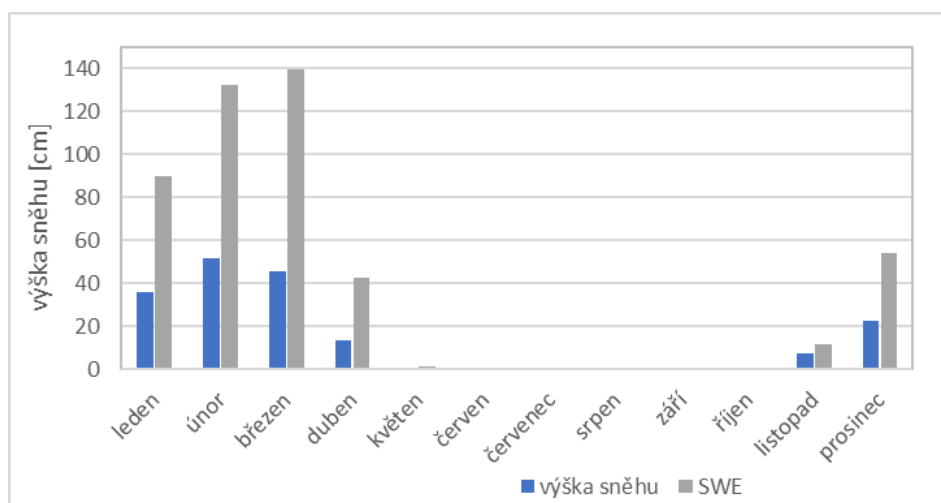
Obrázek 10 zobrazuje roční srážkové úhrny a průměrnou teplotu vzduchu během sledovaného období 1981-2020. Na grafu je patrný pokles v úhrnech srážek a srážkové úhrny nepřesahují dlouhodobý průměrný úhrn 1199 mm za období 1980-2020. Velmi



Obrázek 10: Roční úhrny srážek a průměrná teplota vzduchu za období 1981-2020 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

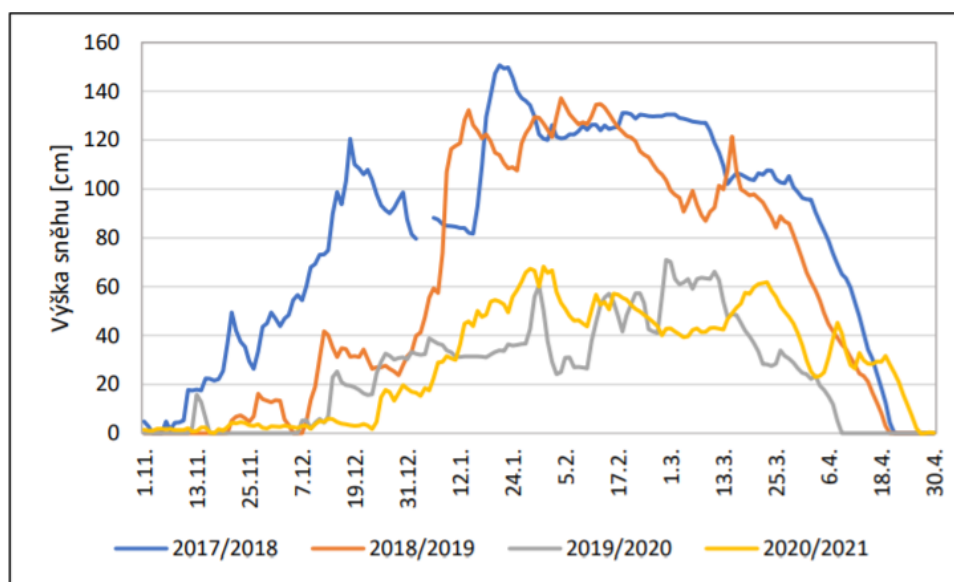
specifický hydrologický rok 2015, kdy byl srážkový úhrn pouhých 727 mm/rok, což je přibližně polovina srážek roku 2009, který byl za sledované období srážkově nejbohatší (1389 mm/rok). Z grafu je také viditelný nárůst teploty vzduchu. Ty jsou razantní především mezi roky 2010 a 2011 a 2013 a 2014, kdy je meziroční rozdíl vyšší než 1,5 °C. Poté došlo v letech 2016 a 2017 k mírnému poklesu ale poté opět k nárůstu. Ve srovnání roku 2007 a 2020 došlo k nárůstu o 0,6 °C.

Sněhová pokrývka se v oblasti pravidelně drží od listopadu do dubna. Na meteorologické stanici Churáňov, odkud pocházejí data zobrazená na obrázku 11 se první sníh objevuje v listopadu, výjimečně krátkodobě napadne v říjnu či září. Nejvyšší je sněhová pokrývka během února, kdy průměrně dosahuje přes 50 cm. Vodní hodnota sněhu během zimní sezóny narůstá a maxima dosahuje v březnu, kdy má průměrně 140 mm. Poté začíná sněhová pokrývka ubývat a během dubna už je SWE jen kolem 40 mm. Během dubna či výjimečně až května sněhová pokrývka roztaje úplně.



Obrázek 11: Průměrná měsíční výška sněhu a průměrná vodní hodnota sněhu (SWE) na stanici Churáňov za roky 1980 – 2013 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

Lepší představu o vývoji sněhové pokrývky během zimní sezóny ukazuje Obrázek 12. Zimní sezóny 2019/2020 a 2020/2021 jasně ukazují velmi výrazný pokles v celkové výšce sněhové pokrývky. V těchto letech byla maximální výška poloviční než v sezónách 2017/18 a 2018/19. Oproti roku 2017 je patrný posun v začátku sněhové pokrývky, zatímco

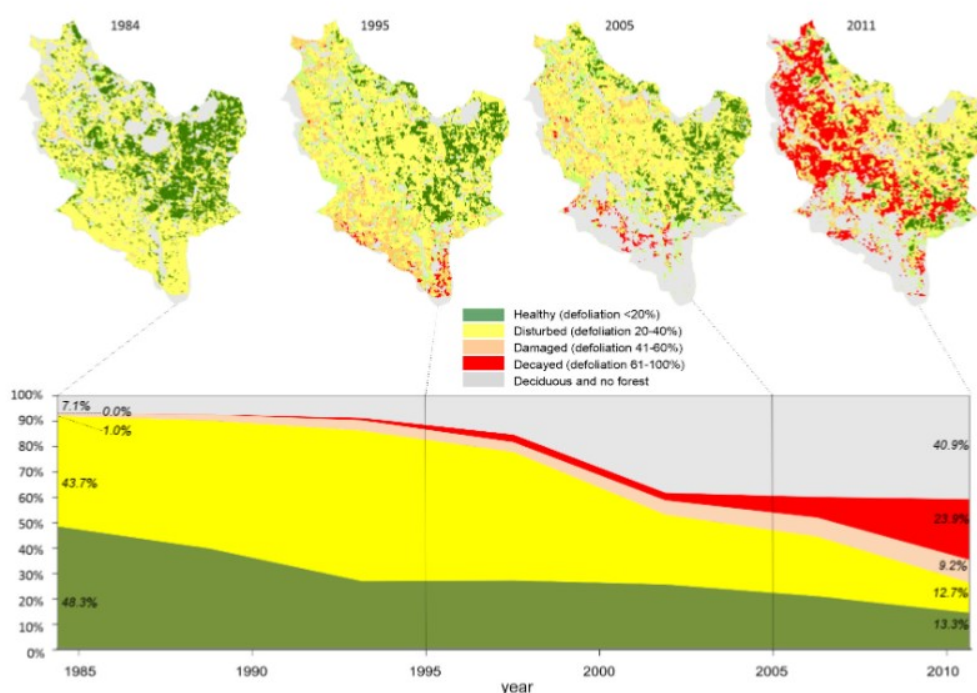


Obrázek 12: Vývoj výšky sněhové pokrývky v zimních sezónách 2017–2021 na automatické stanici SPA v povodí Ptačího potoka, (převzato z Míka (2021))

v prvním sledovaném roce se sníh držel již od začátku listopadu, v následujících letech je viditelný posun, kdy se sněhová pokrývky začala stabilně držet až během prosince.

V poslední sledované sezóně se výška sněhu dostala nad 20 cm až na přelomu prosince a ledna. V posledních dvou sledovaných sezónách také došlo ke dřívějšímu tání sněhu. Zatímco v roce 2020 sníh roztál již začátkem dubna, v roce 2021 sněhová pokrývka roztála až na konci dubna, nejdéle z pozorovaných let.

Lesní pokryv na Šumavě byl až do 18. století tvořen původními květnatými bučinami ve středních polohách, které doplňovaly jedle a smrky a acidofilními bučinami v horských polohách, které se vyznačovaly vyšší příměsí smrků a chudým bylinným patrem (Kindlmann, Matějka, Doležal 2012). Poté byly původní lesy nahrazeny smrkem ztepilým, který má vyšší výtěžnost. Původní horské klimaxové smrčiny, tvořené výhradně smrkem,

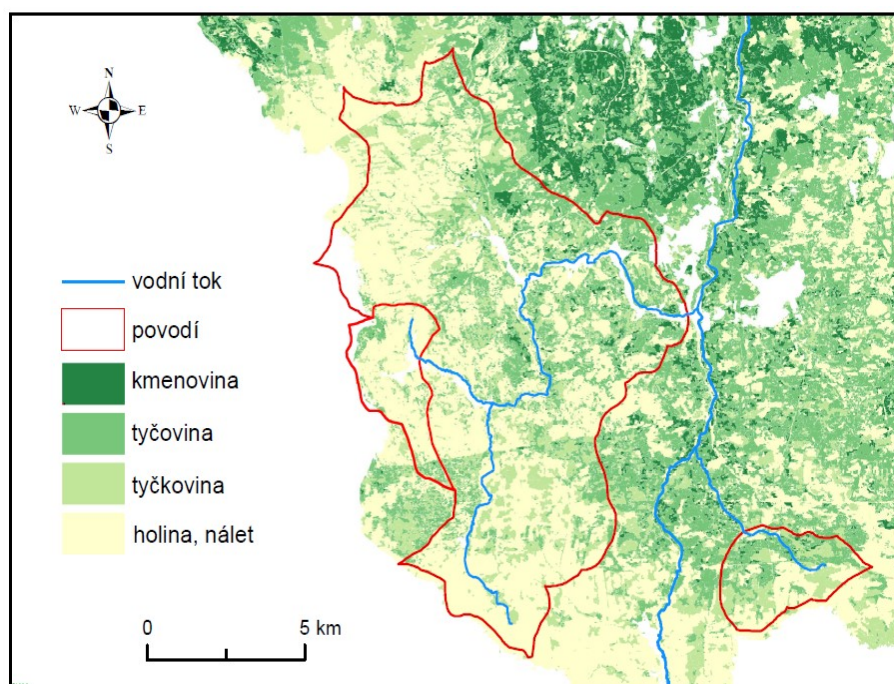


Obrázek 13: Vývoj disturbance lýkožrouta v povodí Vydry mezi roky 1984 a 2011 převzato z: (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015)

nalezneme pouze na nejvyšších hřebenech, např. v oblasti Šumavských plání nebo Trojmezenské hornatiny. Kromě lidské činnosti byly změny struktury lesního pokryvu v 18. a 19. století způsobeny vichřicemi a následnými kůrovcovými kalamitami podobně, jako je tomu dnes (Janík, Romportl 2018). Ohnisko současného napadení vzniklo po dvou větrných smrštích v letech 1983 a 1984 v západní části národního parku Bavorský les a na začátku devadesátých let se objevilo napadení i na české straně hor (Hais a kol. 2016). Správa národního parku Šumava v roce 1995 zvolila dva přístupy k řešení situace. Malá část lesů v jádrové zóně byla ponechána bez zásahu, ale porosty v ochranné zóně byly

vykáceny, aby se zamezilo šíření kůrovce. Povodí horní Vydry patří k nejvíce zasaženým oblastem (Obrázek 13). Mezi lety 1984 a 2010 se zdravá zalesněná plocha snížila ze 48 % plochy povodí na 13 % a zrychlený nárůst poškozených a rozpadlých lesů je patrný po vichřicích v letech 2007 a 2008 (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Poškozené lesy tvořily v roce 2003 18 % plochy povodí, zatímco v roce 2013 se poškozená plocha rozrostla na 62 % (Beudert a kol. 2018). Dotčená území byla ponechána jako bezzásahové zóny v rámci strategie managementu Národního parku Šumava, kde dochází k rychlé obnově spodní vrstvy vegetace (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015).

Povodí Vydry a jeho dílčích povodí prochází disturbancemi již od devadesátých let. Povodí Roklanského potoka prošlo hlavní fází napadení kůrovcem již v devadesátých letech, bylo velmi výrazně zasaženo a ze 75 % tvořeno rozpadlými lesy (Su, Langhammer, Jarsjö 2017). Od roku 2008 však v povodí dochází k obnově lesa a roste podíl zdravého lesa, přesto je povodí považováno za vysoce poškozené. Povodí Rokytky, které je z 85 %



Obrázek 14: Růstové fáze lesního pokryvu v zájmových povodích v roce 2015 (zdroj: ÚHÚL, DIBAVOD, vlastní zpracování)

pokryto lesy, bylo v roce 2008 bez výraznějších stop napadení. V roce 2010 došlo napadení značného rozsahu a v roce 2015 už bylo 30 % povodí pokryto lesem s mrtvými stojícími kmeny. Povodí Ptačího potoka bylo z 80-85 % pokryto lesem, už v roce 2013 tvořil 20 % plochy mrtvý či narušený les. Hlavní etapa napadení nastala v roce 2014, kdy zdravý lesní

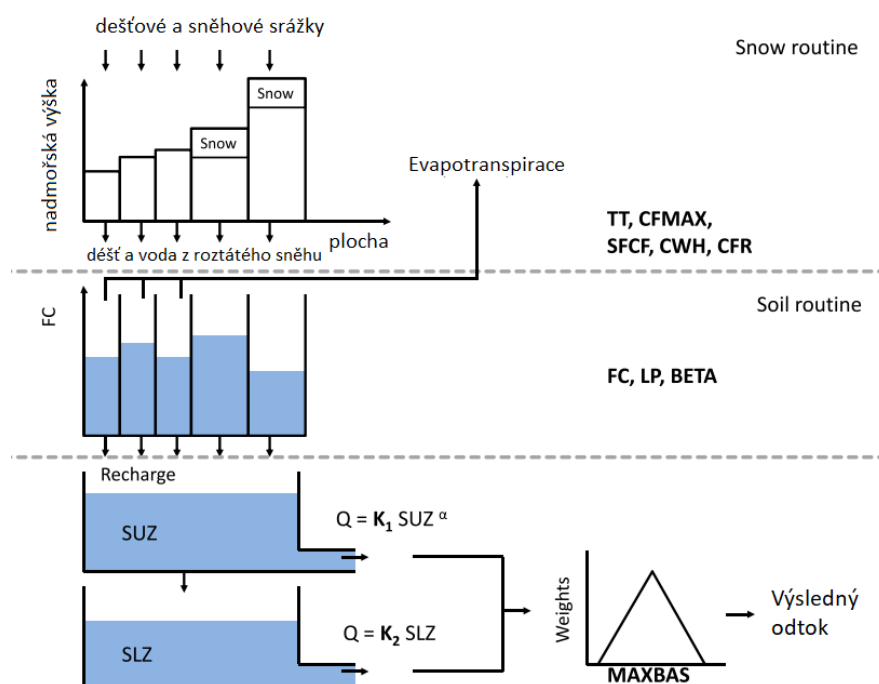
pokryv tvořil méně než 50 %, přesto byl stále největší složkou, a proto je povodí Ptačího potoka považováno za nejméně napadené (Su, Langhammer, Jarsjö 2017).

Změny lesního pokryvu jsou patrné z obrázku 14, na kterém jsou zachyceny růstové fáze lesů v zájmových povodích. Na datech z roku 2015 je zřejmé, že většina povodí Roklanského potoka je tvořena holinami a tyčkovinami. Tyčkovina je čtvrtá fáze lesa, stromy se vyznačují střední výčetní tloušťkou 6 až 12 cm a les začíná vyspívat (LDF Mendelu 2022). Tyčovina je vymezena střední výčetní tloušťkou 13 až 19 cm, a v této fázi vrcholí objemový, ale zpomaluje výškový přírůst. Za kmenovinu je považován les starší 50 let (LDF Mendelu 2022), tento růstový stupeň se v zájmových povodí téměř nevyskytuje. Povodí Ptačího potoka se setkáme na jižním okraji a v centrální části s holinami, severní polovina povodí je tvořena tyčovinami a tyčkovinami. Povodí Rokytky je téměř celé tvořeno holinami.

3.2 Hydrologický model HBV

3.2.1 Struktura modelu HBV

K modelování odtoku byl použit srážko-odtokový koncepční model HBV-light (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelnin) (Lindstrom a kol. 1997). Původní verze



Obrázek 15: Schéma modelu HBV (převzato z: Staudinger, Weiler, Seibert (2015)

tohoto modelu byla vytvořena v 70. letech 20. století ve švédském meteorologickém a hydrologickém ústavu (SMHI). Model se stal široce vyžívaným ve více než 30 zemích a to hned v několika verzích (Seibert 2005). Model byl vytvořen tak, aby byl schopen simulovat průtok v různých podnebných zónách (Seibert 2000). Další výhodou tohoto modelu je nízká náročnost na vstupní data, model využívá k simulaci odtoku data o srážkách, teplotě vzduchu a potenciální evaporaci. Verze modelu HBV-light byla vytvořena v roce 1993 na univerzitě v Uppsale jako uživatelsky přívětivý nástroj pro výzkum a vzdělávání (Seibert 2005). Verze modelu HBV-light použitá v této práci byla vytvořena na univerzitě v Curychu. Srážko-odtokový model HBV se skládá ze čtyř modulů reprezentujících složky tvorby odtoku (Obrázek 15).

Sněhový modul (*snow routine*)

První částí modelu je sněhový modul, jehož vstupními daty jsou časové řady teplot vzduchu a srážek. V této komponentě jsou srážky rozděleny na sněhové a dešťové. Toto rozlišení je dáno prahovou hodnotou T_T , podle které model určí skupenství srážek. Pokud je teplota vyšší než T_T , jsou srážky brány jako dešťové, pokud nižší, jsou považovány za sněhové. Sněhové srážky a vliv intercepce může být upraven faktorem SFCF (*snow fall correction factor*). Voda ze srážek a tání sněhu zadržovaná sněhovou pokrývkou je dána parametrem CWH (*water holding capacity*) a je vypočtena jako podíl z vodní hodnoty sněhu. Pokud je prahová teplota vzduchu překročena, nastává tání sněhové pokrývky. Tání sněhu je vypočítáno metodou degree-day, která je uvedena v rovnici 2.

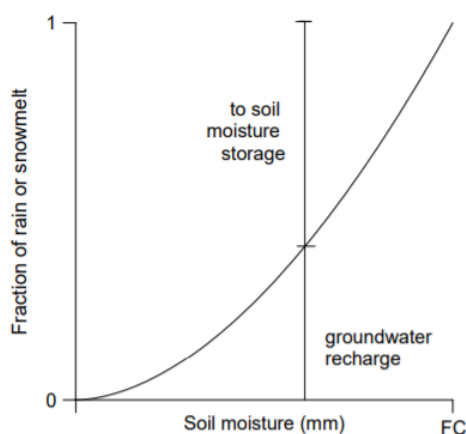
$$M = C_{FMAX} (T - T_T) \text{ [mm d}^{-1}\text{]} \quad (2)$$

Kde M je úbytek SWE v mm za den, T je teplota vzduchu ve $^{\circ}\text{C}$, T_T je kritická teplota vzduchu ve $^{\circ}\text{C}$. Faktor tání C_{FMAX} vyjadřuje denní úbytek SWE, pokud se průměrná denní teplota zvýší o 1 $^{\circ}\text{C}$ a je tedy uváděn v $\text{mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$. Dalším procesem v této komponentě jsou opakující se cykly tání a opětovného zamrznutí (Girons Lopez a kol. 2020). Pokud teploty znovu klesnou pod prahovou teplotu, množství kapalné vody je vypočteno za pomoci koeficientu opětovného zmrznutí, CFR (*refreezing coefficient*).

Modul půdní vlhkosti (*soil routine*)

Objem srážek a vody z roztátého sněhu vstupuje společně s měsíčními hodnotami potenciálního výparu do druhé komponenty, která se nazývá model půdní vlhkosti. V této části model určí, jaká část vody zůstane v půdě a jaká část doplní zásoby podzemní vody

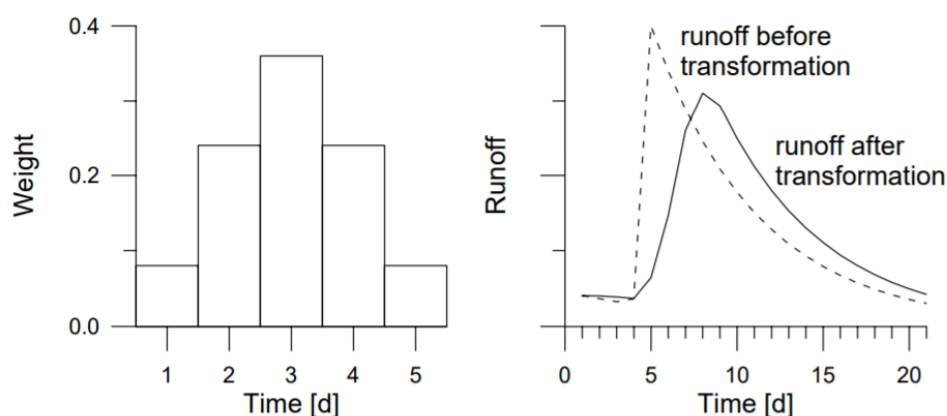
(Obrázek 16). Vypočítána je také aktuální evapotranspirace. V této části jsou tři parametry, FC (field capacity), která určuje maximální půdní vlhkost. LP značí množství vody v půdě, kdy aktuální evapotranspirace dosahuje hodnot potenciální evapotranspirace. Parametr BETA určuje relativní příspěvek vody z deště či tání sněhu k odtoku.



Obrázek 16: Schéma půdního modulu (Seibert 2005)

Modul podzemní vody (*Groundwater routine*) a *Routing routine*

Tato komponenta je rozdělena do dvou nádrží. Vrchní nádrž představuje půdní vlhkost, spodní zastupuje zásoby podzemní vody, které dotují základní odtok. Perkolace vody z horní nádrže do spodní je dána parametrem PERC. Výsledný odtok je vypočítán pomocí dvou či tří lineárních rovnic v závislosti na tom, zda dojde k nasycení horní nádrže a překročení prahové hodnoty parametru UZL. Odtok je následně upraven koeficienty K_0 , K_1 a K_2 . Generovaný odtok je transformován pomocí trojúhelníkové vážené funkce, která je definovaná parametrem MAXBAS. Poté dochází k přerozdělení vody odtoku do průtoků následujících dnů (Seibert, Vis 2012) (Obrázek 17).



Obrázek 17: Transformace odtokové vlny, funkce MAXBAS=5 (Seibert 2005)

3.2.2 Vstupní data

Vstupními daty, která jsou pro správné spuštění modelu vyžadována, jsou časové řady denních hodnot teploty vzduchu, srážek a měsíční hodnoty potenciální evapotranspirace. Dalšími potřebnými daty jsou charakteristiky povodí. Zájmová povodí byla rozdělena do několika hydrotopů po 100 výškových metrech, ke kterým byla v programu ArcMap zjištěna relativní rozloha jednotlivých pásem. Jako vstupní data pro kalibraci byly použity časové řady průměrné denní teploty vzduchu z meteorologické stanice ČHMÚ Churáňov a denní úhrny srážek ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Filipova Huť. Vstupní data průtoků z jednotlivých povodí byla použita data z Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Tato data jsou měřena jako vodní stav, který je následně přepočten na průtok. Data jsou zaznamenávána v hodinovém chodu, pro vstupní soubor do modelu HBV-light byla upravena na denní hodnoty a přepočtena na plochu povodí.

Hodnoty měsíční potenciální evapotranspirace PET byly vypočteny podle metody Oudina a kol. (2005) uvedené v rovnici 3.

$$PET = \frac{R_e}{\lambda \cdot \rho_w} \frac{T_a + 5}{100} 1000 \quad (3)$$

Kde R_e extraterestriální radiace v $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, λ je latentní teplo výparu v $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$, T_a je průměrná denní teplota v $^{\circ}\text{C}$ a ρ_w je hustota vody v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Do modelu může dále vstupovat celá řada doplňujících dat, která slouží ke zpřesnění kalibrace modelu. Těmito vstupními soubory mohou být například údaje o vodní hodnotě sněhu, redistribuci sněhové pokrývky, vodním stavu či úrovni hladiny podzemní vody. V této práci byly ke zpřesnění modelu jako vstupní data použity údaje o vodní hodnotě sněhu, která jsou měřena v týdenním chodu na meteorologické stanici Churáňov.

3.2.3 Kalibrace modelu

V koncepčních modelech je běžně kolem 10-15 parametrů, které mohou mít fyzikální základ, ale většinu z nich je nutné stanovit kalibrací (Seibert 2000). Kalibrace modelu HBV-light probíhá manuálně nebo pomocí automatické procedury GAP (Genetic Algorithm and Powell optimization). Pomocí této funkce jsou nejprve nalezeny náhodné sady parametrů, jejichž vhodnost je posouzena funkcemi přesnosti (Objective Functions). Kombinací setů parametrů následně vznikají nové množiny parametrů, které jsou vybrány náhodně ale pravděpodobnost, že budou vybrány souvisí s ohodnocením funkce přesnosti.

Následně je vyhodnocena vhodnost každé sady v nové populaci a nová generace nahradí tu předchozí. Pokud v nové generaci není lepší sada, pak zůstává zachována sada minulé. Tento proces se opakuje v počtu běhů, které zvolí uživatel. V druhé části GAP optimization jsou sady parametrů zpřesňovány Powellovou kvadraticky konvergentní metodou (Seibert 2000). Kalibrace modelu byla spuštěna vždy v 10 chodech z nichž pro následnou simulaci byly vybrány sety parametrů s nejlepšími dosaženými výsledky podle hodnotících funkcí uvedených v kapitole 3.3.3.

Při kalibraci modelu je důležitá volba a délka kalibračního období. Seibert (2005) uvádí doporučenou délku kalibrace 5–10 let, které by měly obsáhnout různé hydrologické události. Délka kalibračního a validačního období byla volena v minimální délce 5 let tak, aby zahrnovala dostatečně dlouhé časové období pokrývající různé hydrologické události a s ohledem na celkovou délku časových záznamů (Tabulka 1). Druhým kritériem pro výběr kalibračního období byl časový rok, ve kterém začalo napadení lesů lýkožroutem,

Tabulka 1: Rok napadení lýkožroutem a rozdělení časové řady pro sledovaná povodí

	rok začátku napadení	období před disturbancí	období po disturbanci
Roklanský p.	<1996	2007-2012	2013-2020
Ptačí p.	2014	2007-2013	2014-2020
Rokytky	2010	2007-2011	2012-2020

který byl pro povodí Ptačího potoka a Rokytky určen podle studie Su, Langhammer, Jarsjö (2017). Pro povodí Rokytky bylo období před disturbancí prodlouženo do roku 2011, aby bylo období pro kalibraci alespoň pětileté. Podle jejich studie byly lesy v povodí Roklanského potoka poškozeny již před rokem 1996, rok napadení pro povodí Roklanského potoka byl určen podle map Poškození a mortality lesních porostů (ÚHÚL 2016).

3.2.4 Hodnocení přesnosti modelu

V této práci byla využita funkce logaritmicky transformovaného koeficientu Nash-Sutcliffe, pro průtok, kterému byla před spuštěním přidělena váha 0,7 a relativní objemová chyba s vahou 0,3. Pro zhodnocení byl použit také koeficient Nash-Sutcliffe pro průtok, který je vypočten podle rovnice 4. Samotný tento koeficient ale nemusí být ideální pro celou simulaci, a proto je vhodné využít kombinaci několika hodnotících funkcí (Seibert 1997). Proto byla pro zhodnocení využita logaritmicky transformovaná varianta

koeficientu Nash-Sutcliffe pro průtok. Výhodou využití logaritmovaných hodnot je, že na rozdíl od koeficientu R jsou méně citlivá na extrémní hodnoty (Krause, Boyle, Bäse 2005). Výpočet R_{log} je proveden podle rovnice 5.

$$R = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (4)$$

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum (\ln Q_{obs} - \ln Q_{sim})^2}{\sum (\ln Q_{obs} - \overline{\ln Q_{obs}})^2} \quad (5)$$

Kde Q_{obs} označuje pozorovaný průtok a Q_{sim} simulovaný. Tato funkce nabývá hodnot v intervalu $(-\infty; 1)$. Pokud hodnota koeficientu dosahuje 1, pak se jedná o perfektní simulaci. Hodnoty mezi 0,0 a 1 jsou považovány za přijatelné, zatímco hodnoty <0 značí, že pozorované hodnoty jsou lepší prediktor, než hodnoty simulované (Moriasi a kol. 2007).

Další funkcí byla zvolena relativní objemová chyba, která vyjadřuje, jak dobře model predikuje celkový objem odtoku pro období simulace (Vis a kol. 2015). Tato funkce byla vypočtena podle rovnice 5.

$$V_E = 1 - \frac{|\sum (Q_{obs} - Q_{sim})|}{\sum Q_{obs}} \quad (6)$$

Kde Q_{obs} značí pozorovaný průtok a Q_{sim} simulovaný průtok. Relativní objemová chyba může dosahovat hodnot $\{0;1\}$, ideální shoda je dosažena, pokud se relativní objemová chyba rovná 1.

3.3 Modelové experimenty

3.3.1 Analýza vlivu vegetace pomocí split sample testu

První modelový experiment byl proveden metodou split sample testu, kterou popisuje Klemeš (1986). Tato metoda spočívá v rozdělení dostupného časového záznamu dat na dva, v ideálním případě stejně dlouhé, segmenty. Model je nejprve kalibrován na prvním segmentu a validován na druhém. Následně proběhne kalibrace na druhém segmentu a validace na prvním. Délka časových úseků je uvedena v tabulce 1. Z obou kalibrací tak

vznikly dvě oddělené množiny kalibrovaných parametrů, které byly použity pro simulaci na celém sledované období (2007-2020), které je shodné pro všechna povodí. Tímto postupem vznikla pro každé povodí dvojice simulací, první simulace značená $\Delta 1$ byla namodelována s kalibračními daty před lesní disturbancí, druhá simulace $\Delta 2$ byla provedena s kalibrací po disturbanci.

Hlavní hypotézou pro tento experiment bylo očekávání, že vzájemné rozdíly obou simulací by mohly být způsobeny změnami, které v povodí za sledovanou dobu nastaly. Změny v povodí se také mohou projevit na funkcích, které hodnotí jednotlivé kalibrace a simulace, a také na změnách kalibrovaných hodnot parametrů modelu.

3.3.2 Analýza změn pomocí parametrů CFMAX a SFCF

Druhým modelovým experimentem byl analyzován vliv vegetace na odtokové podmínky pomocí parametrů CFMAX a SFCF. První z parametrů představuje faktor tání, jehož hodnota je na vegetaci a jejích změnách přímo závislá. Druhý z parametrů, koeficient korekce sněhových srážek (SFCF), zastupuje vliv intercepce. Nejprve byla provedena kalibrace na celém sledovaném povodí. Poté byly kalibrovány pouze tyto dva parametry, a to odděleně pro období před změnou $\Gamma 1$ a pro období po ní ($\Gamma 2$). Tato období jsou shodná s experimentem 1. Kalibrované parametry z obou období byly následně simulovány na celé období, čímž vznikly 2 různé simulace, na kterých je možné pozorovat rozdíly.

Použitím pouze těchto dvou parametrů, které jsou závislé na vegetaci v povodí byl potlačen vliv klimatu na výsledky. Odlišné hodnoty kalibrovaných parametrů a následně provedených simulací mohou ukázat rozdíly způsobené vegetací. Snížení rozlohy lesního pokryvu obvykle vede ke zvýšení akumulace sněhové pokrývky, zvýšení odtoku a snížení aktuální evapotranspirace (Cuo a kol. 2009). Nicméně evapotranspirace je řízena dvěma protichůdnými efekty (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Snížením plochy lesa se sníží transpirační ztráta, což má však za následek zvětšení otevřené plochy zvyšující výpar z půdy a snížení akumulace vody v půdě.

3.3.3 Citlivostní analýza parametru CFMAX

Třetím modelovým experimentem je analýza citlivosti povodí na změny parametru CFMAX (faktor tání sněhu). Nejdřív byla provedena kalibrace všech parametrů na celé časové řadě 2007-2020. V dalším kroku byl simulován průtok celého období s nakalibrovanou hodnotou CFMAX ($1,3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Roklanský potok, $1,16 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

Ptačí potok, $1 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Rokytky). Poté byla hodnota tohoto parametru manuálně upravena na hodnoty {2,3,4,5}, zatímco ostatní parametry zůstaly neměnné. Tyto upravené množiny parametrů modelu byly následně použity pro simulaci průtoku v celém období.

Výsledkem modelového experimentu je pět simulací odtoku v každém povodí pro období 2007-2020 lišící se pouze hodnotou CFMAX. Změny odtoku tak ukazují pouze na citlivost povodí vůči změnám faktoru tání, tudíž se na simulacích neprojeví ostatní vlivy.

3.4 Zpracování dat

Výsledky modelových experimentů jsou zobrazeny v grafech či tabulkách. Ke zpracování výsledných dat byl využit program MS Excel. Hodnoty jsou uváděny jako odtoková výška v mm.d^{-1} , aby byly hodnoty z povodí navzájem srovnatelné.

Charakteristiky hydrologického režimu provedených simulací byly hodnoceny průměrnými měsíčními a ročními hodnotami odtokové výšky. Ty byly vypočteny z průměrných denních hodnot jako měsíční průměry a roční průměry za období 2007-2020 pro jednotlivé simulace modelových experimentů. Ke zjištění rozdílů byly výsledné hodnoty navzájem porovnávány. Pro zjištění změn vysokých a nízkých průtoků byla provedena analýza průtoku 5. a 95. percentilu (Q_5 a Q_{95}). Tyto percentily byly získány z denních průměrů pro teplý půlrok (1. 5. – 31. 10.), pro každý rok pro simulace $\Delta 1$ a $\Delta 2$ a byly hodnoceny pro sledované období 2007-2020. Období teplého půlroku bylo zvoleno proto, aby výsledky nebyly ovlivněny meziroční zimní variabilitou. Průtoky teplého půlroku jsou ovlivněny jarním táním a při použití dat celého roku by hodnoty Q_5 s velkou pravděpodobností spadaly do chladného půlroku, kdy bývají průtoky nejnižší, proto byly použity měsíce teplého půlroku, kde lze pozorovat změny způsobené vegetací během jarního tání.

Sněhová pokrývka byla hodnocena dobou trvání, která byla vypočtena jako suma dní, ve kterých je hodnota SWE > 0 . Den roztání sněhové pokrývky byl zjištěn jako poslední den zimní sezóny, ve kterém byla vodní hodnota sněhu vyšší než 0. Výpočty byly provedeny pro každý rok sledovaného období, zvláště pro každou simulaci a následně zprůměrovány. Maximální hodnoty SWE byly zjištěny jako průměr sezónních maximálních hodnot za sledované období pro scénáře $\Delta 1$ a $\Delta 2$, $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$. Pro tyto scénáře

byl také zjišťován podíl odtoku ze sněhové pokrývky ($Q_{\text{sníh}}$) na celkovém ročním odtoku ($Q_{\text{sníh}}/Q$).

Ke zjištění vlivu odlesnění na poměry povodí byla hodnocena také aktuální evapotranspirace. Data byla zpracována jako měsíční hodnoty, mezi kterými byl porovnáván procentuální rozdíl mezi simulacemi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$. Obdobným způsobem byla vyhodnocena data půdní vlhkosti.

4 Výsledky

4.1 Kalibrace modelových experimentů

Pro všechny modelové experimenty bylo použito stejné nastavení parametrů modelu. Jednotlivé parametry, jejich popis, jednotky a intervaly jejich nastavení jsou uvedeny v Tabulce 2.

Tabulka 2: parametry modelu HBV-light, jejich jednotky a použitý rozsah hodnot pro kalibraci

	parametr	popis	Rozsah hodnot	jednotka
Sněhový modul	T_T	Prahová hodnota	$\langle -2;1 \rangle$	$^{\circ}\text{C}$
	CFMAX	Faktor tání	$\langle 0,5;10 \rangle$	$\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$
	SFCF	Koeficient korekce sněhových srážek	$\langle 0,5;1,2 \rangle$	-
	CFR	Koeficient opětovného zamrzání	0,05	-
	CWH	Koeficient zadržení vody ve sněhové pokrývce	0,1	-
Modul půdní vlhkosti	FC	Maximální půdní vlhkost	$\langle 100;550 \rangle$	mm
	LP	Mezní hodnota pot. evaporace	$\langle 0,3;1 \rangle$	-
	BETA	Tvarový koeficient	$\langle 1;5 \rangle$	-
	PERC	Koeficient perkolace	$\langle 0;4 \rangle$	$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
Funkce odezvy	UZL	Kapacita horní nádrže	$\langle 0;70 \rangle$	mm
	K0	Regresní koeficient (horní nádrž)	$\langle 0,1;0,5 \rangle$	d^{-1}
	K1	Regresní koeficient (horní nádrž)	$\langle 0,01;0,2 \rangle$	d^{-1}
	K2	Regresní koeficient (spodní nádrž)	$\langle 0,00005;0,1 \rangle$	d^{-1}
	MAXBAS	Koeficient trojúhelníkové vážené funkce	$\langle 1;6 \rangle$	d
	PCALT	Změna srážek s nadmořskou výškou	$\langle 5;10 \rangle$	$\%/100 \text{ m}$
	TCALT	Změna teploty s nadmořskou výškou	$\langle 0,6;0,65 \rangle$	$^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$

4.1.1 Kalibrace prvního experimentu

První modelový experiment sleduje rozdíly simulací pomocí metody split sample testu, při kterém byly provedeny kalibrace na období před a po disturbanci, a poté byly simulovány na celé období. Rozdíly v hodnocených charakteristikách a kalibrovaných parametrech modelu mohou ukazovat na změny, které se v povodí udály a mohou být způsobeny odlesněním po disturbancích.

Tabulka 3: Hodnotící funkce provedených kalibrací a validací

	Kalibrace						Validace					
	$\Delta 1$			$\Delta 2$			$\Delta 1$ (2007-2020)			$\Delta 2$ (2007-2020)		
Povodí	R	R_{log}	V_E	R	R_{log}	V_E	R	R_{log}	V_E	R	R_{log}	V_E
Roklanský p.	0.44	0.42	0.96	0.56	0.51	0.97	0.48	0.44	0.97	0.49	0.47	0.93
Ptačí p.	0.26	0.46	0.97	0.54	0.36	0.98	0.3	0.38	0.99	0.33	0.39	0.96
Rokytky	0	0.16	0.7	0.05	0.29	0.68	0.01	0.22	0.68	0.03	0.24	0.68

Úspěšnost kalibrací a simulací byla hodnocena podle funkcí, které byly použity při automatické kalibraci, a také koeficientem Nash-Sutcliffe (Tabulka 3). Velmi dobré výsledky jsou vidět v hodnocení pomocí relativní objemové chyby V_E , jak pro kalibraci, tak validaci, a to především pro povodí Roklanského a Ptačího potoka, kde se hodnoty pohybují od 0,93 do 0.99. Rozdíl v objemu simulovaného a pozorovaného odtoku tedy není příliš velký. Trochu slabší výsledky z hlediska objemu odtoku byly dosaženy v povodí Rokytka, kde se hodnoty V_E pohybují v intervalu 0.68 až 0.7. Na hodnotách relativní objemové chyby nejsou příliš vidět rozdíly mezi kalibračními a validačními hodnotami, které by mohly upozornit na změny podmínek v povodí.

Hodnoty R_{log} a R již tak dobré výsledky neukazují. Nejvyšší úspěšnost ukazují výsledky povodí Roklanského potoka, mírně nižších hodnot je dosaženo u Ptačího potoka. Slabých výsledků dosáhly kalibrace a simulace v povodí Rokytka. Mírně lepších hodnot je dosaženo pomocí logaritmovaného Nash-Sutcliffova koeficientu, které se pohybují v intervalu $\langle 0,16;0,29 \rangle$, naopak hodnoty R dosáhly jen velmi slabých hodnot kolem 0.

Změny kalibrovaných parametrů jsou uvedeny v tabulce 4. Hodnota faktoru tání se

Tabulka 4: Hodnoty vybraných parametrů pro simulace $\Delta 1$ a $\Delta 2$

	$\Delta 1$			$\Delta 2$		
	CFMAX	SFCF	FC	CFMAX	SFCF	FC
Roklanský p.	1,15	1,19	100	1,36	1,19	100
Ptačí p.	1,41	1,20	100	0,93	1,20	153
Rokytky	1,93	1,21	106	1,09	1,21	100

u kalibrace pro období po začátku disturbance zvýšila jen u Roklanského potoka, u obou dalších povodí naopak poklesla. Koeficient korekce sněhových srážek dosáhl u obou kalibračních období stejných hodnot a u koeficientu FC došlo k výrazné změně pouze v povodí Ptačího potoka, kde došlo ke zvýšení ze 100 na 153 mm. Obecně se ale parametry modelu obou kalibračních období příliš neliší. Dosažené výsledky tedy neukazují na zásadní změny v povodí, které by ovlivňovaly průměrné charakteristiky odtoku.

4.1.2 Kalibrace druhého experimentu

Druhým experimentem byl sledován vliv vegetace na odtokové podmínky pomocí faktoru tání (CFMAX) a koeficientu korekce sněhových srážek (SFCF), jejichž rozdílné hodnoty a rozdíly provedených simulace by mohly odhalit změny způsobené změnami vegetace, na kterých jsou hodnoty parametru závislé.

Nejlepší výsledky modelu ukazuje relativní objemová chyba, která dosahuje velmi vysokých hodnot především pro Ptačí potok, kde se výsledky pohybují v intervalu $\langle 0,96;1 \rangle$. Dobré výsledky jsou u Ptačího potoka dosaženy i hodnocením Nash-Sutcliffova koeficientu i jeho logaritmované varianty (Tabulka 5). Nejslabší výsledky jsou dosaženy

Tabulka 5: Hodnotící funkce provedených kalibrací a validací

	Kalibrace									Validace					
	2007-2020			$\Gamma 1$			$\Gamma 2$			$\Gamma 1$ (2007-2020)			$\Gamma 2$ (2007-2020)		
	R	R _{log}	V _E	R	R _{log}	V _E	R	R _{log}	V _E	R	R _{log}	V _E	R	R _{log}	V _E
Roklanský p.	0.18	0.34	0.99	0.35	0.14	0.78	0.35	-0.02	0.68	0.36	0.08	0.73	0.36	0.09	0.73
Ptačí p.	0.32	0.40	0.98	0.25	0.42	0.96	0.46	0.34	0.99	0.32	0.40	0.98	0.32	0.40	0.98
Rokytky	0.03	0.25	0.68	-0.02	0.13	0.58	0.01	0.18	0.55	-0.01	0.17	0.57	-0.01	0.16	0.56

v povodí Rokytky, obzvlášť z hlediska hodnocení funkce R, variantou koeficientu s logaritmovanými hodnotami je dosaženo lepších výsledků. Naopak u validací modelu Roklanského potoka je dosaženo lepších výsledků Nash-Sutcliffovým koeficientem než R_{log}.

V tabulce 6 jsou uvedeny změny kalibrovaných parametrů. Z hodnot ve vidět, že jednotlivé parametry jsou kalibrovány pro celé období a období odděleně před a po disturbance, odlišně. Rozdíly nejsou příliš markantní a neukazují na to, že by byly výrazně ovlivněny změnami vegetačního pokryvu v povodí. Výjimkou je Rokytka, u které došlo

ke zvýšení faktoru tání pro Γ_2 , což by mohlo být způsobeno částečným odlesněním povodí. Kalibrace Roklanského potoka téměř nezaznamenala změnu faktoru tání a pro povodí Ptačího potoka je hodnota pro období po disturbanci nižší než pro zbylá dvě období. Ani hodnoty parametru SFCF se významně neliší a neukazují na změny v povodí.

Tabulka 6: Hodnoty vybraných parametrů pro simulace $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$

Kalibrace	2007-2020		Γ_1		Γ_2	
	CFMAX	SFCF	CFMAX	SFCF	CFMAX	SFCF
Roklanský p.	1,31	0,91	1,35	1,19	1,39	1,19
Ptačí p.	1,11	1,19	1,16	1,19	1,03	1,17
Rokytko	1,27	1,19	1,07	1,19	1,28	1,19

4.1.3 Kalibrace třetího experimentu

Cílem třetího experimentem bylo sledovat citlivost povodí na změny faktoru tání, který byl pro simulace zvyšován na hodnoty až $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. V tabulce 7 jsou uvedeny výsledky hodnotících funkcí pro provedené simulace. Kalibrace celého sledovaného období, jejíž ostatní parametry zůstaly nezměněné, byla shodná s experimentem 2. Výsledky hodnotících funkcí této kalibrace jsou uvedeny v tabulce 5.

Tabulka 7: Hodnotící funkce validací třetího experimentu

	cfmax 1*			cfmax 2			cfmax 3			cfmax 4			cfmax 5		
	R	$R_{\log}$	V_E	R	$R_{\log}$	V_E	R	$R_{\log}$	V_E	R	$R_{\log}$	V_E	R	$R_{\log}$	V_E
povodí															
Roklanský p.	0.34	-0.04	0.65	0.25	-0.21	0.64	0.14	-0.37	0.64	0.08	-0.44	0.64	0.04	-0.49	0.64
Ptačí p.	0.34	0.40	0.99	0.21	0.31	0.98	0.016	0.17	0.98	-0.07	0.09	0.98	-0.12	0.04	0.98
Rokytko	-0.01	0.16	0.56	-0.02	0.09	0.56	-0.03	0.03	0.56	-0.04	0.00	0.55	-0.04	0.02	0.55

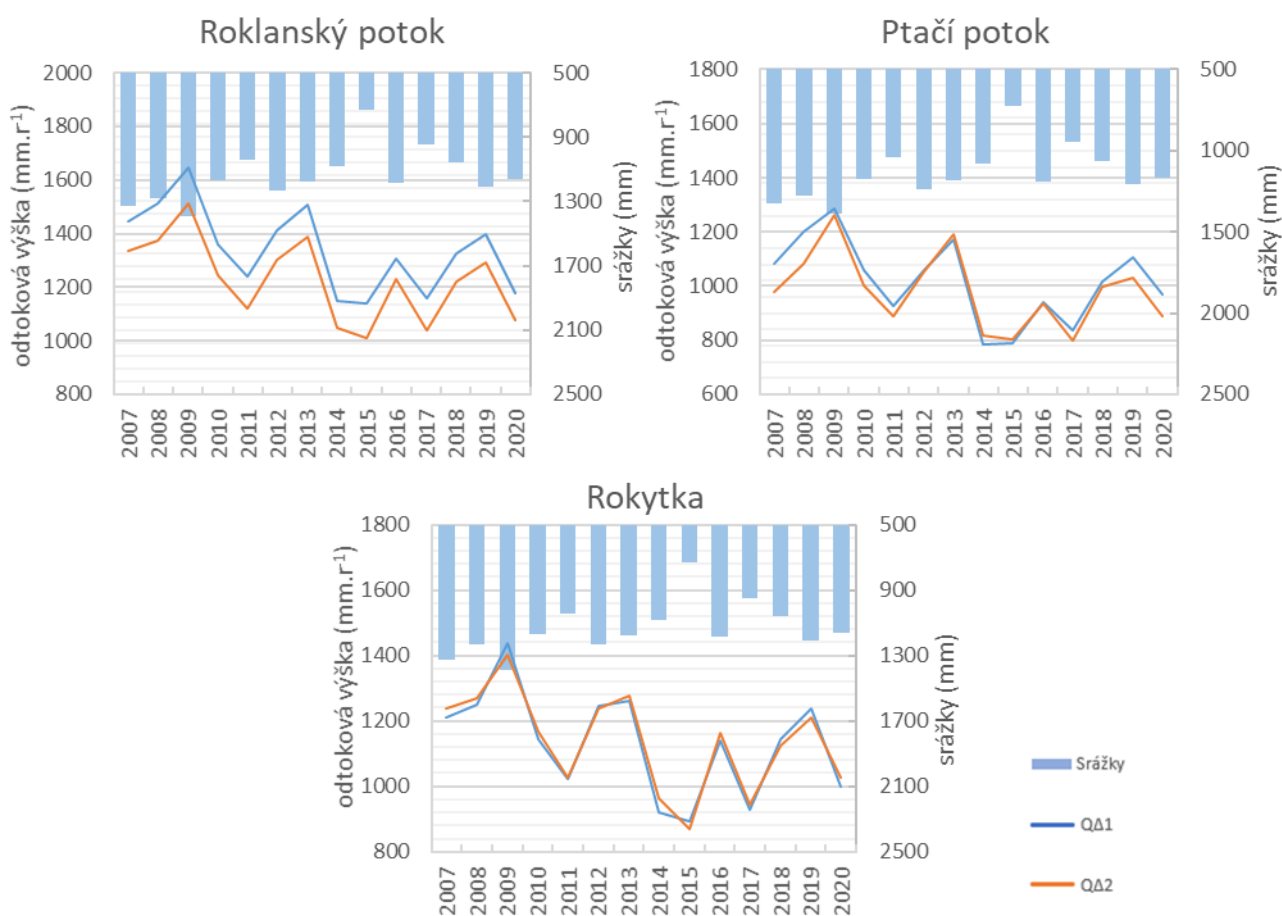
* $1,3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Roklanský potok, $1,16 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Ptačí potok, $1,01 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Rokytko

Se zvyšujícím se faktorem tání úspěšnost simulací hodnocená R a $R_{\log}$ klesá. Nejlepších výsledků dosahuje Ptačí potok, jehož simulace dosahují vysokých hodnot relativní objemové chyby. Dobré výsledky ukazuje i $R_{\log}$, který pro toto povodí vycházel lépe než R. Pro simulace na Rokytko je lepších výsledků dosaženo hodnocením Nash-Sutcliffeova koeficientu s logaritmovanými hodnotami. Simulace Roklanského potoka ukazuje lepší hodnoty koeficient R. Hodnoty relativní objemové chyby se se zvyšováním parametru nemění.

4.2 Výsledky modelových experimentů

4.2.1 Výsledky prvního experimentu

Tímto experimentem byly ověřovány rozdíly mezi dvěma simulacemi, které byly namodelovány první s kalibračními daty před disturbancí a druhá s kalibrací na období po disturbanci. Jejichž vzájemné rozdíly by mohly být způsobeny změnami, které se za sledované období v povodí udály. Výsledky simulací zobrazující roční odtokovou výšku jsou zobrazeny na obrázku 18. U všech zájmových povodí lze během sledovaného období

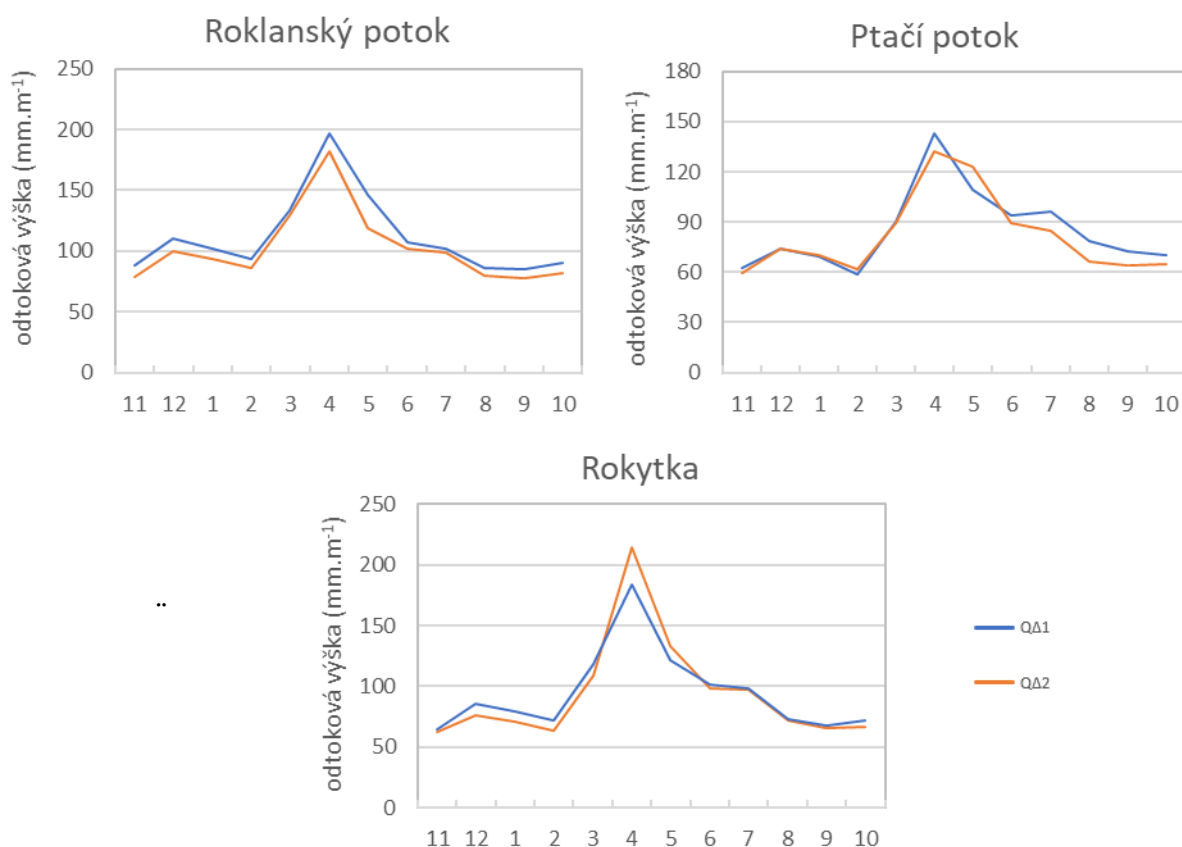


Obrázek 18: Roční odtoková výška $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ zájmových povodí a měřené úhrny srážek v období 2007-2020

pozorovat klesající roční odtokovou výšku. Graf vlevo nahoře zobrazuje $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ pro povodí Roklanského potoka, kde je na první pohled patrný podobný průběh obou křivek a pokles roční odtokové výšky. Simulace modelu pro povodí Ptačího potoka již ukazují rozdílný průběh. Rozdíly jsou patrné především v prvních a posledních letech sledovaného období, naopak pro roky 2012-2016 nedochází k výrazným změnám. V povodí Rokytky nebyly zaznamenány výrazné změny. $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ se v letech 2011-2013 téměř neliší, rozdíly

jsou patrné podobně jako v případě Ptačího potoka, především na začátku a ke konci sledovaného období.

Podstatné jsou roční změny v objemu odtoku, které se projeví u každého povodí odlišně. V povodí Roklanského potoka je mezi průtoky $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ pozorován razantní pokles objemu o 8,41 %. Pokles je pozorován i v případě Ptačího potoka a to o 3,52 %. Simulace provedená na Rokytce naproti tomu neukazuje pokles, naopak došlo k mírnému zvýšení o 0,59 %.



Obrázek 19: Simulovaná měsíční odtoková výška $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ a pozorované srážky v zájmových povodích

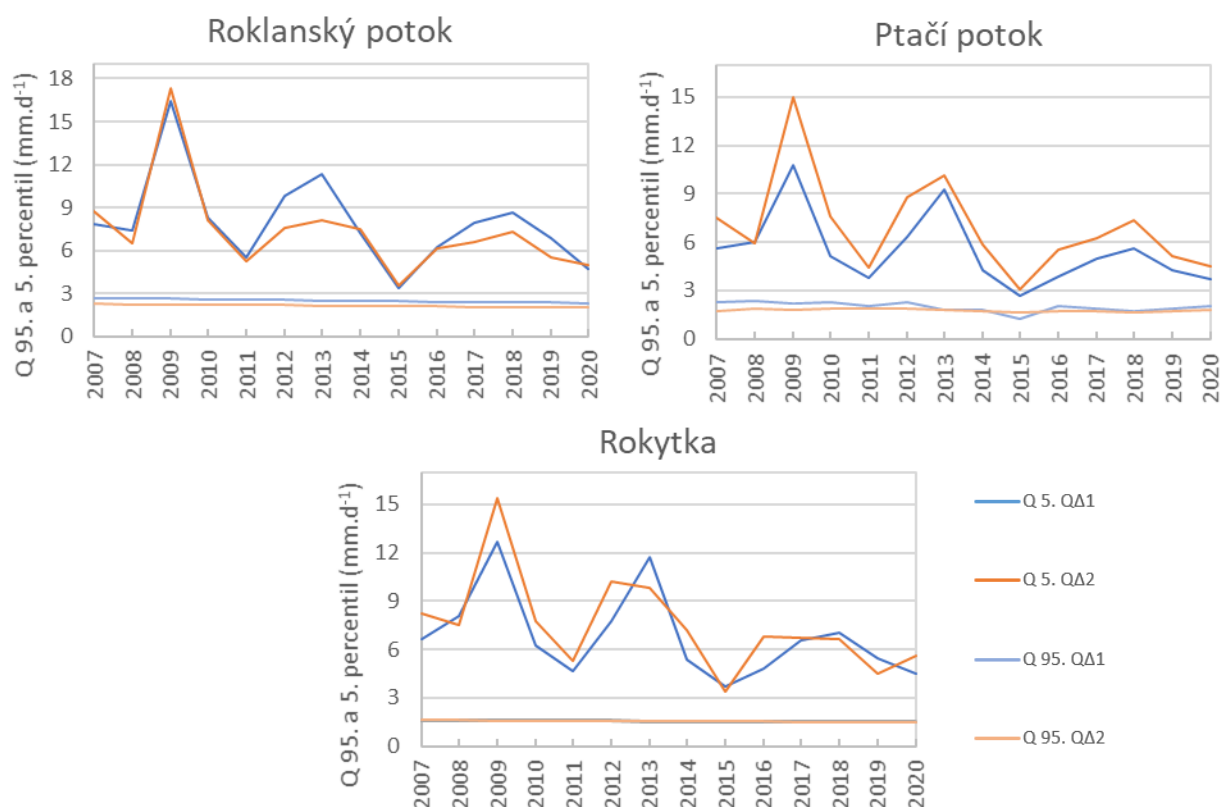
Během hydrologického roku jsou rozdíly mezi oběma simulacemi markantní především kolem jarního odtoku z tání sněhu na přelomu dubna a května. Z obrázku 19 je jasně patrné snížení maximální odtokové výšky, které je nejvýraznější v povodí Rokytky. Zde se také projevilo, stejně jako v případě Roklanského potoka, zkrácení jarního tání. V tabulce 8 jsou uvedeny změny v objemu měsíčních odtoků mezi $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ v chladném půlroce. V případě Roklanského potoka je patrný výrazný pokles během celého období, který je nejvýraznější v listopadu a květnu (10,95 resp. 18,61 %). V případě Rokytky naopak došlo v zimních měsících k nárůstu průtoků a pokles se projevil během jarního tání,

v dubnu a květnu, kdy došlo k podstatnému úbytku (14,62, resp. 9,07 %). Povodí Ptačího potoka zaznamenalo mezi prosincem a únorem mírný nárůst průtoků, v ostatních měsících je pozorován pokles. I v tomto povodí je pozorováno snížení dubnového maxima jarního tání o 7,29 %, nicméně došlo k výraznému nárůstu květnového odtoku.

Tabulka 8: Změny v objemu měsíčního průtoku $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ v chladném půlroce

	Změny v objemu měsíčního odtoku $Q_{\Delta 1} \rightarrow Q_{\Delta 2}$ (%)		
měsíc	Roklanský potok	Ptačí potok	Rokytky
listopad	-10.95	-4.27	4.18
prosinec	-9.52	3.59	11.78
leden	-8.11	2.05	11.3
únor	-7.83	5.38	13.6
březen	-3.26	-1.1	8.59
duben	-7.42	-7.29	-14.62
květen	-18.61	13.07	-9.07

Na obrázku 20 jsou zobrazeny odtokové výšky Q_5 a Q_{95} ve sledovaných povodích. Data jsou zobrazena pro teplý půlrok (květen-říjen). Výsledky analýzy nízkých průtoků nevykazují výrazné rozdíly mezi $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ ani výrazné meziroční změny. Průtoky Q_5 jsou



Obrázek 20: Q_5 a Q_{95} pro teplý půlrok v zájmových povodí v období 2007-2020

výrazně variabilnější a oba scénáře vzájemně rozdílnější. Na grafech je vidět výrazný nárůst odtokové výšky v letech 2009 a 2013, což je způsobeno extrémními povodňovými událostmi těchto let. Celkově je vidět klesající tendence objemu vysokých průtoků.

Hodnota průměrného Q_5 zaznamenala pro povodí Roklanský potok pokles z 7,96 mm na 7,36 mm, pro povodí Ptačího potoka nárůst z 5,44 mm na 6,94 mm a Rokytky nárůst z 6,70 mm na 7,5 mm. Nárůst vysokých průtoků pro $\Delta 2$ pozorujeme v malých povodích, tedy u Ptačího potoka a částečně i u Rokytky.

Vliv změn na sněhovou pokrývku a odtok ze sněhu

Mezi simulacemi lze pozorovat změny týkající se sněhové pokrývky a následného odtoku ze sněhu (Tabulka 9). Při porovnání průměrného počtu dní v roce se sněhovou pokrývkou mezi oběma scénáři je vidět, že k výraznější změně došlo pouze při simulacích v povodí Ptačího potoka. Zde došlo mezi simulacemi ke zkrácení průměrné doby trvání sněhové pokrývky o 21 dní, z 141 na 120. V povodí Roklanského potoka se doba, kdy leží sníh, zkrátila o 4 dny (141 na 137), v povodí Rokytky se o 2 dny prodloužila (122 na 124).

Tabulka 9: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky simulací $\Delta 1$ a $\Delta 2$

	prům. den roztání sněhové pokrývky		prům. SWE _{max} (mm)		Q _{sníh} /Q (%)	
	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 1$	$\Delta 2$	$\Delta 1$	$\Delta 2$
Roklanský p.	19.5.	16.5.	200	169	12,8	13,9
Ptačí p.	8.5.	20.5.	196	180	29,3	24,8
Rokytky	10.5.	5.5.	215	166	21,8	17,0

U všech povodí byly zaznamenány poklesy maximální roční hodnoty vodní hodnoty sněhu. V povodí Roklanského potoka došlo k poklesu z 200 mm na 169 mm, uvedeno v procentech jde o pokles o 15,5 %. V povodí Ptačího potoka změna nebyla tak výrazná a pokles činil 8,16 %. Největší změna byla zaznamenána v povodí Rokytky, kde průměrná maximální vodní hodnota sněhu klesla z 215 mm na 166 mm, tedy pokles o 22,8 %. Snížení prům. maximální hodnoty SWE pro simulaci $\Delta 2$ oproti $\Delta 1$ ukazuje, že v povodí došlo ke změnám podmínek. Tyto změny by mohlo částečně zapříčiňovat odlesnění. Výsledky simulací ukazují i na změny doby roztání sněhové pokrývky. S výjimkou Ptačího potoka na zájmových povodích sněhová pokrývka roztála o 3-5 dní

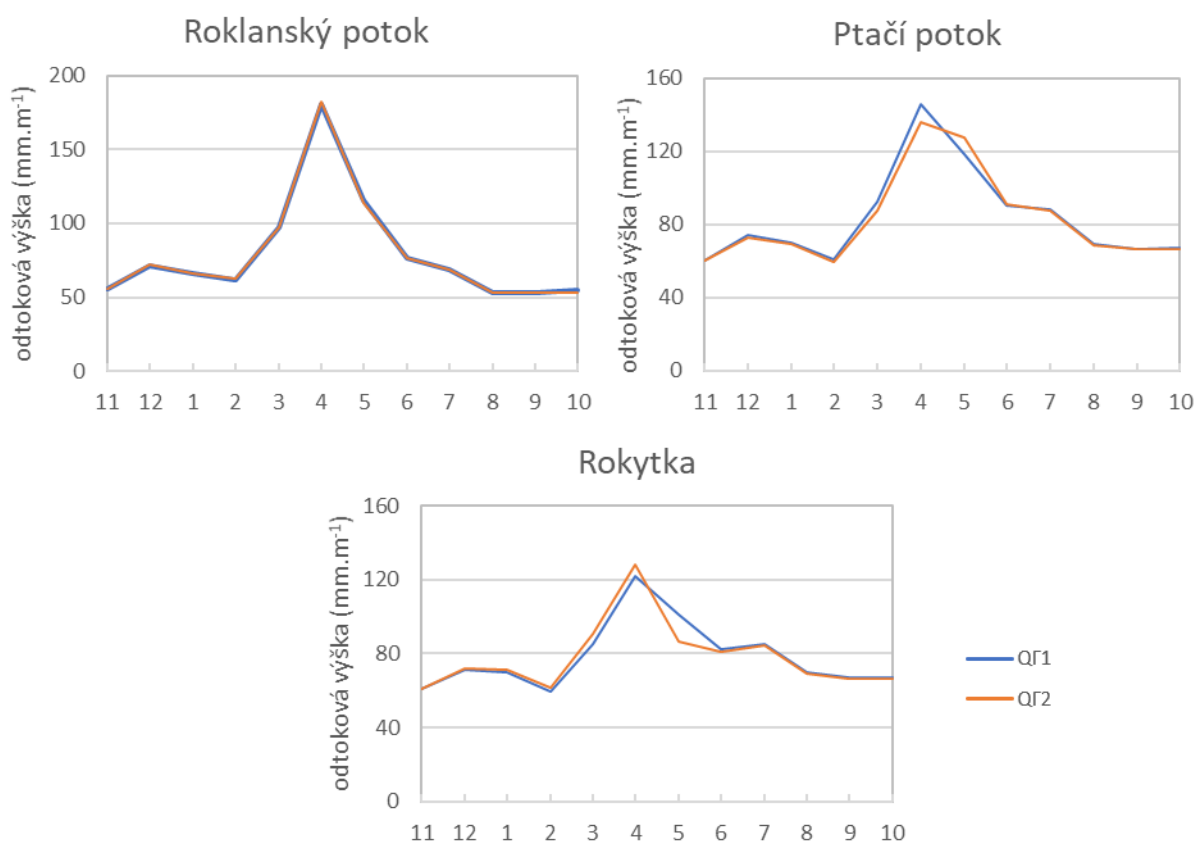
dříve. V povodí Ptačího potoka došlo vlivem snížení faktoru tání k prodloužení trvání sněhové pokrývky a k roztání průměrně došlo o 12 dní později, v druhé polovině května.

4.2.2 Výsledky druhého experimentu

Tímto experimentem byl ověřován vliv změn vegetace kalibrací parametrů závislých na vegetaci (faktor tání a koeficient korekce sněhových srážek). Simulace by tak měly zobrazovat změny způsobené vlivem změn vegetace. Výsledky neukazují na výrazné změny ročního objemu odtoku (výsledky nejsou v práci zobrazeny), který u Rokytky poklesl o 0,4 %. V povodí Ptačího potoka poklesl o 0,9 %, Roklanský potok téměř nezaznamenal změnu, ta je pouze 0,01 %.

Změny v měsíční odtokové výšce

Na obrázku 21 je zobrazena měsíční odtoková výška v jednotlivých povodích. Změny faktoru tání se projeví především kolem jarního tání. V povodí Ptačího potoka dochází pro Γ_2 ke snížení jarního odtoku a zvýšení odtoku v květnu. To je způsobeno



Obrázek 21: Simulovaná měsíční odtoková výška Γ_1 a Γ_2 a pozorované srážky v zájmových povodích

snížením faktoru tání. Opačný efekt je vidět v povodí Rokytka, kde došlo pro druhou simulaci ke zvýšení parametru $c_{\max}$, což mělo za následek nárůst dubnového průtoku a pokles květnového, což může být způsobeno odlesněním, při kterém se snižuje efekt stínění, což vede k rychlejšímu tání, které se projeví nárůstem odtoku a rychlým poklesem.

Změny v měsíční odtokové výšce jednotlivých povodí jsou uvedeny v tabulce 10. Nejméně se změna projevila v povodí Roklanského potoka, kde je změna takřka neznatelná a pohybuje se v desetinách procent s výjimkou měsíce května, kdy došlo

Tabulka 10: Změny v objemu měsíčního průtoku Q_{T1} a Q_{T2} v chladném půlroce

	změny v objemu měsíčního odtoku Q_{T1} a Q_{T2} (%)		
měsíc	Roklanský potok	Ptačí potok	Rokytka
listopad	0.66	-0.57	-0.45
prosinec	0.48	-1.30	0.68
leden	0.37	-1.40	1.52
únor	0.33	-2.41	3.25
březen	0.10	-5.01	6.06
duben	0.96	-6.57	5.09
květen	-1.49	7.66	-14.47

k poklesu o 1,49 %. V povodí Ptačího potoka jsou změny výraznější během jarního tání, kdy došlo ke snížení dubnového maxima o 6,6 % a naopak nárůstu květnové odtokové výšky o 7,7 %. V povodí Rokytka se projevil nárůst faktoru tání, který způsobil rychlejší odtávání sněhové pokrývky, což způsobilo nárůst odtokové výšky v dubnu, ale výrazný pokles o 15 % během května.

Změny aktuální evapotranspirace a půdní vlhkosti

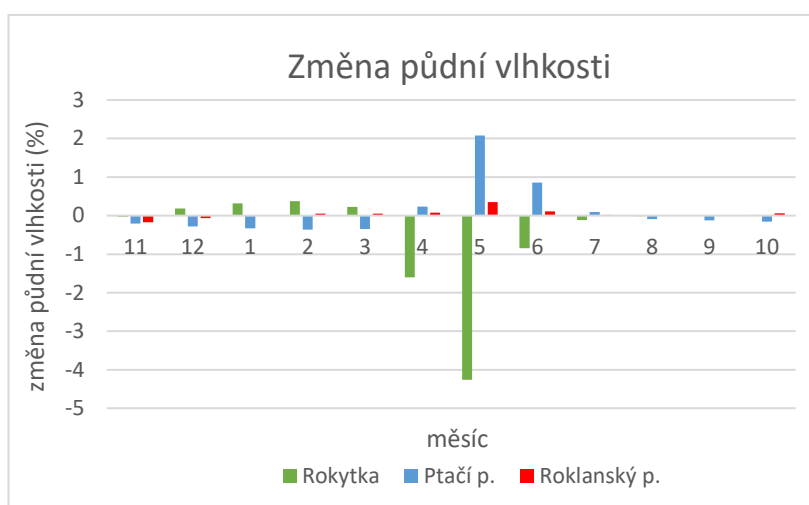
Z výsledků experimentu je patrné, že nedochází k výrazným změnám aktuální evapotranspirace. Jak se vidět z tabulky 11, změny hodnot měsíční aktuální evapotranspirace mezi oběma scénáři jsou v řádech desítek procent. Výraznější změnou je

Tabulka 11: Změny v měsíční AET mezi $T1$ a $T2$ teplého půlroku v zájmových povodích

	změny v měsíční aktuální evapotranspiraci (%)		
měsíc	Roklanský potok	Ptačí potok	Rokytka
květen	0.61	-4.59	1.64
červen	-0.03	0.85	-0.86
červenec	-0.02	0.10	-0.13
srpen	0.00	-0.08	-0.01
září	0.00	-0.12	0.00
říjen	-0.61	-0.20	0.31

květnový pokles AET o 4,6 % v povodí Ptačího potoka. Tento pokles by mohl být způsoben déletrvající sněhovou pokrývkou, která se za sledované období udrží průměrně o 2 dny déle.

Procentuální změny půdní vlhkosti mezi simulacemi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$ jsou ukázány na obrázku 22. Výsledky v povodí Rokytka ukazují na pokles během letních měsíců, nejvýrazněji během května o 4,2 %, což by mohlo být způsobeno dřívějším táním sněhové pokrývky. Povodí Ptačího potoka vykazuje opačný trend a nárůst o 2 %. Během ostatních měsíců jsou změny minimální. Simulace Roklanského potoka nevykazují téměř žádné změny během roku.



Obrázek 22: Změny půdní vlhkosti mezi simulacemi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$

Změny sněhové pokrývky

Při porovnání charakteristik sněhové pokrývky je vidět, že výsledky neukázaly výrazné rozdíly mezi simulacemi (Tabulka 12). Výraznější změnu maximální vodní hodnoty sněhu ukázal model jen pro povodí Rokytka, kde došlo k poklesu o 9,2 % (z 163 na 147 mm).

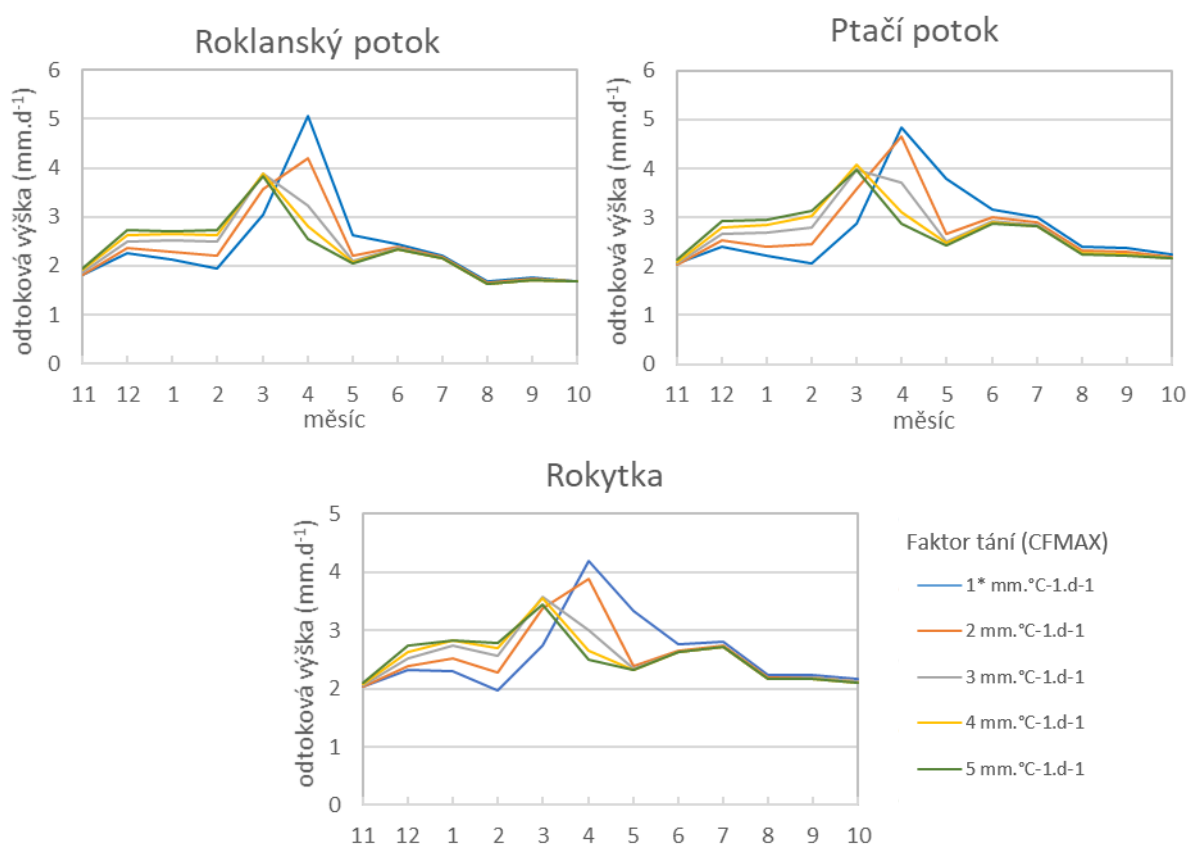
Tabulka 12: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky simulací $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$

	prům. den roztání sněhové pokrývky		max. prům. SWE (mm)		Qsníh/Q (%)	
	$Q_{\Gamma 1}$	$Q_{\Gamma 2}$	$Q_{\Gamma 1}$	$Q_{\Gamma 2}$	$Q_{\Gamma 1}$	$Q_{\Gamma 2}$
Roklanský p.	22.5.	22.5.	218	219	27,8	28,3
Ptačí p.	13.5.	15.5.	195	198	27,2	26,6
Rokytka	6.5.	1.5.	163	147	26,8	26,9

K velkým změnám nedošlo ani co se týče doby roztání sněhové pokrývky. Na Roklanském potoce nedošlo k žádné změně, na Ptačím potoce došlo k prodloužení průměrně o 2 dny. Výraznějším rozdílem je zkrácení doby trvání sněhu na Rokytce, kdy sníh roztál na začátku května o 5 dní dříve než v simulaci $\Gamma 1$. Nejsou pozorovány ani významné změny v podílu odtoku ze sněhové pokrývky na celkovém odtoku. Změny jsou v řádu desetin procent.

4.2.3 Výsledky třetího experimentu

Při zvýšení faktoru tání je viditelná citlivost povodí, která se projevila změnou v rozložení odtoku během hydrologického roku (Obr. 23). Změny se týkají chladného půlroku (listopad-květen), ale projevují se až do letních měsíců. Nedochází k výrazným změnám minimálních průtoků, které nastávají během srpna-října, ani v objemu ani v načasování. Vzhledem k vyššímu a rychlejšímu tání se odtokové maximum posouvá z dubna a května do března. Kromě změny načasování dochází také k výraznému snížení maximální odtokové výšky, které se projevuje zejména při hodnotách faktor tání u vyšších než



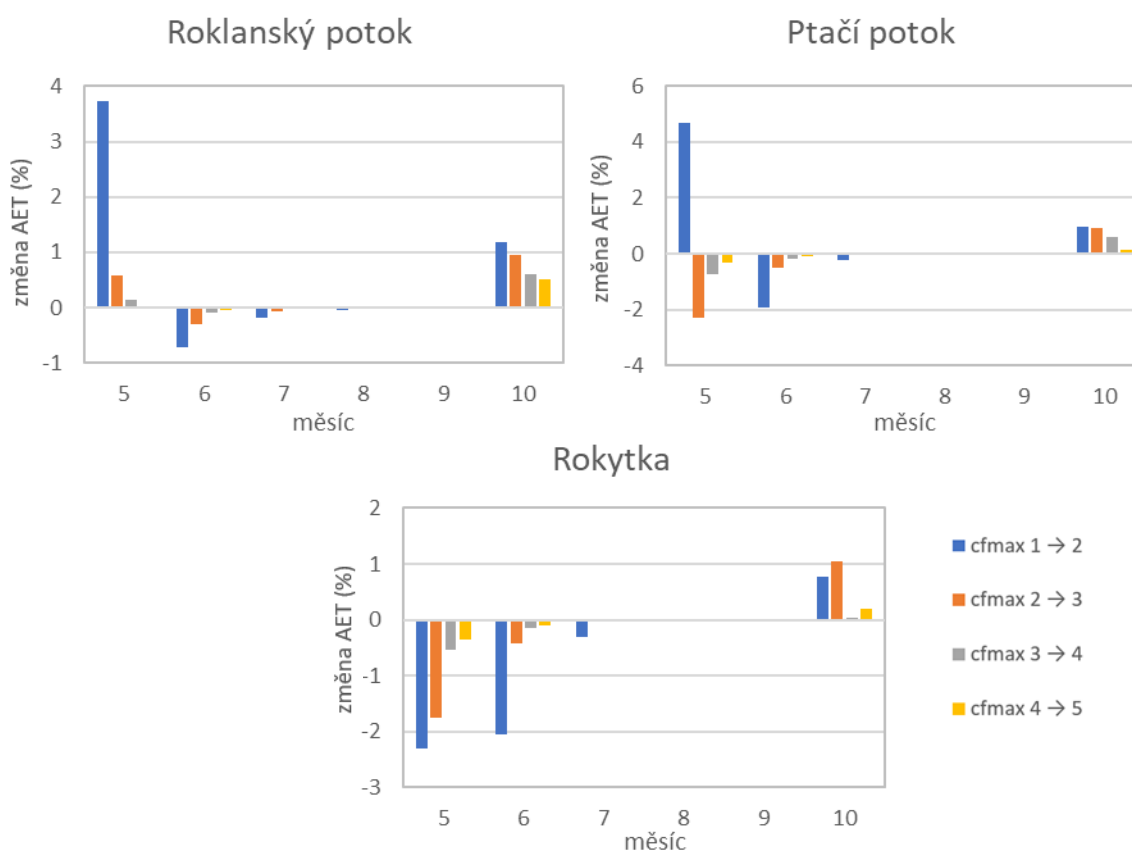
*1,3 mm°C⁻¹d⁻¹ Roklanský potok, 1,16 mm°C⁻¹d⁻¹ Ptačí potok, 1,01 mm°C⁻¹d⁻¹ Rokytka

Obrázek 23: Simulovaná odtoková výška při zvyšování parametru CFMAX v zájmových povodí

$2 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Při porovnání původní simulace a simulací s hodnotou $\text{CFMAX} = 5 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ dochází k poklesu maxima o 18 % pro Ptačí potok a 17,9 % pro Rokytka, největší rozdíl je pozorován u Roklanského potoka, kdy se hodnota maximálního odtoku snížila o 24,14 %. U všech povodí je viditelná změna během zimních měsíců, ve kterých dochází k nárůstu odtoku, což je způsobeno dřívějším a rychlejším táním sněhové pokrývky. Nejvíce razantní nárůst mezi původní simulací a zvýšením faktoru tání na $5 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ je pozorovaný během února, kdy v povodí Roklanského potoka došlo k nárůstu 40,62 %, v povodí Rokytky o 41 % a pro povodí Ptačího potoka dokonce o 52 %.

Přestože dochází k velkým změnám během hydrologického roku, na objemu ročního odtoku se změny příliš výrazně nepromítly. Při srovnání objemu odtoku scénářů s hodnotou faktoru tání nastavenou na $1 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ a $5 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$, došlo k poklesu objemu odtoku o 1,82 % pro Rokytka, o 1,97 % u Roklanského potoka, o 2,13 % u Ptačího potoka.

Jen malou změnu dokládají výsledky analýzy aktuální evapotranspirace. Z obrázku 24 je vidět, že během letních měsíců model neukazuje žádnou změnu aktuální evapotranspirace. K nárůstu AET došlo ve všech povodích během října, tento nárůst je



Obrázek 24: Procentuální změny AET mezi simulacemi s odlišnými hodnotami CFMAX v teplém půlroce

kolem 1 % a evapotranspirace je nižší než během letních měsíců. Výrazněji vzrostla AET během května v povodí Roklanského a Ptačího potoka mezi změnou CFMAX z 1* na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$, kde byl zaznamenán nárůst o 4,7, resp. 3,7 %. Naproti tomu v povodí Rokytka došlo k poklesu o 2,3 % již při zvýšení faktoru tání na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Mezi ostatními scénáři došlo k malým poklesům aktuální evapotranspirace, přičemž změny AET při navýšení CFMAX na 4 a $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ jsou takřka neznatelné.

Změny se výrazně projevují na charakteristikách sněhové pokrývky (tabulka 13). Se zvyšujícím se faktorem tání dochází ke dřívějšímu roztání sněhové pokrývky. K nejvýraznějším změnám dochází při zvýšení faktoru tání na 2 a $3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$, poté už se zvýšení projevuje méně. Roztání sněhu při hodnotě faktoru tání $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ nastane v povodí Roklanského potoka o 9 dní dříve, na Ptačím potoce o 16 dní dříve a na Rokytce o 12 dní. Při zvýšení faktoru tání z 4 na $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ se projevilo na roztání sněhové

Tabulka 13: Charakteristiky sněhové pokrývky pro simulace s odlišnými hodnotami faktoru tání

faktor tání	průměrný den roztání sněhové pokrývky					max. prům. SWE (mm)				
	1*	2	3	4	5	1*	2	3	4	5
Roklanský p.	10. 5.	1. 5.	26. 4.	24. 4.	22. 4.	155	125	99	84	74
Ptačí p.	15. 5.	29. 4.	23. 4.	20. 4.	19. 4.	197	148	117	97	83
Rokytka	4.5.	23. 4.	18. 4.	17. 4.	16. 4.	170	122	91	76	65

* $1,3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Roklanský potok, $1,16 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Ptačí potok, $1,01 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Rokytka

pokrývky pouze o 1-2 dny. Nejdříve ze sledovaných povodí dochází k roztání sněhu v povodí Rokytka, nejpozději sníh taje v povodí Roklanského potoka.

Na hodnotách max. průměrných hodnotách SWE se zvýšení projevilo výrazným snížením hodnot. Při zvýšení na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ dochází ke snížení o 19,35 % pro Roklanský potok, 24,9 % u Ptačího potoka a 28,2 % pro Rokytka. Při zvýšení na $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ dochází oproti původní hodnotě faktoru tání k poklesu o 52,25 % pro Roklanský potok, 57,9 % u Ptačího potoka a 61,8 % v povodí Rokytka.

5 Diskuze

5.1 Hodnocení vlivu vegetace pomocí metody split-sample testu

Vliv vegetace byl nejprve zkoumán metodou split sample testu jako například ve studii Li a kol. (2012). Výsledky prvního modelového experimentu ukázaly rozdíly mezi oběma simulacemi $\Delta 1$ a $\Delta 2$. Nejvíce se změny projeví na povodí Roklanského potoka, kdy došlo k poklesu objemu ročního odtoku o 8,41 %. V povodí Ptačího potoka se změny projeví poklesem o 3,52 %, v povodí Rokytky došlo k nárůstu o 0,59 % ročního odtoku. Výsledky Li a kol. (2012) pro tři australská povodí ukazují významné změny v hydrologickém režimu povodí. Průměr ze dvou hydrologických modelů ukazuje při nárůstu rozlohy plantáže v povodí o 25 – 31 % razantní pokles průtoků o 20-29 %. Peraza-Castro a kol. (2018) uvádí při vykácení plochy 10 % a 25 % lesa nárůst odtoku o 3, resp. 8 % ročního odtoku. Studie provedené na Šumavě ukazují rozdílné výsledky. Studie Beuderta a kol. (2018) potvrzuje pokles ročního odtoku v povodích na české i německé straně Šumavy. Naopak ale existuje řada studií, která významné změny v ročním odtoku v této oblasti po disturbancích způsobených větrnými smrštěmi a lýkožroutem, nepozoruje (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015; Kliment, Matoušková 2008; Bernsteinová a kol. 2015). První jmenovaní zaznamenali významné změny v podílu přímého a základního odtoku a variability odtokového režimu během hydrologického roku. Změny sezónní variability se v této práci projeví především na poklesu maximálního odtoku během jarního tání. Zásadní změny se týkají dubnového odtoku, který poklesl o 7,42 % u Roklanského potoka, 7,29 % v povodí Ptačího potoka a dokonce o 14,62 % v případě Rokytky. Tyto změny mohou být ovlivněny nejen změnami vegetačního pokryvu ale také změnami klimatu, ke kterým v oblasti dochází, především teplot vzduchu, jejichž výrazný nárůst tato oblast zaznamenává (Su, Langhammer, Jarsjö 2017). Beudert a kol. (2018) připisují změny pozorované klesajícími trendy v odtoku právě oteplení. Brandt, Bergstrom, Gardelin (1988) uvádí změny maximálního odtoku způsobené odlesněním jako malé v porovnání s extrémními podmínkami počasí. Podle Li a kol. (2017b) lesní porost a proměnlivost klimatu hrají stejnou roli v ročních výkyvech v objemu vody a jejich vzájemné působení může určovat velikosti a směry změn objemu vody.

V případě Ptačího potoka a částečně i Rokytky lze pozorovat odlišný průběh obou simulací odtokové výšky během sledovaného období. $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ mají uprostřed

sledovaného období téměř stejný průběh, naopak na začátku a ke konci se rozcházejí. Vzhledem k tomu, že $Q_{\Delta 1}$ byl simulován s kalibračními daty před disturbance a $Q_{\Delta 2}$ pomocí dat z druhé části sledovaného období, tento výsledek poukazuje na fakt, že v povodí během sledovaného období docházelo ke změnám. Tyto změny se projeví i na odlišných hodnotách parametrů během kalibrace. Zatímco hodnoty SFCF zůstaly pro kalibrace $\Delta 1$ a $\Delta 2$ téměř stejné, u hodnoty CFMAX došlo ke změnám. Zatímco pro kalibrace Roklanského potoka došlo ke zvýšení o $0,21 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, u zbývajících dvou povodí jsou hodnoty faktoru tání pro kalibraci provedenou po začátku disturbance nižší (u Ptačího potoka je $\Delta 2$ nižší o $0,48$ a u Rokytky o $0,84 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$). Změny byly pozorovány i u parametru FC, který značí maximální půdní kapacitu. Nicméně k poklesu, který by ukazoval snížení evapotranspirace, které by nastalo po úbytku lesního porostu, došlo pouze v povodí Rokytky, a to o 6 mm . V povodí Ptačího potoka dokonce došlo k nárůstu o 53 mm , v povodí Roklanského potoka zůstal parametr beze změn. Analýzy sněhové pokrývky ukázala na výrazný pokles maximálních hodnot SWE, nejvýraznější rozdíl se týká Rokytky, kde došlo mezi $\Delta 1$ a $\Delta 2$ k poklesu o $22,8 \%$. Doba trvání sněhové pokrývky se výrazně zkrátila u Rokytky (o 21 dní), což je v souladu se studiemi Brandt, Bergstrom, Gardelin (1988) a Bernsteinová a kol. (2015).

Odlišné chování malých šumavských povodí na změny způsobené disturbancemi popisuje i Beudert a kol. (2018), který porovnával tři silně zasažená dílčí povodí v národních parcích Bavorský les a Šumava, která vykazovala odlišné hydrologické chování. Zatímco povodí Bavorského lesa skokově reagovala, když disturbance přesáhla 30% plochy povodí, povodí NP Šumava horní Vydry zůstala bez odezvy, což autoři připisují načasování anebo rozsahu disturbance. Tyto rozdíly jsou pravděpodobně způsobeny odlišnými vlastnostmi povodí, například rozdílnou velikostí, geomorfologickými vlastnostmi či odlišným rozsahem disturbance a jejím načasováním.

5.2 Hodnocení změn pomocí faktoru tání a koef. korekce sněhových srážek

Výsledky druhého modelového experimentu ukazují méně výrazné změny, než tomu bylo u prvního experimentu. Změny, ke kterým došlo jsou markantnější během hydrologického roku než meziroční změny ve sledovaném období. Objem ročního odtoku se v povodí téměř nezměnil ale došlo ke změnám, které se projeví rozdílem v objemu a načasování jarního

tání. Výraznější změny v měsíčním objemu odtoku se projevily v dubnu a květnu. Rokytky vykazuje mírný nárůst maximální odtokové výšky (nárůst pro Q_{T2} 5 %) a zkrácení délky jarního tání, což dokumentuje pokles 7,7 % v květnu. V povodí Ptačího potoka je pozorován opačný trend. Pokles dubnového a nárůst květnového odtoku. Jen mírné změny ukazují výsledky aktuální evapotranspirace a půdní vlhkosti. Během teplého půlroku nebyly zaznamenány výraznější změny měsíční AET. Tento fakt neodpovídá výsledkům Peraza-Castro a kol. (2018), kde je zvýšení odtoku způsobeno snížením evapotranspirace, které autoři připisují vykácení lesa. Odlišné výsledky uvádí i Jones (2000), v jehož studii z Oregonu zvýšená evapotranspirace po odstranění vzrostlého jehličnatého lesa způsobila nárůst odtokového maxima. U sledovaných povodí nebyly zaznamenány ani výraznější změny půdní vlhkosti s výjimkou Rokytky, kde je pozorován pokles v květnu o 4,2 %. Nicméně v této práci byly hodnoceny měsíční hodnoty, změny se mohly projevit na denních hodnotách či hodnotách jednotlivých událostí.

Experiment nezaznamenal ani výraznější změny ve sněhové pokrývce. To souhlasí s výzkumem Langhammera, Su, Bernsteinové (2015), kteří změny sněhové pokrývky popisují jako malé, ale zjevné. U Roklanského ani Ptačího potoka nejsou pozorovány výraznější změny ani v době roztání sněhové pokrývky, ani v maximální hodnotě vodní hodnoty sněhu. V tomto ohledu jsou změny pouze u Rokytky, kde průměrně sněhová pokrývka roztála o 5 dní dříve a max. průměrná SWE poklesla o 16 mm. Změny podílu odtoku ze sněhové pokrývky na celkovém odtoku jsou u všech povodí $\pm 0,6$ %.

Sledované parametry modelu nevykazují pro kalibrace příliš odlišných hodnot. Parametr SFCF se výrazněji liší jen u kalibrací Roklanského potoka. CFMAX dosáhl největších změn v povodí Rokytky, kde mezi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$ je pozorován nárůst o $0,21 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$, a dochází tedy k intenzivnějšímu tání, způsobenému změnami vegetace, což je v souladu s Brandt, Bergstrom, Gardelin (1988). Nicméně je nutné brát v potaz hodnoty R a $R_{\log}$, které právě pro Rokytku vycházejí velmi slabé, což je zřejmě způsobeno vstupními daty. Naopak Ptačí potok ukazuje na pokles faktoru tání mezi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$.

5.3 Citlivost odtoku na faktor tání (CFMAX)

Výsledky třetího modelového experimentu ukázaly na citlivost povodí na změny podmínek tání zastoupené změnou parametru CFMAX. Výsledky ukázaly vysokou citlivost průtoku na změny během odtávání. Změny se tolik nepromítly do objemu ročního odtoku (pokles

okolo 2 %) ale spíše v rozložení během hydrologického roku. Zvýšením faktoru tání dochází k posunu jarního tání do dřívějších měsíců. Změny se týkají především zimních a jarních měsíců. Nejcitlivější se v tomto ohledu jeví Roklanský potok, kde odtok výrazně reagoval hned při zvýšení CFMAX na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ výrazným snížením maximální odtokové výšky o 23,27 %. Nárůst faktoru tání může být způsoben zvyšující se teplotou, při které sníh odtává rychleji anebo při odlesnění, kdy les přestává stínit sluneční radiaci. Výsledky analýzy aktuální evapotranspirace ukazují, že během letních měsíců, kdy jsou teploty a tím i výpar nejvyšší, nedošlo se zvýšením faktoru tání k žádným změnám AET.

Zvýšení faktoru tání způsobilo dřívější roztání sněhové pokrývky. Výsledky ukazují vysokou citlivost na změny tohoto parametru, především na zvýšení z původní hodnoty. Již při zvýšení na $2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ sněhová pokrývka roztála o 9 dní dříve, na Rokytce o 12 dní a na Ptačím potoce dokonce o 16 dní dříve. Doba, která je mezi datem roztání, se mezi jednotlivými scénáři se zvyšujícím se faktorem tání, snižuje. Datum se mezi simulací s faktorem tání 4 a $5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ liší o 2 dny pro Roklanský potok a o 1 den pro zbývající povodí.

5.4 Nejistoty dat a modelu

Nejistoty plynou již z dat vstupujících do modelu. Z důvodu dostupnosti časových řad byly pro kalibraci modelu použity časové řady průměrné denní teploty vzduchu a týdenní hodnoty SWE z meteorologické stanice ČHMÚ Churáňov, která se nachází ve vzdálenosti 13-15 km v nadmořské výšce 1118 m n. m. Denní úhrny srážek byly použity ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Filipova Huť, která měří v nadmořské výšce 1110 m n. m., ve vzdálenosti 5-7 km. Vzdálenost meteorologických stanic a nižší nadmořská výška může způsobovat výrazný rozdíl v úhrnech dešťových i sněhových srážek, které budou v povodích, a zvláště v blízkosti hlavního hřebene, vyšší. Správnost dat z těchto stanic je ovlivněna chybami a výpadky měřicích přístrojů. Další nejistota spočívá v datech denních průtoků ze zájmových povodí. Data jsou měřena jako vodní stav a poté jsou přepočtena na průtoky pomocí měrných křivek, čímž se zvyšuje riziko nesprávných vstupních dat.

Kalibrace modelu byla spuštěna v 10 chodech, čímž vzniklo deset sad parametrů, ze kterých byla vybrána sada s nejlepšími výsledky dle hodnotících funkcí. Zvolením jedné sady parametrů se do modelu vnáší jistá míra subjektivity, podle Seiberta (1997) může existovat mnoho sad parametrů, které dávají během kalibračního období podobně dobré

výsledky, ale simulace odtoku se budou v budoucnu lišit. Autor dále uvádí, že je stěží možné najít jedinečnou sadu parametrů, což je způsobeno chybami ve struktuře modelu a pozorovaných proměnných a kvůli interakcím mezi parametry modelu. Strukturální nejistoty vyplývají ze zjednodušeného, neúplného a někdy i nesprávného popisu hydrologických procesů (Seiller, Anctil, Perrin 2012). Výsledky modelu závisí na nastavených parametrech a zvolených hodnotících funkcích. Pro dosažení co nejlepších výsledků je doporučováno použít kombinaci několika hodnotících funkcí (Seibert 1997; Vis a kol. 2015), proto bylo pro hodnocení použito tří hodnotících funkcí.

Důležitým faktorem pro správné provedení simulace je délka kalibračního období, nicméně podle Motavity a kol. (2019) mají hydrologické podmínky tendenci mít větší vliv než délka časové řady. Časový záznam byl rozdělen na období před napadením lýkožroutem a po něm. Časová řada byla rozdělena podle roku počátku napadení povodí lýkožroutem, a aby oba segmenty byly dlouhé alespoň 5 let, což je období, které už zahrnuje dostatečnou variabilitu hydrologických podmínek. To je v souladu s tím, co uvádí Merz, Parajka a Blöschl (2009), podle kterých je největší neefektivita při délce kalibračního období od 1 do 5 let, kalibrační období dlouhé 5 let už dostatečně zahrnuje proměnlivé hydrologické podmínky a je dostačující pro dosažení přiměřené výkonnosti modelu. Podle autorů se s prodlužující se délkou dat dostupných pro kalibraci její účinnost klesá, a naopak se zvyšuje účinnost validace. Časový záznam byl rozdělen na období před a po disturbanci. Vzhledem k tomu, že délka celého časového záznamu je 14 let, řada byla rozdělena na období dlouhá 5-9 let bez vynechání časového okna mezi obdobími, obdobně jako výzkum Peraza-Castro a kol. (2018). Výhodou vynechání určitého časového úseku v období probíhajících změn jako ve studii Li a kol. (2012) je, že se změny vegetačního pokryvu více projevují a následné období je pak s prokazatelnými změnami.

Další výzkum by se mohl detailněji věnovat charakteristikám jako je půdní vlhkost, hladina a doplňování podzemních vod, které budou změnou lesního pokryvu ovlivněny. Příští analýzy by se také mohly věnovat podrobnějším datům, například denním hodnotám, které by mohly ukázat detailnější změny než roční či měsíční data, použita v této práci. Pro další simulace by bylo přínosné použít delší časové záznamy, ve kterých by bylo možné vynechat část mezi obdobími před a po disturbanci. Vynecháním několikaletého časového okna, během kterého probíhaly lesní disturbance, by se změny mohly lépe projevit.

6 Závěr

V diplomové práci byl zkoumán vliv změn lesního pokryvu po disturbancích způsobených lýkožroutem smrkovým a vichřicemi na odtokové poměry tří šumavských povodí. Pro kvantifikaci změn byly provedeny tři experimenty, jejichž cílem bylo zjistit změny způsobené odlesněním části povodí na charakteristikách, které by odlesněním mohly být ovlivněny. Byly zkoumány odtokové podmínky povodí, charakteristiky sněhové pokrývky, aktuální evapotranspirace a půdní vlhkost. Simulace byly provedeny na období 2007-2020.

Hlavní zjištění jsou:

- Prvním modelovým experimentem byly prokázány změny mezi simulacemi. Byly pozorovány rozdíly v ročním objemu odtoku, a především v rozložení odtoku během roku. Povodí reagují odlišně, nicméně u všech se projevilo snížení jarní odtokové vlny. Tyto změny nelze přiřknout pouze vegetaci, mohou zde hrát roli ostatní faktory jako vliv měnícího se klimatu či fyzicko-geografické odlišnosti povodí.
- Druhý experiment ukázal jen malé změny objemu ročního odtoku, výraznější rozdíly byly pozorovány na měsíčních objemech během jarního tání. Charakteristiky sněhové pokrývky se významněji mění jen v povodí Rokytky. Nebyly zaznamenány výraznější rozdíly aktuální evapotranspirace a půdní vlhkosti, které by ukazovaly na změnu vegetace v povodí.
- Třetím experimentem byla zjištěna vysoká citlivost povodí na zvyšování faktoru tání, které byly nejvýraznější při zvýšení na $2 \text{ mm}^{\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}}$. Byly zjištěny významné změny rozložení odtoku během hydrologického roku, snížení jarního maxima a posunu jarního tání z dubna do března. Objem ročního odtoku se příliš nezměnil. Dochází k výrazně dřívějšímu roztání sněhové pokrývky a snížení vodní hodnoty sněhu. Se zvyšujícím se faktorem tání se vliv změn snižuje.

7 Seznam použité literatury

BERGHUIJS, W. R., WOODS, R. A., HRACHOWITZ, M. (2014): A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 7, 4, 583–586.

BERNSTEINOVÁ, J., BÄSSLER, C., ZIMMERMANN, L., LANGHAMMER, J., BEUDERT, B. (2015): Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 4, 63, 342–352.

BEUDERT, B., BERNSTEINOVÁ, J., PREMIER, J., BÄSSLER, C. (2018): Natural disturbance by bark beetle offsets climate change effects on streamflow in headwater catchments of the Bohemian Forest. *Silva Gabreta*, 24, 21–45.

BOON, S. (2012): Snow accumulation following forest disturbance. *Ecohydrology*, 3, 5, 279–285.

BRANDT, M., BERGSTROM, S., GARDELIN, M. (1988): Modelling the effects of clearcutting on runoff - examples from central Sweden. *Ambio*, 5, 17, 307–313.

CUO, L., LETTENMAIER, D. P., ALBERTI, M., RICHEY, J. E. (2009): Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound basin. *Hydrological Processes*, November 2009, 23, 907–933.

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.

GELFAN, A. N., POMEROY, J. W., KUCHMENT, L. S. (2004): Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 5, 785–803.

GIRONS LOPEZ, M., VIS, M., JENICEK, M., GRIESSINGER, N., SEIBERT, J. (2020): Complexity and performance of temperature-based snow routines for runoff modelling in mountainous areas in Central Europe. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–31.

- HAIS, M., WILD, J., BEREC, L., BRŮNA, J., KENNEDY, R., BRAATEN, J., BROŽ, Z. (2016): Landsat imagery spectral trajectories-important variables for spatially predicting the risks of bark beetle disturbance. *Remote Sensing*, 8, 8.
- HAMMOND, J. C., KAMPF, S. K. (2020): Subannual Streamflow Responses to Rainfall and Snowmelt Inputs in Snow-Dominated Watersheds of the Western United States. *Water Resources Research*, 4, 56, 1–15.
- HARR, R. D. (1986): Effects of Clearcutting on Rain-on-Snow Runoff in Western Oregon: A New Look at Old Studies. *Water Resources Research*, 7, 22, 1095–1100.
- HEDSTROM, N. R., POMEROY, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 10–11, 12, 1611–1625.
- 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.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007): Vplyv bukového a smrekového lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára, 88–98.
- 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., LEDVINKA, O. (2020): Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer low flows in Czechia. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–23.
- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2015): Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments. *Acta Hydrologica Slovaca*, March, 16, 208–216.
- 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.
- JONES, J. A. (2000): Hydrologic processes and peak discharge response to forest removal, regrowth, and roads in 10 small, experimental basins, western Cascades, Oregon. *Water*

Resources Research, 9, 36, 2621–2642.

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.

KINDLMANN, P., MATĚJKA, K., DOLEŽAL, P. (2012): *Lesy Šumavy , lýkožrout a ochrana přírody*. Karolinum, Praha.

KLEMEŠ, V. (1986): Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 1, 31, 13–24.

KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2008): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the foothill regions: Extent of influence by human impact and climate change. *Water Resources Management*, 9, 23, 1813–1834.

KRAUSE, P., BOYLE, D. P., BÄSE, F. (2005): Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97.

LANGHAMMER, J., SU, Y., BERNSTEINOVÁ, J. (2015): Runoff response to climate warming and forest disturbance in a mid-mountain basin. *Water (Switzerland)*, 7, 7, 3320–3342.

LDF MENDELU (2022): Růstové stupně, Struktura lesních porostů, https://ldf.mendelu.cz/uzpl/pestovani_v_heslech/vychodiska/struktura/strukt_rust_stupne.html.

LI, D., WRZESIEN, M. L., DURAND, M., ADAM, J., LETTENMAIER, D. P. (2017a): How much runoff originates as snow in the western United States, and how will that change in the future? *Geophysical Research Letters*, 12, 44, 6163–6172.

LI, H., ZHANG, Y., VAZE, J., WANG, B. (2012): Separating effects of vegetation change and climate variability using hydrological modelling and sensitivity-based approaches. *Journal of Hydrology*, 420–421, 403–418.

LI, Q., WEI, X., ZHANG, M., LIU, W., FAN, H., ZHOU, G., GILES-HANSEN, K., LIU, S., WANG, Y. (2017b): Forest cover change and water yield in large forested watersheds: A global synthetic assessment. *Ecohydrology*, 4, 10, 1–7.

LINDSTROM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., BERGSTROM, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Water Science and Technology*, 6, 60, 1507–1514.

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.

MERZ, R., PARAJKA, J., BLÖSCHL, G. (2009): Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water Resources Research*, 9, 45, 1–15.

MÍKA, D. (2021): Modelování intercepce sněhu v e smrkovém lese v povodí Ptačího potoka na Šumavě. Univerzita Karlova.

MITCHELL, R. G., PREISLER, H. K. (1998): Fall rate of lodgepole pine killed by the mountain pine beetle in central Oregon. *Western Journal of Applied Forestry*, 1, 13, 23–26.

MORIASI, D. N., J. G. ARNOLD, M. W. VAN LIEW, R. L. BINGNER, R. D. HARMEL, T. L. VEITH (2007): Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 3, 50, 885–900.

MOTAVITA, D. F., CHOW, R., GUTHKE, A., NOWAK, W. (2019): The comprehensive differential split-sample test: A stress-test for hydrological model robustness under climate variability. *Journal of Hydrology*, March, 573, 501–515.

MUSSELMAN, K. N., CLARK, M. P., LIU, C., IKEDA, K., RASMUSSEN, R. (2017): Slower snowmelt in a warmer world. *Nature Climate Change*, 3, 7, 214–219.

MUSSELMAN, K. N., MOLOTCH, N. P., MARGULIS, S. A., KIRCHNER, P. B., BALES, R. C. (2012): Influence of canopy structure and direct beam solar irradiance on snowmelt rates in a mixed conifer forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 161, 46–56.

ØKLAND, B., BJØRNSTAD, O. N. (2006): A resource-depletion model of forest insect outbreaks. *Ecology*, 2, 87, 283–290.

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.

LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F., LOUMAGNE, C. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 1–4, 303, 290–306.

PERAZA-CASTRO, M., RUIZ-ROMERA, E., MEAURIO, M., SAUVAGE, S., SÁNCHEZ-PÉREZ, J. M. (2018): Modelling the impact of climate and land cover change on hydrology and water quality in a forest watershed in the Basque Country (Northern Spain). *Ecological Engineering*, September, 122, 315–326.

POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 12, 26, 1891–1904.

POMEROY, J. W., GRAY, D. M. (1995): *Snowcover Accumulation, Relocation and Management*.

QUITT, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Geografický ústav ČSAV, Brno.

SEIBERT, J. (1997): Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*, 4–5, 28, 247–262.

SEIBERT, J. (2000): Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth Sciences*, 2, 4, 215–224.

SEIBERT, J. (2005): *HBV light*. HBV light version 2 User's Manual, November.

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.

SEIBERT, J., MCDONNELL, J. J., WOODSMITH, R. D. (2010): Effects of wildfire on catchment runoff response: A modelling approach to detect changes in snow-dominated forested catchments. *Hydrology Research*, 5, 41, 378–390.

SEIBERT, J., VIS, M. J. P. (2012): Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 16, 3315–3325.

SEIDL, R., THOM, D., KAUTZ, M., MARTIN-BENITO, D., PELTONIEMI, M., VACCHIANO, G., WILD, J., ASCOLI, D., PETR, M., HONKANIEMI, J. (2017): Europe PMC Funders Group Forest disturbances under climate change. *Nature Climate Change*, 01, December, 395–402.

SEILLER, G., ANCTIL, F., PERRIN, C. (2012): Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4, 16, 1171–1189.

SEXSTONE, G. A., CLOW, D. W., FASSNACHT, S. R., LISTON, G. E., HIEMSTRA, C. A., KNOWLES, J. F., PENN, C. A. (2018): Snow Sublimation in Mountain Environments and Its Sensitivity to Forest Disturbance and Climate Warming. *Water Resources Research*, 2, 54, 1191–1211.

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., 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.

STEWART, I. T. (2008): Changes in snowpack and snowmelt runoff for key mountain regions. *Hydrological Processes*, November 2009, 23, 78–94.

STORCK, P., LETTENMAIER, D. P., BOLTON, S. M. (2002): Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research*, 11, 38, 5-1-5–16.

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.

ÚHÚL (2016): Růstové fáze lesa - nová mapa prezentace, <http://www.uhul.cz/kdo-jsme/aktuality/703-rustove-faze-lesa-nova-mapova-prezentace>.

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

VIS, M., KNIGHT, R., POOL, S., WOLFE, W., SEIBERT, J. (2015): Model calibration criteria for estimating ecological flow characteristics. *Water (Switzerland)*, 5, 7, 2358–2381.

WÜRZER, S., JONAS, T., WEVER, N., LEHNING, M. (2016): Influence of initial snowpack properties on runoff formation during rain-on-snow events. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 17, 1801–1815.

8 Datové zdroje

ARCDATA PRAHA. ArcČR 500 - digitální geografická databáze, verze 3.3. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> (cit. 10. 4. 2022).

ČGS. Česká geologická služba. Geovědní mapy 1:50 000 (online). Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> (10. 4. 2022).

ČHMÚ. Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí

ČÚZK: Prohlížečí služba Topografické mapy, ortofoto (online). Dostupné z: <https://geoportal.gov.cz/web/guest/map> (24. 4. 2022)

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/WMSServer# (10. 4. 2022).

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

ÚHÚL: Poškození a mortalita lesních porostů. Dostupné z: <https://geoportal.uhul.cz/mapy/mapyzsl.html> (cit. 10. 2. 2022)

ÚHÚL: Růstové fáze lesa – nová mapová prezentace. Dostupné z: <https://geoportal.uhul.cz/mapy/MapyDpz.html> (cit. 23. 4. 2022)

VÚV TGM. Digitální báze vodohospodářských dat. Praha, 2014. Dostupné na: <https://www.dibavod.cz/27/struktura-dibavod.html> (cit. 26. 4. 2022)

9 Seznam obrázků

Obrázek 1: Účinky ovlivňující ukládání sněhové pokrývky v jehličnatém lese (Pomeroy, Gray 1995; upraveno)

Obrázek 2: Odtok, srážky a teplota vzduchu při tzv. ROS událostech v povodí, ve kterém nedošlo k těžbě (HJA-9; unlogged) a v povodí, kde byl les částečně odtěžen (HJA-10; logged). (Harr 1986; upraveno)

Obrázek 3: Šumavské jezero Laka, v pozadí Plesná pokrytá rozpadlým lesním porostem (září 2021, foto: Denisa Zacpalová)

Obrázek 4: Průměrná výška sněhu na požárem zasažených svazích (čárkovaně) a svazích bez požáru (plná čára). Data ukazují zrychlené tání na svazích zasažených požárem v závislosti na jejich orientaci (Maxwell, Call, St. Clair 2019).

Obrázek 5: Srovnání klimatických změn (2006 a 1915) a změn krajinného pokryvu (2002 a 1983) na sezónním odtoku na vybraných povodích ve státě Washington. (Cuo a kol. (2009), upraveno)

Obrázek 6: Časová řada srážek, simulovaného a pozorovaného odtoku pro povodí Darlot Creek pro období po zalesnění (a) a před zalesněním (b). (Li a kol. (2012), upraveno)

Obrázek 7: Zájmová povodí a umístění meteorologických stanic (ArcČR, ČÚZK, vlastní zpracování)

Obrázek 8: Výškové a sklonitostní poměry zájmových povodí (zdroj: KFGG, ČÚZK, vlastní zpracování)

Obrázek 9: Graf průměrných měsíčních teplot ze stanice Churáňov a průměrné měsíční úhrny srážek ze stanice Filipova Huť za roky 1980 – 2014 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

Obrázek 10: Roční úhrny srážek a průměrná teplota vzduchu za období 1981-2020 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

Obrázek 11: Průměrná měsíční výška sněhu a průměrná vodní hodnota sněhu (SWE) na stanici Churáňov za roky 1980 – 2013 (ČHMÚ, vlastní zpracování)

Obrázek 12: Vývoj výšky sněhové pokrývky v zimních sezónách 2017-2021 na automatické stanici SPA v povodí Ptačího potoka, (převzato z Míka (2021))

Obrázek 13: Vývoj disturbance lýkožrouta v povodí Vydry mezi roky 1984 a 2011 převzato z: (Langhammer, Su, Bernsteinová 2015)

Obrázek 14: Růstové fáze lesního pokryvu v zájmových povodích v roce 2015 (zdroj: ÚHÚL, DIBAVOD, vlastní zpracování)

Obrázek 15: Schéma modelu HBV (převzato z: Staudinger, Weiler, Seibert (2015

Obrázek 16: Schéma půdního modulu (Seibert 2005)

Obrázek 17: Transformace odtokové vlny, funkce MAXBAS=5 (Seibert 2005

Obrázek 18: Roční odtoková výška $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ zájmových povodí a měřené úhrny srážek v období 2007-2020

Obrázek 19: Simulovaná měsíční odtoková výška $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ a pozorované srážky v zájmových povodích

Obrázek 20: Q_5 a Q_{95} pro teplý půlrok v zájmových povodí v období 2007-2020

Obrázek 21: Simulovaná měsíční odtoková výška $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$ a pozorované srážky v zájmových povodích

Obrázek 22: Změny půdní vlhkosti mezi simulacemi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$

Obrázek 23: Simulovaná odtoková výška při zvyšování parametru CFMAX v zájmových povodí

Obrázek 24: Procentuální změny AET mezi simulacemi s odlišnými hodnotami CFMAX
v teplém půlroce

10 Seznam tabulek

Tabulka 1: Rok napadení lýkožroutem a rozdělení časové řady pro sledovaná povodí

Tabulka 2: parametry modelu HBV-light, jejich jednotky a použitý rozsah hodnot pro kalibraci

Tabulka 3: Hodnotící funkce provedených kalibrací a validací

Tabulka 4: Hodnoty vybraných parametrů pro simulace $\Delta 1$ a $\Delta 2$

Tabulka 5: Hodnotící funkce provedených kalibrací a validací

Tabulka 6: Hodnoty vybraných parametrů pro simulace $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$

Tabulka 7: Hodnotící funkce validací třetího experimentu

Tabulka 8: Změny v objemu měsíčního průtoku $Q_{\Delta 1}$ a $Q_{\Delta 2}$ v chladném půlroce

Tabulka 9: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky simulací $\Delta 1$ a $\Delta 2$

Tabulka 10: Změny v objemu měsíčního průtoků $Q_{\Gamma 1}$ a $Q_{\Gamma 2}$ v chladném půlroce

Tabulka 11: Změny v měsíční AET mezi $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$ teplého půlroku v zájmových povodích

Tabulka 12: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky simulací $\Gamma 1$ a $\Gamma 2$

Tabulka 13: Charakteristiky sněhové pokrývky pro simulace s odlišnými hodnotami faktoru tání