

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Simona Klinkovská

Dlouhodobé změny zimních a jarních průtoků v horských povodích Česka

Long-term changes in winter and spring runoff in mountain catchments in Czechia

Bakalářská práce

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

Praha 2021

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Dlouhodobé změny zimních a jarních průtoků v horských oblastech Česka

Motivace

Probíhající zvyšování teploty vzduchu má mimo jiné za následek snižování sněhových zásob v horských oblastech. Tyto změny, společně s dřívějším nástupem jarního tání, způsobují změny v celkovém objemu a rozložení odtoku v povodí. Mezi hlavní změny patří zvýšení průtoků v zimě, dřívější nástup jarních maxim průtoků a dřívější nástup období s nízkými průtoky v pozdním jaru a v létě.

Cíle práce

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se dlouhodobých změn odtoku ze sněhové pokrývky v horských oblastech
- 2) Analýza vybraných hydrologických časových řad za účelem popisu sezonality odtoku a dlouhodobých trendů v zimních a jarních průtocích

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

První částí práce bude zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se dlouhodobých změn ve sněhových zásobách a dopad těchto změn na odtokový režim se zaměřením na horské oblasti v humidním klimatu (je možné ale zahrnout i jiné oblasti).

Druhá část práce bude tvořena analýzou vybraných hydrologických časových řad za účelem popisu sezonality a dlouhodobých trendů (např. pomocí Mann-Kendallova trendu) zimního a jarního odtoku. Mezi analyzované parametry mohou patřit průměrné, maximální a minimální měsíční průtoky, celkový objem zimního a jarního odtoku, posun maxima a minima odtoku. K analýze budou využita data z měřicí sítě ČHMÚ ze stanic v horských oblastech Česka.

Datum zadání: 11. 11. 2020

.....
Podpis studenta

.....
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 5. května 2021

.....

Simona Klinkovská

Poděkování

V první řadě bych chtěla poděkovat RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za zpětnou vazbu v různých fázích práce, za trpělivost a ochotu a za jeho osobní motivační přístup. Dále bych chtěla ze srdce poděkovat svému příteli Jakobovi Dvořákovi, který mě podporoval po celou dobu studia a nenechal mě to vzdát. A že těch příležitostí nebylo málo. Za to děkuji i svým přátelům. Oni vědí. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat svým rodičům, kteří mě i přes životní peripetie neustále podporovali v tom, co jsem si zrovna vymyslela.

Abstrakt

Klimatické změny odehrávající se na Zemi ovlivňují většinu přírodních procesů. Nedílnou součástí toho jsou i sněhové zásoby, které se v posledních desetiletích v mnoha horských regionech snižují. Mimo zvyšující se teploty vzduchu, dochází i ke změnám skupenství srážek, množství sněhu a ke změnám doby trvání sněhové pokrývky. Pro toky v horských povodích, která jsou ovlivňována přítomností sněhové pokrývky je načasování odtoku z tajícího sněhu zásadní. Vlivem teplotních změn dochází k dřívějšímu odtoku a zvýšení evapotranspirace. Tato práce popisuje souhrn současných poznatků týkajících se změn sněhové pokrývky a odtoku z horských povodí. Dále pomocí metody Mann-Kendallova trend testu hledá přítomné trendy odtoků v zimních a jarních měsících 50letého období (1965-2014) ve 14 horských povodích Česka, které dále kvantifikuje pomocí Senovy směrnice přímky. Ve všech povodích je z dat patrný dřívější odtok 50 % z celkového ročního odtoku. Zvýšené odtoky zimních měsíců se týkají výhradně krkonošských povodí. Výrazně negativním trendem je postížen měsíc květen, ve kterém odtoky klesají skrz téměř všechna povodí. V beskydských povodích nebyly detekovány téměř žádné trendy.

Klíčová slova: sníh, odtok ze sněhu, trendy, klimatické změny

Abstract

Climate changes occurring on Earth influence most of the natural processes. This also includes snow storages which have been decreasing in many mountain regions over the last decades. Besides increasing air temperature, changes in snowfall fraction, snow storages and snowpack duration also occur. For snow dominated mountain catchments, runoff timing from snowmelt is essential. Due to air temperature increase, runoff occurs earlier. Additionally, evapotranspiration increases as well. This thesis summarizes current knowledge regarding snowpack and runoff changes in mountain catchments. It further analyzes changes in 14 Czech mountain catchments over a 50-year period (1965-2014) using a Mann-Kendall trend test which identifies trends in selected time series. The trend analysis was followed by quantification of trends using Sen's slope estimator. The results showed that the day of 50% of total annual runoff occurred earlier in all catchments. Increased winter runoff was found in the Krkonoše catchments. Significant and extensive negative trends were detected in May for most of the catchments. There were almost no significant trends detected in the Beskydy catchments.

Key words: snow, snowmelt runoff, trends, climate changes

Obsah

1	Úvod	8
2	Současný stav poznatků.....	10
2.1	Specifika odtoku v horských oblastech	10
2.1.1	Fyzicko-geografické vlivy na horský odtok	11
2.1.2	Hory jako zdroj vody	12
2.1.3	Mechanismus odtoku ze sněhu	14
2.2	Dosavadní poznatky o změnách odtoku z horských povodí.....	17
2.2.1	Klimatická změna, její historický, současný a budoucí vývoj	17
2.2.2	Změny sněhové pokrývky v horských oblastech.....	19
2.2.3	Změny odtoku z horských povodí	22
2.3	Modelování budoucích změn sněhových zásob a odtoku ze sněhu	28
3	Data a metody	32
3.1	Výběr a popis vodoměrných stanic.....	32
3.2	Fyzicko-geografický popis lokalit	34
3.3	Data a software	39
3.4	Statistická analýza a hodnocení výsledků.....	40
3.4.1	Mann-Kendall trend test	41
3.4.2	Kvantifikace trendu pomocí Senovy směrnice přímky	42
4	Výsledky	43
4.1	Roční chod a sezonalita odtoku z povodí	43
4.2	Sezónní a měsíční trendy odtoku	47
4.2.1	Trendy průměrných odtoků	47
4.2.2	Trendy maximálních odtoků.....	53
4.2.3	Trendy minimálních odtoků	54
5	Diskuze	55
6	Závěr.....	59
	Seznam literatury	60

Klimatické změny reprezentované především zvyšující se teplotou vzduchu ovlivňují všechny přírodní složky na Zemi včetně kryosféry a s tím spojené zásoby sněhu (IPCC 2014). V budoucnu se budou zásoby sněhu dále ztenčovat (Kapnick, Delworth 2013; Jenicek, Ledvinka 2020) a vlivem klimatické změny se bude měnit i rozložení jejich tání a odtoku (Trenberth 2011; Schneeberger a kol. 2015). Navíc dochází k přeměně skupenství srážek – jednak od pevných, tedy těch sněhových, ke kapalným, tedy dešťovým a jednak v jejich ročním rozložení (MacDonald a kol. 2012; IPCC 2014; Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Sproles, Roth, Nolin 2017). Tyto změny mají za následek zvyšování zimních průtoků v důsledku vyšší teploty vzduchu a následně snižování průtoků jarních (Jain, Goswami, Saraf 2010; Blahušiaková a kol. 2020). Horská povodí a jejich sněhové zásoby napájí přes 50 % světových toků (Beniston 2003) a jsou tak významným a důležitým zdrojem vody pro miliony lidí (Bales a kol. 2006; Viviroli a kol. 2007). Tyto globální trendy se mohou v lokálním měřítku projevit různými způsoby, které jsou předmětem výzkumu i v této práci. Tato práce si tedy klade následující cíle:

1. Zhodnotit současný stav poznatků o změně v odtocích z horských povodí, ve kterých je zásadní role sněhu, na základě především cizojazyčné odborné literatury.
2. V praktické části je cílem popsat sezonalitu odtoků a jejich trendy v horských povodích v zimních (prosinec, leden, únor) a jarních (březen, duben, květen) měsících.

Analýzy v praktické části práce se týkají povodí okrajových pohoří Česka: Lužické Nisy, Malého Labe, Mumlavy, Modrého potoka, Kněžné, Divoké Orlice, Krupé, Bělé, Studené Vltava, Teplé Vltavy, Otavy, Vydry, Lomné a Čeladenky. Jedná se o toky pramenící v Krkonoších, Orlických horách, Jeseníkách, na Šumavě a v Beskydech, tedy v horských oblastech Česka, ve kterých se na odtoku ve velké míře podílí sníh. Za tímto účelem bude provedena analýza hodnot denních průtoků z období 1965-2014 a následný popis trendů. Analyzovanými parametry budou: den v roce překročení 50 % ročního odtoku, průměrné a mediánové měsíční hodnoty, maximální a 90percentilové měsíční hodnoty a minimální hodnoty odtoků. Významné trendy průměrných odtoků budou dále podrobovány analýze síly trendu a jeho kvantifikaci.

Tato bakalářská práce si tedy klade následující výzkumné otázky:

- Dochází v českém prostředí horských povodí ke změnám v zimních a jarních odtocích?
- Pokud ano, v jakých měsících ke změnám dochází a jaká je orientace trendů (negativní/pozitivní)?

Na základě zkoumané literatury je v práci ověřována následující hypotéza: Vlivem klimatické změny a zvyšující se teploty vzduchu dochází v horském sněhovém prostředí ke změně rozložení a skupenství srážek a k dřívějšímu tání a vyšší evapotranspiraci, což má za následek dřívější zimní odtok a následný pokles pozdně jarních odtoků.

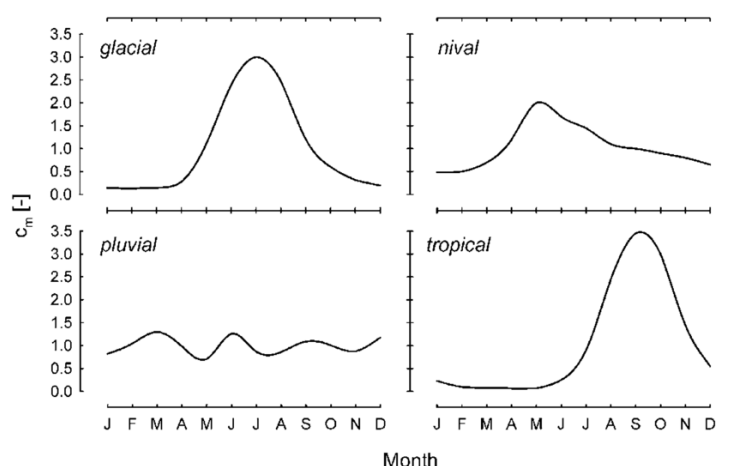
2 | Současný stav poznatků

2.1 | Specifika odtoku v horských oblastech

Jednou z nejdůležitějších funkcí povodí je zásoba (a následný odtok) vody z území (Staudinger a kol. 2017). Objem uložené vody v povodí a jeho rozdělení mezi podzemní vodu, půdní vlhkost, sněhovou pokrývku, vegetaci a povrchovou vodu jsou proměnné, které charakterizují hydrologický systém (McNamara a kol. 2011). V hydrologickém systému popisujeme odtok jako proces přesunu srážek do říční soustavy. Tento proces se může odehrávat na povrchu nebo pod povrchem za různých rychlostí (Davie 2008).

Horské prostředí je specifické svými odtokovými režimy, které se výrazně liší od režimů nížinných řek. Jednoduché režimy (Obrázek 1) ovlivňovány sněhem, horami či ledovci jsou následující:

- Glaciální (ledovcový) – toky glaciálního režimu se vyznačují viditelnými rozdíly vodnosti v chladných a teplých měsících, jejich vodnost ovlivňuje intenzita slunečního záření. V teplých měsících se objevují výkyvy průtoků během dne. V evropských podmínkách se tento režim uplatňuje především u alpských řek, například Rhône (Netopil 1972; Zeiringer a kol. 2018).
- Nivální – sněhový, jehož hlavním zdrojem vodnosti je tající sníh. Dále se dělí na nivální nížinný (řeky východní Evropy a severní Kanady), kde sníh taje díky rychlému oteplení na velkých plochách a je velmi rozkolísaný, a nivální horský, při kterém sníh taje postupně v závislosti na nadmořské výšce a je méně rozkolísaný než niválně nížinný (řeky Skandinávského poloostrova a podhůří Alp) (Zeiringer a kol. 2018).



Obrázek 1 Jednoduché hydrologické režimy. Vlevo nahoře: glaciální, řeka Ötztaler Ache; vpravo nahoře: nivální, řeka Mur; vlevo dole: pluvialní, řeka Stiefing; vpravo dole: tropický, řeka Niger. Měsíční odtoky jsou vyznačeny jako podíl na celkovém ročním odtoku. Zdroj: Zeiringer a kol. 2018

Řeky protékající různými prostředními a různými klimatickými oblastmi tvoří komplexní odtokové režimy:

- Niválně-pluviální – neboli sněhovo-dešťový, kde se vyskytují dvě maxima – na jaře a na podzim. Nejnižší průtoky se vyskytují v říjnu a v lednu (řeky Pyrenejí) (Netopil 1972; Zeiringer a kol. 2018).
- Pluvio-nivální – neboli dešťovo-sněhový, jehož odtok tvoří hlavně dešťové srážky projevující se na podzim, ale i v době jarního tání. Řeky mají obecně malé výkyvy vodnosti (řeky střední a jižní Evropy a Apalačského pohoří) (Netopil 1972; Zeiringer a kol. 2018).

Na území Česka se na odtoku podílejí jak dešťové srážky, tak tání sněhu a vyskytují se tady tak pluvio-nivální režim a ve výškách nad 800 m n. m. niválně-pluviální. Například skandinávské řeky jsou díky kombinaci několika režimů (niválně horský, pluvio-nivální, niválně-pluviální a glaciálně horský) velmi vodné po celý rok (Netopil 1972).

Povodí v horských oblastech jsou velmi specifická území, jejichž odtok je ovlivňován sněhovými srážkami. Akumulace sněhu a jeho následné tání jsou dva nejvíce zasahující procesy podílející se na jarním odtoku z tání, který v horských povodích představuje hlavní hydrologickou událost (Jost a kol. 2007). Základní proměnnou při kvantifikaci tání sněhové pokrývky s využitím modelu odtoku ze sněhu je teplota vzduchu (Jain, Goswami, Saraf 2010). Intenzita a načasování jarního tání je dáno prostorovou variabilitou rychlosti tání a vodní hodnotou sněhu (Jost a kol. 2007). I pro nížinné oblasti jsou sněhové srážky důležitým zdrojem zásoby vody (Viviroli a kol. 2007) a voda ze sněhového tání tvoří důležitý příspěvek k odtoku a půdní vlhkosti pro letní období (Kampf a kol. 2015). Existence sněhových zásob vede k časovému zpoždění mezi srážkami a odtokem a v sezónně suchých oblastech půda umožňuje skladování vody ze zimních srážek pro potřeby letní vegetace (McNamara a kol. 2011). Kromě sněhových srážek se ve velké míře na zásobě vody podílí podzemní voda. Nicméně role sněhu jako dočasného úložiště vody a jeho vliv na doplňování zdrojů podzemní vody hraje důležitou roli v předalpských a alpských povodích (Staudinger a kol. 2017).

2.1.1 | Fyzicko-geografické vlivy na horský odtok

Průměrný roční specifický odtok v horském prostředí je obecně vyšší než v povodích nižších nadmořských výšek ve stejném klimatickém regionu. To se děje především díky vyšším srážkovým úhrnům způsobenými orografii a nižší evapotranspirací, která je dána obecně nižšími teplotami vzduchu. Dále je hydrologický režim takových prostředí silně

ovlivňován akumulací vody v podobě sněhu a ledu a souvisejícího procesu tání (Horton a kol. 2006).

Výskyt sněhové pokrývky je značně ovlivněn topografií – nadmořskou výškou, sklonem svahu a expozicí, která může značně ovlivňovat energetickou výměnu. Jelikož velké množství povodí se značným zastoupením sněhové pokrývky jsou horského typu, je důležité vliv topografie vzít v potaz (DeWalle, Rango 2008). Expozice vůči světovým stranám je důležitá i z hlediska vlivu na množství spadlých srážek. Na návětrných stranách hor jsou svahy vystavené proudění vlhkých vzdušných hmot načež jsou pozorovány vyšší srážkové úhrny (Kemel 1996).

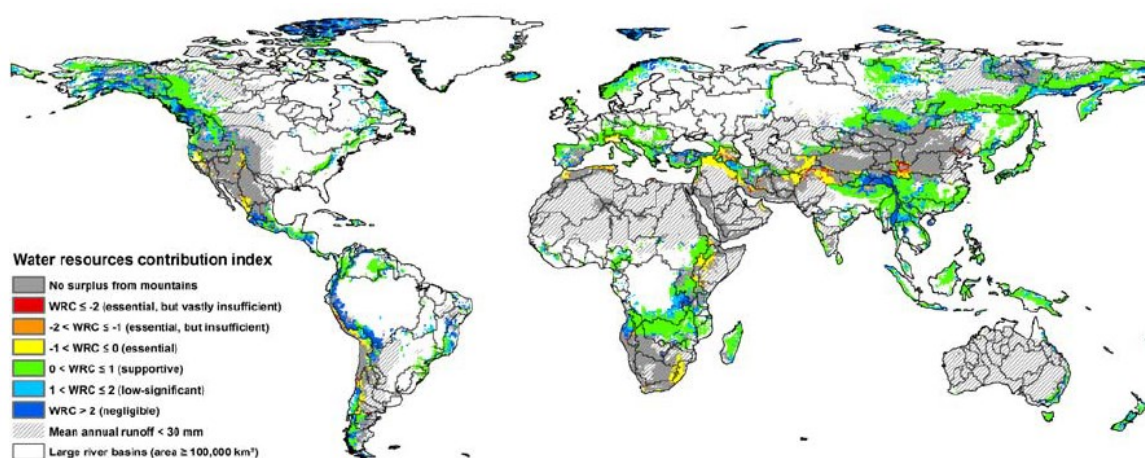
Roční podíl sněhových srážek obecně roste se zvyšující se nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou. Typicky malý výkyv teploty (hodnoty oscilující kolem 0 °C) vzduchu, určující, zda srážka spadne jako déšť nebo sníh, může mít velký vliv na přilehlé ekosystémy. V místech výskytu trvalé nebo sezónní sněhové pokrývky sníh ovlivňuje všechny aspekty kryosféry a další environmentální proměnné, stejně jako socio ekonomické chování obyvatelstva, jako například zdroj obživy a pohyb obyvatelstva (za prací) (Seibert a kol. 2015).

Ačkoliv se může zdát, že má nadmořská výška vliv na dobu tání sněhu, výzkum Parajky a kol. (2019) poukazuje na to, že statisticky zde není prokázán žádný vztah mezi průměrným trváním tání sněhu a nadmořskou výškou nebo velikostí povodí. Odtok z tajícího sněhu je tak spíše ovlivněn dalšími vlastnostmi prostředí jako pravděpodobně výška sněhu, struktura a množství vody ve sněhu na počátku tání, vegetační pokryv povodí a jeho vlastnosti a meteorologické podmínky. Například nadmořská výška lokální sněžné čáry během vrcholu odtoku z tání sněhu je typicky níže než průměrná nadmořská výška celého povodí (Parajka a kol. 2019).

2.1.2 | Hory jako zdroj vody

Hory jsou zdrojem vody pro více než 50 % světových toků (Beniston 2003). Viviroli a kol. (2007) ve svém výzkumu popsali, že 7 % celosvětových horských oblastí hraje nepostradatelnou roli zásobování vodních zdrojů. Dalších 37 % představuje důležitou podpůrnou roli, především v aridních a semiaridních oblastech, kde je vysoká zranitelnost vůči sezónním a regionálním nedostatkům vody. Tyto údaje se Viviroli a kol. (2007) pokusili kvantifikovat pomocí svého WRC indexu (water resources contribution index) a jeho následném zpracování ve světovém měřítku (*Obrázek 2*), který znázorňuje poměr dostupnosti vody v nížinách ku dostupnosti vody z horského prostředí. Zásadně důležité

horské regiony fungující jako zdroje vody se nacházejí na Středním východě, v jižní Africe, části Skalnatých hor a v Andách (Viviroli a kol. 2007) a na vodních zásobách ze zasněžených ledovců je závislá více než šestina světové populace (Bales a kol. 2006). Rozsáhlé oblasti s nerovnoměrným vysokohorským odtokem se vyskytují v semiaridních a aridních oblastech, jako například Etiopská vysočina, Dračí hory a Velké předělové pohoří, ale například i ve více humidních oblastech (Alpy). Naopak relativně nízké horské odtoky se vyskytují v rozsáhlých horských masivech jako je Himálaj a Skalnaté hory a to i v povodích se silně humidními podmínkami (povodí řeky Amazonky a Mississippi) (Viviroli a kol. 2007).

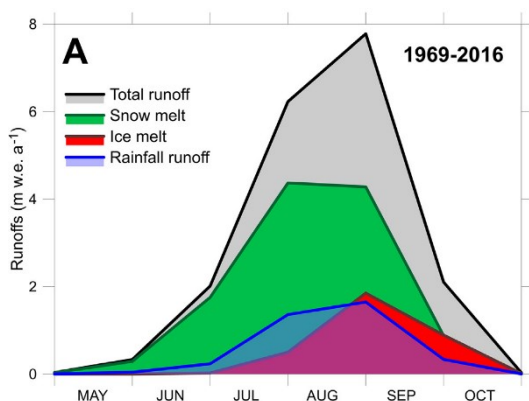


Obrázek 2 Světová mapa Water resources contribution indexu, který kvantifikuje přínos horského odtoku. Zdroj: Viviroli a kol. 2007

Kvůli vysoké heterogenitě hydrometeorologických podmínek horských oblastí se dají očekávat větší nejistoty v modelovaných procesech (Viviroli a kol. 2007), ale dle Jaina, Goswamiho a Sarafa (2010) lze očekávat, že zvyšování teploty vzduchu dál povede ke změně rozložení odtoku, který nastane v období tání dříve.

Horská povodí jsou značně rozmanitá prostředí a roli v jejich fungování hrají i jednotlivé regiony. Významným činitelem jsou ledovce, které v Evropě ovlivňují například alpské toky. Toky takových povodí mají maximální vodnosti v letním období, kdy na jiných tocích dosahují průtoky svých minim a díky tomu bývá zpravidla nejméně vodným měsícem únor (Kemel 1996). Naopak ale například v povodí indického ledovce Chhota Shigri se na odtocích, a celé hydrologické bilanci povodí, nejvíce podílejí akumulované zimní i letní sněhové srážky. Z Obrázku 3 lze vidět, že roztátý sníh se na celkovém ročním průměrném odtoku podílí nejvíce, ze 63 %, zatímco ledovec 17 % a dešťové srážky 20 % (v průběhu pozorovaného období 1969-2016) (Azam a kol. 2019). Ve své studii ze Švýcarských Alp Pellicciotti, Bauder a Parola (2010) popisují, že vysoce zaledněná povodí vykazují statisticky

pozitivní trendy celkových ročních průtoků, které jsou způsobeny zvyšujícími se jarními a letními průtoky. Na všech monitorovaných stanicích také zaznamenali vzestup průměrných, minimálních i maximálních teplot vzduchu v rozmezí let 1974-2004 (Pellicciotti, Bauder, Parola 2010) a to kvůli celosvětovému úbytku ledovcových zásob, které dále budou významně klesat. V nejhroších prognózách až o 55-85 % v následujících 80 letech (IPCC 2014).



Obrázek 3 Průměrné měsíční hydrogramy (květen až říjen) celkového odtoku různých hydrologických složek (tání sněhu, tání ledovce, dešťové srážky) pro období 1969-2016. Zdroj: Azam a kol. 2019

Zaznamenán byl i trend poklesu podílů pevných srážek ve prospěch kapalných a posun od sněhových srážek k dešťovým (MacDonald a kol. 2012; IPCC 2014; Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Sproles, Roth, Nolin 2017).

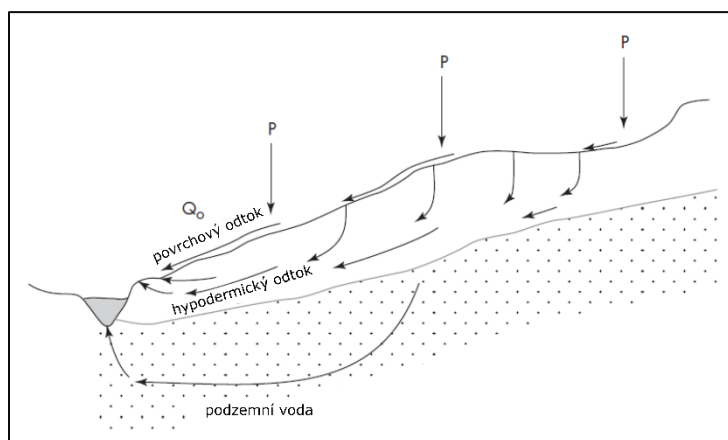
Ze studie Jeníčka a Ledvinky (2020), která modelově zkoumala podíl sněhových srážek na odtok v českých horských pohořích na základě dat přibližně 35leté dlouhé časové řady, vyplývá, že průměrně 26 % celkového odtoku pochází z roztátého sněhu.

Povodí s dlouhodobě vysokými podíly sněhových srážek jsou charakterizována prokazatelně vyššími dlouhodobými průměrnými průtoky než povodí s malými nebo žádnými sněhovými srážkami (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Odtok z horských oblastí je důležitý i z hlediska produkce vodní energie, jako například v Pyrenejích, kde je tok horského potoka Bassiès, nacházející se na jihu Francie u hranic se Španělskem a Andorrou, odváděn k francouzské vodní elektrárně (Szczypta a kol. 2014).

2.1.3 | Mechanismus odtoku ze sněhu

Jak již bylo zmíněno v kapitole 2.1, odtok obecně je pohyb vodní masy. Přičemž odtok ze sněhového tání je typicky celkem jemný proces se stabilním prouděním vody, která má možnost prosakovat do nižších vrstev (Earman, Dettinger 2011). Z Obrázku 4 lze vidět, že srážky (P) dopadající na povrch (ať už dešťové nebo sněhové) jsou do říční sítě odváděny povrchoým odtokem (Q_0), hypodermickým odtokem (probíhajícím v půdě) a podzemní vodou (podzemním odtokem). Povrchový odtok je ten, který proudí po povrchu země než

dorazí do vodního toku. Lehce pod povrchem se nachází hypodermický odtok, který probíhá v nesaturované zóně. Hluběji v saturované zóně už probíhá základní odtok (podzemní voda) a všechny tyto tři složky odtoku se podílí na zásobování vodního toku (Davie 2008).



Obrázek 4 Proces odtoku ze svahu. Zdroj: Davie 2008, upraveno

Pro odtok ze sněhu je klíčový proces přísunu tepla z prostředí do sněhové pokrývky. Energetická výměna mezi sněhovou pokrývkou a prostředím určuje míru ztráty vody sněhové pokrývky díky tání a evapotranspiraci nebo sublimaci. Energetická výměna probíhá primárně na povrchu sněhové pokrývky skrz výměnu krátkovlnné a dlouhovlnné radiace a turbulentního nebo konvektivního přenosu latentního tepla díky výměně páry a senzitivního tepla způsobeným rozdílnými teplotami vzduchu a sněhu. Dále mohou vstupovat dešťové srážky spadlé na zamrzlou sněhovou pokrývku, které ji předávají teplo. Pokud ani to není dostatečné k zahřátí sněhu na 0 °C, pak dešťová voda znovu zamrzá a uvolňuje latentní teplo. Vysoká vlhkost vzduchu spojená s dešťovými srážkami může způsobovat kondenzaci nebo sublimaci na sněhové pokrývce, což může dodávat značnou energii. Metamorfóza uvnitř sněhové pokrývky je důležitá, protože může vést ke změnám tepelné konduktivity a kapalné propustnosti, jež ovlivňují rozpočet energie sněhové pokrývky a uvolnění vody z tání (DeWalle, Rango 2008).

K dalším faktorům ovlivňující sněhový odtok se řadí vlastnosti terénu. Odtok bývá v horském prostředí, více než sklonitostí a vertikální a horizontální členitostí, ovlivňován drsností povrchu svahů. Svahy, které mají hladký povrch bez výraznějších depresí podléhají vysokému povrchovému odtoku (Netopil 1984). Sněhové tání se obvykle vyskytuje ještě při chladných teplotách, kdy je vegetace relativně neaktivní a nároky na transpiraci jsou tedy malé (Earman, Dettinger 2011).

Při odtoku, v tomto případě i toho sněhového, lze pomocí stabilních izotopů kyslíku (^{18}O) a vodíku (^2H) rozlišovat, jaké složky se na něm podílí – jestli je to samotný tající sníh

nebo podzemní voda. Rozdělení těchto složek lze provádět pomocí separace hydrogramu, kdy se zkoumá obsah izotopů v událostní vodě (srážky či tající sníh) na základě známého obsahu izotopů ve vodě před srážkovou událostí (tzv. předudálostní voda). Touto metodou zkoumali složení McNamara, Kane a Hinzman (1997). Na základě stabilního environmentálního stopovače izotopu kyslíku ^{18}O , který má jiné hodnoty ve srážkové vodě, v podzemní vodě a ve vodě z tajícího sněhu, vypracovali analýzu arktického povodí na severu Aljašky. V tomto prostředí, na rozdíl od nearktického prostředí, kde jsou odtoky při srážkách dotovány starou podzemní vodou, jsou odtoky v průběhu období tajícího sněhu (na jaře) dotovány převážně právě touto čerstvou vodou a pouze minimálním podílem staré podzemní vody. Letní odtok je obecně více dotován starší vodou z podzemí rozmrazováním povrchové vrstvy půdy (McNamara, Kane, Hinzman 1997).

Mechanismus odtoku ovlivňuje i prostředí, ze kterého odtéká. Takovýmto limitujícím prostředím může být například permafrost. Několik faktorů odlišuje charakteristiky odtoků v oblastech permafrostu od teplejších regionů. Především fakt, že tání sněhu je velká hydrologická událost, která často tvoří až polovinu hodnot odpovídajícím ročním srážkovým úhrnům. Permafrost také zabraňuje vsakování v hlubších vrstvách a voda tedy zůstává při povrchu (Carey, Quinton 2004). Vliv permafrostu na odtok je vysoce závislý na jeho množství v povodí. Například ve zkoumaném území, Arktidy a Tibetské náhorní plošiny, byla zjištěna pozitivní korelace mezi roční změnou odtoku a pokrytím permafrostem (Song a kol. 2020). V budoucnu se však role permafrostu, kvůli jeho degradaci díky klimatické změně, bude značně měnit a s ní i jeho role při odtoku (Gao a kol. 2016).

V podmínkách sibiřských povodí (Ob, Jenisej, Lena) byla zkoumána rozloha sněhové pokrývky za účelem zjištění reakce odtoků ze sněhu na onu sněhovou pokrývku. Výzkum byl prováděn na základě dat z dálkového průzkumu mezi lety 1966-1996 na týdenní bázi. Cílem bylo kvantifikovat sezónní cykly a změny rozlohy sněhové pokrývky a říční sítě. Kromě toho se studie věnuje výzkumu a porovnávání průměrných týdenních průtoků s rozlohou týdenní sněhové pokrývky. Výsledky prokázaly silnou korelaci změn říčních průtoků se změnami v rozloze sněhové pokrývky – minimální průtoky v přítomnosti rozsáhlé sněhové pokrývky a zvyšování průtoků v období poklesu rozsahu sněhové pokrývky způsobenou táním (Yang a kol. 2003).

Zajímavý jev se vyskytuje v Japonsku. V povodí řeky Takiya je zhruba do poloviny března teplota vody vyšší než teplota vzduchu, v rozmezí 5-7 °C. Tento fenomén pokračuje i poté co začne odtok z roztátého sněhu. Pravděpodobně se tak děje proto, že voda

z roztátého sněhu je zahřívána teplem z půdy, do které vstupuje a pohybuje se jí jako podpovrchový odtok (Whitaker, Sugiyama, Hayakawa 2008).

2.2 | Dosavadní poznatky o změnách odtoku z horských povodí

2.2.1 | Klimatická změna, její historický, současný a budoucí vývoj

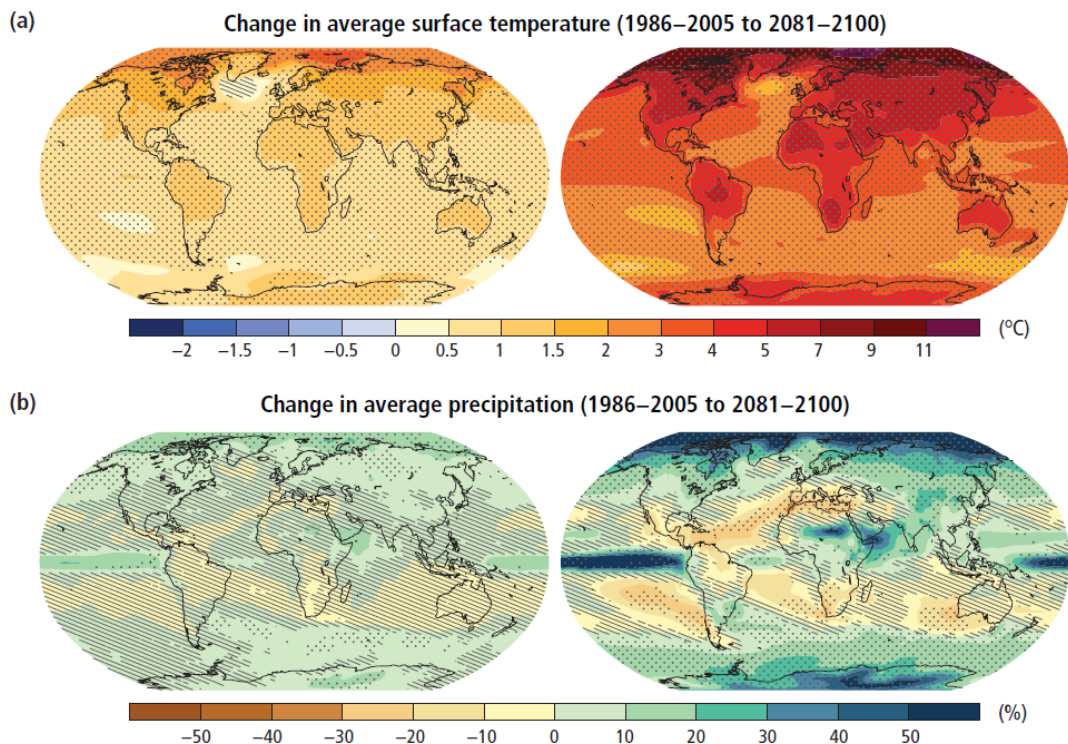
Oteplování klimatu je nezpochybnitelný fakt a od roku 1950 jsou pozorovány bezprecedentní změny v rámci desetiletí až tisíciletí (IPCC 2014). Období od roku 1983 do roku 2012 bylo pravděpodobně nejteplejší 30leté období na severní polokouli posledních 1400 let (IPCC 2014). Globální průměr zobrazuje lineární trend zvyšování teploty o 0,85 °C mezi lety 1880 a 2012 (IPCC 2014). Celkově se průměrná globální roční teplota mezi dvěma referenčními obdobími, 1850-1900 a 2003-2012, zvýšila o 0,78 °C (IPCC 2014). Dle Crowleyho (2000) za zvyšování teploty ve 20. století může přirozená proměnlivost jen z 25 %.

Přestože ve vyspělých státech je téma klimatické změny již bráno velmi vážně, obavy o vodní zdroje a horské oblasti je třeba soustředit na více národní a mezinárodní podporu (Viviroli a kol. 2011). V českých podmínkách byl mezi lety 1961-2005 také zaznamenán stoupající lineární trend na více klimatických ukazatelích (průměrná denní teplota vzduchu, maximální a minimální teplota, denní amplituda teploty a počet hodin slunečního svitu) (Brázdil a kol. 2009). Ačkoli změny v celkových srážkových úhrnech pozorovány nebyly, srážky během roku byly rozloženy pravidelněji (dle Makhamova indexu) (Brázdil a kol. 2009).

Dle modelů prezentovaných ve zprávě IPCC 2014, zobrazených na *Obrázku 5(a)*, se oproti světovému průměru bude nejvíce zvyšovat teplota v arktické oblasti a obecně se bude teplota zvyšovat více na pevnině než na volném oceánu. Podle *Obrázku 5(b)* lze předpokládat, že průměrné srážkové úhrny budou pravděpodobně klesat v subtropických regionech, zatímco ve středních a vysokých zeměpisných šířkách budou pravděpodobně narůstat. Ve vyšších zeměpisných šířkách lze i očekávat, že se u srážek bude měnit jejich rozložení a skupenství ve prospěch kapalného. Na základě několika modelů se bude teplota pravděpodobně zvedat v průměru o 1-2 °C mezi lety 2046-2065 a o další 1-3,7 °C mezi lety 2081-2100 (IPCC 2014).

Kvůli vysokému albedu zažívají severské oblasti vysokých zeměpisných šířek daleko rychlejší tempo oteplování než jiné regiony světa, kde například v Norsku průměrné teploty vzrůstají od 90. let 20. století. Rok 2014 byl zatím nejteplejším rokem vůbec, s teplotou o 2,2 °C vyšší než je normál (z let 1961-1990) (k roku 2017) (Rizzi a kol. 2017).

Během příštích desetiletí se budou díky klimatické změně a nárůstu populace prohlubovat nedostatky vodních zdrojů kvůli změně odtoku z hor a zvyšováním nároků na produkci potravin (Messerli, Viviroli, Weingartner 2004). Projekce globálního oteplování pro 21. století daleko předčívají přirozenou proměnlivost pozorovanou v posledních 1000 letech a je daleko větší než nejlepší odhady globálních změn teplot posledního doby meziledové (Crowley 2000).



Obrázek 5 Modelované změny klimatu pro období 2081-2100 na základě referenčního období z let 1986-2005. (a) Modelovaná změna průměrné povrchové teploty v období 2081-2100 dle scénáře RCP2.6 (vlevo) a modelovaná změna pro období 2081-2100 dle scénáře RCP8.5 (vpravo). (b) Modelovaná změna průměrných ročních úhrnů srážek v období 2081-2100 dle scénáře RCP2.6 (vlevo) a modelovaná změna pro období 2081-2100 dle scénáře RCP8.5 (vpravo). Šrafy a tečky popisují statistickou významnost. Zdroj: IPCC 2014, upraveno.

2.2.2 | Změny sněhové pokrývky v horských oblastech

Míra oteplování se zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, horské oblasti jsou tedy vystavovány rychlejšími změnám teplot než nížinné oblasti (Mountain Research Initiative EDW Working Group 2015). Na severní polokouli se od poloviny 20. století (1967-2012) znatelně zmenšuje zásoba jarní sněhové pokrývky, a to v průměru o 1,6 % za 10 let (pro březen a duben) (IPCC 2014). Červnový pokles činí dokonce 11,7 % za 10 let (IPCC 2014). Dle zprávy IPCC za rok 2014 je pravděpodobné, že změny v zásobách sněhové pokrývky podléhají antropogenním vlivům a následný dominový efekt ovlivňuje více složek kryosféry. Dle nejhoršího scénáře by mohl být úbytek sněhové pokrývky do konce 21. století až 25 %. Dle nejmírnějšího scénáře by to mohlo být „pouhých“ 7 % (IPCC 2014). Nicméně určit tempo globálního oteplování v horských oblastech je nesmírně složité, jelikož jsou tato území ovlivňována mnoha faktory (Mountain Research Initiative EDW Working Group 2015).

Klimatická změna ovlivňuje všechny přírodní složky. Nejinak tomu je i v případě horského prostředí, kde se podílí na změně skupenství srážek a jejich roční rozložení. Globální oteplování totiž přímo ovlivňuje srážky – zvyšující se teplo vede k větší evapotranspiraci a k následnému vysychání povrchu a dalšímu zvyšování intenzity a trvání sucha (Trenberth 2011).

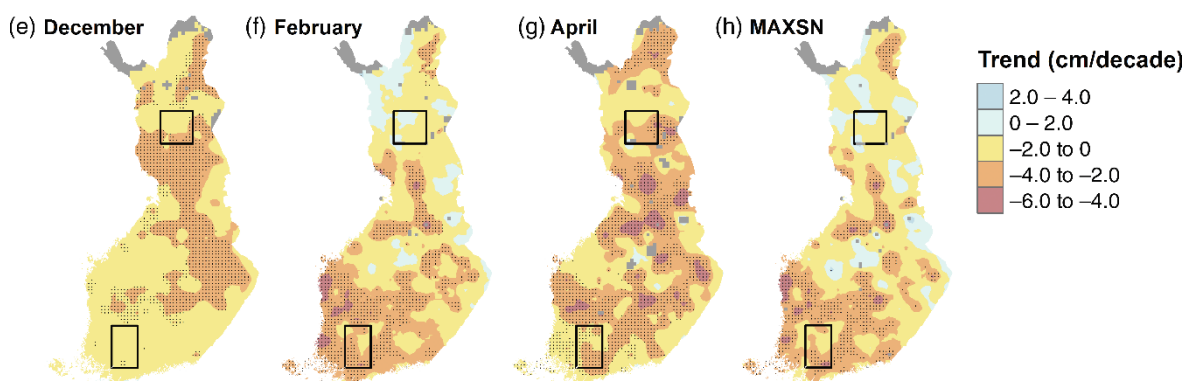
Česko

V Českých podmínkách, přibližně od poloviny 20. století do roku 2014, byl zaznamenán trend dřívějšího tání sněhové pokrývky. Největší změna byla zaznamenána ve vyšších nadmořských výškách – v nížinách tyto změny nebyly tak patrné. Srážky navíc padaly více jako déšť, než jako sníh (Potopová a kol. 2016). Blahušiaková a kol. (2020) zjistili, že největší poklesy výšky sněhové pokrývky (a maximální výšky sněhové pokrývky) se týkají povodí nadmořských výšek okolo 1100-1200 m n. m. Sněhová pokrývky v těchto povodích je značně ovlivněna změnami teplot vzduchu, které následně způsobují pokles podílu sněhových srážek (Blahušiaková a kol. 2020).

Evropa

Ve východní Evropě, konkrétně na stanicích v Litvě, na Ukrajině a v Rusku, byl zaznamenán v průběhu 20. století pokles výšky sněhové pokrývky (Bednorz, Kossowski 2004), stejně jako na jihu Polska, kde byl silný klesající trend mezi lety 1961-1990 (Falarz 2002). Zjištěné změny ve výšce sněhové pokrývky jsou spojené se změnami zimních teplot, u kterých byl zaznamenán nárůst v oblastech středních zeměpisných šířek (Bednorz, Kossowski 2004). Ve Finsku byl na téměř polovině území země mezi lety 1961 a 2014

pozorován klesající trend výšky sněhové pokrývky na jaře (*Obrázek 6*), ačkoliv podíl pevných (sněhových) srážek v zimních měsících vzrůstal. Celkově byly meziroční rozdíly sněhových proměnných významnější na jihu země (Luomaranta, Aalto, Jylhä 2019). Ve studii Teulinga a kol. (2010) se zmiňují, jak je pro hydrologický cyklus v povodí důležitá a jak ovlivňuje tok evapotranspirace, jelikož v jimi zkoumaném švýcarském povodí se na změnách v toku podílela z 21 %.



Obrázek 6 Měsíční průměrný trend změny výšky sněhové pokrývky ve Finsku během prosince (e), února (f) a dubna (g) a trend změny maximální výšky sněhové pokrývky (h) mezi lety 1961-2014. Trend je udáván v centimetrech za 10 let. Tečkované jsou statisticky významné hodnoty ($p < 0,05$). Šedá značí území s největšími nejistotami. Čtverečky označují jižní Finsko a severní Finsko. Zdroj: Luomaranta, Aalto, Jylhä 2019.

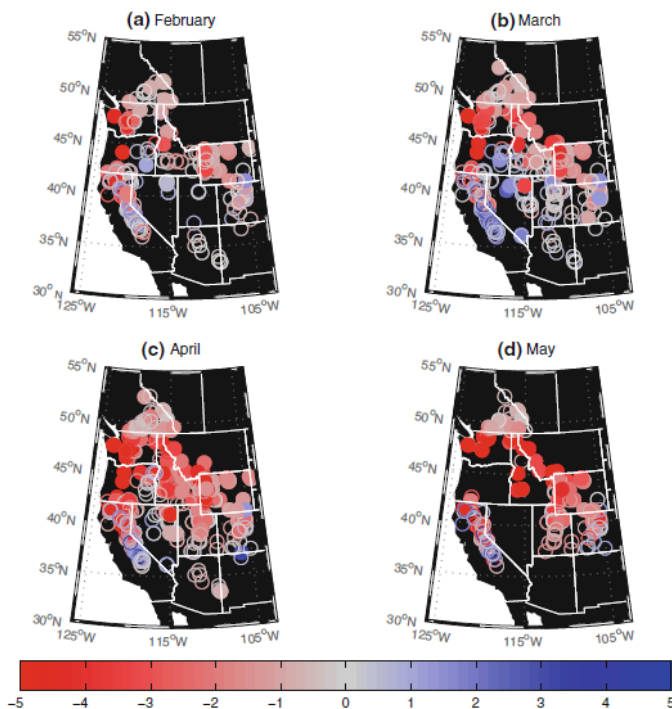
V Norsku se během let 1961-2010 znatelně snížila plocha území pokrytého sněhovou pokrývkou, a to především na konci zimního období. Pokles v obsahu plochy pokryté sněhem mezi obdobími 1961-1990 a 1981-2010 činila 6 % (20000 km²), převážně se jednalo o území severně od 63. rovnoběžky. S tím byl také, kromě vysokých nadmořských výšek, zaznamenán pokles vodní hodnoty sněhu (Rizzi a kol. 2017). Naopak ve Švýcarských Alpách, kde zkoumaná doba činila léta 1931-1999, průměrná výška sněhové pokrývky, dny nepřetržité sněhové pokrývky a počet dnů sněžení postupně vykazovala narůstající trend až do začátku 80. let 20. století. Nicméně poté nastal zlom a statisticky významný pokles až do konce století. Tento trend se týkal spíše středních a nižších nadmořských výšek, ve vysokých nadmořských výškách se vyskytovali pouze menší výkyvy (Latenser, Schneebeli 2003). V rumunských podmínkách byl mezi lety 1961-2010 zaznamenán klesající trend průměrné výšky sněhu a počtu dnů trvající sněhové pokrývky o 29 %, respektive 19 %. Tento pokles se nejvíce projevil ve Vnitřních Karpatech a v severovýchodním Rumunsku, kde počet dnů sněžení klesl na 82 % území (Birsan, Dumitrescu 2014).

Severní Amerika

Berghuijs, Woods a Hrachowitz (2014) zjistili, že na územích povodí Spojených států amerických, ve kterých je vysoký podíl sněhových srážek, se s nárůstem teploty o 2,4 °C mezi lety 1948-2001 snížil podíl pevných sněhových srážek o 40 %. K výsledku, že

podíl pevných srážek ku kapalným klesá došli i Knowles, Dettinger a Cayan (2006). Další pozorování v pohořích Severní Ameriky zdokumentovaly pokles vodní hodnoty sněhu, týkající se pohoří v americkém státě Colorado, a jeho dřívějšího tání (Harpold a kol. 2012). Povodí ve vybraných pohořích amerického státu Colorado, nacházející se ve výškách 1859-3179 m n. m., jsou silně vystavována klimatickým změnám a úbytku sněhu. Během 30leté časové řady (1978-2007) zde byl zjištěn úbytek vodní hodnoty sněhu přibližně o 4 cm za 10 let a dřívější nástup jarního tání o 4,8 dnů za 10 let. V této studii bylo využito lineární regrese a regionálního Kendallova testu (RKT), přičemž RKT byl daleko silnější než lineární regrese. Především proto, že RKT shlukuje geografické blízké regiony (Clow 2010).

Změny vodní hodnoty sněhu na západě Spojených států amerických za období 1950-2008 ilustruje *Obrázek 7*, kde je od pohledu znatelný úbytek (převládající zastoupení červené barvy).



Obrázek 7 Trendy měsíčních vodních hodnot sněhu západu Spojených států amerických během února až května v letech 1950-2008. Trendy jsou popsány změnou v centimetrech za 10 let. Pro únor je k dispozici 269 stanic, pro březen 358, pro duben 447 a pro květen 228. Statisticky významné hodnoty stanic jsou vyplněné tečky ($p < 0,05$). Statisticky nevýznamné hodnoty stanic jsou prázdné tečky. Zdroj: Kapnick a Hall 2012.

Následnými dopady na sociální, ekonomické a environmentální aspekty se zabývají Dierauer, Allen a Whitfield (2019), kteří zjistili, že přibližně 3 % objemu sněhových (neledovcových) zásob na západě USA a jihozápadě Kanady je vysoce citlivých na sněhové sucho. V horských prostředích Severní Ameriky je jedním z nejdůležitějších úkolů sněhové pokrývky, která je tam klíčovou složkou hydrologického cyklu, uchovávání zásob vody ze zimy, kdy v horských oblastech padá nejvíce srážek. Následně probíhá uvolnění vodních zásob na jaře a v létě, kdy si to žádají environmentální a ekonomické potřeby území

západních států USA (Dierauer, Allen, Whitfield 2019). Sníh je pro povodí západních států USA, především Washingtonu, Oregonu a Kalifornie, klíčovou složkou vodních zásob. Jejich zranitelnost vůči klimatickým změnám a změnám zásob jarní sněhové pokrývky je tak poměrně značná. Mezi lety 1930 a 1950 byl zaznamenán nárůst vodní hodnoty sněhu na většině území díky nárůstu srážkových úhrnů, ale od roku 1950 byly srážky značně nedostačující na územích s mírnými zimními teplotami (Mote a kol. 2005). Ačkoli jsou různé studie limitované územím Spojených států amerických, může se zdát, že poznatky nemohou být zobecnitelné. Ale vzhledem k fyzicko-geografické a klimatické diverzitě a množstvím zkoumaných povodí lze předpokládat, že toky mohou být sněhem takto ovlivňovány i v jiných regionech (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014).

2.2.3 | Změny odtoku z horských povodí

Tání sněhu doplňuje zásoby podzemní vody a poskytuje tak ekosystémům dostatečný a udržitelný přísun vody během období nejnižších průtoků (Dierauer, Whitfield, Allen 2018).

Změny v množství srážek ovlivňují objem odtoku (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005) a se stoupající teplotou vzduchu se zvyšuje pravděpodobnost srážek padajících jako déšť než jako sníh, a to především v jarním a podzimním období (na začátku a na konci sněhové sezóny) a v místech s teplotou blízkou bodu mrazu (Trenberth 2011). Změna skupenství srážek se projevuje i na citlivých místech jako je Arktida. Pokles sněhových zásob je zde téměř zcela zaviněn změnou srážek ze sněhových, jejichž podíl se díky oteplování snižuje, na dešťové a ne obecně celkovým úbytkem srážek (Screen, Simmonds 2012). Tyto změny teplot vzduchu ovšem ovlivňují i načasování odtoku. Zvyšující se teploty vedou k dřívějšímu odtoku na jaře nebo v zimě a redukuje objem odtoků v létě a na podzim (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005).

Evropa

V povodích střední Evropy byl dokázán značný posun v sezonalitě odtoků, který se shoduje s načasováním teploty vzduchu způsobující dřívější tání sněhu, následovano poklesem jarních odtoků a prodloužení období minimálních odtoků (Langhammer, Bernsteinová 2020). Autoři k tomuto závěru došli na základě zkoumání časových řad denních průtoků 8 českých povodí v letech 1952-2018 za pomoci Mann-Kendallova testu, pomocí kterého analyzovali nejprve celou časovou řadu jako celek (1952-2018) a následně, pro potřeby porovnání vývoje trendů, řadu rozdělili na dvě období podle zlomových teplotních hodnot (1952-1988 a 1989-2018) (Obrázek 8). Výsledky Mann-Kendallova testu

se opírají i o vyhodnocení Senovy směrnice přímky zdůrazňující sílu změn. Výzkum Langhammera a Bernsteinové (2020), spolu s výzkumem Blahušiakové a kol. (2020), je pro tuto práci zásadní, neboť zkoumá několik totožných povodí – Vydra, Mumlava a Čeladenka, respektive Mumlava a Vydra, stejnou metodou (Mann-Kendall test) a bude později sloužit k porovnání a zhodnocení výsledků.

	1952–2018								1952–1988								1989–2018							
	BLA	VYD	MUM	UPA	BRA	ZDO	VS	CEL	BLA	VYD	MUM	UPA	BRA	ZDO	VS	CEL	BLA	VYD	MUM	UPA	BRA	ZDO	VS	CEL
November	↓	-	↑	↑	↑	-	↓	↑	↓	-	↓	↑	↑	↑	-	↑	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
December	-	-	↑	↑	↑	-	↓	↑	↓	-	↓	↑	↑	↑	-	↑	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
January	↑	-	↑	↑	↑	-	↓	↑	↓	-	↓	↑	↑	↑	-	↑	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
February	-	↓	↑	-	↑	↑	↓	↑	↓	-	↓	↑	↑	↑	-	↓	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
March	-	-	↑	↑	↑	-	↓	↑	↓	-	↓	↑	↑	↑	-	↓	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
April	↓	↑	↑	↑	-	↓	↓	-	↑	-	↓	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
May	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	-	-	-	↑	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
June	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	-	-	-	↑	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
July	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	-	-	-	↑	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
August	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	-	-	-	↑	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
September	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	-	-	-	↑	↑	↑	-	↑	-	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑
October	↓	-	-	-	↓	↓	↓	-	↑	-	↓	↑	↑	↑	-	↑	-	-	↓	↑	↓	-	↓	↑

Obrázek 8 Orientace a významnost trendů vypočítané sezonalitu za pomoci Mann-Kendallového testu. Modrá reprezentuje nárůst průtoku; červená reprezentuje pokles průtoků. Statisticky významné hodnoty ($p < 0,05$) jsou vyznačeny tučně. Pomlčky vyznačují statisticky nevýznamné hodnoty (<10 %). Zdroj: Langhammer a Bernsteinová 2020

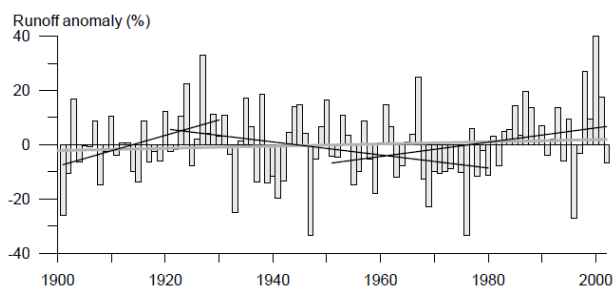
Jak ukázal výzkum Blahušiakové a kol. (2020), byla zaznamenána narůstající teplota vzduchu, pokles podílu sněhových srážek a výšky sněhu. Díky dřívějšímu tání sněhu, zejména v nadmořských výškách mezi 1000 a 1500 m n. m., mají tyto faktory za následek zvýšený zimní odtok a snížený jarní odtok (Blahušiaková a kol. 2020). Roční podíl sněhových srážek má značný vliv na průměrné roční průtoky, v závislosti na množství srážek. Toto zjištění indikuje, že změna ve skupenství srážek, od sněhových k dešťovým, značně snižuje průměrný průtok (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014).

Jeníček a kol. (2016) studovali ve Švýcarsku 14 alpských a předalpských povodí pomocí Spearmanova testu pořadové korelace a dvojrozměrné lineární regrese. Výsledky výzkumu indikovaly průměrný pokles vodní hodnoty sněhu o 10 % způsobující pokles minimálních průtoků o 6-9 % v povodích položených výše než 2000 m n. m. (tento jev byl v menší míře pozorován ve středních a nízkých nadmořských výškách). V některých případech redukce vodní hodnoty sněhu znamenala i dřívější období minimálních průtoků (Jeníček a kol. 2016). V horských povodích střední Evropy byl i zaznamenán nárůst baseflow indexu (poměr základního odtoku ku celkovému odtoku), který by jinak měl mít v dlouhodobém měřítku stabilní hodnoty (Langhammer, Bernsteinová 2020).

Hodnocením změny odtoku v důsledku klimatické změny se věnuje ve svém výzkumu i německý hydrolog Helge Bormann (2010), který ke kvantifikaci změn v odtocích v důsledku klimatické změny využívá měsíčního Pardého koeficient udávající poměr mezi průměrným měsíčním odtokem a průměrným ročním odtokem. Výzkum prováděl na pěti

německých řekách – Dunaj, Labe, Emže, Rýn a Vezera – za pomoci dat z 60leté časové řady. Pro zkoumání časových odtokových změn způsobených klimatickou změnou posloužily dvě 30leté časové řady. Výsledky studie prokázaly, že se od počátku sledování, navzdory probíhajícím environmentálním změnám, odtokové režimy německých řek, ve smyslu způsobu jejich zásobovacích mechanismů, příliš nezměnily. Změnily se ale charakteristiky režimů, jako například amplitudy a načasování extrémních událostí. V regionech, kde se na odtocích podílí tání sněhu se sezónní variabilita zvyšuje a naopak se snižuje v oblastech, kde jsou hlavním zdrojem toků dešťové srážky (Bormann 2010).

Švédské studie z roku 2004 se věnuje nejdelšímu zkoumanému období. Lindström a Bergström (2004) analyzovali trendy odtoků v období 1807-2002, s tím, že největší důraz byl kladen na trendy změn ve 20. století (1901-2002). Ve 20. století vyčnívají 3 desetiletí – 20. léta, 80. léta a 90. léta (*Obrázek 9*), kdy odtok činil o 8 % více než průměr celé časové řady. Naopak 70. léta byla velmi suchá (odtok klesl o 9 %) a nárůst objemu odtoku se od roku 1970 zvyšoval (*Obrázek 9*). Z historických záznamů plyne, že ačkoli byly v 19. století teploty nižší, odtoky byl dokonce vyšší než v posledních desetiletích.



Obrázek 9 Anomálie odtoku 20 malých švédských neregulovaných povodí. Vyznačená je lineární regrese (statisticky významná na úrovni 95 %). Černé čáry značí lineární regresi pro vybraná časová období. Šedá čára značí lineární regresi pro celé sledované období (statisticky nevýznamná). Zdroj: Lindström a Bergström 2004.

Další z řady analýz hydrologických řad pomocí Mann-Kendallova testu je studie z Velké Británie. Hannaford a Marsh (2006) aplikovali trend test na celkem 97 povodí v rámci celého Spojeného království v období let 1973-2002 a na 34 povodí v období let 1963-2002. Na přelomu tisíciletí byla zaznamenána značná proměnlivost v průtocích řek celého Království, nicméně analyzovaná data říční sítě nenaznačují větší změny v ročních odtocích ani v minimálních odtocích – většina trendů odtokových minim nebyla statisticky významná a odtokové vzorce celého Království jsou charakterizovány jako stabilní, s menšími výkyvy. Jediný pozitivní trend byl zaznamenán ve Skotsku v případě ročních odtoků (*Obrázek 10*) (Hannaford, Marsh 2006). Je ale potřeba zmínit, že studie je limitovaná délkou časové řady a trendy tak nemusí podléhat dlouhodobé klimatické změně, ale pouze místním klimatickým výkyvům. V dnešním kontextu je limitním faktorem i stáří studie (16

let). V kontextu probíhající klimatické změny by mohla být zajímavá aktualizace této studie o posledních 16 let.



Obrázek 10 Výsledky trend testu celkového ročního odtoku pro období 1963-2002 na 34 stanicích Spojeného království. Velké plné tečky zobrazují statisticky významný ($p < 0,01$) pozitivní trend. Malé plné tečky zobrazují statisticky nevýznamný pozitivní trend. Malé nevyplněné tečky zobrazují statisticky nevýznamný negativní trend. Zdroj: Hannaford a Marsh 2006

V povodí španělských Pyrenejí se v druhé polovině 20. století vyskytuje významný trend poklesu jarních odtoků a síla zimního odtoku s časem klesala. Negativní vývoj zimních (únorových a březnových) srážek má důležité hydrologické následky. Jsou jimi nižší zimní odtoky, převážně na závěrových profilech odvodňující velká území pod 1600 m n. m. a nižší jarní odtoky způsobené menšími sněhovými zásobami ze zimy (López-Moreno, García-Ruiz 2004).

Severní Amerika

Na západě Severní Ameriky tvoří horská sněhová pokrývka zdroj pro zásobování nádrží pro zemědělské, obecní a průmyslové potřeby a udržuje letní průtoky. Na základě analýzy četnosti a závažnosti minulých epizod sněhových such bylo zjištěno, že tato území jsou na sněhové sucho velmi citlivá, což může mít ohromné sociální, ekonomické a environmentální dopady (Dierauer, Allen, Whitfield 2019).

Obrázek 11 Rozmístění kanadských měrných stanic, jejichž data byla využita k analýze. Zdroj: Burn, Sharif, Zhang 2010



Další z řady Mann-Kendallových trendů je kanadská studie Burna, Sharifa a Zhanga (2010). Ti analyzovali data 50letých, respektive 40letých časových řad z 50, respektive 68 měřicích stanic rozptýlených po celé Kanadě (Obrázek 11). Pro zkoumání 50leté časové řady byl počet stanic snižen na 50, jelikož v době výzkumu (2009) nebyly k dispozici data po roce 2001 v provincii Québec. Medián plochy povodí činil 2160 km². Na základě analýzy sezonality bylo zjištěno, že území pod vlivem sněhového režimu tíhnou k trendu dřívějších maximálních i minimálních průtoků. Den maximálního průtoku se v průměru vyskytuje během ledna až března. Celkově vykazují roční a jarní průtoky klesající trend. U minimálních průtoků se vyskytuje jak klesající, tak stoupající trendy (Burn, Sharif, Zhang 2010). Jelikož se v Kanadě vyskytuje tundra, ovlivňuje zde odtok i permafrost. Podpovrchový odtok je zde dominantním mechanismem odtoku vody do říční sítě (Quinton, Marsh 1999). Ke konci období sněhového tání je většina vody, která dosáhne říční sítě, vytlačena vodou, která v povodí přebývala před oním táním (Carey, Quinton 2004). I kdyby došlo k větší nebo stejné akumulaci sněhu dříve v zimním období, pokračující oteplování v březnu a dubnu by stejně pravděpodobně posunulo nástup sněhového tání dříve a redukovalo by pozdní tání sněhové pokrývky a letního odtoku z tání (Kapnick, Hall 2012).

V amerických podmínkách vznikla studie aljašských povodí, která za pomoci historických dat odtoků z let 1970-1986 a 1999-2015 porovnává tato dvě časová období. Povodí se nacházejí na aljašské arktické pobřežní pláni, což je region tundry na severním pobřeží Aljašky, respektive Severní Ameriky. Mezi obdobími let 1970-1986 a 1999-2015 byl zaznamenán nárůst ročního odtoku o několik desítek milimetrů za rok. Nejdřívější a nejsilnější odtoky se vyskytly až v posledních letech – 2014 a 2015. Tyto roky byly označeny jako velmi vodnaté na více povodích aljašské pláně. Naopak nejsuššími roky bylo období 2007-2008, kdy roční odtok činil pouhých 44-57 mm (Stuefer a kol. 2017).

I v sousedících Spojených státech amerických byl prokázán trend dřívějšího tání sněhu a dřívějších odtoků v západní části federace (Barnhart a kol. 2016; Harpold a kol. 2012). Hydrologické procesy jsou v horských oblastech západního pobřeží řízeny právě sněhem a rychlostí jeho tání, které je způsobeno nárůstem regionálních teplot vzduchu. Odtok je nejenom dřívější, ale také pomalejší a to vede k celkově nižší produkci odtoku v říční síti (Barnhart a kol. 2016).

Nový Zéland

Studie z Nového Zélandu monitorovala pomocí dat ze senzoru MODIS po 7 let (2000-2007) sněhovou pokrývku ve třech sousedících povodích. Východní svah střední části Jižních Alp postihlo v roce 2005 značné sucho, které bylo velmi zmírněno táním ledovce v povodí Pukaki. Je předpokládáno, že tání z ledovce, které bylo větší než je jeho normál, zachovalo roční odtok v rozmezí 17 % průměrné hodnoty, ačkoliv srážky klesly o 34 % (Sirguey a kol. 2009).

Arktida, Tibetská náhorní plošina a Himálaj

V posledních desetiletích se v oblasti Arktidy a Tibetské náhorní plošiny značně zvýšily celkové odtoky na územích úzce spjatými s permafrostem. Při nárůstu pokrytí permafrostem vzrůstal s celkovým odtokem pozitivní lineární trend odtoků. Tento jev byl popsán v povodích Arktidy a Tibetské náhorní plošiny zkoumaných Songem a kol. (2020).

Singha a Bengtsson (2004) se ve své studii zabývali dostupností vody a její citlivostí na klimatickou změnu v povodí velké řeky Satluj na západě Himálají, které je v zimě z přibližně 65 % pokryto sněhem. Řeka je dotovaná deštěm a odtokem ze sněhového a ledovcového tání. Za pomoci konceptuálního modelu sněhového tání (SNOWMOD), jehož základními vstupními hodnotami jsou teplota vzduchu, dešťové srážky a zasněžená plocha, zde byl prokázán dopad klimatické změny na dostupnost na sezónní bázi spíše než na roční. Pro zkoumané povodí je typickým znakem redukce tání v nižších polohách způsobená poklesem množství sněhové pokrývky a zkrácováním letní sezóny tání, a naopak vzestup tání z ledovcové části (Singh, Bengtsson 2004). Výsledky ze západo-americké studie ukazují, že regiony závislých na vodě z ledovcového tání čekají závažné problémy, neboť jakmile ledovec roztaje, nebude mít v zásobování vodou zastoupení (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005).

2.3 | Modelování budoucích změn sněhových zásob a odtoku ze sněhu

V budoucnosti se v alpských povodích očekává nárůst podílu srážek padajících jako déšť a pokles sněhových zásob, které budou spolu se změnami rychlosti a načasováním tání sněhu vést ke sníženým jarním a letním průtokům. V předpovědních modelech pro rozmezí let 2070-2099 je největší relativní pokles roční maximální vodní hodnoty sněhu simulován pro nadmořské výšky pod 2200 m n. m. a posun sezóny tání sněhu o 4 týdny dříve (Jenicek, Seibert, Staudinger 2018).

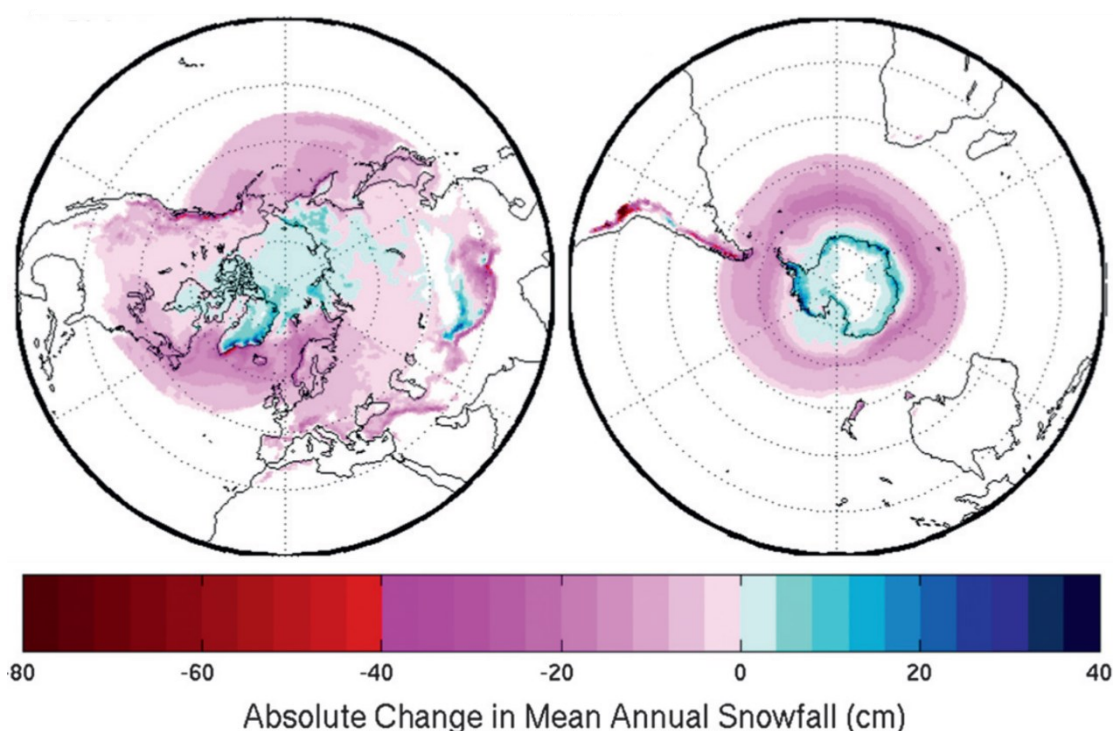
V pohořích Severní Ameriky je dle modelovaných změn předpoklad snižování sněhových zásob v důsledku vyšší teploty ve vyšších nadmořských výškách (Harpold a kol. 2012). Odhadovaný budoucí vývoj oteplování pro západ Spojených států amerických v příštím století se pohybuje v rozmezí 2-5 °C, zatímco změny ve srážkových úhrnech se blíží nule (Cubasch, Meehl, Boer 2001).

V kanadském prostředí lze primárně očekávat posun od maximálních průtoků jarního tání k maximu v dešťové sezóně. Toto může nastat jako následek poklesu podílu sněhových srážek a nárůstu podílu dešťových srážek. Vyšší teploty vzduchu mohou také vést k celkové redukci jarní sněhové zásoby, nehledě na množství sněhu. Očekávaný nárůst zimních teplot může vést k většímu počtu a rozsahu událostí sněhového tání (Burn, Sharif, Zhang 2010).

Szczypta a kol. (2014), kteří se ve své studii zabývali malými pyrenejskými povodími, analyzovali reakci změn sněhové pokrývky v kombinaci s klimatickými změnami a se změnami krajinného pokryvu, které jsou mnohem méně zkoumány. Projekce modelu indikují pokles výšky sněhu jako následek oněch změn (Szczypta a kol. 2014).

Svůj rozsáhlý výzkum na téma dopadu klimatické změny na sněhové zásoby publikovali Kapnick a Delworth (2013), kteří vytvořili několik modelů prezentující současnou klimatickou situaci. Na *Obrázku 12* lze vidět model absolutní změny v ročních úhrnech sněhových srážek pro příštích 140 let. Obecně lze říci, že sněhové srážky budou dle modelu ubývat ve vnitrozemí Severní Ameriky a Evropy a velmi ohroženy nedostatkem sněhu se jeví i Andy v Jižní Americe. Naopak by sníh mohl přibývat na pobřeží Antarktidy a v oblastech Arktidy, především na východním pobřeží Grónska. Zajímavě se jeví oblast pohoří na severu Indie, kdy se v Himálaji bude tvořit deficit sněhových srážek, ale v pohoří Karákorám bude sněhová zásoba přibývat (Kapnick, Delworth 2013; Kapnick a kol. 2014). Oblast pohoří Karákorám bude nadále zažívat přírůstky sněhových srážek hlavně v období od prosince do května, což je pro Karákorám hlavní sněhová sezóna, a očekává se i

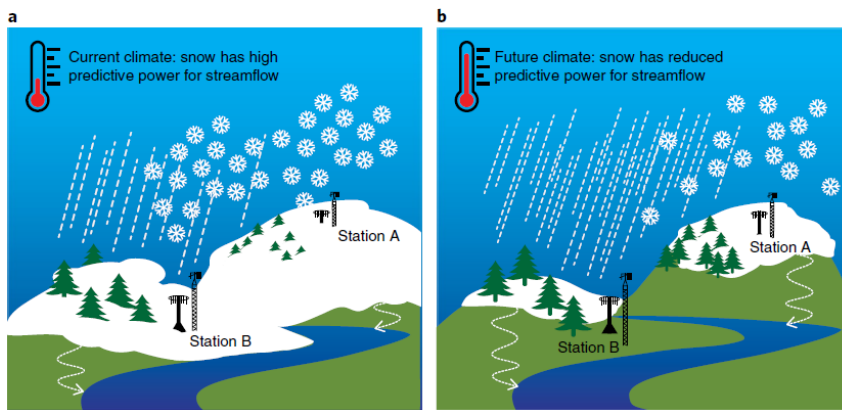
zvyšování celkových srážek. Děje se tak kvůli zvýšení sněhových srážek v zimních měsících a vyvažování sněhových ztrát v letním období. Ačkoliv jsou nadmořské výšky podobné s himálajskými, teploty v Karákorámu jsou značně nižší. Ke konci 21. století sněhové srážky v letních měsících mimo Karákorám téměř vymizí. Trendy v ročních sněhových srážkách jsou vesměs negativní ve všech nadmořských výškách Himálaje a Tibetské náhorní plošiny. Tuto anomálii Karákorámu lze vysvětlit geografickou polohou a výškou těch hor, které poskytují jedinečný hydrologický sezónní cyklus více závislý na vlhkosti a teplotě ze zimních větrů. Tento cyklus Karákorám chrání od nežádoucích ztrát sněhu z letních monzunů vyskytujících se ve zbytku vysokohorské Asie (Kapnick a kol. 2014).



Obrázek 12 Absolutní změna ročních úhrnů sněhových srážek [cm]. Území znázorněná bílou barvou zaznamenávají úbytek méně než 5 cm za rok. Celková ztráta sněhových srážek činí 163 cm. Zdroj: Kapnick a Delworth 2013

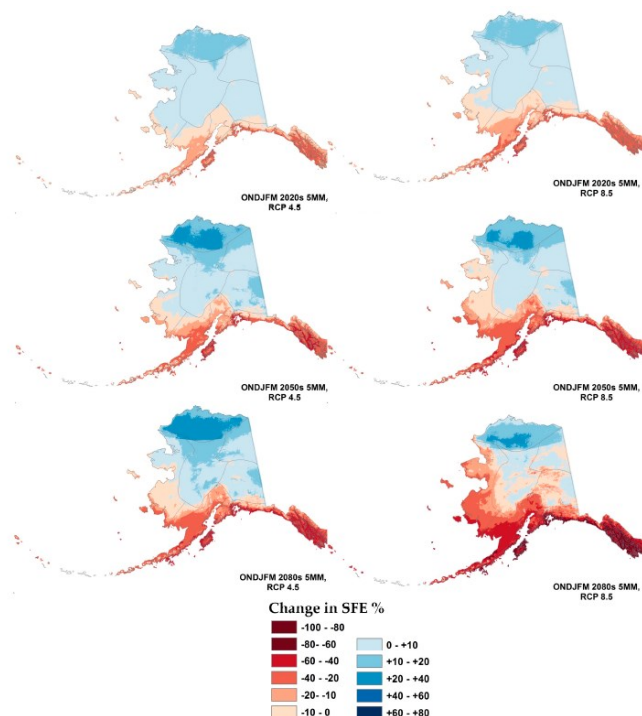
Studie Livneha a Badgera (2020) se zabývá dopady úbytků sněhu na předvídatelnost sněhového sucha v důsledku úbytků sněhových zásob, jak ilustruje *Obrázek 13*. Předvídatelnost ve vyšších nadmořských výškách se jeví být více odolná vůči globálnímu oteplování.

Globální změna klimatu pravděpodobně povede ke zvyšování nadmořské výšky, ve které se nachází izoterma 0 °C a ke změně k většímu množství dešťových srážek na úkor sněhových (MacDonald a kol. 2012).



Obrázek 13 Konceptuální hypotéza zobrazující, jak úbytky budoucího sněhu mohou ovlivnit predikci sezónní vodní zásoby. (a) Území historicky bohaté na sníh poskytuje konzistentní informaci o prognóze vývoje odtoku. (b) Budoucí podmínky omezují schopnost predikce vývoje odtoku ze sněhového tání. Zdroj: Livneh a Badger 2020

Modelováním budoucího vývoje pro region Aljašky se zabývají Littell, McAfee a Hayward (2018), kteří se věnují projekci změn sněhové pokrývky v reakci na klimatickou změnu. Jak již bylo několikrát zmíněno, v budoucnu se dá očekávat větší podíl dešťových srážek na úkor sněhových a nejinak je tomu i na Aljašce. Podíl dnů, ve kterých padají srážky jako sníh se bude snižovat přes celé území Aljašky, ve všech možných scénářích a ve všech budoucích časových obdobích. Síla a rozsah takových změn se může regionálně lišit podle nadmořské výšky, klimatické předpovědi a RCP scénářům. Jak lze pozorovat na *Obrázku 14*, sněhová pokrývka období říjen-březen bude nejvíce ubývat na jihovýchodě, jihu a jihozápadě Aljašky ve všech scénářích. Dle scénáře RCP 8.5, a tedy nejpesimističtějšího, průměrně o 28 % mezi lety 2040-2069 a 46 % mezi lety 2070-2099. Většině území severní, centrální a východní části Aljašky zůstanou sněhové srážky v zimním období (říjen-březen) až do konce 21. století, ačkoli ve vnitrozemí lze předpokládat úbytek sněhu ke konci století (Littell, McAfee, Hayward 2018).



Obrázek 14 Změny sněhové pokrývky pro 20. léta 21. století (nahore), 50. léta 21. století (uprostřed) a 80. léta 21. století (dole) pro období říjen až březen dle scénáře RCP 4.5 (vlevo) a RCP 8.5 (vpravo). Zdroj: Littell, McAfee a Hayward 2018

Ve švýcarských podmínkách vytvořili pro alpské prostředí Magnusson a kol. (2010) dvě předpovědi pro konec 21. století (2071-2100) na základě referenčního období (1981-2007). Data teplot vzduchu, srážkových úhrnů a dlouhovělného záření byly modifikované pomocí šesti regionálních klimatických modelů pro dva emisní scénáře (A2 a B2). Výsledky ukázaly, že se sněhová sezóna na začátku zimy zkrátí o jeden měsíc a o jeden a půl měsíce na konci zimy (oproti nynějšímu). Maximální vodní hodnota sněhu klesne průměrně o 27 %. Rozdíly mezi projekcemi dvou emisních scénářů nejsou velké (Magnusson a kol. 2010).

Výsledky studie Yeo, Kima W. a Kima K. (2017) podpořily hypotézu, že ztráta ledovců v Arktidě povede k nárůstu rozsahu sněhové pokrývky v Eurasii. I když je spousta faktorů ovlivňujících rozsah sněhové pokrývky, lze spekulovat, že říjnová sněhová pokrývka Eurasijského kontinentu bude s postupujícím oteplováním daleko více rozsáhlá. Za předpokladu, že srážky na severní části Eurasie vzrostou, jako důsledek zvýšené evaporace způsobené odkrytým mořským povrchem a zároveň povrchová teplota vzduchu zůstane pod bodem mrazu (Yeo, Kim, Kim 2017).

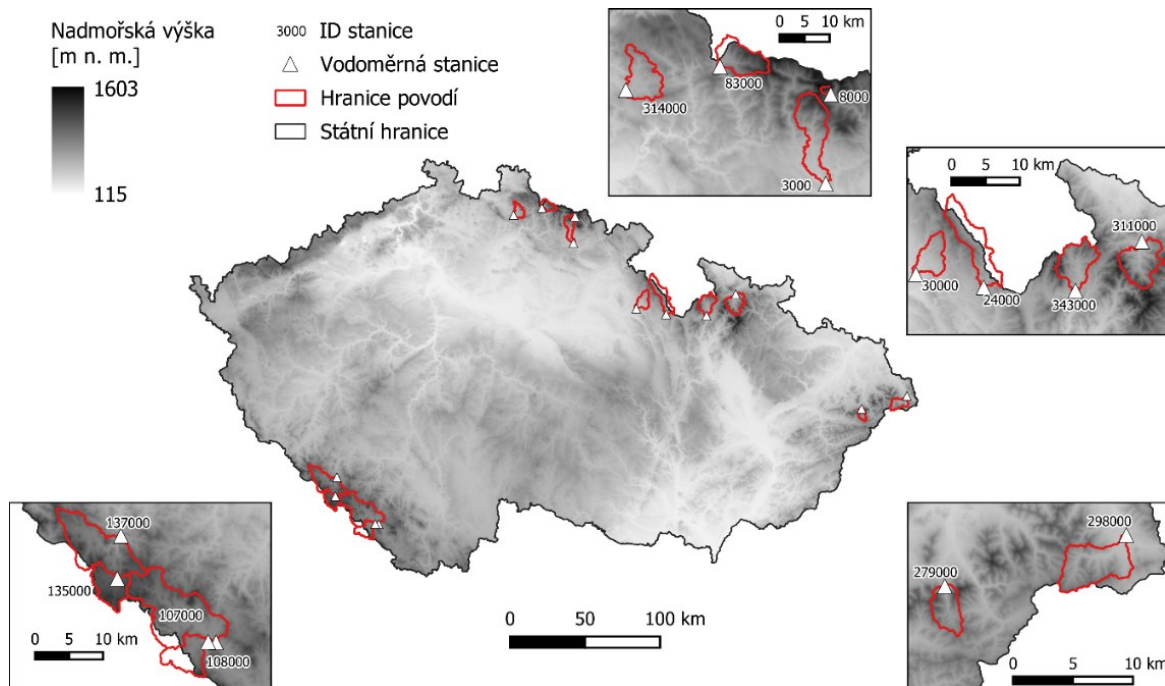
Výsledky Schneebergera a kol. (2015) z Rakouských Alp poukázali na následky změn teplot vzduchu a rozložení srážek na proměnlivost odtoků. Možný nárůst teploty může zapříčinit nárůst sezónních změn v odtoku a nejvyšší průtoky v zimním období (prosinec-únor) se mohou také zvyšovat. Systém odtoku pod dalším vlivem stoupajících teplot naznačuje, že se odtokové režimy budou značně měnit (Schneeberger a kol. 2015). Horton a kol. (2006) také objevili obdobný trend ve vysokých polohách Švýcarských Alp – vývoj odtoků z ledovcového a ledovco-sněhového k sněhovému a ze sněhového k dešťovému v budoucích klimatických podmínkách.

3 | Data a metody

3.1 | Výběr a popis vodoměrných stanic

Pro praktickou část práce bylo na základě prostorové a výškové heterogenity vybráno celkem 14 povodí v okrajových pohorích Česka (*Obrázek 15* a *Obrázek 16*), ve kterých hrají důležitou roli při tvorbě odtoku sněhové srážky. Daty pro analýzu jsou informace o průměrných denních průtocích (Q). Proto byla při výběru stanic důležitým faktorem dostupnost hydrologických dat pro dlouhé časové období. Tato podmínka je velmi důležitá pro trendové analýzy, které byly prováděny. V případě těchto stanic se díky datům Českého hydrometeorologického ústavu jedná o nepřerušovaná období od 1. 11. 1964, tedy začátku hydrologického roku 1965, do 31. 10. 2014. Dvěma výjimkami jsou povodí Modrého potoka, kde chybí data pro období 1. 11. 1983 až 31. 10. 1984, a povodí Bělé v Jeseníku, kde chybí data pro období 1. 11. 1975 až 31. 10. 1976. Oba roční výpadky by neměly mít vliv na výsledné analýzy a, kromě těchto nedostatků, se jedná o nepřerušovanou 50letou časovou řadu každého povodí.

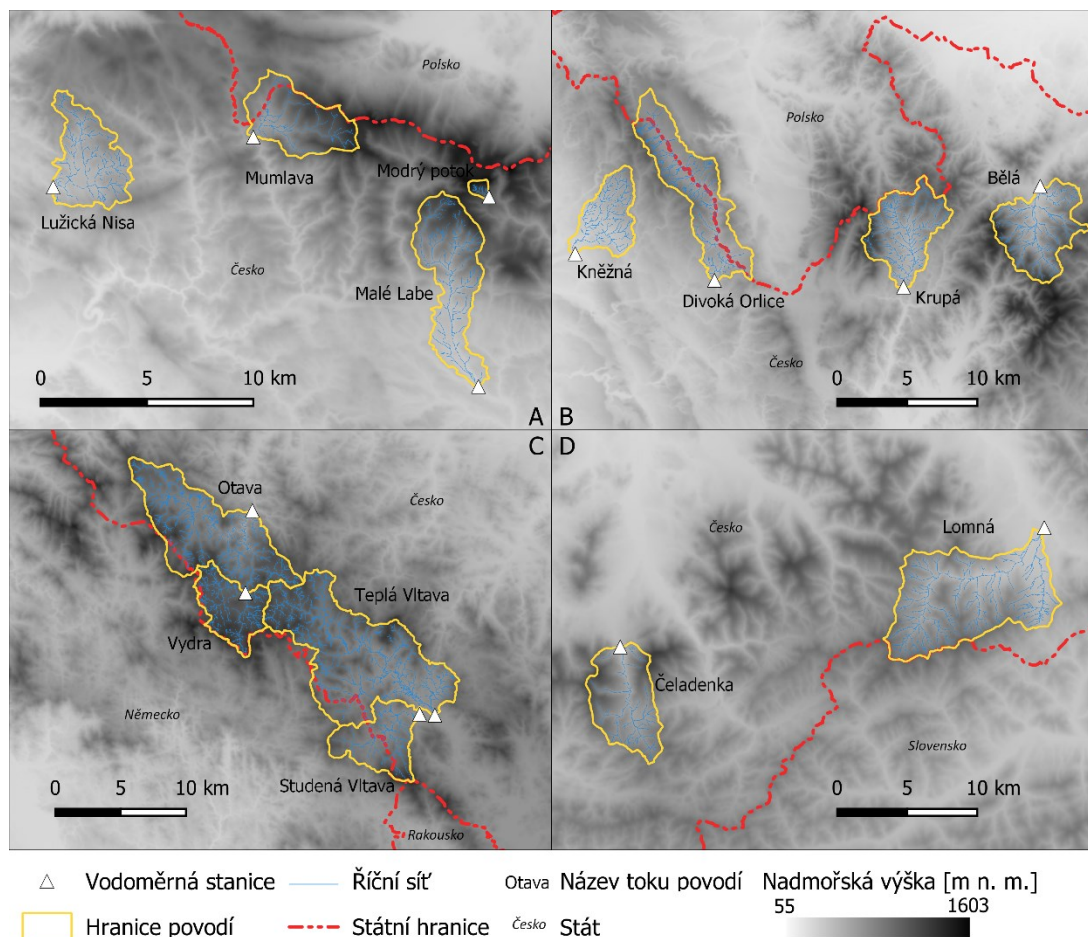
Vybrány byly stanice v nadmořské výšce od 303 m n. m., ve které se nachází v Rychnově nad Kněžnou vodoměrná stanice pro řeku Kněžnou, a ačkoliv se jedná o poměrně nízkou umístěnou stanici, nachází se na toku proudícím z Orlických hor (861 m n. m.). Nejvýše položenou stanicí je Modrý důl na Modrém potoce, v 1010 m n. m., která se i díky své malé ploše (2,6 km²) pyšní největším sklonem ze všech vybraných povodí – 13 °. V průměru se sklon všech povodí pohybuje mezi 3,7-13 °. Povodí Modrého potoka je i celkově nejvýše položené povodí s průměrnou nadmořskou výškou 1297 m n. m. Nicméně oblast s celkovou nejvyšší průměrnou nadmořskou výškou je Šumava, kde 4 vybraná povodí disponují výškou vyšší než 1000 m n. m. (*Tabulka 1*). Jelikož se jedná o příhraniční povodí, část jejich území zasahuje i na území sousedních států – v případě šumavských povodí se jedná o Německo a v případě krkonošsko-jesenických se jedná o Polsko. Za účelem prostorového rozlišení a lepší orientace byla povodí rozdělena do 4 větších území, které se, vzhledem k rozlehlosti všech povodí, lépe vizualizují: krkonošská oblast (Lužická Nisa, Mumlava, Malé Labe a Modrý potok), orlicko-jesenická oblast (Kněžná, Divoká Orlice, Krupá a Bělá), beskydská oblast (Čeladenka a Lomná a šumavská oblast (Otava, Vydra, Teplá Vltava a Studená Vltava). Data byla analyzována jednak jako celé 50leté časové období (1965-2014) a jednak, pro účely vývoje trendu, jako dvě 25leté poloviční období (1965-1989 a 1990-2014).



Obrázek 15 Poloha vybraných vodoměrných stanic v rámci Česka. Zdroj dat: ArcČR, ČHMÚ, DIBAVOD

ID stanice	Název stanice	Povodí	Plocha [km ²]	Průměrná nadmořská výška [m n. m.]	Minimální nadmořská výška [m n. m.]	Maximální nadmořská výška [m n. m.]	Průměrný sklon [°]	Nadmořská výška stanice [m n. m.]
314000	Proseč	Lužická Nisa	53,8	611	419	835	4,4	395
3000	Prosečné	Malé Labe	72,8	731	376	1378	6,3	362
83000	Janov-Harrachov	Mumlava	51,3	970	625	1404	7,8	581
8000	Modrý důl	Modrý potok	2,6	1297	1076	1489	13,0	1010
30000	Rychnov nad Kněžnou	Kněžná	75,4	502	305	861	3,2	303
24000	Klášterec nad Orlicí	Divoká Orlice	153,6	728	505	1078	4,8	475
343000	Habartice	Krupá	109,3	756	480	1267	6,6	431
311000	Jeseník	Bělá	118,0	799	443	1390	8,4	434
108000	Černý Kříž-Volary	Studená Vltava	102,4	921	738	1353	4,3	735
107000	Chlum-Volary	Teplá Vltava	347,3	939	733	1314	4,9	731
137000	Rejstejn	Otava	333,6	1017	598	1345	5,1	564
135000	Modrava	Vydra	89,9	1140	983	1345	3,7	973
298000	Jablunkov	Lomná	69,9	667	390	1011	7,5	383
279000	Čeladná	Čeladenka	31,0	803	536	1187	9,9	507

Tabulka 1 Přehled vybraných vodoměrných stanic a jejich základních charakteristik



Obrázek 16 Detail zkoumaných povodí včetně jejich říční sítě. Zdroj dat: Copernicus Land Monitoring Service, ČHMÚ, DIBAVOD, OpenStreetMap

3.2 | Fyzicko-geografický popis lokalit

Celkem 14 vybraných povodí bylo pro účely fyzicko-geografického popisu rozděleno na 5 celků odpovídající geomorfologickým oblastem (*Tabulka 2*). K účelům geologického a pedologického popisu, vzhledem ke své rozsáhlosti, slouží *Tabulka 2*. Vybraná povodí jsou obecně v odlehlých, člověkem minimálně ovlivňovaných oblastech, kde se na odtocích významně podílí sněhové srážky.

Krkonošská oblast

Krkonoše byly modelovány ledovcem, který po sobě zanechal ledovcové kary sněžníky, trogy a ledovcová údolí. Krkonoše jsou významné pramenné oblasti tvořící rozvodí mezi Baltským a Severským mořem. Krkonošské toky mají prudký spád a stromovité uspořádání. Vyskytuje se zde také velké množství vodopádů (*Obrázek 17*). Ze 4 vybraných krkonošských toků v Krkonošském národním parku pramení celkem 3, Mumlava, Modrý potok a Malé Labe a tvoří povodí Labe. Poslední Lužická Nisa pramení v CHKO Jizerské hory a jako jediná spadá do povodí Odry. Průměrná teplota vzduchu činí

0-6 °C a roční úhrny srážek sahají až k 1400 mm, z nichž nejvíce spadne v srpnu a jako sníh tvořící souvislou sněhovou pokrývku padá od listopadu. V nejvyšších polohách se sníh drží až 180 dní v roce. V modrém dole, kudy protéká Modrý potok, byla zaznamenaná rekordní souvislá vrstva sněhu – 15 metrů. Krkonoše jsou také významné díky své výškové stupňovitosti – v nejvyšších polohách se nachází vzácná reliktní alpinská tundra (Správa Krkonošského národního parku). Na území Krkonošského národního parku se vyskytuje velmi vzácný a kriticky ohrožený tetřívěk obecný. Významným obyvatelem Krkonoš je také jelen evropský.



Obrázek 17 Mumlavský vodopád, Harrachov, září 2020. Zdroj: archiv autorky

Orlická oblast

Orlické hory se táhnou příhraničním pásmem přibližně 55 km. Z geologického hlediska nejsou Orlické hory obzvlášť bohaté. V Orlických horách pramení dvě vybrané řeky – Divoká Orlice a Kněžná, která dále přes Bělou ústí do Divoké Orlice a tvoří povodí Labe. První z jmenovaných pramení už na polské straně. Kněžná se pyšní mohutným pramenem. Průměrné roční teploty se pohybují od 4 °C (vrcholky) po 7 °C (podhůří). Srážkově jsou Orlické hory také vydatné – průměrně zde spadne 1000 mm za rok (800 mm v podhůří, na vrcholcích až 1300 mm. Sněhové srážky jsou zde velmi závislé na nadmořské výšce. V podhůří se sněhové srážky vyskytují průměrně 40 dní, na vrcholcích až 80 (Správa CHKO Orlické hory).

Jesenická oblast

Jesenická oblast je jedna z dalších, která byla modelovaná ledovcem. Po ledovci zde zůstal například ledovcový kar, kotliny a velké množství kamenných moří. Stejně jako v Krkonoších se zde vyskytuje vysokohorské bezlesí. CHKO Jeseníky, ve kterém se nachází zkoumané povodí Bělé, se nachází na hranici dvou klimatických oblastí – kontinentálního a atlantického klimatu vyznačujícího se vysokou relativní vlhkostí. Prostředí je zde velmi různorodé, což pramení právě z klimatické hranice a rozdílů v nadmořské výšce. Roční

průměrná teplota činí přibližně 6-8 °C a srážky se zde pohybují v rozmezí 600-1200 mm za rok. Sníh se vyskytuje v nejvyšších polohách až 160 dnů v roce a v karu Velké kotliny zůstávají zbytky sněhu až do července. Ve Velké kotlině se nachází 43 vodních pramenů a na hřebenu Hrubého Jeseníku se nachází hlavní evropské rozvodí. Pramení zde i Bělá, která se na svém horním toku řadí k bystrinám (Správa CHKO Jeseníky). Krupá, pramenící v pohoří Králického Sněžníku (Obrázek 18), tvoří přítok Moravy. Bělá, která pramení v Hrubém Jeseníku odtéká do Odry.



Obrázek 18 Subalpínská vegetace pohoří Králického Sněžníku, pramenné oblasti Krupé. V pozadí kamenné moře. Zdroj: archiv autorky

Šumavská hornatina

Zkoumaná povodí nejvyšších průměrných nadmořských výšek se nacházejí na Šumavě. Průměrná nadmořská výška všech 4 povodí je 1004 m n. m. Všechna 4 povodí spolu sousedí a navazují na sebe – Vydra jako zdrojnice Otavy a Studená a Teplá Vltava, jejichž soutokem vzniká Vltava. Tok Vydry se zde zařezává hluboko do horského masivu, který dále tvoří hluboká, kaňonovitá údolí. Na české straně se všechna povodí nachází na území NP Šumava a CHKO Šumava. I zde byly ledovci vymodelovány kary. Po ledovcích zde zbylo i 5 ledovcových jezer (na české straně). Průměrná teplota vzduchu se zde pohybuje mezi 3 °C v podhůří a 6 °C v nejvyšších polohách. Roční srážkové úhrny zde činí 800-16000 mm, z nichž sněhové srážky padají ve 120 až 150 dnech v roce (Správa NP Šumava).

Západní Beskydy

Západní Beskydy jsou jediným zastupitelem jiné geomorfologické provincie než je Česká Vysočina – Vnějších západních Karpat. Tomu odpovídá i horninové složení, které je tvořeno flyšovým pásmem a značně se tak liší od geologických podmínek zbylých povodí. Přítomnost flyše tak znamená, že území je málo propustné a je chudší na podzemní vody. Obě povodí se nachází v CHKO Beskydy. I tímto územím probíhá hlavní evropské rozvodí – Čeladenka stéká do Moravy a Lomná přes Olši do Odry. Z hlediska klimatického jsou

Beskydy na střetu oceánického a kontinentálního klimatu. Teplota vzduchu je závislá na nadmořské výšce – nejvyšší Lysá hora má roční průměr 2,6 °C, podhůří pak 7 °C. Území Beskyd patří ke srážkově nejbohatším v Česku. Celkem sem za rok spadne průměrně 1400 mm. Souvislá sněhová pokrývka na hřebenech vydrží 150 až 180 dní (Správa CHKO Beskydy).

Povodí	Geologie	Půdní typy	Geomorfologická oblast
Lužická Nisa	Žuly (granitová řada); ostatní (2 %)	Podzoly kambické; kambizem dystrická	Krkonošská oblast
Malé Labe	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); permokarbonské horniny (pískovce, slepence, jílovce); ortoruly, granulity a migmatity; ostatní (6 %)	Kambizem dystrická; kambizem modální, eubazická až mezsobazická; podzoly kambické	
Mumlava	Žuly (granitová řada); proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky; ostatní (2 %)	Podzoly kambické	
Modrý potok	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly)		
Kněžná	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); mezozoické horniny (pískovce, a jílovce); vulkanické horniny zčásti metamorfované (amfibolity, diabasy); ostatní (3 %)	Kambizem dystrická a modální, eubazická až mezsobazická; podzoly kambické; ostatní (1 %)	Orlická oblast
Divoká Orlice	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); ortoruly, granulity a migmatity; mezozoické horniny (pískovce, a jílovce); ostatní (1 %)	Kambizem dystrická; podzoly kambické	
Krupá	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); vulkanické horniny zčásti metamorfované (amfibolity, diabasy); granitoidy assyntské žuly		
Bělá	Proterozoické horniny assyntsky zvrásněné (břidlice, fylity, svory až pararuly); vulkanické horniny zčásti metamorfované (amfibolity, diabasy); ortoruly, granulity a migmatity; ostatní (9 %)	Podzoly kambické; kambizem dystrická; kambizem modální a eutrofní; kambizem modální, eubazická až mesobazická; pseudogleje modální	Jesenická oblast
Studená Vltava	Žuly (granitová řada); jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity); ostatní (2 %)		Šumavská hornatina
Teplá Vltava	Jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity); žuly (granitová řada); kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky; ostatní (4 %)	Podzoly kambické; gleje	
Otava	Jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity); žuly (granitová řada); kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky		
Vydra	Žuly (granitová řada); kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky; jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly až migmatity)		
Lomná	Mezozoické horniny alpinsky zvrásněné (pískovce a břidlice); terciérní horniny alpinsky zvrásněné (pískovce, břidlice); kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky	Kambizem dystrická; podzoly kambické; pseudogleje modální	Západní Beskydy
Čeladenka	Mezozoické horniny alpinsky zvrásněné (pískovce a břidlice)	Kambizem dystrická; podzoly kambické	

Tabulka 2 Přehled geologických a pedologických charakteristik a geomorfologických oblastí vybraných povodí. Zdroj dat: Geology.cz, BGR, Polský národní geologický institut, Geoportál ČÚZK.

3.3 | Data a software

K vytvoření mapových výstupů bylo využito geografických dat z ArcČR 500 v 3.3 od ARCDATA PRAHA a Zeměměřičského úřadu (ZÚ), Digitální databáze vodohospodářských dat (DIBAVOD) z Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka, European Union Copernicus Land Monitoring Service 2021, European Environment Agency (EEA). Linie pro přeshraniční toky (*Obrázek 16*) byly dotvořeny pomocí WMS služby OpenStreetMap.

Vzhledem k přeshraniční charakteristice vybraných povodí bylo nutné zpracovat i fyzicko-geografické charakteristiky sousedních zemí (Německo a Polsko). K tomuto účelu byla zvektorizovaná říční síť z WMS služby OpenStreetMap, dále pak WMS služba Spolkového ministerstva hospodářství a energetiky – Spolkový institut pro geovědy a přírodní zdroje (BGR) pro mapový výstup pedologických a geologických charakteristik na německém území a WMS služba Centrální geologické databáze Polského národního institutu pro mapový výstup geologických charakteristik na polském území. Pro vizualizaci dat v mapových výstupech byl využit program QGIS 3.16 Hannover.

Hlavním datovým zdrojem práce jsou denní data průtoků z Českého hydrometeorologického ústavu. K jejich statistické analýze byla využita kombinace softwarů RStudio (Mann-Kendall trend test), KNIME (příprava a úprava dat) a MS Excel (příprava, úprava a vizualizace dat) se šablonou Finského meteorologického institutu MAKESENS 1.0.

3.4 | Statistická analýza a hodnocení výsledků

V praktické části bylo analýze podrobena několik ukazatelů, které by mohly indikovat změny v odtocích a odtokové trendy (záporné a kladné). Jako první paramter byl analýze podroben průměrný den v roce překročení 50 % celkového ročního odtoku. Za tímto účelem byl vypočítán průměrný den v roce pro období 1965-1989, dále pro období 1990-2014 a nakonec pro celkový průměr za období 1965-2014. Povodí jsou seřazena podle průměrné nadmořské výšky vzestupně.

Dále byly pro vizuální reprezentaci vytvořeny grafy průměrného denního odtoku v zimních a jarních měsících. Pro tyto účely byla opět celá 50letá řada rozdělena na poloviny, aby se dala sledovat změna. Pro každý tok jsou tak v grafu dvě křivky: jedna pro období 1965-1989 a druhá pro období 1990-2014. Aby graf nebyl přehlcen, byl rozdělen do čtyř oken odpovídajících prostorové distribuci povodí. Následovně byl pro každé povodí vytvořen růžicový graf rozložení ročního odtoku vizuálně reprezentující změny a posunutí odtoků. Pro tyto porovnávací účely byla opět 50letá řada rozdělena na poloviny, tedy 1965-1989 a 1990-2014. K vizuální reprezentaci rozložení odtoků v roce byl vytvořeny grafy procentuálního podílu na ročním odtoku klouzavého 10denního průměru v zimních a jarních měsících. Opět s porovnáním první poloviny období (1965-1989) a druhé poloviny období (1990-2014).

Hlavní body této práce byly zkoumány Mann-Kendallovým trend testem. Tomuto testu bylo podrobena 5 ukazatelů: průměrné měsíční odtoky, mediány měsíčních odtoků, maximální měsíční odtoky, za účelem eliminace extrému i 90. percentil měsíčních odtoků a minimální měsíční hodnoty. Vždy se jedná o měsíce prosinec, leden, únor, březen, duben a květen (XII-V).

Pro statisticky významné trendy (se spolehlivostí 95 a 99 %) průměrných hodnot odtoků byly následně sestrojeny Senovy směrnice přímk, které znázorňují velikost proběhlé změny. Pro interpretaci trendu byly sestrojeny pro celé období (1965-2014) a pro dílčí poloviny (1965-1989 a 1990-2014) za účelem sledování vývoje trendu.

3.4.1 | Mann-Kendall trend test

K analýze hydrologických časových řad byl použit Mann-Kendallův neparametrický test pořadové korelace detekující lineární a nelineární trendy (Shadmani, Marofi, Roknian 2012). Tento test je vhodný a hojně využívaný při testování časových řad hydrometeorologických jevů (Yue, Pilon, Cavadias 2002; Bednorz, Kossowski 2004; Pellicciotti, Bauder, Parola 2010; Shadmani, Marofi, Roknian 2012; Langhammer, Bernsteinová 2020; Blahušiaková a kol. 2020). Výchozí hypotézou H_0 je absence jakéhokoli trendu a alternativní hypotézou H_1 je přítomnost kladného, nebo záporného trendu v analyzované časové řadě. Výsledná hodnota Mann-Kendallova testu je hodnota τ (τ). Hodnota τ se počítá následovně:

$$\tau = \frac{S}{D},$$

kde S

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k),$$

kde sgn značí funkci signum a x_j a x_k jsou hodnoty časové řady.

Dále D :

$$D = \left[\frac{1}{2}n(n-1) - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1) \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{2}n(n-1) \right]^{\frac{1}{2}},$$

kde t_j značí rozsah hodnot.

Výsledná hodnota τ nabývá hodnot -1 až 1 a určuje orientaci a velikost trendu. Čím blíže je hodnota τ k -1, tím silnější záporný trend se v datové sadě vyskytuje a naopak – čím blíže je hodnota τ k 1, tím silnější kladný trend se v datové sadě vyskytuje. Statistickou významnost trendu určuje p -hodnota, jejíž hodnota udává hladinu, na které ještě můžeme zamítnout nulovou hypotézu. V této práci se pracuje s hladinou spolehlivosti 95 a 99 %, tedy s p -hodnotou $\leq 0,05$ a $0,01$.

3.4.2 | Kvantifikace trendu pomocí Senovy směrnice přímky

Pro potřeby kvantifikace existujících a statisticky významných trendů byl použit Sen's slope estimator, který určuje sklon lineárního trendu (jako meziroční změnu). K těmto výpočtům byla použita šablona MAKESENS (kapitola 3.3) a výpočet přímky trendu probíhá následovně:

$$f(t) = Qt + B,$$

kde Q je sklon a B je konstanta.

Pro získání odhadu sklonu Q je nejdříve potřeba spočítat vzájemné sklony mezi všemi hodnotami:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k},$$

kde $j > k$.

Pokud je n hodnot v řadě x_j , dostaneme tolik hodnot kolik je $N = n(n-1)/2$ odhadů sklonu Q_i . Odhad Senova sklonu je medián těchto N hodnot Q_i . N hodnoty Q_i jsou seřazeny od nejmenšího k největšímu a Senův odhad je:

$$Q = Q_{[(N+1)/2]},$$

pokud je N liché a:

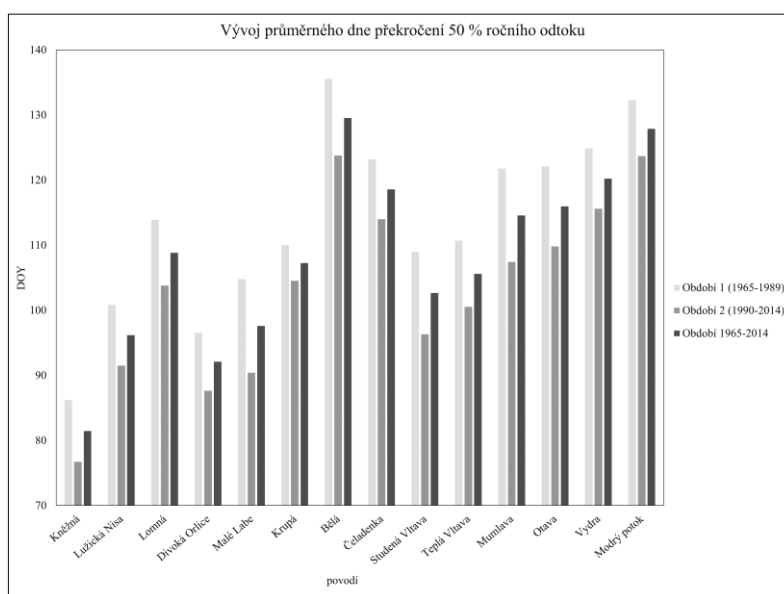
$$Q = \frac{1}{2}(Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}),$$

pokud je N sudé.

Tento ukazatel byl vypočítán u statisticky významných trendů pro celé období 1965-2014 a pro poloviny tohoto období za účelem zjištění vývoje trendu.

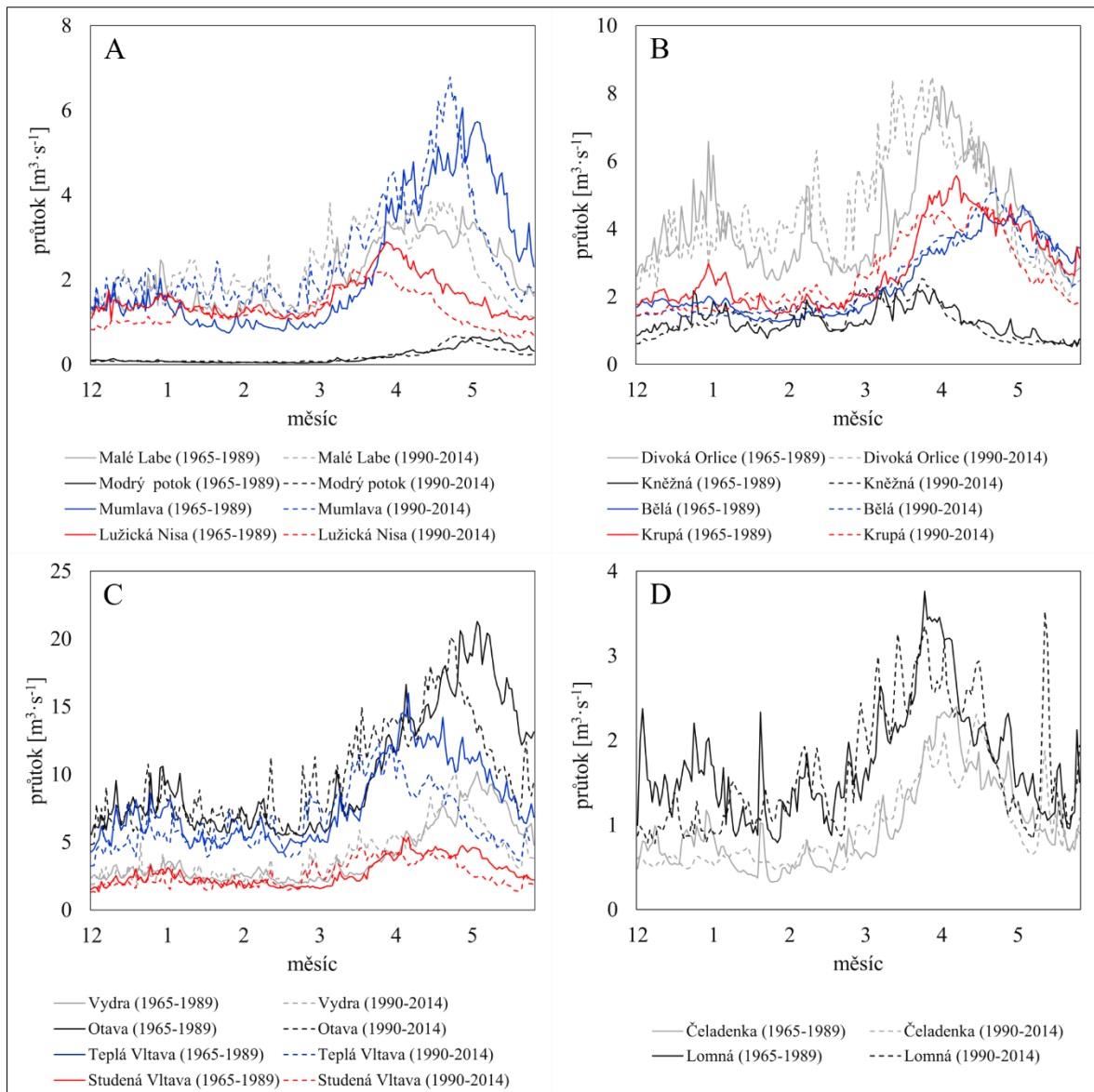
4 | Výsledky

4.1 | Roční chod a sezonalita odtoku z povodí



Obrázek 19 Vývoj průměrného dne překročení 50 % ročního odtoku. Změna mezi obdobími 1965-1989 a 1990-2014.

První analýze byl podroben den překročení 50 % celkového ročního odtoku (Obrázek 19). Povodí jsou zde seřazena podle průměrné nadmořské výšky vzestupně. Na zkoušku byla seřazena i podle minimální a maximální nadmořské výšky a sklonu, ale nejvíce trendově se jeví právě při tomto seřazení, nicméně viditelná korelace mezi nadmořskou výškou a DOY se zde nenachází a statisticky testována nebyla. Povodí, ze kterého nejdříve v kalendářním roce odteče 50 % celkového ročního odtoku je jednoznačně Kněžná, která si nejnižší hodnoty zachovává po celých 50 let a je také nejnižší položeným povodím. Průměrně zde 50 % celkového ročního odtoku odteče už během druhé poloviny března. DOY 50 % odtoku se mezi oběma obdobími snížil u všech sledovaných povodí, průměrně o 10 dní. Největší rozdíl zaznamenalo povodí Mumlavy a Malého Labe, kde změna činila 14 dnů. Nejmenší rozdíl byl u Krupé – 5 dní. Nejpozději 50 % ročního odtoku odteče z povodí Bělé, ale těsně za ním se nachází Modrý potok, což je nejvyšší zkoumané povodí. V obou případech se jedná o období první poloviny května.



Obrázek 20 Změna průměrného denního průtoku v zimním (prosinec-únor) a jarním (březen-květen) období ve vybraných povodích. (A) Malé Labe, Modrý potok, Mumlava, Lužická Nisa. (B) Divoká Orlice, Kněžná, Bělá, Krupá. (C) Vydra, Otava, Teplá Vltava, Studená Vltava. (D) Čeladenka, Kněžná. Spojitou čarou je vyznačeno období 1965-1989. Přerušovanou čarou je vyznačeno období 1990-2014.

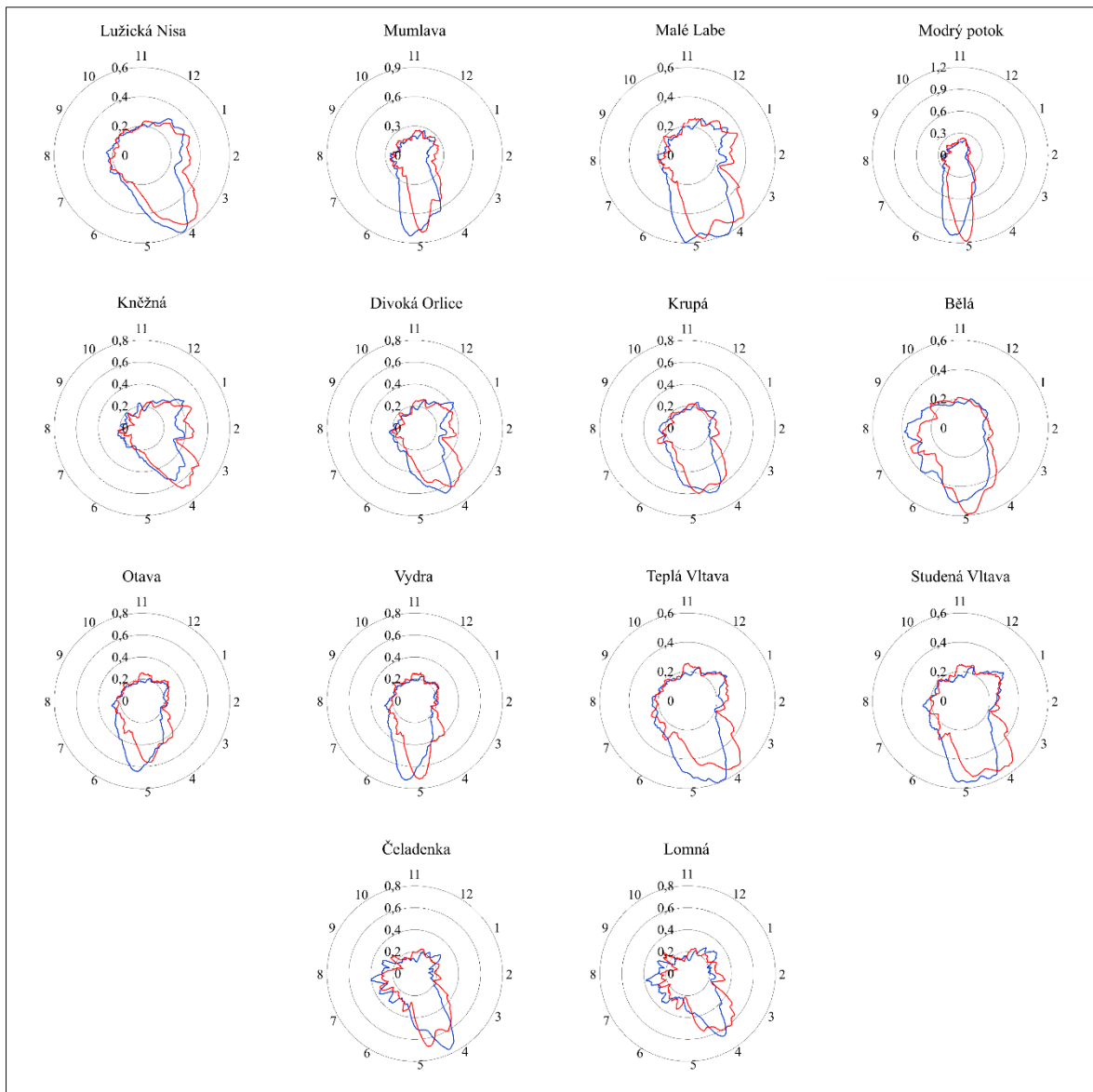
Obrázek 20 znázorňuje průměrné průtoky zimních a jarních měsíců pro období 1965-1989 a 1990-2014, ze kterého lze pozorovat hrubý odhad změn dále zkoumaných pomocí analýzy přítomných trendů. V grafu A lze vidět, že průtoky Modrého potoka v Krkonoších se během let výrazně neměnily a projevují se zde jen minimální výkyvy. Od prosince do půlky dubna jsou hodnoty téměř konstantní a poté lze pozorovat posun odtoků přibližně o 2 týdny dříve. Na Lužické Nise lze v zimě pozorovat celkově nižší průtoky než dříve, ačkoli v období od ledna do března jsou křivky téměř totožné. Na průtocích Mumlavy lze pozorovat nárůst průtoků na konci dubna a pak značný propad (oproti 1. období) během května. Odtoky Malého Labe jsou obecně podobné, s menšími výkyvy. V období od ledna do února lze

pozorovat nárůst a ke konci února vyrovnání. Březnové průtoky jsou nyní vyšší v řádu jednotek. Květnové odtoky se oproti dřívějšímu zmenšily.

V grafu B lze pozorovat velmi oscilující Divokou Orlice. Obecně v zimě byly dříve průtoky nižší. Od března do dubna lze pozorovat za posledních 25 let nárůst. Stabilní hodnoty si drží Kněžná, kde se u změn jedná o výkyvy v řádech desetin $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pokles v zimních průtocích zaznamenala Krupá a naopak nárůst byl zaznamenán v březnu. Bělá si, až na menší výkyvy, též drží podobné hodnoty.

Ze šumavských povodí (C) si v zimních měsících nejstabilněji vede Studená Vltava. Nárůst v řádu jednotek $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lze pozorovat od konce února do začátku dubna. Květen se vyznačuje mírným poklesem. V zimních měsících velmi osciluje Otava a Teplá Vltava. U průtoků obou řek lze vidět pokles nynějších průtoků v květnu, v případě Teplé Vltavy už v dubnu. Jelikož je Vydra součástí povodí Otavy, lze pozorovat kopírující průběh křivek, s tím rozdílem, že se jedná o menší, přibližně poloviční, hodnoty.

Z pohledu extrémů se nejzajímavěji jeví povodí Čeladenky a Lomné (D). U průtoků obou povodí jsou patrné dva extrémní výkyvy. Jeden v druhé polovině ledna, přesněji 20., a druhý v květnu (17.). V obou případech se jedná o započtení extrémních hodnot způsobených povodňovou vlnou. Jedná se o lednovou povodeň z roku 1974. Stanice Jablunkov 20. ledna 1974 zaznamenala jeden z nejvyšších vodních stavů (213 cm) (Evidenční list hlásného profilu č. 290) a průtok kulminoval hodnotou $37,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (hodnota předchozího dne činila $1,32 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Na Čeladence byla ve stejný den naměřena hodnota $16,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, oproti hodnotě $0,33 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ z předchozího dne. Podobná situace se opakovala v květnu 2010. Průtoky kulminovaly 17. května hodnotou $26,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na Čeladence, kde byla naměřena 5. nejvyšší hodnota vodního stavu – 151 cm (Evidenční list hlásného profilu č. 280). Na Lomné byla ten den naměřena ještě větší hodnota než v lednu 1974 – $62,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ale ČHMÚ tuto hodnotu v Evidenčním listu hlásného profilu neuvádí. Mimo tyto extrémy lze pozorovat pokles prosincových průtoků na Lomné. Jak se tyto okem viditelné změny budou projevat statisticky lze dále pozorovat v kapitole 4.2.1.



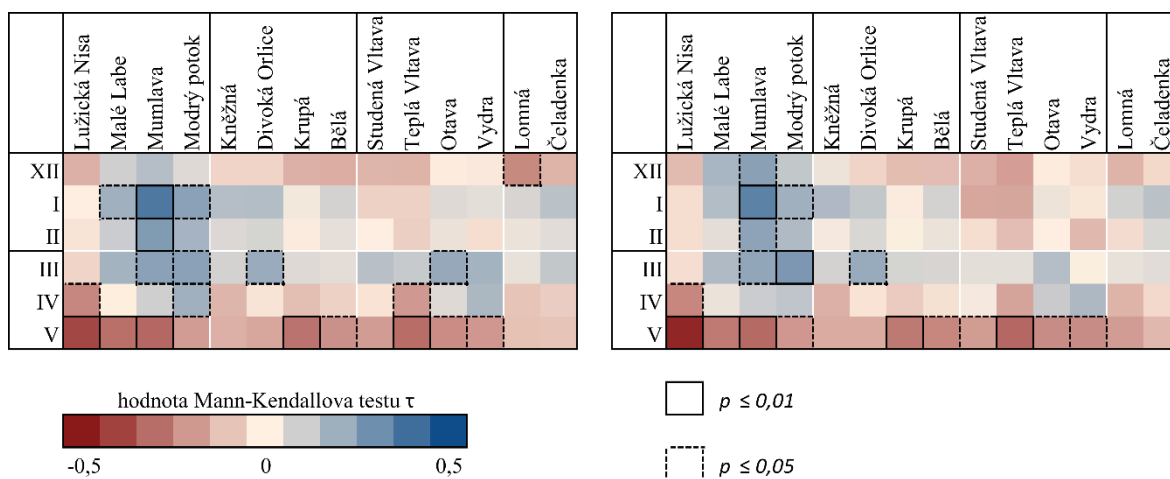
Obrázek 21 Procentuální rozložení klouzavého 10denního průměru odtoku v roce. Modře pro období 1965-1989. Červeně pro období 1990-2014. Zleva doprava: Lužická Nisa, Mumlava, Malé Labe, Modrý potok, Kněžná, Divoká Orlice, Krupá, Bělá, Otava, Vydra, Teplá Vltava, Studená Vltava, Čeladenka, Lomná.

Obrázek 21 reprezentuje procentuální klouzavý 10denní průměr rozložení odtoku v roce ve všech vybraných povodích za období 1965-1989 (modře) v porovnání s obdobím 1990-2014 (červeně). Téměř u všech povodí lze pozorovat posun k dřívějšímu vrcholu odtoku. Obecně je tvar rozložení odtoku podobný u všech povodí, s výrazným obloukem mezi dubnem a květnem, kdy odeče nejvíce vody. U Modrého potoka je možné pozorovat velmi extrémní rozložení odtoku v rámci roku, kdy výrazná část vody odeče během května. Vizuálně se nejvíce rovnoměrně jeví odtok Bělé, ačkoli i zde převládá květnový odtok. Dále například Kněžná má zajímavé rozložení odtoku, jelikož vizuálně zde převládá odtok mezi únorem až dubnem a dosahuje tak vrcholů odtoku dříve, což potvrzuje i Obrázek 19, který brzkému odtoku Kněžné také napovídá.

4.2 | Sezónní a měsíční trendy odtoku

4.2.1 | Trendy průměrných odtoků

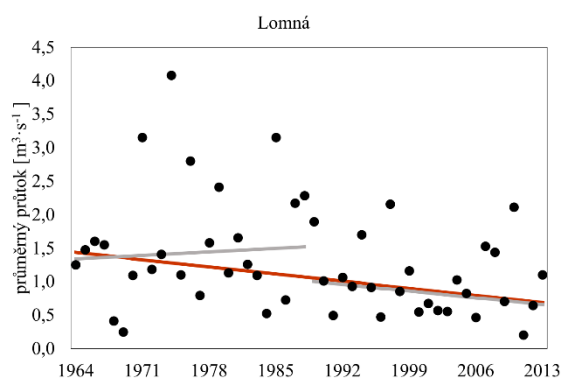
Pro zjištění odtokových trendů byl použit Mann-Kendallův trend test (*Obrázek 22*). Pro účely kvantifikace změn byla provedena i analýza sklonu (Sen's slope estimator) udávající velikost změn průtoků. Takto analyzovány byly po měsících statisticky významné hodnoty Mann-Kendallova testu průměrných odtoků (*Obrázek 22*).



Obrázek 22 Mann-Kendallův trend pro průměrné (vlevo) a mediánové (vpravo) měsíční hodnoty v období 1965-2014. Statisticky významné hodnoty vyznačeny.

První a hlavní analýze byly podrobeny průměry a, pro porovnání s eliminací extrémních hodnot, mediány měsíčních průtoků. Nejvýraznější hodnotou je v obou vizualizacích lednová hodnota kladného trendu Mumlavy a květnová hodnota záporného trendu Lužické Nisy.

Prosinec

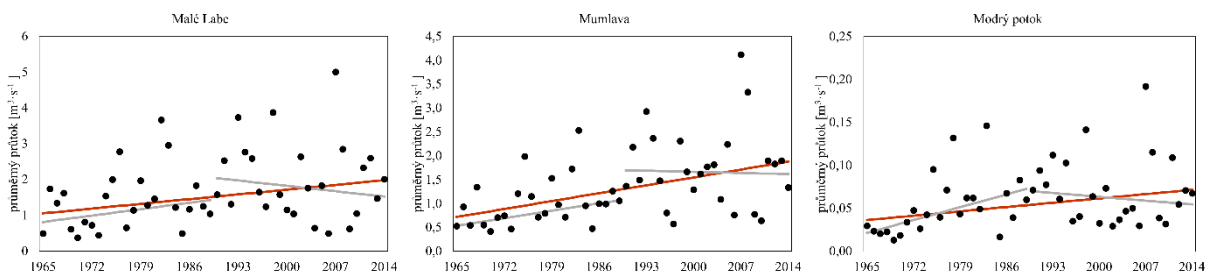


Obrázek 23 Statisticky významný trend prosincových průměrných průtoků Lomné vyjádřený pomocí Senovy směrnice přímkou. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímkou značí 50letý trend (prosinec 1964-prosinec 2013). Šedá pulená přímkou značí vývoj trendu v prvním 25letí (prosinec 1964-prosinec 1988) a v druhém 25letí (prosinec 1989-prosinec 2013).

Zajímavým trendem jsou hned prosincové odtoky Lomné (*Obrázek 23*). Jako jediný tok vykazuje v zimním období negativní trend se ztrátou $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Na tento trend

měla vliv až druhá polovina zkoumaného období, jelikož až tehdy se klesající trend začal projevovat.

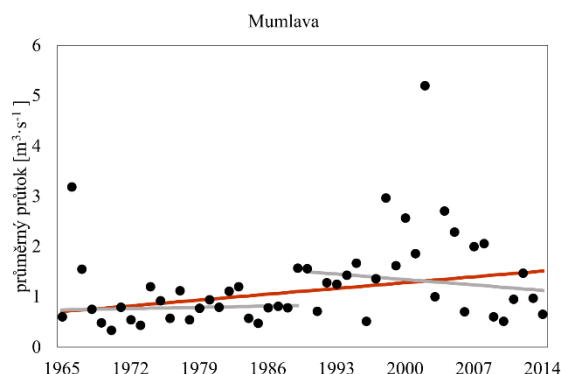
Leden



Obrázek 24 Statisticky významné trendy lednových průměrných průtoků Malého Labe, Mumlavy a Modrého potoka vyjádřeny pomocí Senovy směrnice přímky. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímka značí 50letý trend (leden 1965-leden 2014). Šedá půlená přímka značí vývoj trendu v první 25letí (leden 1965-leden 1989) a v druhém 25letí (leden 1990-leden 2014).

Nárůsty odtoků se týkají především zimního období a téměř výhradně pouze krkonošských povodí. Malé Labe a Modrý potok, který je nejvyšším, nejstrmějším a nejmenším povodím, vykazují v lednu pozitivní trend (Obrázek 24). Mumlavy vykazuje v lednu nejsilnější pozitivní trend (Obrázek 24 uprostřed) ze všech hodnot a to dokonce na 99% hladině spolehlivosti. Velmi silný nárůst zaznamenala už první polovině zkoumaného období. Ve druhé polovině už byla rozkolísanější nicméně stejně se celkem v lednu jedná o nárůst $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za celé období. Lednové průtoky na Modrém potoce zaznamenaly rostoucí trend v případě průměrů i mediánů. Bližší zkoumání, rozdělení na dvě stejně dlouhá období, odhaluje, že markantní a statisticky významné změny, na 99% hladině významnosti, se odehrávaly v první polovině celkového pozorovaného období (Obrázek 24), tedy mezi lety 1965-1989. Nárůst odtoků vzrůstal o $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Tyto změny byly tak velké, že ačkoli se ve druhé polovině období, která byla také rozkolísanější, větší a statisticky významné nárůsty už neodehrávaly, stále to mělo velký na výsledný rostoucí trend, který je signifikantní na 95% hladině spolehlivosti.

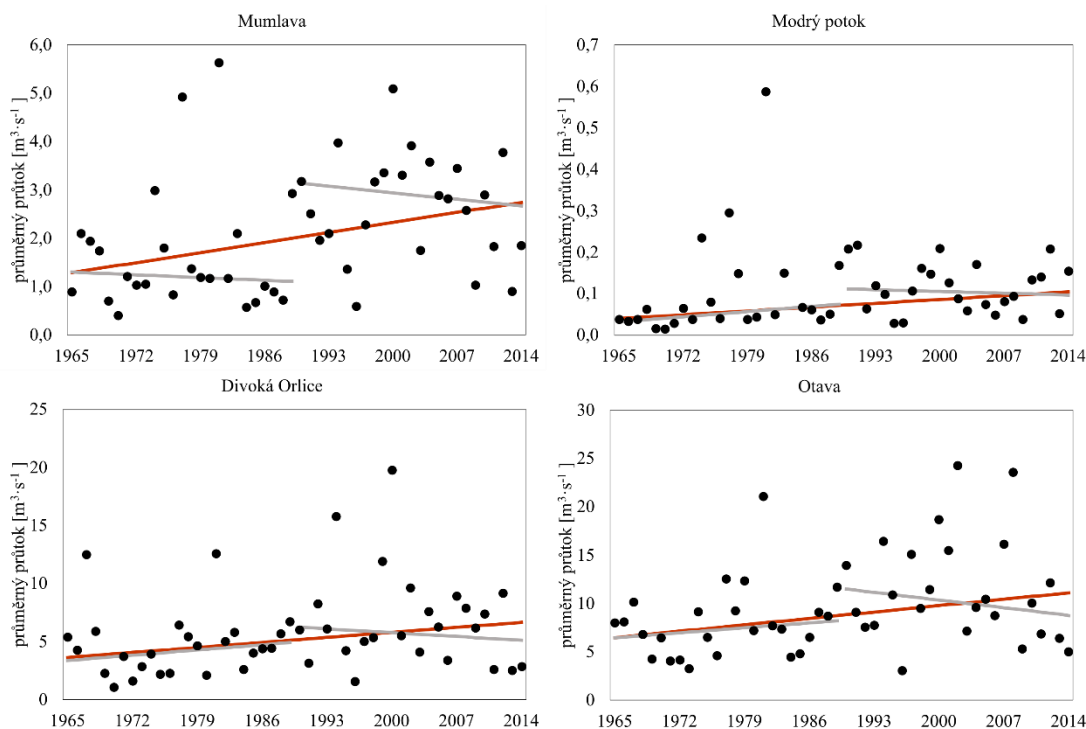
Únor



Obrázek 25 Statisticky trend únorových průměrných průtoků Mumlavy vyjádřený pomocí Senovy směrnice přímky. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímka značí 50letý trend (únor 1965-únor 2014). Šedá půlená přímka značí vývoj trendu v prvním 25letí (únor 1965-únor 1989) a v druhém 25letí (únor 1990-únor 2014).

Mumlava dále pokračuje ve svých nárůstech odtoku i v únoru (Obrázek 25), jako jediná, a opět se jedná o trend, který byl zapříčiněn velkými změnami v první polovině období (1965-1989) a pozdější kolísání trend už nezmírnilo.

Březen

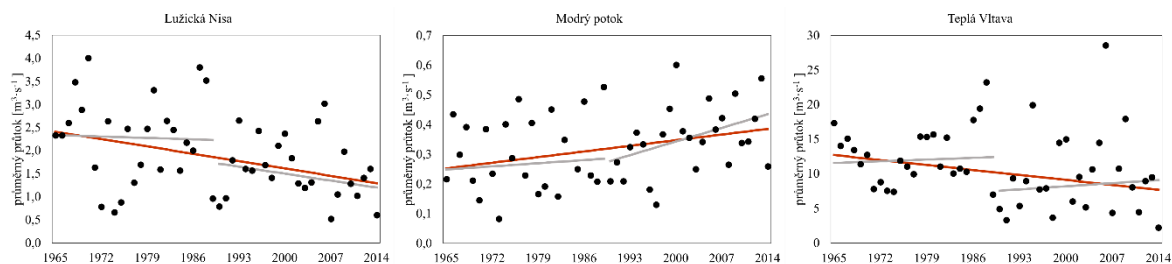


Obrázek 26 Statisticky významné trendy březnových průměrných průtoků Mumlavy, Modrého potoka, Divoké Orlice a Otavy vyjádřeny pomocí Senovy směrnic přímky. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímka značí 50letý trend (leden-1965-leden 2014). Šedá půlená přímka značí vývoj trendu v první 25letí (leden 1965-leden 1989) a v druhém 25letí (leden 1990-leden 2014).

V březnu byl detekován významný trend opět na Mumlavě, Modrém potoce, Divoké Orlici a Otavě (Obrázek 26). U Mumlavy není z půlených časových řad možné určit významný trend a nebylo tedy ani možné zachytit vývoj trendu. Celkově ale odtoky již třetí

měsíc dále narůstaly. Modrý potok zažíval, až na jeden extrém z roku 1981, celkem pozvolný nárůst o $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. U Divoké Orlice se jedná o pozvolný nárůst, za celé období 50 let narostly březnové odtok přibližně $3,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. V případě Divoké Orlice se jedná o pozvolný a konzistentní nárůst. U odtoků Otavy nelze zjistit vývoj v čase (porovnání období 1965-1989 s obdobím 1990-2014), jelikož jsou výsledky jednotlivých výpočtů statisticky nevýznamné a lze je zhodnotit jen jako celek (1965-2014), kdy narůstaly v řádu jednotek

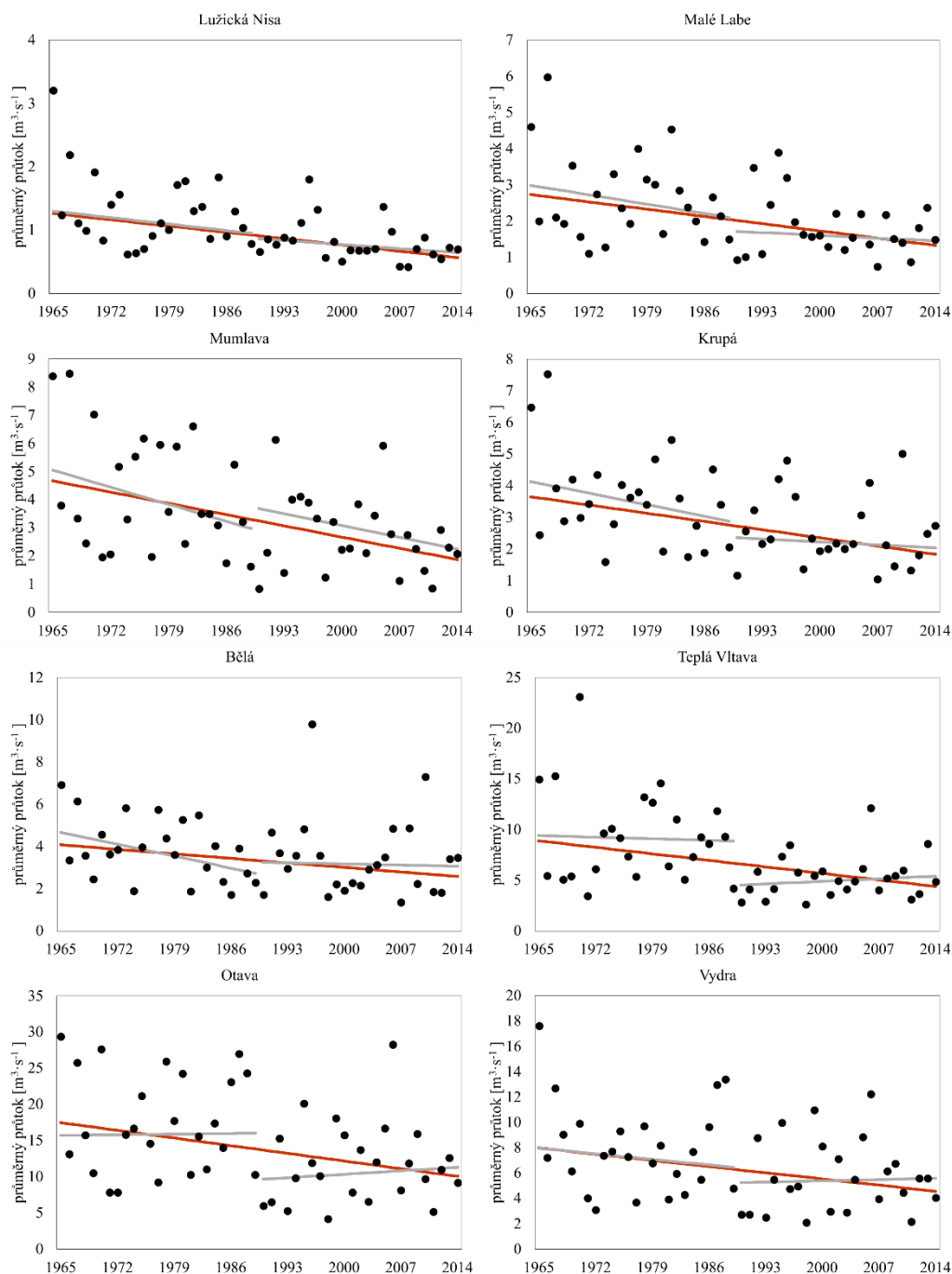
Duben



Obrázek 27 Statisticky významné trendy dubnových průměrných průtoků Lužické Nisy, Modrého potoka a Teplé Vltavy vyjádřeny pomocí Senovy směrnice přímky. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímka značí 50letý trend (duben 1965-duben 2014). Šedá půlená přímka značí vývoj trendu v prvním 25letí (duben 1965-duben 1989) a v druhém 25letí (duben 1990-duben 2014).

V dubnu se objevuje první, klesající, trend na Lužické Nise (*Obrázek 27*). Jde o viditelně pozvolný pokles se zintenzivněním v druhé polovině období (1990-2014). Dále ještě v dubnu pokračuje konzistentní rovnoměrný nárůst odtoků Modrého potoka. Jedná se o jediný pozitivní trend v tomto, i dalším, měsíci. Prvně se také objevuje trend na Teplé Vltavě a stejně jako u Lužické Nisy se jedná o negativní klesající trend.

Květen



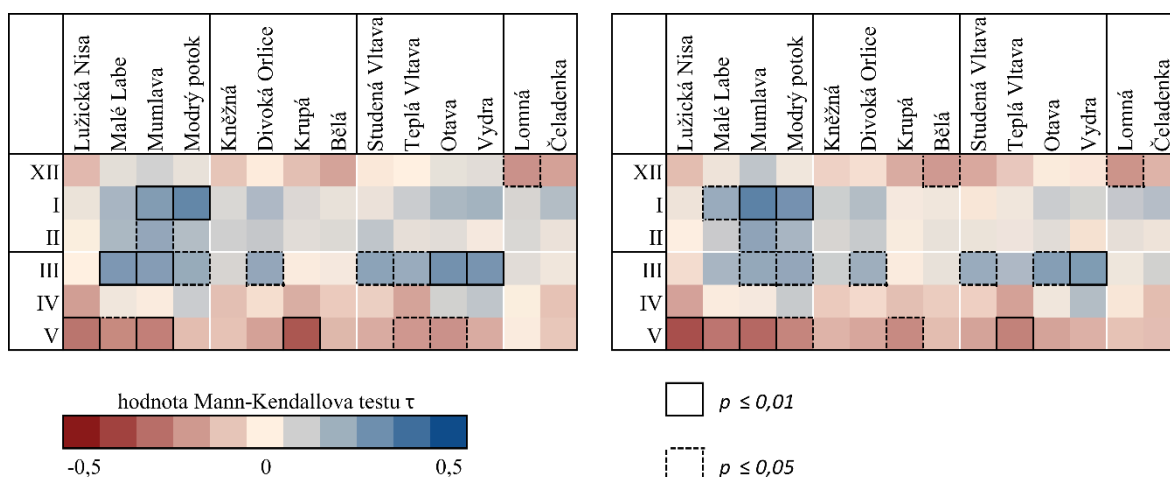
Obrázek 28 Statisticky významné trendy květnových průměrných průtoků Lužické Nisy, Malého Labe, Mumlavy, Krupé, Bělé, Teplé Vltavy, Otavy a Vydry vyjádřeny pomocí Senovy směrnice přímky. Černými tečkami jsou znázorněny měsíční průměry v každém roce. Červená přímka značí 50letý trend (květen-1965-květen 2014). Šedá pūlená přímka značí vývoj trendu v první 25letí (květen 1965-květen 1989) a v druhém 25letí (květen 1990-květen 2014).

Trend poklesu květnových průtoků je signifikantní na téměř všech povodích a jedná se nejrozšířenější trend (Obrázek 28). Nárůst se týká všech krkonošských povodí, dvou nejvyšších orlicko-jesenických povodí (Krupá a Bělá) a nejvyšších šumavských povodí – Teplá Vltava, Otava a Vydra. Na Lužické Nise je v pozdním jaru pokles průtoků velmi znatelný. Pokles květnových průtoků činil přibližně $0,14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Malé Labe

vykazuje v květnových průtocích (průměrných i mediánových) klesající trend s celkovou ztrátou $0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Při porovnání prvního a druhého období nelze určit, kdy se odehrávaly prudké změny a lze proto předpokládat, že pokles byl pozvolný a konstantní. I Mumlavy se týkají květnové poklesy průtoků a klesající trend. V průměru přišla v květnu za posledních 50 let o $2,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Při porovnání první a druhé poloviny zkoumaného období signifikantní změna pozorovatelná v první polovině, tedy mezi lety 1965-1989, která dosahuje 90% hladiny spolehlivosti. Pokles v druhé polovině období, tedy 1990-2014 již statisticky významný není a lze tak opět říci, že větší změny se děly hlavně v letech 1965-1989. Silný klesající trend byl na orlicko-jesenicku zaznamenán pouze na Krupě opět v květnu se ztrátou $0,37 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Nejvýznamnější trend v jiném než krkonošském povodí se týká šumavské Teplé Vltavy. Ta se i během května potýká s klesajícím trendem odtoků. Opět se jedná o velmi pozvolný, ale silný pokles $-0,92 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let. Velmi pozvolný proto, že při zkoumání první a druhé poloviny období zvláště žádný statisticky významný klesající trend v povodí neprobíhal. V květnu se, jako u většiny ostatních toků, projevil klesající trend i u Otavy o ztrátě $1,51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ za 10 let mezi lety 1965-2014. Za celé období se jedná přibližně o 5 % vody. Podobně jako v předešlých případech nebyla analýza dvou polovin období statisticky významná. Posledním negativním trendem disponuje i Vydra.

Celkově lze o výsledcích trendů průměrných průtoků říci, že největší změny se odehrávaly v květnu napříč téměř všemi povodími. Květnové trendy se netýkaly jen dvou povodí v Beskydech, které jsou k trendům obecně téměř rezistentní. V Beskydech stojí za zmínku již zmiňovaný negativní prosincový trend na toku Lomná, který je svojí orientací ojedinělý v celém zimním období. Pozitivní trend se ve velkém vyskytoval v zimním období výhradně v Krkonoších.

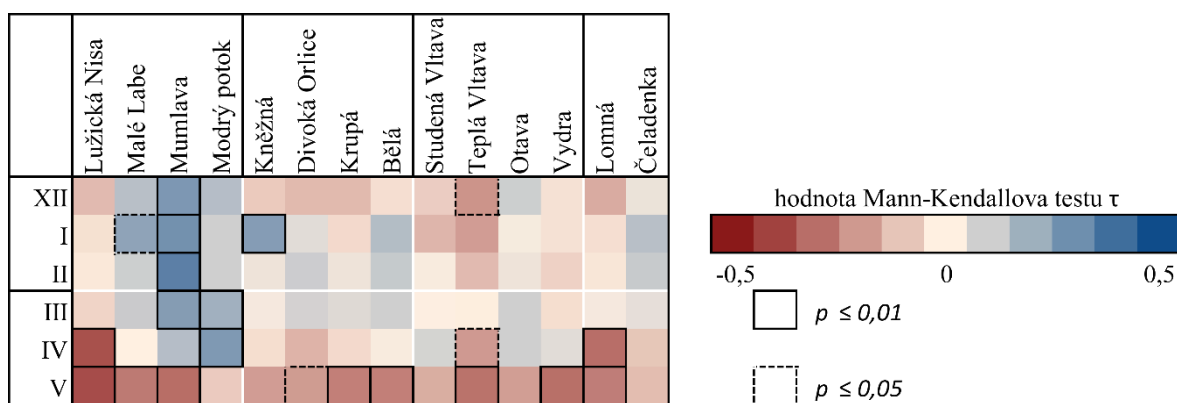
4.2.2 | Trendy maximálních odtoků



Obrázek 29 Mann-Kendallův trend maximálních měsíčních odtoků (vlevo) a 90. percentilu měsíčních odtoků (vpravo) v období 1965-2014. Statisticky významné hodnoty vyznačeny.

Dalším zvoleným analyzovaným ukazatelem jsou maximální hodnoty průtoků a pro eliminaci extrémů a porovnání i 90. percentil (Obrázek 29). V základu jsou trendy podobné těm průměrným, respektive mediánovým, hodnotám z předchozí kapitoly a nebyla pro ně dále vytvářena Senova směrnice přímky. V prosinci se u maximálních odtoků vyskytuje opět negativní trend na Lomné. Z beskydských povodí je to opět jediný trend. Lednové a únorové pozitivní trendy (u maxim i u 90. percentilu) se týkají znovu výhradně krkonošských povodí. Mezi březnovými trendy vyčnívají šumavská povodí. V takovýchto rozměrech se jejich trendy objevují ojediněle. V dubnu nebyly detekovány žádné statisticky významné trendy. Opakují se zde znovu negativní trendy květnových odtoků, ačkoli ne tak rozsáhle. Jedná se především opět o krkonošské toky. Silný (nejsilnější mezi těmito dvěma ukazateli) negativní trend se vyskytl i na Krupé. Slabší, ale stále negativní trendy maximálních odtoků se objevily ještě u Otavy a Teplé Vltavy, kde trend setrval i v 90. percentilu.

4.2.3 | Trendy minimálních odtoků



Obrázek 30 Mann-Kendallův trend minimálních měsíčních průtoků v období 1965-2014. Statisticky významné hodnoty vyznačeny.

Posledním vybraným ukazatelem, který byl podroben Mann-Kendallovu trend testu jsou minimální měsíční hodnoty odtoků (Obrázek 30). Stejně jako u maximálních měsíčních odtoků dále nebyly trendy kvantifikovány. Opět se jedná o podobné trendy jako u průměrných odtoků a ukazatelé se tak v trendech víceméně kopírují. V zimním období lze pozorovat velmi silný a vytrvalý kladný trend Mumlavy, který trvá celou zimu až do jara (prosinec-březen). Zde minimální průtoky konzistentně stoupají a jedná se tak o jediné povodí, ve kterém v tomto období minimální odtoky tak významně stoupají. Naopak ve stejnou dobu (v prosinci) se v povodí Teplé Vltavy vyskytuje klesající trend, který je ale na svém území (Šumava) ojedinělý. V lednu je stoupající trend minimálních průtoků pozorovatelný na třech povodích – Malé Labe, Mumlava a Kněžná, z nichž první dvě jsou krkonošská a poslední orlicko-jesenická, kde je územně ojedinělý. Jak již bylo zmíněno, na Mumlavě trend přetrvává několik měsíců. U zbylých dvou povodí se jedná o ojedinělý trend a další se u nich nevyskytuje.

V jarním období se v krkonošských povodích objevují pozitivní i negativní trendy. Pozitivní v nejvyšších polohách (Mumlava, Modrý potok) a v dřívějších měsících (březen, duben). Záporné trendy se objevují v nižších polohách (Lužická Nisa, Malé Labe) a pozdějších měsících (květen). Lužická Nisa vykazuje silný klesající trend i v dubnu. Opět i zde se vyskytuje rozšířený květnový záporný trend. V tomto případě je ovšem výjimečný, neboť je pozorovatelný všemi čtyřmi územními celky, tedy v Krkonoších, v Orlických horách i Jeseníkách, na Šumavě i v Beskydech.

Ačkoli nynější výzkumy poukazují na trendy úbytku sněhu ve středních a nižších nadmořských výškách (Laternser, Schneebeli 2003), projekce pro budoucí vývoj popisují jako nejvýraznější změnu pro nejvyšší nadmořské výšky, kde v létě sníh kompletně roztaje, nebude se moc podílet na ledovcové akumulaci a ledovec se nebude moci obnovovat (Magnusson a kol. 2010). Toto ale není problém relevantní v českém prostředí, jelikož ledovce se na českém území nenachází a nemohou mít tak na odtok vliv.

Výsledky přinesly několik důležitých bodů. Trendům ve velké míře podléhaly jen krkonošské řeky a nelze tak s jistotou říci, že se trendy jarních a zimních průtoků týkají určitých nadmořských výšek. Výzkum Blahušiakové a kol. (2020) zaznamenal nárůst zimního a pokles jarního odtoku převážně v nadmořských výškách 1000 až 1500 m n. m. Převážná část krkonošských povodí se i v těchto výškách nachází (průměrná nadmořská výška 4 povodí zde činí 902 m n. m.) a již zjištěným výsledkům by tato tvrzení odpovídala. Ale šumavská povodí, která svojí průměrnou nadmořskou výškou 1004 m n. m. převyšují ta krkonošská, zjištění Blahušiakové a kol. (2020) potvrdila jen částečně. Trend poklesu jarních průtoků, hlavně v období května, je prokazatelný i na Šumavě, ale u zimních měsíců se trend ve zkoumaných ukazatelích prokázal jen jeden. Nicméně to, že se zimní trendy nepotvrdily ve zde provedených analýzách neznamená, že se tam trendy nevyskytují. Mohou být detekovatelné jinými metodami nebo mohou být odtoky kompenzovány jinými vlivy.

Poklesy květnových odtoků se shodují i s Langhammerem a Bernsteinovou (2020). Ti ale identifikovali i nárůst odtoků v lednu, únoru a březnu na všech jimi zkoumaných povodích, z nichž jsou 3 totožné se zde zkoumanými povodími – Vydra, Mumlava a Čeladenka. Z výsledků této práce lze ale potvrdit nárůst lednového, únorového a březnového odtoku pouze u Mumlavy. Tento fakt může být samozřejmě následkem odlišnosti využitých postupů a jinak dlouhé časové řady, přičemž Langhammer a Bernsteinová pracovali s daty v období 1952-2018, což značně přesahuje rozsah zkoumaného období této práce. O znatelném nárůstu právě mumlavských odtoků se zmiňují i Blahušiaková a kol. (2020), kteří pro květnové odtoky taktéž prokázali změnu v období 1966-2012, tedy pro tuto práci více korespondující časové období než u Langhammera a Bernsteinové (2020).

Výzkum Jeníčka a kol. (2016) sice prokázal nárůst odtoků, ale červencových a v nadmořských výškách nad 2000 m n. m, čemuž neodpovídá ani zkoumané roční období ani české prostředí, které těmito nadmořskými výškami nedisponuje. Nicméně autoři ve studii uvádí efekt poklesu letních průtoků i u nižších poloh. Navíc ve zmíněné studii se, na rozdíl

od této práce, pracuje s vlivy na odtok, konkrétně s korelací s vodní hodnotou sněhu a srážkami.

Zajímavým ukazatelem změny odtoku se zabýval Bormann (2010), který zkoumal změny v odtocích pomocí Pardého koeficientu. Kromě změny amplitud odtoků a změny celkových odtokových režimů (pluviální, nivální a glaciální) též přišel s výsledkem, že i na základě Pardého koeficientu byly na německých řekách indikovány nárůsty zimních odtoků. Autor zároveň poukázal na vliv klimatické změny od poloviny 20. století na režimy toků neboť tyto změny korelovaly se regionálními změnami klimatu.

Podobné výsledky vykazuje i studie López-Morena a García-Ruize (2004), kteří se věnovali pyrenejským povodím. V jejich případě šlo sice o nadmořské výšky nad 1600 m n. m., ale i v těchto výškách se potvrdily trendy narůstajících zimních a klesajících jarních odtoků v druhé polovině 20. století. Součástí této studie byla ovšem i analýza korelace s nadmořskou výškou a srážkami, která by mohla být zajímavým rozšířením další práce do budoucna.

Ačkoli se může zdát, že kanadské prostředí je tomu českému velmi vzdálené, studie Burna, Sharifa a Zhanga (2010) ukazuje, že co se týče odtoků, trendy jsou si podobné. Opět i zde byl prokázán klesající trend jarních průtoků. Vzhledem k počtu analyzovaných vodoměrných stanic (50) a délce analyzovaného období (50 let) lze tento výsledek považovat za relevantní a významný.

Z výsledků této bakalářské práce lze říci, že alespoň v krkonošských povodích se celosvětově zkoumané trendy v zimních a jarních odtocích víceméně potvrdily. V povodích Krkonoš je jasně znát nárůst zimních odtoků, které ale v těch nejvyšších povodích překračují až do jara. Ke stejnému výsledku došli i Langhammer a Bernsteinová (2020). Ti pozorovali stejný nárůst odtoků v únoru a březnu na Mumlavě a pokles odtoků v květnu na Mumlavě a Vydře.

Co se týče prostorové variability trendů, výsledky této práce hovoří jednoznačně. Nejvíce trendů se vyskytovalo v krkonošských povodích, kde se ve velké míře a v obou obdobích vyskytovaly záporné i kladné trendy. Naopak nejméně náchylná k trendům byla beskydská povodí. Na Čeladence nebyla potvrzena přítomnost jediného trendu, nicméně to neznamená, že se tam žádný nevyskytoval. Použité metody ho pouze nemusely odhalit nebo se nějaký trend mohl vyskytovat v jiném než zimním nebo jarním měsíci. Na Lomné se vyskytovaly pouze záporné trendy a to v prosinci, v případě průměrných, maximálních a 90percentilových průtoků, a v dubnu a květnu v případě minimálních průtoků. Menší počet

trendů se vyskytoval i v orlicko-jesenických povodích, kde se trendy týkaly spíše jarního období (březen a květen) a jednalo se ve větší míře o záporné trendy.

Pozoruhodným jevem je zdánlivá podobnost trendů všech analyzovaných ukazatelů odtoků, tedy průměrů, mediánů, maxim, 90. percentilů i minim. Což se částečně shoduje s výsledky Blahušiakové a kol. (2020), kteří též popsali poklesy průměrných průtoků spolu s minimálními během pozdního jara. Nicméně právě zmíněný prosincový záporný trend na Lomné by si zasloužil větší pozornost. Blahušiaková a kol. (2020) sice detekovali sucho a deficit vody v zimních měsících (prosinec až únor), ale v povodích značně jiných podmínek a nadmořských výšek, konkrétně v povodí švýcarského Allenbachu (v průměrné nadmořské výšce 1847 m n. m.) a slovenského Hronu (s průměrnou nadmořskou výškou 1060 m n. m.). Jedná se tedy o alpské a tatranské povodí, ve kterých hrají roli velmi nízké teploty v zimním období a srážky, ve formě sněhu, tak nemají možnost dostat se do říční sítě. V případě Allenbachu se však dále jedná o úbytek výšky sněhu. Zmíněné sucho se v těchto povodích týkalo prosince až února, ale v případě Lomné jde pouze o samotný prosinec bez přesahu do jiných měsíců a jedná se tedy o výjimku.

Za zmínku stojí šumavská březnová maxima. Rozsah tohoto trendu je ve zkoumaných povodích ojedinělý, neboť se jedná o všechny toky území a žádný jiný trend mu nepředchází, ani ho nenásleduje. Může se tak jednat o jasný trend jednotného šumavského jarního tání.

Dle Blahušiakové a kol. (2020) a Dierauer, Whitfielda a Allen (2018) mají minimální odtoky souvislost se srážkami, tato hypotéza ale nemohla být, vzhledem ke své povaze, v této práci posouzena. Minimální odtoky na vybraných povodích vykazovaly květnové záporné trendy napříč horskými oblastmi Česka, na rozdíl od britských (Hannaford, Marsh 2006), která ve 2. polovině 20. století trendům nepodléhala, ačkoli zde existují náznaky klesajících minimálních odtoků. Tyto výsledky však nejsou dostatečně statisticky průkazné.

Trend nárůstu jarních odtoků lze v kontextu této práce těžko přikládat například nadmořské výšce, jelikož šumavská povodí převyšující svojí průměrnou nadmořskou výškou ta krkonošská, tento trend nevykazovala. Vzestupný trend dále postupně přecházel i do brzkého jara (březen), kde se držel v těch nejvyšších povodích a lze tam hledat souvislost s nadmořskou výškou. Nicméně korelace trendů s faktory jako například nadmořská výška, teplota vzduchu či úhrny srážek nebyla předmětem této práce. Takovéto analýzy vztahů trendů a jejich možnými původci (nadmořská výška, teplota vzduchu, úhrn srážek, vliv

vegetace, půdních a geologických podmínek apod.) mohou být následným rozšířením v diplomové práci. Stejně jako například doplnění dalších ročních období.

Trendy poklesu květnových odtoků zjištěné v této práci mohou souviset například se zjištěním ve zprávě IPCC (2014), ve které se píše o úbytku jarní (únor-duben) sněhové pokrývky na severní polokouli od poloviny 20. století. Podobně je tomu u Potopové a kol. (2016), kteří detekovali úbytek sněhové pokrývky ve větších nadmořských výškách přímo v Česku. Navíc také detekovali úbytek sněhových srážek ve prospěch dešťových. Všechny tyto popsane změny by mohly být na vině úbytků pozdně jarních odtoků. Nicméně nemusí se jednat o přímou spojitost mezi nízkými zásobami sněhu a nízkými průtoky tentýž rok. Blahušiaková a kol. (2020) ve své studii pozorovali vliv sněhové pokrývky z předešlého roku. Poklesům zimních a jarních odtoků předcházeli úbytek sněhové pokrývky předešlý rok.

Budoucí vývoj sněhových zásob a jejich vlivu na odtok bude ve velké míře podobný a dále prohlubující se. Sněhové zásoby budou v kontinentální Evropě nadále ubývat (Kapnick, Delworth 2013) a srážky budou padat spíše ve formě deště (Potopová a kol. 2016; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018). K predikci budoucího vývoje na území Česka by jistě prospěly i komplexnější analýzy, nejenom na základě teplotních a srážkových změn, ale například i změn krajinného pokryvu (Szczypa a kol. 2014).

Výsledky této práce mohou být ovlivněny chybami během zpracování i samotného sběru dat. Data jako taková mohla být ovlivněna změnami v korytu řeky, jako například úpravou samotného koryta nebo vznikem překážek. V průběhu let mohly být hodnoty ovlivněny změnou metody měření, závadami na měřícím přístroji nebo jinými nepřesnostmi způsobenými použitou metodou. Při výběru dat byla snaha o eliminaci časových řad s chybějícími daty nicméně v datech Modrého potoka a Bělé se vyskytly roční výpadky, které samozřejmě mohly také mít vliv na výsledky. Vzhledem k množství dat a lidskému faktoru mohlo k chybám dojít i při jejich zpracování.

Tato práce se zabývala změnami odtoků z horských povodí, které na základě převážně cizojazyčné literatury zkoumala v první části práce. Byla zhodnocena klimatická situace a její vliv na změnu sněhových srážek, specifika horského odtoku a odtoku ze sněhu, aktuálně zaznamenané změny v horských odtocích a budoucí modelované změny.

V rámci praktické části bylo zhodnoceno 14 českých horských povodích na základě dat denních průtoků z období let 1965 až 2014. Hodnoceny byly trendy zimních a jarních měsíců. Následně byly statisticky významné trendy podrobeny bližší analýze a kvantifikaci změn. V souladu se zkoumanou literaturou došlo ke shodě v několika případech a závěry této práce jsou následující:

- Květnové odtoky se neustále snižují. Během 50letého období znatelně klesaly a vzhledem k teplotním a sněhovým predikcím se dá očekávat další negativní vývoj.
- Největší změny se odehrávají na Mumlavě. Trendům podléhá nejvíce a vyskytují se u ní největší trendové extrémy. Na zvyšující se zimní (leden-březen) odtoky navazuje pozdně jarní (květen) deficit odtoků.
- Na Šumavě dochází v březnu k nárůstům maximálních odtoků. Je zde tak jasně pozorovatelné jarní sněhové tání.
- Toky v Beskydech výraznějším změnám nepodléhají. Jedná se tak o nejstabilnější zkoumaná povodí s nejmenšími odtokovými výkyvy.
- Největší nárůsty odtoků (leden-březen) postihují Krkonoše. Lze tak předpokládat, že se zde zintenzivňuje jarní tání a sněhová pokrývka zde znatelně ubývá.
- Den odtoku 50 % celkového ročního objemu odtoku se stále snižuje. Voda tak odtéká rychleji a dříve v roce. Tento jev ovšem nelze přisuzovat nadmořské výšce. Nejdříve voda sice odtéká z Kněžné, tedy nejnižší položeného povodí, ale v opačném případě tomu tak není, tedy že nejpozději voda odtéká z nejvýše položeného povodí.

Seznam literatury

- AZAM, M. F., WAGNON, P., VINCENT, C., RAMANATHAN, AL., KUMAR, N., SRIVASTAVA, S., POTTAKKAL, J. G., CHEVALLIER, P. (2019): Snow and ice melt contributions in a highly glacierized catchment of Chhota Shigri Glacier (India) over the last five decades. *Journal of Hydrology*, 574, 760–773.
- BALES, R. C., MOLOTCH, N. P., PAINTER, T. H., DETTINGER, M. D., RICE, R., DOZIER, J. (2006): Mountain hydrology of the western United States: MOUNTAIN HYDROLOGY OF THE WESTERN US. *Water Resources Research*, 8, 42.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 7066, 438, 303–309.
- BARNHART, T. B., MOLOTCH, N. P., LIVNEH, B., HARPOLD, A. A., KNOWLES, J. F., SCHNEIDER, D. (2016): Snowmelt rate dictates streamflow: Snowmelt Rate Dictates Streamflow. *Geophysical Research Letters*, 15, 43, 8006–8016.
- BEDNORZ, E., KOSSOWSKI, T. (2004): Long-term changes in snow cover depth in eastern Europe. *Climate Research*, 3, 27, 231–236.
- BENISTON, M. (2003): Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts. In: Diaz, H. F. (ed.): *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*. Springer Netherlands, Dordrecht, 5–31.
- 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.
- BIRSAN, M.-V., DUMITRESCU, A. (2014): Snow variability in Romania in connection to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 1, 34, 134–144.
- BLAHUŠIAKOVÁ, A., MATOUŠKOVÁ, M., JENICEK, M., LEDVINKA, O., KLIMENT, Z., PODOLINSKÁ, J., SNOVKOVÁ, Z. (2020): Snow and climate trends and their impact on seasonal runoff and hydrological drought types in selected mountain catchments in Central Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 12, 65, 2083–2096.
- BORMANN, H. (2010): Runoff regime changes in German rivers due to climate change. *ERDKUNDE*, 3, 64, 257–279.

- BRÁZDIL, R., CHROMÁ, K., DOBROVOLNÝ, P., TOLASZ, R. (2009): Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961-2005: CLIMATE FLUCTUATIONS IN THE CZECH REPUBLIC. *International Journal of Climatology*, 2, 29, 223–242.
- BURN, D. H., SHARIF, M., ZHANG, K. (2010): Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds. *Hydrological Processes*, 13, 24, 1781–1790.
- CAREY, S. K., QUINTON, W. L. (2004): Evaluating snowmelt runoff generation in a discontinuous permafrost catchment using stable isotope, hydrochemical and hydrometric data. *Hydrology Research*, 4–5, 35, 309–324.
- CLOW, D. W. (2010): Changes in the Timing of Snowmelt and Streamflow in Colorado: A Response to Recent Warming. *Journal of Climate*, 9, 23, 2293–2306.
- CROWLEY, T. J. (2000): Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, 5477, 289, 270–277.
- CUBASCH, U., MEEHL, G. A., BOER, G. J. (2001): Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Weather*, 8, 57, 283–287.
- DAVIE, T. (2008): *Fundamentals of hydrology*. Routledge, London.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): PRINCIPLES OF SNOW HYDROLOGY. 428.
- DIERAUER, J. R., ALLEN, D. M., WHITFIELD, P. H. (2019): Snow Drought Risk and Susceptibility in the Western United States and Southwestern Canada. *Water Resources Research*, 4, 55, 3076–3091.
- DIERAUER, J. R., WHITFIELD, P. H., ALLEN, D. M. (2018): Climate Controls on Runoff and Low Flows in Mountain Catchments of Western North America. *Water Resources Research*, 10, 54, 7495–7510.
- EARMAN, S., DETTINGER, M. (2011): Potential impacts of climate change on groundwater resources – a global review. *Journal of Water and Climate Change*, 4, 2, 213–229.
- Evidenční list hlásného profilu č.280 (nedatováno):
https://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307102 (18. 4. 2021).
- Evidenční list hlásného profilu č.290 (nedatováno):
https://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307326 (18. 4. 2021).

- FALARZ, M. (2002): Long-term variability in reconstructed and observed snow cover over the last 100 winter seasons in Cracow and Zakopane (southern Poland). *Climate Research - CLIMATE RES*, 19, 247–256.
- GAO, T., ZHANG, T., CAO, L., KANG, S., SILLANPÄÄ, M. (2016): Reduced winter runoff in a mountainous permafrost region in the northern Tibetan Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, 126, 36–43.
- HANNAFORD, J., MARSH, T. (2006): An assessment of trends in UK runoff and low flows using a network of undisturbed catchments. *International Journal of Climatology*, 9, 26, 1237–1253.
- HARPOLD, A., BROOKS, P., RAJAGOPAL, S., HEIDBUCHEL, I., JARDINE, A., STIELSTRA, C. (2012): Changes in snowpack accumulation and ablation in the intermountain west: SNOWPACK CHANGES IN THE INTERMOUNTAIN WEST. *Water Resources Research*, 11, 48.
- HORTON, P., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A., HINGRAY, B., MUSY, A. (2006): Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*, 10, 20, 2091–2109.
- IPCC ed. (2014): *Climate change 2014: synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- JAIN, S. K., GOSWAMI, A., SARAF, A. K. (2010): Assessment of Snowmelt Runoff Using Remote Sensing and Effect of Climate Change on Runoff. *Water Resources Management*, 9, 24, 1763–1777.
- JENICEK, M., LEDVINKA, O. (2020): Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer low flows in Czechia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7, 24, 3475–3491.
- JENICEK, M., SEIBERT, J., STAUDINGER, M. (2018): Modeling of Future Changes in Seasonal Snowpack and Impacts on Summer Low Flows in Alpine Catchments. *Water Resources Research*, 1, 54, 538–556.
- JENICEK, M., SEIBERT, J., ZAPPA, M., STAUDINGER, M., JONAS, T. (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 20, 859–874.
- 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, 347, 101–115.

- KAMPF, S., MARKUS, J., HEATH, J., MOORE, C. (2015): Snowmelt runoff and soil moisture dynamics on steep subalpine hillslopes: SUBALPINE HILLSLOPE FLOW AND SOIL MOISTURE. *Hydrological Processes*, 5, 29, 712–723.
- KAPNICK, S. B., DELWORTH, T. L. (2013): Controls of Global Snow under a Changed Climate. *Journal of Climate*, 15, 26, 5537–5562.
- KAPNICK, S. B., DELWORTH, T. L., ASHFAQ, M., MALYSHEV, S., MILLY, P. C. D. (2014): Snowfall less sensitive to warming in Karakoram than in Himalayas due to a unique seasonal cycle. *Nature Geoscience*, 11, 7, 834–840.
- KAPNICK, S., HALL, A. (2012): Causes of recent changes in western North American snowpack. *Climate Dynamics*, 9, 38, 1885–1899.
- KEMEL, M. (1996): *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. ČVUT, Praha.
- KNOWLES, N., DETTINGER, M. D., CAYAN, D. R. (2006): Trends in Snowfall versus Rainfall in the Western United States. *Journal of Climate*, 18, 19, 4545–4559.
- LANGHAMMER, J., BERNSTEINOVÁ, J. (2020): Which Aspects of Hydrological Regime in Mid-Latitude Montane Basins Are Affected by Climate Change? *Water*, 8, 12, 2279.
- LATERNSER, M., SCHNEEBELI, M. (2003): Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931–99). *International Journal of Climatology*, 7, 23, 733–750.
- LINDSTRÖM, G., BERGSTRÖM, S. (2004): Runoff trends in Sweden 1807–2002 / Tendances de l'écoulement en Suède entre 1807 et 2002. *Hydrological Sciences Journal*, 1, 49, 69–83.
- LITTELL, J. S., MCAFEE, S. A., HAYWARD, G. D. (2018): Alaska Snowpack Response to Climate Change: Statewide Snowfall Equivalent and Snowpack Water Scenarios. *Water*, 5, 10, 668.
- LIVNEH, B., BADGER, A. M. (2020): Drought less predictable under declining future snowpack. *Nature Climate Change*, 5, 10, 452–458.
- LÓPEZ-MORENO, J. I., GARCÍA-RUIZ, J. M. (2004): Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrological Sciences Journal*, 5, 49, null-802.

- LUOMARANTA, A., AALTO, J., JYLHÄ, K. (2019): Snow cover trends in Finland over 1961–2014 based on gridded snow depth observations. *International Journal of Climatology*, 7, 39, 3147–3159.
- MACDONALD, R. J., BYRNE, J. M., BOON, S., KIENZLE, S. W. (2012): Modelling the Potential Impacts of Climate Change on Snowpack in the North Saskatchewan River Watershed, Alberta. *Water Resources Management*, 11, 26, 3053–3076.
- MAGNUSSON, J., JONAS, T., LÓPEZ-MORENO, I., LEHNING, M. (2010): Snow cover response to climate change in a high alpine and half-glacierized basin in Switzerland. *Hydrology Research*, 3–4, 41, 230–240.
- MCNAMARA, J. P., KANE, D. L., HINZMAN, L. D. (1997): Hydrograph separations in an arctic watershed using mixing model and graphical techniques. *Water Resources Research*, 7, 33, 1707–1719.
- MCNAMARA, J. P., TETZLAFF, D., BISHOP, K., SOULSBY, C., SEYFRIED, M., PETERS, N. E., AULENBACH, B. T., HOOPER, R. (2011): Storage as a Metric of Catchment Comparison. *Hydrological Processes*, 21, 25, 3364–3371.
- MESSERLI, B., VIVIROLI, D., WEINGARTNER, R. (2004): Mountains of the World: Vulnerable Water Towers for the 21st Century. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, sp13, 33, 29.
- MOTE, P. W., HAMLET, A. F., CLARK, M. P., LETTENMAIER, D. P. (2005): DECLINING MOUNTAIN SNOWPACK IN WESTERN NORTH AMERICA*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1, 86, 39–50.
- MOUNTAIN RESEARCH INITIATIVE EDW WORKING GROUP (2015): Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5, 5, 424–430.
- NETOPIL, R. (1972): *Hydrologie pevnin*. Academia, Praha.
- NETOPIL, R. (1984): *Fyzická geografie I*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- PARAJKA, J., BEZAK, N., BURKHART, J., HAUKSSON, B., HOLKO, L., HUNDECHA, Y., JENICEK, M., KRAJČÍ, P., MANGINI, W., MOLNAR, P., RIBOUST, P., RIZZI, J., SENSOY, A., THIREL, G., VIGLIONE, A. (2019): Modis Snowline Elevation Changes During Snowmelt Runoff Events in Europe. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 1, 67, 101–109.
- PELLICCIOTTI, F., BAUDER, A., PAROLA, M. (2010): Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resources Research*, 10, 46.

- POTOPOVÁ, V., BORONEANȚ, C., MOŽNÝ, M., SOUKUP, J. (2016): Driving role of snow cover on soil moisture and drought development during the growing season in the Czech Republic. *International Journal of Climatology*, 11, 36, 3741–3758.
- QUINTON, W. L., MARSH, P. (1999): A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrological Processes*, 16, 13, 2563–2581.
- RIZZI, J., NILSEN, I. B., STAGGE, J. H., GISNÅS, K., TALLAKSEN, L. M. (2017): Five decades of warming: impacts on snow cover in Norway. *Hydrology Research*, 3, 49, 670–688.
- SCREEN, J. A., SIMMONDS, I. (2012): Declining summer snowfall in the Arctic: causes, impacts and feedbacks. *Climate Dynamics*, 11, 38, 2243–2256.
- SEIBERT, J., JENICEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2015): Snow and Ice in the Hydrosphere. In: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. Elsevier, 99–137.
- SHADMANI, M., MAROFI, S., ROKNIAN, M. (2012): Trend Analysis in Reference Evapotranspiration Using Mann-Kendall and Spearman's Rho Tests in Arid Regions of Iran. *Water Resources Management*, 1, 26, 211–224.
- SCHNEEBERGER, K., DOBLER, C., HUTTENLAU, M., STÖTTER, J. (2015): Assessing potential climate change impacts on the seasonality of runoff in an Alpine watershed. *Journal of Water and Climate Change*, 2, 6, 263–277.
- SINGH, P., BENGTSSON, L. (2004): Hydrological sensitivity of a large Himalayan basin to climate change. *Hydrological Processes*, 13, 18, 2363–2385.
- SIRGUEY, P., MATHIEU, R., ARNAUD, Y., FITZHARRIS, B. B. (2009): Seven years of snow cover monitoring with MODIS to model catchment discharge in New Zealand. In: *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. II-863-II–866.
- SONG, C., WANG, G., MAO, T., DAI, J., YANG, D. (2020): Linkage between permafrost distribution and river runoff changes across the Arctic and the Tibetan Plateau. *Science China Earth Sciences*, 2, 63, 292–302.
- SPRÁVA CHKO BESKYDY (nedatováno): Charakteristika CHKO Beskydy, AOPK ČR, <https://beskydy.ochranaprirody.cz/charakteristika-oblasti/> (23. 4. 2021).
- SPRÁVA CHKO JESENÍKY (nedatováno): Charakteristika CHKO Jeseníky, AOPK ČR, <https://jeseniky.ochranaprirody.cz/charakteristika-CHKO/> (23. 4. 2021).

- SPRÁVA CHKO ORLICKÉ HORY (nedatováno): Charakteristika CHKO Orlické hory, AOPK ČR, <https://orlickehory.ochranaprirody.cz/zakladni-udaje-o-chko/> (23. 4. 2021).
- SPRÁVA KRKONOŠSKÉHO NÁRODNÍHO PARKU (nedatováno): KRNAP - Krkonošský národní park, <https://www.krnep.cz/prirodni-pomery/> (23. 4. 2021).
- SPRÁVA NP ŠUMAVA (nedatováno): Přírodní poměry NP Šumava, Národní park Šumava, <https://www.npsumava.cz/priroda/prirodni-pomery/> (23. 4. 2021).
- SPROLES, E. A., ROTH, T. R., NOLIN, A. W. (2017): Future snow? A spatial-probabilistic assessment of the extraordinarily low snowpacks of 2014 and 2015 in the Oregon Cascades. *The Cryosphere*, 1, 11, 331–341.
- STAUDINGER, M., STOELZLE, M., SEEGER, S., SEIBERT, J., WEILER, M., STAHL, K. (2017): Catchment water storage variation with elevation. *Hydrological Processes*, 11, 31, 2000–2015.
- STUEFER, S. L., ARP, C. D., KANE, D. L., LILJEDAHN, A. K. (2017): Recent Extreme Runoff Observations From Coastal Arctic Watersheds in Alaska. *Water Resources Research*, 11, 53, 9145–9163.
- SZCZYPTA, C., GASCOIN, S., HOUET, T., HAGOLLE, O., DEJOUX, J.-F., VIGNEAU, C., FANISE, P. (2014): Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *Journal of Hydrology*, 521, 84–99.
- TEULING, A. J., LEHNER, I., KIRCHNER, J. W., SENEVIRATNE, S. I. (2010): Catchments as simple dynamical systems: Experience from a Swiss prealpine catchment. *Water Resources Research*, 10, 46.
- TRENBERTH, K. (2011): Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 1, 47, 123–138.
- VIVIROLI, D., ARCHER, D. R., BUYTAERT, W., FOWLER, H. J., GREENWOOD, G. B., HAMLET, A. F., HUANG, Y., KOBOLTSCHNIG, G., LITAOR, M. I., LÓPEZ-MORENO, J. I., LORENTZ, S., SCHÄDLER, B., SCHREIER, H., SCHWAIGER, K., VUILLE, M., WOODS, R. (2011): Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 15, 471–504.
- VIVIROLI, D., DÜRR, H. H., MESSERLI, B., MEYBECK, M., WEINGARTNER, R. (2007): Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, 7, 43.

- WHITAKER, A. C., SUGIYAMA, H., HAYAKAWA, K. (2008): Effect of Snow Cover Conditions on the Hydrologic Regime: Case Study in a Pluvial-Nival Watershed, Japan. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 4, 44, 814–828.
- YANG, D., ROBINSON, D., ZHAO, Y., ESTILOW, T., YE, B. (2003): Streamflow response to seasonal snow cover extent changes in large Siberian watersheds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, D18, 108.
- YEO, S.-R., KIM, W., KIM, K.-Y. (2017): Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation. *Climate Dynamics*, 1, 48, 499–511.
- YUE, S., PILON, P., CAVADIAS, G. (2002): Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 1–4, 259, 254–271.
- ZEIRINGER, B., SELIGER, C., GREIMEL, F., SCHMUTZ, S. (2018): River Hydrology, Flow Alteration, and Environmental Flow. In: Schmutz, S., Sendzimir, J. (eds.): *Riverine Ecosystem Management*. Springer International Publishing, Cham, 67–89.