

Univerzita Karlova  
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a kartografie



Maximilian Balkhausen

**Ústup horského zalednění z maxim Malé doby ledové  
v západní Kanadě**

Retreat of mountain glaciers from the Little Ice Age maxima  
in western Canada

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Martin Margold, Ph.D.

Praha, 2021

## **Zadání bakalářské práce**

### **Téma práce**

Ústup horského zalednění z maxim Malé doby ledové v západní Kanadě

### **Cíle práce**

Práce provede rešerši stávající literatury k tématu a vyhodnotí ústup horských ledovců ve vybraných horských celcích na klimatickém transektu mezi oceánickým a kontinentálním podnebím.

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

Mapování ze satelitních snímků a digitálních modelů terénů v prostředí GIS.

Datum zadání: 13.11. 2020

Jméno studenta: Maximilian Balkhausen

.....

Podpis studenta

Jméno vedoucího práce: Martin Margold

.....

Podpis vedoucího práce

### **Prohlášení**

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

V Praze, 14. 7. 2021

.....

Maximilian Balkhausen

### **Poděkování**

Rád bych poděkoval svému vedoucímu práce Martinu Margoldovi za věnovaný čas, cenné rady, věcné připomínky a náměty.

Mé poděkování patří též Helen E. Dulfer za spolupráci při získání dat pro výzkumnou část práce.

Děkuji svým rodičům a sestře za neustálou podporu během studia.

„Writing is like the life of a glacier; one eternal grind.“

John Muir, 1911

*“My First Summer in the Sierra: Illustrated Edition”, 2011, s. 8.*

## ABSTRAKT

Malá doba ledová je pojem označující období výraznějšího ochlazení oproti dlouhodobému průměru stávajícího interglaciálu. Během tohoto období došlo k výrazné expanzi horského zalednění v celosvětovém měřítku. Tato práce se zabývá ústupem horských ledovců z maxima Malé doby ledové v západní Kanadě. Celkem bylo zmapováno 60 ledovců ve třech studijních oblastech v pohorích severní Britské Kolumbie podél západo-východního klimatického transektu. Studované oblasti se nachází v severních Pobřežních horách, severních Interior Mountains a severních kanadských Skalnatých horách. Sledované ledovce byly manuálně mapovány pomocí satelitních snímků misí Landsat z let 1977, 1987, 1997, 2007 a 2017. Rozsahy ledovců během maxima Malé doby ledové byly mapovány ze satelitních snímků PlanetScope s rozlišením 3 m, v nichž bylo možno trasovat morény z tohoto maxima. Ústup ledovcové plochy v severních Pobřežních horách od maxima Malé doby ledové do roku 2017 činil 22,1 %, v severních Interior Mountains 41,3 % a v severních kanadských Skalnatých horách 41,0 %. Byla zjištěna vysoká variabilita relativní míry ústupu ledovce mezi menšími ledovci ve všech studijních oblastech. To nasvědčuje tomu, že reakce ledovců na klimatickou změnu nejsou podmíněné jen klimatickými faktory, ale také vlastnostmi ledovce jako nadmořská výšky, sklon a orientace. Nebyl zaznamenán ani jeden ledovec s kladnou změnou ledovcové plochy.

**Klíčová slova:** Malá doba ledová, ústup horského zalednění, Kanadské Kordillery, dálkový průzkum

## **ABSTRACT**

The Little Ice Age is a term describing a period of significant cooling compared to the long-term average of the current interglacial. During this period, there was a significant expansion of mountain glaciation worldwide. This study deals the retreat of mountains glaciers from the Little Ice Age maxima in western Canada. A total of 60 glaciers were mapped in three study areas in the mountains of northern British Columbia along the west-east climate transect. The study areas are located in the northern Coast Mountains, the northern Interior Mountains and the northern Canadian Rocky Mountains. The monitored glaciers were manually mapped using Landsat satellite imagery from 1977, 1987, 1997, 2007 a 2017. The glacier extent during the Little Ice Age maxima was mapped using PlanetScope satellite imagery with a resolution of 3 m, where it was possible to trace moraines from this maxima. The decline of the glacial area in the northern Coast Mountains from the Little Ice Age maxima to 2017 was 22,1 %, in the northern Interior Mountains 41,3 % and in the northern Canadian Rocky mountains 41,0 %. High variability was found for the relative glacier retreat among smaller glaciers in all study areas. This suggests that glacier response to climate change is not only conditioned by climatic factors, but also by glacier attributes such as altitude, slope and orientation. No glacier with a positive change in glacier area was recorded.

**Key words:** Little Ice Age, retreat of mountain glaciation, Canadian Cordillera, remote sensing

# Obsah

1. Úvod .....	9
2. Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území .....	11
2.1 Místopisné názvy .....	12
2.2 Geologická stavba a orografie .....	12
2.3 Geomorfologie .....	12
2.4 Vodstvo a hydrologické poměry .....	13
2.5 Klima .....	14
2.5.1 Klimatické poměry .....	14
2.5.2 Srážkové poměry .....	16
2.5.3 Módy proměnlivosti atmosférické cirkulace .....	17
2.5.4 Dlouhodobý vývoj klimatu .....	19
3. Horské zalednění západní Kanady .....	20
3.1 Zalednění v Pobřežních horách .....	21
3.2 Zalednění v Interior Mountains .....	22
3.3 Zalednění v kanadských Skalnatých horách .....	22
3.4 Recentní změny .....	22
4. Malá doba ledová .....	24
4.1 Časové zařazení a regionální vymezení .....	24
4.2 Možné příčiny .....	24
4.3 Vliv a dopad na společnost .....	25
4.4 Malá doba ledová v Severoamerických Kordillerách .....	25
5. Metodika a data .....	26
5.1 Software .....	26
5.2 Zdroje DPZ dat .....	27
5.3 Úprava satelitních snímků .....	27
5.4 Vymezení rozsahu sledovaných ledovců a Randolph Glacier Inventory .....	28
5.5 Identifikace morén z Malé doby ledové .....	30
5.6 Limity a potenciální chyby mapování .....	31
5.7 Analýza .....	31
5.8 Reanalýza klimatických dat .....	32
5.8.1 Zdroje dat a zpracování .....	32
5.8.2 Kontrola přesnosti .....	33



6. Výsledky.....	35
6.1 Změna plochy ledovců.....	35
6.2 Dynamika ústupu ledovců během sledovaného období.....	36
6.3 Variabilita změn plochy ledovců .....	36
6.4 Změna nadmořské výšky čel ledovců .....	38
6.5 Ústup čela ledovce .....	38
6.6 Úbytek podle orientace .....	39
6.7 Úbytek podle typu ledovce .....	40
6.8 Klimatická reanalýza od 1950 do 2020 .....	41
7. Diskuse .....	43
7.1 Porovnání výsledků s jinými studiemi.....	43
7.2 Interakce ledovců a klimatu .....	44
8. Závěr.....	46
9. Zdroje .....	48
9.1 Bibliografie .....	48
9.2 Internetové zdroje .....	54
9.3 Zdroje dat.....	55
10. Seznam obrázků.....	56
11. Seznam tabulek.....	56
12. Seznam příloh.....	56

# 1. Úvod

Ledovce jsou jednou z hlavních komponent klimatu a hydrologického systému naší Země. Povrch ledovců odráží většinu krátkovlnné radiace zpět do vesmíru, čímž ledovce ovlivňují povrchovou teplotu v lokálním a regionálním měřítku, a v případě ledovcových štítů i v kontinentálním měřítku. Zvýšené troposférické oteplování v posledních desetiletích zesiluje změny v kryosféře, které mají globální dopad na cirkulaci atmosféry (Tang, Zhang, Francis 2013), vzestup hladiny oceánů (Farinotti et al. 2019) a přístupnost pitné vody (Huss, Hock 2018). Tři čtvrtiny sladké vody naší Země jsou vázány v ledovcích, což je dělá největším zdrojem sladké vody na světě (Williams, Ferrigno 2012). Více jak jedna šestina světové populace je závislá na ledovcích a sněhu jako zdroji vody (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005). Následky hydrologických změn způsobených ústupem a případným zánikem ledovců v budoucnu budou pravděpodobně velmi závažné (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005).

Změny ledovců jsou rozhodujícím faktorem pro průtok, dobu průtoku, teplotu a kvalitu vody řek pramenících v povodích se zaledněním (Moore et al. 2009). Chybějící odtok z tání ledovců může mít také důsledky na celé říční a pobřežní ekosystémy (Hood et al. 2009; Milner et al. 2017). Jeden z nejdiskutovanějších dopadů tání ledovců v současnosti je jejich vliv na hladinu světového oceánu. V důsledku tání horských ledovců (bez příspěvků ledovcových štítů Grónska a Antarktidy) se během příštích 100 let očekává vzestup hladiny světového oceánu o  $0.32 \pm 0.08$  m (Farinotti et al. 2019), což představuje ohrožení pro ostrovní a pobřežní komunity.

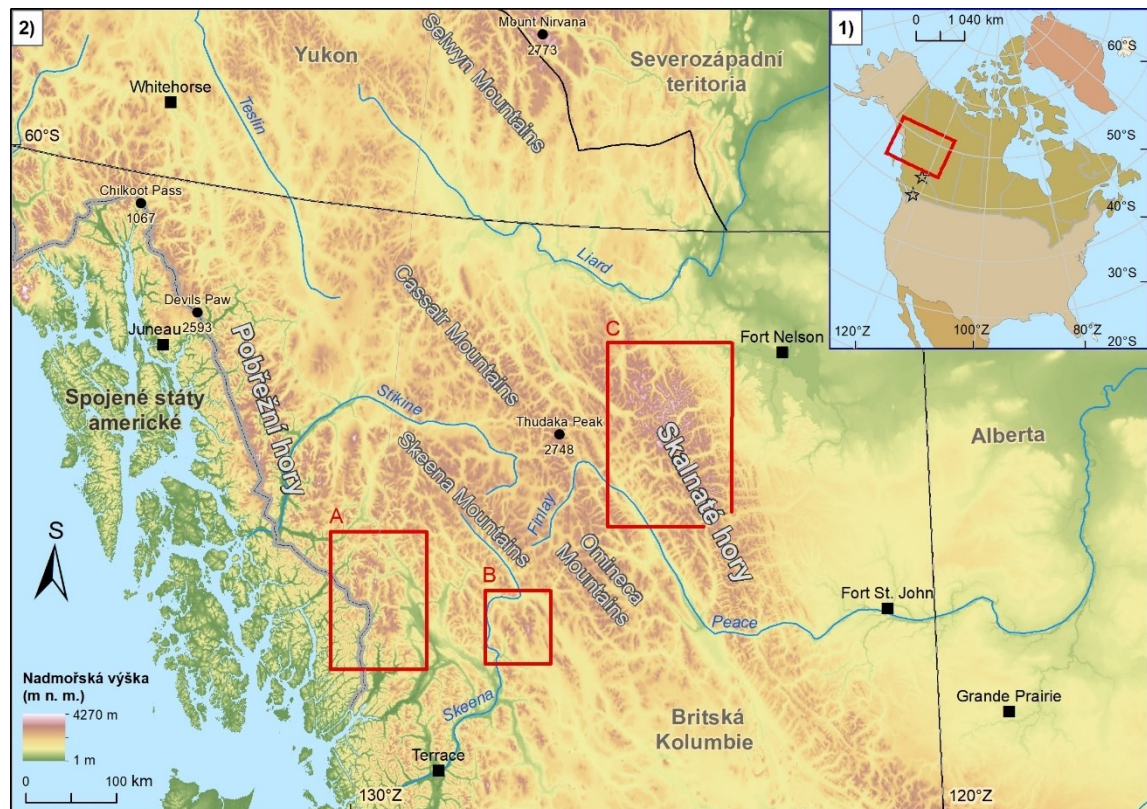
Ústup ledovců může vést i k řadě geomorfologických ohrožení, jako jsou skalní řícení, kamenné laviny, mury a suťové proudy (Moore et al. 2009). Potenciálně největší hrozbou mohou být náhlá vyprázdnění ledovcových jezer. Rychlý ústup ledovců vede ke vzniku nových ledovcových jezer či ke zvětšování již existujících, čímž se zvyšuje riziko jejich průvalu. Přestože většina těchto jevů probíhá v odlehlých horských oblastech, vyžádaly si tyto úkazy v minulosti tisíce lidských životů a značné škody na infrastruktuře (Huggel, Haeberli, Kääb 2008). Ústup ledovců představuje závažnou hrozbu i pro zemědělské a průmyslové regiony, které jsou závislé na jejich odtoku (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005). Ledovce také přispívají k ekonomice v horských komunitách svým turistickým potenciálem, konkrétně možnostmi ledovcových túr, lyžování a jiných sportovních aktivit zahrnujících

ledovce. Některá turistická střediska jsou značně závislá na lokálním výskytu ledovců a vynakládají velké finance pro jejich umělé zachování (Jorio, Reusser 2019).

Ústup ledovců je pozorovatelný na několik desetiletí dlouhých řadách satelitních snímků a je ho též možné rekonstruovat využitím glaciálně-geomorfologických tvarů reliéfu v odledněném území. Změna ledovců představuje reakci na lokální a globální změnu klimatu, a tvoří tak jakýsi záznam klimatických změn. To je užitečné především v odlehlých místech s vysokou nadmořskou výškou, kde nejsou dostupná meteorologická data.

Tato práce se zabývá problematikou zalednění horských oblastí západní Kanady a ústupem ledovců z maxim Malé doby ledové. Cílem práce je pomocí satelitních snímků zmapovat změny horských ledovců od maxim Malé doby ledové do současnosti a následnou analýzou vyhodnotit souvislosti mezi ústupem horských ledovců a klimatickou změnou během posledních sedmi dekad na transektu mezi oceánickým a kontinentálním podnebím. Analýza také zkoumá, zda jednotlivé vlastnosti ledovců mají vliv na míru jejich ústupu. Relativní míra ústupu horských ledovců západní Kanady a vliv jednotlivých parametrů ledovce jsou poté diskutovány ve srovnání s jinými studii.

Studie se zaměřuje na tři studijní oblasti situované podél západo-východního klimatického transektu v Kanadských Kordillerách v severní Britské Kolumbii: (A) Kanadskou část South Boundary Ranges spadajících do Pobřežních hor ( $55^{\circ} 43' N$ ;  $129^{\circ} 56' W$ , Obrázek 1); (B) Atna Range a Sicintine Range, které jsou částmi Skeena Mountains, které spadají do Interior Mountains ( $55^{\circ}56' N$ ;  $127^{\circ}12'W$ , Obrázek 1); (C) Muskwa Ranges v kanadských Skalnatých horách ( $57^{\circ}59'N$ ;  $124^{\circ}34'W$ , Obrázek 1).



**Obrázek 1: Studijní oblasti práce.** 1) Pozice studijních oblastí v rámci Severní Ameriky. Hvězdy značí pozice meteorologických stanic: severněji položená hvězda je stanice Barkerville; jižněji položená hvězda je stanice Agassiz CDA 2) Pozice jednotlivých studijních oblastí: A) South Boundary Ranges; B) Atna a Sicintine Range; C) Muskwa Ranges. Data: Natural Earth; EROS, USGS

## 2. Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

Horský a vysokohorský reliéf Kanadských Kordiller pokrývá rozsáhlé oblasti Západní Kanady. Kanadské Kordillery zaujímají 16 % celkové rozlohy Kanady a rozkládají se podél jejího západního pobřeží od hranic se Spojenými státy na jihu až po Beaufortovo moře na severu Yukonu (Bone 2002). To zahrnuje většinu území Britské Kolumbie a Yukonu a jihozápadní část Alberta a Severozápadních teritorií. Najdeme zde i nejvyšší horu Kanady a druhou nejvyšší horu Severní Ameriky Mount Logan s 5 956 m n. m. a dále například Mount Fairweather (4 671 m n. m.) nebo jižněji ležící Mount Waddington (4 019 m n. m.). Následující podkapitoly se soustředí na témata relevantní pro tuto práci. Nejedná se tedy o komplexní fyzicko-geografickou charakteristiku Kanadských Kordiller.

## 2.1 Místopisné názvy

V této práci jsou užití místopisné názvy v češtině, pokud odpovídající název v češtině existuje. V případě, že české exonymum není k dispozici, je užíván původní název v angličtině.

## 2.2 Geologická stavba a orografie

Kanadské Kordillery vznikly působením dvou hlavních tektonických mechanismů – subdukce a konvergence (Orme 2002). Kordillery se nachází přímo na hraně Severoamerické desky a skládají se z deformovaného západního okraje Severoamerického kratónu, který kolidoval s kontinentálními fragmenty a ostrovními oblouky, což vedlo k akreci teránů (Clague 1989; Orme 2002). Právě tyto procesy zapříčinily současnou severozápadně-jihovýchodní orientaci Kordiller. Kanadské Kordillery jsou z větší části tvořeny alochtonními terány a každý z nich má svou vlastní geologickou historii, která ho odděluje od ostatních, a dohromady tvoří jakousi „mozaiku“ teránů. Mezi největší terány patří terán Wrangellia, Stikinia a Alexander (Price 1994).

Velká různorodost hornin Kanadských Kordiller reflektuje komplexní geologickou historii tohoto horského systému. Na základě struktury hornin a litologie byly Kanadské Kordillery rozděleny do pěti morfologických pásů se severo-jihní orientací. Jedná se o (od západu na východ) Insular Belt, Coast Plutonic Complex, Intermontane Belt, Omineca Crystalline Belt a Rocky Mountain Belt (Monger, Price 2002). Plutonické a metamorfované horniny vystupují na povrch v Omineca Crystalline Belt a v Coast Plutonic Complex, což svědčí o výrazném klenbovitém zdvihání a erozi. Silné vrstvy sedimentu se akumulovaly v Insular Belt, Intermontane Belt a Rocky Mountain Belt.

## 2.3 Geomorfologie

Hlavními geomorfologickými procesy, které ovlivnily reliéf Kanadských Kordiller, jsou diastrofismus, vulkanismus, povrchová eroze a zalednění. Před ledovcovou aktivitou byla většina údolí pravděpodobně tvořena říční erozí. Během kvartéru docházelo k inverzi údolního dna a odklonu říčních koryt. Odklony byly způsobeny blokáží řeky lávovými proudy, sesuvy a ledovcovými a říčními sedimenty. Periglaciální procesy jako soliflukce, kryoplanace a termokrasové procesy tvořily reliéf pohoří během chladných období pleistocénu bez zalednění (Clague 1989). První zalednění horských oblastí severozápadní Severní Ameriky pevninským ledovcovým štítem nastalo během pozdního pliocénu (Clague

1989). Reliéf byl během kvartéru utvářen především ledovcovými procesy. Působení těchto procesů se měnilo v závislosti na typu zalednění, které kolísalo mezi horským a kontinentálním. Výsledkem jsou široká údolí ve tvaru „U“ a fjordy dlouhé až 150 km v západní části Pobřežních hor (Pickard 1961). Menší glaciálně-geomorfologické tvary, které vznikly především během poslední doby ledové („Fraser Glaciation“ v regionální stratigrafii jižní Britské Kolumbie a „McConnell glaciation“ v regionální stratigrafii severní Britské Kolumbie a Yukonu), zahrnují morény, drumliny, ledovcové rýhy, eskery a kamy. Horské zalednění vedlo k vytvoření ostrých skalních hřebenů, karů a horských štítů (Clague 1989).

## 2.4 Vodstvo a hydrologické poměry

Kanadské Kordillery tvoří hlavní rozvodí Kanady a jsou součástí Kontinentálního rozvodí Severní Ameriky. Dělí řeky do úmoří Tichého oceánu, Severního ledového oceánu a z části i Atlantského oceánu. Členitý reliéf pohoří a intenzivní ledovcová aktivita v minulosti vedly ke vzniku mnoha jezer a řek.

Odtok povodí Kanadských Kordiller vykazuje typické režimy v závislosti na ročním období a odvíjí se od srážek, tání sněhu a tání ledovců. Tyto faktory, zesílené či zeslabené počasím, ovlivňují průtok řek na několik hodin až dní. Dlouhodobý vliv na průtok řek mají další klimatické činitele, jako například módy proměnlivosti, z nichž je regionálně nejvýraznější El Niño (Eaton, Moore 2010). Srážkové odtokové režimy najdeme především u povodí řek vyskytujících se v nižších nadmořských výškách na západě Kanadských Kordiller na návětrné straně Pobřežních hor. Největší odtoky nastávají v nejdeštivějších měsících roku pro tuto oblast – listopad a prosinec. Nejnižší hodnoty odtoku zde jsou během července a srpna (Eaton, Moore 2010). Opakem toho jsou střední a východní části Kordiller, kde se vyskytuje odtokový režim závislý na vodě z tání sněhu a ledu. K největším odtokům dochází během teplých měsíců května, června a července, kdy dochází k tání sněhu a ledu. Toto období se může prodloužit až do září, pokud je dané povodí více než ze 2 % ze své celkové rozlohy pokryté ledovci (Eaton, Moore 2010). Nejnižší odtok vykazují toky v tomto regionu během zimních měsíců. V Yukonu a severní části Britské Kolumbie se vlivem chladnějšího klimatu vysoké zeměpisné šířky a hor dosahujících zde vyšších nadmořských výšek vyskytují četné a rozsáhlé horské ledovce a odtokový režim závisí především na nich. Největší odtok je zde zaznamenáván v nejteplejších měsících, což jsou červenec a srpen. Nejnižší až skoro žádný odtok nastává v zimních měsících, kdy jsou všechny srážky

v podobě sněhu a ledu (Eaton, Moore 2010). Řeky Kanadských Kordiller mají často divočící charakter koryta a jsou také na řadě míst zařízlé v kaňonovitých údolích. Zájmové oblasti jsou odvodňovány řekami Bear River a Skeena River do Tichého oceánu a řekami Liard River a Peace River, přítoky řeky Mackenzie, do Severního ledového oceánu.

Nejčastějšími jezery Kanadských Kordiller jsou jezera ledovcového původu, jako jsou například jezera hrazená morénou, karová či rinová jezera. Většina těchto jezer vznikla po ústupu pleistocenního zalednění (Gilbert et al. 2006). Největším přírodním jezerem Kanadských Kordiller je se 791 km<sup>2</sup> v rozloze jezero Atlin Lake ležící na severu Britské Kolumbie.

## 2.5 Klima

### 2.5.1 Klimatické poměry

Klima Kanadských Kordiller je určováno především blízkostí oceánu, členitou orografií, nadmořskou výškou, orientací hřebenů vzhledem ke směru převládajícího proudění vzduchu a zeměpisnou šířkou. Ze západní strany je klima pohoří ovlivněné oceánickým podnebím, kdežto východní straně pohoří dominuje kontinentální podnebí. Oblast Kanadských Kordiller jižně od 58° severní šířky má převážně klima horského charakteru. Nad touto rovnoběžkou se setkáváme již se subarktickým horským klimatem (Bone 2002). Rovnoběžné horské hřbety a široké náhorní plošiny způsobují regionální rozdíly a tvoří řadu mikroklimatických regionů, kde můžeme rozlišit například vysokohorská, subarktická, mediteránní a semiaridní klimata (Moore et al. 2010).

Jižně od 58° severní šířky je klima Kanadských Kordiller značně ovlivněné vzduchovou hmotou přicházející od Tichého oceánu ze západu (Bone 2002). Počasí tohoto regionu určují střídavé sekvence cyklón a anti-cyklón. Tlaková níže se pravidelně tvoří během zimy na severu Tichého oceánu v Beringově moři (Aleutská tlaková níže) a pohybuje se poté východním směrem k pobřeží Severní Ameriky. Přináší oblačnost, vytrvalejší srážky a vítr. Tlakové výše se naopak v létě posunují na sever Tichého oceánu, což se v horských oblastech projevuje nízkou oblačností a relativně teplým počasím (Moore et al. 2010).

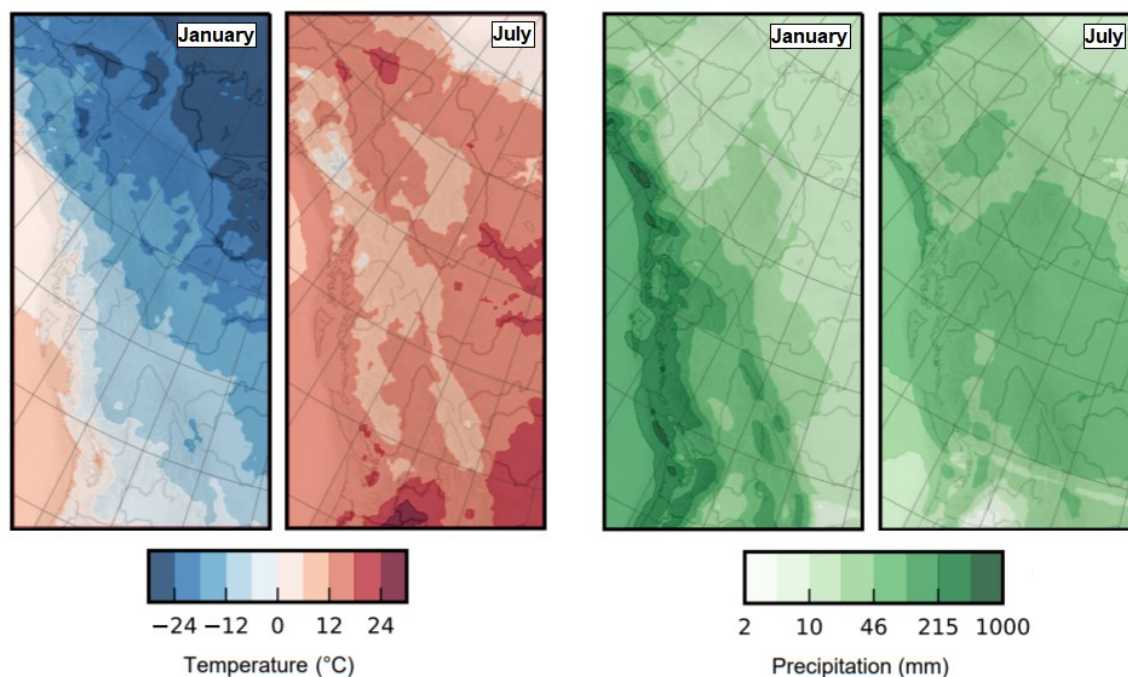
Západní část Kanadských Kordiller, především návětrná strana Pobřežních hor a Ostrovních hor, jsou silně ovlivněny vzduchovou hmotou přicházející z oceánu. Klima je zde proto velmi vlhké a mírné. Během zimních měsíců často dochází k bouřím, které s sebou přináší vydatné srážky. V nižších nadmořských výškách se tyto srážky projevují ve formě dešťů,

kdežto ve vyšších nadmořských výškách dochází ke sněžení. Tlakové výše přináší v létě jasné počasí a málo srážek. Letní teploty se zpravidla drží pod 30 °C a v zimě teploty v nízkých nadmořských výškách zřídka padají pod bod mrazu (Obrázek 2). Průměrné roční teploty se zde pohybují kolem 8 °C na severu a 10 °C na jihu (Gullet, Skinner 1992).

Oblast východních Pobřežních hor, Interior Mountains a kanadských Skalnatých hor se vyznačuje kontinentálním klimatem s nízkými srážkami a výrazným rozdílem teplot mezi zimní a letní sezónou. Závětrné svahy Pobřežních hor, které leží ve srážkovém stínu těchto hor, patří k nejsušším a nejaridnějším oblastem Kanadských Kordiller. Během zimních měsíců přichází ze severovýchodu skrz horské průsmyky kanadských Skalnatých hor polární vzduch. Léto se vyznačuje teplým a suchým počasím (Obrázek 2). To je typické hlavně pro centrální část Interior Mountains. Průměrné teploty pro červenec se pohybují kolem 20 °C na jihu a 15 °C na severu (Gullet, Skinner 1992).

Kanadské Kordillery severně od 58° severní šířky vykazují subarktické horské klima se souvislým permafrostem na severu. Ve vysokých nadmořských výškách se zde vyskytuje arktické klima (Ryder 1989; Bone 2002). Zima je zde dlouhá a mrazivá, zatímco léto je velmi krátké a chladné. Průměrná roční teplota na jihu je 0 °C a na severu -10 °C (Gullet, Skinner 1992).





**Obrázek 2: Průměrné měsíční přízemní teploty a srážky v západní Kanadě.** Jednotlivé hodnoty jsou vypočítány z North American Regional Reanalysis (NARR) pro leden a červenec. Zdroj: Seguinot et al. 2016, upraveno

### 2.5.2 Srážkové poměry

Pohoří Kanadských Kordiller jsou postavena kolmo k dominantnímu směru proudění vzduchu, což zásadně ovlivňuje rozložení srážek v rámci pohoří (Obrázek 2). Nejdeštivější oblastí Kanadských Kordiller a vůbec celé Kanady je její západní pobřeží v Britské Kolumbii (Moore et al. 2010). To je způsobeno interakcí vyvýšeného terénu Pobřežních a Insular Mountains s advekcí teplého a vlhkého vzduchu (Houze 2012). Průměrné roční srážky v Insular Mountains činí více než 4 000 mm, přičemž pouze 2 % spadnou ve formě sněhu. Je to jediný region Kanadských Kordiller, kde je odtokový režim určován srážkami (Slaymaker 1990). Centrální část Pobřežních hor zaznamenává průměrné roční srážky přes 2 500 mm, návětrná část značně více a závětrná kolem 1 500 mm a méně (Spittlehouse 2008).

Západně od kanadských Skalnatých hor a východně od Pobřežních hor se v jejich srážkovém stínu nachází náhorní plošina Interior Plateau, nejsušší oblast Britské Kolumbie. Průměrné roční srážky se zde pohybují mezi 200 až 600 mm (Spittlehouse 2008). Po překonání Pobřežních hor vydává vzduchová hmota dodatečné srážky při výstupu východních hor Kanadských Kordiller (Moore et al. 2010). Jižní část kanadských Skalnatých hor získává

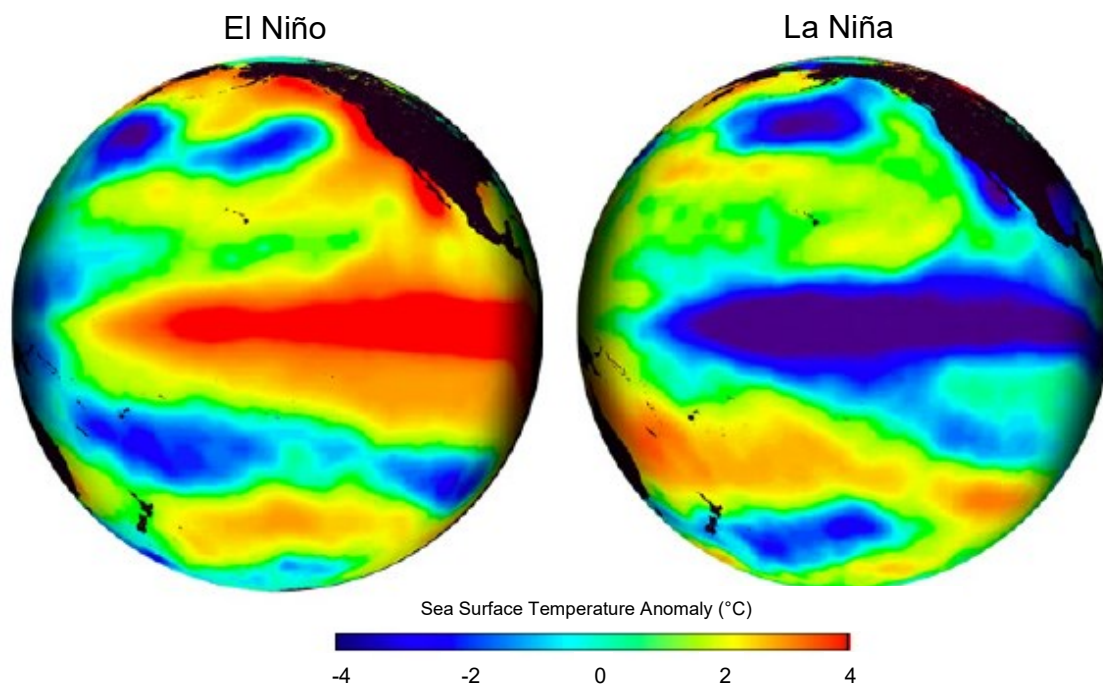
v nejvyšších nadmořských výškách přes 1 000 mm ročně. Průměrné roční srážky pro nejvyšší části Skeena, Omineca a Cassiar Mountains se pohybují mezi 600 až 1 000 mm (Spittlehouse 2008). Severní část Kanadských Kordiller v Yukonu a na severu Britské Kolumbie získává velmi málo srážek, a to především během letních měsíců v přeháňkách. Průměrné roční srážky se zde pohybují pod 500 mm (Taylor 1997).

### 2.5.3 Módy proměnlivosti atmosférické cirkulace

Kanadské Kordillery jsou ovlivňovány módy proměnlivosti klimatu způsobenými interakcemi oceánu a atmosféry, které jsou nejsilnější během zimního období (Trenberth, Hurrell 1994). Dominantními módy proměnlivosti pro západní Kanadu jsou El Niño – Jižní oscilace (ENSO), Dekádní pacifická oscilace (PDO), Pacific North American Pattern (PNA) a Arktická oscilace (AO).

#### **El Niño – Jižní oscilace**

El Niño (teplá fáze ENSO) jsou jevy charakterizovány oteplováním oceánu podél rovníku před pobřežím Jižní Ameriky. Protikladem je La Niña (studená fáze ENSO), což jsou jevy přinášející studené vody do rovníkových oblastí (Obrázek 3). Oba jsou dílčím jevem ENSO, jevu s globálním významem vyvolaném interakcí atmosféry a oceánu (Trenberth 1997). Je to jev, při kterém na základě teploty povrchu moře v tropické části Tichého oceánu vzniknou atmosférická cirkulace a přízemní větry. Tyto jevy opět ovlivňují teploty povrchu moře, čímž vzniká silná pozitivní zpětná vazba. Změny pod hladinou oceánu a opožděná reakce oceánu mimo rovníkovou oblast mohou vyvolat jev La Niña místo jevu El Niño (Trenberth 1997). Zimy Kanadských Kordiller jsou během jevu El Niño teplejší a sušší než normálně. Během jevu La Niña se zdejší zimy projevují nižší teplotou a většími srážkami (Shabbar, Bonsal, Khandekar 1997).



**Obrázek 3: Odchylka teploty povrchu moře během jevů El Niño a La Niña.** Barvy naznačují teplejší a studenější oblasti než dlouhodobé průměry. Zdroj: Albers, cit. v Olbers 2012, s. 28, upraveno

### Dekádní pacifická oscilace

Dekádní pacifická oscilace (PDO) je charakterizována změnami teploty povrchu moře v severní části Tichého oceánu. Během teplé fáze PDO jsou teploty povrchu moře v centrální a severozápadní části Tichého oceánu pod normálem, zatímco povrch moře u západního pobřeží Severní Ameriky vykazuje neobvykle vysoké teploty. Studená fáze PDO se vyznačuje opačným rozložením teplé a studené povrchové vody moře (Mantua et al. 1997). Teplá fáze PDO je během zimních měsíců v západní Kanadě úzce spjatá s vyššími teplotami a menším úhrnem srážek především v Kanadských Kordillerách. Studená fáze PDO způsobuje posunutí tryskového proudění na jih, což vede k častějším vpádům arktické vzduchové hmoty do oblastí Kanadských Kordiller a tím i nižším teplotám. Změny teplot a PDO mohou být zesíleny, pokud se současně vyskytuje jev ENSO (Bonsal, Shabbar, Higuchi 2001).

## **Pacific North American Pattern**

The Pacific North American Pattern (PNA) je proměnlivá atmosférická cirkulace nad Severním Tichým oceánem a Severní Amerikou. V jeho silné fázi se projevuje mocnou Aleutskou tlakovou níží s jižním prouděním vzduchu podél západního pobřeží Severní Ameriky. Slabá fáze PNA vykazuje slabší Aleutskou tlakovou níží a dominuje západní proudění. Silná fáze vede k teplejším zimním obdobím a k omezeným sněhovým srážkám především v Pobřežních horách (Moore, McKendry 1996).

## **Arktická oscilace**

Arktická oscilace (AO) je spojována s kolísáním síly polárního tryskového proudění. Tlak vzduchu je během kladné fáze AO nad Arktidou nižší, kdežto nad severním Pacifikem a Atlantikem je vyšší, než normálně bývá. V důsledku toho se polární tryskové proudění nachází severněji, než zpravidla bývá. To umožňuje bouřím dostat se do severnějších partií západní Kanady a současně zabraňuje vpádům studeného vzduchu. Při záporné fázi AO je tlak vzduchu nad Arktidou a severem Severní Ameriky nadnormální, zatímco nad severním Pacifikem a Atlantikem je podnormální (Dahlman 2009). V důsledku toho může studený vzduch pronikat na jih, což se projevuje nižšími teplotami v Kanadských Kordillerách.

### **2.5.4 Dlouhodobý vývoj klimatu**

Klimatické změny jsou nestálostí klimatického systému v různě dlouhých intervalech, během nichž dochází ke změně meteorologického režimu. Před zhruba 11 500 lety skončila poslední doba ledová a začal holocén, během kterého se střídala teplá a chladná období, byť s výrazně menší amplitudou než během pleistocénu (Rosenberg et al., 2004). V raném holocénu (před 11 500 až 8 200 lety) panovaly v západní Kanadě vyšší teploty a menší úhrn srážek než v současnosti (Mathewes, Heusser 1981; Hebda 1995). Na začátku období mezi lety 7 000 až 3 500 před současností bylo klima teplé, vlhkost se zvýšila a docházelo k postupnému ochlazování (Hebda 1995). Toto ochlazení představuje začátek neoglaciálu (před 3 500 let až 0 lety), období zvýšené ledovcové aktivity, nižších teplot a vysokých srážkových úhrnů (Rosenberg et al., 2004). Toto období zahrnuje postup ledovců během tzv. Tiedemann advance zhruba uprostřed neoglaciálu a Malé doby ledové ke konci neoglaciálu (Clague, Mathewes 1996).

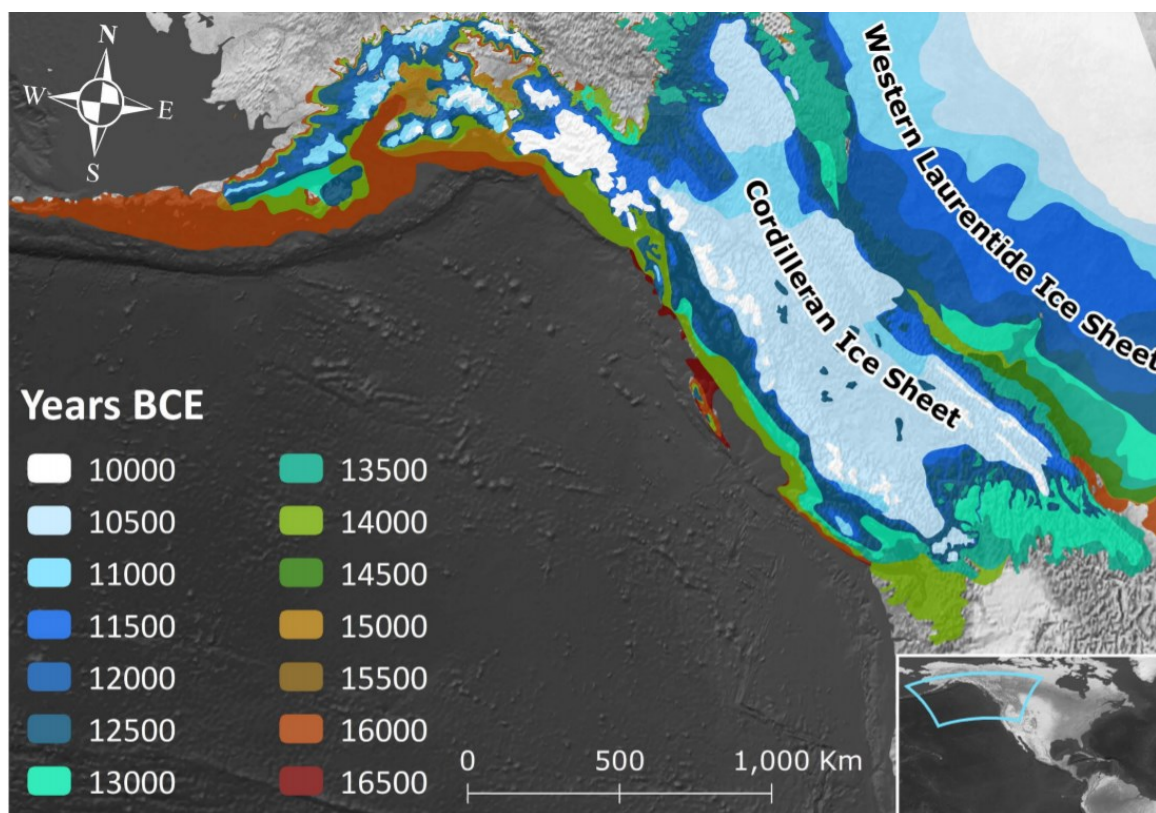
Zdánlivě náhodné klimatické změny v severozápadní Americe jsou ovlivněny i jevy jako je ENSO a PDO vzhledem k jejich vlivu na teplotu povrchu moře a tím spjatým úhrnem srážek. Například významná změna fází PDO, kdy záporná fáze PDO mezi lety 1947 až 1976 byla vystřídána kladnou fází trvající od roku 1977 až do roku 2011, vedla ke značné změně teploty nad pevninou severozápadní Ameriky podél oblasti Kanadských Kordiller (McAfee 2014).

Teploty pro všechny roční období v Britské Kolumbii během posledních 100 let stoupaly, především pro zimní měsíce. Oteplování je znatelnější na severu Britské Kolumbie, kde se průměrné roční teploty zvýšily o 1,6 až 2,0 °C za století a průměrné zimní teploty o 3,0 až 3,8 °C za století, než v jižních a pobřežních regionech. Teploty jihozápadního regionu stouply pouze o 0,8 °C za století. Průměrná maximální roční teplota provincie vzrostla o 0,7 °C za století, průměrná minimální roční teplota o 2,0 °C za století a průměrná minimální teplota pro zimní období o 3,1 °C za století (Government of British Columbia 2015). Průměrná minimální teplota pro letní období vzrostla mezi lety 1900 až 2003 o 0,5 až 1,0 °C, v pobřežních regionech o 0,25 °C (Moore et al. 2010). Trend oteplování směrem na sever je znatelný především v teritoriu Yukonu, kde se mezi lety 1948 a 2016 průměrná roční teplota zvýšila o 2,3 °C a průměrná zimní teplota o 4,3 °C (Government of Yukon 2017). Průměrné letní teploty se v tomto regionu zvýšily především v severní části. Jižní část zaznamenává mírnější oteplovací trend (Janowicz 2010).

### 3. Horské zalednění západní Kanady

Během pleistocénu, který začal před 2,5 miliony lety a skončil před 11 500 lety, docházelo k mnoha ledovým dobám. Poslední doba ledová vedla k pokrytí většiny Kanadských Kordiller Kordillerským ledovcovým štítem (Obrázek 4), který dosáhl svého maxima kolem 16 000 lety před současností, než opět začal rychle ustupovat (Menounos et al. 2009). Oteplování klimatu a ústup ledovcové masy vedly před 11 000 lety k rozsahům ledovců podobným těm dnešním. Nejnižšího rozsahu nabyly ledovce před 11 000 až 7 000 lety (Menounos et al. 2009). Maxima během holocénu nabyly ledovce v období Malé doby ledové, mezi 18. a 19. stoletím našeho letopočtu (Ryder, Thompson 1986). V rámci Kanadských Kordiller se ledovce a ledovcová pole nachází především v Pobřežních horách s celkovou rozlohou 22 000 km<sup>2</sup> a v pohoří svatého Eliáše na severu (4 300 km<sup>2</sup>). Dále se nachází v kanadských Skalnatých horách (2 300 km<sup>2</sup>), v jižních Interior Mountains (1 900 km<sup>2</sup>), v severních Interior Mountains (540 km<sup>2</sup>) a z malé části i v Insular Mountains (30 km<sup>2</sup>)

(Moore et al. 2009). V rámci této kapitoly je podrobněji popsáno zalednění v jednotlivých pohořích Kanadských Kordiller relevantních pro tuto práci, tedy zalednění v Pobřežních horách, Interior Mountains a kanadských Skalnatých horách.



**Obrázek 4: Kordillerský ledovcový štít.** Vizualizace časových intervalů (nekalibrovaná  $^{14}\text{C}$  škála) Kordillerského ledovcového štítu od jeho maxima (mezi 16 500 a 16 000 lety) a západní části Laurentinského ledovcového štítu. Zdroj: Haro 2017 (podle Dyke et al. 2003)

### 3.1 Zalednění v Pobřežních horách

Pro Pobřežní hory jsou charakteristické dlouhé údolní ledovce, dendritické ledovce, karové ledovce a velká ledovcová pole. Linie rovnováhy se v tomto pohoří pohybuje kolem 1 050 m n. m. (Pelto 1992). Průměrná výška karových ledovců je 2 400 m n. m. (Charbonneau, Smith 2018). Splazy ledovců klesají až pod 500 m n. m. (Clague, Menounos, Wheate 2011). Průměrná nadmořská výška ledovce se pohybuje kolem 1 250 m n. m. (Bolch, Menounos, Wheate 2010). V současné době se většina velkých ledovců a ledovcových polí Pobřežních hor nachází v pohořích Boundary Ranges a Pacific Ranges. V důsledku růstových a ústupových období během holocénu zanechaly splazy ledovcových polí velké čelní a boční morény (Jackson, Laxton, Smith 2008).



### 3.2 Zalednění v Interior Mountains

Převládajícím typem ledovců v tomto pohoří jsou karové a menší údolní ledovce, jediným ledovcovým polem je Silvertip Icefield v západní části pohoří. Linie rovnováhy se pohybuje okolo 2 100 m n. m. (Pelto 1992). Další informace nejsou kvůli odlehlosti pohoří k dispozici.

### 3.3 Zalednění v kanadských Skalnatých horách

V kanadských Skalnatých horách se vyskytují karové ledovce, visuté ledovce, údolní ledovce a ledovcová pole. Linie rovnováhy se zde vyskytuje okolo 2 500 m n. m. (Pelto 1992). Karové ledovce se vyskytují 100 až 400 metrů pod linií rovnováhy, což může být vysvětleno lokálním úbytkem srážek (Trenhaile 1975). Ledovcové splazy v průměru klesají do nadmořských výšek 2 000 m n. m., některé až pod 1 800 m n. m. Průměrná nadmořská výška ledovce je 2 580 m n. m. (Tennant, Menounos 2013). Jeden z největších ústupů zaznamenal ledovec Athabasca Glacier (Obrázek 5), který je splazem ledovcového pole Columbia Icefield. Mezi lety 1870 a 2000 ztratil 57 % své rozlohy (Barry 2006). V povodí jihovýchodní části pohoří byl zaznamenán úpadek schopnosti ledovců regulovat průtok řek v pozdním létě (DeBeer, Sharp 2007).



*Obrázek 5: Ústup ledovce Athabasca Glacier. Ledovec Athabasca Glacier v národním parku Jasper, Kanada. Fotka vlevo pořízena v roce 1918, fotka vpravo v roce 2011. Zdroj: Sanseverino, Whitney, Higgs 2016*

### 3.4 Recentní změny

V Pobřežních horách se k roku 2005 nacházelo 18 751,4 km<sup>2</sup> ledovcové plochy. Od roku 1985 až do roku 2005 došlo k celkové ztrátě 2 101,4 km<sup>2</sup>, tedy 10,1 %. Největší ztráty

zaznamenalo pohoří Kitimat Ranges v centrálních Pobřežních horách s celkovou ztrátou ledovcové plochy 21,8 %. Následují Pacific Ranges v jižních Pobřežních horách s 10,3 % a Boundary Ranges v severních se 7,7 %. K největším ztrátám ledovcové plochy, v porovnání s Pobřežními a kanadskými Skalnatými horami, došlo mezi lety 1985 a 2005 v severních Interior Mountains. V uvedeném časovém intervalu ubylo 24 % z celkové ledovcové plochy. V jižních Interior Mountains došlo k 15,2% poklesu v rozloze ledovců. V roce 2005 se nacházelo 1 910 km<sup>2</sup> ledovcové plochy v jižních Interior Mountains, v severních pouze 530 km<sup>2</sup>. V kanadských Skalnatých horách se k roku 2005 nacházelo necelých 2 200 km<sup>2</sup> ledovcové plochy. Nejvíce se z toho nacházelo v jižní části pohoří s 1 351 km<sup>2</sup>. Značně méně ledovců se nacházelo v severní části kanadských Skalnatých hor s 418 km<sup>2</sup> a centrální části pohoří s 420 (Bolch, Menounos, Wheate 2010). Zalednění pohoří v jednotlivých studijních oblastech je k vidění v Příloha 1, Příloha 2 a Příloha 3.

*Tabulka 1: Změny rozlohy ledovců vybraných pohoří západní Kanady mezi lety 1985 až 2005*

<b>Pohoří</b>	<b>Rozloha v roce 1985 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Rozloha v roce 2005 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Změna rozlohy (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Změna rozlohy (%)</b>
Severní Pobřežní hory	10 863,2	10 029,1	-834,1	-7,7
Centrální Pobřežní hory	2 077,9	1 625,0	-452,9	-21,8
Jižní Pobřežní hory	7 911,7	7 097,3	-814,4	-10,3
Severní Interior Mountains	696,9	529,9	-167,0	-24,0
Jižní Interior Mountains	2 252,6	1 910,4	-342,2	-15,2
Severní Skalnaté hory	496,8	418,0	-78,8	-15,9
Centrální Skalnaté hory	509,1	420,0	-89,1	-17,5



<b>Pohoří</b>	<b>Rozloha v roce 1985 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Rozloha v roce 2005 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Změna rozlohy (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Změna rozlohy (%)</b>
Jižní Skalnáté hory	1 587,0	1 351,7	-235,3	-14,8

Zdroj: Bolch, Menounos, Wheate 2010

## 4. Malá doba ledová

### 4.1 Časové zařazení a regionální vymezení

Pojem Malá doba ledová (MDL) poprvé použil Matthes v roce 1939 pro popsání období rozsáhlého ledovcového růstu po teplém období svrchního holocénu (Mann 2002). Začátek tohoto období se odhaduje na 13. století, kdy došlo ke globálnímu růstu ledovců. Přelom 19. a 20. století označoval konec MDL a začalo období trvalého a nepřetržitého ústupu ledovců (Solomina et al. 2016). Podle Mann (2002) zahrnuje MDL pouze období mezi 16. a 19. stoletím, kdy byl dopad této chladné fáze nejvíce znatelný na klima Evropy. Největšího růstu dosahovaly ledovce mezi lety 1550 až 1850. Okolo roku 1860 začala většina ledovců ze svého maxima z MDL ustupovat (Lüthi 2014). Teploty během MDL byly na severní polokouli až o 0,8 °C nižší než v současnosti (Mann 2002). Vysoká variabilita růstu ledovců v čase během MDL naznačuje, že MDL pravděpodobně nebyla globálně a časově sladěné chladné období (Mann 2002; Chenet et al. 2010; Lüthi 2014; Solomina et al. 2016). Nejvíce důkazů na postup ledovců během MDL bylo nalezeno na severní polokouli, především na území Evropy, Grónska a Severní Ameriky (Grove 2001; Mann 2002). V Evropě se to týká Alp, Skandinávie, souostroví Špicberků a Islandu. V Severní Americe se to vztahuje k severovýchodní a západní Kanadě a Aljašce (Solomina et al. 2016). Dále byly důkazy MDL objeveny na jihu Jižní Ameriky (Villalba 1994), v Peru (Solomina et al. 2007) a na Novém Zélandu (Lorrey et al. 2013).

### 4.2 Možné příčiny

Důvody vzniku MDL jsou nejasné a problematika je odborníky stále řešená. Pravděpodobnou příčinou růstu ledovců je zvýšený úhrn srážek během zimního období o 25 % oproti současnosti (Lüthi 2014). Miller et al. (2012) uvádí jako možnou příčinu období výrazné vulkanické aktivity v tropických oblastech, které probíhalo v druhé polovině 13. století. Podle Miles et al. (2020) je mimo jiné možnou příčinou zvýšený export mořského

ledu ze Severního ledového oceánu do Atlantického oceánu, který začal na začátku 14. století a trval 60 až 80 let. Rychlý ústup ledovců po roce 1860 je vysvětlen zvýšenými emisemi industriálního černého uhlíku a s tím spjatá změna albeda (Painter et al. 2013). Podle Lüthi (2014) by rychlý ústup ledovců mohl být vysvětlen pouze změnou teploty, bez vlivu změny odrazivosti povrchu ledovců.

### 4.3 Vliv a dopad na společnost

MDL bylo období s velkou kolísavostí klimatu a ochlazovacím trendem, což mělo společenské, ekonomické a politické dopady, a to především v Evropě. Nejzávažnější byla situace pro společnosti žijící severně od Alp (Pfister 2005) a ve východní a severní Evropě (Köpke, Baten 2005). Chladnější podmínky a změny atmosférické cirkulace měly důsledky na zemědělství (Mann 2002). Zemědělské plodiny, kterým prospívala předešlá Středověká teplá perioda v zemích Skandinávie, Skotska a Švýcarska, nebyly v MDL životaschopné a zemědělství trpělo (Lamb 1995). Je možné, že MDL alespoň z části způsobila rozšířený hladomor, nemoci a zvýšenou dětskou úmrtnost, ke kterým v Evropě docházelo mezi 17. a 19. stoletím (Mann 2002). Rozšíření mořského ledu během MDL představovalo komplikace pro společnosti Skandinávie, Islandu a Grónska, které byly závislé na rybářství. V důsledku toho došlo také k omezení na obchodních cestách mezi Skandinávií a Grónskem, což bylo částečnou příčinou pro kolaps kolonizace Grónska Severňany (Mann 2002).

### 4.4 Malá doba ledová v Severoamerických Kordillerách

Postup ledovců MDL v Severozápadní Americe začal mezi 12. a 13. stoletím (Grove 2001; Barclay, Wiles, Calkin 2009; Solomina et al. 2016). Na území Aljašky došlo ke třem hlavním etapám postupu ledovců během MDL, a to v letech 1180 až 1320, 1540 až 1710 a 1810 až 1880. Holocenního maxima na Aljašce dosáhly ledovce na konci 18. století (Barclay, Wiles, Calkin 2009). Některé ledovce v Aljašských horách a jeden ledovec ve Wrangellově pohoří zaznamenaly maximum během prvního tisíciletí našeho letopočtu (Solomina et al. 2016). Od roku 1880 dochází k hromadnému ústupu ledovců po celé Aljašce (Barclay, Wiles, Calkin 2009). Postup ledovců k maximu MDL v Pobřežních horách a v Kaskádovém pohoří začal v 11. století. Podobně jako na Aljašce byly i zde hlavní etapy postupu ledovců, ke kterým došlo v letech 1200 až 1400 a 1500 až 1700. Nejintenzivnější postup nastal v období od druhé poloviny 18. století do 19. století, kdy ledovce dosáhly svého maxima MDL a celého holocénu (Menounos et al. 2009; Osborn et al. 2012). Ve vnitrozemských horských celcích kanadských Skalnatých hor a Interior Mountains se začátek MDL odhaduje mezi 11.

až 14. stoletím. Poté nastal ústup ledovců, než došlo k opětovnému růstu v 17. století. Maximum v rámci holocénu ledovce nabyly mezi lety 1700 a 1850 (Menounos et al., 2009; Maurer et al., 2012; Solomina et al. 2016). Ledovce Severozápadní Ameriky synchronně reagovaly na změnu teploty na přelomu 19. a 20. století a mezi lety 1920 až 1945 začaly rapidně ustupovat (Menounos et al. 2009).

Dynamika ústupu ledovců a morény vzniklé během maxima MDL byly v rámci Severoamerických Kordiller studovány v západní Kanadě, na severozápadu Spojených států a Aljašce. Na území Aljašky byla zkoumána především pohoří na jihovýchodě a jihu (Pobřežní hory, pohoří svatého Eliáše, Wrangellovo pohoří, Chugach Mountains, Kenai Mountains). Na severozápadě Spojených států byly studie provedeny především na sopkách v Kaskádovém pohoří. Dynamika ústupu ledovců v západní Kanadě je dobře dokumentována v rámci Pobřežních hor a kanadských Skalnatých hor, kde byly provedeny četné studie (DeBeer, Sharp 2007; Schiefer, Menounos, Wheate 2008; Koch, Menounos, Clague 2009; Bolch, Menounos, Wheate 2010; Tennant et al. 2012; Tennant, Menounos 2013). Severní část Pobřežních hor, kde leží jedna ze studijních oblastí, je kvůli odlehlosti méně zkoumaná a dostupná literatura se soustředí hlavně na jejich jižní část. Severní Interior Mountains a severní kanadské Skalnaté hory, kde se nachází dvě ze tří studijních oblastí, jsou v dostupných studiích opomíjeny a informace ohledně dynamiky ústupu zdejších ledovců z maxim MDL jsou omezené.

## 5. Metodika a data

### 5.1 Software

S požadavkem na specifické funkce a potřebou mapovat ledovce manuálně byl zvolen program Arc Map 10.7.1. Program je schopný pracovat a manipulovat se satelitními snímky a digitálním výškovým modelem. Umožňuje snadný způsob vytyčení nových polygonů a vypočítání jejich parametrů. Nabízí širokou škálu funkcí, které jsou potřebné pro vypočítání různých parametrů ledovce jako například sklon, nadmořskou výšku a orientaci. Dále byly pro dílčí části práce použity programy Google Earth Pro pro orientační náhled, Arc GIS Pro pro vyhodnocení reanalýzy, Cygwin pro stažení klimatických dat z meteorologických stanic a MS Excel pro analýzu vypočítaných parametrů ledovců a klimatických dat z reanalýzy a meteorologických stanic.

## 5.2 Zdroje DPZ dat

Pro mapování ústupu ledovců ve vybraných studijních oblastech byly vybrány satelitní snímky z misí Landsat s desetiletým odstupem. Snímky jsou z volně dostupného online archivu U.S. Geological Survey (2021).<sup>1</sup> Orientačním rokem byl rok 2007, který byl stanoven na základě RGI Consortium (2017), verze 6.0. Cílem bylo porovnat RGI s vlastním manuálním mapováním a následně využít k analýze ledovců (více v kapitole 5.4). Pro rok 2017 byla data získána z družice Landsat 8 Operational Land Imager/Thermal Infrared Sensor (OLI/TIRS) s rozlišením 30 m v multispektrálním pásmu a 15 m v panchromatickém pásmu. Roky 2007, 1997 a 1987 byly mapovány pomocí snímků z Landsat 4-5 Thematic Mapper (TM) s rozlišením 30 m. Kvůli oblačnosti musel být rok 2007 částečně doplněn snímky z roku 2008. Prvním rokem mapování ústupu ledovců je rok 1977, pro který byla data získána z Landsat 1-2 Multispectral Scanner (MSS) s rozlišením 60 m. Pro dřívější období již nejsou satelitní snímky s desetiletým odstupem k dispozici. Všechny použité snímky byly pořízeny v červnu, červenci, srpnu a září pro omezení výskytu sezónní sněhové pokrývky.

Pro mapování morén vzniklých během posledního maxima ledovců bylo zapotřebí satelitních snímků s vyšším rozlišením než z družic Landsat. Díky Helen E. Dulfer mi byl umožněn přístup k programu Education and Research Program společnosti Planet (Planet Team 2017) a tím i k satelitním snímkům 4-band PlanetScope Scene s rozlišením 3 m. Použité snímky byly pořízeny v letech 2018 a 2020 během června, července, srpna a září.

Digitální výškový model (DEM) Canadian Digital Elevation Model od Natural Resources Canada (2015), který byl potřebný pro vypočítání sklonu, orientace a nadmořské výšky ledovců, je volně dostupný a byl získán z online stránek kanadské vlády.<sup>2</sup> Má rozlišení 12 až 30 m, s nižším rozlišením ve vysokohorských oblastech.

## 5.3 Úprava satelitních snímků

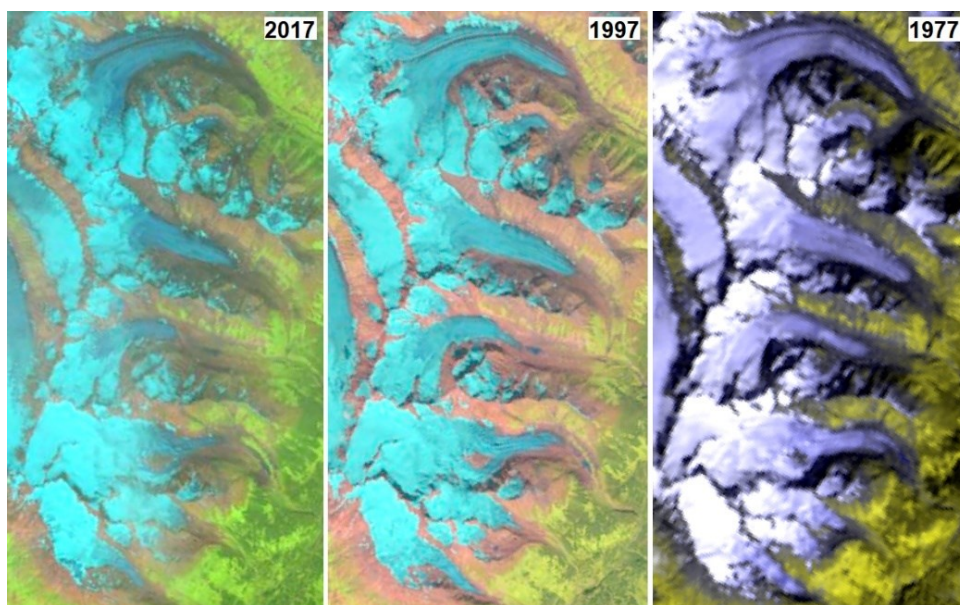
Satelitní snímky z družic Landsat 8 OLI/TIRS, Landsat 4-5 TM a Landsat 1-5 MSS bylo potřeba upravit pro lepší rozlišení ledovcové plochy od okolního terénu. Pro Landsat 8 OLI/TIRS a Landsat 4-5 TM byla použita kombinace pásem 1-2-3 (Obrázek 6). Satelitní snímky z družic Landsat 1-2 MSS byly stáhnuty po jednotlivých pásmech. Pomocí funkce

---

<sup>1</sup> <https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat>

<sup>2</sup> <https://open.canada.ca/data/en/dataset/7f245e4d-76c2-4caa-951a-45d1d2051333>

*Composite Bands* se zhotovil kompaktní snímek a pro lepší rozlišení ledovců byla užita kombinace pásem 2-2-5 (Obrázek 6). Kombinace 1-2-3 zde nemohla být použita, jelikož tato družice obsahovala jiný soubor pásem. Snímky 4-band PlanetScope Scene se po vložení do programu Arc Map zobrazily velmi tmavě, pokud se ve snímku nacházel ledovec. U každého snímku se musel jednotlivě zvýšit jas a kontrast v závislosti na zastoupení ledovcové plochy ve snímku. Jas se zvyšoval o 10 až 30 %. Kontrast byl zvýšen o 20 až 50 %.



**Obrázek 6: Kombinace pásem satelitních snímků.** Srovnání zobrazení ledovců na snímcích z různých družic a různých kombinací pásem v pohoří South Boundary Ranges. 2017: satelitní snímky z družice Landsat 8 OLI/TIRS s kombinací pásem 1-2-3; 1997: satelitní snímky z družic Landsat 4-5 TM s kombinací pásem 1-2-3; 1977: satelitní snímky z družic Landsat 1-2 MSS s kombinací pásem 2-2-5.

## 5.4 Vymezení rozsahu sledovaných ledovců a Randolph Glacier Inventory

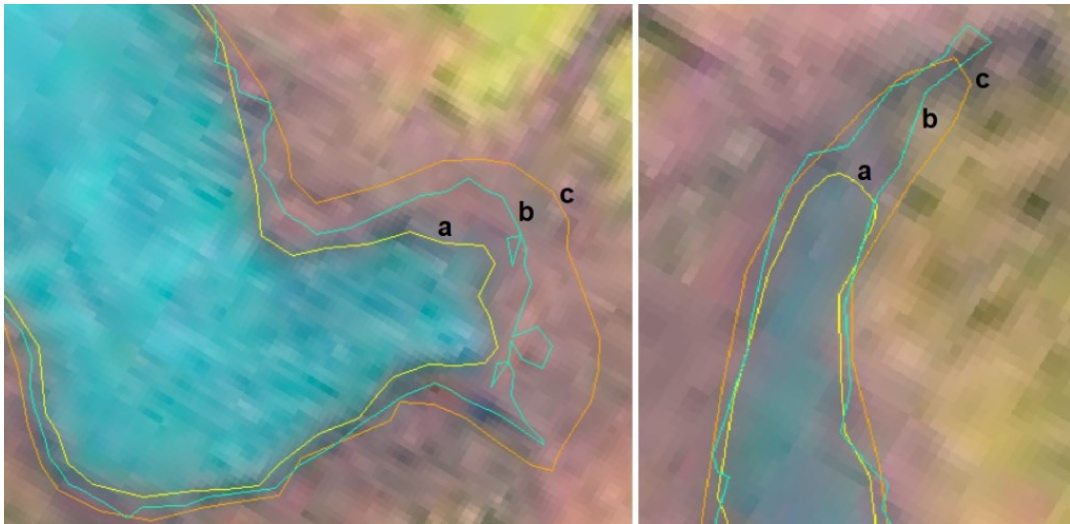
V rámci studie bylo manuálně mapováno 60 ledovců, z toho vždy 20 v jedné ze tří studijních oblastí, v šesti různých časových obdobích – 2017, 2007, 1997, 1987, 1977 a maximum ledovců během MDL. Ledovce byly vybrány na základě subjektivního zhodnocení autora. Pro statisticky relevantní vzorek a zachycení podmínek celého pohoří byly záměrně vybrány ledovce z celé studijní oblasti. Autor se v rámci zkoumaného pohoří snažil zachytit ledovce s největší plochou. Plocha ledovce musela být větší než 0.05 km<sup>2</sup>, aby nedošlo k záměně se sněhovými poli (Bolch, Menounos, Wheate 2010). Samotné mapování ledovce bylo provedeno pomocí funkce polygonového měření vykreslením polygonu podél jeho hranic viditelných na satelitním snímku. Do ledovcové plochy byly pouze započítány části ledovce, které sněhem a ledem přispívají do ledovcového splazu.

Výjimky z tohoto pravidla nastaly postupem času, kdy v některých případech došlo k rozpadnutí ledovce. Během mapování ledovcového rozsahu během MDL docházelo také k opačnému jevu, kdy se stékaly ledovce, které jsou pro pozdější období oddělené. Situace se řešila tím, že se dala „přednost“ většímu ledovci. Rozsah menšího ledovce tím končil v úseku srůstu. Pravděpodobný rozsah ledovcové plochy během maxima MDL vycházel z rozsahu ledovců z roku 1977. Rozsah ledovců z roku 1977 byl upraven vedením hranice polygonu po hřbetu bočních a čelních morén MDL. Podkladová data využívala souřadnicového systému WGS\_1984\_Canada\_Atlas\_LCC.

Rok 2007, od kterého se odvíjely časové intervaly (2017, 1997, 1987 a 1977), byl vybrán na základě RGI, verze 6.0, který měl být využit k analýze ledovců. RGI je světový inventář ledovců, který je v podobě shapefile volně dostupný na stránkách Global Land Ice Measurements from Space.<sup>3</sup> Rozsahy ledovců v západní Kanadě včetně zde studované oblasti byly v rámci RGI 6.0 mapovány pomocí poloautomatických multispektrálních metod (řízená klasifikace, prahování a Normalised Difference Snow Index). Využity k tomu byly satelitní snímky pořízeny mezi lety 2004 až 2007. Při kontrole přesnosti RGI jsem narazil na nesrovnalosti mezi vymezením rozsahu ledovců RGI a vlastním manuálním vymezením (Obrázek 7). Na základě toho nebylo mapování RGI v analýze použito a rozsahy ledovců pro rok 2007 byly získány manuálním mapováním jako v ostatních případech.

---

<sup>3</sup> [https://www.glims.org/RGI/rgi60\\_dl.html](https://www.glims.org/RGI/rgi60_dl.html)



**Obrázek 7: Kontrola přesnosti RGI 6.0.** Porovnání mezi RGI 6.0 s automatizovaným mapováním a vlastním manuálním mapováním. **a:** manuální mapování hranice ledovce nad satelitním snímkem z roku 2007; **b:** hranice ledovce z roku 2005 z RGI 6.0; **c:** manuální mapování hranice ledovce nad satelitním snímkem z roku 1997. Srovnání je nad satelitním snímkem z roku 2007 v pohoří South Boundary Ranges.

## 5.5 Identifikace morén z Malé doby ledové

Základním předpokladem správného mapování morén z MDL ze satelitních snímků je jejich náležitá identifikace. Jak je popsáno v Matthes (1939) a pozdějších studiích (Luckman 2000; Xu, Yi 2014), morény vzniklé během MDL vypadají čerstvě, mají na sobě a na stranách volně nahromaděné balvany a jsou umístěny stovky metrů až několik kilometrů od současného čela ledovců. Při zohlednění těchto faktů a upravení snímků (popsáno v kapitole 5.3) pro lepší viditelnost a rozlišitelnost prostředí byly morény dobře rozeznatelné (Obrázek 8). Pro orientační náhled byl využit program Google Earth Pro. Je důležité podotknout, že vzhledem k odlehlosti zkoumané oblasti není ani jedna z morén datována, až na morénu ledovce Bromley Glacier v pohoří South Boundary Ranges.





*Obrázek 8: Moréna vzniklá během maxima Malé doby ledové. Viditelná moréna na satelitním snímku 4-band PlanetScope Scene po upravení jasů a kontrastu. Snímek je z roku 2018 v pohoří Sicintine.*

## 5.6 Limity a potenciální chyby mapování

Během mapování jsem narazil na určité limity ve vytyčení hranic ledovcové plochy, které by mohly mít vliv na přesnost výsledných rozměrů ledovců. Rozlišitelnost ledovců závisela především na rozlišení snímků, sněhových podmínkách a kontrastu mezi ledovcem a okolím. Například stanovení rozsahu ledovců v roce 1977, který byl mapován ze satelitních snímků s rozlišením 60 m, bylo obtížnější než následující časová období využívající satelitní snímky s rozlišením 30 m. Dalším faktorem ovlivňujícím přesnost vytyčení hranic ledovce byly části ledovce pokryté sutí. Zde mohly nepřesnosti vzniknout nedostatečným rozlišením snímku nebo neopatrností autora.

## 5.7 Analýza

Závěrečná analýza ledovcové plochy se zabývala několika parametry ledovců, které byly vypočítány v programu Acr Map 10.7.1. Pro analýzu byly vypracovány a vypočítány následující parametry ledovců: rozloha, délka podélné osy, nadmořská výška, sklon, orientace a druh ledovce. Rozloha představuje nejpodstatnější a nejvíce časově náročnou část analýzy. Jednotlivé ledovce byly v každém časovém období mapovány manuálně



vykreslením polygonu podél hranic ledovce. Ze vzniklých polygonů byla poté odvozena rozloha ledovce v km<sup>2</sup>. Podélná osa ledovce, tedy délka ledovce od čela po horní okraj akumulární oblasti, byla vypočítána na základě polyline vykreslené středem ledovce. Nadmořská výška byla získána z DEM pomocí funkce *Zonal Statistics*. Sklon byl vypočítán funkcí *Slope* z DEM a následně vypočítán pro jednotlivé ledovce pomocí *Zonal Statistics*. Orientace byla nejprve vypočítána funkcí *Aspect* pro celé DEM a následně odvozena *Zonal Statistics* pro jednotlivé ledovce. Poté byla autorem provedena vizuální kontrola a případná oprava. Druh ledovce byl určen autorem pomocí snímků 4-band PlanetScope Scene a Google Earth Pro pro orientační náhled. Následná analýza všech parametrů probíhala v programu MS Excel.

## 5.8 Reanalýza klimatických dat

### 5.8.1 Zdroje dat a zpracování

Z důvodu absence meteorologických stanic v okolí studijních oblastí je v této práci použita klimatická reanalýza pro rekonstrukci dlouhodobého vývoje teplot ve sledovaných oblastech. Data reanalýzy klimatu pro západní Kanadu byly získány formou rastru z Climate Data Store ze stránek Copernicus.<sup>4</sup> Přístup k datům je po založení účtu na stránkách zadarmo. Byly vybrány dva datové sety ERA5 s měsíčními průměrnými teplotami ve výšce 2 m nad povrchem pro pokrytí časového období od roku 1950 do roku 2020. První datový set pokrývá období od roku 1979 do roku 2020. Druhý datový set, který se zatím uvádí jako předběžná verze, je pro roky 1950 až 1978. Jediná závada této předběžné verze uvedená autory jsou nedostatky při modelování tropických cyklón. Pro účely této práce jsou data dostačující.

Cílem použití reanalýzovaných klimatických dat bylo zjistit, jakým trendem se vyvíjely průměrné roční, průměrné lednové a průměrné červencové teploty v rámci zkoumaných oblastí. Toho bylo docíleno pomocí funkce *Zonal Statistics*, kde byla vybrána možnost „*process as multidimensional raster*“. Tato možnost není na výběr v Arc Map verzi 10.7.1 a proto se pro tento krok využil Arc GIS Pro. Hodnoty byly vypočítány pro jednotlivé polygony ledovců. Z těchto hodnot se následně vypočítaly průměrné teploty pro jednotlivá pohoří. Samotná analýza byla provedena v MS Excel.

---

<sup>4</sup> <https://cds.climate.copernicus.eu/#!/search?text=ERA5&type=dataset>

## 5.8.2 Kontrola přesnosti

Pro kontrolu přesnosti data setu ERA5 bylo provedeno porovnání mezi hodnotami naměřenými meteorologickou stanicí a hodnotami samotné klimatické reanalýzy, tedy průměrné roční, lednové a červencové teploty. K tomu byla vybrána stanice Barkerville v centrální Britské Kolumbii (53°04'09" N 121°30'53" W) v nadmořské výšce 1 283 m n. m. a stanice Agassiz CDA na jihu Britské Kolumbie nedaleko města Vancouver (49°14'35" N 121°45'37" W) v nadmořské výšce 15 m n. m. Data ke stanicím byla volně dostupná ze stránek kanadské vlády.<sup>5</sup> Pro hromadné stažení průměrných měsíčních teplot stanice pro jednotlivé roky musel být použit program Cygwin, do kterého byl vložen následující příkaz:

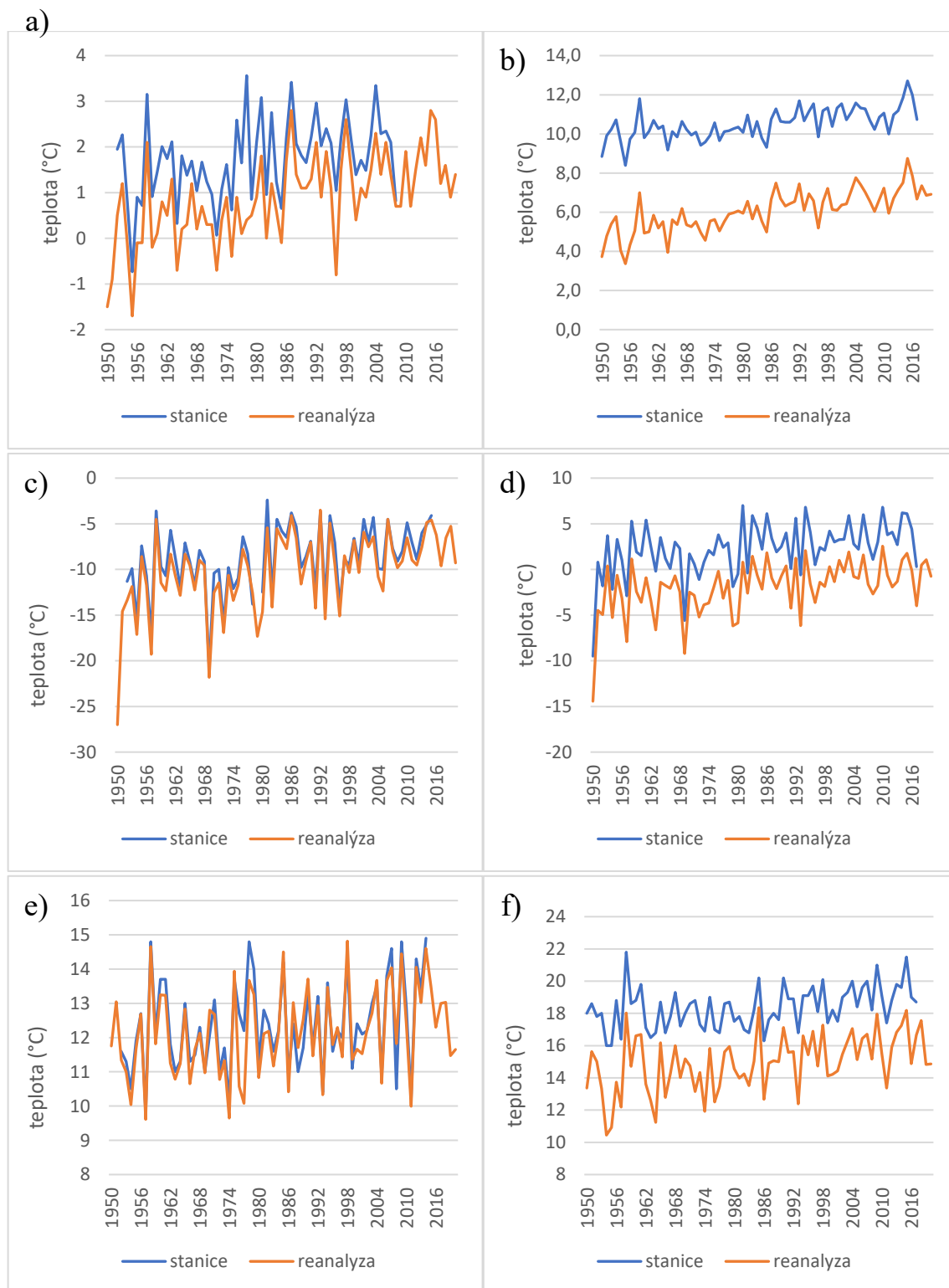
```
for year in `seq 1950 2020`;do for month in `seq 1 12`;do wget --content-disposition  
"https://climate.weather.gc.ca/climate_data/bulk_data_e.html?format=csv&stationID=xyxy&Year=${year}  
&Month=${month}&Day=14&timeframe=3&submit=Download+Data";done;done
```

Příkaz byl doplněn příslušným identifikačním číslem stanice místo „xyxy“. Program ovšem nebyl schopný stáhnout hodnoty po roce 2007. Pro stanici Barkerville byly hodnoty pro rok 2008 doplněny manuálně ze stránek kanadské vlády. Data stanice od roku 2009 až do současnosti jsou neúplné. K dispozici jsou pouze lednové a červencové teploty od roku 2009 do roku 2014, které byly též doplněny manuálně. Také roky 1950 a 1951 byly neúplné. Průměrné roční, lednové a červencové teploty stanice Agassiz CDA byly pro roky 2008 až 2017 k dispozici a manuálně doplněny. Data po roce 2018 až do současnosti jsou pro tuto stanici neúplná. Výsledné hodnoty byly poté vyhodnoceny a porovnány v programu MS Excel.

Z výsledných grafů (Obrázek 9) je viditelné, že reanalýza v porovnání s meteorologickou stanicí Barkerville vykazuje velmi podobné hodnoty. Především lednové a červencové teploty se až na mírné odchylky shodují. Reanalýza v porovnání s hodnotami ze stanice Agassiz CDA kopíruje trend, ale nikoliv hodnoty. To může být vysvětleno faktem, že jeden pixel reanalýzy má 30 km. Teploty tak platí pro průměrnou nadmořskou výšku celého pixelu. Pixel, v kterém stanice Agassiz CDA leží, zahrnuje jak údolí, tak hory dosahující výšek až 2 000 m. Převýšení v rámci pixelu tak činí přes 2 000 m. Cílem reanalýzy bylo zjistit trend klimatu, nikoliv absolutní hodnoty. Data z reanalýzy jsou tedy dobře použitelná.

---

<sup>5</sup> [https://climate.weather.gc.ca/index\\_e.html](https://climate.weather.gc.ca/index_e.html)



**Obrázek 9: Porovnání hodnot z meteorologických stanic s hodnotami klimatické reanalýzy. a) průměrné roční teploty stanice Barkerville; b) průměrné roční teploty stanice Agassiz CDA; c) průměrné lednové teploty stanice Barkerville; d) průměrné lednové teploty stanice Agassiz CDA; e) průměrné červencové teploty stanice Barkerville; f) průměrné červencové teploty stanice Agassiz CDA. Data: Hersbach et al. (2019), Bell et al. (2020), Government of Canada (2021)**

## 6. Výsledky

### 6.1 Změna plochy ledovců

Celková ledovcová plocha sledovaných ledovců se od maxim MDL do roku 2017 zmenšila o 335,8 km<sup>2</sup>, tedy o 26,8 %. Tabulka 2 porovnává změny plochy ledovců mezi jednotlivými studijními oblastmi a poukazuje na to, jak se míra ústupu ledovců v jednotlivých pohořích liší. K nejmenší ztrátě ledovcové plochy došlo ve studijní oblasti A v pohoří South Boundary Ranges (22,1 %). Ve studijních oblastech B a C byla ztráta ledovcové plochy téměř dvojnásobná. Studijní oblast B zaznamenala ztrátu 41,3 % a studijní oblast C 41,0 %. Vliv oceánického a kontinentálního podnebí je zde jasně znatelný a sleduje trend západovýchodního klimatického transektu. Trend se projevuje i v průměrné rozloze ledovců jednotlivých pohoří. Průměrně největší ledovce se nachází ve studijní oblasti A s 46,9 km<sup>2</sup> během maxima MDL a 36,6 km<sup>2</sup> v roce 2017. Průměrně nejmenší ledovce byly zaznamenány ve studijní oblasti B s 6,4 km<sup>2</sup> během maxima MDL a 3,8 km<sup>2</sup> v roce 2017. Ledovce ve studijní oblasti C měly během maxima MDL průměrnou rozlohu 9,2 km<sup>2</sup> a v roce 2017 5,4 km<sup>2</sup>. Byl vypočítán Pearsonův korelační koeficient pro rozlohu ledovců během maxima MDL a procentuální ztrátu plochy ledovců mezi maximem MDL a rokem 2017, který vyšel -0,599. Stejný krok byl proveden pro rozlohu ledovců v roce 2017 a procentuální změnu plochy ledovců mezi maximem MDL a rokem 2017. Zde vyšel koeficient -0,605. Tyto dvě hodnoty vykazují poměrně silnou závislost a naznačují souvislost mezi menšími ledovci a výraznější ztrátou ledovcové plochy. Větší ledovce vykazují menší procentuální ztrátu plochy.

*Tabulka 2: Souhrn změn ledovcové plochy pro jednotlivé studijní oblasti*

<b>Parametry rozlohy ledovců</b>	<b>Studijní oblast A</b>	<b>Studijní oblast B</b>	<b>Studijní oblast C</b>	<b>Celkem</b>
Rozloha během maxima MDL (km <sup>2</sup> )	938,1	128,7	184,4	1 251,1
Rozloha 2017 (km <sup>2</sup> )	731,0	75,6	108,7	915,3
$\Delta$ ledovcové plochy MDL-2017 (km <sup>2</sup> )	-207,1	-53,1	-75,6	-335,8
$\Delta$ ledovcové plochy MDL-2017 (%)	-22,1	-41,3	-41,0	-26,8
Průměrná rozloha ledovce během maxima MDL (km <sup>2</sup> )	46,9	6,4	9,2	-
Průměrná rozloha ledovce v roce 2017 (km <sup>2</sup> )	36,6	3,8	5,4	-

## 6.2 Dynamika ústupu ledovců během sledovaného období

Míra ústupu jednotlivých ledovců se liší v rámci studijních oblastí a časových období. K největšímu procentuálnímu ústupu plochy ledovců mezi maximem MDL a rokem 1977 došlo ve studijní oblasti B (22,4 %), následováno 18,7 % v oblasti C a 13,6 % v oblasti A. Období od roku 1977 do roku 2017 vykazuje velmi podobnou nebo vyšší relativní míru ústupu ledovců i přes značně kratší časový interval. Oblast A zaznamenala menší ztrátu (9,8 %) během tohoto období než od maxim MDL do roku 1977, oblast B mírně větší (24,3 %). Oblast C ztratila o necelých 10 % více mezi lety 1977 a 2017 než od maxim MDL do roku 1977. K nejrychlejšímu ústupu ledovců došlo v rámci období 1977 až 2017, kdy byl ústup již mapován ze satelitních snímků po dekádách, mezi lety 1987 až 1997. Oblast A zaznamenala 3,6% ústup, oblast B 8,3% a oblast C 9,8%. Poté míra ústupu mezi lety 1997 až 2007 prudce klesla na nejnižší hodnoty sledovaného období (oblast A 2,1 %; oblast B 4,2 %; oblast C 5,0 %). V období 2007 až 2017 ústup ledovců opět zesílil. Relativní míra ústupu ledovců během jednotlivých období je vidět v Tabulka 3.

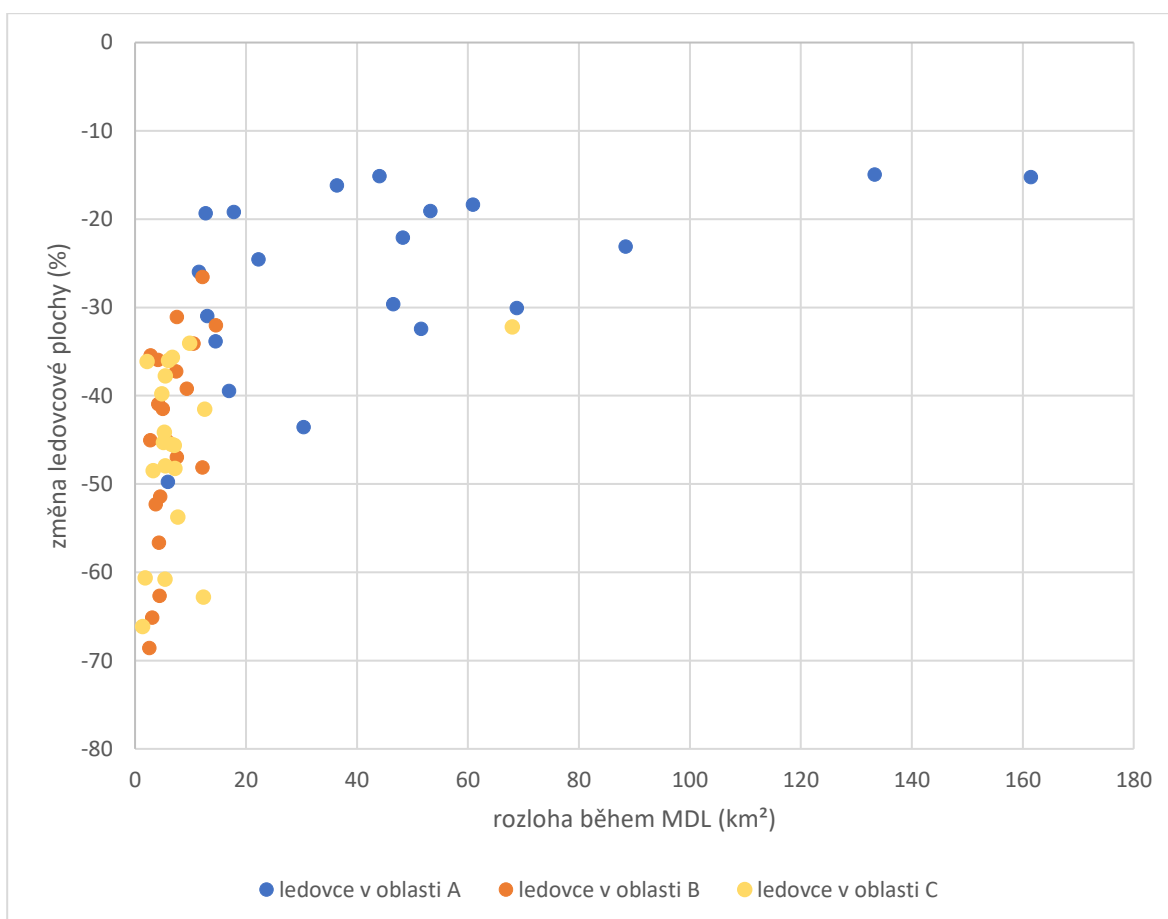
*Tabulka 3: Míra ústupu ledovcové plochy během jednotlivých období*

<b>Změna rozlohy ledovců</b>	<b>Studijní oblast A</b>	<b>Studijní oblast B</b>	<b>Studijní oblast C</b>
$\Delta$ MDL-1977 (%)	-13,6	-22,4	-18,7
$\Delta$ 1977-2017 (%)	-9,8	-24,3	-27,4
$\Delta$ 1977-1987 (%)	-2,3	-7,2	-8,0
$\Delta$ 1987-1997 (%)	-3,6	-8,3	-9,8
$\Delta$ 1997-2007 (%)	-2,1	-4,2	-5,0
$\Delta$ 2007-2017 (%)	-2,2	-7,2	-7,8

## 6.3 Variabilita změn plochy ledovců

Průměrná procentuální změna plochy ledovců pro sledovaná pohoří není reprezentativní pro určité ledovce nebo dokonce skupiny ledovců (Obrázek 10). To je dáno vysokým stupněm lokální variability v celém zkoumaném území a ledovci s malou rozlohou, které jsou citlivější na změnu klimatických podmínek. Platí to ve všech sledovaných oblastech,

především pak pro oblast B a C. Dalším faktorem je západo-východní klimatický transekt, který je i zde znatelný. Oblast A ovlivněná oceánickým klimatem má značně nižší procentuální ztráty než oblast B a C. To se také projevuje na samotné rozloze ledovců. 65 % ledovců v oblasti A mělo během maxima MDL rozlohu větší než 20 km<sup>2</sup>. Největší ledovec oblasti B měl během maxima MDL 14,6 km<sup>2</sup> a v oblasti C měl pouze jeden ledovec více než 20 km<sup>2</sup>. K největší procentuální ztrátě ledovcové plochy došlo v oblasti B, kde jeden z ledovců ztratil 68,6 % své plochy mezi maximem MDL a rokem 2017. To je o 42 % více než nejmenší úbytek ledovcové plochy v této oblasti, který činil 26,6% ztrátu plochy. Podobná je situace v oblasti C, kde největší ztráta jednoho ledovce byla 66,2 % a nejmenší 32,2 %. Ledovec s nejmenší ztrátou vůbec (15,1 %) se nachází v oblasti A. Největší ztráta ledovcové plochy v této oblasti činila 49,8 %.



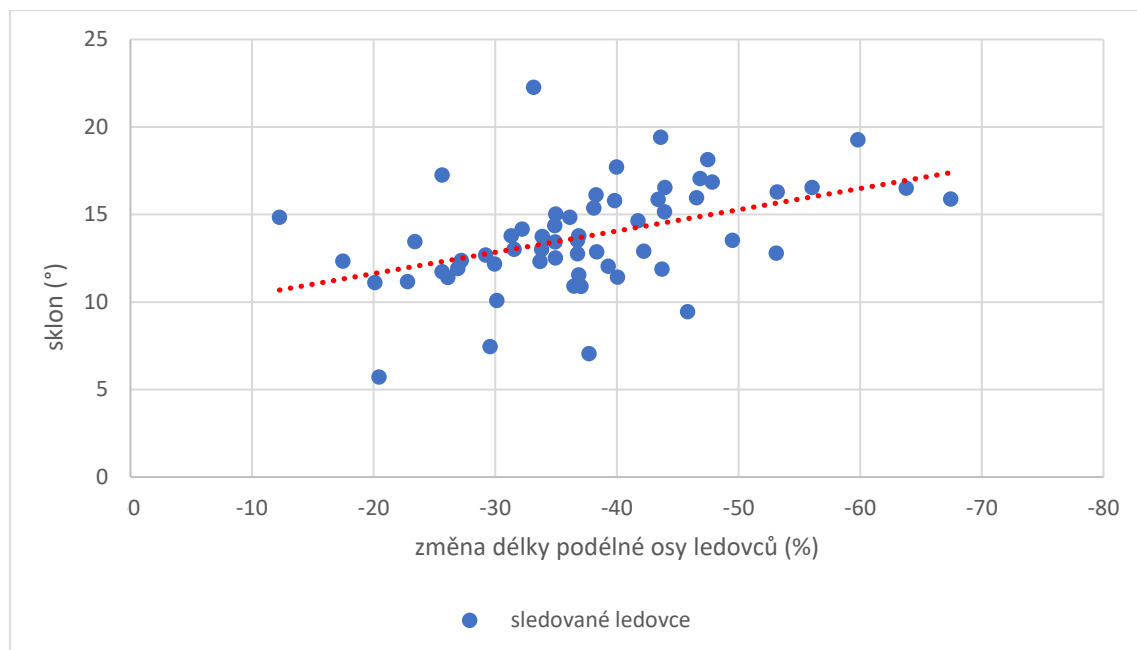
**Obrázek 10: Variabilita změn ledovcové plochy mezi MDL a 2017 ve sledovaných oblastech.**

## 6.4 Změna nadmořské výšky čel ledovců

Průměrný vertikální ústup čela ledovce je v rámci studijních oblastí velmi podobný, přesto by se i zde na základě změny nadmořské výšky čela ledovce dal poznat vliv klimatického transektu. Vertikální ústup ledovce se zvětšuje se západovýchodním trendem. Čela ledovců ve studijní oblasti A v průměru ustoupila 356 výškových metrů. To je o 11 m méně než ve studijní oblasti B. Zde došlo k ústupu čela ledovce o 367 m. K největšímu průměrnému vertikálnímu ústupu došlo ve studijní oblasti C s průměrným ústupem 382 výškových m. Vertikální ústup jednotlivých čel ledovců v oblasti A se pohyboval od pouhých 79 výškových m až po 622 m. Vliv klimatického transektu je posílen faktem, že čela ledovců v oblasti A jsou ve značně nižších nadmořských výškách (616 během MDL a 972 v roce 2017), než v oblastech B a C. To je také dáno větší rozlohou ledovců v oblasti A. Čela ledovců z oblasti B a C se během maxima MDL pohybovaly ve výšce 1 281 m n. m. a 1 545 m n. m. V roce 2017 se čela ledovců v oblasti B pohybovala ve výšce 1 648 m n. m. a v oblasti C 1 927 m n. m.

## 6.5 Ústup čela ledovce

Průměrný ústup čela všech sledovaných ledovců (tzn. změna délky jejich podélné osy) z maxima MDL do roku 2017 je 37,4 %. V oblasti A čela ledovců ustoupila v průměru o 31,8 % (4 386 m). Největší zaznamenaný ústup ve studijní oblasti A je 9 394 m a nejmenší je 1 105 m. Oblast B zaznamenala největší průměrný ústup čela ledovců s 41,6 % (1 824 m). Ústup čel se zde pohyboval od 1 144 m do 2 741 m. Čelo ledovců v oblasti C ustoupilo o vzdálenost 993 m až 3 164 m. V průměru čelo ustoupilo o 38,8 % (1 912 m). Při porovnání průměrného ústupu čela ledovců v rámci desetiletí mezi rokem 1977 a rokem 2017 vzešlo, že rychlost ústupu čel ve všech oblastech mírně klesá. Průměrný sklon ledovce během maxim MDL byl pro všechny studijní oblasti 13,7°, v rozsahu 7,1° až 22,3°. Pearsonův korelační koeficient pro průměrný sklon ledovců a ústup ledovcových čel od maxim MDL do roku 2017 vykazuje středně silnou zápornou korelaci (-0,49). Byla též prokázána souvislost mezi mírou ústupu čela ledovce a průměrným sklonem ledovce. V Obrázek 11 je vidět patrný trend většího procentuálního ústupu čel ledovců s větším průměrným sklonem. Vysvětlením by mohlo být, že menší sklony mají velmi velké ledovce, kde procentuální ústup čel je vzhledem k celkové rozloze ledovce relativně menší, nebo naopak velmi malé ledovce, které mají ablační a akumulární oblast blízko u sebe.



*Obrázek 11: Změna délky ledovců od maxim MDL do roku 2017 v závislosti na sklonu ledovce.*

## 6.6 Úbytek podle orientace

Z Tabulka 4 je patrné, že ledovce s jižní, jihozápadní a jihovýchodní orientací zaznamenaly znatelně menší ztrátu plochy ledovců, a to v rozmezí 17,9 % až 35,5 %. Vysvětlením je jejich výrazně větší rozloha oproti ledovcům s jinou orientací. Dalším vysvětlením může být skutečnost, že severně vystavené ledovce jsou ovlivněny zejména průměrnou teplotou, která se v posledním století výrazně změnila. Jižně orientované ledovce jsou ovlivněny průměrnou teplotou a také přímým zářením slunce, jehož intenzita se během posledního století nezměnila. Ostatní orientace ledovců zaznamenaly ztrátu v rozmezí 43,4 % až 49,2 %. Převládající orientace ledovců ve všech studijních oblastech je severo-severovýchodní.

*Tabulka 4: Změna plochy ledovce podle orientace*

Orientace	Počet ledovců	Průměrná rozloha během maxima MDL (km <sup>2</sup> )	Průměrná rozloha v roce 2017 (km <sup>2</sup> )	Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (km <sup>2</sup> )	Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (%)
Severní	15	9,4	5,8	-3,6	-45,7
Severovýchodní	12	11,6	7,3	-4,6	-43,4



Orientace	Počet ledovců	Průměrná rozloha během maxima MDL (km <sup>2</sup> )	Průměrná rozloha v roce 2017 (km <sup>2</sup> )	Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (km <sup>2</sup> )	Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (%)
Východní	6	5,4	3,1	-2,3	-45,2
Jihovýchodní	8	35,6	26,7	-8,9	-25,9
Jižní	7	46,6	35,3	-11,3	-35,5
Jihozápadní	5	67,9	56,6	-11,4	-17,9
Západní	2	5,9	3,3	-2,7	-44,8
Severozápadní	5	5,4	2,9	-2,5	-49,2

## 6.7 Úbytek podle typu ledovce

V rámci studie byly ve vybraných oblastech identifikovány 3 typy ledovců – údolní, dendritický a karový. Většina z 60 sledovaných ledovců je údolního typu. I zde souvisí velikost ledovce úzce se ztrátou ledovcové plochy. Nejmenší ztrátu vykazují dendritické ledovce s největší průměrnou rozlohou k roku 2017 (54,1 km<sup>2</sup>). V průměru ubylo 21,3 % jejich rozlohy. Největší ztrátu od maxim MDL do roku 2017 zaznamenaly karové ledovce s 57,0 %. Údolní ledovce ztratily 28,9 % své původní rozlohy z maxim MDL. Změny plochy ledovců podle typu jsou k vidění v Tabulka 5.

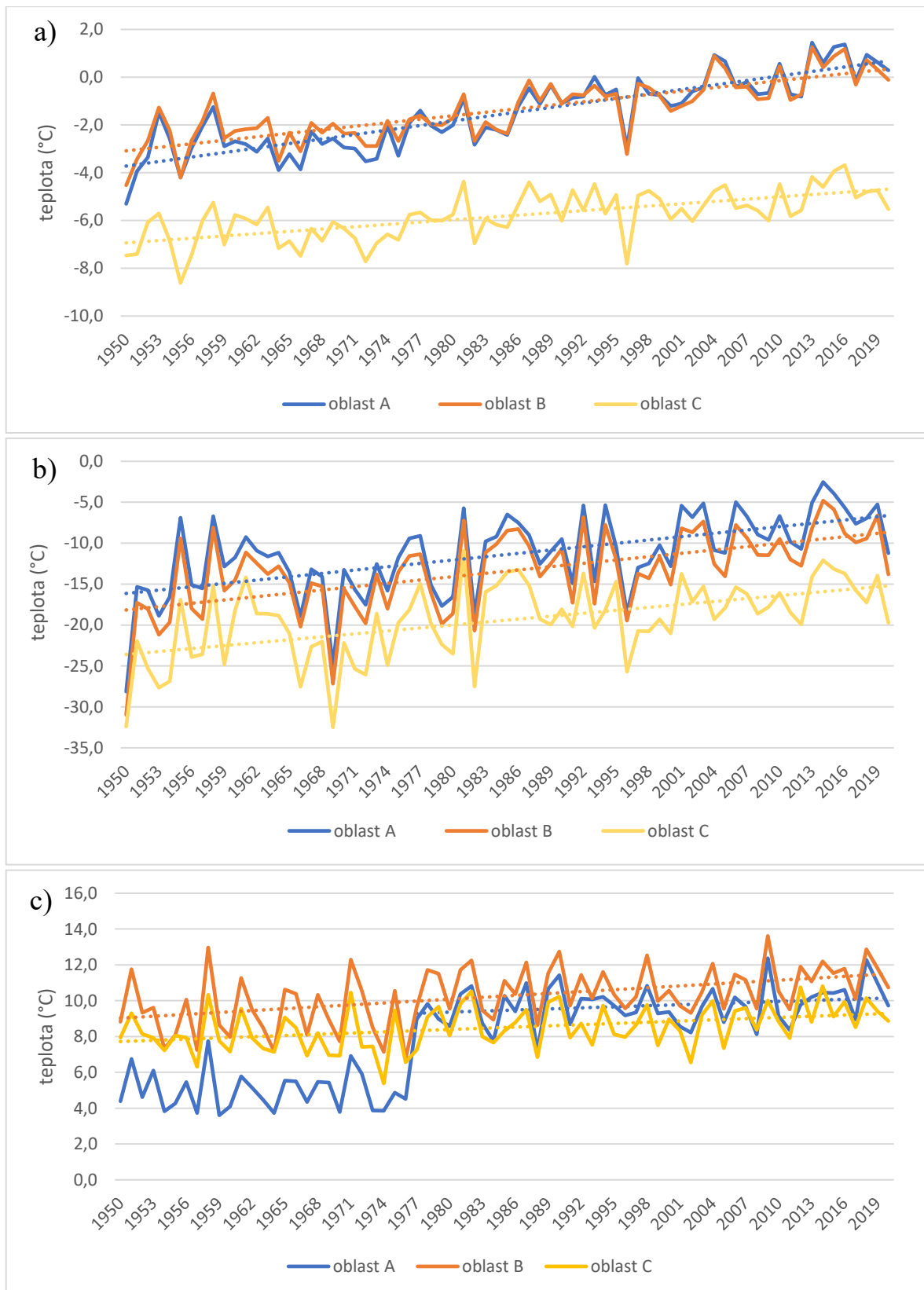
*Tabulka 5: Změna plochy ledovce podle typu*

Parametry rozlohy ledovců	Údolní	Dendritický	Karový
Počet ledovců	49	6	5
Průměrná rozloha během maxima MDL (km <sup>2</sup> )	16,7	68,7	4,2
Průměrná rozloha v roce 2017 (km <sup>2</sup> )	11,9	54,1	1,8

<b>Parametry rozlohy ledovců</b>	<b>Údolní</b>	<b>Dendritický</b>	<b>Karový</b>
Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (km <sup>2</sup> )	-4,8	-14,6	-2,4
Změna plochy od maxim MDL do roku 2017 (%)	-28,9	-21,3	-57,0

## 6.8 Klimatická reanalýza od 1950 do 2020

Výsledky klimatické reanalýzy jednotlivých studijních oblastí (Obrázek 12) dokazují, že v posledních 70 letech došlo ke značnému oteplovacímu trendu. Průměrné roční teploty se zvýšily především ve studijních oblastech A a B, kde vzrostly až o 5 °C. Studijní oblast C, která je ovlivněna především kontinentálním podnebím, je nejchladnější. Průměrné roční teploty se zde zvýšily o 2 až 3 °C. Lednové teploty jsou značně rozkolísané a zaznamenaly největší změnu. Oblast A a B mají opět velmi podobné hodnoty a průměrné lednové hodnoty se od roku 1950 zvýšily až o 10 °C. Teplota v oblasti C stoupla o 8 °C. Průměrné červencové teploty, které mají největší výpovědní hodnotu pro změnu ledovcové plochy, vykazují mírný oteplovací trend ve všech studijních oblastech. Mezi lety 1950 a 2020 stouply průměrné červencové teploty v oblasti B o 2 °C a v oblasti C o 1 °C. U průměrných červencových teplot oblasti A došlo nejspíše během reanalýzy k chybě. Hodnoty při přechodu z předběžné verze ERA5 na plnohodnotnou verzi ERA5 vyskočily o zhruba 5 °C a nesouhlasí s trendem průměrných ročních a lednových teplot.



**Obrázek 12: Vývoj průměrné roční, lednové a červencové teploty studijních oblastí. a) průměrné roční teploty v jednotlivých studijních oblastech; b) průměrné lednové teploty v jednotlivých studijních oblastech; c) průměrné červencové teploty v jednotlivých studijních oblastech. Data: Hersbach et al. (2019), Bell et al. (2020)**

## 7. Diskuse

### 7.1 Porovnání výsledků s jinými studii

Dynamika ústupu a celková ztráta ledovcové plochy od maxim MDL do roku 2017 byla vypočítána na základě 20 ledovců v každé ze tří studijních oblastí. Došlo k 22,1% ztrátě ledovcové plochy ve studijní oblasti A, 43,1% v oblasti B a 41,0% v oblasti C. Studijní oblasti se nachází v odlehlých a zatím málo studovaných pohořích severní Britské Kolumbie. Na porovnání vlastních výsledků byla vybrána studie Bolch et al. (2010), kde se autoři zabývají ústupem ledovcové plochy v pohořích západní Kanady. Konkrétně byla k porovnání zvolena pohoří, v kterých se nachází studijní oblasti této práce, tedy severní Pobřežní hory, severní Interior Mountains a severní kanadské Skalnaté hory. Nebyla očekávána dokonalá shoda výsledků, kvůli odlišnému použití metod a mírně odlišnému rozmezí sledovaného období. Ledovce v mé studii byly mapovány manuálně, kdežto Bolch et al. (2010) použil poloautomatické multispektrální metody. Přesto se výsledky pro změnu ledovcové plochy dobře shodovaly. Podle Bolch et al. (2010) byla ztráta ledovcové plochy mezi lety 1985 a 2005 v severních Pobřežních horách 7,7 %, v severních Interior Mountains 24,0 % a v severních kanadských Skalnatých horách 15,9 %. Vlastní výsledky zaznamenaly mezi lety 1987 a 2007 ztrátu ledovcové plochy 6,4 % ve studijní oblasti A v severních Pobřežních horách, 15,2 % ve studijní oblasti B v severních Interior Mountains a 17,3 % ve studijní oblasti C v severních kanadských Skalnatých horách. Výrazný rozdíl ve ztrátě ledovcové plochy v severních Interior Mountains se dá vysvětlit značným počtem malých ledovců v dílčích horských celcích tohoto pohoří. Pro účely vlastní studie bylo ovšem vybráno dílčí pohoří Skeena Mountains, které má v rámci severních Interior Mountains největší ledovce. Tímto nebyla zohledněna řada malých ledovců, které jsou citlivější na změnu klimatu. Nejmenší ztráta ledovcové plochy byla zaznamenána v severních Pobřežních horách primárně kvůli větší rozloze zdejších ledovců a vlivu oceánického podnebí (Bolch, Menounos, Wheate 2010).

Přímé porovnání s jinými studii je složité, jelikož se žádná další studie nezabývá recentním ústupem ledovců v pohořích severní Britské Kolumbie. Odhady ústupu ledovců v jižních kanadských Skalnatých horách činí 16,7% ústup mezi lety 1985 až 2006 (Tennant et al. 2012). Shodují se tedy velmi dobře se studií Bolch et al. (2010), který zde odhadl 14,8% ústup ledovcové plochy mezi lety 1985 a 2005. To svědčí o správnosti výsledků Bolch et al. (2010) a tím tedy i výsledků vlastní studie. Odlišná je situace v jižních Pobřežních horách.

Koch et al. (2009) odhaduje ústup ledovců mezi lety 1987 a 2005 na 17,5 %, kdežto Bolch et al. (2010) pouze 10,3 % mezi lety 1985 a 2005. Rozdíl se dá vysvětlit tím, že se studie Koch et al. (2009) soustřeďuje pouze na skupinu ledovců v nejj jižnější části jižních Pobřežních hor.

V Alpách je relativní míra ústupu ledovců značně větší. Zde se míra mezi lety 1985 a 1998/99 pohybuje kolem 18 % (Paul, Kääb, Haeberli 2007). Ledovce na severu Norska zaznamenaly též větší úbytek než ledovce v západní Kanadě. Odhady ústupu ledovců jsou zde mezi lety 1989 a 2018 okolo 35 % (Leigh et al. 2020). Studie zabývající se ústupem horských ledovců během druhé poloviny 20. století na severní polokouli odhadují úbytek ledovcové plochy od 7 do 32 % (Maisch 2000; Kääb et al. 2002; Paul et al. 2004; Granshaw, Fountain 2006; Bolch 2007). Podobnou relativní míru ústupu ledovců jako ledovce v severních Interior Mountains a v severních kanadských Skalnatých horách vykazují ledovce v Jižních Alpách na Novém Zélandu, kde je míra mezi lety 1978 a 2019 okolo 30 % (Carrivick et al. 2020).

Trend ve variabilitě změn ledovcové plochy, který vykazuje zvýšenou proměnlivost procentuálního úbytku ledovcové plochy pro ledovce s menší rozlohou, byl spatřen i v jiných studiích (Granshaw, Fountain 2006; DeBeer, Sharp 2007). Tento trend by mohl být způsoben faktory jako lokální topografie, výškopis a pokrytí ledovců sutí, který by mohl mít větší vliv na ledovce než regionální klima (Granshaw, Fountain 2006; DeBeer, Sharp 2007). Průměrný ústup podélné osy ledovců od MDL se celosvětově odhaduje na 29 až 38 %, což dobře odpovídá mému odhadovanému ústupu 37,4 % (Chinn 1996; Leigh et al. 2020). Převládající orientací byla severní a severovýchodní orientace. 45 % všech sledovaných ledovců vykazovalo tyto dvě orientace. To je způsobené menší insolací (Evans 2006). K podobným závěrům došel Schiefer et al. (2008), který určil sever jako dominantní orientaci pro ledovce pohoří severní Britské Kolumbie.

## 7.2 Interakce ledovců a klimatu

Z výsledků klimatické reanalýzy byl vypořován trend oteplení průměrných ročních teplot ve všech studijních oblastech během posledních 70 let. K největšímu oteplení došlo během zimních měsíců. Ke stejným závěrům došel i Geertsema et al. (2007), jehož studie se zabývá souvislostí sesuvů a historického vývoje klimatu severní Britské Kolumbie. Průměrné lednové teploty se přesto stále drží pod bodem mrazu a oteplení zimních měsíců tak nemá žádný přímý vliv na ústup ledovců ve Skeena Mountains a Muskwa Ranges. V South

Boundary Ranges v Pobřežních horách by tento trend mohl představovat značnou hrozbu, jelikož čela zdejších ledovců dosahují až pod 1 000 m n. m., čímž by mohly být zdejší ledovce citlivější na oteplovací trend i během zimních měsíců. U letních měsíců byl zaznamenán menší oteplovací trend. Letní měsíce mají ovšem daleko větší vliv na ústup ledovců. Důsledkem může být dřívější začátek sezóny tání. To by způsobilo dřívější odtání sněhové pokrývky v ablační oblast a odkrytí ledu s nižším albedem, což by vedlo k větší míře tání v letních měsících. Trend oteplování byl prokázán pro průměrné roční, lednové a červencové teploty ve všech studijních oblastech.

Vliv západo-východního klimatického transektu je především znatelný v ročních a lednových průměrných teplotách mezi studijními oblastmi A a B a studijní oblastí C. Ve studijní oblasti C je vliv kontinentálního klimatu jasně viditelný a odráží se formou nižších průměrných ročních a lednových teplot. Studijní oblast A a B vykazují vliv oceánického klimatu, které mají mírnější teploty. Zde se průměrné roční teploty zvýšily nejvíce. Přesto došlo k nejmenším procentuálním ztrátám ledovcové plochy v oblasti A. Oblast B a C mají téměř dvakrát větší ztráty. Vysvětlením může být, že ledovce v pohořích v pobřežní části jsou výrazně větší. Z analýzy plyne, že větší ledovce zaznamenaly menší procentuální ztrátu ledovcové plochy než ledovce menších rozměrů. Velké rozměry ledovců v pobřežní části jsou dány faktem, že srážky pro západní Kanadu přichází ze západu z oceánu a většina těchto srážek je zachycena Pobřežními horami, což tvoří jakýsi srážkový stín pro pohoří dále ve vnitrozemí.

Dalším klimatickým faktorem jsou módy proměnlivosti atmosférické cirkulace, které přispívají ke změnám teploty a srážek. Poslední změna PDO (ze studené do teplé fáze) byla v roce 1977 a je ve vlastních výsledcích rozeznatelná. Jasnou souvislost mezi ústupem ledovců a PDO se nepodařilo v analýze prokázat kvůli chybějícím údajům o ústupu ledovců po dekádách před rokem 1977. Analýza ovšem ukázala, že relativní míra ústupu ledovců během období 1977 až 2017, které bylo dominováno teplou fází PDO, byla buď podobná nebo značně větší než relativní míra ústupu ledovců během období od maxim MDL do roku 1977, které bylo časově delší. Jev ENSO je ve výsledcích klimatické analýzy též rozpoznatelný, nepodařilo se ovšem prokázat souvislost s relativní mírou ústupu ledovců. Podle Geertsema et al. (2007) je vliv jevu ENSO na klima severní Britské Kolumbie značně menší, než je vliv PDO. Další módy proměnlivosti atmosférické cirkulace nebyly ve výsledcích nalezeny.

Změna rozlohy ledovců není okamžitá reakce na změnu klimatu. Doba reakce ledovce na změnu klimatu závisí na několika faktorech jako je jeho rozloha, topografie a orientace. Není tedy možné vysvětlit ústup ledovců pouze klimatem a jeho změnami. Přesto výsledky nasvědčují, že se vývoj klimatu a jeho dálkové vazby shodují s relativní mírou ústupu ledovců. Od maxim MDL do roku 2017 teploty stoupaly a ledovce ustupovaly.

## 8. Závěr

Tato práce se zaměřuje na ústup horských ledovců od maxim Malé doby ledové v západní Kanadě. V rešeršní části byla popsána fyzicko-geografická charakteristika zájmového území, jeho zalednění a Malá doba ledová v regionálním a globálním měřítku. Analytická část práce se zaměřila na ústup horských ledovců od maxim Malé doby ledové ve vybraných oblastech západní Kanady a jakými parametry ledovců je ústup podmíněn. Pro analýzu bylo celkem zmapováno 60 ledovců ve třech studijních oblastech podél západo-východního klimatického transektu. Toho bylo docíleno pomocí manuálního mapování hranic ledovců nad satelitními snímky z let 1977, 1987, 1997, 2007 a 2017. Mapování rozsahu ledovců z maxim Malé doby ledové bylo provedeno nad satelitními snímky s vysokým rozlišením, kde byly dobře rozpoznatelné morény vzniklé během tohoto maxima. Hranice tehdejšího rozsahu ledovců byly vytyčeny podél hranic těchto morén. Dále byl sledován vývoj teplot v zájmových oblastech za posledních 70 let.

Analýza ukázala, že úbytek ledovcové plochy je převážně dán velikostí ledovce. Velké ledovce ztrácejí nejvíce celkové rozlohy, kdežto ledovce malého rozměru ztrácejí nejvíce procentuálního podílu. Variabilita relativní míry ústupu ledovců se zvyšuje s menší rozlohou ledovce. To nasvědčuje na to, že faktory ovlivňující reakci ledovců na klimatickou změnu nejsou nutně klimatického původu. Relativní míra ústupu ledovců je ovlivněna nadmořskou výškou, sklonem, orientací a typem ledovce. Samotná rozloha ledovce je silně závislá na klimatickém transektu. Ledovce v Pobřežních horách s oceánickým klimatem jsou značně větší než ledovce ve vnitrozemí s kontinentálním klimatem. Faktorem je také srážkový stín, který Pobřežní hory tvoří pro východněji ležící pohoří. Analýza klimatických dat ukázala, že v posledních desetiletí dochází ve studovaných pohořích severní Britské Kolumbie k trendu oteplování. Zvýšily se průměrné roční, lednové a červencové teploty.

Mimo zde zmíněné parametry ledovce jako nadmořská výška, sklon, orientace a typ ledovce by bylo vhodné se v budoucích studiích zaměřit na další parametry pro lepší pochopení vlivu

těchto faktorů na ústup ledovce. Získané poznatky o ústupu ledovců a jejich vlastností jsou použitelné pro navazující a podobné výzkumy v této odlehlé části severní Britské Kolumbie. Metoda mapování ledovců pomocí satelitních snímků se ukázala jako velmi užitečná a dobře fungující metoda zkoumání ústupu a dynamiky horských ledovců v odlehlých a těžce dostupných oblastech.



## 9. Zdroje

### 9.1 Bibliografie

- BARCLEY, D. J., WILES, G. C., CALKIN, P. E. (2009): Holocene glacier fluctuations in Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 28, 21-22, 2034–2048.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LATTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, 7066, 303–309.
- BARRY, R. G. (2006): The status of research on glaciers and global recession: a review. *Progress in Physical Geography*, 30, 3, 285–306.
- BOLCH, T. (2007): Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global and Planetary Change*, 56, 1-2, 1–12.
- BOLCH, T. MENOUNOS, B., WHEATE, R. (2010): Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005. *Remote Sensing of Environment*, 114, 1, 127–137.
- BONE, R. M. (2002): *The regional geography of Canada*, Oxford University Press, Toronto.
- BONSAL, B. R., SHABBAR, A., HIGUCHI, K. (2001): Impacts of low frequency variability modes on Canadian winter temperature. *International Journal of Climatology*, 21, 1, 95–108.
- CARRIVICK, J. L., JAMES, W. H. H., GRIMES, M., SUTHERLAND, J. L., LORREY, A. M. (2020): Ice thickness and volume changes across the Southern Alps, New Zealand, from the little ice age to present. *Scientific Reports*, 10, 13392, 1–10.
- CHARBONNEAU, A. A., SMITH, D. J. (2018): An inventory of rock glaciers in the central British Columbia Coast Mountains, Canada, from high resolution Google Earth imagery. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 50, 1, 1–24.
- CHENET, M., ROUSSEL, E., JOMELLI, V., GRANCHER, D. (2010): Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland. *Geomorphology*, 114, 3, 253–260.
- CHINN, T. J. (1996): New Zealand glacier responses to climate change of the past century. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, 3, 451–428.
- CLAGUE, J. J. (1989): Quaternary Geology of the Canadian Cordillera. In: Fulton, R. J.: *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Society of America, Ottawa, 15–96.

- CLAGUE, J. J., MATHEWES, R. W. (1996): Neoglaciation, Glacier-dammed Lakes, and Vegetation Change in Northwestern British Columbia, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 28, 1, 10–24.
- CLAGUE, J. J., MENOUNOS, B., WHEATE, R. (2011): Canadian Rockies and Coast Mountains of Canada. In: Singh, V. P. et al.: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Springer, Dordrecht.
- DEBEER, C. M., SHARP, M. J. (2007): Recent Changes in glacier area and volume within the southern Canadian Cordillera. *Annals of Glaciology*, 46, 215–221.
- DENTON, G. H., ARMSTRONG, R. L. (1969): Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska. *American Journal of Science*, 267, 10, 1121–1142.
- DYKE, A. S., MOORE, A., ROBERTSON, L. (2003): *Deglaciation of North America*. Geological Survey of Canada, Open File 1574, Ottawa.
- EATON, B., MOORE, R. D. (2010): Regional Hydrology. In: Pike, R. G. et al.: *Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia*. Ministry of Forests and Range Forest Science Program a FORREX Forum for Research and Extension in Natural Resources, Victoria, 85–109.
- EVANS, I. S. (2006): Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73, 1-2, 166–184.
- FARINOTTI, D., HUSS, M., FÜRST, J. J., LANDMAN, J., MACHGUHT, H., MAUSSION, F., PANDIT, A. (2019): A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, 12, 168–173.
- GEERTSEMA, M., EGGINTON, V. N., SCHWAB, J. W., CLAGUE, J. J. (2007): Landslides and historic climate in northern British Columbia. In: McInnes, R.: *Landslides and Climate Change: Challenges and Solutions*. CRC Press, Ventnor, Isle of Wight, 9–16.
- GILBERT, R., DESLOGES, J. R., LAMOUREUX, S. F., SERINK, A., HODDER, K. R. (2006): The geomorphic and paleoenvironmental record in the sediments of Atlin Lake, northern British Columbia. *Geomorphology*, 79, 130–142.
- GRANSHAW, F. D., FOUNTAIN, A. G. (2006): Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA. *Journal of Glaciology*, 52, 117, 251–256.
- GROVE, J. M. (2001): The initiation of the „Little Ice Age“ in regions round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48, 1, 53–82.
- GULLET, D. W., SKINNER, W. R. (1992): The state of Canada's climate: Temperature change in Canada 1895-1991. *Výzkumná zpráva, č. 92-2*. State of the Environment Reporting, Ontario.

- HEBDA, R. J. (1995): British Columbia Vegetation and Climate History with Focus on 6 ka BP. *Géographie physique et Quaternaire*, 49, 1, 55–79.
- HOOD, E., FELLMAN, J., SPENCER, R. G. M., HERNES, P. J., EDWARDS, R., D'AMORE, D., SCOTT, D. (2009): Glaciers as a source of ancient and labile organic matter to the marine environment. *Nature*, 462, 7276, 1044–1047.
- HOUZE, R. A. (2012): Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50, 1, 1–47.
- HUGGEL, C., HAEBERLI, W., KÄÄB, A. (2008): Glacial hazards: perceiving and responding to threats in four world regions. In: Orlove, B. et al.: *Darkening peaks: glacier retreat, science and society*. University of California Press, Berkeley, 68–80.
- HUSS, M., HOCK, R. (2018): Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8, 2, 135–140.
- JACKSON, S. I., LAXTON, S. C., SMITH, D. J. (2008): Dendroglaciological evidence for Holocene glacial advances in the Todd Icefield area, northern British Columbia Coast Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45, 1, 83–98.
- JANOWICZ, J. R. (2010): Observed trends in the river ice regimes of northwest Canada. *Hydrology Research*, 41, 6, 462–470.
- KÄÄB, A., PAUL, F., MAISCH, M., KELLENBERGER, T., HAEBERLI, W. (2002): The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First results. *Annals of Glaciology*, 34, 362–366.
- KOCH, J., MENOUNOS, B., CLAGUE, J. J. (2009): Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age. *Global and Planetary Change*, 66, 3-4, 161–178.
- KÖPKE, N., BATEN, J. (2005): The biological standard of living in Europe during the last two millennia. *European Review of Economic History*, 9, 1, 61–95.
- LAMB, H. H. (1995): *Climate, History and the Modern World*. Routledge, London.
- LEIGH, J. R., STOKES, C. R., EVANS, D. J. A., CARR, R. J., ANDREASSEN, L. M. (2020): Timing of Little Ice Age maxima and subsequent glacier retreat in northern Troms and western Finmark, northern Norway. *Arctic, antarctic and alpine research*, 52, 1, 281–311.
- LORREY, A., FAUCHEREAU, N., STANTON, C., CHAPPELL, P., PHIPPS, S., MACKINTOSH, A., RENWICK, J., GOODWIN, I., FOWLER, A. (2013): The Little Ice Age climate of New Zealand reconstructed from Southern Alps cirque glaciers: a synoptic type approach. *Climate Dynamics*, 42, 11-12, 3039–3060.
- LUCKMAN, B. H. (2000): The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 3-4, 357–384.

- LÜTHI, M. P. (2014): Little Ice Age climate reconstruction from ensemble reanalysis of Alpine glacier fluctuations. *The Cryosphere*, 8, 639–650.
- MAISCH, M. (2000): The longterm signal of climate change in the swiss Alps: Glacier retreat since the end of the little ice age and future ice decay scenarios. *Geografia fisica e dinamica quaternaria*, 23, 139–151.
- MANN, M. E. (2002): Little Ice Age. In: MacCracken, M. C. et al.: *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. Encyclopedia of Global Environmental Change, Chichester, 504–509.
- MANTAU, N. J., HARE, S. R., ZHANG, Y., WALLACE, J. M., FRANCIS, R. C. (1997): A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 6, 1069–1080.
- MATHEWES, R. W., HEUSSER, L. (1981): A 12 000 year palynological record of temperature and precipitation trends in southwestern British Columbia (Marion Lake). *Canadian Journal of Botany*, 59, 5, 707–710.
- MATTHES, F. E. (1939): Report of Committee on Glaciers, April 1939. *Transactions, American Geophysical Union*, 20, 4, 518–523.
- MAURER, M. K., MENOUNOS, B., LUCKMAN, B. H., OSBORN, G., CLAGUE, J. J., BEEDLE, M. J., SMITH, R., ATKINSON, N. (2012): Late Holocene glacier expansion in the Cariboo and northern Rocky Mountains, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 51, 71–80.
- MCAFEE, S. A. (2014): Consistency and the Lack Thereof in Pacific Decadal Oscillation Impacts on North American Winter Climate. *Journal of Climate*, 27, 19, 7410–7431.
- MENOUNOS, B., OSBORN, G., CLAGUE, J. J., LUCKMAN, B. H. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in western Canada. *Quaternary Science Reviews*, 28, 21-22, 2049–2074.
- MILES, M. W., ANDRESEN, C. S., DYLMER, C. V. (2020): Evidence for extreme export of Arctic sea ice leading the abrupt onset of the Little Ice Age. *Science Advances*, 6, 38, 1–6.
- MILLER, G. H., GEIRSDÓTTIR, Á., ZHONG, Y., LARSEN, D. J., OTTO-BLIESNER, B. L., HOLLAND, M. M., BAILEY, D. A., REFSNIDER, K. A., LEHMAN, S. J., SOUTHON, J. R., ANDERSON, C., BJÖRNSSON, H., THORDARSON, T. (2012): Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39, 2, 1–5.
- MILNER, A. M., KHAMIS, K., BATTIN, T. J., BRITAIN, J. E., BARRAND, N. E., FÜREDER, L., CAUVY-FRAUNIÉ, S., GÍSLASON, G. M., JACOBSEN, D., HANNAH, D. M., HODSON, A. J., HOOD, E., LENCIONI, V., ÓLAFSSON, J. S., ROBINSON, C. T., TRANTER, M., BROWN, L. E. (2017): Glacier shrinkage driving global changes in

downstream systems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 14, 37, 9770–9778.

MONGER, J., PRICE, R. (2002): *The Canadian Cordillera: Geology and Tectonic Evolution*. *CSEG Recorder*, 27, 17–36.

MOORE, R. D., FLEMING, S. W., MENOUNOS, B., WHEATE, R., FOUNTAIN, A., STAHL, K., HOLM, K., JAKOB, M. (2009): Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrological Processes*, 23, 1, 42–61.

MOORE, R. D., MCKENDRY, I. G. (1996): *Spring Snowpack Anomaly Patterns and Winter Climatic Variability*, British Columbia, Canada. *Water Resources Research*, 32, 3, 623–632.

MOORE, R. D., SPITTLEHOUSE, D. L., WHITFIELD, P. H., STAHL, K. (2010): *Weather and Climate*. In: Pike, R. G. et al.: *Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia*. Ministry of Forests and Range Forest Science Program a FORREX Forum for Research and Extension in Natural Resources, Victoria, 47–82.

OLBERS, D. (2012): *The Earth System*. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.

ORME, A. R. (2002): *The Physical Geography of North America*, Oxford University Press, New York.

OSBORN, G., MENOUNOS, B., RYANE, C., RIEDEL, J., CLAGUE, J. J., KOCH, J., CLARK, D., SCOTT, K., DAVIS, P. T. (2012): Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations on Mount Baker, Washington. *Quaternary Science Reviews*, 49, 33–51.

PAINTER, T. H., FLANNER, M. G., KASER, G., MARZEION, B., VANCUREN, R. A., ABDALATI, W. (2013): End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 38, 15216–15221.

PAUL, F., KÄÄB, A., HAEBERLI, W. (2007): Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*, 56, 1-2, 111–122.

PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T., HAEBERLI, W. (2004): rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31, 21, 1–4.

PELTO, M. S. (1992): Equilibrium line altitude variations with latitude, today and during the Late Wisconsin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, 1-2, 41–46.

- PFISTER, C. (2005): Weeping in the Snow: The Second Period of Little Ice Age-Type Impacts, 1570 to 1630. In: Behringer, W et al.: Cultural Consequences of the "Little Ice Age". Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen, 31–86.
- PICKARD, G. L. (1961): Oceanographic features of inlets in the British Columbia mainland coast. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 18, 6, 907–999.
- PRICE, R. A. (1994): Cordilleran Tectonics and the Evolution of the Western Canada Sedimentary Basin. In: MOSSOP, G. D., SHETSEN, I.: The Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 13–24.
- ROSENBERG, S. M., WALKER, I. R., MATHEWES, R. W., HALLET, D. J. (2004): Midge-inferred Holocene climate history of two subalpine lakes in southern British Columbia, Canada. *The Holocene*, 14, 2, 258–271.
- RYDER, J. M. (1989): Climate (Canadian Cordillera). In: Fulton, R. J.: Quaternary Geology of Canada and Greenland. Geological Society of America, Ottawa, 15–96.
- RYDER, J. M., THOMPSON, B. (1986): Neoglaciation in the southern Coast Mountains of British Columbia: Chronology prior to the late Neoglacial maximum. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 3, 273–287.
- SANSEVERINO, M. E., WHITNEY, M. J., HIGGS, E. S. (2016): Exploring Landscape Change in Mountain Environments With the Mountain Legacy Online Image Analysis Toolkit. *Mountain Research and Development*, 36, 4, 407–416.
- SEGUINOT, J., ROGOZHINA, I., STROEVEN, A. P., MARGOLD, M., KLEMAN, J. (2016): Numerical simulations of the Cordilleran ice sheet through the last glacial cycle. *The Cryosphere*, 10, 2, 639–664.
- SCHIEFER, E., MENOUNOS, B., WHEATE, R. (2008): An inventory and morphometric analysis of British Columbia glaciers, Canada. *Journal of Glaciology*, 54, 186, 551–560.
- SHABBAR, A., BONSAI, B., KHANDEKAR, M. (1997): Canadian Precipitation Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 10, 3016–3027.
- SLAYMAKER, O. (1990): Climate Change and Erosion Processes in Mountain Regions of Western Canada. *Mountain Research and Development*, 10, 2, 171–182.
- SOLOMINA, O. N., BRADLEY, R. S., JOMELLI, V., GEIRSDOTTIR, A., KAUFMAN, D. S., KOCH, J., MCKAY, N. P., MASIOKAS, M., MILLER, G., NESJE, A., NICOLUSSI, K., OWEN, L. A., PUTNAM, A. E., WANNER, H., WILES, G., YANG, B. (2016): Glacier fluctuations during the past 2 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 149, 61–90.
- SOLOMINA, O., JOMELLI, V., KASEL, G. AMES, A., BERGER, B., POUYAUD, B. (2007): Lichometry in the Cordillera Blanca, Peru: „Little Ice Age“ moraine chronology. *Global and Planetary Change*, 59, 1-4, 225–235.

SPITTLEHOUSE, D. L. (2008): Climate Change, impacts, and adaptation scenarios: climate change and forest and range management in British Columbia. Výzkumná zpráva, č. 045. B.C. Ministry of Forests and Range, Victoria.

TANG, Q., ZHANG, X., FRANCIS, J. A. (2013): Extreme summer weather in northern mid-latitudes linked to a vanishing cryosphere. *Nature Climate Change*, 4, 1, 45–50.

TAYLOR, W. G. (1997): The Climates of British Columbia and Yukon. In: TAYLOR, E. M., TAYLOR, W. G.: Responding to global climate change in British Columbia and Yukon. Environment Canada, Vancouver, 1–16.

TENNANT, C., MENOUNOS, B. (2013): Glacier change of the Columbia Icefield, Canadian Rocky Mountains, 1919-2009. *Journal of Glaciology*, 59, 216, 671–686.

TENNANT, C., MENOUNOS, B., WHEATE, R., CLAGUE, J. J. (2012): Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006. *The Cryosphere*, 6, 1541–1552.

TRENBERTH, K. E. (1997): The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 12, 2771–2777.

TRENBERTH, K. E., HURRELL, J. W. (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 6, 303–319.

TRENHAILE, A. S. (1975): Cirque elevation in the Canadian Cordillera. *Annals of the Association of American Geographers*, 65, 4, 517–529.

VILLALBA, R. (1994): Tree-Ring and Glacial Evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America. *Climatic Change*, 26, 183–197.

WILLIAMS JR., R. S., FERRIGNO, J. G. (2012): State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments. U. S. Geological Survey, 1386–A.

XU, X., YI, C. (2014): Little Ice Age on the Tibetan Plateau and its bordering mountains: Evidence from moraine chronologies. *Global and Planetary Change*, 116, 41–53.

## 9.2 Internetové zdroje

DAHLMAN, L. (2009): Climate Variability: Arctic Oscillation, <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-arctic-oscillation> (cit. 20. 5. 2021).

GOVERNMENT OF BRITISH COLUMBIA (2015): Long-term Change in Air Temperature in B.C. (1900-2013), <https://www.env.gov.bc.ca/soe/indicators/climate-change/temp.html> (cit. 21. 5. 2021).

GOVERNMENT OF YUKON (2017): Climate change in Yukon, <https://yukon.ca/en/climate-change-yukon#adapting-to-climate-change> (cit. 21. 5. 2021).

HARO, H. (2017): Animating the Temporal Progression of Cordilleran Deglaciation and Vegetation Succession in the Pacific Northwest during the late Quaternary, [https://cedar.wvu.edu/scholwk/2017/Day\\_one/20/?utm\\_source=cedar.wvu.edu%2Fscholwk%2F2017%2FDay\\_one%2F20&utm\\_medium=PDF&utm\\_campaign=PDFCoverPages](https://cedar.wvu.edu/scholwk/2017/Day_one/20/?utm_source=cedar.wvu.edu%2Fscholwk%2F2017%2FDay_one%2F20&utm_medium=PDF&utm_campaign=PDFCoverPages) (cit. 25. 5. 2021).

JORIO, L., REUSSER, K. (2019): Glaciers and the changing climate in the Alps, [https://www.swissinfo.ch/eng/swiss-glaciers-series--3-000---4-500-metres\\_glaciers-and-the-changing-landscape-in-the-alps/45181238](https://www.swissinfo.ch/eng/swiss-glaciers-series--3-000---4-500-metres_glaciers-and-the-changing-landscape-in-the-alps/45181238) (cit. 23. 5. 2021).

### 9.3 Zdroje dat

BELL, B., HERBACH, H., BERRISFORD, P., DAHLGREN, P., HORÁNYI, A., MUÑOZ SABATER, J., NICOLAS, J., RADU, R., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., THÉPAUT, J-N. (2020): ERA5 monthly averaged data on single levels from 1950 to 1978 (preliminary version). Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means-preliminary-back-extension?tab=overview> (cit. 3. 6. 2021).

EROS, USGS (1997): USGS 30 ARC-second Global Elevation Data, GTOPO30. [https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30?qt-science\\_center\\_objects=0#qt-science\\_center\\_objects](https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects) (cit. 3. 6. 2021).

Government of Canada (2021): Historical Climate Data. [https://climate.weather.gc.ca/index\\_e.html](https://climate.weather.gc.ca/index_e.html) (cit. 1. 6. 2021).

HERBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., BIAVATI, G., HORÁNYI, A., MUÑOZ SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., ROZUM, I., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., DEE, D., THÉPAUT, J-N. (2019): ERA5 monthly averaged data on single levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview> (cit. 3. 6. 2021).

Japan Spacesystems and U.S./Japan ASTER Science Team (2019): ASTER Global Digital Elevation Model, verze V003. <https://lpdaac.usgs.gov/products/astgtmv003/> (cit. 20. 6. 2021).

Natural Earth: Medium scale data, 1:50m, verze 4.1.0. <https://www.naturalearthdata.com/downloads/> (cit. 30. 5. 2021).

Natural Resources Canada (2015): Canadian Digital Elevation Model, 1945-2011. <https://open.canada.ca/data/en/dataset/7f245e4d-76c2-4caa-951a-45d1d2051333> (cit. 12. 4. 2021).

Planet Team (2017): Planet Application Program Interface: In Space for Life on Earth. San Francisco, CA. <https://api.planet.com> (cit. 1. 6. 2021).



RGI Consortium (2017): Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines, verze 6.0. [https://www.glims.org/RGI/rgi60\\_dl.html](https://www.glims.org/RGI/rgi60_dl.html) (cit. 30. 3. 2021).

U. S. Geological Survey (2021): Landsat Missions. <https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat> (cit. 19. 4. 2021).

## 10. Seznam obrázků

Obrázek 1: Studijní oblasti práce.....	11
Obrázek 2: Průměrné měsíční přízemní teploty a srážky v západní Kanadě. ....	16
Obrázek 3: Odchylka teploty povrchu moře během jevů El Niño a La Niña.....	18
Obrázek 4: Kordillerský ledovcový štít.....	21
Obrázek 5: Ústup ledovce Athabasca Glacier. ....	22
Obrázek 6: Kombinace pásem satelitních snímků.....	28
Obrázek 7: Kontrola přesnosti RGI 6.0. ....	30
Obrázek 8: Moréna vzniklá během maxima Malé doby ledové.....	31
Obrázek 9: Porovnání hodnot z meteorologických stanic s hodnotami klimatické reanalýzy. .....	34
Obrázek 10: Variabilita změn ledovcové plochy mezi MDL a 2017 ve sledovaných oblastech. ....	37
Obrázek 11: Změna délky ledovců od maxim MDL do roku 2017 v závislosti na sklonu ledovce.....	39
Obrázek 12: Vývoj průměrné roční, lednové a červencové teploty studijních oblastí.....	42

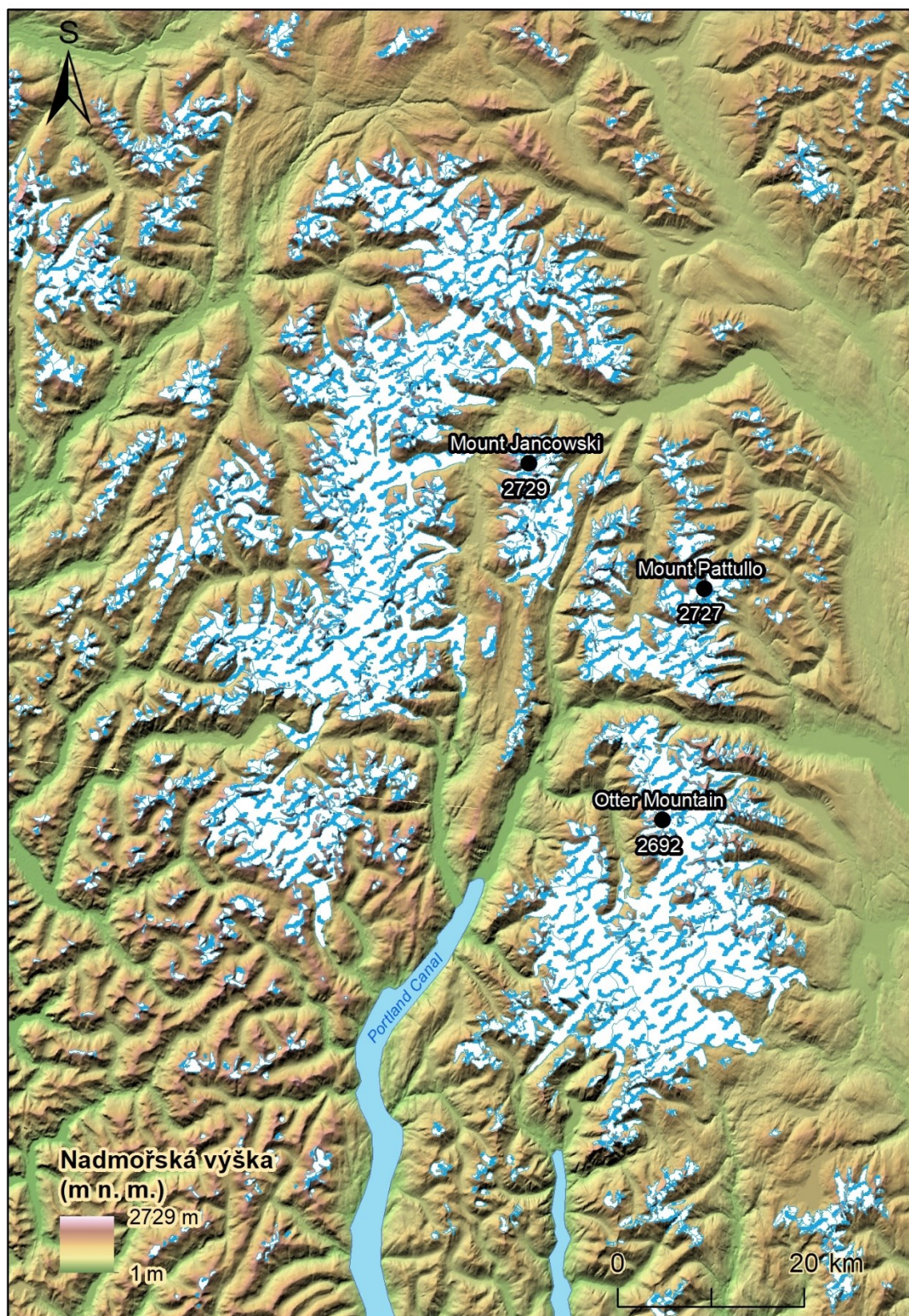
## 11. Seznam tabulek

Tabulka 1: Změny rozlohy ledovců vybraných pohoří západní Kanady mezi lety 1985 až 2005 .....	23
Tabulka 2: Souhrn změn ledovcové plochy pro jednotlivé studijní oblasti .....	35
Tabulka 3: Míra ústupu ledovcové plochy během jednotlivých období .....	36
Tabulka 4: Změna plochy ledovce podle orientace .....	39
Tabulka 5: Změna plochy ledovce podle typu.....	40

## 12. Seznam příloh

Příloha 1: Mapa zalednění pohoří South Boundary Ranges ve studijní oblasti A. ....	57
Příloha 2: Mapa zalednění pohoří Atna a Sicintine Range ve studijní oblasti B.....	58
Příloha 3: Mapa zalednění pohoří Muskwa Ranges ve studijní oblasti C.....	59

*Příloha 1: Mapa zalednění pohoří South Boundary Ranges ve studijní oblasti A.*



Data: RGI 6.0; Natural Earth; J-spacesystems and U.S./Japan ASTER Science Team (2019)



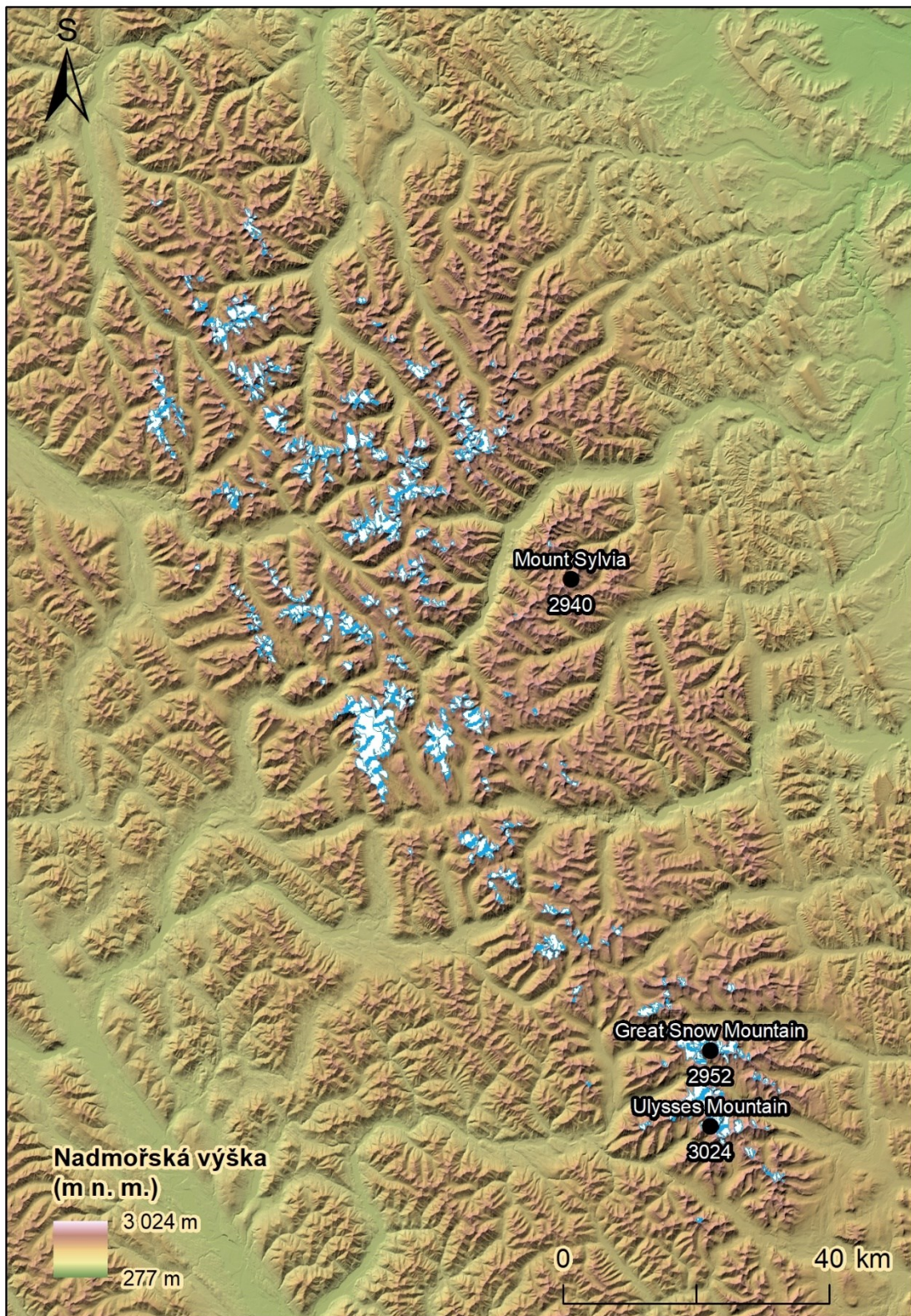
*Příloha 2: Mapa zalednění pohoří Atna a Sicintine Range ve studijní oblasti B.*



Data: RGI 6.0; Natural Resources Canada (2015)



*Příloha 3: Mapa zalednění pohoří Muskwa Ranges ve studijní oblasti C.*



Data: RGI 6.0; Natural Resources Canada (2015)