



Bakalářská práce

Zalednění na území České republiky

Studijní program:

B0532A330022 Aplikovaná geografie

Autor práce:

Lucie Kyselová

Vedoucí práce:

doc. RNDr. Kamil Zágoršek, Ph.D.

Katedra geografie

Liberec 2024



Zadání bakalářské práce

Zalednění na území České republiky

Jméno a příjmení:

Lucie Kyselová

Osobní číslo:

P21000641

Studijní program:

B0532A330022 Aplikovaná geografie

Zadávající katedra:

Katedra geografie

Akademický rok:

2021/2022

Zásady pro vypracování:

rešerše literatury,
srovnání fauny a flóry a vysvětlení možných rozdílů v jednotlivých ekosystémech,
důsledky zalednění

Rozsah grafických prací:

Rozsah pracovní zprávy:

Forma zpracování práce:

tištěná/elektronická

Jazyk práce:

čeština

Seznam odborné literatury:

ENGEL, Zbyněk. 2007. Praha,

Univerzita Karlova. *Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains*. [pdf]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/52012376_Late_Pleistocene_glaciations_in_the_Krkonoše_Mountains

ENGEL, Zbyněk. Praha, PŘF UK. 2004. *Pleistocénní ledovce na území Česka*. [pdf]. Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/fyzicka-geografie-popularne/engel2004.pdf>

MENTLÍK, Pavel. 2016. Západočeská univerzita v Plzni. *Ledovce na Šumavě*. [pdf]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/301771958_Ledovce_na_Sumave

KŘÍŽEK, M. Klima vepsané do zemského povrchu. *Přírodovědci.cz*, 2017, 6, 4, s. 14-15. [pdf].

Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/krizekma/ke-stazeni/klima-vepsane-do-zemskeho-povrchu/view>

Vedoucí práce:

doc. RNDr. Kamil Zágoršek, Ph.D.

Katedra geografie

Datum zadání práce:

9. června 2022

Předpokládaný termín odevzdání: 28. dubna 2023

L.S.

prof. RNDr. Jan Pícek, CSc.
děkan

doc. Mgr. Hynek Böhm, Ph.D.
garant studijního programu

V Liberci dne 3. března 2023

Prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci jsem vypracovala samostatně jako původní dílo s použitím uvedené literatury a na základě konzultací s vedoucím mé bakalářské práce a konzultantem.

Jsem si vědoma toho, že na mou bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, zejména § 60 – školní dílo.

Beru na vědomí, že Technická univerzita v Liberci nezasahuje do mých autorských práv užitím mé bakalářské práce pro vnitřní potřebu Technické univerzity v Liberci.

Užiji-li bakalářskou práci nebo poskytnu-li licenci k jejímu využití, jsem si vědoma povinnosti informovat o této skutečnosti Technickou univerzitu v Liberci; v tomto případě má Technická univerzita v Liberci právo ode mne požadovat úhradu nákladů, které vynaložila na vytvoření díla, až do jejich skutečné výše.

Současně čestně prohlašuji, že text elektronické podoby práce vložený do IS/STAG se shoduje s textem tištěné podoby práce.

Beru na vědomí, že má bakalářská práce bude zveřejněna Technickou univerzitou v Liberci v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů (zákon o vysokých školách), ve znění pozdějších předpisů.

Jsem si vědoma následků, které podle zákona o vysokých školách mohou vyplývat z porušení tohoto prohlášení.

Poděkování

Chtěla bych poděkovat panu doc. RNDr. Kamilu Zágoršekovi, Ph.D. za jeho podnětné připomínky, jak práci zpracovat a rady, co by bylo dobré do ní přidat.

Anotace

Tato práce se zabývá rozsahem a typem zalednění na území České republiky v období pleistocénu. Charakterizována bude doba ledová a možné příčiny jejího vzniku. Jelikož jsou doby ledové výrazně provázány s klimatem, pozornost bude věnována i vývoji klimatu v historii Země a vývoji klimatu na území České republiky od třetihor po současnost.

V práci se autorka bude snažit ověřit či vyvrátit čtyři hypotézy. První hypotézou je, že pokud byla vzdálenost k nejbližší zaledněné oblasti nižší, ovlivnilo to mikroklima v zájmové oblasti a tím i budoucí vegetační zóny. Na to navazuje další hypotéza, která říká, že vegetační zóny jsou ovlivněné nadmořskou výškou a členitostí terénu. Třetí hypotézou je, že kary se tvoří hlavně v severně orientovaných svazích, kde je menší přísun sluneční energie a větší chlad. Poslední hypotézou je, že kary s jezery se tvoří hlavně v horninách, které jsou dostatečně voděnepropustné a zároveň odolné, aby vytvořily morénu.

Na základě literární rešerše budou poté představeny jednotlivé oblasti, které byly v pleistocénu postiženy ledovcovou činností. Následně budou zvolena dvě nejlépe prozkoumaná zájmová území. Ta budou komparována mezi sebou na základě zvolených geografických faktorů.

Klíčová slova: ledovce, doba ledová, klimatické změny, Šumava, Krkonoše, reliéf, vegetace, pleistocén

Annotation

This paper deals with the extent and type of glaciation in the Czech republic in the Pleistocene. Ice age will be characterised as well as possible causes of ice ages. Because ice ages are strongly connected to climate, attention will also be paid to the evolution of climate in Earth's history and the evolution of climate from the Tertiary to current times.

In this paper, the author works with four assumptions, which she will then try to prove right or wrong. The first assumption is that the if distance between the study area and the closest glaciated land is small, it can affect microclimate of the study area and thus its future vegetation zones. This is strongly connected with elevation of the study area and terrain configuration. Third assumption is about cirques. They are better developed in the northern slopes, where the sun shines less and thus are colder than southern slopes. The last assumption is about geology. Cirques and cirque lakes develop in rocks that are strong enough to hold water but do not absorb it and also can create a moraine, that can stop the water from flowing out of the cirque.

Based od literary research, individual areas that were glaciated during the Pleistocene will be introduced. Then two areas of interest will be chosen and compared with each other based on selected geographical factors.

Key words: glaciers, ice age, climate changes, Šumava mountains, the Giant mountains, relief, vegetation, Pleistocene

Obsah

Seznam obrázků.....	9
Seznam tabulek.....	10
Seznam použitých zkratk.....	11
ÚVOD.....	13
1 TEORETICKÁ ČÁST.....	14
1.1 Doba ledová.....	14
1.2 Jak doba ledová vzniká?.....	14
2 Klima v historii Země.....	16
2.1 Třetihorní a čtvrtohorní klima v České republice.....	19
2.2 Vývoj CO ₂ v atmosféře Země.....	21
3 Poslední glaciální období - Pleistocén.....	24
4 Pleistocénní ledovce na území České republiky.....	26
5 Krkonoše.....	28
5.1 Ledovcová jezera.....	31
6 Šumava.....	32
6.1 Ledovcová jezera.....	34
6.1.1 Prášílské jezero.....	34
6.1.2 Jezero Laka.....	35
6.1.3 Černé a Čertovo jezero.....	35
6.1.4 Plešné jezero.....	36
6.1.5 Bezvodé kary.....	37
7 Oblast severní Moravy a Slezska.....	38
8 Jizerské hory.....	40
9 METODY.....	42
10 VYMEZENÍ ZÁJMOVÝCH ÚZEMÍ.....	43
11 KOMPARACE ZÁJMOVÝCH ÚZEMÍ.....	44
11.1 Ledovce.....	44
11.2 Vegetační zóny a jejich ovlivnění ledovci.....	47
11.3 Geologie a geomorfologie.....	50
ZÁVĚR.....	54
Seznam použitých zdrojů.....	56
Seznam mapových zdrojů.....	61
Seznam příloh.....	62

Seznam obrázků

Obrázek 1: Vývoj klimatu v historii Země (Scotese 2015, upraveno).....	16
Obrázek 2: Vývoj teplot (a) a srážek (b) 1500-2007 (Brázdil, Hradecký 2016, upraveno).....	20
Obrázek 3: Vývoj koncentrace CO ₂ v atmosféře za posledních 600 milionů let (Geocraft 2023 podle Scotese 2010 a Berner 2001, upraveno).....	21
Obrázek 4: Pohled na Sněžku ze sedla u Růžové hory (autorka, 8.7.2020, Krkonoše, upraveno)....	28
Obrázek 5: Sněhové pole „Mapa republiky“ (Krkonošský deník, 2019).....	31
Obrázek 6: Prášilské jezero (autorka, 10.8.2018, Šumava).....	34
Obrázek 7: Čertovo jezero (autorka, 11.8.2020, Šumava).....	35
Obrázek 8: Černé jezero (autorka, 11.8.2020, Šumava).....	36
Obrázek 9: Půdní kopečky na Pradědu (Křížek 2017).....	38
Obrázek 10: Vymezení zájmových území (AOPK 2023, ČÚZK 2023a, vlastní zpracování v programu ArcGIS Pro).....	43
Obrázek 11: Předpokládaný rozsah pleistocénního würmského zalednění na Šumavě (Krause, Margold 2019, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b vlastní zpracování).....	44
Obrázek 12: Předpokládaný rozsah würmského zalednění Krkonoš (ENGEL 2007, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b, vlastní zpracování).....	45
Obrázek 13: Vegetační zóny v Krkonoších (vlastní zpracování – mapa v příloze č. 5).....	48
Obrázek 14: Vegetační zóny na Šumavě (vlastní zpracování – mapa v příloze č. 6).....	49
Obrázek 15: Jestřábek alpský a rozchodník horský (autorka, 8.7.2020, Sněžka).....	50
Obrázek 16: Geologická mapa zájmových oblastí (ČGS 2024, vlastní zpracování, mapa s legendou v příloze č. 4).....	51
Obrázek 17: Sklony svahů v zájmových územích (AOPK 2023, ČÚZK 2024c, Engel 2007, Krause, Margold 2019, vlastní zpracování).....	52
Obrázek 18: Orientace svahů v zájmových územích (AOPK 2023, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024c, vlastní zpracování).....	53

Seznam tabulek

Tabulka 1: Doby ledové ve čtvrtohorách (IS MUNI 2010, vlastní zpracování).....	24
Tabulka 2: Srovnání ledovců české části Šumavy a Krkonoš (Engel 1997, Engel 2007, KRNAP 2023, Vočadlova 2006, Tesař 2003, Krause, Margold 2019, Kočárek st. 2003, vlastní zpracování). 46	46
Tabulka 3: Vegetační stupně Krkonoš (Krkonoše 2020, KRNAP 2017, Flousek, Štursa 2007, Štursa 2007, vlastní zpracování).....	47
Tabulka 4: Vegetační stupně na Šumavě (NP Šumava 2024b, Chocholoušková, Gutzerová 2003, Kraj Jihočeský 2008, ÚHUL 2001 str. 35, Viewegh 2003 str. 34–35, vlastní zpracování).....	48

Seznam použitých zkratk

a kol.	a kolektiv
cca	circa, zhruba
č.	číslo
ČR	Česká republika
DEM	Digital elevation model = Digitální model terénu; 2D nebo 3D model povrchu Země vytvořený z reálných nadmořských výšek, tam kde nadmořské výšky chybí jsou programem dopočítány pravděpodobné nadmořské výšky, využívá se pro různé vědecké analýzy nebo pro tvorbu hillshade pro mapy
DPZ	Dálkový průzkum Země; metoda získávání dat o zemském povrchu bez nutnosti fyzické přítomnosti na zkoumaném místě, využívají se drony, letadla nebo družice
et al.	el alia; latinský výraz znamenající v překladu do češtiny „a další“
CHKO	Chráněná krajinná oblast; zvláště chráněné velkoplošné území, vyhlášené vládou ve formě nařízení
JV	jiho-východ
JZ	jiho-západ
kap.	kapitola
LIDAR	Light Detection and Ranging; skenování povrchu Země pomocí laserového paprsku, který se odrazí od skenovaného povrchu či objektu, v programu se objeví jako soubor bodů, které vytvoří model povrchu nebo 3D model skenovaného objektu
mil.	milion, miliony
m n. m.	metry nad mořem; jednotka, ve které se udává výška hor, kopců nebo hloubka údolí, v České republice měřená od hladiny Baltského moře
např.	například
NP	Národní park; zvláště chráněné velkoplošné území, vyhlášené zákonem, zahrnuje na svém území přírodní či přírodě blízké ekosystémy téměř nezměněné lidskou činností, vyskytují se zde chráněné druhy flory a fauny, často se dělí do zón, nejvíce ceněné jsou I. zóny národních parků

NPR	Národní přírodní rezervace; chráněné území menší rozlohy s mimořádnými přírodními hodnotami či reliéfem, na který jsou vázány národně i mezinárodně významné ekosystémy
pH	vodíkový exponent udávající kyselost nebo zásaditost roztoku
pozn.	poznámka
ppm	parts per million; jednotka, ve které se udává koncentrace určitého prvku ve vzduchu
př. n. l.	před naším letopočtem
S	sever
st.	starší
str.	strana
SV	severo-východ
SZ	severo-západ
tzv.	takzvaný, takzvaně

ÚVOD

Území České republiky bylo v průběhu pleistocénu několikrát značně ovlivněno působením ledovců, a to jak ledovce kontinentálního, tak ledovců horských. Zalednění probíhalo v několika fázích, z čehož pro každou oblast našeho území bylo významné jiné období. Tato práce je zaměřena především na oblasti Šumavy a Krkonoš, jelikož patří k nejlépe zmapovaným územím, co se působení ledovců týče. Tyto zájmové oblasti byly zaledněny v období Würmu před 11 000 lety. I přes to dodnes můžeme najít pozůstatky po jejich činnosti, a to jak v podobě různých geomorfologických tvarů, tak glaciálních rostlinných reliktnů.

Cílem této práce je porovnat a vyhodnotit vlivy působení ledovců v období Würmu na území Šumavy a Krkonoš a na základě této komparace zjistit, která z nich byla ledovcovou činností zasažena více a co je důvodem pro vyšší míru modelace terénu. Pro dosažení cíle byly stanoveny celkem čtyři hypotézy.

První dvě se týkají vegetačních stupňů zájmových oblastí. První říká, že vegetační stupně zájmových oblastí byly ovlivněny vzdáleností k nejbližší zaledněné oblasti. Předpokladem je, že blízkost k ledovci mohla ovlivnit výšku sněžné čáry a tím i výškové rozpětí, ve kterém se ledovce mohly tvořit. Zároveň bylo ochlazováno mikroklima oblastí, což mohlo růst ledovců podpořit a tím i rozšířit prostor, na který působily samotné ledovce a mrazové zvětrávání. Druhým předpokladem autorky je, že vegetační stupně byly ovlivněny nadmořskou výškou, ve které se nachází – v Krkonoších by tak bylo zachováno více vegetačních zón než na Šumavě. Způsobeno to může být výškovou členitostí reliéfu, která je výraznější v Krkonoších, a činností ledovců v pleistocénu, kdy je předpokladem, že větší rozsah zalednění má vliv na rozložení vegetačních zón po ústupu ledovce.

V další části je práce věnována geologii zájmových oblastí. Hypotéza předpokládá, že nižší propustnost hornin má za příčinu větší tendenci ke vzniku karů. To umožňuje vznik a zachování ledovcových jezer po postupném odtátí ledovce. Odolnost hornin je důležitá i pro vznik morény hradící samotný kar – pokud není moréna dostatečně odolná a zpevněná, tlak hromaděné odtáté vody by ji mohl protrhnout a veškerá voda by z karu vytekla ven.

Čtvrtá hypotéza se týká geomorfologických charakteristik zájmových oblastí. Předpokladem je, že kary vyhloubené v severních svazích budou lépe vymodelované v podloží a jejich schopnost zadržet vodu bude vyšší než u karů vyhloubených v jižních svazích. Severní svahy jsou pro tvorbu ledovců vhodnější, jelikož je zde nižší přísun sluneční energie a jsou tak chladnější než svahy orientované k jihu. To by mělo znamenat, že ledovce na severních svazích budou rozsáhlejší a kary hlubší a lépe vymodelované než kary na jižních svazích.

1 TEORETICKÁ ČÁST

1.1 Doba ledová

Z geologického hlediska můžeme za dobu ledovou (= glaciál) označit jakékoli období z historie Země, ve kterém geologický záznam ukazuje na výraznou změnu klimatu, v jejímž důsledku dochází ke značnému ochlazení a rozsáhlému zalednění zejména na severní polokouli. V dobách ledových dochází k poklesu hladiny moří, rozšíření stepí a tunder (Petránek 2016), klima je sušší a chladnější. Teplejší období mezi glaciály se nazývá interglaciál, pevninské ledovce ustupují do chladnějších oblastí, hladina moří stoupá a klima se postupně otepluje. Země se nyní nachází v období holocénu, který je považovaný za interglaciální období. Tato epocha započala před 11 700 lety (Attenborough 2021) po skončení poslední doby ledové .

Podle Mazucha (2017) glaciály výrazně ovlivňují koloběh vody na Zemi. Vážou v sobě obrovské množství vody, klima je mnohem sušší a hladina světových oceánů může klesnout až o desítky metrů. Je tak omezený i výpar vody, což podporuje suchost klimatu. Zároveň se ale odhalí mělčí části oceánů a vytvoří pevninské mosty umožňující migraci druhů na jiné kontinenty a vznik endemických druhů .

1.2 Jak doba ledová vzniká?

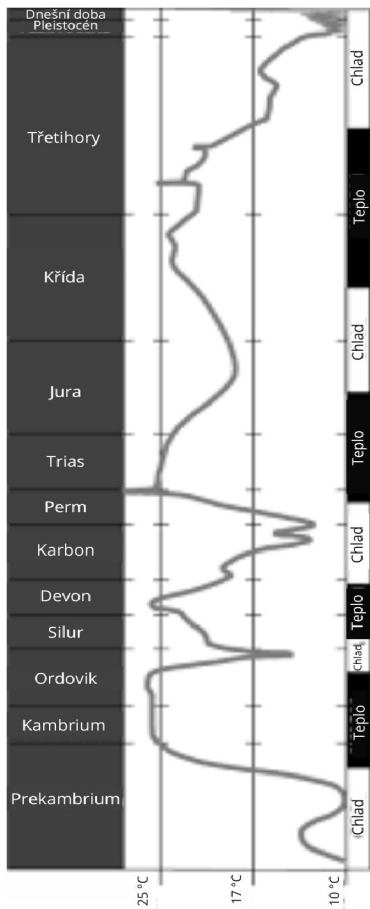
Rozsáhlé zalednění, a tím i doba ledová, je způsobeno hlavně změnami klimatu na Zemi. Tyto změny mohou být způsobeny změnou v koloběhu vody v hydrosféře – voda má vysokou tepelnou kapacitu a je důležitým nositelem tepelné energie. V geologické historii Země docházelo ke změnám v poloze a rozložení kontinentů a tím se měnily i směry proudění mořských proudů v oceánech. Některé části pevniny tak nebyly oteplovány nebo ochlazovány rovnoměrně.

Někteří vědci se kloní k názoru, že pro vznik doby ledové je důležitá přítomnost polárního chladného kontinentu. Důležitou roli hraje i přítomnost a koncentrace skleníkových plynů, především CO₂, v atmosféře Země, jelikož hrají velmi důležitou roli v zadržování tepla na Zemi. Vliv má i přítomnost a množství planktonu v oceánech (Mazuch 2017). Fytoplankton je navíc velmi důležitý pro tvorbu kyslíku, kterého vytváří srovnatelné množství jako ekosystémy na souši (Pilátová 2021).

Podle Loydy (1971) může mít na vznik dob ledových vliv i tektonika. Výzdvihy či poklesy může dojít k rozsahu souše a ke změně teplot v těchto místech. Pokud se část pevniny zvedla o 600 m, vzduch nad ní se mohl ochladit až o 3,6 °C. Ochlazovací účinek mají i pevné částice v atmosféře – například sopečný prach nebo meteorické částičky. Kolem těchto částiček se tvoří oblačnost. Bílá oblaka mohou mít albedo až 70 %, odrazí tak skoro všechnu sluneční a tepelnou energii a povrch

Země se ochlazuje. Procesy ochlazení a oteplování souvisí i s Milankovičovými cykly, např. náklon zemské osy určuje, kolik sluneční a tepelné energie dopadne na určité místo na povrchu Země, nebo například s tvarem oběžné dráhy Země (Mazuch 2017) – pokud je blíže ke Slunci je přísun energie vyšší, pokud je dále od Slunce je naopak nižší .

2 Klima v historii Země



Obrázek 1: Vývoj klimatu v historii Země (Scotese 2015, upraveno)

Hlavní hnací silou pro počasí i klima je sluneční energie. Na přísunu a množství sluneční energie závisí vlhkost vzduchu, proudění větrů, oceánské proudění nebo pohyby mraků na obloze. Přisun a množství sluneční energie má rovněž vliv i na přírodní katastrofy jako např. sucho, záplavy, vymírání druhů, degradace půd nebo epidemie nemocí. Přírodní procesy způsobující změny v klimatu jsou sopečná aktivita, změny v náklonu zemské osy a ve tvaru oběžné dráhy Země (Sivaramanan 2015).

Kvůli velmi vzácným nálezům z doby prekambria je složité zrekonstruovat klima, které v té době na mladé Zemi panovalo. V této době se však začalo tvořit chemické složení atmosféry a oceánů. Významnou roli hrály prvotní organismy. Slunce bylo v té době velmi slabé a všechna voda na Zemi by měla být zmrzlá, díky vysokým koncentracím skleníkových plynů, především metanu a oxidu uhličitého, se však udržela v kapalném skupenství. S rostoucí energií Slunce klesala i koncentrace skleníkových plynů v atmosféře.

Od phanerozoika se střídá chladnější období s teplejším obdobím. Teplá období jsou charakterizovaná vysokými teplotami, vyšší hladinou moře a absencí kontinentálních ledovců. Chladné fáze jsou typické nízkými teplotami, nízkou hladinou moře a přítomností kontinentálních ledovců alespoň ve vyšších zeměpisných šířkách. V současné době by se tak Země vzhledem k přítomnosti polárních čepiček měla nacházet v chladnějším období.

Další významné chladné úseky s doloženým zaledněním se odehrály na přelomu ordoviku a siluru a v období karbonu a permu. Teplejší období prvohor a druhohor se od sebe výrazně lišila – pozice kontinentů se měnila, vyvíjela se vegetace. Rozdílná byla i koncentrace skleníkových plynů v atmosféře (Jackson, 2023). V druhohorách došlo v době globálního oteplování k nárazu meteoritu do povrchu Země, který mohl mít za následek vyhynutí mnoha živočišných i rostlinných druhů.

Ve třetihorách Země zažila období extrémního horka i extrémní zimy. Tyto změny byly poháněné hlavně tektonickými silami, které měnily polohu a výšku kontinentů a tvořily oceánské průlivy. Z důvodů, které zatím nejsou známé, se podstatně měnili koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře. Na začátku třetihor docházelo i přes dopad meteoritu ke globálnímu oteplování – tropická fauna

a flora tak mohla růst i ve vyšších zeměpisných šířkách. Období s nejvyššími teplotami v tomto období panovala zhruba 18 milionů let (58,7 – 40,4 milionů let př. n. l.), absolutně nejvyšší teploty panovaly zhruba po 100 000 let během Paleocenního-Eocenního termálního maxima. Začalo zhruba před 56 miliony lety a bylo velmi rychlé, což mělo za následek vymírání jak mořských tak terestriálních ekosystémů. Teplota vzduchu se zvýšila až o 5 °C, teplota moří v oblasti dnešní Arktidy mohla mít až 23 °C (Jackson 2023). Podle Sivaramanana (2015) mohli kolem Arktidy žít aligátoři, např. na Špicberkách rostly sekvojím podobné stromy a žili zde krokodýli. Teplota začala podle Jacksona (2023) klesat zhruba před 33,9 miliony let. Je to patrné z paleontologických záznamů – teplomilná flora a fauna se přesouvá blíže k rovníku.

Během oligocénu dochází k tvorbě kontinentálního ledovce na Antarktidě, kde zůstal až do prudkého oteplení před 27 miliony lety (Jackson 2023). Období oligocénu a středního miocénu byly teplé, ale chladnější než eocén. Před 15 miliony lety dochází k ochlazení a antarktický ledovec opět narůstá.

V pliocénu (před 5,3 miliony let) byla severní polokoule bez ledové pokrývky, v Grónsku a na Arktidě rostly chladnomilné rostliny. Glaciace severní polokoule začala před 3,2 miliony let. Způsobily ji tektonické síly, hlavně uzavírání průlivů, zvedání horských pásem a plošin. Tyto změny změnily směr proudění oceánských a atmosferických proudů, což vyústilo ve stabilní ledovou pokrývku ve vysokých zeměpisných šířkách. Koncentrace oxidu uhličitého byla navíc nízká, což mohlo zalednění ještě podpořit.

Podle Jacksona (2023) došlo před 12 800 lety k náhlé a velmi rychlé změně v klimatu. Tato událost se nazývá mladší dryas. Došlo k němu v období, kdy se Země oteplovala a přecházela do doby meziledové. Místo toho se prudce ochladila až o 8° C. Důvod této rychlé změny není zatím znám, možným důvodem může být uvolnění velkého množství sladké vody z odtávajících ledovců do oceánu. K dalšímu ochlazení severní polokoule došlo před 8 200 lety, kdy se v Kanadě protrhlo obrovské ledovcové jezero Agassiz a jeho voda se dostala do oceánu. Tato událost bývá označována za malý dryas.

Nám nejbližší období poslední velké, přírodně vyvolané, klimatické změny je doba od posledního glaciálního maxima do začátku holocénu před 11,5 tisíci lety (Mentlík 2016). Výzkumy, které probíhají v souvislosti s rozšířením ledovců v té době, mohou být důležité jak pro paleoklimatické výzkumy, tak pro predikci vývoje do budoucna – bude snazší předpovědět, co změna klimatu může způsobit a jaký to může mít vliv na život na Zemi.

V dnešní době dochází k přírodním změnám v klimatu hlavně v důsledku jevu zvaného El-Niño, začínajícího většinou kolem Vánoc. Dochází při něm k oteplení tropických povrchových vod východního Pacifiku. El-Niño nastává, když se obrátí směr větru a směr oceánských proudů – teplá voda se tak dostane hlouběji do oceánu. To má za následek úbytek srážek v Austrálii a jižní Asii, silné bouřky na pacifických ostrovech a západním pobřeží Ameriky. Po dvou letech se klima vrátí do původního stavu (Boudreau et al. 2023). Ke klimatické změně však v současné době dochází moc rychle, některé druhy se nedokáží přizpůsobit a hrozí jim tak vyhynutí.

Změny v klimatu mají podle Sivaramanana (2015) vliv i na přítomnost kontinentálních ledovců. Na Antarktidě a v Grónsku dochází k jejich úbytku. Grónský ledovec se v období 2002 – 2006 zmenšil o 250 km³ za rok, antarktický ledovec za období 2002 – 2006 ustoupil až o 152 km. Celková průměrná roční ztráta ledu činí 147 miliard tun v Grónsku a až 258 miliard tun na Antarktidě. Ledovce jsou přitom pro klima Země důležité – odráží sluneční energii zpět do atmosféry. Tající voda z ledovců poskytuje vláhu pro půdu, ve které tak mohou růst rostliny a ledovce bývají zdrojem pitné vody pro živočichy žijící v blízkosti takovýchto zdrojů. Rychlé tání však může způsobit povodně. Za posledních 50 let se ledovcový a sněhový pokryv na severní polokouli zmenšuje v průměru o 1,33 % za rok.

2.1 Třetihorní a čtvrtohorní klima v České republice

Hlavním klíčem k výzkumu paleoklimatu v České republice jsou fosílie pylových zrněk v sedimentech. Z nich se dá vyčíst, jaká byla průměrná teplota a úhrn srážek ve střední Evropě. Klima se během pozdních třetihor a kvartéru měnilo poměrně rychle. Glaciální období byla charakteristická suchým a chladným klimatem, zatímco interglaciály byly vlhké a teplé.

Třetihorní klima bylo charakteristické střídáním teplých a chladných výkyvů s tendencí k ochlazování. Během miocénu a oligocénu panovalo na území Česka tropické klima s průměrnými teplotami mezi 23 °C až 25 °C, úhrn srážek se pohyboval mezi 1 000 – 1 600 mm/rok. Od té doby docházelo k postupnému ochlazování klimatu (Brázdil, Hradecký 2016).

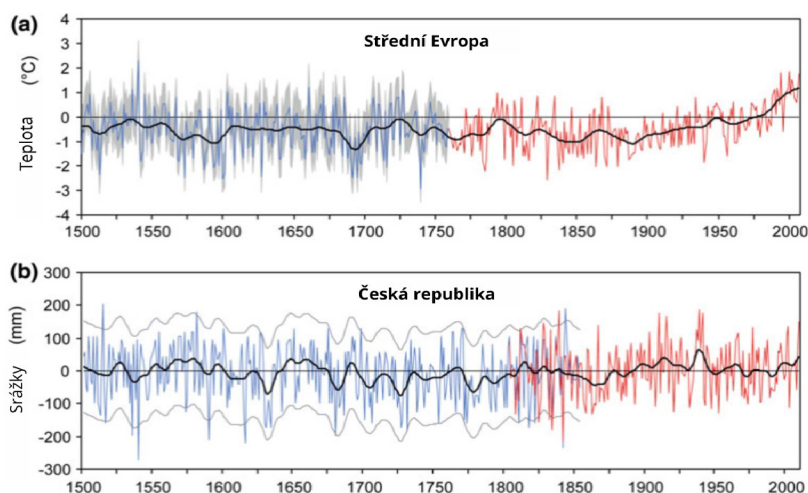
Ve čtvrtohorách, hlavně v pleistocénu, dochází ke střídání glaciálů a interglaciálů. Podle Brázdila a Hradeckého (2016) dochází během glaciálů ke snižování srážkového úhrnu až na 100 – 200 mm/rok, začíná být větší sucho, což ovlivňuje růst vegetace, snižuje se rovněž průměrná roční teplota vzduchu až na - 5 °C. V nejvyšších horských polohách se tvoří ledovce, z půdy se stává permafrost, mizí lesy a stromy, objevují se stepi, vznikají i tundry nebo alpské ekosystémy. Půdy jsou většinou bohaté na sůl, což umožňuje vznik halofytních¹ rostlin. Když se začíná blížít období interglaciálu, klima se lehce otepluje, srážky se pomalu zvyšují. V tuto dobu postupného oteplování je klima vysoce nestabilní. Měnit se začíná i vegetační pokryv, objevují se lesy podobné tajze s borovicemi nebo břizami. V interglaciálu se průměrná teplota pohybuje okolo 8 °C – 12 °C, klima je vlhčí, srážkové roční úhrny jsou vyšší (700 – 1 000 mm/rok). Lesy se začínají rozrůstat na prostranství bývalých stepí.

Během začátku pleistocénu se průměrná roční teplota vzduchu pohybovala kolem - 4 °C, na jižní Moravě mohly teploty nejchladnějších měsíců klesnout až k - 20 °C. Ve středním pleistocénu se podle odhadů pohybovala teplota kolem - 5 °C, nejchladnější měsíce mohly mít teploty pod - 20 °C. Pozdní pleistocén byl na českém území charakteristický především periglaciálním tvarováním krajiny. Během interglaciálních období se teplota pohybovala kolem 13 °C. Během posledního glaciálního maxima se průměrné roční teploty vzduchu pohybovaly kolem - 8 °C, v létě se průměrné teploty pohybovaly pouze kolem 5 °C. Klima mělo kontinentální charakter s dlouhými a mrazivými zimami, krátkými jary a relativně teplými léty. Srážky se vyskytovaly především v letních teplých měsících, celkový roční úhrn se pohyboval mezi 100 a 200 mm. Po ústupu ledovců se klima začalo postupně oteplovat, zvyšovat se začal i průměrný roční úhrn srážek, čímž se zvýšil a podpořil růst a rozvoj vegetace (Brázdil, Hradecký 2016).

¹ slanomilných

Podle Brázdila a Hradeckého (2016) se klima posledního tisíciletí se obvykle dělí do 3 skupin – středověká teplotní anomálie, malá doba ledová (1300 – 1860) a současné globální oteplování. Data pro české prostředí se získávají buď pomocí dendrochronologie (data o klimatu z let 1376 – 1996), novější data pak z meteorologických stanic. Nejdéle měřící stanicí u nás je Klementinum (měří od roku 1775) a Brno (měří od 1800).

S pomocí těchto dat a historických záznamů bylo možné zjistit vývoj průměrných ročních teplot a srážek pro střední Evropu a Českou republiku za období 1500 – 2007. Z těchto modelů vyplývá, že klima se od 19. století začíná oteplovat, výrazněji se změny projevují od roku 1970. Po roce 1970 začíná průměrná roční teplota vzduchu narůstat strměji. Srážkové úhrny byly během posledního století poměrně vyrovnané, k většímu výkyvu došlo v letech 1925 – 1950, jak je patrné z obrázku č. 2. Odchylky od průměru jsou modrou barvou vyznačené pro před-industriální dobu a červenou pro industriální dobu. Průměrná hodnota je vyznačena černou čarou.



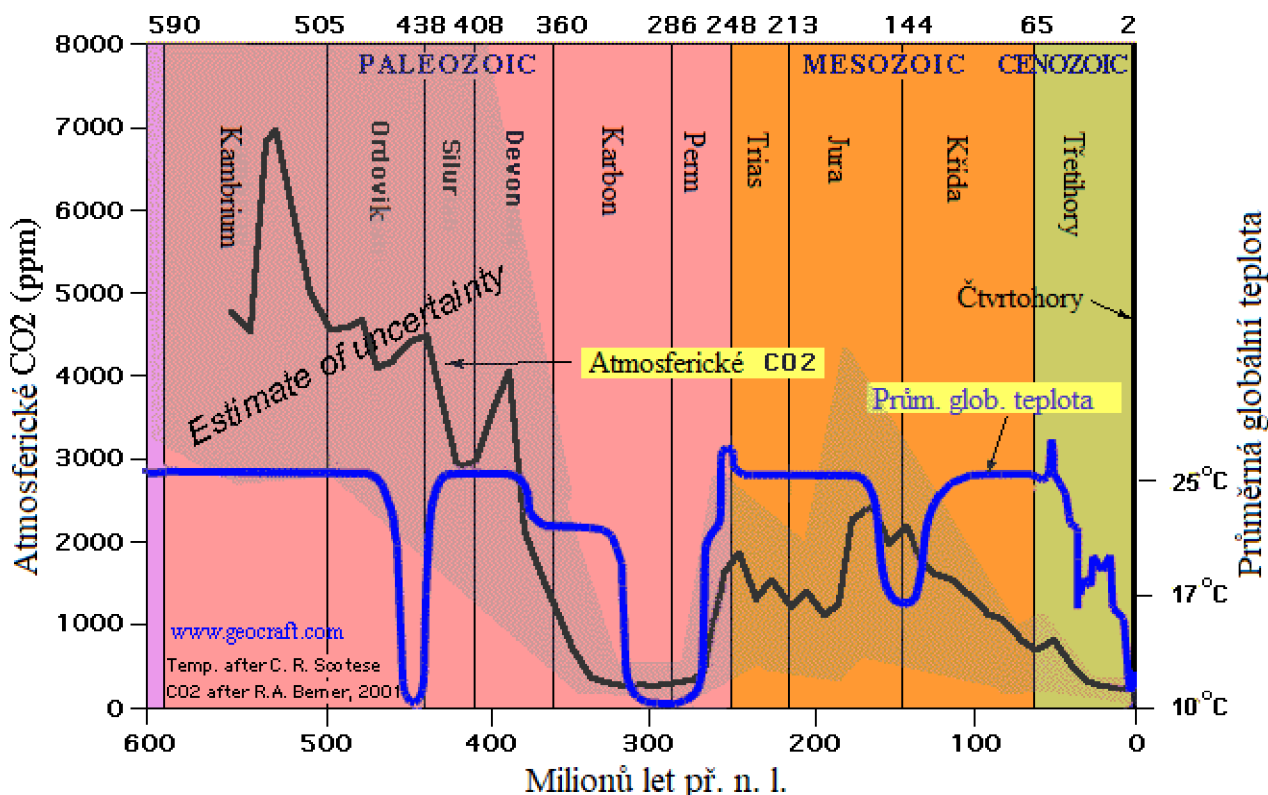
Obrázek 2: Vývoj teplot (a) a srážek (b) 1500-2007 (Brázdil, Hradecký 2016, upraveno)

Klima v současnosti je v České republice ovlivňováno hlavně tlakovými systémy nad Atlantickým oceánem. Česká republika se nachází v mírném pásu. Její klima je na pomezí kontinentálního a oceánského typu. Teplota závisí na nadmořské výšce a poloze místa – průměrné roční teploty nad 10 °C se vyskytují v nížinách a jižních částech země nebo v Polabí. Nejnižší roční teploty se vyskytují v horských oblastech, pohybují se většinou pod 3 °C. Nejvíce srážek, 40 %, spadne v létě, nejméně, 15 %, pak v zimě (Brázdil, Hradecký 2016). Nejméně srážek spadne ve srážkových stínech Krušných hor (Žatecko, Lounsko), nejvíce jich spadne v Jizerských horách, na Šumavě, v Krkonoších či Orlických horách nebo v Jeseníkách. Oblasti se zvýšeným přísunem srážek jsou náchylnější na výskyt povodní.

2.2 Vývoj CO₂ v atmosféře Země

Oxid uhličitý (CO₂) je podle Mulhern (2020) druhým nejvíce zastoupeným skleníkovým plynem v současné atmosféře Země a je jedním z hlavních indikátorů pro měření klimatické změny. Jeho koncentrace se v průběhu vývoje Země výrazně měnila (viz obr. 3). Koncentrace CO₂ v atmosféře je podle Sivaramanana (2015) způsobena nerovnostmi v odstraňování CO₂ rostlinami nebo ukládáním v sedimentech a emisemi CO₂ způsobovanými sopečnou činností, rozkladem hmoty a lidskou činností. Pokud převažuje ukládání a odbourávání CO₂ z atmosféry, nastává postupné ochlazování. Pokud naopak převažuje vypouštění emisí CO₂, začne pomalé oteplování. Než se změna v klimatu vlivem nárůstu koncentrace CO₂ v atmosféře projeví, trvá to přibližně 50 let. Skleníkové plyny, včetně CO₂ odráží část solární energie do vesmíru a část k povrchu Země, což zvyšuje teplotu vzduchu, sezónní vzory v počasí a výrazně mění klima. To je ještě umocněno kácením lesů, které jsou přirozeným pohlcovačem CO₂ z atmosféry.

Koncentrace CO₂ v zemské atmosféře v minulosti se zjišťuje pomocí vrtů do ledu na Antarktidě nebo v Grónsku, kde se zkoumají hlavně bubliny vzduchu uvězněné v ledu. Touto metodou se lze dostat zhruba 800 000 let nazpět. Data ze vzdálenější minulosti pochází z odhadů nebo měření rozpadu prvků z fosílií rostlin nebo mořských sedimentů (Lindsey 2023) a jejich důvěryhodnost je proto nižší, než u dat z ledovcových vrtů (Mulhern 2020).



Obrázek 3: Vývoj koncentrace CO₂ v atmosféře za posledních 600 milionů let (Geocraft 2023 podle Scotese 2010 a Berner 2001, upraveno)

Současné koncentrace CO₂ v zemské atmosféře, 419,3 ppm² (Lindsey 2024) jsou nejvyšší od poslední doby ledové. Koncentrace byly v historii ještě vyšší. V období kambria dosahovala koncentrace CO₂ až 7 000 ppm, což mohly být nejvyšší koncentrace CO₂ v atmosféře v historii Země. V období ordoviku a karbonu dosahovaly koncentrace CO₂ v atmosféře zhruba 4 400 ppm. Teplota v této době se velice podobala současné průměrné světové teplotě. V ordoviku dokonce došlo k době ledové navzdory vysokým koncentracím CO₂ v atmosféře. Roli v ochlazování a oteplování klimatu Země tak nehraje jen koncentrace CO₂ v atmosféře ale i jiné faktory. V juře se koncentrace CO₂ v atmosféře snížila na 1 800 ppm. Současné koncentrace CO₂ jsou tak jedny z nejnižších v celé historii Země. Z historie je naší době nejvíce podobný konec karbonu a začátek permu (cca před 315 – 270 mil. lety), kdy byla globální teplota i koncentrace CO₂ v atmosféře velmi podobná té současné (viz obr. 3) (Geocraft, 2023).

Koncentrace atmosférického CO₂ souvisí se vznikem dob ledových. Pokud je koncentrace vyšší než 300 ppm (Lindsey 2009), nemohou rozsáhlejší ledovce vzniknout. Roli hrají ale i další faktory, jako například Milankovičovy cykly – náklon zemské osy, precese a přísun sluneční energie na severní polokouli. Severní polokoule je pro doby ledové důležitá, jelikož se zde nachází většina kontinentů a tím pádem i souše, na které se ledovce mohou tvořit.

V době průmyslové revoluce, kdy koncentrace CO₂ dosahovala 280 ppm, mohla být Země jen kousek od další větší doby ledové. Kdyby koncentrace klesly na 240 ppm, mohly se v polárních oblastech začít tvořit a růst ledovce (Lindsey 2009). V přírodě se CO₂ uvolňuje do atmosféry ze sopečné činnosti nebo z rozkladu hmoty. Třetím velkým zdrojem CO₂ vypouštěným do atmosféry je dýchání organismů. Naopak největším pohlcovačem CO₂ z atmosféry jsou mořské organismy a rostliny, které CO₂ přeměňují na O₂. Dokáží pojmout až polovinu lidmi vyprodukovaných emisí (Lindsey 2023). Zásobárnou CO₂ jsou naopak horniny. Jejich zvětrávání vypouští do atmosféry CO₂, přesné měření objemu vypouštěného CO₂ je však složité, odhaduje se ale, že by to mohlo být kolem 68 megatun za rok (Zondervan 2023). Jelikož se vyprodukuje více CO₂ než je možné přírodními procesy z atmosféry odstranit, jeho koncentrace v atmosféře od průmyslové revoluce každým rokem narůstá (Lindsey 2023).

Nárůst koncentrace CO₂ v atmosféře je podle Sivaramanana (2015) umocněn likvidací přirozených úložišť CO₂. Jedním z největších úložišť CO₂ jsou lesy a proto je to jeden z důvodů, proč je odlesňování celosvětovým problémem. Nárůst CO₂ v atmosféře má vliv na oteplování povrchu

2 Průměrná hodnota za rok 2023. Na havajské měřicí stanici Mauna Loa dosahovaly průměrné roční hodnoty CO₂ v atmosféře 424 ppm

Země a narušuje cyklus výměny tepelné energie mezi atmosférou, vesmírem, zemským povrchem a oceány.

Za posledních 30 let došlo k rapidnímu nárůstu hodnot atmosferického CO₂. Takto rapidní nárůst není v historii Země obvyklý. Pokud bude současný trend ve vypouštění CO₂ do atmosféry pokračovat současným tempem, může v roce 2100 dosáhnout koncentrace CO₂ v atmosféře hodnoty 1 000 ppm (Sivaramanan 2015).

CO₂ je zodpovědné za 56 % globálního oteplování. V minulosti se jeho množství regulovalo přírodními procesy, dokud lidské činnosti a odlesňování nevyčlily systém z rovnováhy. Spalování fosilních paliv tvoří až 75 % vypouštěného CO₂, podíl má i narůstající množství rozkládajícího se odpadu. Odstraňování CO₂ z atmosféry je narušováno likvidací lesů, ničením mořských ekosystémů. Průměrný roční nárůst CO₂ v atmosféře je více než 2,75 ppm za rok. Ročně lidstvo vypustí do atmosféry až 30 milionů tun CO₂ (Sivaramanan 2015).

Podle Sivaramanana (2015) dokáží oceány pohltit až 1/3 ročně vypouštěných emisí, 50 % z těchto emisí tvoří spalování fosilních paliv. Okyselení oceánu může způsobit kolaps mořských potravních řetězců a nastartovat nové velké vymírání. Změny v důsledku koncentrací CO₂ a oteplování jsou již pozorovány v souvislosti s migrací tažných ptáků.

Jedna ze stanic měřící současné koncentrace CO₂ v zemské atmosféře se nachází na Havaji na ostrově Mauna Loa. Stanice stojí v nadmořské výšce 3 397 m na severním úbočí stejnojmenné sopky. Tato stanice měří koncentrace CO₂ od 50. let 20. století (GML, 2024).

3 Poslední glaciální období - Pleistocén

Během pleistocénu se střídala chladná období glaciálů s teplejšími obdobími interglaciálů. Klima je v této době velmi nevyrovnané, s velmi častými výkyvy. V závislosti na výkyvech klimatu se posunují i klimatické pásy. Zalednění období pleistocénu (720 000 – 10 000 let př. n. l.) se týkalo hlavně Evropy. Označení jednotlivých fází se liší podle místa jeho výskytu (viz tabulka č. 1).

Tabulka 1: Doby ledové ve čtvrtohorách (IS MUNI 2010, vlastní zpracování)

Kontinentální zalednění Evropy	Horské zalednění Alp	Stáří (let př. n. l.)
Weichsel (Visla)	Würm	100 000 – 11 700
Eem	Riss/Würm	135 000 – 100 000
Saale	Riss	350 000 – 135 000
Holstein	Mindel/Riss	370 000 – 350 000
Elster	Mindel	470 000 – 370 000
Cromer	Günz/Mindel	485 000 – 470 000
Bavel	Günz	590 000 – 485 000
	Donau/Günz	610 000 – 590 000
Menap	Donau	1 000 000 – 610 000
Waal		
Eburon		

Pozn. Světle modrá barva označuje glaciální období, ve kterém probíhala tvorba ledovců

Severoamerický ledovec v této době spolu s pevninským ledovcem Evropy (rozloha 44,4 mil. km²) dosahoval několiknásobku dnešní zaledněné plochy (15 mil. km²). V nezaledněných oblastech se střídá suché období s obdobím dešťů.

Evropa byla zaledněna jak kontinentálním ledovcem ze Skandinávie, tak místními horskými ledovci v Pyrenejích, Alpách a horských pásmech uvnitř Evropy. Skandinávský ledovcový příkrov mohl být mocný až 3 km. V jednu chvíli byl spojen s ledovcem Britských ostrovů a tvořil tak jednolitou masu kontinentálního ledovce. Kontinentální zalednění se ale nevyskytovalo jižně od Londýna. Tato zóna tak musela náležet do periglaciální oblasti. Na evropském kontinentu zasahoval pevninský ledovec k Německému středohoří a dále na východ. V Alpách vyčnívají z ledovcového příkrovu jen nejvyšší vrcholy hor. Obzvláště ze severních svahů se ledovce splazily daleko do zarovnaných údolí pod nimi. Innský ledovec dosáhl délky 340 km, Rýnský ledovec pak délky

200 km. V současnosti je nejdelším ledovcem Aletschský ledovec ve švýcarských Alpách s délkou 22,6 km (Paturi 2003).

Doby ledové z období pleistocénu patří mezi nejlépe prozkoumané a zdokumentované doby ledové v historii Země. Zdokumentované jsou i plošně méně rozsáhlá horská a údolní zalednění. Ve francouzských Vogézách dosahují údolní ledovce maximální délky 40 km, směrem k východu se však jejich délka zkracuje. Údolní a horské karové ledovce se nacházely i v Krkonoších, Jeseníkách a na Šumavě. Kontinentální zalednění dosahovalo maximálně do střední Evropy. Zdokumentováno je hlavně na Opavsku.

Během maximálního rozsahu würmského zalednění se nepředpokládá, že by existovaly deštné pralesy, a to ani v povodí horního Nilu. Písečné duny na Sahaře se nachází asi o 1 000 km jižněji než v dnešní době. Souvisí to s posunem a stlačením klimatických pásů blíže k rovníku vlivem rozšíření ledovců. Porovnání a časové srovnání alpských a kontinentálních ledovců není příliš jednoduché, jelikož pro to chybí kompletní sedimentační záznamy (Paturi 2003).

Pro severní Evropu byl významný hlavně ledovec z období Elster. Sahal ze Skandinávie přes Durynskou pánev ke Krkonoším, Jeseníkům a Krušným horám. Zanechal po sobě morénové valy. Řeky odvádějící vodu z ledovce často tvoří jezera v údolích vyhloubených ledovcem. V těchto prohlubních se ukládá štěrk a jíly a tvoří tak říční terasy. Ledovec a voda z něj má vliv i na vzhled říčních koryt. Některé řeky svá koryta zahloubily i o stovky metrů až na podloží. Například řeka Reese v Německu vyhloubila do podloží 400 m hluboký kaňon, který se po ústupu ledovce začal zanášet štěrkem (Paturi 2003).

Viselský glaciál začíná krátkou, chladnou epochou s minimální rozlohou ledových ploch. Poslední chladná fáze viselského glaciálu skončila před 20 000 lety. V Německu po tomto zalednění zůstaly morénové valy, rozsáhlé plochy s jezery např. v Šlesvicko-Holštýnsku nebo Meklenbursku. Tyto jezerní plošiny uzavírá konečná moréna ledovce (Paturi 2003).

Krause a Margold (2019) uvádí, že k zmapování rozsahu posledního glaciálního období se využívá jak práce a výzkumů v terénu, tak digitálních metod, například tvorba digitálních modelů nadmořských výšek (DEM) nebo využití leteckých snímků, a metod DPZ, především LIDARu, ke zpřesnění DEM modelů.

4 Pleistocénní ledovce na území České republiky

V období středního pleistocénu se ledovce vyskytovaly hlavně na území severních Čech a v oblasti severní Moravy. Na území Čech byl ledovcový pokryv rozsáhlejší a starší. Na českém území bylo významné hlavně třífázové elsterské zalednění, první z nich bylo nejrozsáhlejší, ledovec postoupil až za oblast Jítravského sedla k Ralsku (Engel, Nývlt, Tyráček 2011). Zalednění v Čechách probíhalo i v období Saale. V době největšího ledovcového pokryvu dosahovala jeho plocha zhruba 4 % rozlohy České republiky (viz příloha č. 1 – Pleistocénní ledovce na území České republiky), daleko významnější tak byly procesy působící v periglaciálním prostředí (Engel 2004).

Pro Moravu bylo významnější sálské zalednění, zaledněna ale byla i v období Elster. Nejstarší sálské zalednění bylo plošně nejrozsáhlejší, dosáhlo až do oblasti Moravské brány. To je prokázáný nejjihnější výskyt kontinentálního ledovce ve střední Evropě. Problematické zůstává vymezení horského zalednění Jeseníků, jelikož sedimenty byly několikrát přemístěny. Pro stratigrafii na českém území jsou tamní říční ledovcové sedimenty velice významné, tvoří totiž významný stratigrafický předěl mezi jednotlivými fázemi dob ledových na severní Moravě a v českém Slezsku. Jedná se často o říční sedimenty, které se tvořily hlavně v údolích velkých řek, například Moravy, Dyje. Nachází se zde také nejlépe zachovaná moréna jako pozůstatek kontinentálního zalednění (Engel, Nývlt, Tyráček 2011). Morava je také významná díky přítomnosti bludných balvanů, což jsou kusy skandinávských hornin přemístěných ledovcem.

Na vrcholcích Šumavy, Krkonoš a Jeseníků se utvořily horské ledovce. Ledovce zde vznikly díky přítomnosti vysoko položených vrcholových plošin (nad 1 200 m n. m.), kde se mohl akumulovat sníh. Ten byl větrem přenášen do závětří, kde se hromadil, tvořil se z něj firn a následně vlivem tlaku ledovec. Pro jejich vznik byl také velmi důležitý dostatečný přísun srážek v podobě sněhu a převládající směr větru, aby sníh mohl být převát do závětří.

Horské zalednění Šumavy a Krkonoš probíhalo v období Würm (Engel, Nývlt, Tyráček 2011). Na českých horách můžeme najít pozůstatky po dvou typech ledovců – údolní a karové. Údolní ledovce se vytvořily jen v Krkonoších. Dokladem o jejich přítomnosti je údolní profil Labského a Obřího dolu. Karové ledovce jsou typické hlavně pro Šumavu a Hrubý Jeseník. Na české straně Šumavy se vytvořilo několik jezer, největším z nich mohla být Stará Jímka nedaleko Prášílského jezera pod vrcholem Poledníku. Dnes je již zazemněná, což je přirozený zánik ledovcových jezer. Do současnosti se dochovalo celkem 5 ledovcových jezer na české straně Šumavy a 3 na bavorské straně Šumavy. Jmenovitě se jedná o Černé a Čertovo jezero, Prášílské jezero, Plešné jezero a jezero Laka na české straně Šumavy a Rachelsee, Großer Arber See a Kleiner Arber See v Bavorsku.

Dokladem ledovcové činnosti na území ČR jsou i kamenná moře, např. na Luzném na Šumavě, nebo v Krkonoších na svazích Sněžky, Dívčích Kamenů, Violíku či Luční hory. Další známkou přítomnosti ledovců na našem území jsou podle Křížka (2015) tzv. strukturní půdy. Vznikají v periglaciálním prostředí, vyznačujícím se silným působením mrazu a sezónní sněhovou pokrývkou. Většina jich je ovšem pohřbena pod novější vrstvou sedimentů. V nížinách můžeme nalézt půdy uspořádané do složitých sítí. Rozpoznat je lze z leteckých snímků či podle nerovnoměrně rostoucích plodin – v prohlubních se zadržuje více vody a tím nastávají pro zde pěstované rostliny vhodnější podmínky. Horské strukturní půdy se vyskytují hlavně ve vrcholových partiích našich nejvyšších hor – Krkonoše a Hrubý Jeseník. Někdy jsou přímo na povrchu, často jsou ovšem zarostlé vegetací. Na základě jejich typu a skladby lze zpětně určit podmínky, které v době glaciálů panovaly. V současné době lze za aktivní strukturní půdy podle Křížka (2017) považovat tříděné kruhy v Modrém sedle v Krkonoších nebo půdní kopečky (viz obr. 9) v Hrubém Jeseníku. Tyto půdy se zde vyvinuly při průměrných ročních teplotách - 6 °C až - 4 °C, důležitá byla i přítomnost permafrostu. Na základě typu a morfologie strukturních půd je lze také porovnávat mezi sebou a zjistit tak podmínky, které v lokalitách panovaly a charakterizovat tamní prostředí. Pro půdní kopečky je podle Křížka (2015) nebezpečné vysazování borovic klečí na vrcholových partiích hor – kopečky nemohou kvůli rozrušování půdy kořeny a akumulaci sněhu kolem borovic promrznout a hrozí jejich rozpad. Proto se z oblastí, kde půdní kopečky jsou, kleče často odstraňují. Přítomnost těchto útvarů na vrcholových částech hor naznačuje, že si stále uchovávají vlastní mikroklima srovnatelné s tundrou ve Skandinávii či na Islandu.

V době posledního glaciálu žila na našem území chladnomilná fauna i flora. Velká část z těchto živočichů vyhynula, např. mamuti či srstnatí nosorožci, někteří stále přežívají v často drsných podmínkách, např. pižmoni nebo sajgy³. Menší živočichové či flora se dochovaly hlavně v sedimentech, bohaté na tyto druhy fosílií jsou ledovcová jezera. Ta se nejčastěji tvořila v oblasti jižních Čech a Šumavy. Jezerní sedimenty tvoří nejdetailnější nepřerušovaný paleozoologický záznam na našem území. Pomocí analýz a výzkumů fosílií a sedimentů z jezer je možné zrekonstruovat změny podmínek v minulosti, dopady klimatických změn na přírodu nebo vliv přírodních pohrom na prostředí kolem jezer – např. pH a salinita vody nebo informace o tehdejších potravních řetězcích (Vondrák 2017).

³ Sajga tatarská je jediný zástupce antilopy z rodu sajga. Dobře rozpoznatelná je podle jejího zvláště tvarovaného čenichu. Žije na travnatých nížinných stepích s porostem vysokých trav. V období pleistocénu obývala rozsáhlé území zasahující až na Aljašku a do Kanady, včetně území České republiky. Areál jejího rozšíření se začal po konci posledního glaciálu vlivem klimatických změn zmenšovat, později se zmenšoval i kvůli lovu. Dnes je rozšířena hlavně v Mongolsku a Kazachstánu (Wikipedie 2023).

5 Krkonoše

Krkonoše jsou převážně žulové pohoří na severo-východě České republiky u hranic s Polskem. Žula je hlavně karbonského stáří, vznikala zhruba před 312 miliony let (Mayer a kol. 2012). Jižní část pohoří se pak skládá z metamorfovaných hornin neoproterozoického-paleozoického stáří. Pohoří se skládá ze dvou hřebenů – Slezského, který má velmi prudké severní svahy, jeho nadmořská výška se pohybuje od 1 400 po 1 600 m n. m. Paralelně s ním vede Český hřeben. Jeho nadmořská výška je nižší, pohybuje se od 1 300 po 1 500 m n. m. (Engel 2007).

Nejvyšším bodem Krkonoš a současně i České republiky je Sněžka s nadmořskou výškou 1 603 m. Má tvar jehlanu, v geomorfologii se tomuto tvaru říká karling. Tvar Sněžky vznikl během dob ledových. Sněžka tehdy vyčnívala z jinak poměrně zarovnaného povrchu a působily na ni ze tří stran ledovce a po jejich ústupu řeky Úpa, Lomniczka a Jelení potok. Tak se vytvořil karling Sněžky. Kary vyhloubené ledovci jsou



Obrázek 4: Pohled na Sněžku ze sedla u Růžové hory (autorka, 8.7.2020, Krkonoše, upraveno)

skalní deprese v závětrří, kde ledovce vznikaly a odkud se rozšiřovaly do okolí. V Krkonoších můžeme najít 35 karů, 17 z nich na polské straně Krkonoš. V místním názvosloví jsou však známe jako jámy nebo kotle – Velká a Malá Studniční jáma, Úpská jáma, Kocioł Łomniczki, Kocioł Wielkého a Małego Stawu, Czarny Kocioł, Wielki a Mały Kocioł Śnieżny, Velká a Malá Kotelní jáma a trojice jam v závěru Labského dolu – Harrachova, Pančavská a Navorská jáma (KRNAP 2023). Dokladem zalednění jsou podle Engela (2007) i tory Harrachových kamenů. Engel (1997) uvádí, že Krkonoše byly v pleistocénu nejrozsáhleji zaledněnou oblastí na území současné České republiky. Největší ledovec Krkonoš se mohl nacházet v Obřím dole ve východní části Krkonoš. Nalezlo se tam nejvíce stop po zalednění. Rozsáhlý mohl být i díky největší vrcholové plošině Krkonoš, ze které byl sníh svávan a vyživoval tak ledovec Obřího dolu – Úpský ledovec. V době svého maxima měl 4 km na délku a mocnost 80 – 100 m.

Engel (1997) uvádí, že v Krkonoších se podnebí začalo měnit ze subtropického na chladné během období miocénu a pliocénu. V období staršího pleistocénu se začal v říčních údolích nebo mělkých prohlubních hromadit sníh. Spolu s klesající teplotou klesala i sněžná čára, z tehdejších (i současných) 2 000 - 2 500 m n. m. na 1 000 m n. m. Její výška mohla být ještě snížena přítomností kontinentálního ledovce na sever od Krkonoš. Ten mohl ochlazovat regionální podnebí a měnit proudění vzduchu. Na mírnějších, převážně k jihu orientovaných, svazích Krkonoš na české

straně vznikaly převážně větší údolní ledovce, které zahluhovaly údolí a zvyšovaly tak výškovou členitost hor. Pro strmější, severně směřující svahy polské části Krkonoš jsou typické karové ledovce. Již před rozšířením ledovců byl rozdíl mezi jižní a severní stranou Krkonoš patrný. Jižní svahy se vyznačovaly menšími výškovými rozdíly, mírnými sklony a rozvinutější údolní sítí, zatímco severní strana byla strmější s velkými výškovými rozdíly a krátkými údolími. Ve vrcholových partiích se zachovaly zarovnané plošiny vyzdvižené tektonickou činností. Rovněž se tu nacházela rozvinutá říční údolí tvaru písmene V. Vyzvednutí horských plošin podpořilo zahlubování říčních údolí vlivem zrychlení jejich toku a tím i erozní schopnosti řek. Hlavní akumulaciční prostory sněhu se nacházely v západních Krkonoších v prostoru Pančavské a Labské louky, a na východě se hlavní akumulaciční prostor nacházel na vrcholové pláni Bílé louky a Úpského rašeliniště.

Krkonoše byly ve středním a svrchním Pleistocénu v nezaledněné zóně střední Evropy mezi kontinentálním skandinávským ledovcem a horským zaledněním Alp. V této oblasti se ale nacházelo pár izolovaných oblastí s horským zaledněním. V Krkonoších se pozůstatky po ledovcích, včetně sedimentů a organických zbytků včetně fosilií, velmi dobře zachovaly. Výsledky datování pozůstatků po ledovci a ledovcových morén z údolí Labe a Úpy ukazují, že ledovce se tu vyskytovaly hlavně v posledních chladných fázích Pleistocénu – Weichsel/Würm. V této době se ledovec významně rozšířil nejméně třikrát (Engel 2007).

Ledovcová údolí, odborně zvaná trogy, mají tvar písmene U. Ledovce přemodelovaly svou vahou a tlakem původní zaříznutá říční údolí, připomínající tvar V. V Krkonoších je takovýmto příkladem ledovcového údolí Obří důl nebo Labský důl (KRNAP 2023). Údolní ledovce měli podle Engela (1997) na české straně Krkonoš ideální podmínky ke vzniku. Nacházela se zde rozvinutá říční síť, svahy byly mírnější než na severní straně, a díky menším výškovým rozdílům zde bylo více prostoru pro rozšíření ledovce, byť se jednalo o jižní svahy Krkonoš.

Ledovcové kary a trogy se zařezávají hluboko do náhorních plošin, kde strmé stěny karů tvoří dominanty v krajině. Na dně těchto karů se nacházejí buď jezera nebo rašeliniště. Méně vyvinuté kary se nacházejí ve východní a jižní části hor, kde se ledovce splazily do údolí Labe a Úpy, tam pak vymodelovaly Labský a Obří důl. V těchto údolích se následně utvořilo 5 morén. Labský důl se nachází u Labské a Pančavské louky (1 300 – 1 400 m n. m.) v západní části Krkonoš. Obří důl se nachází u Čertovy a Bílé louky (1 350 – 1 450 m n. m.) ve východní části Krkonoš, poblíž Sněžky. Větry zde vanou převážně od západu, což umožnilo svávání sněhu do závětrí, kde se v prohlubních vytvářely ledovce. Ty byly později přeměněny na kary. Nacházejí se většinou v blízkosti ledovcových údolí. Nejvyvinutějším a nejzachovalejším karem na české straně Krkonoš je Úpská

jáma, která byla zaledněna dvakrát. Na polském území jsou kary lépe vyvinuté (Engel 1997), v některých se dokonce vytvořila jezera.

Kar Labského dolu se vyznačuje mírně svažitémi východními svahy a velmi strmými, až kolmými západními svahy. Vrcholové části stěn jsou narušené periglaciálními a gravitačními procesy, spodní části jsou narušené ledovcovou erozí. Důkazem o přítomnosti ledovce a jeho vlivu na přetvoření vzhledu stěn je pás ohlazených hornin táhnoucí se od západní po severo-západní část karu k Návorské jámě. Kar byl výrazně zahlouben ledovcem, v některých místech až o 65 m. Nejnížší moréna se nachází v blízkosti Medvědího potoka v nadmořské výšce 825 m n. m. Nejvýše položená moréna se nachází u Harrachovské jámy v nadmořské výšce 1 170 m n. m.

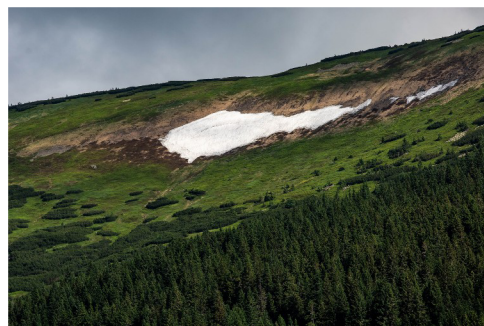
Kar Úpské jámy uzavírá údolí Obřího dolu v nadmořské výšce 1 375 – 1 500 m n. m. Nachází se u Studniční hory na jejím východním svahu. Dno karu je pokryto vrstvou sedimentů. V údolí Obřího dolu na jeho západních svazích se nacházejí dva kary Studniční jámy – Malá a Velká Studniční jáma. Jejich stěny jsou prudké, sklon mají přes 45°. Kar Úpské jámy je nejhlubším karem Krkonoš. Jeho dno je o 450 m níže, než jeho vrchol. Hloubka Obřího dolu se pohybuje kolem 500 m. Stejně jako Labský důl, byl i Obří důl ledovcem zahlouben až o 70 m. Nejníže nalezené ledovcové akumulace se nacházejí v jižní části hory Smrčina v nadmořské výšce kolem 775 m n. m. Dá se tak předpokládat, že alespoň jeden ledovec se dostal až k soutoku řeky Úpy a Zeleného potoka. Nejstarší nejzachovalejší morény nalezneme v ústí Růžového dolu v 820 m n. m. Nejmladší morény se pak nacházejí v karech Studniční jámy a Krakonošových zahrádkách (Engel 2007).

V době ústupu ledovce se poslední zbytky sněhu a ledovců mohly udržet v zastíněných a chladných částech karů, nejčastěji pod jejich stěnou. Udržet se zde mohly až do začátku holocénu, kdy začalo být pro jejich existenci moc teplo. Typickým znakem ledovcových údolí na české a polské straně Krkonoš je přítomnost mnoha morénových valů, které se liší svým tvarem i složením. V okolí Sněžné Kotly a údolí řeky Łomnica bylo nalezeno a popsáno osm morén z posledního chladného období, Würmu. V údolí řeky Úpa se pak nacházejí pozůstatky pěti morén. Liší se od sebe věkem, složením i stupněm zvětrávání. Krkonoše byly v minulosti zaledněné nejméně dvakrát. Údolí by mohla být zahloubena již předwürmskými ledovci. Některé ledovcové útvary, například morény, nebo údolí, mohly být ledovci vytvořeny v období Saale/Riss a Weichsel/Würm. Předwürmského stáří by mohly být podle odhadů hlavně morény na severních svazích Krkonoš na polské straně (Engel 2007).

Arkto-alpínská tundra je podle KRNAP (2023) unikátním pozůstatkem po zalednění Krkonoš. Má různé části nacházející se v různých nadmořských výškách. Pro každou část je důležité působení

jiných sil a roste tam jiná vegetace. V nejvyšších partiích Krkonoš (Sněžka, Obří hřeben, Luční a Studniční hora) s mělkými, často kamenitými půdami, se vyskytuje lišejníková tundra. Působí tu hlavně mráz a vítr. Jedná se tak o kryo-eolickou zónu. Během střídání dob ledových a meziledových byly vlivem zamrznání a rozmrznání půdy a mrazovému zvětrávání hornin, vrcholy a jejich okolí přemodelovány, vznikly terasy a kamenná moře. V současnosti je to klimaticky nejdrsnější část Krkonoš, kde se průměrná roční teplota pohybuje kolem 1 °C. Vlivem působení větru je sněhová pokrývka nízká. Roste zde vegetace snášející pouze slabou sněhovou pokrývku, často se jedná o glaciální relikty, které rostou hlavně ve Skandinávii nebo v Alpách. Necelých 200 m od vrcholů hor v okolí Luční a Labské boudy se nachází travnatá tundra. Jsou to rozsáhlé louky pokryté mozaikou převážně alpské vegetace a rašelinišť. Spadne zde nadprůměrné množství srážek, sněhová pokrývka dosahuje až 180 cm, průměrná teplota se pohybuje kolem 1,6 °C. Tato krajina je podobná polárním a subpolárním oblastem Evropy, najdeme ji v Patagonii či na Novém Zélandu. Květnatá tundra se nachází hlavně v závětrných karech, jámách. Působí zde hlavně mrazové zvětrávání, sněhové převěje a laviny. V minulosti se zde nacházely ledovce. Hlavními působícími silami jsou led a sníh, proto niveo-glaciální zóna. V karech se udržuje specifické mikroklima, které dalo vzniknout bohaté mozaice ekosystémů, kde vedle sebe žijí rostliny s různými nároky na prostředí. Tato oblast dostala jméno Krkonošské zahrádky. Nejpestřejší z nich je Čedičová rokle na polské straně a Schustlerova zahrádka na české straně. Najít zde můžeme i strukturní půdy v Modrém sedle (Křížek 2015).

Pozůstatkem ledovcové činnosti je i největší sněhové pole v České republice, kterému se díky jeho tvaru přezdívá Mapa republiky – vzhledem připomíná prvorepublikovou mapu Československa, po odtátí východní části připomíná samostatnou Českou republiku. Nachází se nad Modrým dolem na úbočí Studniční hory.



Obrázek 5: Sněhové pole „Mapa republiky“ (Krkonošský deník, 2019)

5.1 Ledovcová jezera

Karová jezera se nacházejí hlavně na polské straně Krkonoš. Jedná se konkrétně o Wielki a Mały Staw u obce Karpacz. Poblíž obce Piechowice se nachází dvě morénová jezírka, Północny a Południowy Śnieżny Stawek. Morénová jezera jsou speciální typ ledovcových jezer. Vzniklo ve sníženině vzniklé za vyvýšenou čelní morénou ledovce. Pro tento typ ledovcových jezer je charakteristická relativně velká rozloha a malá hloubka. Jediným takovým jezerem na české straně Krkonoš je Mechové jezírko nedaleko osady Dolní Mísečky (Wikipedie 2022).

6 Šumava

Šumava je zlomové pohoří tvořící hranici mezi Českou a Německou republikou a zároveň jí prochází hranice hlavního evropského rozvodí mezi Severním a Černým mořem. Malá jihovýchodní část pohoří se nachází v Rakousku. Nejvyšším vrcholem je Großer Arber s nadmořskou výškou 1 456 m. Centrální část pohoří je charakteristická náhorními plošinami s nadmořskou výškou kolem 1 000 m (Krause, Margold 2019). Pohoří je hercynského stáří, ovlivněno bylo i alpskou orogenezí. Šumava je jak na české tak na bavorské straně chráněným územím – národními parky. Hlavním typem hornin, které se zde nachází, jsou přeměněné horniny, nejčastěji ruly a svory. Vyskytují se zde i hlubinné žulové plutony (ČGS 2024).

Na Šumavě na české i bavorské straně můžeme nalézt přes 340 krajinných útvarů souvisejících s ledovcovou činností. Komplexní mapování rozsahu zalednění zde dosud neproběhlo, bylo tak využito možnosti LIDARového skenování, které oblast detailně nasnímalo a umožnilo další studie. Četnost glaciálních útvarů klesá směrem k východu (Krause, Margold 2019). To může být způsobeno klesajícím úhrnem srážek v podobě sněhu nebo srážkovým stínem v podhůří.

Horské zalednění Šumavy tvořilo jednu z mála izolovaných zaledněných oblastí. Utvořilo se zde 12 karů v nadmořské výšce mezi 925 až 1 145 m n. m. Dají se zde najít i morény v nižší nadmořské výšce, 670 – 890 m n. m. Zalednění Šumavy souvisí s glaciální historií Východních Alp vzdálených zhruba 100 km (Krause, Margold 2019).

Podle Kočárka st. (2003) se průměrná roční teplota vzduchu se v pleistocénu v období glaciálů pohybovala kolem -7 °C. Přesný rozsah zalednění není zmapován, předpokládá se však, že nebylo rozsáhlé jako v Alpách. V posledním glaciálním období, würmu, sahala hranice sněžné čáry do nadmořské výšky 1 000 – 1 100 m. Pod touto hranicí se nacházely jen tající splazy ledovců.

Ledovce se vytvořily v chladných, většinou k severu směřujících, oblastech, kam se hromadil sníh, který zde přežil i teplejší letní období. Sníh se tak začal hromadit a vlivem tlaku a rozmrzání a zamrzání se měnil na firn, který se vlivem tlaku svrchních vrstev začal měnit na led. Tak vznikly malé ledovce, které se vlivem gravitace začaly plazit do údolí a do podloží začaly svou vahou vyrývat rýhy, přemísťovat kameny, balvany a hlínu a tvořily tak čelní a postranní morény. Intenzivním narušováním a erozí pak vznikla příkrá karová stěna. Ve vytvořeném karu, pokud byl zahrazen morénou, se po roztátí ledovce vytvořila ledovcová jezera. V současnosti jich je na Šumavě celkem 8 (viz kap. 6.1). Zaniklá ledovcová jezera můžeme najít např. u Prášílského jezera, kde se nachází zazemněné jezero Stará Jímka, nebo u Roklanského jezera v Bavorsku, kde se nachází Alter See a Hochgfeichtet (Tesař 2003).

Ledovcové kary většinou směřují na východ, což může podle Krause a Margolda (2019) souviset s převládajícím západním prouděním větrů v poslední době ledové. Sníh tak byl větrem svát do závětrí, kde se mohl ukládat a přetvářet na ledovec. Vzhledem k přítomnosti velkého množství karů či sedimentů téměř po celém pohoří se dá předpokládat, že Šumava mohla být v době své historie rozsáhle zaledněna.

Nejdelší ledovec se podle Kočárka st. (2003) utvořil pod Velkým Javorem (Großer Arber), na délku měřil 3 km. Nejširší ledovec se pak utvořil u Prášílského jezera, na šířku měřil 1 km. Do nejnižší nadmořské výšky (830 m) dosáhl ledovec Malého Javorského jezera. Nejvýraznější a nejzachovalejší moréna se dochovala u Plešného jezera, na výšku má až 40 m. Zachovalé morény se nachází také u Čertova jezera a Prášílského jezera. Téměř nepatrná je moréna jezera Laka. Roklanský ledovec mohl mít splaz dlouhý 2 km, mocnost 50 m a zasáhl až do nadmořské výšky 875 m.

Kočárek st. (2003) uvádí, že mimo pravých karů se na Šumavě nachází i pseudokary. Pseudokary jsou prohlubně vytvořené působením sněhu. Tyto prohlubně často přemodelovaly prameny některých potoků. Takoveto prohlubně můžeme najít např. na severo-východním svahu Třístoličníku nebo na východním svahu Černé hory.

Mrazovým zvětráváním v pleistocénu vznikly zajímavé skalní útvary. Růžička (2003) uvádí, že mrazové zvětrávání zasahovalo až do hloubky 30 m. Charakteristickými příklady tohoto zvětrávání jsou tory, kamenná moře nebo mrazové sruby. Mrazový srub je součástí kryoplanační terasy. Je to skalní stupeň s téměř svislou stěnou. Tyto útvary se vyvinuly hlavně na žulových horninách v okolí Jelení, Loučovic a u Srní. Kamenná moře se dají nalézt na Mářském vrchu (906 m n. m.) u Vimperka nebo na Luzném (1 373 m n. m.) na bavorské straně Šumavy. Kamenná moře vznikají mrazovým zvětráváním hornin. Voda mrznoucí ve skalních skulinách roztrhá skálu na kusy. Je to typický jev v periglaciálních zónách, kde má hlavní vliv mráz. Tyto jevy však nejsou moc typické pro středoevropské prostředí. Setkat se s nimi můžeme hlavně za severním polárním kruhem a na Sibiři či v Kanadě. Jsou tak azonálními ekosystémy.

Mocnost kamenných moří může dosahovat až metrů. Díky vzduchovým prostorám mezi sutí dešťová voda rychle odteče a kamenné moře je tak nevhodným prostorem pro uchycení a růst vegetace, přežívají tu jen mechy nebo lišejníky. Vzduch ovšem působí jako izolace – cca 1 m pod vrchní vrstvou suti se udržuje stabilní teplota (asi 9 °C), chlad a vlhkost. Pokud je akumulace dostatečně rozlehlá a silná, můžeme pozorovat specifické proudění vzduchu. V létě klesá chladný vzduch do nižších poloh a je tak možné vidět led na dolním okraji suti. V zimě se může z horního

okraje suti uvolňovat teplý vzduch projevující se jako skvrna na sněhu. Podle Kočárka st. (2003) se zde vytvořily i kamenné polygony, což jsou čtyř- až šestiboké kamenné útvary vytríděné mrazem podle velikosti. Tyto útvary můžeme najít západně od Rohanova v lokalitě Na Hradě v 881 m n. m.

6.1 Ledovcová jezera

Na Šumavě se dnes nachází celkem 8 ledovcových jezer – na české straně pohoří jich je 5 a jedná se o: Černé a Čertovo jezero, Plešné jezero, Prášílské jezero a jezero Laka, na bavorské straně Šumavy se jedná o Roklanské jezero a Velké a Malé Javorské jezero. Šumava byla na ledovcová jezera velmi bohatá, mnoho z nich je však již přirozeně zazemněno, například kdysi jedno z největších ledovcových jezer nazvané Stará Jímka poblíž Prášílského jezera u vrcholu Poledník. Zazemnění je přirozený způsob zániku ledovcových jezer, jelikož se v nich hromadí sedimenty z okolí. V současnosti je k zazemnění nejbližší jezero Laka, nejmenší z ledovcových jezer české Šumavy, které již na své hladině má ostrůvky vegetace.

Určení stáří ledovcových jezer není podle Mentlíka (2016) jednoduché, jelikož till, ze kterého se skládají morény jezer, je velmi různorodý materiálem i velikostí. Proto se k určení stáří ledovcových jezer na Šumavě využívá datování pomocí kosmogenních izotopů. Datování vychází z faktu, že Země je neustále zasahována kosmickým zářením. Toto záření reaguje s plyny v zemské atmosféře a tvoří částice, které pak dopadají na zemský povrch. Tam po dopadu reagují s okolním prostředím. Vědci zkoumají kameny z ledovcových morén a měří na nich poločas rozpadu radioaktivních prvků. Ideální se ukázal izotop ^{10}Be , který má poločas rozpadu 1,4 milionu let. Poločas rozpadu se měří v slabé povrchové vrstvě na žulových blocích u jezerních morén. Tento typ testování věku morén proběhl u Prášílského jezera a u jezera Laka.

6.1.1 Prášílské jezero

Pomocí metod zmíněných výše bylo zjištěno, že ledovec Prášílského jezera se rozšiřoval vícekrát, jelikož moréna nemá charakter klasického valu ale je spíše stupňovitá, tvořená převážně žulovými bloky. Naposledy se tu ledovec rozšířil před 19,5 tisíci lety, kdy zároveň dosáhl svého maxima. V tu dobu pokrýval i horní část údolí pod horou Poledník. S touto dobou se pojí i ukončení posledního glaciálního maxima, období, kdy ledovce na severní polokouli dosáhly svého největšího rozšíření. Ledovec



Obrázek 6: Prášílské jezero (autorka, 10.8.2018, Šumava)

ustoupil pod strmý východní svah Poledníku, kde přečkal až do doby před 16 tisíci lety, kdy opět nastaly vhodné podmínky pro jeho rozšíření. Nemuselo se nutně ochladit, důležitý byl přísun

pevných srážek v podobě sněhu. Ten byl zřejmě zajištěn díky západnímu proudění větrů a přítomnosti plošiny, ze které mohl být sníh svát do závětří a hromadit se tam. V té době vznikla moréna JV od jezera. Moréna hradící samotné jezero vznikla před 14 tisíci lety (Mentlík 2016) při posledním rozšíření ledovce.

6.1.2 Jezero Laka

U jezera Laka není moréna příliš členitá, vznikla zhruba před 16 tisíci lety. Předpokládá se ale, že ledovec se tu rozšiřoval i dříve, důkazy o jeho činnosti jsou však pohřbeny pod nejnovější morénou. Stejně jako u Prášílského jezera, i zde se ledovec naposledy rozšířil před 14 tisíci lety, nedosáhl však své původní rozlohy (Mentlík 2016). Čelní moréna hradící jezero je navíc silně postižena antropogenní činností. Na pravém břehu jezera stával vojenský objekt, na levém břehu se nacházel kanál odvádějící vodu z jezera. V 19. století byla moréna překryta vrstvou zeminy a zarostla vegetací. Takto se zvýšila hráz jezera a umožnilo to jeho existenci. Na jeho hladině se začíná projevovat postupné zazemnění – 3 velké ostrovy jsou již často srostlé se dnem jezera a 20 malých, z nichž jsou ke dnu srostlé jen některé. Maximální hloubka jezera je 3,5 m (Tesař 2003). Laka je tak nejmělkším z jezer české části Šumavy.

6.1.3 Černé a Čertovo jezero

Černé jezero a sousední Čertovo jezero se utvořili na svazích Jezerní hory u Železné Rudy. Černé jezero se utvořilo na severním svahu, Čertovo pak na východním svahu hory. Obě jezera a jejich okolí spadají do NPR Černé a Čertovo jezero. Najít tu lze mnoho vzácných a ohrožených druhů rostlin i zvířat, nebo glaciální relikty či endemity. Z fauny je významným obyvatelem oblasti rys ostrovid, tetřev hlušec nebo datlík tříprstý. Endemickým a vzácným zástupcem flory je šídlatka jezerní, vyskytující se jen ve vodách Černého jezera (Vočadlová 2006).

Černé jezero bylo vyhloubeno do svoru na severovýchodním svahu Jezerní hory. Jeho karová stěna je velmi příkrá a vysoká 300 m. Je hrazeno mohutnou čelní morénou, která sahá daleko za jezero až do nadmořské výšky 900 m. Černé jezero je s hloubkou 40,1 m pod západní části karové stěny nejhlubším ledovcovým jezerem Šumavy. Zároveň se jedná o nejnižše položené jezero na Šumavě, leží



Obrázek 7: Čertovo jezero (autorka, 11.8.2020, Šumava)

v nadmořské výšce 1 007,5 m n. m. Jeho rozloha je 18,79 ha a je tak největší ledovcovým jezerem Šumavy i České republiky. Sousední Čertovo jezero má plochu 10,74 ha (Vočadlová, 2006). Zajímavostí podle Tesaře (2003) je, že voda jezer nespadá do stejného povodí, byť jsou od sebe

jezera vzdálena jen 2,5 km. Hřebenem Jezerní hory totiž probíhá hlavní evropské rozvodí mezi Černým a Severním mořem. Voda z Černého jezera, odváděná Černým potokem do Vltavy, náleží do povodí Severního moře, zatímco voda z Čertova jezera odváděná Jezerním potokem spadá do povodí Dunaje a tím do úmoří Černého moře. Čertovo jezero bylo, stejně jako Černé jezero, vyhloubeno ve svoru do jihovýchodního svahu Jezerní hory. Jeho karová stěna je vysoká 313 m. Jeho hladina se nachází v nadmořské výšce 1 030 m.

Černé i Čertovo jezero vzniklo podle Vočadlové (2006) erozní a akumulární činností ledovce, který vyhloubil ledovcový kar a zahradil jej materiálem, který transportoval ve svém čele. Tak se utvořily morény obou jezer, nalézt je můžeme i několik stovek metrů od samotného jezera. Z výzkumů dochovaných sedimentů a materiálu vyplývá, že ledovec Černého jezera se rozšiřoval a ustupoval v 5 fázích. Nejpravděpodobnější jsou ledovce würmského stáří, tzn. vznikly v poslední



Obrázek 8: Černé jezero (autorka, 11.8.2020, Šumava)

době ledové. V době ledovcového maxima zasahovalo čelo ledovce až 700 m za hráz současného jezera podél toku Černého potoka. Ke tvorbě ledovce zde došlo díky vhodným podmínkám – svah, na kterém Černé jezero vzniklo, je ukloněný k severu/severo-východu. Navíc se tu nacházelo malé údolí, ve kterém bylo chladněji a sníh svávaný z plošin Jezerní hory tu mohl vydržet déle, přeměnit se na firn a následně na ledovec. Karová stěna, kam se ledovec při posledním ústupu stáhl, je vysoká až 300 m, při jejím úpatí zůstává sníh až do přelomu května a června.

Vočadlova (2006) uvádí, že v jezeře se po 10 000 let ukládají sedimenty a dochází k jeho postupnému a pomalému zazemňování. Tyto sedimenty ukrývají mnoho rostlinných i živočišných zbytků, pomocí kterých se dá rekonstruovat prostředí a život kolem jezera a změny, kterými od poslední doby ledové po dnešní dobu prošlo. Tato vrstva sedimentů je v současnosti mocná až 15 m.

6.1.4 Plešné jezero

Plešné jezero se rozkládá na severo-východním svahu nejvyšší hory české části Šumavy, Plechý. Hladina jezera se nachází v nadmořské výšce 1 090 m. Kar jezera je vyhloubený do hrubozrnné žuly. Karová stěna jezera má výšku 220 m a je žulová, kar jezera je uzavřený až 40 m vysokou čelní morénou. Moréna přechází do rozsáhlého kamenného moře sahajícího až 150 m pod hráz jezera. Plešné jezero náleží do povodí Vltavy. Maximální hloubka jezera je 19 m (Tesař 2003).

6.1.5 Bezvodé kary

Na Šumavě můžeme podle Tesaře (2003) najít celkem 3 ledovcové kary, které kdysi mohly být jezery, není to však zcela jisté. Je pravděpodobné že jezerem bývala Stará Jímka nedaleko Prášilského jezera pod vrcholem Poledníku. Nachází se v nadmořské výšce 1 100 m. Karová stěna měří 100 m a je podobné té u Prášilského jezera. Morénový val je však již nezřetelný a málo vyvinutý. Může to být dáno stářím a erozní činností, nebo byl jako u jezera Laka narušen lidskou činností a nedochoval se v podobě, v jaké vznikl. Další dva bezvodé kary se nacházejí na bavorské straně Šumavy. Jedná se o Alter See a Hochgfeichtet pod Roklanem.

7 Oblast severní Moravy a Slezska

V oblasti severní Moravy a Slezska zasáhl pevninský ledovec k Rychlebským horám, Zlatohorské vrchovině, Jeseníkům, Moravské bráně, dostal se až na severní úpatí Západních Beskyd na Frýdecko-Místecko a Těšínsko (Hanáček 2018).



Obrázek 9: Půdní kopečky na Pradědu (Křížek 2017)

Ledovce v této oblasti postupovaly podle Hanáčka (2018) hlavně JV směrem, to je stejný směr jako údolí Odry. Dokladem přítomnosti ledovců v této oblasti jsou bludné balvany. Významným pozůstatkem po ledovcích jsou strukturní půdy - půdní kopečky (tzv. thufury) v Hrubém Jeseníku (Křížek 2015). Pevninský ledovec zasáhl podle Janíka (2017) hlavně sever území. Ledovec se zastavil o hřebeny Jeseníků a Rychlebských hor. Do vnitrozemí pronikl na Ostravsku a dostal se až

k Moravské bráně. To je nejjižnější prokázaná poloha kontinentálního severského ledovce. Horský ledovec se utvořil v Hrubém Jeseníku ve Velké Kotlině. Nachází se zde i obdoba Krkonošských zahrádek – květnatá tundra (KRNAP 2023) nebo alpské pásmo na vrcholcích Hrubého Jeseníku a Králického Sněžníku bez stromů (Růžička 2003).

Podle Černé et al. (2012) můžeme v severní části Hrubého Jeseníku najít v sedle (nadmořská výška 530 – 545 m) mezi Strážiskem a Bílým Kamenem sedimenty ledovcového původu. Na ně pak podle Hanáčka (2018) navazuje glacio-fluviální akumulace v nadmořské výšce 485 – 545 m. Z toho usuzuje, že ledovec mohl zasáhnout až do oblastí, kde se dnes nachází město Jeseník.

Rychlebské hory byly podle Tyráčka (2011) zaledněné hlavně na jejich SV a SZ svazích. Přesné vymezení zalednění však není zmapované, jelikož dochází ke kontaktu mezi ledovcovými a svahovými sedimenty z horských svahů. Svahové sedimenty tak mohly starší glaciální zakrýt. Hranice maximálního zalednění je tak vymezena jen na podkladu ojedinělých výstupů glaciálních sedimentů a nálezy severských hornin např. u Nýznerova (440 m n. m.), Nové Červené Vody (480 m n. m.) nebo u Hadího vrchu a Zelené hory v okolí Vápenné. Poblíž Vápenné, u osady Polka, se také nachází jeden z bludných balvanů. Boží hora (525 m n. m.), Kaní hora (476 m n. m.) a Strednie Kopy (543 m n. m.) vystupovaly zpod ledovcového příkrovu jako nunataky⁴. Vymezení zalednění Zlatohorské vrchoviny je stejně problematické jako u Rychlebských hor. Výjimkou je již zmíněná rozsáhlá akumulace sedimentů v sedle mezi Bílým kamenem a Strážiskem.

⁴ Nunatak je skalní vrchol vystupující zpod ledovcového příkrovu.

Nízký Jeseník byl zaledněn hlavně na SV a S svazích. Ledovec pronikl úzkým a dlouhým výběžkem proti toku řeky Opavy na JZ od Krnova, zasahovat mohl až k Novým Heřminovům. Bludné balvany z tohoto ledovce můžeme najít u Brantic. Glaciální tilly s příměsí severských hornin můžeme najít u Lichnova v Nízkém Jeseníku v nadmořské výšce 420 – 430 m. Ledovec se šířil hlavně údolím řek Hvozdnice a Moravice. Mocnost ledovce Nízkého Jeseníku se pohybovala kolem 50 m, v Opavské pahorkatině to mohlo být 80 – 100 m.

Moravská brána se nachází v předpolí Karpatských sníženin (Tyráček 2011) a byla zaledněna ledovcem z Ostravské pánve (Hanáček 2018). Ledovec se sem podle Tyráčka (2011) rozšířil jak v období Elster tak v období Saale. Zanechal po sobě sedimenty v podobě tillů. Z tohoto ledovce vybíhaly menší výběžky, které vyplňovaly údolí menších řek. Nejvíce studovaným byl výběžek u Fulneku, který se rozšířil během saalského i elsterského zalednění. Ledovec měl podle Hanáčka (2018) v Moravské bráně mocnost až 70 – 100 m. Největšího rozsahu dosáhl ledovec v Moravské bráně během saalského zalednění. Voda z ledovců byla odváděna skrz Porubskou bránu. Elsterský ledovec byl menšího rozsahu, a pravděpodobně Moravskou bránu ani nezasáhl, jelikož se zde nenašly žádné sedimenty z tohoto období. Mocnost vrstev sedimentů dosahuje v Ostravské pánvi a Moravské bráně až 100 m (Tyráček 2011).

Nejméně zkoumaným územím z hlediska zalednění je Těšínská pahorkatina. Detailně se zde studovala jen přítomnost a rozložení bludných balvanů. Nejvíce se jich vyskytuje v linii mezi Vratimovem a Frýdkem-Místkem. Podle nejjižnějšího výskytu bludných balvanů se usuzuje, že ledovec zasáhl údolím řeky Ostravice k Frýdlantu nad Ostravicí. Směrem k Českému Těšínu a Třinci bludné balvany rychle ubývají (Tyráček 2011).

8 Jizerské hory

Jizerské hory byly podle Janíka (2017) ovlivněné kontinentálním ledovcem, který se sem rozšířil ze Skandinávie. V oblasti severních Čech dosáhl na severní úpatí Lužických a Jizerských hor. Ledovec měl do Jizerských hor podle Nývlt (1998) ztížený přístup, jelikož jej blokovaly masivy Jizerských hor, Lužických hor a Ještědsko-kozákovský hřbet. Dále do vnitrozemí se tak mohl dostat pouze přes sedla – Jítravské sedlo (424 m n. m.), Horní sedlo (459 m n. m.) a Oldřichovské sedlo (478 m n. m.). Podle Černé et al. (2012) mohl ledovec z východu překročit i Andělské sedlo v nadmořské výšce 522 m a zaplnil údolí řeky Granicznik. Jeho mocnost se mohla pohybovat v nižších desítkách metrů.

V Jizerských horách se ledovec přes Jítravské sedlo dostal až k povodí Ploučnice. Výskyt horských ledovců je v Jizerských horách stále zkoumán. V poslední době se vědci zaměřili na Pytláckou jámu, která svým tvarem připomíná kar. Pytlácká jáma je orientovaná k severovýchodu a je zahlobena do severního hřbetu Jizerského hřbetu. Tyto podmínky napovídají tomu, že se zde mohl vytvořit karový ledovec, hlavně díky závětrné poloze jámy a možností svátí sněhu do této jámy (Janík 2017).

Pro ověření glaciálního původu Pytlácké jámy bylo Janíkem (2017) využito srovnávacích studií s kary v okrajových pohořích, zkoumány byly sedimenty na dně Pytlácké jámy. Z morfologického hlediska je Pytlácká jáma karem, byť její svahy nejsou zdaleka tak příkré a nemají tak ostré hrany jako v Krkonoších. Odhadovaná výška sněhové pokrývky v Pytlácké jámě mohla dosahovat až 55 m, což je více než nezbytné minimum (30 m) pro vznik ledovců. Stáří ledovce se odhaduje na střední pleistocén. Pokud se zde v této době horský ledovec skutečně vytvořil, pak by bylo horské zalednění ve střední Evropě rozsáhlejší, než se původně předpokládalo a ledovce se mohly vyskytovat i v nižších nadmořských výškách kolem 900 m n. m.

Na základě ledovcových sedimentů nalezených severně od Lužických hor a Ještědského hřbetu podle Nývlt (1998) vyplývá, že oblast Jizerských hor byla v období Elster ledovcem zasažena nejméně dvakrát. Jedna z morén z těchto zalednění se nachází v blízkosti Grabštejna a další u Pískového vrchu. Významné ledovcové sedimenty se nachází u Jablonného v Podještědí a hlavně u řeky Ploučnice, kde vytvořily říční terasy. Sedimenty z této oblasti byly Ploučnicí transportovány do Labe, některé se uložily u Děčína, jiné na německém území. Sedimenty, hlavně říčních teras, mají dvě vrstvy – spodní je písčité s bohatým zastoupením nordického materiálu. Vrchní vrstva je šterkovitá a jsou v ní zastoupeny horniny z Ještědského masivu, což dokládá erozní činnost Ploučnice.

Nývlt (1998) uvádí, že kontinentální ledovec v Jizerských horách mohl toto území zasáhnout během období Saale i Elster. Nejčastěji pronikal do vnitrozemí Jítravským sedlem. Sedimenty ze saalského období můžeme nalézt ve Frýdlantském výběžku, kde se dochovaly relikty morény a jiné sedimenty. Sedimenty se často vyskytují hlavně na severních svazích Jizerských hor a u hranic s Polskem. Pozůstatky morén a tily z období Saale můžeme najít i u Horní Řasnice. Pozůstatky morén z období Elster se pak nachází jen ojediněle, často je to v zahloubených místech, např. u Černous nebo Lázní Libverda. Rozšířenější jsou glacio-fluviální sedimenty jak elsterské tak saalské. Elsterské sedimenty jsou však často narušeny mladším zaledněním a dochovaly se tak jen v reliktech.

Ledovec zasáhl podle Nývlt (1998) i Hrádeckou pánev, kde se našly sedimenty jak saalského tak elsterského stáří. V Ralské pahorkatině, kam spadá Jítravské sedlo, můžeme u Jítravy najít pozůstatky morény, nejspíše elsterského stáří. V období Elster mohl ledovec zasáhnout až k dnešní Lvové.

Nývlt (1998) uvádí, že saalské zalednění bylo v Jizerských horách plošně méně rozsáhlé. Přesné datování je v této oblasti složité, nejsložitější je situace v Podještědí kolem Jítravy. Ledovec v období Elster mohl zasáhnout až k Dubnici, usuzuje se tak podle přítomnosti ledovcových sedimentů. Pokud sem ledovec skutečně postoupil, bylo to jen na krátkou dobu, jelikož čelo ledovce bylo velmi citlivé na výkyvy teplot a brzy se stáhlo zpět k severu.

9 METODY

Hlavní využitou metodou bude metoda komparace a literární rešerše, kdy budou dvě zájmová území (jejich vymezení se nachází v kapitole č. 10), srovnána na základě zvolených parametrů.

Zájmové oblasti budou porovnány na základě těchto parametrů: ledovce a jejich rozsah, reliéf a jeho ovlivnění ledovcovou činností, geologie a její možný vliv na zachovalost glaciálních útvarů a erozi, vegetační stupně + jejich ovlivnění ledovci.

Účelem komparace je zjistit, která ze zvolených zájmových oblastí byla glaciální činností ovlivněna do větší míry.

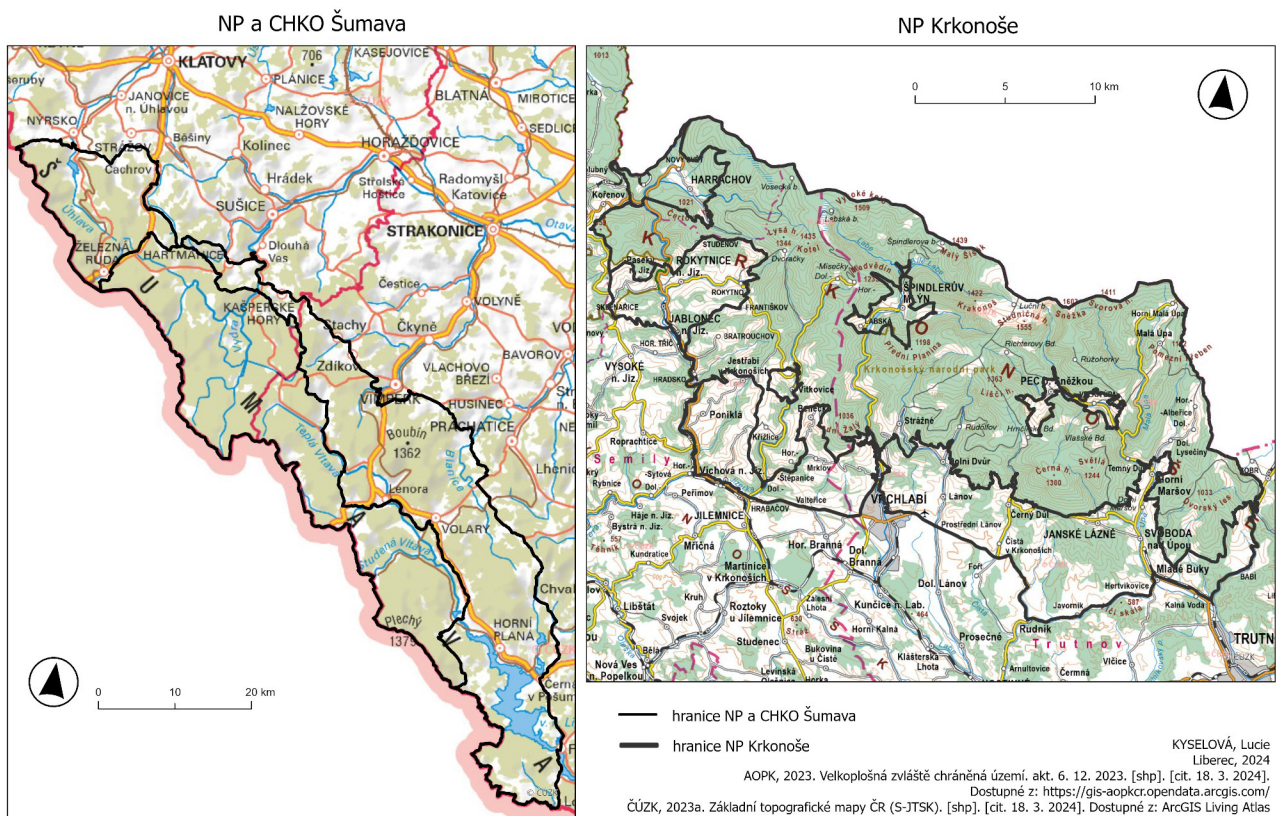
Pro tvorbu map byl použit program ArcGIS Pro, verze 3.1.3.

Rekonstrukce ledovců byla vytvořena na základě poznatků získaných z literárních rešerší a zkoumání digitálního modelu reliéfu 5. generace. Při zkoumání reliéfu jsem se zaměřila hlavně na polohu morén a hran karů. Z těchto údajů jsem získala přibližnou délku ledovce. Šířku ledovců jsem vytvořila tak, že jsem nakreslila polygon kolem karu jezera a jeho morény. Tento polygon jsem následně, pokud to bylo možné, rozšiřovala o území, která vzhledem terénu napovídala, že by se mohlo jednat o zaledněnou oblast. Náповědami pro tuto skutečnosti mi byly liniově uspořádané formace, které se nacházely v blízkosti karů a mohly tak být bočními morénami ledovců. Dalším faktorem, který jsem brala v úvahu, byl vzhled údolí. Pokud mělo tvar písmene U, bylo jasné, že bylo v minulosti zaledněno a polygon jsem tak tvořila na základě šířky údolí. Tato metoda byla použita hlavně v zájmovém území Krkonoš.

Nejedná se o přesné vymezení ledovců na území České republiky, Krkonoš a Šumavy, ale spíše o odhadovaný stav. Pro ověření pravdivosti by bylo potřeba provést rozsáhlé výzkumy sedimentů z morén a zanést je do map i se souřadnicemi. To by umožnilo zhotovení přesnějších map s předpokládaným rozsahem zalednění na území České republiky během pleistocénu.

10 VYMEZENÍ ZÁJMOVÝCH ÚZEMÍ

Aby mohla být využita metoda komparace, byla zvolena dvě zájmová území. Jedním je NP Krkonoše a druhým zájmovým územím je CHKO a NP Šumava. V obou případech se jedná o relativně dobře prozkoumané oblasti co se glaciální činnosti v pleistocénu týče a zároveň se zde dochovalo nejvíce glaciálních útvarů. Tato území byla zvolena i díky odlišnému vzhledu terénu, rozdílné poloze a výškové členitosti.



Obrázek 10: Vymezení zájmových území (AOPK 2023, ČÚZK 2023a, vlastní zpracování v programu ArcGIS Pro)

11 KOMPARACE ZÁJMOVÝCH ÚZEMÍ

11.1 Ledovce

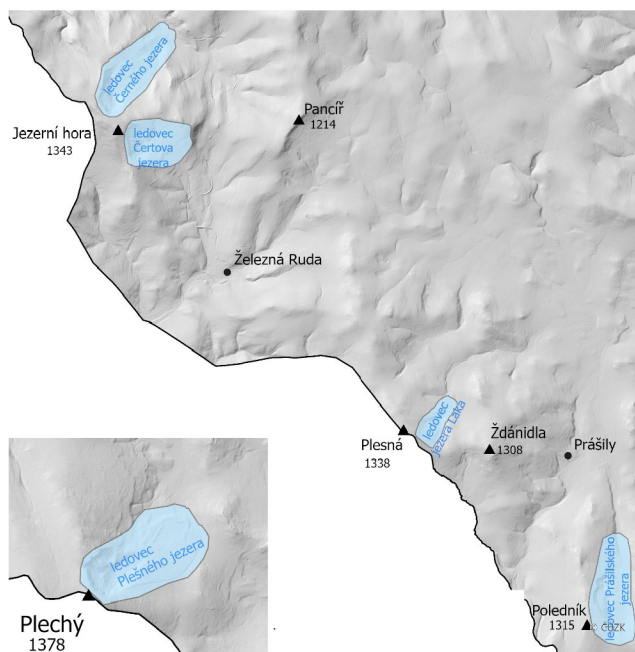
Obě zájmové oblasti byly postiženy horským zaledněním přibližně ve stejné době. Jednalo se o poslední glaciální období pleistocénu, würm, před 100 000 – 11 700 lety. Jak Krkonoše tak Šumava byly zaledněny i za hranicemi České republiky. Pozornost však bude věnována zejména území v České republice. Ke kapitole byly na základě poznatků z teoretické části vytvořeny mapy s předpokládaným zaledněním, které se nachází v příloze č. 2 (Krkonoše) a č. 3 (Šumava).

Jak v Krkonoších tak na Šumavě se sněžná čára v posledním glaciálním období pohybovala kolem 1 000 m n. m. V Krkonoších však mohla být ještě o něco nižší díky blízkosti ke kontinentálnímu ledovci na sever od pohoří (Engel 1997). Větry vanoucí od ledovce mohly klima oblasti ochlazovat a tím mohlo dojít minimálně k regionálnímu snížení sněžné čáry. Na Šumavě k tomuto jevu nejspíše nedocházelo, jelikož nejbližší zaledněná oblast Východních Alp se nacházela 100 km jižním směrem od Šumavy. Alpy byly také zaledněny horskými ledovci a tak pokud k tomuto jevu docházelo, nemusel být tak výrazný jako v Krkonoších.

Autorka předpokládá, že na Šumavě k ochlazení a tím i regionálnímu snížení sněžné čáry vlivem blízkosti k zaledněným Alpám nemohlo docházet, jelikož pro oblast nebylo typické proudění větru od jihu. Pokud by vzduch od Východních Alp proudil, zachytil by se nejdříve na bavorské/rakouské straně Šumavy a na českou stranu pohoří již nemusel zasáhnout. Zároveň předpokládá, že rozsah zalednění Východních Alp byl menší než rozsah kontinentálního zalednění severně od Krkonoš.

Rozdílný je i typ ledovců, který se v zájmových oblastech utvořil. Pro českou část Krkonoš jsou typičtější údolní ledovce (Engel 1997) zatímco

pro Šumavu karové ledovce (Krause, Margold 2019). Kary se však utvořily i v Krkonoších, celkem se jich zde dochovalo 18 na české straně a 17 na polské straně. Většinou se nachází v blízkosti ledovcových údolí (Engel 1997). Právě z těchto karů se ledovce šířily dále do údolí a postupně se z nich staly údolní ledovce, které přetvořily říční údolí na trogy. Žádný z českých krkonošských

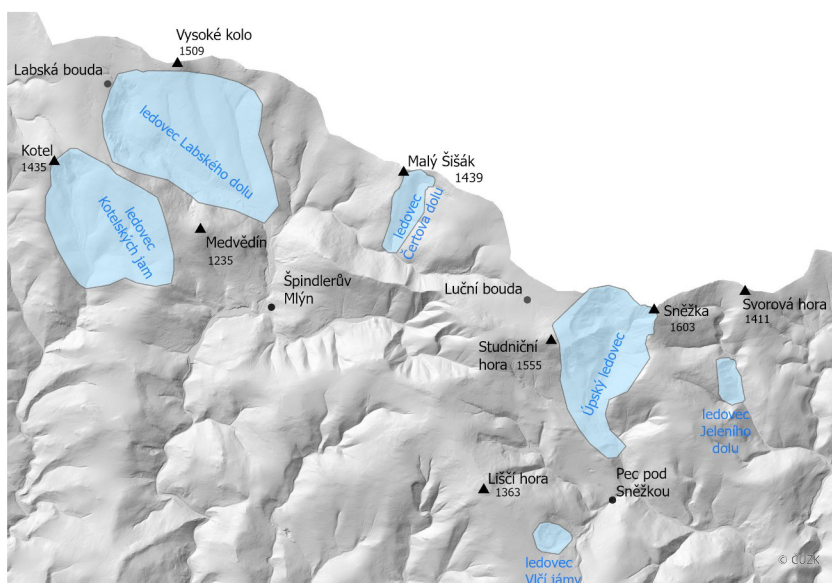


Obrázek 11: Předpokládaný rozsah pleistocénního würmského zalednění na Šumavě (Krause, Margold 2019, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b vlastní zpracování)

karů však nebyl zahrazen dostatečně silnou morénou, aby se v něm utvořilo jezero. Mohlo to být způsobeno geologickou stavbou pohorí (blíže viz kap. 11.3). To však neplatí o polské straně, kde se v karech ledovcová jezera vytvořila. Jediným jezerem ledovcového původu na české straně Krkonoš je Mechové jezírko nedaleko Dolních Míseček. Jedná se o morénové jezírko vzniklé ve sníženině u čelní morény ledovce.

Nejhlubší krkonošský kar je Úpská jáma. Karová stěna je vysoká 450 m (Engel 2007). Tento rozdíl byl vypočítán z rozdílu vrchní hrany karu a jeho dna. Na Šumavě najdeme karové stěny vysoké až 300 m. Nejhlubším karem Šumavy je kar Černého jezera, které je hluboké až 40 m a jeho karová stěna je vysoká 300 m (Vočadlova, 2006). Celkově je tak kar hluboký 340 m. Oproti karům v Krkonoších jsou ty šumavské lépe zachovalé a skoro ve všech se dochovala ledovcová jezera. Jejich počet je však nižší než počet karů v Krkonoších, celkem je na Šumavě 12 ledovcových karů. Ne všechny se však nacházejí na území České republiky. Většinou se vytvořily v nadmořské výšce 925 – 1 145 m n. m. (Krause, Margold 2019).

Kary na Šumavě se nacházejí v nižší nadmořské výšce než kary v Krkonoších. Průměrná nadmořská výška karů na Šumavě je 1 000 m, zatímco v Krkonoších je to přes 1 300 m n. m. Tento rozdíl může být dán orientací svahů, na kterých ledovce vznikaly. Zatímco na Šumavě se jednalo především o svahy směřující k severu/severo-východu, v Krkonoších se jednalo o svahy směřující k jihu. Pro ledovce jsou jižní svahy nevýhodné, jelikož mají vyšší přísun sluneční energie a tím i tepla, než chladnější severní svahy.



Obrázek 12: Předpokládaný rozsah würmského zalednění Krkonoš (ENGEL 2007, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b, vlastní zpracování)

Pozůstatkem po ledovcové činnosti jsou i krkonošská sněžová pole a tory Harrachových kamenů či kamenná moře na vrcholcích hor. Kamenná moře se dochovala i na Šumavě. Nacházejí se často ve vrcholových partiích hor. Výrazným pozůstatkem ledovcové činnosti v Krkonoších je karling Sněžky. V době ledové se na svazích Sněžky vytvořily

3 karové ledovce, které se splazily do údolí a tvarovaly tak trogy. Samotný vrchol Sněžky nejspíše

nebyl zakryt ledovcovou pokrývkou a vrchol tak vyčníval nad ledovce. Autorka se domnívá, že to bylo způsobeno odváděním sněhu z vrcholu hory do závětrí v karech. Podobně tomu mohlo být u dalších nejvyšších vrcholů Krkonoš.

Hlavním důvodem, proč se ale jezera nedochovala, může být samotný typ ledovců, který se v oblasti vytvořil. Zatímco na Šumavě se vytvořily plošně menší karové ledovce, v Krkonoších se vytvořily rozsáhlejší údolní ledovce, které postupovaly dále do krajiny a tak i jejich čelní a boční moréna byla ode dna karu vzdálenější než u karových ledovců a kar tak nemohl být dostatečně zahrazen, aby v sobě jezero udržel.

Tabulka 2: Srovnání ledovců české části Šumavy a Krkonoš (Engel 1997, Engel 2007, KRNAP 2023, Vočadlová 2006, Tesař 2003, Krause, Margold 2019, Kočárek st. 2003, vlastní zpracování)

Ledovce české části Šumavy a Krkonoš		
	Šumava	Krkonoše
Období zalednění	würm	würm
Typ ledovce	karový	karový/údolní
Výška sněžné čáry	cca 1 000 m n. m.	cca 1 000 m n. m. *
Karová jezera + počet	ano; 5	ne
Nejhlubší kar (hloubka v m)	kar Černého jezera (340 m)	Úpská jáma (450 m)
Předpokládaný největší ledovec	ledovec Prášilského jezera - šířka více než 1 km	ledovec Labského dolu
Přibližná rozloha (km ²)	3,2 km ²	10,8 km ²
Nejnižší poloha morén	670 – 890 m n. m.	775 m n. m.

* mohla být snížena přítomností kontinentálního ledovce

Plošně rozsáhlejší byly ledovce v Krkonoších. Celkově mohly ledovce mít rozlohu až 26,9 km², zatímco na Šumavě mohla být celková rozloha ledovců 11,2 km². V Krkonoších tak ledovce zaujímaly více než dvojnásobnou plochu než na Šumavě. Autorka předpokládá že to bylo způsobeno hlavně větší plochou, ze které mohl být sníh větrem přenášen do závětrí karů, kde se mohl hromadit a tím vytvořit větší ledovce s vyšší erozní silou, což vysvětluje i rozdíly v hloubkách karů v porovnávaných zájmových územích. Rozhodující pro plošně rozsáhlejší ledovcový pokryv byl i typ ledovce – údolní ledovec. Krkonoše tak byly ledovcovou činností ovlivněny více, než Šumava.

11.2 Vegetační zóny a jejich ovlivnění ledovci

Obě pohoří byla ledovcovou činností ovlivněna, u Krkonoš je však vliv ledovcové činnosti v pleistocénu na vegetační stupně a tím i floru patrnější než na Šumavě. V Krkonoších se zřejmě i díky jejich nadmořské výšce, severnější poloze a blízkosti ke kontinentálnímu ledovci dochovala zóna arкто-alpínské tundry (v tabulce č. 3 subalpínský a alpínský vegetační stupeň), která se na Šumavě nezachovala tak, jako právě v Krkonoších. Oblasti s mikroklimatem podobným krkonošské tundře na Šumavě najdeme například v jezerních karech, na kamenných mořích nebo horských vrchovištích (viz tabulka č. 4).

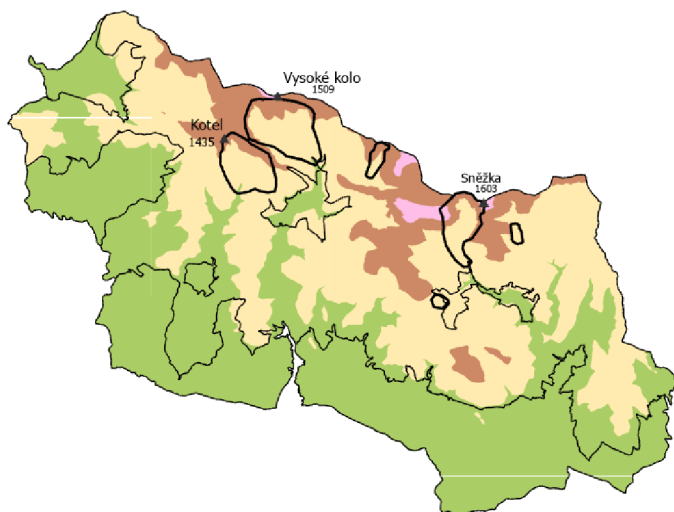
Tabulka 3: Vegetační stupně Krkonoš (Krkonoše 2020, KRNAP 2017, Flousek, Štursa 2007, Štursa 2007, vlastní zpracování)

Stupeň	Výškové rozpětí (m n. m.)	Prům. roční teplota (°C)	Hlavní ekosystémy	Rostlinný zástupce	Příklad lokality	Rozloha (%)
submontánní (podhorský)	400 - 800	> 5 °C	listnaté a smíšené lesy, podhorské louky, květnaté bučiny	buk lesní, javor klen, sasanka hajní, medvědí česnek	Černý Důl, Svoboda nad Úpou, Maršov	50,0
montánní (horský)	800 – 1 200	4 – 5 °C	jehličnaté lesy a horské louky, kyselé horské bučiny	jedle bělokorá, smrk ztepitý, vlajková forma smrku ¹ , borůvka černá, arnika, zvonek český	Dolní Mísečky, Dvorský les (Rýchory)	40,0
subalpínský	1 200 – 1 450	2 – 4 °C	subalpínské křoviny, nivy, trávníky a rašeliniště, květnatá tundra	borovice kleč, morušková kleč ² , třtina chloupkatá, brusnice, hořec tolitovitý ³	krkonošské zahrádky (Krkonošova, Schustlerova,...)	9,3
alpínský	1 450 – 1 602	< 2 °C	alpínské trávníky a lišejníková tundra	jestřábek alpský, rozchodník horský, puklérka islandská, vrba bylinná, mapovník zeměpisný	Sněžka, Studniční hora, Luční hora, Kotel, Vysoké Kolo	0,7

¹ forma smrku rostoucí ve vyšších částech hor s větvemi na závětrné straně kmene

² společenstvo borovice kleč a ostružiníku moruška známé jen z Krkonoš

³ nachází se ve znaku KRNAPu



Obrázek 13: Vegetační zóny v Krkonoších (vlastní zpracování – mapa v příloze č. 5)

Arkto-alpínská tundra (fialová barva) se zachovala jen na nejvyšších vrcholech Krkonoš. Kolem ní se pak rozprostírá subalpínská zóna (hnědá barva). Právě v těchto dvou zónách se bude nacházet nejvíce glaciálních reliktnů. Klima zde bude drsnější, proměnlivější než ve zbytku zájmového území. Po hřebenech hor pak probíhá montánní vegetační zóna (písková barva), na kterou navazuje submontánní vegetační zóna (zelenou barvou).

Tabulka 4: Vegetační stupně na Šumavě (NP Šumava 2024b, Chocholoušková, Gutzerová 2003, Kraj Jihočeský 2008, ÚHUL 2001 str. 35, Viewegh 2003 str. 34–35, vlastní zpracování)

Stupeň	Výškové rozpětí (m n. m.)	Prům. Roční teplota (°C)	Hlavní ekosystémy	Rostlinný zástupce	Příklad lokality	Rozloha (%)
submontánní (podhorský)	450 - 600	5,5 – 6 °C	acidofilní doubravy, v horní hranici květnaté bučiny	líška obecná, dub	Zdíkov, Záblatí	4,4
montánní (horský)	600 – 1 100	4,5 – 5,5 °C	květnaté bučiny, podmáčené smrčiny a jedlosmrčiny, suťové lesy	buk lesní, smrk ztepilý, jedle bělokorá, jilm horský, javor klen,	Boubín	56,5
	1 000 – 1 200	4 – 4,5 °C	acidofilní horské bučiny	buk, smrk, třtina chloupkatá, borůvka černá	okolí Plechého, Boubín, dříve Šumavské pláně ¹	29,2
supramontánní (středohorský)	1 150/1 200 – 1 380	2,5 – 4 °C	klimaxové smrčiny	šumavský ekotyp smrku ztepilého, jeřáb ptačí, třtina chloupkatá	vrcholové partie Plechého a Třístoličnicku	8,6
azonální biomy → často subalpínský charakter	1 000 – 1 100	< 2,5 °C	subalpínské trávníky, slatiniště a horská vrchoviště, kamenná moře	borovice kleč, šidlatka ostnovýtrusná, klikva bahenní	kar Černého jezera, kar Plešného jezera, Tříjezerní slat', Modravské slatě	1,3

¹ výskyt horských bučin na Šumavských pláních je v současnosti předmětem lesnických výzkumů

Přírozené vegetační zóny Šumavy byly silně narušeny odlesňováním a vysazováním smrkových monokultur do nevhodného prostředí (NP Šumava 2024b). Autorka se domnívá, že výsadba monokultur byla příčinou snížení odolnosti lesa vůči hmyzím i větrným kalamitám. Také to mohlo způsobit snížení schopnosti lesa se po kalamitě přirozeně obnovit. Kácení lesa a výsadba monokultur rovněž narušilo skladbu lesa, ze kterého pomalu mizely listnaté stromy. To mohlo zapříčinit zánik přirozených biotopů pro některé, hlavně hmyzí, živočichy. Díky přítomnosti bezzásahových zón, kde je vývoj lesa ponechán na přírodě, se pomalu daří vrátit lesu jeho původní podobu a navrací se sem i někteří vzácní brouci, např. trnoštítec horský nebo tesařík javorový (Dvořák 2020).



Obrázek 14: Vegetační zóny na Šumavě (vlastní zpracování – mapa v příloze č. 6)

Při porovnání obou tabulek zjistíme, že supramontánní vegetační stupeň na Šumavě (hnědá barva) svým výškovým rozpětím odpovídá subalpínskému vegetačnímu stupni Krkonoš. Nejspíše díky jižnější poloze Šumavy se však nezachoval jako subalpínský stupeň, ale jako středohorský vegetační stupeň. Ten je charakteristický výskytem přirozených horských smrčín. Pravý subalpínský stupeň se na Šumavě dochoval mimo zájmové území, najít jej můžeme na vrcholu Großer Arber v Bavorsku (IS MUNI, 2020). Pískovou barvou je na obrázku č. 14 vyobrazena nižší montánní zóna, která tvoří nejrozsáhlejší pokryv pohoří. Tmavší žlutou je pak vyobrazena vyšší montánní zóna.

Zelenou je pak vyznačena submontánní zóna. Modrou jsou pak vyznačeny rozsáhlejší azonální biomy (rašeliniště, slatě, kary či kamenná moře).

V obou oblastech jsou četné glaciální rostlinné relikty. Autorka se domnívá, že vzhledem k přítomnosti arкто-alpínské tundry na nejvyšších vrcholech Krkonoš a přítomností krkonošských zahrádek v karech bude oblast Krkonoš na glaciální relikty bohatší, než oblast Šumavy. Mezi glaciální relikty vyskytující se v Krkonoších patří např. ostružiník moruška nebo jestřábník alpský (viz obr. 15) (KRNAP 2023). Na Šumavě můžeme jako glaciální relikty najít na rašeliništích nebo v ledovcových karech jezer. Z těchto relikтів zde roste např. brusnice vlochyně nebo klikva maloplodá (Spitzer 2003). V Plešném jezeře se můžeme podle Čtvrtlíkové (2016) setkat s šídlatkou ostnovýtrusnou, v Černém pak s šídlatkou jezerní. Obě vodní rostliny jsou glaciálními relikty a jejich výskyt je omezen pouze na tyto dvě lokality. Kvůli acidifikaci šumavských jezer, která

zastavila jejich rozmnožování, omezenému výskytu a specifickým podmínkám pro život se jedná o kriticky ohrožené druhy.

V obou zájmových oblastech převládá západní proudění větrů, která má hlavně v Krkonoších velký vliv na distribuci srážek. V Krkonoších spadne nejvíce srážek na vrcholcích nejvyšších hor. V zóně arkro-alpínské tundry jsou srážková i teplotní maxima oproti zbytku oblasti posunuta o měsíc později (Metelka a kol. 2007). Na Šumavě jsou srážky rozloženy rovnoměrněji, nejvíce srážek spadne v okolí Modravy a Březníku (Strnad 2003). Nejchladnější částí Krkonoš jsou právě vrcholy nejvyšších hor nacházející se v alpínské vegetační zóně. Na Šumavě se nejchladnější oblast nachází na Šumavských pláních (Strnad 2003), které spadají do vyšší montánní a supramontánní vegetační zóny, zároveň v sobě zahrnují



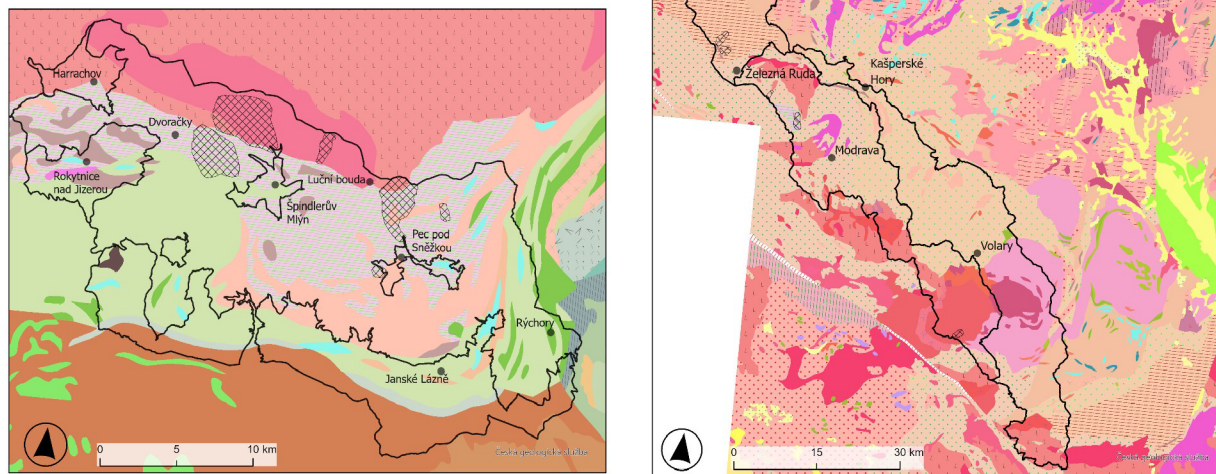
Obrázek 15: Jestřábník alpský a rozchodník horský (autorka, 8.7.2020, Sněžka)

i azonální biomy rašelinišť. V zóně květnaté tundry v Krkonoších zůstává sníh na sněhových polích při dobrých podmínkách až do začátku léta (Harčarik 2007). Na Šumavě k tomu výjimečně může docházet v karu Černého jezera (Strnad 2003).

11.3 Geologie a geomorfologie

Geologicky jsou od sebe obě oblasti velmi odlišné. Šumava se vyznačuje převahou vyvřelých hornin či metamorfovaných hornin, zatímco v Krkonoších dominují přeměněné usazené horniny a vyvřelé horniny se nachází hlavně v severní části pohoří podél hranic s Polskem. V obou pohořích se nachází hlubinné plutony. Na Šumavě se jedná o moldanubický a středočeský pluton (NP Šumava 2024a) a v Krkonoších o krkonoško-jizerský pluton (Plamínek 2007). Na Šumavě jsou nejrozšířenějšími horninami metamorfované usazené horniny, ruly (Kočárek st. 2003), v Krkonoších je to ortorula (KRNAP 2024), rula a slabě metamorfované usazeniny. Pestřejší horninovou skladbu má Šumava, a to hlavně díky přítomnosti různých druhů vyvřelých hornin. Obě zájmové oblasti byly postiženy hercynským vrásněním (Plamínek 2007, NP Šumava 2024a). Šumava byla navíc lehce ovlivněna i alpínským vrásněním. Nejstarší horniny v obou oblastech pochází z období starohor. Jedná se hlavně o metamorfované usazené horniny, např. svory a břidlice. Vyvřelé horniny (plutony) vznikly v obou oblastech v období prvohor (KRNAP 2024, Kočárek st. 2003).

GEOLOGIE KRKONOŠ A ŠUMAVY



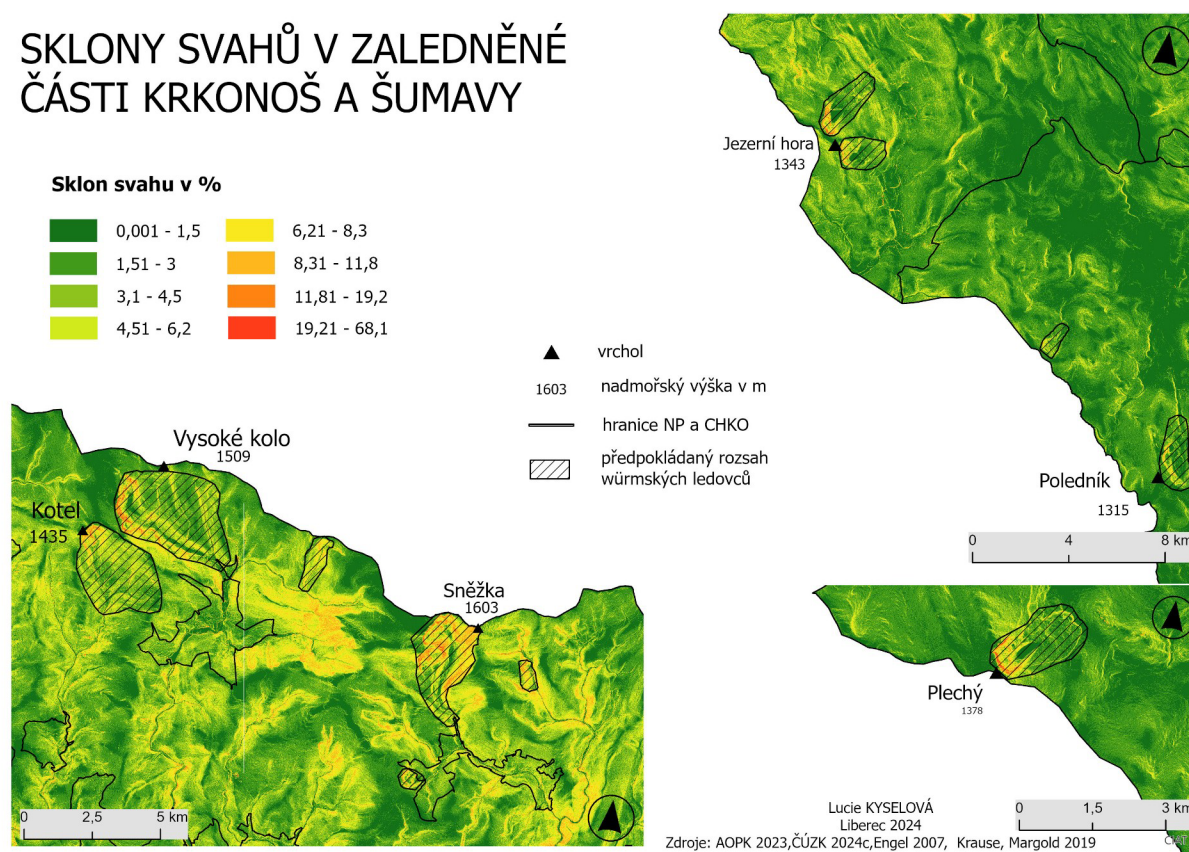
Obrázek 16: Geologická mapa zájmových oblastí (ČGS 2024, vlastní zpracování, mapa s legendou v příloze č. 4)

Ledovcové kary jsou na Šumavě vyhloubené hlavně v metamorfovaných usazených horninách, nejčastěji ve svorech a rulách (např. Černé a Čertovo jezero). Ve vyvřelých horninách je vyhlouben kar Plešného jezera. V Krkonoších je ve vyvřelých horninách vyhloubený kar Labského dolu a Čertova dolu, ve vrcholových partiích i kar Úpského dolu. Převážně je však vyhlouben v metamorfovaných horninách, nejčastěji v rulách. Další zastoupenou horninou, ve které je kar vyhlouben jsou ortoruly/metagranity. Kotelní jámy jsou pak vyhloubeny především do rul a malou částí do slabě metamorfovaných sedimentů. Menší krkonošské kary, např. kar Vlčí jámy a Jeleního dolu, jsou vyhloubeny v rulách. Přibližně srovnatelným karem by byl kar Prášilského jezera na Šumavě, který je také vyhlouben převážně do ruly. Rozdílná je však orientace svahu, ve kterém byly kary vyhloubeny (viz obr. 16) a jejich rozloha. Geologie by tak nemusela být pro vznik ledovcových jezer zas tak důležitá.

Proti tomu je ale fakt, že typ horniny mohl mít vliv na složení a voděpropustnost morény. Metamorfované horniny se snadněji drojí a tvoří jemnozrný materiál, jehož zrnka jsou blízko u sebe a jsou tak méně voděpropustná než vyvřelé horniny (např. žula), které se rozpadají na malé úlomky nebo velké bloky, které mezi sebou mají více míst a voda se tak snáze dostane skrz. Avšak i tato teorie má jednu vadu – kar Plešného jezera, který je vyhloubený v žule, si jezero zachoval ale kar Labského dolu, který je rovněž vyhloubený v žule, jezero nezachoval. Důvodem může být to, že kolem karu Plešného jezera se nacházelo více sedimentů a hlíny, které pomohly žulovou morénu zpevnit a více ji utěsnit. Oba srovnávané kary se totiž nacházejí v odlišné nadmořské výšce – kar Plešného jezera je v nadmořské výšce 1 090 m, zatímco kar Labského dolu je v nadmořské výšce kolem 1 300 m. Rovněž se liší i orientací svahu (viz obr. 18).

Důležitým faktorem mohl být i vzhled a sklon terénu, ve kterém se moréna tvořila. Autorka předpokládá, že pokud byly svahy příliš prudké, moréna mohla snáze oderodovat a tím se rozpadnout a případná zachycená voda v karu vytekla ven. Pokud se však moréna vytvořila v plošším terénu s menšími sklony svahu, mohla se zachovat lépe. Největší roli v tom, zda se v karu nakonec udrželo jezero nebo ne však podle autorky hraje hlavně typ ledovce, který kar vyhloubil. Pokud je to údolní ledovec, transportuje erodovaný materiál dále do krajiny, kde nemůže kar zahradit. Naproti tomu plošně menší karový ledovec nemá dostatečnou sílu, aby materiál transportoval na větší vzdálenosti a moréna tak kar zahradí a vytvoří se v něm jezero.

SKLONY SVAHŮ V ZALEDNĚNÉ ČÁSTI KRKONOŠ A ŠUMAVY



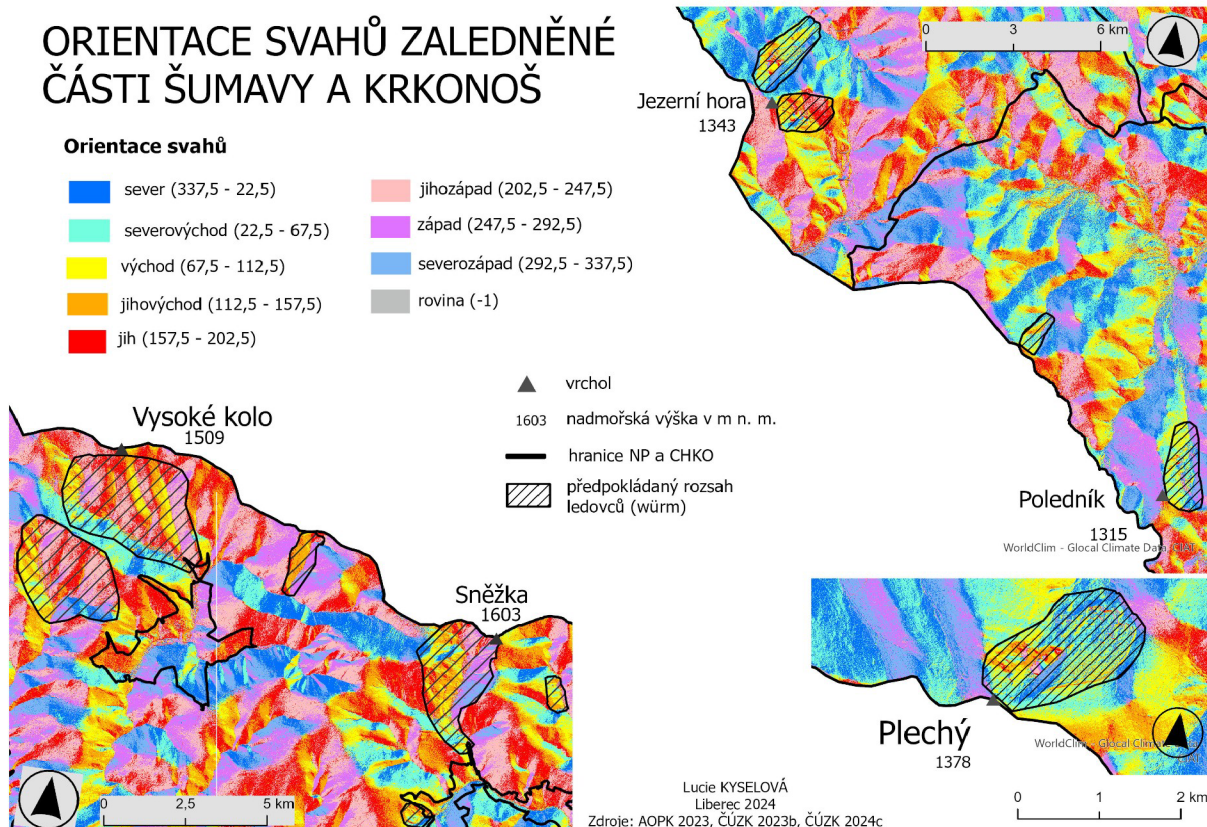
Obrázek 17: Sklony svahů v zájmových územích (AOPK 2023, ČÚZK 2024c, Engel 2007, Krause, Margold 2019, vlastní zpracování)

Z obrázku č. 17 je patrné, že nejlépe je vliv ledovců na reliéf patrný v zájmové oblasti Krkonoš, kde ledovce vymodelovaly ledovcová údolí, kary a karling Sněžky. Tím výrazně změnilo reliéf oblasti a vytvořilo výrazné výškové rozdíly mezi jednotlivými částmi pohoří. Ty se nejvýrazněji projevují u karů, kde mohou výškové rozdíly dosahovat až 500 m (Flousek, Štursa 2007, str. 353). Tyto rozdíly mohly přispět k zachování arкто-alpínské tundry na nejvyšších vrcholech Krkonoš. Naproti tomu na Šumavě, kde se vytvořily karové ledovce, není jejich vliv na reliéf patrný tak plošně a výrazně, jako v Krkonoších. Na Šumavě byla ledovci ovlivněna hlavně oblast v bližším

okolí ledovců, kde docházelo k modelaci reliéfu pod ledovcem a ke vzniku karů, dále od ledovce pak vlivem mrazu k mrazovému zvětrávání.

V Krkonoších je většina karů vyhloubena do jižních svahů (viz obr. č. 18). Výjimkou je Vlčí jáma a Jelení důl. Tyto kary jsou vyhloubené do východních až jihovýchodních svahů. Díky orientaci převážně k jihu jsou krkonošské kary podle Flouska a Štursy (2007, str. 353) rozsáhlejší. Jejich rozsah a hloubku pomohly modelovat i padající laviny, které po stěnách karů sjížděly. Velikost je podmíněna i tzv. vyživovací plochou, kterou měl ledovec k dispozici. Pokud byly náhorní plošiny rozsáhlé, mohl být rozsáhlý i ledovec, byť se nacházel na nevýhodném jižním svahu. Rozsahu krkonošských ledovců navíc dopomohlo převládající západní proudění větrů, které sníh z náhorních plošin transportovalo do závětrí karů, kde se postupně měnil na firn a na ledovec.

Na Šumavě jsou kary, s výjimkou karu Čertova jezera, vyhloubeny hlavně do severních až severovýchodních svahů. Nejsou tak rozsáhlé jako kary v Krkonoších, jsou však dokonaleji vymodelované. Menší rozsah karů je dán hlavně typem ledovce, důvodem však může být i absence rozsáhlé vyživovací plochy, ze které by byl sníh transportován do závětrí karů.



Obrázek 18: Orientace svahů v zájmových územích (AOPK 2023, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024c, vlastní zpracování)

ZÁVĚR

V rámci této práce jsem na základě literární rešerše a digitálních modelů reliéfu (DMR) vytvořila mapy s předpokládaným rozsahem horského zalednění Šumavy a Krkonoš v posledním glaciálním období pleistocénu – Würmu. Je to první pokus vytvořit mapu na toto téma. Vytvořena byla i mapa předpokládaného rozsahu zalednění na území České republiky v celém období pleistocénu. V tomto období naše území zasáhly kontinentální ledovce hlavně v období Saale a Elster.

Pro oblast severních Čech bylo významnější kontinentální zalednění z období Elster, pro oblast Moravy a Slezska zase kontinentální zalednění z období Saale. Horské ledovce se utvořily hlavně v nejvyšších částech okrajových pohoří České republiky - Krkonoše, Šumava, Králický Sněžník a Jeseníky. Diskutabilní je horské zalednění Jizerských hor v oblasti Pytlácké jámy.

Plošně většího rozsahu dosáhly horské ledovce v Krkonoších. Celková předpokládaná rozloha by mohla být až 27 km². Na Šumavě horské ledovce mohly dosáhnout ani ne poloviny rozlohy krkonošských ledovců, 11,2 km². Rozdíl v rozlohách může být způsoben geografickou polohou obou pohoří – Krkonoše mají severnější polohu než Šumava, nebo rozlohou vyživovacích ploch, kterou měly ledovce k dispozici. Menší rozloha a severní orientace svahu však mohly přispět ke vzniku ledovcových jezer v šumavských karech. Kary se mohly snáze zahloubit a vytvořit ideální prostor pro vznik jezera. Naproti tomu v Krkonoších se ledovce díky dostatku sněhu zvětšily a plazily se do údolí, čímž se moréna, která by kar zahradila, dostala příliš daleko od jeho dna.

Dalším výstupem mé práce je vytvoření map vegetačních zón v Krkonoších a na Šumavě. Vzhledem ke své členitosti jsou Krkonoše na vegetační zóny bohatší než Šumava. Na Šumavě zabírá největší rozlohu montánní zóna, zatímco v Krkonoších je to submontánní zóna. Díky své nadmořské výšce a již zmíněnému členitějšímu terénu se na nejvyšších vrcholech Krkonoš, např. Sněžka, Luční hora, Vysoké kolo, zachovala alpinská vegetační zóna, kde jsou převažující vegetací mechy, lišejníky a glaciální relikty, např. jestřábník horský. Kolem alpinské zóny se pak rozprostírá subalpínská vegetační zóna.

K zachování těchto vegetačních zón jistě přispěla i větší rozloha krkonošských horských ledovců, 26,9 km², která je oproti rozloze předpokládaných ledovců na Šumavě, 11,2 km², více než dvojnásobná. K ochlazení klimatu Krkonoš rovněž přispěla blízkost ke kontinentálnímu ledovci, který se nacházel na sever/východ od území. Šumava se sice nacházela zhruba 100 km od zaledněné oblasti Alp, avšak rozsah tohoto zalednění byl nejspíš menší a nevanuly odtud větry, které by mohly oblast Šumavy ochlazovat. Šumava má nižší nadmořskou výšku a jižnější polohu oproti Krkonošům, což mohlo být důvodem pro nižší rozlohu ledovců. To částečně potvrzuje moji hypotézu o ovlivnění

vegetačních zón blízkostí k zaledněné oblasti – potvrdilo se, že blízkost ke kontinentálnímu ledovci vliv na vegetační zóny má. Blízkost k oblasti zaledněné horskými ledovci nebyla v této práci dostatečně prokázána nebo je její vliv jen malý.

Rozloha ledovců může souviset i s orientací svahů, na kterých se ledovce utvořily. V Krkonoších byly ledovce plošně rozsáhlejší, byť se utvořily na jižních svazích, celkově mohly zabírat plochu až 27 km², zatímco na Šumavě to bylo zhruba 11,2 km². Takového rozsahu krkonošské ledovce dosáhly zřejmě díky rozsáhlým vyživovacím plochám v podobě náhorních plošin, ze kterých byl sníh svát do závětrí v karech. Na Šumavě zřejmě takto rozsáhlé vyživovací plochy k dispozici nebyly.

V Krkonoších jsou kary vyhloubené v jižních svazích méně dokonalé oproti karům v severně orientovaných svazích, avšak na Šumavě vybočuje Čertovo jezero, které je vymodelované do východního až jihovýchodního svahu (stejně jako kar Vlčí jámy a Jelení důl v Krkonoších) a přesto je velmi dobře vymodelovaný a vytvořilo se v něm ledovcové jezero. V české části Krkonoš se ani v dokonaleji vymodelovaných karech jezera nevytvořila, najít je můžeme pouze na polské straně pohoří. Nejpravděpodobnějším důvodem pro tuto skutečnost je to, že na české straně Krkonoš došlo ke vzniku údolních ledovců zatímco na Šumavě se jednalo o ledovce karové. To částečně potvrzuje hypotézu o tvorbě ledovcových jezer především na severních svazích – na Šumavě je Čertovo jezero vymodelované do východního až jihovýchodního svahu, stejně jako kar Vlčí jámy a Jelení důl v Krkonoších, ale jezero se udrželo jen v karu Čertova jezera. Roli v tom, že se jezero dochovalo jen na Šumavě může mít rozloha ledovce a hornina, ve které je kar vyhlouben. Předpokládá se, že rozloha ledovce Čertova jezera byla 2,2 km², zatímco rozloha karu Vlčí jámy byla 0,5 km² a Jeleního dolu pak 0,6 km². Menší ledovce mají menší „sílu“ erodovat materiál, který by mohl vytvořit dostatečně silnou morénu na zahrazení karu a tím i vytvoření jezera.

Většina šumavských karů, až na kar Plešného jezera, je vyhloubena v metamorfovaných usazených horninách, nejčastěji ve svoru a rule. V Krkonoších jsou kary často ve vyvřelých horninách a metamorfovaných usazených horninách. Co se týče geologického podloží, tak jsou srovnatelnými kary kar Prášílského jezera na Šumavě a právě kary Vlčí jámy a Jeleního dolu. Vzhledem k tomuto zjištění předpokládám, že důležitějším faktorem pro tvorbu jezera je rozloha karového ledovce a orientace svahu. Hypotéza o propustnosti hornin se proto nepotvrdila, jelikož v karu Prášílského jezera se jezero udrželo a ve Vlčí jámě v Krkonoších ne, byť jsou vyhloubené ve velmi podobných až stejných horninách. Stejně tomu je i u karu Plešného jezera a u Labského dolu, které jsou oba vyhloubené do žuly.

Seznam použitých zdrojů

- ATTENBOROUGH, David, 2021. *Život na naší planetě: Mé svědectví a vize pro budoucnost*. 1. vyd. nakl. PRÁH, str. 13. ISBN: 978-80-7252-918-6.
- BERNER, Robert, A. 2001. *GEOCARB III: A REVISED MODEL OF ATMOSPHERIC CO₂ OVER PHANEROZOIC TIME*. [pdf]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: https://geocraft.com/WVFossils/Reference_Docs/Geocarb_III-Berner.pdf
- BODREAU, Diane. et. al., 2023., *Earth's Changing Climate*. [online]. [cit. 25. 10. 2023]. Dostupné z: <https://education.nationalgeographic.org/resource/earths-changing-climate/>
- BRÁZDIL, Rudolf, HRADECKÝ, Jan., 2016. *Climate in the Past and Present in the Czech Lands in the Central European Context*. [pdf]. [cit. 23. 12. 2023]. Dostupné z: https://is.muni.cz/el/sci/jaro2019/Z0151/Hradecky_Brazdil_2016_K3.pdf
- ČERNÁ, Barbora et. al.. 2012., *A buried glaciofluvial channel in the Anděl col, norther Bohemia: new evidence for the Middle Pleistocene ice sheets extent in western Sudetes*. [pdf]. [cit. 28. 12. 2023]. Dostupné z: https://geografie.cz/media/pdf/geo_2012117020127.pdf
- ČTVRTLÍKOVÁ, Martina. 2016. *Šídlatka na dně šumavských jezer*. [pdf]. [cit. 11. 3. 2024]. Živa. Str. 165 – 167. Dostupné z: <https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/sidlatky-na-dne-sumavskych-jezer.pdf>
- DVOŘÁK, Jan, 2020. *Odborníci slavi – na Šumavě objevili další vymizelé druhy brouků*. [online]. [cit. 14. 2. 2024]. Dostupné z: <https://www.npsumava.cz/odbornici-slavi-na-sumave-objevili-dalsi-vymizele-druhy-brouku/>
- ENGEL, Zbyněk. 1997. *Současný stav poznatků o pleistocénním zalednění české části Krkonoš*. [pdf]. [cit. 28. 12. 2023]. Dostupné z: https://geografie.cz/media/pdf/geo_1997102040288.pdf
- ENGEL, Zbyněk. 2004. Praha, PŘF UK. 2004. *Pleistocénní ledovce na území Česka*. [pdf]. [cit. 11. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/fyzicka-geografie-popularne/engel2004.pdf>
- ENGEL, Zbyněk. 2007. *Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains*. Praha, Univerzita Karlova. [pdf]. [cit. 28. 12. 2023]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/52012376_Late_Pleistocene_glaciations_in_the_Krkonoše_Mountains
- ENGEL, Zbyněk, NÝVL, Daniel, TYRÁČEK, Jaroslav. 2011. *Pleistocene Glaciations of Czechia. Quarterary glaciations – extend and chronology, a closer look*. vol. 15. ISBN: 987-0-444-53447-7. nakl. Elsevier. Amsterdam. str. 37-46. [pdf]. [cit. 29. 10. 2023]. Dostupné z: https://web.natur.cuni.cz/~kfggsekr/rggg/pdf/Nyvlt_Engel_Tyracek_11.pdf
- FLOUSEK, Jiří., ŠTURSA, Jan. 2007. Listnaté a smíšené lesy. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 293 – 294. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- FLOUSEK, Jiří., ŠTURSA, Jan. 2007. Příroda ledovcových karů. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 353. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- GEOCRAFT, 2023. *Global Temperature and Atmospheric CO₂ over Geologic Time* . [jpg]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: <https://www.geocraft.com/WVFossils/GlobWarmTest/A6c.html>
- GML, 2024. *Mauna Loa Baseline Observatory*. [online]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: <https://gml.noaa.gov/obop/mlo/>

- HANÁČEK, Martin. 2018., *Pleistocenní kontinentální zalednění moravskoslezské glaciální oblasti - dosavadní stav poznání a možnosti dalšího výzkumu*. [pdf]. [cit. 22. 12. 2023]. Dostupné z: <https://is.muni.cz/th/kdikd/Reserse.pdf>
- HARČARIK, Josef. 2007. Neživá příroda – Sněhové podmínky arkoalpínské tundry. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 155 – 156. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- CHOCHOLOUŠKOVÁ, Zdeňka., GUTZEROVÁ, Naděžda. 2003. Lesy na Šumavě. In: ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 167 – 170. ISBN: 80-7340-021-9.
- IS MUNI, 2010. *Kvartérní vývoj*. [online pdf]. [cit. 27. 2. 2024]. Dostupné z: https://is.muni.cz/el/1431/jaro2010/Bi8008/Kvarterni_vyvoj_2010.pdf
- IS MUNI, 2020. *Vegetace a biotopy České republiky*. [online pdf]. [cit. 24. 3. 2024]. Dostupné z: <https://www.sci.muni.cz/botany/chytry/Vegetace-biotopy-CR-06-Alpinska-vegetace.pdf>
- JACKSON, Steven, T., 2023. *Climate Change Throughout History*. [online]. [cit. 25. 10. 2023]. Dostupné z: <https://www.britannica.com/explore/savingearth/climate-change-throughout-history>
- JANÍK, Tomáš. 2017. *Doba ledová: byly horské ledovce v Jizerských horách?*. Praha, PřF UK. [online]. [cit. 23. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/fakulta/veda-a-vyzkum/popularizace/clanky/doba-ledova-byly-horske-ledovce-v-jizerskych-horach/doba-ledova-byly-horske-ledovce-v-jizerskych-horach>
- KOČÁREK, Eduard st., 2003. Geomorfologie Šumavy, Geologie a petrologie Šumavy. Nerostné suroviny, minerály a půdy. In: ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 117 – 135. ISBN: 80-7340-021-9.
- KRAJ JIHOČESKÝ, 2008. *Příloha č. 7 Koncepce ochrany přírody a krajiny Jihočeského kraje – Seznam a charakteristika VZCHÚ*. [pdf]. [cit. 11. 3. 2024]. Dostupné z: https://www.kraj-jihocesky.cz/sites/default/files/inline-files/priloha_07.pdf
- KRAUSE, David., MARGOLD Martin., 2019. *Glacial geomorphology of the Šumava / Bayerischer Wald mountains, Central Europe*. In: JOURNAL OF MAPS 2019, vol. 15, no. 2, str. 719–725. [pdf]. [cit. 22. 12. 2023]. Dostupné z: https://web.natur.cuni.cz/~kfggsekr/rggg/pdf/krause_ea_19.pdf
- KRKONOŠE, 2020. *Flóra Krkonoš*. [online]. [cit. 11. 3. 2024]. Dostupné z: <https://www.krkonose.eu/flora-krkonos>
- KRKONOŠSKÝ DENÍK, 2019. *V Krkonoších roztálo sněhové pole Mapa republiky*. 23. 7. 2019. [jpg]. [cit. 19. 2. 2024]. Dostupné z: https://krkonosky.denik.cz/zpravy_region/v-krkonosich-roztalo-snehove-pole-mapa-republiky-20190723.html
- KRNAP, 2017. *Vegetační stupně a lesy Krkonoš*. [pdf]. [cit. 11. 3. 2024]. Dostupné z: https://www.krnapp.cz/media/132le2ej/17_stupne_w.pdf
- KRNAP, 2023. *Příroda – Fenomény*. [online]. [cit. 23. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.krnapp.cz/priroda/fenomeny/>
- KRNAP, 2024. *Příroda – Geologie*. [online]. [cit. 7 2. 2024]. Dostupné z: <https://www.krnapp.cz/priroda/prirodni-pomery/geologie/>
- KŘÍŽEK, Marek. 2015. *Strukturální půdy*. Geografické rozhledy, 25(2), str. 30. [pdf]. [cit. 22. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.geograficke-rozhledy.cz/archiv/1>

- KŘÍŽEK, Marek. 2017. *Klima vepsané do zemského povrchu*. Přírodovědci.cz., 6, 4, s. 14-15. [pdf]. [cit. 22. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/krizekma/ke-stazeni/klima-vepsane-do-zemskeho-povrchu/view>
- LINDSEY, Rebecca, 2009., *Climate Change: Incoming Sunlight*. [online]. [cit. 30. 11. 2023]. Dostupné z: <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-incoming-sunlight>
- LINDSEY, Rebecca, 2023. *Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide*. [online]. [cit. 30. 11. 2023]. Dostupné z: <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-atmospheric-carbon-dioxide>
- LINDSEY, Rebecca, 2024. *Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide*. 9. 4. 2024.[online]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-atmospheric-carbon-dioxide>
- LOYDA, Ludvík. 1971. *Tektonika a pleistocénní zalednění*. [pdf]. [cit. 29. 12. 2023]. Dostupné z: https://geografie.cz/media/pdf/geo_1971076010038.pdf
- MAYER, W. a kol., 2012. *Isotopic Re-Os age of molybdenite from the Szklarska Poręba Huta Quarry (Karkonosze, SW Poland)*. [online]. [cit. 12. 4. 2024]. Dostupné z: <http://yadda.icm.edu.pl/baztech/element/bwmeta1.element.baztech-660eb103-5ed7-4a14-bf1d-3ab9a166d6af>
- MAZUCH, Martin., *Když světu vládl led*. Přírodovědci.cz, 2017, str. 9-12. [pdf]. [cit. 14. 10. 2023]. Dostupné z: <https://www.prirodovedci.cz/templates/modules/magazin/mobile/web/viewer.php?hash=MjUyL3ByaXJvZG92ZWRjaS0yMDE3LTA0LXdlYi0wMi5wZGY=>
- MENTLÍK, Pavel. 2016.. *Ledovce na Šumavě*. Západočeská univerzita v Plzni. [pdf]. [cit. 11.12.2023]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/301771958_Ledovce_na_Sumave
- METELKA, Ladislav a kol. 2007. *Neživá příroda – Podnebí*. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 147 – 154. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- MULHERN, Owen. 2020. *A Graphical History of Atmospheric CO2 Levels Over Time*. 12.8.2020. [online, png]. [cit. 13. 4. 2024]. Dostupné z: https://earth.org/data_visualization/a-brief-history-of-co2/
- NP ŠUMAVA, 2024a. *Přírodní poměry – geologie*. [online]. [cit. 7. 2. 2024]. Dostupné z: <https://www.npsumava.cz/priroda/prirodni-pomery/>
- NP ŠUMAVA, 2024b. *Příroda – biotopy*. [online]. [cit. 9. 2. 2024]. Dostupné z: <https://www.npsumava.cz/priroda/biotopy/>
- NÝVLT, Daniel. 1998. *Kontinentální zalednění severních Čech*. [pdf]. [cit. 28. 12. 2023]. Dostupné z: https://geografie.cz/media/pdf/geo_1998103040445.pdf
- PATURI, R. Felix. 2003. *Kronika Země*. 3. vydání. Praha: Fortuna Print. Str. 30 – 450. ISBN 80-7321-070-3.
- PETRÁNEK, Jan., 2016. *Encyklopedie Geologie – Doba ledová*. [online]. Česká geologická služba. [cit. 27. 11. 2023]. ISBN: 978-80-7075-901-1. Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>

- PILÁTOVÁ, Jana., 2021. *Mořský plankton jak ho neznáte*. [pdf]. [cit. 16. 10. 2023]. Živa. str. 92. Dostupné z: <https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/morsky-plankton-jak-ho-neznate.pdf>
- PLAMÍNEK, Jiří. 2007. Neživá příroda – Geologie. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 83 – 102. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- RŮŽIČKA, Vlastimil. 2003. Kamenité sutě. In: ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 181 – 183. ISBN: 80-7340-021-9. str. 181 – 183.
- SCOTESE, Christopher, R., 2010. *Paleomap project*. [online]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: <http://www.scotese.com/climate.htm>
- SCOTESE, Christopher, R., 2015. *Paleomap project*. [jpg]. [cit. 16. 10. 2023]. Dostupné z: <http://www.scotese.com/climate.htm>
- SIVARAMANAN, Sivakumaran. 2015. *Global Warming and Climate change, causes, impacts and mitigation*. 9/2015. [pdf]. [cit. 19. 4. 2024]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/280548391_Global_Warming_and_Climate_change_causes_impacts_and_mitigation
- SPITZER, Karel. 2003. Rašeliniště Šumavy. In: ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 175 – 180. ISBN: 80-7340-021-9.
- STRNAD, Emanuel. 2003. Podnebí Šumavy. In: ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. nakl. Baset, str. 35 – 44. ISBN: 80-7340-021-9.
- ŠTURSA, Jan. 2007. Prostorové uspořádání krkonošské přírody. In: ANDĚL, Petr RNDr, Csc. a kol., 2007. *Krkonoše – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 291 – 292. ISBN: 978-80-7340-104-7.
- TESAŘ, Miroslav. 2003. *Hydrologie Šumavy*. v ANDĚRA, Miloš, ZAVŘEL, Petr a kol. 2003., *Šumava – příroda, historie, život*. 1. vyd. nakl. Baset, str. 145 – 157. ISBN: 80-7340-021-9.
- TYRÁČEK, Jaroslav. 2011., *Continental glaciation of the Moravian Gate (Czech Republic)*. Sbor. geol. Věd, Praha. Antropozoikum, 27, 39–49. [pdf]. [cit. 29. 12. 2023]. Dostupné z: http://www.geology.cz/sbornik/antropozoikum/27/Antropozoikum_27-6.pdf
- ÚHUL, 2001. *Textová část oblastního plánu rozvoje lesa. Přírodní lesní oblast č. 13 Šumava*. str. 35. [pdf]. [cit. 11. 3. 2024]. Dostupné z: https://www.uhul.cz/wp-content/uploads/OPRL-LO13-Sumava_compressed.pdf
- VIEWEGH, Jiří. 2003. *Klasifikace lesních rostlinných společenstev*. str. 34–35. [pdf]. [cit. 25. 3. 2024]. Dostupné z: https://is.muni.cz/el/sci/jaro2016/Z0005/um/54979062/Lesni_typy.pdf
- VOČADLOVÁ, Klára, 2006., *Skrytá tajemství Černého jezera*. [pdf]. [cit. 11. 12. 2023]. Dostupné z: <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/fyzicka-geografie-popularne/vocadlova2006.pdf>
- VONDRÁK, Daniel., 2017. *Malí současníci mamutů*. Přírodovědci.cz., str.22 – 23. [pdf]. [cit. 22. 12. 2023] Dostupné z: <https://www.prirodovedci.cz/templates/modules/magazin/mobile/web/viewer.php?hash=MjUyL3ByaXJvZG92ZWRjaS0yMDE3LTA0LXdIYi0wMi5wZGY=>
- WIKIPEDIE, 2022., *Seznam jezer v Krkonoších*. [online]. [cit. 23. 12. 2023]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Seznam_jezer_v_Krkono%C5%A1%C3%ADch
- WIKIPEDIE, 2023., *Sajga Tatarská*. [online]. akt. 12. 10. 2023. [cit. 4. 2. 2024]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Sajga_tatarsk%C3%A1

ZONDERVAN, JESSE, R. 2023. *New research finds that ancient carbon in rocks releases as much carbon dioxide as the world's volcanoes*. 4. 10. 2023. [online]. [cit. 11. 4. 2024]. Dostupné z: <https://www.ox.ac.uk/news/2023-10-04-new-research-finds-ancient-carbon-rocks-releases-much-carbon-dioxide-worlds>

Seznam mapových zdrojů

AOPK, 2023. Velkoplošná zvláště chráněná území. akt. 6. 12. 2023. [shp]. [cit. 18. 3. 2024].
Dostupné z: <https://gis-aopkcr.opendata.arcgis.com/>

ČGS, 2024. Geologie/geologicka_mapa500. 1:500 000. [rast]. [cit. 7. 4. 2024]. Dostupné z: ArcGIS LivingAtlas

ČÚZK, 2023a. Základní topografické mapy ČR (S-JTSK). [shp]. [cit. 18. 3. 2024]. Dostupné z: ArcGIS Living Atlas

ČÚZK, 2023b. Data200 - Sídla, Reliéf. [shp]. [cit. 26. 2. 2024]. Dostupné z:
<https://shorturl.at/eqwy1>

ČÚZK, 2024a. DMR5G. [rastr]. [cit. 26. 2. 2024]. Dostupné z: ArcGIS LivingAtlas

ČÚZK, 2024b. RUIAN - hranice ČR. [GeoJSON]. [cit. 26. 2. 2024]. Dostupné z:
<https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/>

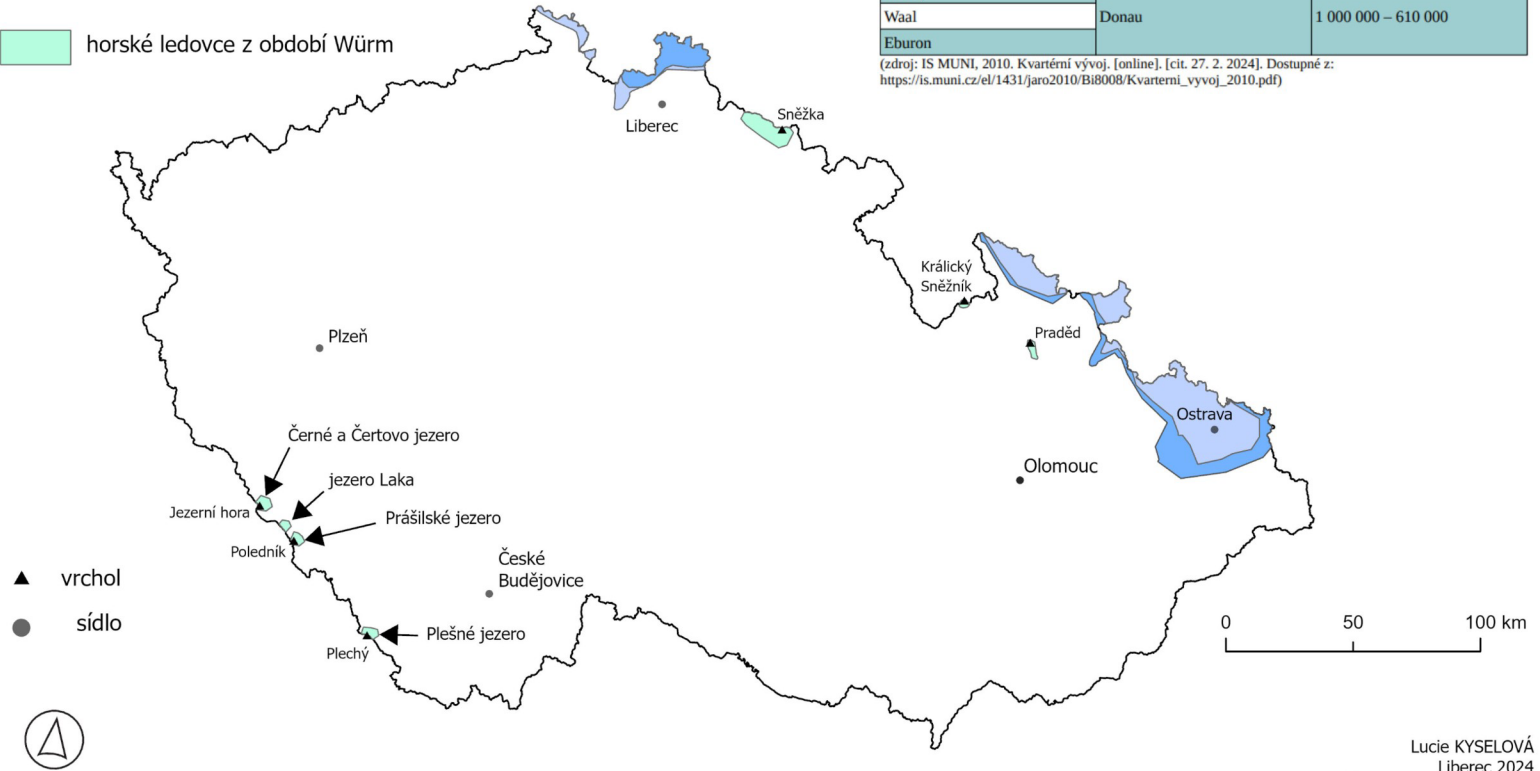
ČÚZK, 2024c. Geoprohlížeč – DMR5G. [rastr]. [cit. 26. 3. 2024]. Dostupné z:
<https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/>

Seznam příloh

- č. 1 – Pleistocénní ledovce na území České republiky
- č. 2 – Horské zalednění Krkonoš
- č. 3 – Horské zalednění Šumavy
- č. 4 – Geologická mapa Šumavy a Krkonoš
- č. 5 – Vegetační zóny Krkonoš
- č. 6 – Vegetační zóny Šumavy
- č. 7 – Orientace svahů zaledněné části Šumavy a Krkonoš
- č. 8 – Sklony svahů zaledněné části Krkonoš a Šumavy

PLEISTOCÉNNÍ LEDOVCE NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY

- kontinentální ledovce z období Elster
- kontinentální ledovce z období Saale
- horské ledovce z období Würm



Stratigrafické schéma pleistocénu		
Kontinentální zalednění Evropy	Horské zalednění Alp	Stáří (let př. n. l.)
Weichsel (Visla)	Würm	100 000 – 11 700
Eem	Riss/Würm	135 000 – 100 000
Saale	Riss	350 000 – 135 000 (dvě fáze)
Holstein	Mindel/Riss	370 000 – 350 000
Elster	Mindel	470 000 – 370 000
Cromer	Günz/Mindel	485 000 – 470 000
Bavel (glaciály i interglaciály)	Günz	590 000 – 485 000
Menap	Donau/Günz	610 000 – 590 000
Waal	Donau	1 000 000 – 610 000
Eburon		

(zdroj: IS MUNI, 2010. Kvartérní vývoj, [online]. [cit. 27. 2. 2024]. Dostupné z: https://is.muni.cz/el/1431/jaro2010/Bi8008/Kvarterni_vyvoj_2010.pdf)

- ▲ vrchol
- sídlo

Lucie KYSELOVÁ
 Liberec 2024
 Zdroje: ENGEL 2007, NÝVLT 1998, KRAUSE, MARGOLD 2019, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024b

HORSKÉ ZALEDNĚNÍ KRKONOŠ V PLEISTOCÉNU

würm (100 000 – 11 700 let př. n. l.)



Lucie KYSELOVÁ
Liberec 2024

Zdroje: ENGEL 2007, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b

HORSKÉ ZALEDNĚNÍ ŠUMAVY V PLEISTOCÉNU


würm (100 000 – 11 700 let př. n. l.)

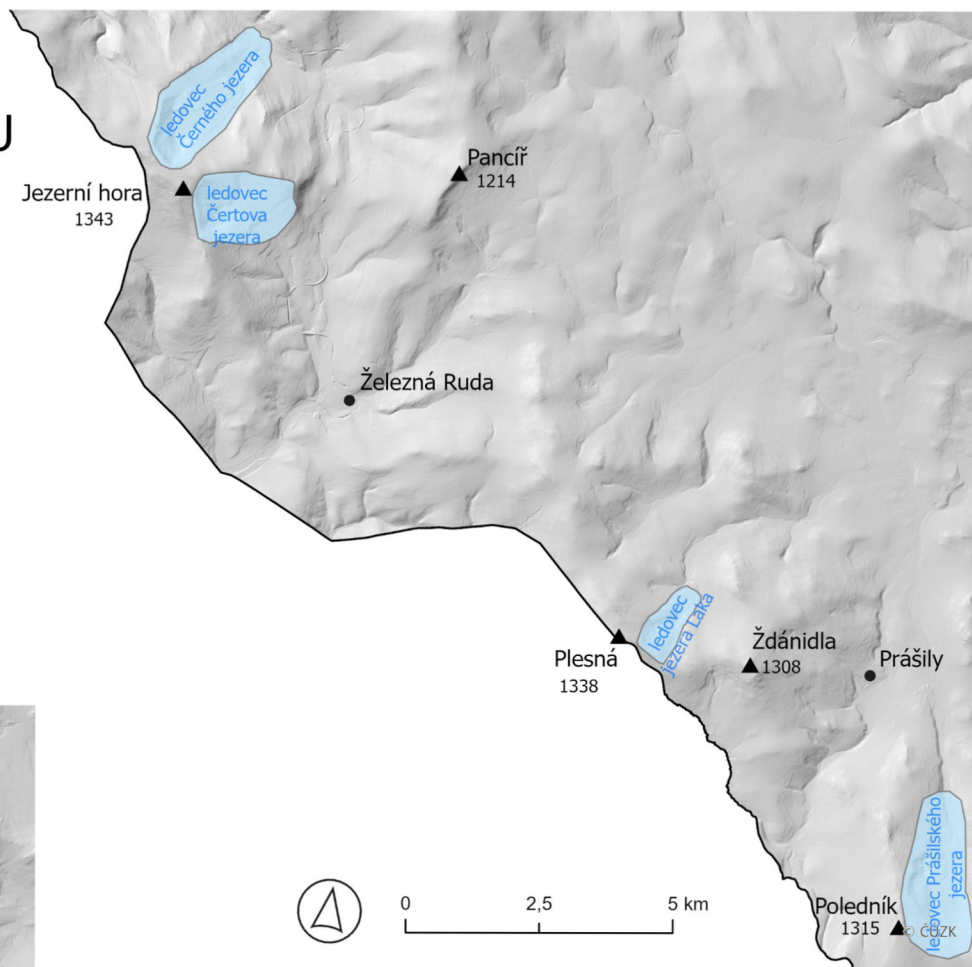
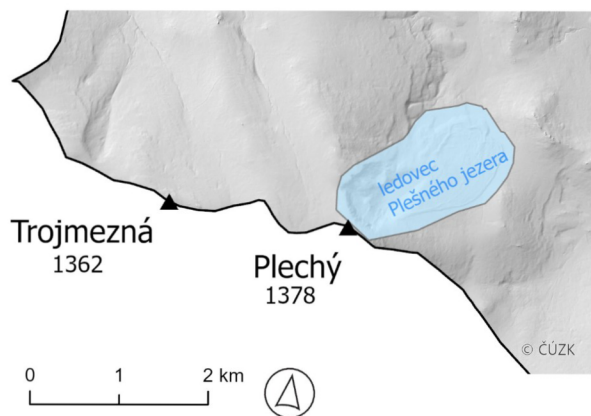
 předpokládaný rozsah ledovce

 vrchol

 sídlo

1343 nadmořská výška (v m)

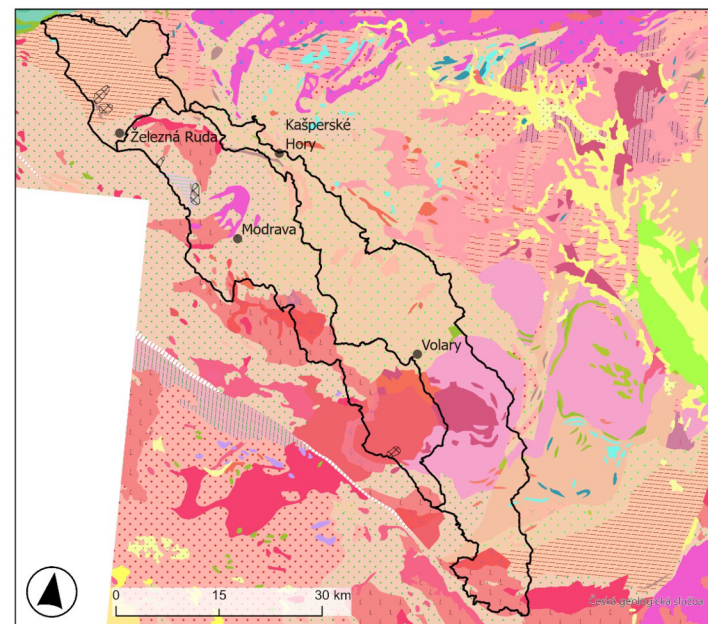
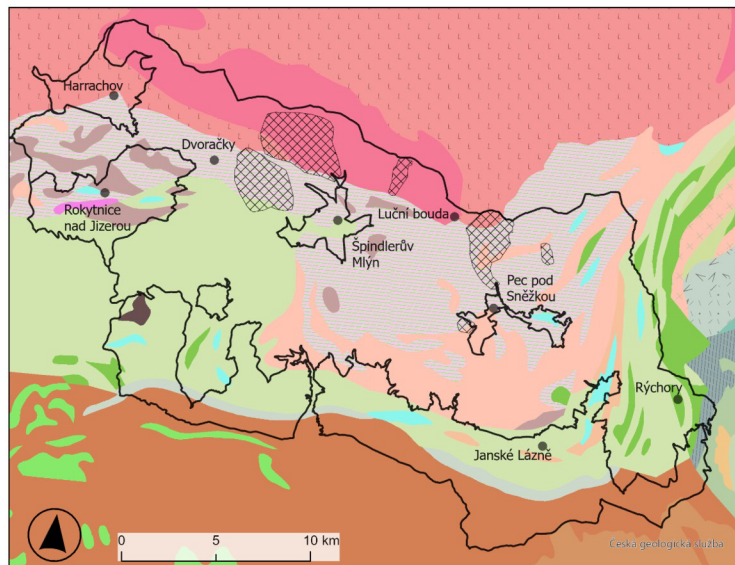
 hranice ČR



Lucie KYSELOVÁ
Liberec 2024

Zdroje: KRAUSE, MARGOLD 2019, ČÚZK 2023, ČÚZK 2024a, ČÚZK 2024b

GEOLOGIE KRKONOŠ A ŠUMAVY



Usazené horniny

- převážně šedé kalovce, pískovce, uhelné sloje
- rudé i šedé kalovce, uhelné sloje
- rudé i šedé kalovce, pískovce, arkózy
- rudé kalovce (prachovité jílovce), pískovce, arkózy, slepence
- lydity, buližníky

Metamorfované usazené horniny

- retrográdně metamorfované ruly a migmatity
- svory a ruly, ruly s kyanitem
- cordieritické ruly, cordieritické migmatity
- migmatitizované ruly, migmatity, převážně stromatitické a flebilické
- biotit a sillimanit–biotitické ruly (dílem migmatitizované)
- zelené břidlice
- biotit a sillimanit–biotitické ruly místy s cordieritem (dílem migmatitizované)
- slabě metamorfované siliciklastické sedimenty, místy vložky mramoru a metavulkanitů
- mramory
- kvarcité

Hlubinné vyvřelé horniny

- amfibol-biotitické syenogranity (durbachity)
- porfyrické amfibol-biotitické syenogranity (durbachity)
- dvojslídne granity (jemně až středně zrnité)
- porfyrické biotitické granity (jemně až středně zrnité)
- amfibol-biotitické granity
- biotitické granity jemně (až středně) zrnité
- porfyrické dvojslídne granity (hrubě až středně zrnité)
- alkalickoživcové a muskovitické granity
- žilné granitoidní a tonalitické horniny
- biotit-amfibolické, amfibol-biotitické a amfibolické tonality a křemenné diority
- biotitické a amfibol-biotitické monzogranity až granodiority a trondhjemity

Metamorfované hlubinné vyvřelé horniny

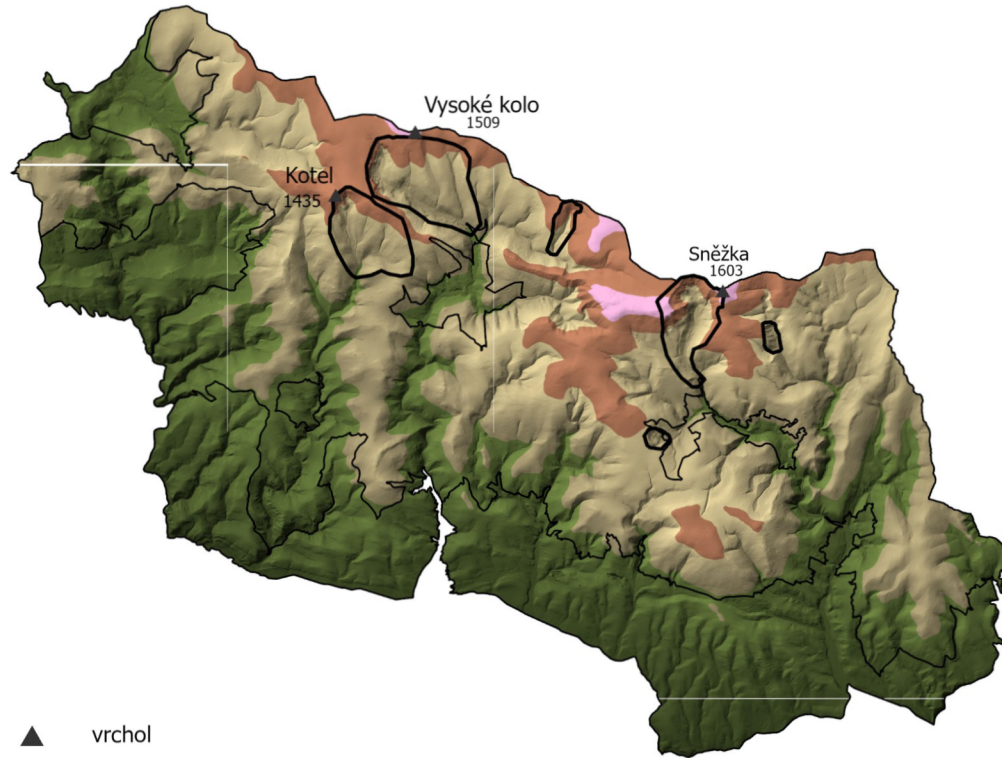
- metaryolity, metadacity
- metagranity až metagranodiority a ortoruly
- felzické granulity, nepatrně až velmi silně retrográdně metamorfované

Minerály

- amfiboly, granátické amfiboly

- obec
- hranice NP a CHKO
- předpokládaný rozsah horských ledovců

VEGETAČNÍ ZÓNY KRKONOŠ



- ▲ vrchol
- 1603 nadmořská výška v m n. m.
- hranice NP Krkonoše
- předpokládaný rozsah würmského ledovce



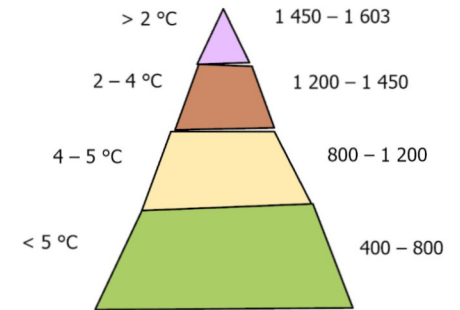
0 5 10 km

Vegetační zóny

- podhorská
- horská
- subalpinská
- alpinská

Průměrná roční teplota

Výškové rozpětí (m n. m.)



Lucie KYSELOVÁ
Liberec 2024

Zdroje: AOPK 2023, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024c, ENGEL 2007, Krkonoše 2020, KRNP 2017, Flousek, Štursa 2007, Štursa 2007

VEGETAČNÍ ZÓNY ŠUMAVY

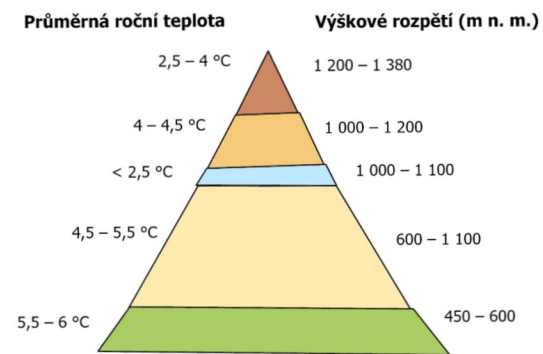


- ▲ vrchol
- 1343 nadmořská výška v m n. m.
- hranice NP a CHKO Šumava
- předpokládaný rozsah wümského ledovce



Vegetační zóny










- podhorská
- nižší horská
- vyšší horská
- středohorská
- azonální, subalpinského charakteru






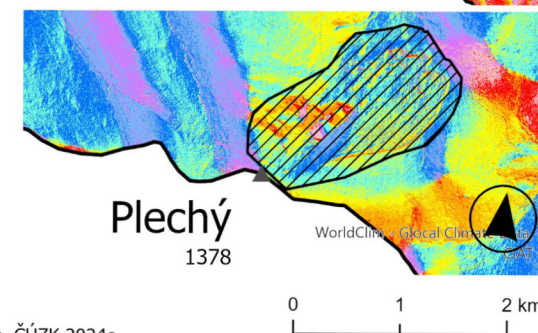
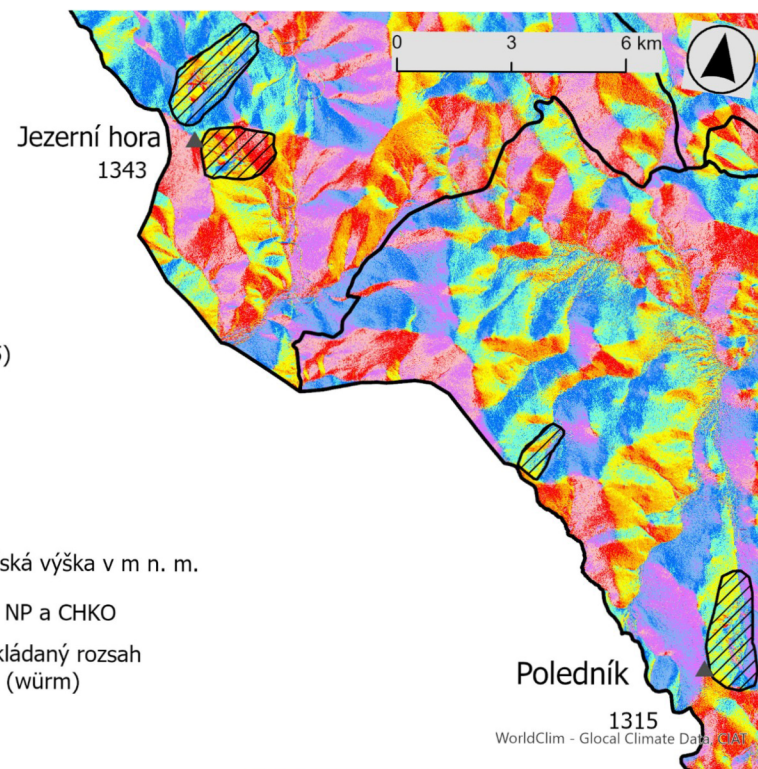
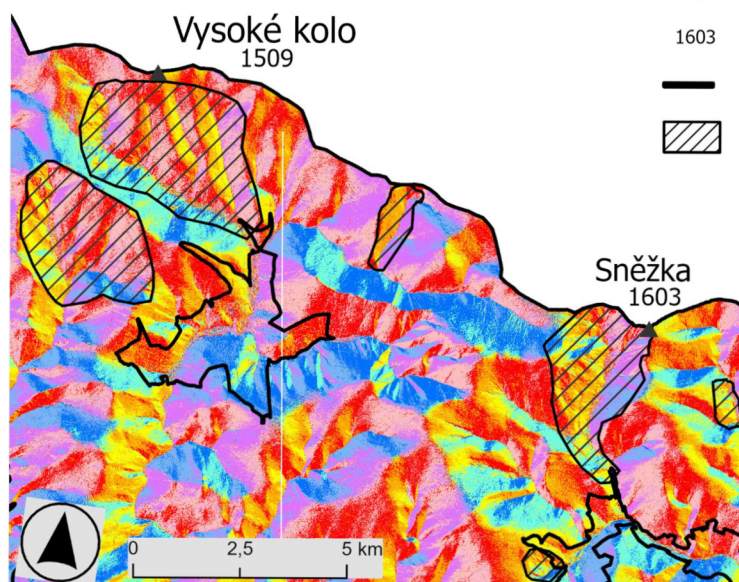
Lucie KYSELOVÁ
 Liberec 2024
 Zdroje: AOPK 2023, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024c, NP Šumava 2024c, Chocholoušková,
 Gutzerová 2003, Kraj Jihočeský 2008, KRAUSE, MARGOLD 2019, ÚHUL 2001 str. 35,
 Viewegh 2003

ORIENTACE SVAHŮ ZALEDNĚNÉ ČÁSTI ŠUMAVY A KRKONOŠ

Orientace svahů

 sever (337,5 - 22,5)	 jihozápad (202,5 - 247,5)
 severovýchod (22,5 - 67,5)	 západ (247,5 - 292,5)
 východ (67,5 - 112,5)	 severozápad (292,5 - 337,5)
 jihovýchod (112,5 - 157,5)	 rovina (-1)
 jih (157,5 - 202,5)	

-  vrchol
- 1603 nadmořská výška v m n. m.
-  hranice NP a CHKO
-  předpokládaný rozsah ledovců (wűrm)

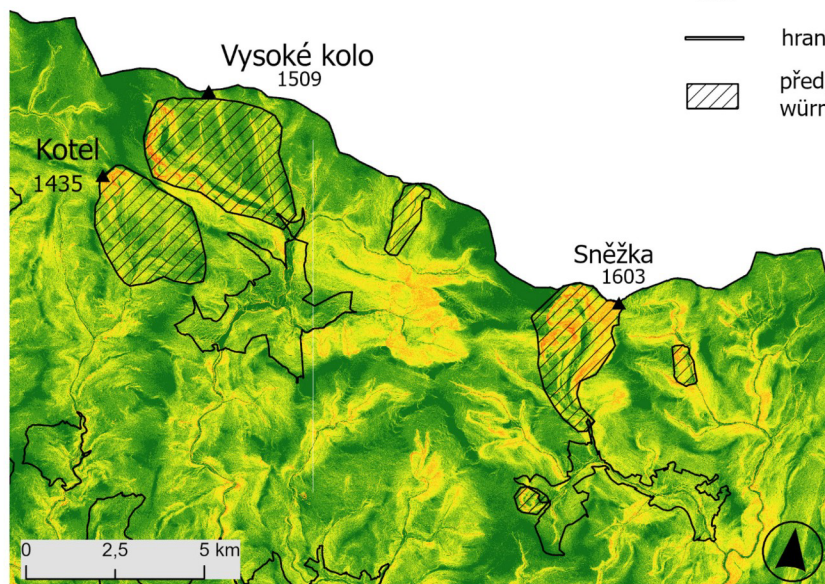





Lucie KYSELOVÁ
Liberec 2024
Zdroje: AOPK 2023, ČÚZK 2023b, ČÚZK 2024c

SKLONY SVAHŮ V ZALEDNĚNÉ ČÁSTI KRKONOŠ A ŠUMAVY

Sklon svahu v %

	0,001 - 1,5		6,21 - 8,3
	1,51 - 3		8,31 - 11,8
	3,1 - 4,5		11,81 - 19,2
	4,51 - 6,2		19,21 - 68,1



-  vrchol
- 1603 nadmořský výška v m
-  hranice NP a CHKO
-  předpokládaný rozsah wümských ledovců

