

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí



BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

2012

Marie Šmídová

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí



**LEDOVCE A PERMAFROST  
V HISTORICKÝCH SOUVISLOSTECH VÝVOJE ZEMĚ**

**BAKALÁŘSKÁ PRÁCE**

Vedoucí práce: Ing. Soukupová Jana  
Bakalant: Šmídová Marie

2012

**Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně pod vedením Ing. Jany Soukupové a že jsem uvedla všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpala.

V Praze dne 12. února 2012

.....

### **Poděkování**

Na tomto místě bych chtěla poděkovat Ing. Janě Soukupové za možnost pracovat na tomto tématu, za její odborné vedení mé práce i za poskytnutí odborné literatury. Dále bych chtěla poděkovat své rodině, především mamince a své kamarádce Martě za podporu, kterou mi poskytovali v průběhu celého studia i při tvorbě bakalářské práce.

V Praze dne 12. února 2012

.....

## **Abstrakt**

Ledovce a permafrost patří k jednomu z nejkrásnějších přírodních jevů. Jejich obrovská síla dokáže způsobit velké změny, které mají následně vliv na celou planetu Zemi. Stejně jako historie dob ledových, jsou vědci sledovány již od 18. století a zájem o ně se stále zvyšuje.

Cílem mé bakalářské práce bylo formou literární rešerše popsat vznik, vývoj a současný stav ledovců a permafrostu na Zemi, nástupy a ústupy dob ledových v jednotlivých historických obdobích, jejich výskyt na našem území, včetně popisu glaciálních reliktních stop zalednění na území České republiky.

Ze získaných informací jsem se v závěru práce pokusila o krátké nastínění možné budoucnosti ledovců a permafrostu na Zemi.

**Klíčová slova:** ledovec, permafrost, glaciál, interglaciál, stadiál, interstadiál, tundra

## **Abstract**

Glacier and permafrost belong to the most beautiful natural events. Their gigantic power is able to cause big changes, which sequentially have an effect on the whole planet earth. Along with the history of the ice ages, they have been monitored by scientists since the 18th century and the interest in them increases constantly.

The aim of my thesis was in a form of literary research to describe the origin, evolution and current state of glaciers and permafrost on Earth, entrances and retreats of ice ages in various historical periods, their presence on our territory, including descriptions of glacial relics and traces of glaciation in the Czech Republic.

At the end of my thesis I have used the obtained information to outline possible future of glaciers and permafrost on Earth.

**Keywords:** glacier, permafrost, glacial, interglacial, stadial, interstadial, tundra

## Obsah

1.	Úvod	7
2.	Cíle práce	8
3.	Vznik ledovců a permafrostu – mechanismus	9
3.1	Ledovec	9
3.1.1	Vznik ledovce	9
3.1.2	Růst (akumulace) ledovce	9
3.1.3	Úbytek (ablace) ledovce	9
3.1.4	Akumulace versus ablace	10
3.1.5	Tvrdost a barva ledovce	11
3.1.6	Dynamické projevy	12
3.1.7	Typy ledovců a jejich dynamika	15
3.1.8	Život v ledu	17
3.2	Stopy ledovců	17
3.2.1	Ledovcové ohlasy	18
3.2.2	Morény a tilly	18
3.2.3	Bludné balvany	19
3.2.4	Eolické uložení	19
3.2.5	Zdvihy zemské kůry	20
3.2.6	Ledovcová jezera	21
3.3	Permafrost	21
4.	Příčiny zalednění	24
4.1	Kryosféra	24
4.2	Astronomické rytmy - Milankovičova teorie	25
4.3	Změny slunečního záření	26
4.4	Cirkulace atmosféry a změny pohybu mořských proudů	26
4.5	Změny konfigurace pevnin	27
4.6	Sopky a zemětřesení	28
4.7	Impakty	28
4.8	Koncentrace oxidu uhličitého	28
4.9	Omezené geologické zdroje	29
5.	Výzkum klimatických procesů	30
5.1	Ledovcová jádra	30
5.2	Izotopová kyslíková metoda	30
5.3	Korálové horniny	31
5.4	Dendroklimatologie	31
5.5	Pylová zrna a lišejníky	31
5.6	Tvar listu rostlin	31
5.7	Radioaktivní datování	31
5.8	Radiokarbonová metoda	32
5.9	Analýza sedimentů	32
5.10	Anizotropie magnetické susceptibility	32
6.	Popis zalednění země v jednotlivých historických obdobích	33
6.1	Doby ledové v historii Země	33
6.1.1	První ledová epocha	33
6.1.2	Druhá ledová epocha	35
6.1.3	Třetí ledová epocha	36
6.1.4	Čtvrtá ledová epocha	37
6.1.5	Pátá ledová epocha	39
6.1.6	Současná (mezi)ledová epocha	42
7.	Výskyt zalednění na území nynější České republiky	46
7.1	Krkonoše	47
7.2	Šumava	51
7.3	Králický Sněžník a Praděd	54

8.	Glaciální relikty České republiky.....	56
8.1	Flora – glaciální relikty.....	57
8.1.1	Mykoflóra – Krkonoše .....	57
8.1.2	Lišejníky – Krkonoše.....	57
8.1.3	Mechorosty – Krkonoše .....	57
8.1.4	Cévnaté rostliny – Krkonoše.....	58
8.1.5	Cévnaté rostliny – Šumava .....	59
8.1.6	Cévnaté rostliny – Jeseníky.....	60
8.2	Fauna – glaciální relikty.....	60
8.2.1	Půdní organismy – Krkonoše .....	60
8.2.2	Měkkýši – Krkonoše.....	60
8.2.3	Pavouci – Krkonoše.....	60
8.2.4	Pavouci – Šumava.....	61
8.2.5	Pavouci – suťové svahy a pískovce v ČR .....	62
8.2.6	Motýli – Krkonoše .....	62
8.2.7	Motýli – Šumava.....	62
8.2.8	Dvoukřídlí – Krkonoše.....	63
8.2.9	Brouci – Krkonoše .....	63
8.2.10	Brouci – Šumava .....	64
8.2.11	Ostatní bezobratlí – Krkonoše .....	64
8.2.12	Ostatní bezobratlí – Šumava .....	65
8.2.13	Obratlovci – Krkonoše.....	65
8.2.14	Obratlovci – Šumava.....	66
9.	Závěr – výhled do budoucna.....	67
10.	Přehled literatury a použitých zdrojů .....	69
11.	Přílohy .....	74
11.1	Vývoj Země.....	74
11.2	Zaledněná krajina.....	75
11.3	Krajina modelovaná ledovcem .....	75
11.4	Morény a tilly.....	76
11.5	Typy glaciálních jezer .....	77
11.6	Permafrost.....	78
11.7	Chronostratigrafická tabulka .....	79
11.8	Přehled geologického vývoje Země.....	80
11.9	Glaciální a interglaciální období .....	81
11.10	Názvy kvartérních glaciálních cyklů .....	82
11.11	Významné světové ledovce .....	83
11.12	Jezero Vostok - Antarktida.....	89
11.13	Ledovce v době ledové v Krkonoších .....	90
11.14	Přehled bývalých ledovců v Krkonoších.....	91
11.15	Oblast morén ve sněžných jamách .....	92
11.16	Rozšíření stop zalednění na Šumavě.....	93

## 1. Úvod

Žijeme v době ledové. Tato skutečnost by mohla překvapit vzhledem k dnešní debatě o globálním oteplování. Z hlediska geologie jsou ledové doby údobím, které charakterizuje existence ledovců na pólech a ve velehorách. V dějinách naší planety došlo celkem k pouhým pěti zaledněním: dvakrát v prekambriu a dvakrát ve fanerozoiku. Pátou z těchto ledových dob představuje údobí zalednění, které nastalo v neogenu, tedy v době, v níž žijeme. I když je nyní tepleji, nacházíme se stále v době ledové. V dějinách naší planety se jedná o výjimečný stav, neboť v průběhu více než devadesát pět procent dějin nebyla Země stálým ledem pokryta (viz Příloha 11.1) (Behringer, 2010).

Na Zemi je přibližně jedna desetina pevniny pokryta ledovými masami nazývanými ledovce, které zadržují asi sedmdesát pět procent sladké vody na světě. Ledovce patří k nejkrásnějším přírodním jevům a mají také hluboké účinky na terén, neboť modelují krajinu a transportují obrovská množství horninového materiálu, když postupují nebo ustupují ve vzdálených oblastech planety. Ledovce mají velmi rozdílné tvary a velikosti. Některé nesou na svém povrchu ledové věžovité útvary, proudy vody, nebo dokonce jezera. Jiné leží nad sopkami, žijí v nich kolonie červů nebo uvnitř ledovců probíhají dlouhé tunely povodňových vod. V posledních letech se staly důležitým tématem výzkumu, neboť existují obavy, že celosvětové tání ledovců může v krátké době vyvolat podstatné zvýšení mořské hladiny. Jejich chování – jako odpověď na celosvětové oteplení – je proto pečlivě sledováno (Luhr [ed.], 2004).

Naskýtají se tedy otázky ohledně budoucnosti naší planety. Přejde znovu velké ochlazení a většina Země bude opět pokryta ledem nebo naopak současný led roztaje z důvodu celosvětového oteplení? Jaká bude odpověď planety Země na tyto změny?



## 2. Cíle práce

Hlavním cílem mé bakalářské práce je formou literární rešerše, pomocí všech dostupných zdrojů, podat přehled o vzniku, vývoji a současném stavu ledovců a permafrostu, jakož i o nástupech a ústupech dob ledových v jednotlivých historických obdobích, včetně výskytu ledovců a permafrostu na území České republiky s popisem glaciálních reliktvů a stop zalednění na našem území.

V bakalářské práci popisují vznik ledovců a jejich mechanismů, to znamená jejich růstu, úbytků, typů, vlastností, dynamických projevů i zvláštností, které jsou o ledovcích známy. Pokračuji popisem stop ledovců, které ledovce tvoří i po svém vzniku a které jsou i po jejich zániku stále rozeznatelné po další tisíciletí. Následuje popis permafrostu a jeho výskytu na Zemi. Dále se věnuji příčinám zalednění a výzkumu klimatických procesů. V popisu zalednění Země v jednotlivých historických obdobích jsem se zaměřila na přehledný výskyt dob ledových od vzniku naší planety až po současnost. Jelikož i území nynější České republiky bylo zaledněno, následuje popis těchto míst s uvedením glaciálních reliktvů fauny a flory, přežívající v naší přírodě z doby ledové až do současnosti.

Dalším cílem bakalářské práce je nastínit v závěru práce, pomocí získaných informací, možnou budoucnost ledovců a permafrostu na Zemi včetně změn, které by následně mohly nastat.

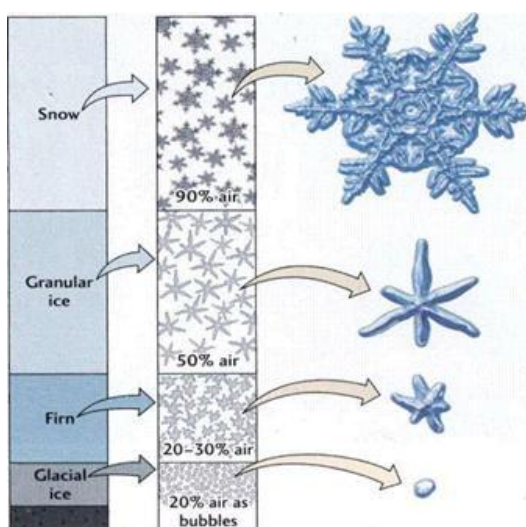
Vědomosti, které jsem získala při psaní bakalářské práce, velice obohatily moje znalosti, některá fakta mě dokonce překvapila. Problematika ledovců, permafrostu a souvisejících jevů je nesmírně zajímavá a ráda bych se jí věnovala i v budoucnosti. Doufám, že se mi povede využít získané podklady a zkušenosti při přípravě diplomové práce.

### 3. Vznik ledovců a permafrostu – mechanismus

#### 3.1 Ledovec

##### 3.1.1 Vznik ledovce

Ledovce vznikají nahromaděním mnoha vrstev sněhu, který se jeho vlastní vahou časem přemění v ledovcový led. Tento proces je dlouhodobý a má řadu fází. Čerstvě napadaný sníh obsahuje značné množství vzduchu mezi jednotlivými sněhovými vločkami. Další napadané vrstvy sněhu stlačují spodní vrstvy a uzavírají vzduch ve spodních vrstvách. Táním a opětovným mrznutím jsou jednotlivé vrstvy postupně deformovány a původní sněhové vločky se mění v malé částice, které zprvu vytvářejí malá zrna. Dalším stlačováním se malá zrna seskupují do větších zrn, z nichž se dalším stlačováním vzniklý firn spojí v pevný a těžký led (Kadrnožka, 2008).



**Obr. 1.** Stádia transformace sněhových krystalů v ledovcový led. Proces je doprovázen značným zvětšením hustoty související s vytěsňováním vzduchu (Bader et al., 1939).

##### 3.1.2 Růst (akumulace) ledovce

V horní části ledovce, označované jako oblast akumulace, nastává zpravidla každoročně přírůstek ledu, protože část ledu přežívá přes léto do příští zimy. Ledovec narůstá, pokud množství sněhu, napadaného v chladném období a přeměněného v led, je větší než množství ledu, které roztaje v teplejším období. (Kadrnožka, 2008).

##### 3.1.3 Úbytek (ablace) ledovce

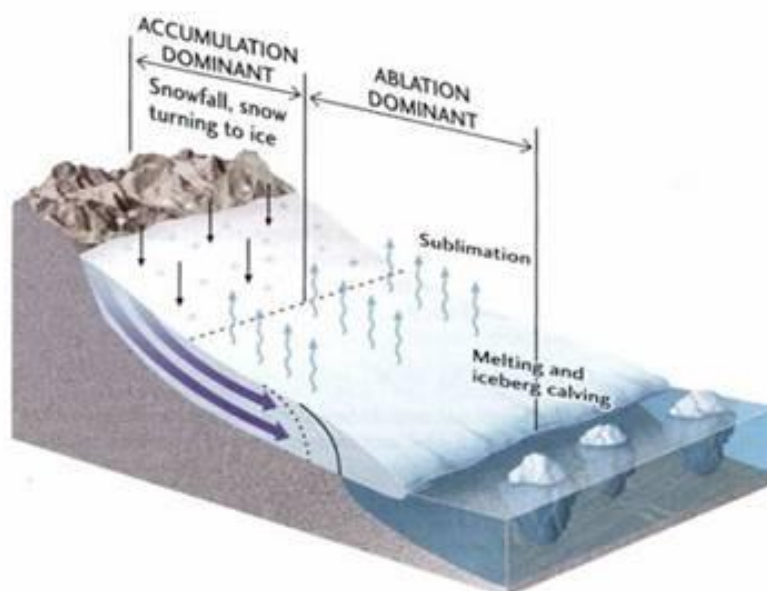
Celkové množství ledu, které ledovec ztratí každý rok je tzv. ablace (Grotzinger et al., 2007). Dle Grotzingera et al. (2007) za úbytek ledu může několik mechanismů. Jedním z nich je tání. Jak led taje, ledovec ztrácí materiál. Dalším mechanismem je telení ledovce, při kterém se kusy ledu oddělují a tvoří ledové kry, které se gravitací dostávají až k pobřeží moře nebo jezera. Za úbytek ledu může i sublimace. V chladném podnebí může být led transformován přímo z pevného do plynného stavu. Na led také působí větrná eroze, ve které silný vítr narušuje led táním a sublimací.



**Obr. 2.** Telení ledovce ve Wrangell St. Elias v národním parku na Aljašce. Kra vznikne, když obrovské bloky ledu se odlomí z okraje ledovce, který dosáhnul pobřeží (Bean T.) (Grotzinger et al., 2007).

### 3.1.4 Akumulace versus ablace

Rozdíl mezi akumulací a ablací tzv. glaciální rozpočet, má za následek růst nebo úbytek ledovce. Ledovec roste, když je akumulace vyšší než ablace a zmenšuje se, pokud je ablace vyšší než akumulace. Když je akumulace rovna ablací po delší dobu, ledovec zůstává v konstantní velikosti. V tomto případě ledovec hromadí sněh a led ve svém horním toku a stejné množství zároveň ubývá v jeho spodní části (Grotzinger et al., 2007). Úsek mezi akumulací a ablační oblastí, kde jsou zisky a úbytky ledu v rovnováze, se nazývá rovnovážná zóna (Luhr [ed.], 2004).

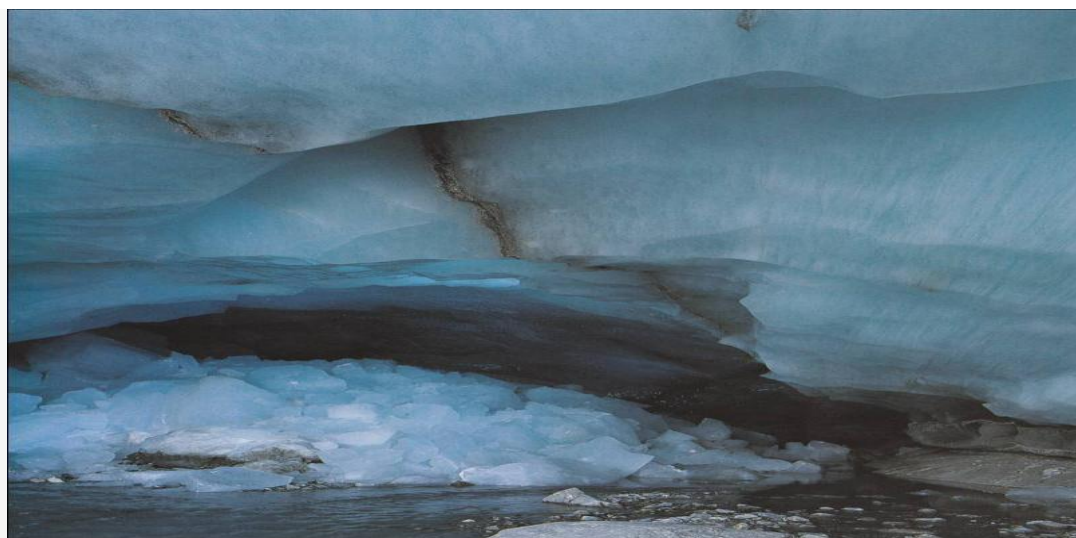


**Obr. 3.** Akumulace ledovce se vyskytuje na chladnějších místech. Ablace probíhá především sublimací, táním, nebo telením ledovce v teplejších a níže uložených oblastech (Grotzinger et al., 2007).

### 3.1.5 Tvrdost a barva ledovce

Tvrdost ledovce je udávána pomocí Mohsovy stupnice tvrdosti a je závislá na jeho teplotě. Čím nižší jsou teploty, tím je ledovec tvrdší. Při nule stupňů Celsia mají ledovce tvrdost mezi prvním a druhým stupněm Mohsovy stupnice tvrdosti. Stupeň jeden až dva mají např. také sádra nebo mastek. To znamená, že se ještě dá rozrýpnout nehtem. Pokud je ledovec chladnější, asi minus patnáct stupňů Celsia, pak má tvrdost dva až tři, asi jako vápník. K rozbití takového ledu potřebujeme minci. Při minus dvaceti pěti stupních má led tvrdost šest až sedm, tedy jako ocel nebo křemen (Jung-Hüttlová, 1996).

Spolu s hustotou mění ledovcový led i barvu. Způsobuje to množství vzdušných bublin, které zůstaly v ledu zamrzlé. Více těchto bublin propouští více světla a led se nám zdá bílý nebo šedý. Pokud je ale v ledu méně vzduchu, mohou paprsky světla pronikat hlouběji a přitom je absorbováno více dlouhovlnného červeného podílu světla než jeho krátkovlnné modré složky. Proto v očích pozorovatele více vyniknou modré paprsky a led se nám zdá modrý (Jung-Hüttlová, 1996). Modrý led je tedy pevnější a obsahuje méně vzduchu než led bílý (Luhr [ed.], 2004).



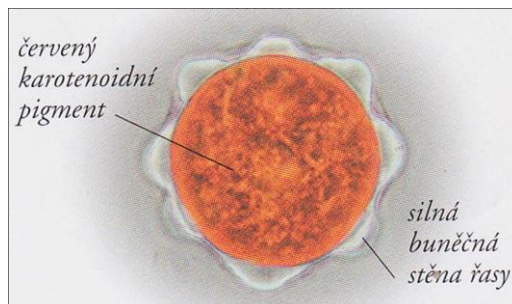
**Obr. 4.** Světlo proniká křehkou stěnou jeskyně ve Findelenském ledovci a zintenzivňuje modrou barvu ledu (Wallisské Alpy, Švýcarsko) (Edmaier B.) (Jung-Hüttlová, 1996).

Množství vzduchových bublin obsažených v ledu neovlivňuje pouze jeho barvu, ale má také další efekt, jemuž američtí glaciologové říkají „praskání ledu“. Mají tím na mysli vysokofrekvenční praskavý zvuk, který běžně slyšíme například při nalévání minerální vody s bublinkami do sklenice. Je velmi zřetelně slyšet u odpadlých kusů ledovců. Příčinou tohoto praskání je exploze vzduchových bublin. Čím hlouběji se ledovce dostanou, tím je větší tlak v jejich okolí. Vyjdeme-li například z toho, že hustota ledovce je  $0,9 \text{ g/cm}^3$ , pak bude krychle ledu o hraně jednoho centimetru a o hmotnosti 0,9 gramů obsahovat celkem 0,1 gramů vzduchu ve vzduchových bublinách. V hloubce pět set metrů uvnitř ledovce tlačí na tento malý kousek ledu pět kilogramů. Když se takovýto led začne rozpouštět za běžného tlaku (to se stává právě při odtržení kusu ledovce), rozšiřuje se dosud uzavřený vzduch velmi prudce do okolí. Najednou se tak rozkakají miliony vzdušných bublin. Podle měření amerických vědců lze takovéto praskání zaměřit pod vodní hladinou i ve vzdálenosti sto padesát kilometrů. Některé lodě podle toho odhadují vzdálenost a velikost ledovců (Jung-Hüttlová, 1996).

Na Antarktidě se nacházejí do zelena zbarvené ledovce. Při jejich zkoumání se ukázalo, že na rozdíl od vrchních vrstev, kde je led tvořen zmrzlou sladkou vodou, se jedná o led tvořený zmrzlou mořskou, tedy slanou vodou. Zelená barva je produktem

procesů mrznutí a tání slané mořské vody pod vrstvou pobřežního ledu za určitých klimatických teplotních a tlakových podmínek. Když se pak taková část pobřežního ledu odlomí a ve vodě otočí, dostane se zelená vrstva nahoru nad hladinu (Jung-Hüttlová, 1996).

Na některých ledovcích se vyskytují skvrny „růžového sněhu“ jako např. na ledovci Athabasca v Severní Americe. Ve skutečnosti jde o kolonie jasně červených řas (Luhr [ed.], 2004).



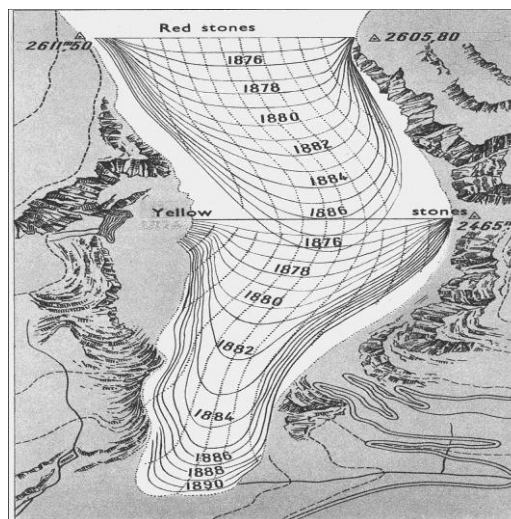
**Obr. 5.** Červená řasa (Luhr [ed.], 2004).

### 3.1.6 Dynamické projevy

Příčina pohybu je ve zvláštní stavbě krystalické mřížky ledu. V ní je šest molekul vody spojeno do šestiúhelníku, který je na každé straně spojen s dalšími šestiúhelníky. Takové šestiúhelníkové desky leží jedna na druhé – asi jako balíčky karet. Pokud bychom je postavili kolmo, rozpadnou se. Ale když leží vodorovně na stole, lze je pomocí dostatečného tlaku od sebe rozdělit. V ledu se takovéto pohyby krystalů dějí v řádech miliontin milimetru. Odborníci hovoří o klouzání ledových vrstev krystalické mřížky. Tato vlastnost ledu umožňuje takzvaný pohyb ledovce, při kterém se nám zdá jako by led tekli. Jde o to, že se led vlastní vahou dokáže sám dát do pohybu. Celé vrstvy ledových krystalů se mohou podle sklonu terénu, klimatu a tloušťky ledu za rok pohnout o několik centimetrů, ale i o tisíc metrů (Jung-Hüttlová, 1996).

Voda z tajícího ledu má na pohyb ledovců velký vliv. Vzniká jak ve vrstvách nového a staršího sněhu, tak i přímo uvnitř ledové masy. Velký tlak vlastní tíhy ledovce dokáže dokonce pohnout s bodem tání o 0,7 stupně na tisíc metrů. Proto v nižších vrstvách ledovce led taje a mění se ve vodu dokonce při záporných teplotách (Jung-Hüttlová, 1996).

Vlivem gravitace odtéká část ledu z center k okrajům po svahu dolů, kde vznikají výtokové ledovce a ledové proudy, nazývané též ledové splazy. Tento pohyb ledu závisí na teplotě podloží (Kadrnožka, 2008).



**Obr. 6.** Experimenty na Rhônském ledovci ve Švýcarsku, které ukazují pohyb ledu. Nadmořské výšky jsou v metrech (Bertin, 1961).

### 3.1.6.1 Teplé ledovce

U ledovců s takzvanou teplou bází se pod ledovcem vytváří tenká vrstva vody umožňující klouzání ledu po skalním podloží. V tomto případě je pohyb ledovců nebo jejich částí poměrně rychlý a dosti plynulý (Kadmožka, 2008). Teplota ledu se pohybuje kolem nuly stupňů Celsia. Teplota vzduchu u ledovců nacházejících se ve středních a nižších nadmořských výškách nabývá hodnot nad bodem mrazu (Crummenerl, 2004).

Jakmile však teplota klesne pod mínus dvaadvacet stupňů už žádný tlak nedokáže způsobit tání ledu. Proces se nejvíce odehrává v ledovcích nacházejících se v mírném podnebí. Voda se tvoří nejen vespodu ledovce, ale díky slunečním paprskům hlavně v létě i na jejich povrchu. Pak stéká po proudech do prohlubní v ledu a tam zatéká do pórů a otvorů v ledu. Teplé ledovce jsou protkány vlastním „drenážním“ systémem (Jung-Hüttlová, 1996).

Nejrychleji pohybujícím se ledovcem na Zemi je Jakobshaven, který se z grónských ostrovů pohybuje rychlostí 4 700 metrů za rok směrem na západ do zálivu. Nejrychlejším ledovcem v Alpách je Aletsch ve Švýcarsku; jeho rychlost je kolem dvě stě metrů za rok (Jung-Hüttlová, 1996).

### 3.1.6.2 Studené ledovce

U ledovců se studenou bází je báze ledovce přimrzlá ke skalnímu podkladu, led se může pohybovat jen pomalu, a naopak často s sebou strhává i dosti velkou část skalního podloží. Zvlášť rychlý je ledovcový splaz v místech, kde teče přes příkrý svah, a vzniká tak ledopád. Spodní zóna ledovců, u níž dochází k hlavnímu úbytku ledů v teplejších obdobích, se nazývá ablační zóna (Kadmožka, 2008). Teplota ledu je nižší než minus pět stupňů Celsia. Takové ledovce se vyskytují pouze v polárních oblastech a ve vysokých horách (Crummenerl, 2004).

V Arktidě, Antarktidě a na ledovcích ve chladnějším podnebí je po celý rok taková zima, že se na povrchu ledovců voda téměř netvoří. Tyto ledovce buď neobsahují žádný drenážní systém, anebo jen nepříliš rozsáhlý na povrchu. Ani dole pod ledovcem se díky nízké teplotě voda netvoří, je pevně přimrzlá k zemi. Pohyb ledových vrstev se odehrává pouze uvnitř této ledové masy. Proto se takový „studený“ ledovec pohybuje mnohem pomaleji než teplé ledovce (Jung-Hüttlová, 1996).

Jedním ze studených ledovců je Meserve ve Viktoriině zemi na Antarktidě. Za celý rok se pohne pouze o půl centimetru. I přesto ale každý rok svým pohybem a tím, že je pevně přimrzlý k zemi, vytrhne z podloží spoustu kamenů (Jung-Hüttlová, 1996).

### 3.1.6.3 Hyperaktivní ledovce

Jedná se o ledovce, které jsou nevypočitatelné. Dokážou náhle zvýšit svoji rychlost až stokrát a produkují velké množství vody. Jejich povrch pak připomíná jeden velký chaos. Ale za několik měsíců se zase zklidní a přejdou do svého původního rytmu. Glaciologové označují takové ledovce jako „hyperaktivní ledovce“. V angličtině se jim říká Surfe, což označuje příboj nebo vlnobití (Jung-Hüttlová, 1996).

Ledovcová bouře vzniká nejspíše nahromaděním velkého množství ledu v horní části ledovce. Díky tomu se zvyšuje rychlost ledovcového pohybu a vrchní vrstvy ledu se náhle rychle rozpohybují směrem dolů a strhnou s sebou následně i vrstvy spodní. Protože při tom taje hodně ledu a vytváří se hodně vody, domnívají se vědci, že příčina ledovcové bouře tkví kdesi v drenážním systému ledovce. Když se kanálky přeplní vodou nebo ucpou ledem, dojde v drenážním systému k „zácpě“ vody. Pak se voda nahromadí, dokáže nadzvednout kus ledovce, který se odděluje od podloží, a vydá se do údolí. Jakmile tlak vody pomine, ledovec svoji rychlost opět normalizuje (Jung-Hüttlová, 1996).

Rychlostní rekord mezi hyperaktivními ledovci patří dnes ledovci Kuthia v pohoří Karakórám v Asii. Za tři měsíce urazil dvanáct kilometrů, což činí na jeden den sto metrů (Jung-Hüttlová, 1996).

Na Islandu lze kromě hyperaktivních ledovců pozorovat ještě jeden úkaz, který způsobuje velké množství nahromaděné vody pod ledovcem – místní obyvatelé mu říkají Jökulhlaups – explodující ledovec. Příčinu tohoto jevu můžeme najít pod dvěma největšími islandskými ledovci – Vatnajökull nachází se na jihovýchodě a Myrdalsjökull na severu Islandu. Vatnajökull je největší ledovec v Evropě. Svými 8 500 kilometry čtverečními zabírá dvaapůlkrát větší plochu než všechny alpské ledovce dohromady. Jeho obrovská bílá plocha pod sebou přikryla šest sopek. Největším explodujícím ledovcem se stal v roce 1922. Kráter jedné ze sopek pod ledovcem tehdy explodoval, a postaral se tak o oteplení jeho spodní části. Velký kus ledovce roztál a naplnil kráter, který je velký třicet pět kilometrů čtverečních a průměrně tři sta metrů hluboký. Voda tam vlastně vytvořila obrovské jezero. Když hladina vody přesáhla kritickou hranici, vytlačila nad sebe velký kus ledovce, který jako by nadskočil, a tlak vody a ledu protrhl stěnu kráteru. Obrovská masa vody, lávy, kamení a ledu se vydala závratnou rychlostí do údolí (Jung-Hüttlová, 1996).

### 3.1.6.4 Povrch ledovců

Čím větší je rychlost pohybu ledovce, tím větší síla rozbíjí jeho povrch. V teplých ledovcích se tvoří praskliny o hloubce asi třicet metrů, ve studených až padesát metrů hluboké. Jejich délka může dosahovat jen několik metrů, ale také několik kilometrů. Když se naplní vodou z tajícího ledu, vytvoří tyto praskliny jezera, která mají intenzivně modrou barvu. Až pod touto křehkou kůrou ledovce začíná celistvý led a až zde se projevují účinky tlaku ledu, který způsobuje jeho tání a pohyb (Jung-Hüttlová, 1996).

Na místech, kde je ledovec na strmém podloží, se povrch ledu často úplně rozpadá a pnutí v ledu je nejvyšší. Někdy se ledové kusy náhle rozpadají a zanechávají z ledu trčet kolmé věže a hroty. Naopak na místech, kde má ledovec rovné podloží, se praskliny v ledu po čase opět zacelují a přimrzají k sobě, jako by tu ani nikdy nebyly. Na takových místech se často tvoří ledové klenby, které vypadají jako gotické oblouky. Při stálém tlaku, pnutí a pohybu ledových vrstev různou rychlostí a při změnách teploty i vlhkosti jsou uvnitř ledovce deformovány jednotlivé ledové krystaly. Oddělené vrstvy ledu jsou zhušťovány, ztenčují se a mění svůj tvar. Někdy tak dojde vysokým tlakem na

stěny praskliny k překrytí zmíněných vrstev ledu a pozdějšímu vymletí otvorů pod nimi vodou a k vytlačení ledu ze spodních částí prasklin vzhůru. Tak vzniká ona gotická klenba (Jung-Hüttlová, 1996).

Jehlanovité bloky ledu, až dvacet pět metrů vysoké, tzv. séraky, vznikají rozpukáním ledovce, když se sunul po nerovném skalním povrchu (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 7.** I když je led tvrdý jako ocel, díky velkému tlaku se formuje jako modelína. Jen horní vrstva ledovce se při svém pohybu propadne až o třicet až padesát metrů, pak vznikají praskliny a ledové věže. Ty se pod vlastní vahou po čase opět zboří (Edmaier B.) (Jung-Hüttlová, 1996).

### 3.1.7 Typy ledovců a jejich dynamika

Ledovce se nesmírně liší svou velikostí a tvarem (Luhr [ed.], 2004) (viz Příloha 11.2).

#### 3.1.7.1 Vysokohorské ledovce

Typické jsou vysokohorské ledovce, které vytváří velká ledová pole, částečně omezená horskými hřebety a horskými štíty. Vrchol ledovce leží obvykle v horní části deprese mezi horskými hřebeny. Tato část ledovce se nazývá kar nebo též ledovcový kotel. Led pod karem je obvykle rozlámán a mezi velkými i menšími částmi ledovce vznikají v důsledku tlaků a tahů v dolů se posunujícím ledovci často i několikametrové trhliny. Na pohybující se ledovec padají skály, odlamující se v důsledku běžné eroze z horských hřebenů, a spolu s ledovcem se pohybují do údolí. V závislosti na topografii terénu se může taková směs ledu, větších či menších kusů kamene a šterku (moréna) téměř zastavit a vytvořit hráz, za níž vzniká nové jezero z tajícího sněhu a ledu s pohybující se, a občas zastavující se, hrází (Kadmožka, 2008).

Vysokohorské ledovce se typově dělí dle výtoku ledu. Ledové pole je rozsáhlá plocha ledu ve vysoké nadmořské výšce, částečně omezená horami, mezi nimiž vytékají četné výtokové ledovce. Karový ledovec je malý ledovec situovaný většinou v depresi v úbočí hory. Vytéká-li ledovec z karu a pokračuje-li dále dolů údolím, vzniká údolní ledovec. Ten může být desítky, nebo dokonce stovky kilometrů dlouhý. Postoupí-li výtokový nebo údolní ledovec do ploché nížinné oblasti, může vytvořit širokou plochu ledu nazývanou úpatní neboli piedmontní ledovec (Luhr [ed.], 2004).



### 3.1.7.2 Kontinentální ledovce

Největší ledovce jsou kontinentální ledovce, nazývané ledovcové štíty, a krajinné ledovce, nazývané ledové čapky. Tyto ledovce téměř zcela pokrývají krajinu, na níž leží, a zpravidla jsou nejsilnější ve svém středu. Proto jsou obvykle poněkud vyklenuty a tento tvar a rozsah je činí do určité míry odolnější vůči tání při zvyšování teploty vzduchu. I u těchto však působením gravitace odtéká led z center k okrajům, kde z nich vytékají ledové proudy a výtokové ledovce. Ledové proudy u rozsáhlých kontinentálních ledovců jsou ohraničeny pevným ledem nebo pomaleji se pohybujícím ledem. Albedo takových útvarů je velké, a proto si takový ledový útvar ponechává svou pevnou fázi i při vyšších teplotách vzduchu. To má zpravidla též poměrně značný vliv na další tání a rychlost pohybu ledového proudu (Kadmožka, 2008).

### 3.1.7.3 Pobřežní led – šelfové ledovce – plovoucí led

Mohutné ledovce na západním pobřeží Grónska jsou velmi činné. Mnoho tun ledu se z nich denně odlamuje a padá do moře, což je způsobeno jejich pohybem – tyto ledovce denně urazí až třicet metrů. Také ledové masy na východogrónském pobřeží, kanadském Ellesmerově ostrově, Špicberkách a na Zemi Františka Josef praskají a vytváří nové ledovce. Jejich led se prouděním dostává do Severního ledového oceánu. Jejich trasa tažení je určována prouděním. Dokáží urazit i vzdálenost 4 500 kilometrů. Rychlost, kterou se ledovce pohybují vpřed, je závislá na rychlosti mořského proudu. V průměru se pohybuje okolo osmnácti kilometrů za den. Velké ledovce váží přes milion tun, průměrné velikosti pak dvě stě – tři sta tisíc tun. Poměr ledové masy nad hladinou moře a pod ní záleží na obsahu soli ve vodě a na síle ledu. Většinou je sedmina až pětina ledovce vidět nad hladinou, zbytek je potopen pod vodou. Pozorování ledovců z ponorek ukázaly, že ponor záleží na tvaru ledové hory. Pokud má ledovec tvar pyramidy, jsou dvě třetiny jeho výšky pod vodou a třetina sahá nad hladinu. Naproti tomu ledovce ve tvaru kvádrů mají pouze pětinu své výšky nad hladinou (Jung-Hüttlová, 1996).

Ledovce na severní polokouli zpravidla nepřesahují mořskou hladinu o více než sto metrů a nebývají delší než šest set metrů. Někdy se ale v oblasti Kanady oddělí od tamních ledovců i ploché kusy, které mají v průměru až několik kilometrů a které se jinak vyskytují pouze v oblasti Antarktidy. Tyto ledové tabule jsou osm až patnáct kilometrů dlouhé, ale nad hladinou pouze pět až osm metrů vysoké; vědci jim říkají „target“, což znamená deska nebo terč. Tyto ledové ostrovy spolu s prouděním plují podél břehů Kanady na sever a opět zpátky. Plují průměrně rychlostí dvou kilometrů za den, takže pro plavbu 3 700 kilometrů podél břehů Kanady a Aljašky potřebují asi deset až dvanáct let. Protože teplota vody a vzduchu se zde pohybuje stále kolem nuly, ledové desky téměř netají a ani neztrácejí na objemu (Jung-Hüttlová, 1996).

Výtokové ledovce Antarktidy často pokračují do moře v podobě ledových jazyků nebo se spojují a vytvářejí rozsáhlé plochy plovoucího ledu, nazývané šelfové ledovce (Staceová, 2000) nebo-li také pobřežní led, který vyplňuje mělčinu mezi pobřežím a hlubokým mořem. Dvě velké oblasti tohoto typu jsou Filchnerův a Ronneové pobřežní led o velikosti 473 tisíc kilometrů čtverečních, který se rozprostírá směrem k Atlantickému oceánu, a Rossův pobřežní led s 526 tisíci kilometry čtverečními (téměř tak velký jako Francie), který se táhne do Tichého oceánu. Filchnerův a Ronneové pobřežní led je na hranici břehu a moře silný 1 400 metrů. Každým rokem se posunuje směrem do moře asi o 1 300 metrů. Mořská voda zespondu led omílá a ten taje, proto je na okrajích tenčí. Na okraji, který je asi sedm set metrů vzdálen od pobřežní linie, je led silný už pouze dvě stě – tři sta metrů. Pobřežní led vytváří na okrajích měkkou vrstvu ledu, která uprostřed pod tlakem praská. Když led praskne a jeho část se oddělí, na jeho krajních hranách se vytvářejí hluboké praskliny; ostatní pak vykonává vlnobití a čas. Jejich působením se ledové desky postupně rozpadnou. Díky mořskému proudění

krouží ledové desky dokola kolem Antarktidy. Některé tak vydrží dlouhá léta nebo i desetiletí. Pomáhá jim v tom teplota kolem nuly. Jejich zkázou jsou nakonec asi nejvíce vlny – vytvářejí v ledu otvory, led se stává nestabilním a praská. Pouze některým ledovým krám se podaří z takzvané oblasti antarktické konvergence vybočit a doplout na širé moře Atlantského, Tichého nebo Indického oceánu. Zóna této konvergence je ohraničena asi čtyřicet kilometrů širokým pásem mezi 50. a 65. rovnoběžkou kolem Antarktidy a je také považována za hranici antarktické polární oblasti. Když mořské proudění a vlny některé ledovce unesou pryč z této zóny, netrvá příliš dlouho a ledové kry roztají. Pouze několika málo z nich se občas podaří překonat dlouhé vzdálenosti. Ledové desky se od pobřežního ledu oddělují pravidelně každých několik let (Jung-Hüttlová, 1996).

Zajímavá je nebezpečná skutečnost, že odlamující se bloky ledu, při telení ledovce, dokážou z několika metrů vysoké stěny vyvolat vlny tak velké, že mohou zahubit lidi na blízkém pobřeží (Luhr [ed.], 2004).

### 3.1.8 Život v ledu

Nápadným rysem pobřežních ledovců na Aljašce, je výskyt červů (*Mesenchytraeus solifugus*) v ledu. Tito malí článkovaní červi se vyskytují v koloniích čítající miliony jedinců při povrchu ledu během dne; v noci se zavrtávají hluboko do ledu. Předpokládá se, že se živí zelenými řasami rostoucími blízko povrchu ledovce (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 8.** Červ žijící v ledu. Tento drobný červ je jedním z velmi mála živočišných druhů schopných přežít v ledovcovém ledu; je asi 12 milimetrů dlouhý (Luhr [ed.], 2004).

### 3.2 Stopy ledovců

Když ledovce tají nebo ustupují, zanechávají po sobě rozmanité stopy. Ty jsou i po tisíciletí stále rozeznatelné (viz Příloha 11.3) (Crummenerl, 2004).

Dle Grotzingera et al. (2007) se pro všechny materiály ledovcového původu, kdekoli na zemi nebo na moři, používá termín drift.

Dle Chlupáče et al. (2002) se nazývají glacienními sedimenty všechny ledovcové uloženiny nalézající se v oblastech, které v pleistocénu pokrývaly buď pevninské (kontinentální), nebo horské ledovce. K ledovcovým uloženinám patří tilly (souvkové hlíny s bludnými balvany vytvářející morény), glaci-fluviální sedimenty (smíšené říční a výplavové ledovcové uloženiny tvořící ploché sandry, eskery aj.) a

glacilakustrinní jezerní sedimenty (široce rozšířené v severní Evropě). Typické jsou tence vrstevnaté varvity, u nichž střídání vrstviček různého materiálu odráží sezonní střídání podnebí (Chlupáč et al., 2002).

### 3.2.1 Ledovcové ohlazy

Ledovce výrazně mění skály, kterými procházejí. Některé horninové úlomky mohly být zmrazené v ledu, další mohly spadnout na povrch ledovce. Každý kámen nesený ledovcem, obalený v ledu, se tak stal ostrým "zubem", který vytvářel škrábance a rýhy na skálách, kterými procházel (Matthews III, 1976). Kameny někde svým působením ohlazovaly vrcholky kopců, jinde – pokud byly vytvořeny tvrdšími horninami a obklopeny měkčími, které byly ve větší míře odnášeny – je zdůrazňovaly. Stopy po poškrábání a obrušování jsou patrné dodnes. Mohou být několik centimetrů, ale i několik desítek kilometrů široké (Macdougall, 2004). Takzvané ledovcové ohlazy můžeme nalézt po celé zeměkouli. Ukazují nejen směr pohybu ledovce, ale i na skutečnost, že kontinenty v minulosti ležely jinde (Crummenerl, 2004).



**Obr. 9.** Stopy ledu: Sut', kterou led svoji silou přepravuje směrem k údolí, zanechává v podloží praskliny a šrámy (Mattertal, Švýcarsko) (Edmaier B.) (Jung-Hüttlová, 1996).

### 3.2.2 Morény a tilly

Většina ledovců, s výjimkou těch největších, sestupuje z horských oblastí a teče údolími. Vrchol ledovce obvykle leží v depresi mísovitého tvaru, nazývané kar. Led níže pod karem je často rozlámán hlubokými trhlinami, které jsou odpovědí na tahy a tlaky v ledovci sunoucím se přes nerovný podklad. V průběhu doby padají kusy hornin na ledovec nebo jsou spojeny s pohybujícím se ledem a odtrhovány z podloží (Luhr [ed.], 2004). Obrovské, pomalu se pohybující ledovce mohou před sebou sunout velké hromady materiálu. Ty se ještě dnes tyčí jako morény v jinak plochých krajinách a jejich velikost je určitým měřítkem obřích rozměrů ledovců (Chlupáč et al., 2002). Pojem moréna pochází z francouzského výrazu „moraine“, jenž se překládá jako „štěrk“. V současné době je tento název používán pro kupy či hřbety vytvořené ledovcem. Z vnějšku se dnes často hustě porostlé morény prozradí většinou svým homolovitým tvarem (Crummenerl, 2004).

Existuje mnoho typů morén, které jsou pojmenovány pro jejich polohu s ohledem na ledovec, na kterém se vytvořily (Grotzinger et al., 2007). Některé se ukládají v čele ledovce, tj. na jeho dolním konci, kde led odtává a zanechává nakupený materiál v podobě koncové morény; po jeho stranách vytváří ledovec boční morény. Spojují-li se

ledovce, spojuje se i horninový materiál unášený při jejich okrajích a vytváří pruh nazvaný střední moréna. Podobné pochody probíhají i u velkých ledovců, jsou však méně omezeny topografií krajiny (Luhr [ed.], 2004).

Materiál, kterým jsou morény a vůbec všechny čistě ledovcové uloženiny tvořeny, označujeme původně skotským termínem „till“ (pojmenování pro drsnou, špatně obdělávatelnou půdu) (Crummenerl, 2004).

Till je tvořen sutí, kterou s sebou ledovec nese a průběžně ji ukládá. Jednotlivým kamenům v tillu říkáme souvky a těm větším bludné balvany. Když se led rozpouští, zůstane till uložený v krajině. Skládá se z hlíny, písku, štěrku a balvanů hornin o různých velikostech. Till poznáme podle toho, že jsou tvořeny zmetí jemného i hrubšího materiálu, který není uspořádán do vrstev (Crummenerl, 2004). Till je běžně přítomen ve velké části severní Evropy, USA a Kanady, a zvláště tam, kde byl přepracován vodními toky, a tedy je vytríděn (viz Příloha 11.4) (Macdougall, 2004).

### 3.2.3 Bludné balvany

Ledovec s sebou unášel i různě velké kameny. Některé z nich zamrzly uvnitř ledovce, jiné cestovaly na jeho povrchu. Když led roztál, zůstaly ležet na zemi. Kameny, které pocházejí z velmi vzdálených oblastí, jsou zpravidla úplně odlišné od hornin typických pro místa, kde byly později nalezeny (Crummenerl, 2004), například velké kusy žuly v oblastech, kde jinak nelze najít jinou horninu než vápenec (Macdougall, 2004). Bludné balvany se nazývají tzv. eratické bloky (slovo eratický pochází z latinského slova „erraticus“ a přeneseně znamená „přesunutý z jiného místa“). Do krajiny nepatří a navenek působí, jako kdyby do ní „zabloudily“ (Crummenerl, 2004).

### 3.2.4 Eolické uloženiny

Eolické uloženiny patří k velmi významným pleistocenním uloženinám, neboť často pokrývají velké plochy o mocnostech až desítek metrů (v ČR do třiceti metrů), jsou hospodářsky důležité a poskytují cenné údaje o přírodě i životě člověka. V eolických uloženinách rozlišujeme vápnité spraše, nevápnité sprašové hlíny (prachovice) a naváté písky. Všechny vznikaly v období glaciálů (Chlupáč et al., 2002).

#### 3.2.4.1 Sandry a údolí ve tvaru „U“

Během dob ledových existovala i období, kdy ledovce a ledové štíty odtávaly. Docházelo k tomu především během krátkých letních období. Vznikala ohromná množství tající, mléčně zkalené vody. Ta odtékala před ledovec, spojovala se do větších toků a splavovala s sebou písek a štěrk z ledovce i z jeho čelní morény. Takových toků bylo obvykle mnoho a tvořily téměř souvislý lem před čelem velkých ledovcových štítů. Zatímco hrubý štěrkový materiál zůstal ležet poblíž morény, písek a jemný štěrk byly tavnou vodou unášeny dál od ledovce, kde se ukládaly. Vznikaly z nich plošiny, které označujeme výrazem „sandry“ (odvozeno z islandského slova sandur, což znamená písek). Na rozdíl od morén se sandry skládají z valounů, které voda při svém transportu zaoblila (Crummenerl, 2004).

V nižší poloze ledovec pohybující se údolím obvykle prohloubí a rozšíří údolí tvaru V do tvaru U. Jiným běžným jevem jsou visutá údolí. Ta se vyskytují tam, kde byla ledovcová eroze v hlavním údolí rychlejší než v bočním údolí. Když ledovec odtáhne, přítok „visí“ nad hlouběji zařízlým hlavním údolím. Takové krajiny, lze dodnes spatřit v mnoha horských krajinách Evropy a Severní Ameriky, např. v některých oblastech Norska, severní Británie a ve Skalnatých horách Kanady a USA (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 10.** Výsledek tisíce let trvající práce, údolí ve tvaru písmene U (Hvalfjörður, Island) (Edmaier B.) (Jung-Hüttlová, 1996).

#### 3.2.4.2 Spraš

Bouřky zvěřily z tillů, sandru a praúdolí obrovské množství písku a okrově zbarveného prachu. Těžký písek se brzy usadil, ale lehký prach byl zavát větrem do nížin mezi pohořími. Tam se z něho stala spraš (Crummenerl, 2004).

Spraš se skládá z homogenního, velmi jemného křemenného prachu, který je proložen rozptýleným vápencem. Sprašové sedimenty doby ledové představovaly přirozené minerální hnojivo (Crummenerl, 2004). Typická je nevrstevnatost a svislá odlučnost. Spraše tvoří buď pokrivy, nebo závěje. Na svazích mohou vytvářet i několik pokrývů nad sebou, oddělených polohami fosilních půd – pak jde o sprašové komplexy (Kovanda, 1987). Tloušťka sprašových pokrývů se pohybuje od několika decimetrů do více než sta metrů (Crummenerl, 2004).

#### 3.2.4.3 Sprašové hlíny

Sprašové hlíny (prachovice podle Ložka, 1973) jsou rozšířeny hlavně v klimaticky vlhkých oblastech (např. v ČR Ostravsko a Opavsko), nebo v nadmořských výškách nad tři sta metrů. Skládají se rovněž z prachových částic, ale neobsahují  $\text{CaCO}_3$ . Protože v nich nejsou výrazné fosilní půdy a bývají navíc následkem zamokření postiženy oglejením (redukčními pochody vyvolanými podzemní vodou mělce pod povrchem), je jejich paleopedologická i stratigrafická interpretace obtížná (Chlupáč et al., 2002).

#### 3.2.5 Zdvihy zemské kůry

Led je materiál s poměrně malou hustotou, ale jeho vrstva o tloušťce tří kilometrů zemskou kůru přesto velmi zatíží; jako je z horských oblastí vlivem eroze odstraňován materiál a způsobuje vzestupné pohyby, nárůst hmoty (ledu) kůru zatlačuje. „Pouhou“ tíhou ledovcového štítu jsou v současnosti přibližně na úroveň mořské hladiny stlačeny povrchové horniny středního Grónska. Hustota ledu je v porovnání s hustotou hornin zemského pláště přibližně třetinová, takže pokud přidáme nad zemskou kůru tři kilometry ledu, způsobíme její ponoření do plastického pláště asi o jeden kilometr. Ve skutečnosti nemusí být účinek tak velký, protože zemský plášť, i když je poddajný, je také velmi vazký a reakce na měnící se hmotnost ledovců je pomalá. Nicméně ve Skandinávii, v Severní Americe, v okolí Hudsonova zálivu a na dalších místech

někdejších silných ledovců byla na vrcholu zalednění zemská kůra velmi silně zatlačena. V současné meziledové době led roztál a kůra se opět začala zvedat, ale velmi pomalu, takže zdvih stále ještě probíhá. Ačkoliv se s táním ledovců také zdvihala mořská hladina, pevnina na mnoha místech stoupala ještě rychleji a po zmizení ledu tento vzestup dále pokračoval. Důsledkem je, že na některých místech nacházíme vysoko nad mořem sérii vyvýšených pláží někdejších pobřeží. Stejně jako ostatní ledovcové jevy byla i tato vyzdvižená pobřeží podrobně zmapována: tato místa byla do pláště zatlačena silněji, a proto také nejvíce zpětně vyzdvižena, takže podle nich dobře poznáme, kde byl led nejsilnější (Macdougall, 2004).

### 3.2.6 Ledovcová jezera

Zatímco ledové příkrovy po dosažení svého maxima ve wisconsinském zalednění zmizely, na jejich jižním okraji se z tající vody vytvářela jezera. Odtok vody z nich se neustále měnil podle toho, kde led zmizel (nebo kde se během krátkých ochlazení znovu vytvořil), podle toho, jak se zemská kůra po ústupu ledovců nadlehčovala, a také podle způsobu, jakým koryta řek prohlodala skalní masivy (viz Příloha 11.5). Občas se hluboká jezera protrhla, prolomily se ledové hráze nebo jiné překážky a došlo ke katastrofálním povodním (Macdougall, 2004).

## 3.3 Permafrost

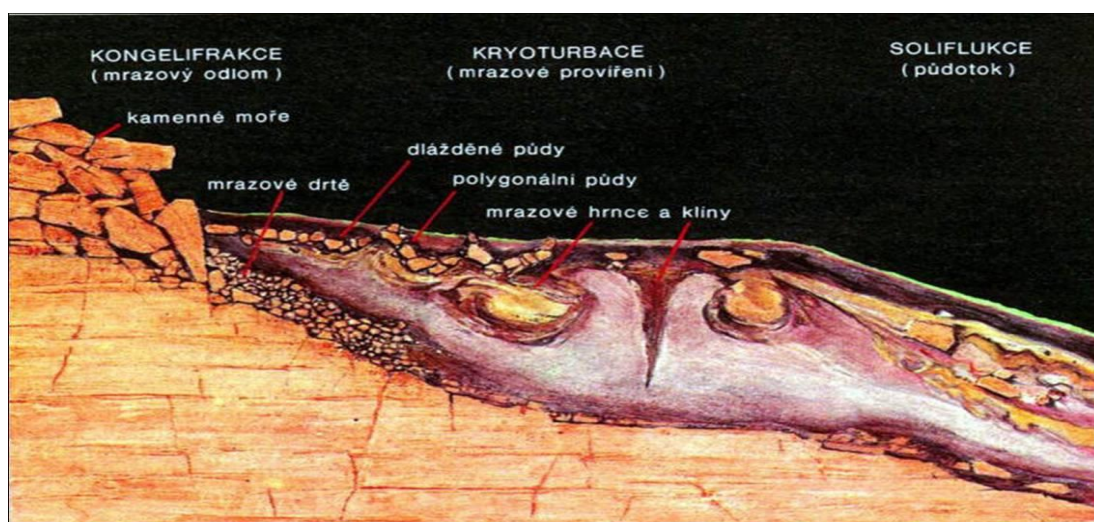
Na severní polokouli (viz Příloha 11.6) je poslední vegetační pásmo po hranici lesů a před ledovcovým příkrovem známé jako tundra. Na jižní polokouli má tundru jen jižní cíp Jižní Ameriky – Antarktida je vždy naprosto pokrytá ledem. Tyto severské pláne jsou v zimě pokryté sněhem a ledem, tzv. permafrostem. V krátkém létě led a sníh roztaje, ale voda nemůže odtéci, a tak v tundrových oblastech Aljašky, Kanady a Sibíře vznikají velké oblasti jezer, jezírek a mokřín. Opakované zmrznutí a tání horní vrstvy země určuje charakter kamenů a povrchu – polygonů – a nízkých kopců známých jako pingo. Pingo jsou kupy ledu, které jsou stále zvětšovány zespoda, tlačí a trhají kůru zeminy na povrchu (Staceová, 2000).



**Obr. 11.** Řez zmrzlou půdou (Staceová, 2000).

Název „permafrost“ je zkratkou z „perennially frozen ground“, tedy trvale zmrzlá půda, a tento pojem se užívá u půd, jejichž teplota zůstává pod bodem mrazu (za obvyklých podmínek nula stupňů Celsia) po období nejméně jednoho roku, dle Archera et al. (2010) po období dvou a více let. Podstatnou podmínkou pro vznik permafrostu je

přítomnost vody, protože bez přítomnosti vody podkročení bodu mrazu nevyvolá v půdě žádné významnější změny. Suchý písek, kamenná drť nebo zemina se nemění při podkročení uvedené hranice, neboť chybí substance pro spojování jednotlivých zrn. Ale tytéž vlhké materiály mění výrazně své vlastnosti v závislosti na tom, zda teplota je nad, nebo pod bodem mrazu. Úplné zmrznutí půdy snižuje nebo vylučuje celou řadu procesů, například migrace vody je zcela zastavena. To má vliv i na transfer tepla, neboť zmrzlá půda se chová jako tuhé těleso a transfer tepla probíhá v podstatě jen kondukcí. Tyto okolnosti hrají podstatnou roli při postupném ohřívání permafrostu v souvislosti s globálním oteplováním (Kadrnožka, 2008).



**Obr. 12.** Modelové schéma vybraných významných pochodů a tvarů geneticky podmíněných promrzáním v periglaciální zóně (Jakeš, 1984).

Trvalý permafrost dnes pokrývá až dvacet pět procent z celkové půdy Země (Grotzinger et al., 2007). Vytvořil se v oblastech nejnižších teplot, ve všech vysokých zeměpisných šířkách a na vysokých horách. Jižněji a v menších nadmořských výškách na horách na oblast trvalého permafrostu navazuje oblast dočasného permafrostu. Zde nejsvrchnější vrstva půdy obvykle každé léto roztaje do hloubky několika centimetrů a na této takzvané aktivní vrstvě se rozvíjí život rostlin a živočichů. Trvalý permafrost se nachází na Aljašce, v Kanadě, Grónsku, ve Skandinávii, v Rusku a v Číně. Dočasný permafrost nalezneme např. ve vnitřní části Islandu. Ještě dále na jih leží pásmo sporadického výskytu permafrostu, který má aktivní půdní vrstvu hlubší a mráz ji spoutává méně často. Různá hloubka, v níž zasahuje permafrost od severu k jihu, souvisí s oceánskými proudy, vzdáleností od oceánů a s nadmořskými výškami. Skandinávie je prozatím pokryta v malé míře jen občasným permafrostem, protože je omývána teplým Golským proudem. Skutečnost, že trvalý permafrost pokrývá téměř celé Grónsko, souvisí se studenými oceánskými proudy kolem Grónska (Kadrnožka, 2008).

V pásmu trvalého permafrostu je zmrzlé vše do značné hloubky, snad s výjimkou hlubokých a velkých jezer. Hloubka, do níž je půda zmrzlá, může činit jen několik metrů, ale může to být i několik stovek metrů. Na Sibiři a v Kanadě může být půda promrzlá do hloubky pět set metrů (Staceová, 2000). Tloušťka permafrostu závisí nejen na teplotách vzduchu nad povrchem, ale podstatně závisí též na velikosti tepelného toku přicházejícího ze spodních zemských vrstev, na součiniteli tepelné vodivosti hornin (Kadrnožka, 2008).

Zmrzlá půda ve formě rašeliny zadržuje velké množství fosilního uhlíku a při jejím tání začne unikat kysličník uhličitý a metan (další skleníkový plyn) (Archer et al., 2010)

Změny v permafrostu závisí a budou záviset na rychlosti oteplování a na úrovni, jaké globální oteplení dosáhne. Vzhledem k velmi rozdílné tloušťce permafrostu se

budou změny permafrostu v jednotlivých oblastech dosti podstatně lišit. V oblastech, kde se permafrost vyskytoval dříve jen sporadicky, se již dnes nevyskytuje. Dnešní dočasný permafrost přechází v některých oblastech na občasné a při určité úrovni oteplení zmizí. Při větším oteplení se bude zvětšovat i rozsah trvalého permafrostu, na kterém v létě roztaje povrchová vrstva. S rostoucím oteplením se bude zvětšovat i hloubka takto roztáté vrstvy. Jelikož se v procesu globálního oteplování budou oblasti, jež pokrývá permafrost velmi měnit, bude permafrost, díky uvolňování metanu po jeho roztání, sehrávat významnou roli v dalším vývoji globálního oteplování (Kadrnožka, 2008).

V tundře nejsou tak vysoké stromy, země je zde po většinu roku zmrzlá, proto tu rostliny mají velmi krátké vegetační období. Mechy, lišejníky a trávy rostou jen v létě. Těch několik stromů, které přežijí, je zakrslých, jak nemohou růst v dlouhých, temných zimách s ledovými větry. Jak se tundra blíží polární oblasti, stromy se ztratí docela (Staceová, 2000).

Stále zamrzlá půda až do hloubky několika metrů způsobuje velké potíže. Pouze na několik letních měsíců její vrchní vrstva rozmrzne a promění se v bahnitý močál. Na Sibiři a na severu Aljašky jsou kvůli tomu zaváděny komplikované metody, jak stavět na takové půdě budovy (Jung-Hüttlová, 1996). „Opilé“ stromy na Aljašce nejsou nakloněné po použití alkoholu. Tyto stromy byly zakotveny po desetiletí ve zmrzlé půdě, ale nyní tundra taje a stromy ztratily své zakotvení. Důsledky silného větru na takový les je evidentní. Také domy postavené kdysi na zmrzlé půdě se při tání permafrostu boří (Kadrnožka, 2008). Na západním pobřeží Grónska se tento problém nevyskytuje v takové míře jako na Sibiři a Aljašce, protože většina pevniny je tvořena pevným skalnatým podložím. Ledovce, které kdysi pokrývaly území v této části Grónska, jeho podloží uhladily a zpevnily, takže nepevný materiál zůstal jen v údolích (Jung-Hüttlová, 1996).



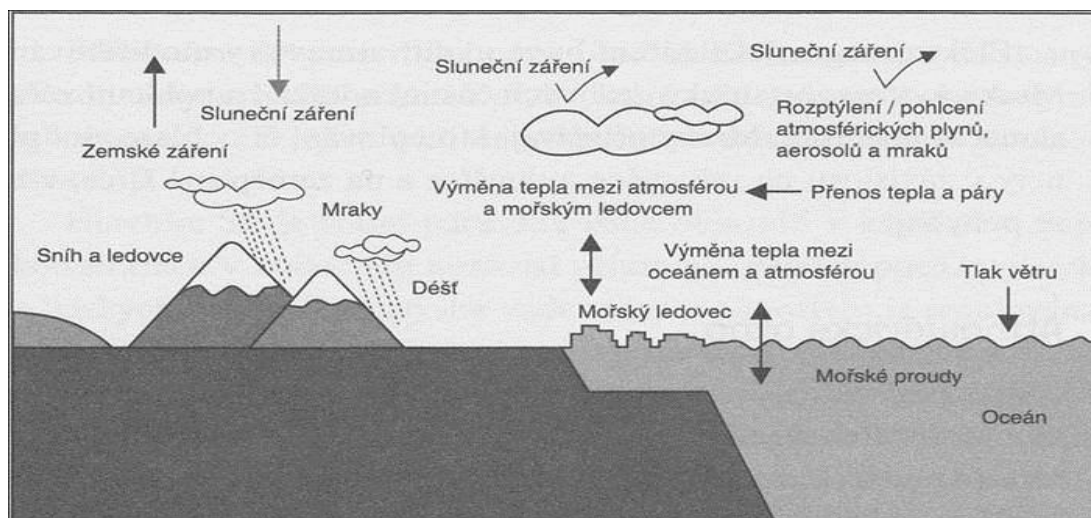
## 4. Příčiny zalednění

Ačkoli změny tvaru oběžné dráhy naší planety, sklonu zemské osy a její precese prokazatelně ovlivňují zemské klima, nelze jimi podle vědců beze zbytku vysvětlit neobyčejný rozsah a rychlost klimatických změn v poslední době. Musí zde hrát roli procesy odehrávající se na planetě samé, které významně zesilují dopad změn astronomických. Některé z nich jsou nám známy: změny směru oceánských proudů, změny směru proudů vzdušných, nárůst skleníkového efektu v důsledku produkce skleníkových plynů (především  $\text{CO}_2$ ) (Mithen, 2006), pohyb kontinentů (Němec, 1947) a zvětšení plochy ledovců, což má za následek větší odraz slunečního záření. Kombinovaný dopad změn oběžné dráhy Země a posilujících mechanismů, jak jsme je uvedli, je příčinou kolísání klimatu, jak ho vidíme od dob ledových k dobám meziledovým, k němuž dochází každých 100 000 let, často s pozoruhodně rychlým přechodem od jedné epochy ke druhé (Mithen, 2006).

Nejseměrodatnějším ukazatelem klimatu je teplota vzduchu. Teploty ubývá se zeměpisnou šířkou. Průměrné roční teploty na pólech jsou hluboko pod nulou stupně Celsia, a proto jsou póly trvale pokryty ledem. Teploty ubývá také s nadmořskou výškou, a proto ve vysokých horách se vyskytují místa, kde se udržuje sníh po celý rok. Krajinu těchto míst vyznačuje sněžná čára. Na rovníku se nachází sněžná čára ve výšce čtyři tisíce až pět tisíc metrů, v našich krajinách okolo dva a půl tisíce metrů a na Islandě cca šest set metrů. Sněžná čára snižuje se tedy tím více, čím blíže k pólům (Němec, 1947).

### 4.1 Kryosféra

Kryosféra zahrnuje ledovou vrstvu pokrývající Antarktidu a Grónsko, tlustou stovky až tisíce metrů, horské ledovce, různé formy mořského ledu, sněhovou pokrývku pevných povrchů a permafrostu. Každá z těchto složek má na rovnováhu klimatu jiný vliv a nejdůležitější úlohu hrají led a sníh, neboť odrážejí největší část slunečního světla. Povrchy pokryté kryosférou ochlazují svá okolí, a snižují tak jeho teplotu, což má za následek rozšiřování jejich plochy a nastartování procesu pozitivní zpětné vazby. Protože během zimy zaujímá zasněžená plocha velkou část kontinentálního povrchu severní polokoule, může sehrát důležitou roli v meziročních změnách teplot. Velké ledové vrstvy naopak vykazují termickou odezvu přinejmenším až po několika tisíciletích a z pohledu geologie tvoří opačný pól časové osy. Je to dáno jejich značnou hmotou (Barros, 2004).

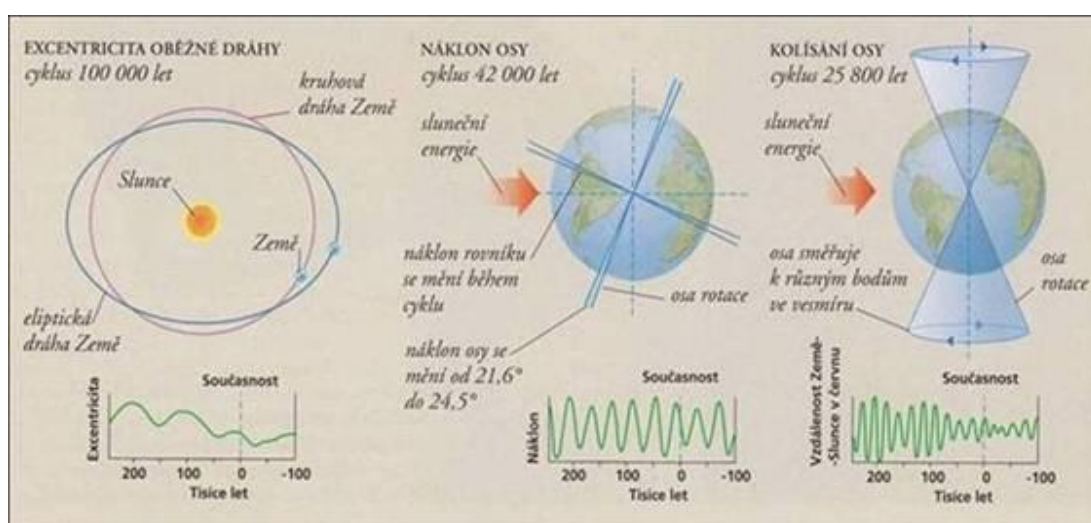


**Obr. 13.** Schéma složek globálního klimatického systému, jejich procesů a interakcí (Barros, 2004).

## 4.2 Astronomické rytmy - Milankovičova teorie

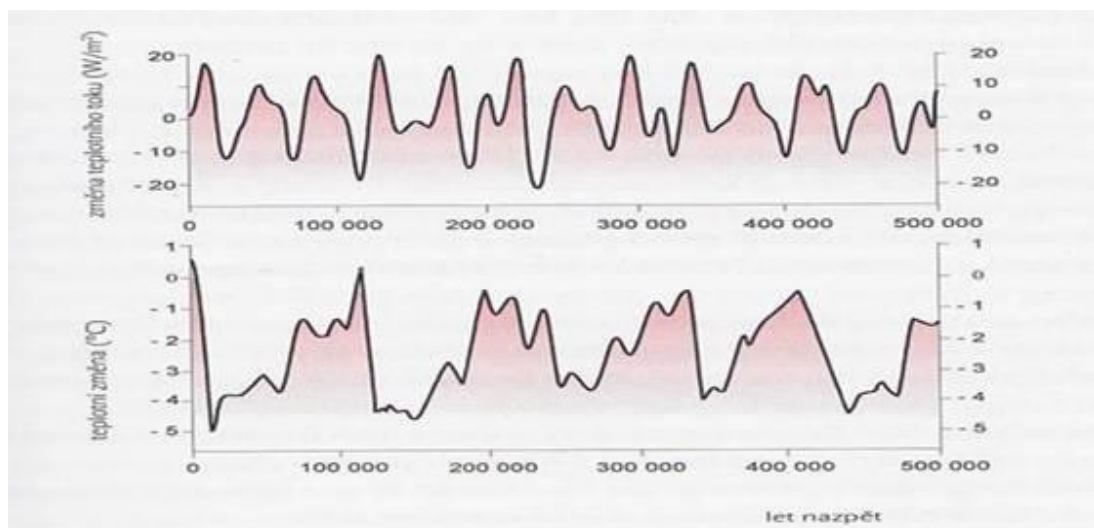
Srbský matematik a klimatolog Milutin Milankovič (1879 – 1958) se rozhodl prozkoumat možný vztah mezi podnebím a množstvím slunečního záření dopadajícího na Zemi. Určil tři cyklické změny, které mohou mít na podnebí vliv, a vypočítal období, kdy se tyto cykly kombinovaly tím způsobem, že na Zemi dopadalo buď maximum, nebo minimum slunečního záření. Tato období se shodují s dobami ledovými (Luhr [ed.], 2004).

Oběžná dráha Země se mění z téměř kruhové v mírně eliptickou v cyklu trvajícím přibližně sto tisíc let. Ovlivňuje to vzdálenost Země od Slunce. Náklon zemské osy se zvyšuje či snižuje v cyklu dlouhém 42 000 let a důsledkem je posun oblastí, kam sluneční paprsky dopadají kolmo. K vychýlení rotační osy Země dochází v cyklu trvajícím 25 800 let, což vede ke změně dat slunovratů a rovnodenností (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 14.** Změny v oběžné dráhy. Oběžná dráha a rotace Země nejsou zcela konstantní, ale v průběhu času dochází k jejich cyklickým výkyvům. Oběžná dráha se mění z elipsy na kružnici (je popsána jako více či méně excentrická), mění se také náklon a poloha osy Země. Tyto změny mají vliv na teplotu a mohou se časově krýt s takovými jevy, jako je například doba ledová (Luhr [ed.], 2004).

Výchylka v oběžné dráze Země kolem Slunce a v rotaci Země kolem své vlastní osy se projevují cyklickými změnami podnebí. Když k těmto změnám dojde zároveň, vede to k takovému poklesu teplot, že může nastat nová doba ledová. Dle Crummenera et al. (2004) je tedy pro vznik doby ledové výhodné, když se oběžná dráha Země nachází ve větší vzdálenosti od Slunce a zemská osa je takřka kolmá. Poté se na póly dostane jen málo slunečního záření, sníh zde tudíž neroztává a postupně pokryje pevninu ledem.



**Obr. 15.** Změny tepelného příkonu dopadající ze Slunce na Zemi podle Milankoviče a průběh teplot na Zemi (Kadrnožka, 2008).

Na obr. 15 je provedeno porovnání časového průběhu změny tepelného příkonu ze Slunce za minulých pět set tisíc let a časového průběhu teplotních změn za stejnou dobu. Je vidět, že docházelo jen k velmi malé shodě v obou průbězích. Z toho vyplývá, že astronomické cykly mohou přispívat k teplotním procesům na Zemi, ale nikoliv rozhodujícím způsobem. Teplotní cykly na Zemi jsou vyvolávány a v rozhodující míře ovlivňovány pozemskými procesy. Je zde zřejmé, že délka Milankovičových cyklů je podstatně kratší než délka glaciálních a interglaciálních cyklů a špičkové hodnoty solárního toku neodpovídají interglaciálním obdobím. Spíše se zdá, že je tomu naopak (Kadrnožka, 2008).

### 4.3 Změny slunečního záření

Procesy, při nichž dochází k uvolňování energie Slunce, nejsou zcela stálé. Toto kolísání tepelného výkonu Slunce je dáváno především do souvislosti s časově proměnným výskytem slunečních skvrn. Kolísání slunečního tepelného toku v důsledku počtu a rozsahu slunečních skvrn je oproti astronomickým cyklům, vyjádřených souhrnně pomocí Milankovičovy teorie, rychlé, neboť změna od minima do maxima v jedenáctiletém cyklu proběhne za pět až šest roků. Poněkud jiný, ale nikoliv zásadně odlišný by mohl mít vliv 22, 80, 300, 1400 nebo 1 800leté periody (Kadrnožka, 2008).

### 4.4 Cirkulace atmosféry a změny pohybu mořských proudů

Mořské proudy vznikají působením sluneční energie, větrů a Coriolisovy síly, jež má velký význam pro pasáty. Kontaktem vod různé kvality může docházet k tvoření výrazných teplotních rozhraní. Studenější, hustší voda klesá ke dnu a teplejší voda stoupá. Pro pohyb vod oceánů má význam také salinita; slanější voda má větší hustotu a tendenci klesat ke dnu. Za určitých okolností vítr způsobuje přemístění povrchových vrstev, kdy chladnější voda z hlubších vrstev vystoupí nahoru. Často jej způsobují pobřežní větry. Stoupání studených vod zpomaluje vzestupný pohyb teplých vod a může vést k ariditě pobřežních oblastí (například pobřežní pouště v Maroku a Peru). Stejný účinek mají studené povrchové proudy, naproti tomu teplé proudy, jako například Golfský, oteplují oblasti na pobřeží. Stoupání studených vod má blahodárné účinky pro život v moři, neboť k hladině se vynášejí minerální soli, což vede ke zvýšení množství rostlinného planktonu, který je základem produktivity mořských ekosystémů. Místní

faktory samozřejmě obohacují tento soubor velkých atmosférických a oceánských proudů nepřeberným množstvím variant. Vazba mezi atmosférou a oceánem je nekonečně složitá. Má velký význam také pro rovnovážné stavy na zeměkouli v různých oblastech (Acot, 2003).

Podnebí se mění díky cyklickým změnám v rozložení tlaku během různých období. Příkladem takového podnebného cyklu je severoatlantická oscilace (NAO), jejíž příčinou jsou rozdíly v tlaku mezi Azorskou výší a Islandskou níží. Je-li tlak nad Azorami vyšší a nad Islandem nižší než obvykle, ukazatel NAO je kladný (vysoký). V tomto období proudí nad Atlantikem silný jet stream přinášející do Evropy mírné vlhké zimy a do Středomoří teplé suché zimy. Pokud je rozdíl mezi tlaky nízký, ukazatel NAO je záporný (nízký). To znemožňuje vanutí jet streamu, takže v zimě proudí od Evropy studený vzduch z Asie a ve Středomoří více prší. Severoatlantická oscilace je nepředvídatelná, ale má tendenci projevovat se vždy jednou za dva roky (Luhr [ed.], 2004).

V nízkých hladinách troposféry vanou teplé pasáty od východu k západu (a způsobují, že hladina oceánu leží v Indonésii o čtyřicet centimetrů výš než u peruánského pobřeží), dochází k výstupným pohybům vzduchu; ve výšce pak větry směřují od západu k východu (někdy se jim říká antipasáty), dokud se vzduchové masy nepromísí a po ochlazení nesestoupí níž (tento jev meteorologové nazývají termínem „subsidence“, který převzali z geologické terminologie). Tak funguje Walkerova „buňka“, respektive Walkerova atmosférická cirkulace. Teprve norský meteorolog a geofyzik Jacob Bjerknes (1897 – 1975) prokázal souvislost mezi El Niño (zkratka EN) a Walkerovou „Jižní oscilací“ (SO). ENSO tedy označuje jediný obrovský systém zahrnující Walkerovu buňku a El Niño (Acot, 2003) a zahrnuje v sobě i La Niña, protiklad El Niña (Luhr [ed.], 2004).

V normální době tedy závisí blahodárné proudění studené vody podél ekvádorského a peruánského pobřeží k rovníku na silných pasátech směřujících od východu k západu, teplé povrchové vody se vracejí podél pobřeží k jihu. Když jsou pasátové větry slabé, vzniká silný El Niño. Dojde k totálnímu poruše Walkerovy buňky. Severozápadní břehy jihoamerického kontinentu jsou bičovány přivalovými dešti a pustošeny záplavami, zatímco v Austrálii panují sucha. Při silném El Niño blokují vrchní vrstvy vzestup chladných vod. Fenomén má okamžitý hospodářský dopad: kvůli nedostatečnému obohacení mořské vody fosfáty a nitráty se sníží množství planktonu, jimiž se živí ryby. Je to katastrofa nejen pro rybáře, ale i pro mořské ptactvo, které zůstane bez potravy. To ale nejsou jediné důsledky silného El Niño. Klimatologové jsou dnes přesvědčeni, že vliv tohoto jevu může být pocíťován daleko od tichomořských břehů, a dokonce působit meteorologické anomálie ve světovém měřítku. Další záhadou je i četnost „roků El Niño“ a proč se frekvence jeho výskytu stále zvyšuje (Acot, 2003).

## **4.5 Změny konfigurace pevnin**

Zemská kůra se dělí na sedm velkých a několik malých desek. Na těchto deskách se nacházejí naše kontinenty a oceány. Pohybují se rychlostí několik centimetrů za rok po poloplastickém materiálu svrchního zemského pláště. Během milionů let se z těchto centimetrů staly tisíce kilometrů. Tímto způsobem mění pevniny neustále svou polohu (Crummenerl, 2004).

Je vědecky prokázáno, že spojené ledové plochy působí jako obrovské zrcadlo. Veškeré dopadající světlo odráží zpět do vesmíru. Díky tomuto „albedo efektu“ (z latinského výrazu „albus“ – „bílý“) je na Zemi ještě chladněji. Jakmile se díky pohybu kontinentů dostane do blízkosti extrémně studených pólů pevnina, začnou se na ní tvořit ledovce a doba ledová začíná (Crummenerl, 2004).

## **4.6 Sopky a zemětřesení**

Daleko bezprostřednější hrozbu, i když rozsahem omezenější, představují rozsáhlá zemětřesení a sopečné výbuchy. Ničivost zemětřesení je naštěstí omezena na poměrně malá území. Pokud však k otřesům dojde v moři, mohou vzniknout obrovské vlny tsunami, které jsou schopny překonat celé oceány a napáchat škody ve vzdálených oblastech Země. Nepříznivé důsledky daleko od místa erupce mohou vyvolat také obrovské sopečné výbuchy (Macdougall, 2004). Silná vulkanická erupce může způsobit dlouhodobý pokles světové teploty na několik let. Velká oblaka jemného prachu brání pronikání krátkovlnného slunečního záření na zemský povrch, nikoli však pronikání dlouhovlnného tepelného záření ze Země do kosmického prostoru, a proto dochází k ochlazení. Vedle prachu se na ochlazení podílí i oxid siřičitý, který reaguje se stratosférickou vodní párou, a tak vzniká hustá mlha, která může zůstat ve stratosféře mnoho let. Tato mlha odráží část slunečního záření zpět do kosmického prostoru, teplota ve stratosféře se snižuje a ochlazení se projevuje i v nižší troposféře. Část sopečného prachu a plynů se dostává při velkých erupcích až do stratosféry, kde jsou tyto sopečné emise vzdušnými cirkulacemi rozneseny do širokého pásu obepínajícího celou zeměkouli. Zde setrvávají několik let a způsobují dočasný pokles teploty na velké části planety (Kadrnožka, 2008). Nelze tedy vyloučit, že pokud by k celosvětovému ochlazení po výbuchu sopky došlo v situaci, jež by byla příznivá pro vznik zalednění, mohlo by na Zemi dojít k nové době ledové (Macdougall, 2004).

## **4.7 Impakty**

Při studiu geologického záznamu máme jen málo důvodů k pochybování o tom, že v budoucnosti Země dojde ke srážkám s vesmírnými tělesy, jinak řečeno impaktům. Velké impakty jsou vzácné, ale jejich možné důsledky jsou tak ničivé, že představují zcela jiný typ geologického rizika než téměř všechna ostatní myslitelná nebezpečí. Srážky srovnatelné s tou, která ukončila období křídý, vyvrhnou do atmosféry tolik prachu a úlomků, že kromě světla požáru zažehnutého impaktem by byl celý svět na nějakou dobu uvržen do tmy. I mnohem menší impakty by mohly zeslabit sluneční svit do té míry, že zemědělská produkce by byla více než na jednu vegetační sezonu zastavena – důsledky by byly katastrofální a byla by zasažena lidská společnost na celém světě (Macdougall, 2004).

## **4.8 Koncentrace oxidu uhličitého**

Oproti astronomickým cyklům průběhy teplotních změn a koncentrací oxidu uhličitého a metanu zjištěné z vrtů do ledovců z hlediska průběhů velmi dobře korespondují. Ostré špičky teplotních změn velmi přesně časově souhlasí se stejně ostrými špičkami koncentrací oxidu uhličitého a metanu. Shoda časového průběhu teplotních změn a časových průběhů uvedených koncentrací skleníkových plynů je až překvapivá (Kadrnožka, 2008).

Vědci jsou toho názoru, že kdyby nebylo lidské činnosti, byla by křehká rovnováha mezi ukládáním a uvolňováním uhlíku za současných podmínek zachována a blahodárný účinek skleníkového efektu v podstatě stabilizován. Právě lidská činnost dnes způsobuje znepokojivé uvolňování uhlíku. Veškeré hořící fosilní palivo totiž přispívá ke zvyšování koncentrace uhlíku v atmosféře. V důsledku lidské činnosti, tedy všech procesů produkce energie a emisí způsobených používáním fosilních nebo rostlinných paliv se tak dnes do atmosféry uvolňuje více než 6,3 miliard tun uhlíku ročně. Navíc pozorujeme, že nárůst tohoto typu emisí je velmi silný. Dnešní emise související s činností člověka se samozřejmě nezdají příliš vysoké v porovnání se sto miliardami tun, které jsou uvolňovány přirozenou cestou – sopečnou činností, lesními

požáry a především metabolismem živých organismů. Je to šestnáctkrát více uhlíku než množství, které je uvolněno činností člověka, to však stačí ke spuštění znepokojivého narušení rovnováhy (Acot, 2003).

#### **4.9 Omezené geologické zdroje**

Je možné, že vzestup teploty, ke kterému vlivem přísunu oxidu uhličitého do atmosféry nepochybně dojde, bude působit jako protiváha trendu ochlazování, jenž by vyústil do nové ledové doby. Na základě dlouhodobých geologických záznamů totiž víme, že nové zalednění je doslova „přede dveřmi“. Je však málo pravděpodobné, že by se účinky obou dějů vzájemně vyrovnaly. Většina odborníků, kteří se touto otázkou zabývali, je přesvědčena, že oteplování vyvolané oxidem uhličitým „zvítězí“, a že se proto nacházíme v jakémsi superinterglaciálu, v době extrémně meziledové, jež bude trvat tak dlouho, dokud nevyčerpáme většinu zdrojů fosilních paliv. Do té doby, tedy po několik budoucích století, dosáhne koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře ve srovnání s hodnotou v průmyslové éře přinejmenším trojnásobku a velká část nadbytečného oxidu uhličitého bude postupně pohlcena oceánem. Protože další přírůstek oxidu uhličitého do atmosféry se sníží, Zemi bude časem znovu umožněno, aby se vrátila do poněkud opožděné doby ledové (Macdougall, 2004).

## 5. Výzkum klimatických procesů

Za přírodní archivy planety Země se považují všechny přirozené sedimenty, jejichž zkoumáním přírodovědnými metodami lze dospět k závěrům o klimatických poměrech v minulosti (Behringer, 2010).

Abychom mohli klimatické změny vysvětlit, potřebujeme mít spolehlivé údaje o typech klimatu v minulosti. Jde o podmínku naprosto zásadní, neboť správné fungování počítačových modelů předpovídání vývoje klimatu se testuje na starých údajích, a když systém správně „předpoví“ už známý stav klimatu, lze předpokládat, že funguje (Acot, 2003).

Vědci objevili několik vcelku přesných „paleoteploměřů“, s jejichž pomocí se podařilo klima v geologické minulosti, a zejména v kenozoiku poměrně úspěšně rekonstruovat. Spolu s jinými druhy důkazů, jako je například pozorování rozšíření určitých živočichů nebo rostlin, o kterých je známo, že osidlují přednostně území s určitou teplotní charakteristikou, poskytují tyto „teploměry“ téměř úplný záznam teplotních výkyvů během kenozoika. Jako tento fosilní teploměr může být využito v zásadě cokoliv, co reaguje na okolní teplotu nějakým stabilním předvídatelným způsobem a nějakým způsobem se uchovává ve fosilním záznamu (Macdougall, 2004).

### 5.1 Ledovcová jádra

Vzduch v nejhlubších vrstvách ledu je prastarý. Jeho podrobná analýza dokáže poskytnout informace o klimatu, které dříve bylo na Zemi. Kromě starého vzduchu jsou v ledu konzervovány i další stopy minulosti: prach ze sopečných výbuchů, ke kterým došlo před staletími nebo tisíciletími, pyl z květů, které nás informují o vegetaci a klimatu v historii v okolí ledovce (Jung-Hüttlová, 1996).

Hlubinné vrty v grónském a antarktickém pevninském ledovci, které v Antarktidě dosahují síly až 4 800 metrů a na Grónsku 3 600 metrů (Jung-Hüttlová, 1996), nám umožňují získat cenné informace o složení a současně i o průměrné teplotě starých typů klimatu. Množství izotopu kyslíku ( $^{18}\text{O}$ ) nebo deuteria – „těžkého“ izotopu vodíku – ve vzduchových bublinách, které se vyskytují ve starém ledu, se mění v závislosti na teplotě (viz Příloha 11.7). Analýzou vzduchových bublin tedy lze zjistit, jaké v minulosti panovaly teploty (Acot, 2003), včetně stoupající úrovně oxidu uhličitého (Luhr [ed.], 2004) a atmosférického znečištění. Na ledovcových jádrech lze také rozpoznat roční usazeniny podle střídání tmavších a světlejších vrstev. Dále je možné z prachu v ledu určit pomocí radiokarbonové metody stáří organických látek. K tomuto materiálu náleží i vulkanický popel, který lze blíže zařadit pomocí termoluminiscenční metody. Poznatky o sopečné činnosti se získávají analýzou podílu síry. Led z dosud nejhlouběji vyvrtaného ledového jádra z 3 270 metrů je asi 800 000 let starý a poskytuje informace o posledních osmi velkých cyklech ledových dob (EPICA, 2004).

### 5.2 Izotopová kyslíková metoda

Pomocí izotopů atomu kyslíku lze vypočítat teplotu mořské vody v minulých dobách. Mořská voda totiž obsahuje dva vyhraněné typy atomů kyslíku o různém počtu neutronů:  $^{16}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$ . Oba jsou zastoupeny v organismech mořských živočichů ve specifickém poměru v závislosti na teplotě. Podíl těžkých izotopů kyslíku v průběhu usazování v organismu s přibývajícím chladem narůstá (Imbrie et Palmer-Imbrie, 1981). Tato metoda nejprve přivedla revoluci v analýze sedimentů a vedla k rozšíření techniky hlubinných mořských vrtů, jež umožnila senzační výsledky v oblasti zkoumání ledové doby (Emiliani, 1955). V současnosti je výzkum obsahu izotopu kyslíku uznáván jako jedna z nejvýznamnějších metod pro studium podnebí minulosti naší planety (Macdougall, 2004).

### **5.3 Korálové horniny**

Vrtná jádra z korálových hornin poskytují cenná svědectví o složitosti vzájemného působení světového oceánu, atmosféry a polárních ledových čepiček. Dnes už umíme přesně určit stáří fosilních korálů, které se vyvíjely v průběhu poslední doby poledové (Acot, 2003). Díky jejich jádru z uhlíčitanu vápenatého, jehož hustota kolísá dle klimatických podmínek (Kadrnožka, 2008), lze tedy pevně stanovit i křivku změn mořské hladiny za posledních 18 000 let (Acot, 2003).

### **5.4 Dendroklimatologie**

Velmi cenným pomocníkem je také dendroklimatologie. Umožňuje sestavit referenční křivky pro několik století, a dokonce i několik tisíciletí, propojí-li se – na základě částečného překrývání – křivky letokruhů mladších a starších stromů stejných dřevin (abychom srovnávali jen to, co srovnat lze) (Acot, 2003). Každý letokruh představuje jeden rok růstu stromu, přičemž široké letokruhy ukazují příznivý rok pro růst, úzké letokruhy nepříznivé podmínky (Kadrnožka, 2008).

### **5.5 Pylová zrna a lišejníky**

„Paleopalynologie“ je pro rekonstrukci forem klimatu v minulosti velmi užitečným vědním oborem. Jedná se o studium pylových zrníček a spor, které mají velmi odolný obal, takže se zachovaly někdy i tisíce let a tím umožňují rekonstruovat velmi stará rostlinná společenství, to znamená také staré formy klimatu (Acot, 2003).

Další možností výzkumu klimatu je měření rovnoměrně rostoucích lišejníků (lichenometrie) (Behringer, 2010).

### **5.6 Tvar listu rostlin**

Bylo dokázáno, že mezi průměrnou roční teplotou a tvarem listů existuje významný vztah, přičemž nejcitlivějším ukazatelem je charakter okraje listu. V tropických oblastech s vysokými teplotami i úhrnem srážek převládají listy široké s hladkými okraji bez zoubkování často s úzkým protáhlým hrotem, kterému se někdy říká prodloužený hrot, jenž zajišťuje plynulý odtok vody z listů. Naproti tomu listy chladnějších oblastí jsou obvykle drobnější, užší a mívají zubaté okraje. Ze studia současných lesů vyplývá, že tyto rysy platí pro listy celého světa, i když druhové složení flóry je na různých místech zcela odlišné. Lze proto předpokládat, že podobný vztah existoval i v minulosti Země. Že je tento předpoklad rozhodně správný, dokazují podrobné výzkumy kenozoických zkamenělých listů a odvozených teplot (Macdougall, 2004).

### **5.7 Radioaktivní datování**

Ke korelaci údajů o klimatu a času se často používá radioaktivní datování, které využívá radioaktivní izotop uhlíku, draslíku, kyslíku a uranu (Kadrnožka, 2008). Díky znalosti specifického poločasu přeměny lze určit stáří dané horniny. Nezbytný byl také dosažený pokrok týkající se geochemických zvláštností a bodu tání minerálů a hornin. Na základě poločasů přeměny prvků lze totiž určit stáří hornin až do jejich ztuhnutí. Tím současně dospějeme z k závěrům o klimatických procesech (Meissner, 2004).



## **5.8 Radiokarbonová metoda**

Radiokarbonovou metodu lze úspěšně využívat k určení stáří organických zbytků pro celé období od počátku vývoje dnešního člověka. Týká se to jak kosterních pozůstatků, tak lidských výrobků. V rostlinách se usazuje uhlík působením fotosyntézy, do lidského a zvířecího organismu se pak dostává dýcháním. Proces výměny přeruší až smrt organismu. Dobu jeho smrti lze určit pomocí analýzy izotopu uhlíku  $^{14}\text{C}$ . Časové hranice radiokarbonové metody jsou dány poločasem přeměny prvku  $^{14}\text{C}$ , jedná se tedy přibližně o 40 000 – 50 000 let (Behringer, 2010).

## **5.9 Analýza sedimentů**

Analýza sedimentů umožňuje vyvodit závěry o stavu paleoklimatu tím, že dokládá existenci někdejšího teplého nebo studeného, vlhkého nebo suchého klimatu, vypovídá o zbytcích rostlinných nebo zvířecích organismů, o sedimentech sopečného původu, mořských a jezerních hladinách, říčních terasách, půdních horizontech ústupu ledovců. Paleobotanika a paleozoologie slouží k určování rostlinných a živočišných usazenin, přičemž se s rozhodováním o tom, které fosilie mají být vodítkem, setkáváme již od 17. století (Lauer et Bendix, 2004). Oproti této starší tradici otevřela nové možnosti bádání technika hlubinných mořských vrtů, neboť „paměť moře“ nabízí vhled do vývoje půd, charakteru vody a způsobu života, a tím také podává zprávu o typu klimatu v jednotlivých obdobích (Seibold, 1991).

Kolísání klimatu za posledních 40 000 – 100 000 let lze sledovat také pomocí dalších metod, například podle počtu varv (tj. vyhodnocováním vrstev usazenin v jílových sedimentech, což umožňuje popsat jednotlivé roky) (Behringer, 2010).

Informace o teplotě a srážkách poskytují také krápníky v jeskyních a písečné duny (Kadrnožka, 2008).

## **5.10 Anizotropie magnetické susceptibility**

Anizotropie magnetické susceptibility (dále AMS) je petrofyzikální metoda pro nepřímé určování přednostní orientace magnetických minerálů v hornině. Aplikace AMS je úspěšná při studiu proudění usazených hornin (Hrouda, 2005). Příkladem může být výsledek měření magneticky orientovaných minerálů z prekambriických ledovcových sedimentů pocházejících z celého světa, které ukazuje, že před 730 – 580 miliony let existovalo několik období sněhové koule (s ústupem ledovců mezi nimi) a že dřívější období zalednění nastala možná mezi 2 450 a 2 220 miliony let (Luhr [ed.], 2004).

## 6. Popis zalednění země v jednotlivých historických obdobích

Země prodělala během své dlouhé geologické historie výrazné změny, které měly vliv na polohu a tvar kontinentů, rozsah a hloubku oceánů, a tím i na podnebí a organismy (Palmer, 1999). Je nesporné, že i doby ledové se podílely na těchto změnách svou mocnou silou (viz Příloha 11.8).

### 6.1 Doby ledové v historii Země

Za doby ledové (glaciální) se nejčastěji považují období periodického zalednění velkého rozsahu, která se dostavovala v časových intervalech sto tisíc až stovek milionů let. Někdy je za velkou dobu ledovou považováno dlouhé období zahrnující řadu dob ledových. Podle předchozího pojetí (v interglaciálních obdobích) se vyskytovala celá řada ochlazení a zalednění menšího rozsahu a ta jsou označována za malé doby ledové. Název malá doba ledová se bohužel používá také pro malá a krátkodobá ochlazení, jako je například Maunderovo teplotní minimum v období 1670 až 1710, nebo Daltonovo minimum v období 1780 až 1830 (Kadrnožka, 2008). Dle Crummenera et al. (2004) doba ledová představuje určitý časový úsek, který charakterizují dlouhá chladná období (glaciály) a krátké teplé úseky (interglaciály) (viz Příloha 11.9).

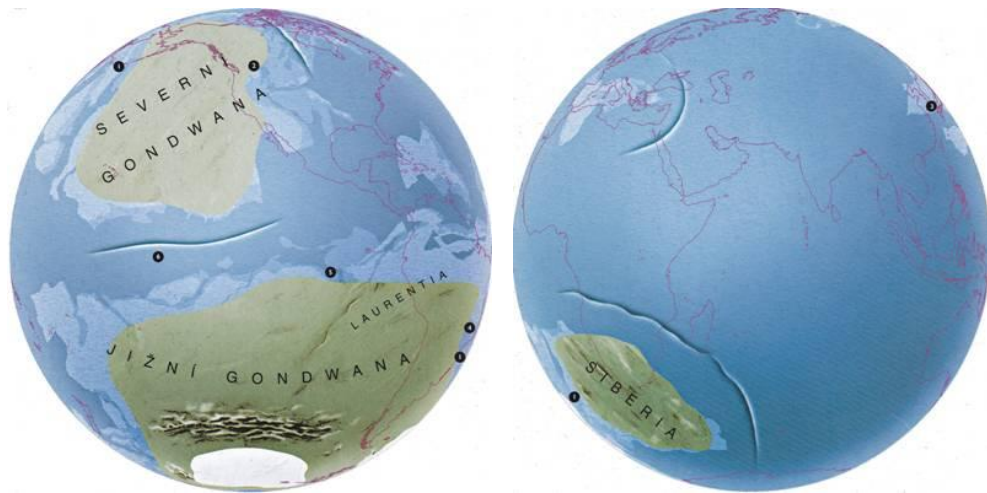
Dnes díky různým podrobnostem získaným z geologického záznamu víme, že doba ledová několika posledních milionů let byla daleko složitější a představa, že existoval jediný ledovcový štít, který se šířil od pólu, je evidentně nesprávná. Ve skutečnosti existovala řada center, v nichž se led hromadil, a to v Severní Americe, v Evropě i v Asii, a z těchto míst „odtéká“ všemi směry. Víme také, že množství ledu se opakovaně v nápadně pravidelných intervalech zvyšovalo a snižovalo. Podle toho se v oblasti vysokých zeměpisných šířek měnilo podnebí od poměrů ne nepodobných dnešním až po krutý chlad. Vegetační zóny severní polokoule – tundra poblíž ledovců, pak jehličnaté lesy, opadavé lesy a ještě dále na jih subtropické lesy – se stěhovaly nahoru a dolů po kontinentech jako útočící a ustupující armády a ledovce narůstaly a zase tály. Poblíž rovníku byly tyto změny daleko méně nápadné, ale ve středních šířkách markantní. Největšího rozšíření dosahovaly ledovce před pouhými dvaceti tisíci lety, kdy pokrývaly jižní okolí Velkých jezer Severní Ameriky, Skandinávie, severní Evropu, část Ruska i velkou část Británie a ledem byla pokryta téměř třetina současné pevniny (Macdougall, 2004).

#### 6.1.1 První ledová epocha

První doba ledová se objevila v prekambriu, asi před 2,5 miliardami let (Crummenerl, 2004). Po postupném ochlazování z počáteční teploty Země vznikly první pevninské ledovce v období 2,7 až 1,8 miliardami let (Kadrnožka, 2008).

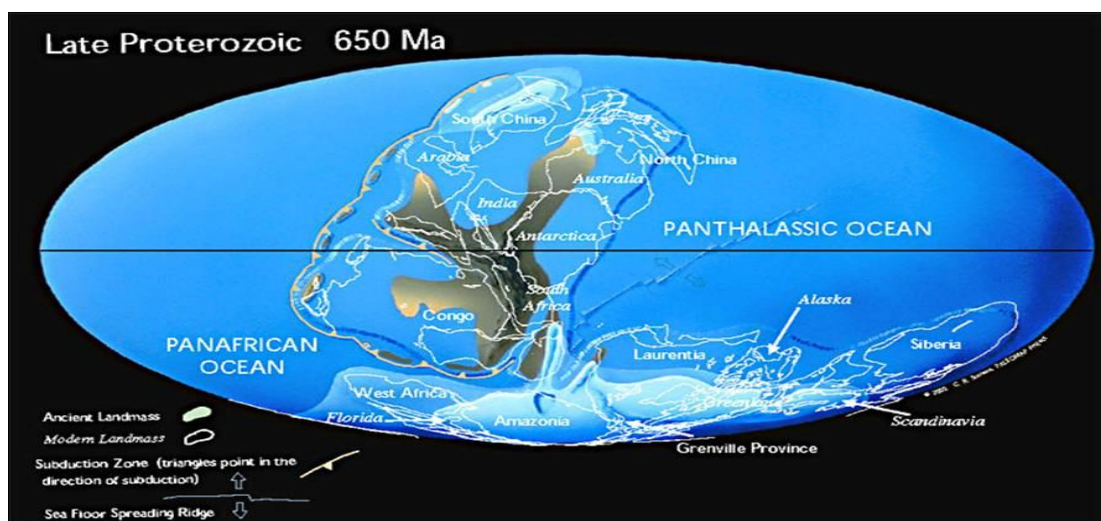
Další dlouhé období zalednění Země přišlo na konci prekambria, krátce před počátkem prvohor, tedy před zhruba 800 – 650 miliony let (Crummenerl, 2004).

Rozložení kontinentů na mapě světa před 620 miliony lety, v počátcích vendského období a na konci dlouhého období označovaného jako prekambrium, ukazují naši planetu v naprosto nezvyklé podobě. Větší část zemského povrchu, který dnes pokrývá Tichý oceán, zabíraly tehdy souše, zatímco moře pokrývala východní polokoule v oblastech, kde se dnes rozkládá Evropa, Asie a Afrika. Dominovaly dva kontinenty: severní (označovaný jako severní Gondwana) v sobě zahrnoval dnešní Indii, Antarktidu a Austrálii, zatímco jižní pevnina zahrnovala Afriku, obě Ameriky a část Asie. Oblasti, které jsou dnes v tropickém pásmu, např. západní Afrika nebo severní části Jižní Ameriky, byly tehdy poblíž jižního pólu, kryty silným pevninským ledovcem (Palmer, 1999).



**Obr. 16.** Období vendu (Palmer, 1999).

Souvrství Nantuo v jižní Číně je tvořeno tillity, směsicí bahna, písku, větších valounů a kusů hornin nahromaděných a přemístovaných vendským ledovcem. Výskyt tillitů naznačuje, že tato oblast byla v pozdním vendu zcela zaledněna. Jak velká část zeměkoule byla v té době zaledněna, je předmětem živých diskusí. Někteří specialisté tvrdí, že Země byla v té době zcela pokryta ledem, zatímco jiní tento názor popírají (Palmer, 1999).



**Obr. 17.** Rozpad superkontinentu Rodinia, který vzniknul před 1,1 miliardami let. Pozdní Prekambrian byl pokryt ledem, podobně jako dnes (Scotese, 2001).

### 6.1.1.1 Země jako ledová koule

Jde o teorii, podle které došlo asi před 700 miliony let k celkovému zalednění Země. Tato teorie vychází ze skutečnosti, že se tehdy od pólů až k rovníku rozkládal ledový krunýř, který na přechodné období pokryl celou Zemi. Podle zmíněné teorie na konci tohoto zalednění život takřka úplně vymizel. Katastrofické ochlazení prý bylo důsledkem poruchy cirkulace uhlíku v atmosféře a následného oslabení skleníkového efektu. Crummenerl (2004) však ihned následně uvádí, že teorie „Země jako ledová koule“ je považována za spornou.

Teorii celkového zalednění Země vyvrací i Kadmožka (2008), který tvrdí, že ani v glaciálním období se v ledovém sevření v žádném případě neocitla celá planeta.

Pořád existovaly tropy, korálové útesy a kraje, kde po celý rok panovalo teplé a slunečné počasí.

Další názor na celkové zalednění planety má Macdougall (2004). Pokud se slunce vyvíjelo stejně jako většina hvězd podobné velikosti, muselo být zpočátku příliš slabé na to, aby uchránilo Zemi před totálním promrznutím. Výpočty ukazují, že pokud by Země byla jen jednou promrzla, bylo by obtížné ji opět rozmrazit, a to dokonce i tehdy, kdyby Slunce svůj výkon postupně zvyšovalo. Jen časté srážky s velkými tělesy (impakty) by ale způsobovaly periodické rozmrazení, takže by zabránily hlubokému zmrznutí naší planety až do doby, kdy produkce sluneční energie dosáhla přibližně dnešní hodnoty.



**Obr. 18.** Země jako sněhová koule. Geologické poznatky dokazují, že v nízkých zeměpisných šířkách byly kontinenty zaledněny, avšak rozsah ledového pokryvu moří je méně jasný (Luhr [ed.], 2004).

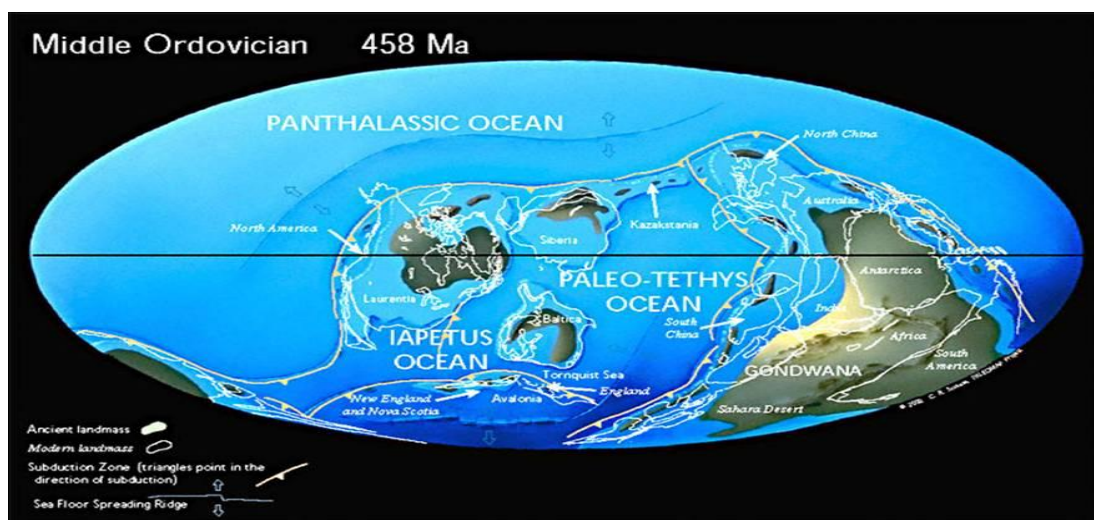
### 6.1.2 Druhá ledová epocha

Ke konci ordoviku, asi před 460 miliony lety, se obrovský oceán Iapetus začínal zmenšovat, zatímco vznikal jiný, zvaný Rhétský oceán. Tyto mořské masy se rozkládaly po obou stranách úzkého pruhu pevniny ležící blízko jižního pólu, která dnes tvoří východní pobřeží Severní Ameriky. Z Gondwany se začaly odlamovat její části. Zbytek se posunul směrem na jih, takže dnešní severní Afrika se tehdy rozkládala přímo na jižním pólu. Suchozemské části mnoha kontinentů se zvětšovaly; v důsledku vulkanické činnosti se například rozšiřovala pevnina na východním pobřeží dnešní Austrálie a podobně se zvětšovala Antarktida a Jižní Amerika (Palmer, 1999).

S ohledem na dnešní klima není snadné pochopit výskyt ledem poškrábaných povrchů skal, valounů přinesených ledem ledovcových uloženin v pozdně ordovických vrstvách severní Afriky. Měření orientace minerálů bohatých železem, orientovaných podle zemského magnetického pole v době ordoviku, však ukazuje, že tyto horniny byly v době svého vzniku soustředěny v blízkosti jižního pólu a od té doby změnilly svou polohu díky deskové tektonice. Růst polárních ledových čapek zalednil Afriku a Jižní Ameriku, které byly součástí superkontinentu Gondwana (Luhr [ed.], 2004). Když období ochlazení kulminovalo, činil pokles průměrné hladiny moří 70 metrů. Plovoucí ledovce se vyskytovaly až na 45. rovnoběžce (Acot, 2003).



Obr. 19. Období ordoviku (Palmer, 1999).



Obr. 20. Během ordoviku oceány oddělily staré kontinenty Laurentiu, Balticu, Siberiu a Gondwanu. Konec ordoviku byl jedním z nejchladnějších časů v historii Země. Led pokrýval velkou část jižní oblasti Gondwany (Scotese, 2001).

### 6.1.3 Třetí ledová epocha

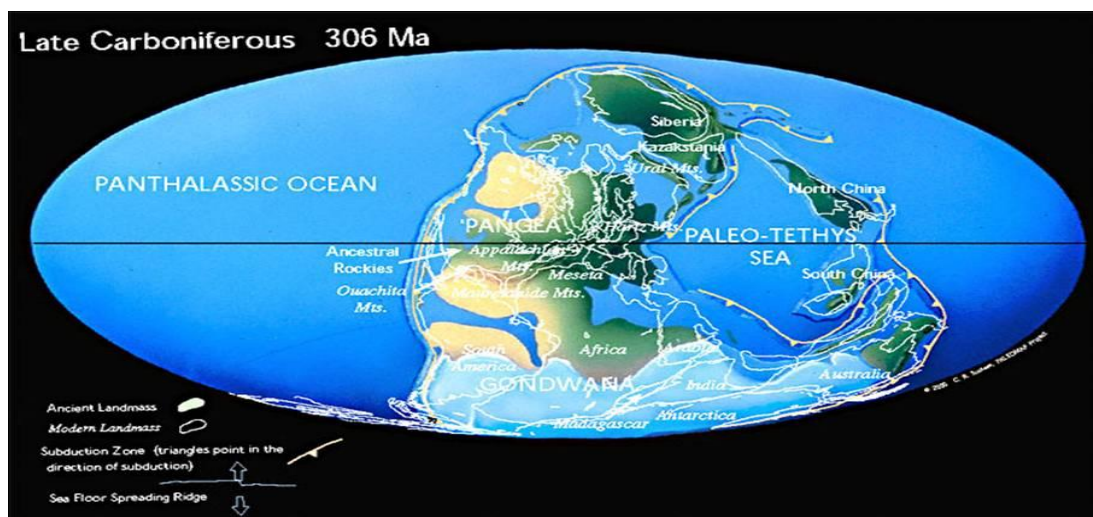
Třetí doba ledová nastoupila v mladších prvohorách (Crummenerl, 2004) v období permu, které začalo před 290 miliony lety a skončilo před 248 miliony lety. Během této doby postupně vznikala superkontinent Pangea tím, že se ostrovní kontinent Siberia spojoval se zbývajícími velkými pevninami (Palmer, 1999). Permské zalednění postihlo ve velké rozloze krajiny, které v geologické přítomnosti leží v tropickém pásu po obou stranách rovníku Země. Stopy tohoto zalednění se nachází ve východních oblastech jižní a střední Afriky, v Austrálii a v Přední Indii až na úpatí Himalájí (Němec, 1947). Dle Palmera (1999) horninová souvrství permského stáří v oblastech, které byly kdysi součástí Gondwany, obsahují množství fosilních zbytků chladnomilných rostlin. To dokazuje, že dnešní kontinenty Jižní Amerika, Afrika, Indie a Antarktida byly v permu soustředěny blízko jižního pólu.

Je možné, že velké a rychlé výkyvy mořské hladiny před koncem permu způsobily přinejmenším částečné narůstání a opětovné tání ledovců. S určitostí však

můžeme tvrdit, že po velkém poklesu mořské hladiny na konci permu se celosvětově velmi rychle oteplilo a výrazně stoupla hladina moře (Macdougall, 2004).



**Obr. 21.** Období permu (Palmer, 1999).



**Obr. 22.** V pozdním karbonu se kontinenty, které tvoří moderní Severní Ameriku a Evropu, srazily s jižními kontinenty Gondwany a vytvořily západní polovinu Pangey. Podél rovníku se ve většině bažin vytvářelo uhlí. Velká část jižní polokoule byla pokryta ledem (Scotese, 2001).

#### 6.1.4 Čtvrtá ledová epocha

Zemi v nedávné geologické minulosti celkově ovládlo studené klima. Ochlazování lze vystopovat až do středního miocénu přibližně před šestnácti miliony let, kdy bylo spojeno s rostoucím úbytkem dešťových srážek (aciditou) v rovníkových krajinách spolu s rozpadem lesů a šířením travnatých oblastí. Před deseti miliony let začal vznikat antarktický ledový štít. Velké množství vody se přeměnilo ve sníh a led s následným poklesem hladiny oceánu (Luhr [ed.], 2004). Koncem třetihor, asi před pěti miliony lety, vypadal svět téměř tak jako dnes, protože všechny kontinenty již byly přibližně v nynější pozici. Uprostřed severního Atlantiku se objevil v místě obrovského podmořského hřbetu nový ostrov Island. Ve východní Africe se obrovským pnutím roztrhla zemská kůra a vznikl tak Velký východoafrický prolom, Rudé moře a Adenský záliv, které se

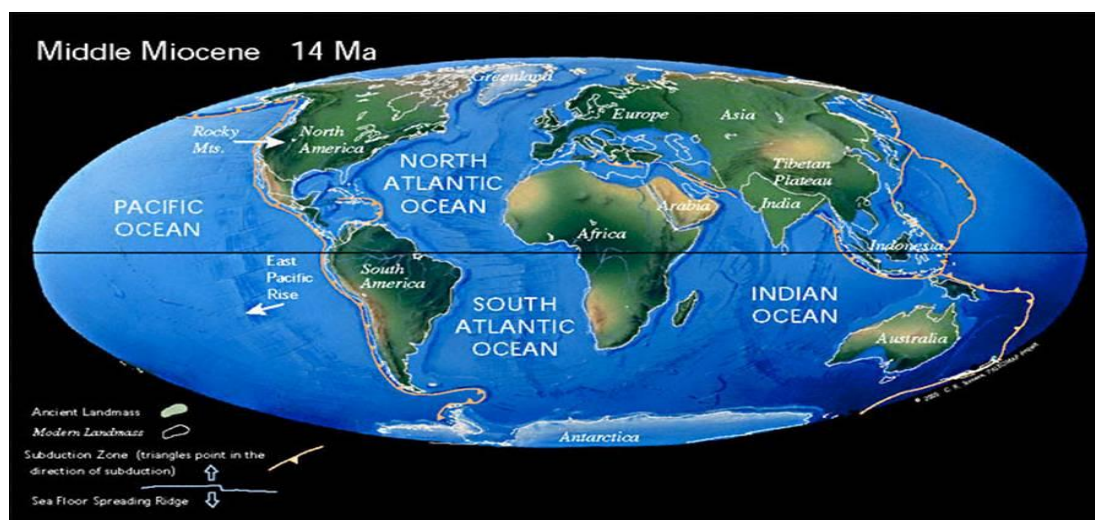
postupně začaly rozestupovat. Posun Indie proti asijskému kontinentu pokračoval, čímž také pokračovalo zdvihání Himaláje a Tibetské náhorní plošiny. Také Austrálie pokračovala ve svém putování na sever do tropických oblastí (Palmer, 1999).

Před pěti miliony lety byla Antarktida již zcela izolována od ostatních kontinentů. V důsledku pohybu kontinentálních desek se od Antarktidy oddělila Jižní Amerika, což umožnilo vznik studeného cirkumpolárního antarktického proudu. Tím se zároveň zastavil přísun teplejšího oceánského proudění do této oblasti, takže se pevnina ochladila a pokryla silnou vrstvou ledu. Led způsobil další ochlazení, protože jeho bílá barva odráží sluneční světlo (Palmer, 1999).

Podnebí bylo v období pozdního terciéru charakteristické kolísáním teplot a srážek. Hladina oceánů několikrát stoupla a opět klesla podle toho, jak byla voda zadržena v polárních ledovcích a opět při tání uvolněna (Palmer, 1999). Zalednění severní polokoule zesílilo přibližně před 2,7 miliony let (Lühr [ed.], 2004).



**Obr. 23.** Období pozdního terciéru (Palmer, 1999).



**Obr. 24.** Svět před dvaceti milióny let. Antarktida byla zaledněna a severní kontinenty byly také velmi ochlazeny. Svět již měl současný vzhled, ale např. Florida a části Asie byly ještě pod hladinou moře (Scotese, 2001).

### 6.1.5 Pátá ledová epocha

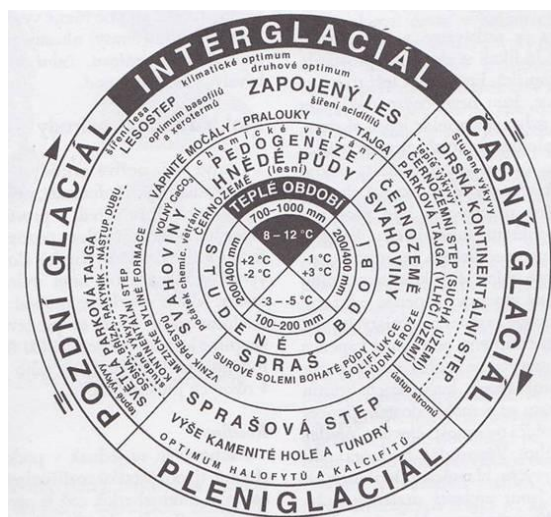
Nejmladší kvartérní ledová epocha ještě trvá. Započala asi před 2,5 miliony let. Tvoří ji dvě období: pleistocén a holocén, naše současná doba meziledová (Crummenerl, 2004). Ve starší literatuře se pleistocén označoval termínem diluvium a nezděná prostě jako doba ledová (Eiszeitalter, Ice Age) vzhledem k tomu, že zalednění ho ostře odlišovalo od dneška; pro holocén se užíval termín aluvium nebo postglaciál (doba poledová), což se běžně užívá i dodnes (Ložek, 2007).

Charakteristické pro kvartérní dobu ledovou je cyklické střídání studených a teplých období (Crummenerl, 2004). Každé zalednění trvalo přibližně sto tisíc let a bylo přerušováno teplejšími interglaciály trvajících okolo deseti tisíci let (Palmer, 1999). Dle Kadrnožky (2008) proběhlo sedm významných zalednění, kdy bylo více než 30 procent zemského povrchu pokryto ledem.

Severní Amerika a většina země v Kanadě a v severních Spojených státech byla pokryta ledem. Grónsko bylo zaledněno jako dnes. V Evropě se ledové příkrovy šířily jižně od Skandinávie přes Baltské moře do Německa a Polska, Alpy a v severních rovinách Ruska a velké části Sibiře. Byly na Kamčatském poloostrovu a ve vysokých horách a na náhorních plošinách ve střední Asii, kde některé z ledovců byly větší než v Alpách. V severní Americe, v nejjihnějším rozsahu kontinentálních ledových plátů se přibližovaly k současnému Missouri a Ohio Rivers. Vysoké hory na západě Spojených států byly těžce zaledněné malými ledovci a údolními ledovci. V jižní polokouli byla Antarktida pokryta ledem, jak je tomu nyní. Nový Zéland, Tasmánie a jih Jižní Ameriky byli také velmi zaledněné. I v tropických šířkách byly vysoké hory zaledněné, jak na Havaji, tak na Nové Guineji (Eicher et al., 1980).

Tloušťka ledovce se běžně pohybovala mezi jedním a dvěma kilometry, takže vázal obrovská množství vody, která pak scházela ve světovém oceánu (Svoboda, 2009). To znamená, že hladina moří ležela asi o sto dvacet metrů níže než dnes a existovaly rozsáhlé plochy souše, které se před tím rozprostíraly pod vodou (Acot, 2003). Následkem poklesu hladiny světového oceánu se Amerika a Eurasie navzájem spojily dlouhým a úzkým pevninským mostem. Po vynoření této „Beringovy cesty“ mohli živočichové volně migrovat v obou směrech. Současně však tato pevninská šije zablokovala výměnu mořských organismů mezi Severním ledovým oceánem a Pacifikem (Palmer, 1999). Dle Ložky (2007) intenzivní působení exogenních sil – vody, ledu, mrazu a větru, vázané především na glaciály, podstatně ovlivnilo současný reliéf krajiny. Během kvartéru se vytvořily současné ekosystémy, objevily se současné druhy rostlin a živočichů; vlivem podnebních výkyvů docházelo k rozsáhlým migracím a změnám jejich areálu a k dalekosáhlým přesunům celých vegetačních pásem.





**Obr. 25.** Schéma kvartérního klimatického cyklu znázorňující cyklický sled vegetačních, půdotvorných a sedimentačních fází. Šířka kruhových výsečí nevyjadřuje dobu jejich trvání (Ložek, 2007).

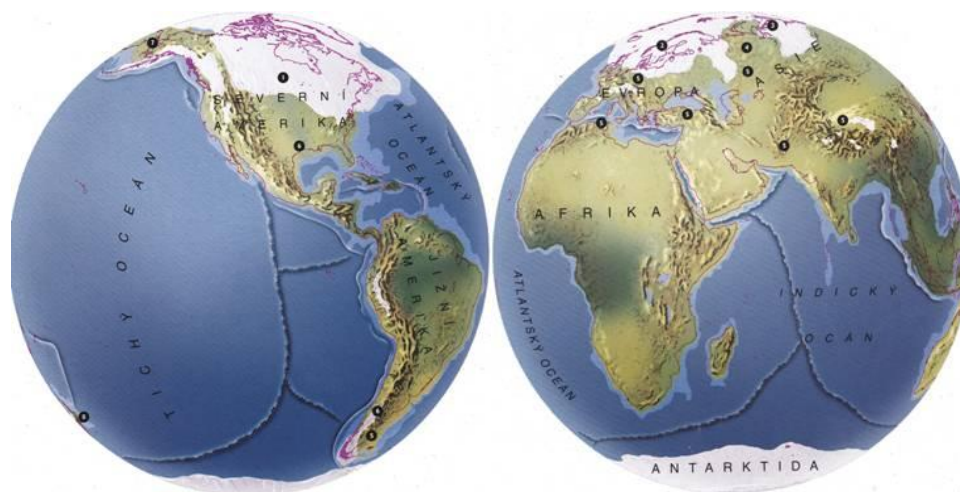
Nástupy a ústupy zalednění probíhaly i ve Skandinávii, která byla ohniskem, z něhož se šířilo zalednění do Evropy. Na některých místech se vyskytlo v Evropě zalednění jen jednou, na jiných místech dvakrát, někde i třikrát. Také v Americe probíhalo zalednění obdobně, měnil se jeho rozsah a jsou tam dokonce zjištěna místa, kde se vystřídaly čtyři doby ledové se třemi obdobími interglaciálními. Horské ledovce v Alpách a v Karpatech měnily v diluviu také svůj rozsah. S rostoucí jejich rozlohou měnila se i nadmořská výška míst, kam až ledovce slezly. Ledovce alpské stékaly v diluviu o tisíc i více metrů pod svou nynější nadmořskou výškou. Podle stop, které zbyly po ledovcích, zjistili geologové v Alpách čtyři období, kdy se zvětšovala rozloha alpských ledovců, a ukazuje se, že i sestupy ledovcových splazů do nižších poloh jsou rovněž od sebe odděleny zřetelnými ústupy ledovců do vyšších poloh, čili dobami interglaciálními. V Pyrenejích byly na západě ledovce mohutnější a stékaly do nižších poloh, než ve východní části tohoto pohoří. Tato skutečnost napovídá, že diluviální zima se šířila na pevninu evropskou z Atlantiku. V severní Americe sahlo zalednění ve východních oblastech (tj. při Atlantiku) až k 380 s. š., v krajinách odlehlejších od Atlantiku jen do 470 s. š. To naznačuje, že také na pevninu severoamerickou se dral chlad z Atlantiku. Zalednění ve východních oblastech Ameriky bylo zalednění vnitrozemské a na západě splývalo s horským zaledněním, které se tam šířilo ze svahů kordillerských, když se v severní Americe ochladilo (Němec, 1947).

Před osmnácti tisíci lety dosáhly mrazy poslední ledové doby svého maxima (Svoboda, 2009). Počasí ve střední Evropě se blížilo k podmínkám dnešní Sibiře (Jung-Hüttlová, 1996). V glaciálech dosahovaly průměrné roční teploty ve střední Evropě jen okolo nuly stupňů Celsia nebo i méně, v interglaciálech v týchž oblastech deset až patnáct stupňů Celsia (současná průměrná teplota je osm až devět stupňů Celsia) a vlhkost byla podstatně vyšší (Ložek, 1973a). V českých zemích se průměrné roční teploty pohybovaly mezi mínus dva až mínus tři stupni Celsia a srážky se pod vlivem suchého kontinentálního klimatu snížily na polovinu současných hodnot. Naše země byla pokryta chladnou, suchou tundrou – rozsáhlou travnatou stepí s ostrůvky smrků, plazících se bříz a několika dalších zakrslých stromů. Silné západní a severozápadní větry přinášely mohutné prachové bouře. Zrna písku vyvátá v předpolí mohutného kontinentálního ledovce, vyhlazovaly a zbrušovaly povrch skal (Svoboda, 2009).

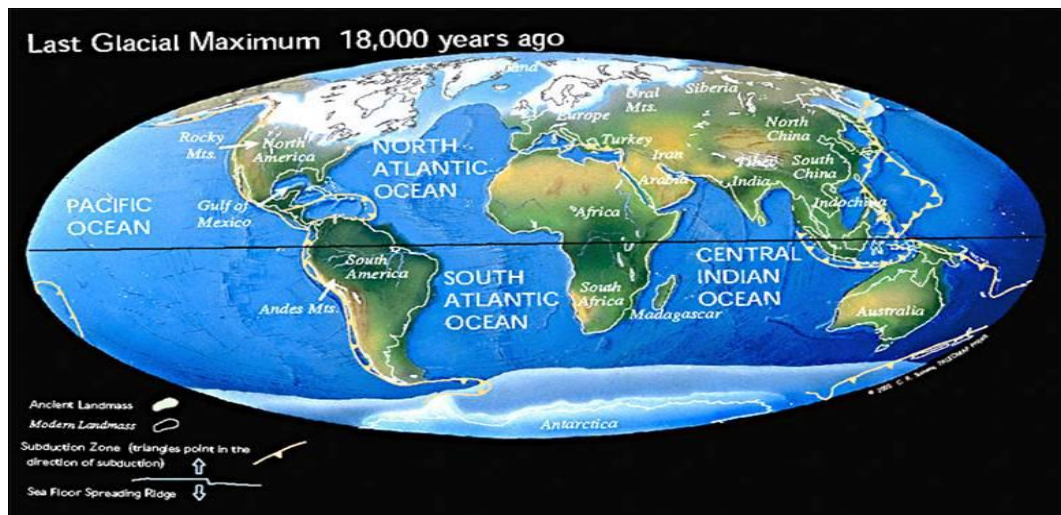
Asi před patnácti tisíci lety se ledovec začal stahovat k pólům a během dalších sedmi tisíc let zaujal přibližně dnešní rozlohu. Zanechal za sebou pustou zemi pokrytou

ohlazenými skalami, bludnými balvany uvolněnými z roztátých ledovců a ledovcové morény (Svoboda, 2009).

Záznam z ledovcových usazenin v Evropě a Severní Americe naznačoval, že existovaly čtyři, a možná pět oddělených period, během nichž pokryly ledovce velkou část severní polokoule. Každá z těchto period byla pojmenována podle pravidel starodávné geologické tradice, přičemž bylo využito jméno naleziště, kde byl horninový záznam zvláště dobře zachován (viz Příloha 11.10). Na rozdíl od předcházejících dílů geologické časové škály však byla v Evropě a v Americe použita pro periody, které byly pravděpodobně totožné, různá jména. Částečně proto, že v ledovcových usazeninách je málo zkamenělin, a bylo tedy obtížné porovnat jednotlivé epizody na obou stranách Atlantiku. V Severní Americe se poslední období nazývá wechslské nebo také würmské zalednění. Začalo přibližně před sto třiceti tisíci lety a jeho konec klademe podle dohodnuté konvence k datu deset tisíc let před současností. Ve skutečnosti ovšem křivka izotopického kyslíku ukazuje, že množství ledu začalo náhle klesat krátce po dosažení maxima zalednění zhruba před dvaceti tisíci lety a že se soustavně snižuje prakticky dodnes. Nyní víme, že během současné doby ledové došlo k mnohem většímu počtu epizod zalednění, než představují ona zmíněná čtyři (či pět), jež byla rozpoznána prvními badateli. V hlubokomořských vrtech, které na rozdíl od ledovcových usazenin na světadílech obsahují v zásadě souvislý záznam měnícího se podnebí, bylo rozpoznáno ne méně než dvacet cyklů, jež se odehrály během posledních dvou milionů let (Macdougall, 2004).



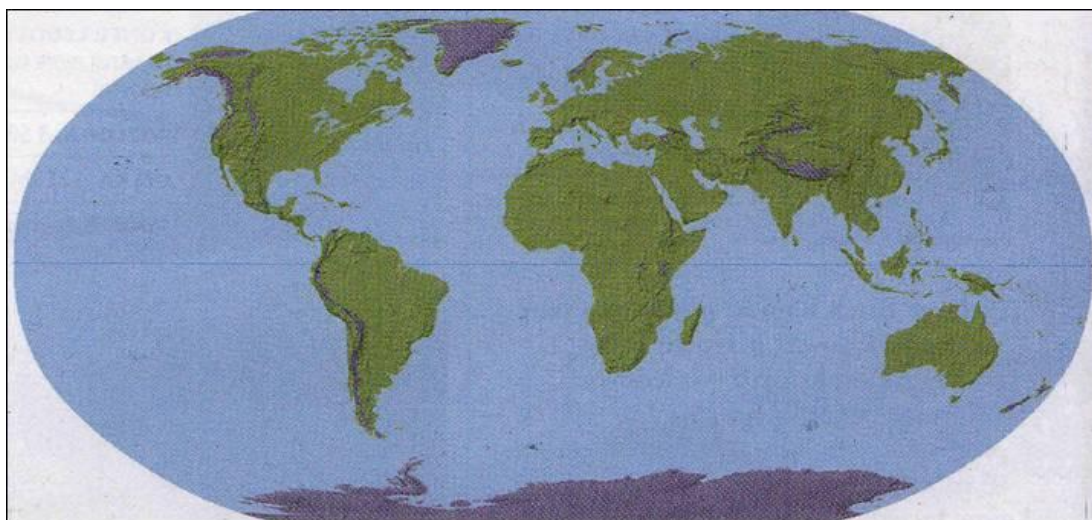
**Obr. 26.** Období kvartéru (Palmer, 1999).



**Obr. 27.** Kvartér. Poslední rozšíření polárních ledových příkrovů se konalo asi před osmnácti tisíci roky (Scotese, 2001).

### 6.1.6 Současná (mezi)ledová epocha

Když před osmnácti tisíci lety vrcholila pozdní doba ledová, bylo asi třicet procent planety pokryto bílou masou ledu. Dnes už je to pouze deset procent. Pokud si k tomu připočteme severské oblasti s trvale zamrzlou půdou, ovládá led asi čtvrtinu planety. Na jižním pólu zmizel pod ledem téměř celý kontinent. Na severu zase pokrývá téměř celé Grónsko, největší ostrov světa, a hned vedle pokrývá svojí krustou o síle osmi set metrů celé moře – Severní ledový oceán. Tyto obrovské ledové plochy na pólech tvoří devadesát šest procent ledu na Zemi. Zbývá čtyři procenta ledu jsou v ledovcích hor v Evropě, Asii, Africe, na Novém Zélandu, na Aljašce, v severoamerických Rocky Mountains a v jihozápadních Andách (Jung-Hüttlová, 1996). Přehled významných světových ledovců je uveden v Příloze 11.11.



**Obr. 28.** Rozšíření ledovců ve světě (Luhr [ed.], 2004).

#### 6.1.6.1 Malá doba ledová

V nedávné minulosti se však odehrálo ještě jedno chladné období, v němž ledovce narůstaly (Jung-Hüttlová, 1996). Bylo to po té, co se v Evropě znovu ochladilo

natolik, že někteří vědci hovoří o malé době ledové. Trvala zhruba pět století – od roku 1300 do roku 1820 (Jakeš, 1984). Zimy byly v tomto období dlouhé a kruté, léta poměrně chladná a vlhká a značně se rozrostly ledovce. Průměrná teplota byla o jeden, možná i dva stupně nižší než dnes. V důsledku těchto změn pravděpodobně zanikly Vikingské osady v jihozápadním Grónsku (Acot, 2003). Baltské moře v té době pravidelně zamrzalo a bylo možné přejet na saních, ledovce ze severu postoupily na jih a hranice pevného ledu spojovaly Grónsko a Island (Jakeš, 1984). Ve středověku a až do druhé poloviny 16. století končily ledovce vysoko nad hranicí obydleného území, v průběhu 17. a 18. století však ledovce lidské stavby pohltily nebo smetly. Po jejich dalším prudkém rozrůstání (s krátkými výkyvy), které v Alpách skončilo v polovině 19. století, začaly ledovce ubývat a tento trend trvá dodnes (Acot, 2003).

### 6.1.6.2 Antarktida

V současné době ledovce zaujímají na Zemi poměrně nevelké plochy. Největší ledovec pokrývá pevninu Antarktidy. Jeho plocha je asi třináct milionů kilometrů čtverečních a jeho síla dosahuje dvou až tří kilometrů (Bělousov, 1954). Dle Jung-Hüttlové (1996) ledová pokrývka měří na nejsilnějším místě 4 776 metrů (Jung-Hüttlová, 1996). Jeho objem činí více než třiceti milionů kilometrů krychlových a zadržuje přes sedmdesát procent celosvětové sladké vody. Jeho váha je tak velká, že zatlačuje zemskou kůru asi o devět set metrů do podloží. Skládá se ze dvou částí oddělených Transantarktickým pohořím. Větší část, nazývaná Východoantarktický ledový štít, pokrývá většinu pevniny známé jako Východní Antarktida. Na ledovém štítu se rozprostírá více podpovrchových jezer, z nichž největší je jezero Vostok (viz Příloha 11.12). Bylo objeveno radarem pronikajícím ledem; jezero i všechny v něm žijící organismy jsou izolovány již nejméně jeden a půl milionu let (Luhr [ed.], 2004). V antarktidě se nachází i činné sopky včetně Erebusu, nejjižnějšího aktivního vulkánu na světě (Staceová, 2000).



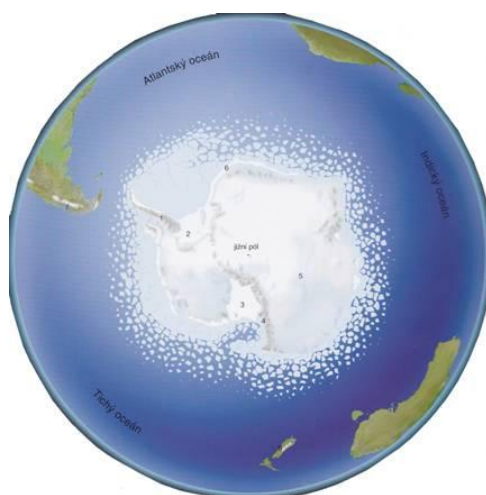
**Obr. 29.** Antarktický ledový štít (Luhr [ed.], 2004).

Rychlost tvorby ledu je malá (Antarktida představuje nejsušší kontinent, sněhu zde napadá průměrně jen několik centimetrů za rok), jestliže však led jednou vznikne, velmi málo ho odtaje nebo se vypaří. Led se ovšem vlivem vlastní váhy pomalu deformuje a pohybuje se směrem k pobřeží, kde četné velké výtokové ledovce a ledové splazy dopravují led až do moře. Rychlost pohybu ledu je proměnlivá – od necelého metru za rok v místech dómů uvnitř ledového štítu až k několika stům metrů za rok blíže pobřeží. Výtokové ledovce často pokračují do moře v podobě ledových jazyků nebo se

spojují a vytvářejí rozsáhlé plochy plovoucího ledu, nazývané šelfové ledovce. Od šelfových ledovců se neustále odlamují obrovské ledovcové kry, které tak vyrovnávají přítok ledu (Luhr [ed.], 2004). Moře kolem Antarktidy je zamrzlé i v polárním létě, tedy od listopadu do března. Ke konci polární zimy – v září – je plocha ledu oproti létu dvojnásobná (Jung-Hüttlová, 1996).

Mnohé z výtokových ledovců jsou obrovských rozměrů. Největší, Lambertův ledovec, je čtyřicet kilometrů široký a přes čtyři sta kilometrů dlouhý. K jiným pozoruhodným jevům patří Burdův a Beardmoreův ledovec, odvodňující Východoantarktický ledový štít do Rossova šelfového ledovce a Rutfordův ledový proud, který odvodňuje část Západoantarktického ledového štítu do šelfového ledovce E. Ronneové.

Jediné území v Antarktidě, které je bez ledu, jsou vrcholy nejvyšších hor, jež vyčnívají jako nanutaky nad ledovým štítem, a pobřežní oblasti, např. Suchá údolí u Rossova moře. Panují obavy, že se ledový štít zmenšuje a že zejména Západoantarktický ledový štít je zranitelný telením ledových ker, protože jeho báze leží pod mořskou hladinou. Lze sice pozorovat jistý ústup za posledních více než deset tisíc let, ale některé jeho části zeslabují a jiné zvětšují svou mocnost (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 30.** Antarktida v současném světě (Jung-Hüttlová, 1996).

### 6.1.6.3 Arktida

Druhý plošný ledový pokryv je v Grónsku (Bělousov, 1954). Grónsko je navzdory svému jménu (v dánštině Zelená země) pokryto silnou vrstvou ledu. Většinu z tohoto ledu tvoří jediný ledovec, nazývaný grónský ledový štít. Při jeho okrajích se vyskytují menší ledové čapky. Grónský ledový štít je největším ledovcem na severní polokouli; jeho průměrná tloušťka je 1 790 metrů a objem 2,6 milionu kilometrů krychlových (Luhr [ed.], 2004). Jeho plocha měří dva miliony kilometrů čtverečních (Bělousov 1954) a je široká 3,6 kilometrů. Jeho povrch je lehce dómovitě vyklenut a jihovýchodně od středu ostrova dosahuje 3 290 metrů nadmořské výšky. Druhý, nižší dóm leží v jihovýchodním rohu. Led se z těchto dómů pomalu pohybuje k okrajům ledového štítu, přičemž je kolem většiny svého obvodu omezen pobřežními horami, takže jen na nemnoha místech přijde do styku s mořem na širší frontě. Proto Grónsko postrádá ledové šelfy, nicméně na řadě míst velké výtokové ledovce protékají údolními mezi horami a dodávají obrovská množství ker do moře (Luhr [ed.], 2004). Centrem Arktidy je tedy Severní ledový oceán, jehož ledové kry neroztávají ani v létě. V zimě se rozšiřují i do okolních oceánů a s dvanácti až třinácti miliony kilometrů čtverečních dosahuje dvakrát větší ledové plochy než v létě. Díky tomu jsou v zimě zamrzlé i Baltské moře nebo Hudsonův záliv (Jung-Hüttlová, 1996).

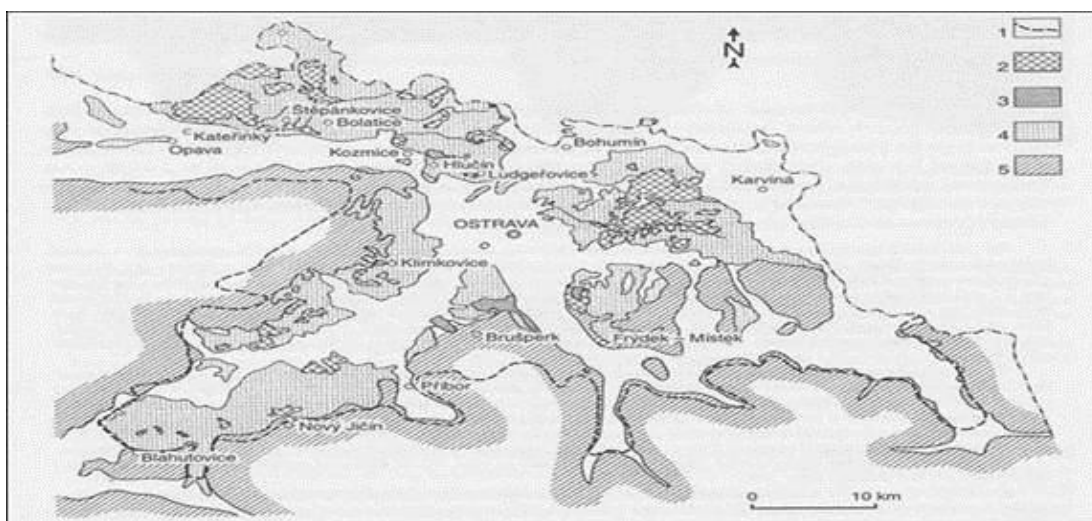
Jeden z hlavních výtoků, ledovec Jakobshavn v západním Grónsku, je nejrychleji tekoucím ledovcem na světě. V jeho čele teče led rychlostí asi jeden metr za hodinu a produkuje přes dvacet milionů tun ledových ker denně. Důležitým faktorem působícím na ledový štít je albedo – schopnost světle zbarvených povrchů odrážet záření, takže vrstvy pod povrchem zůstávají studené. Ledový štít má vysoké albedo, takže letní teploty nad ledovcem jsou nižší než v jeho okolí. Panuje však obava, že ledový štít taje v důsledku celosvětového oteplování. Štít je tak velký, že obsahuje téměř deset procent světových zásob sladké vody, a kdyby zcela roztál, stouply by oceány o šest až sedm metrů (Luhr [ed.], 2004).



**Obr. 31.** Arktida v současném světě (Jung-Hüttlová, 1996).

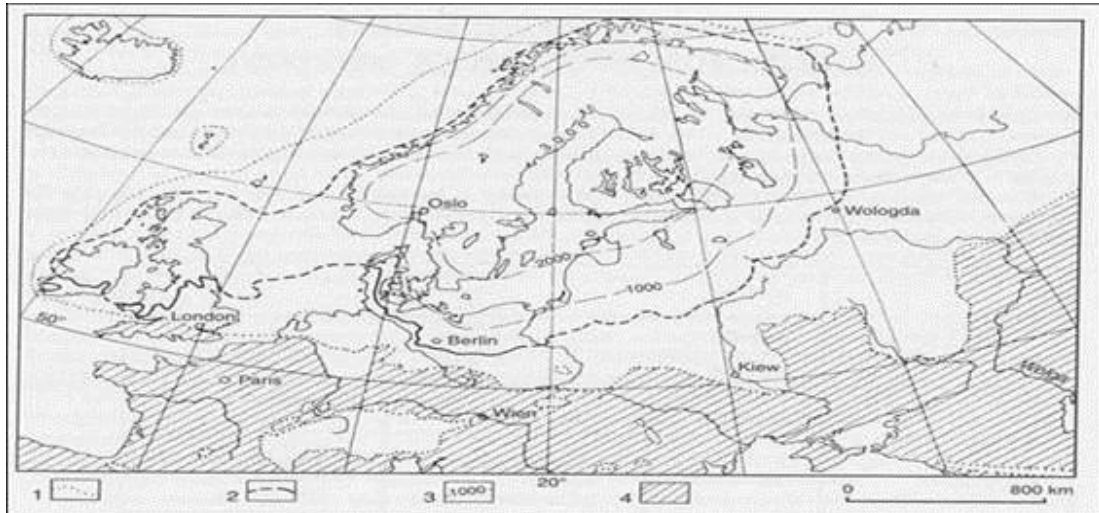
## 7. Výskyt zalednění na území nynější České republiky

Na našem území zasáhl okraj severského ledovce jen dvakrát – v předposledním saalském a ve starším elsterském zalednění. Jejich uloženiny nalézáme ve Šluknovském a Frýdlantském výběžku a v české části žitavské pánve v severních Čechách (Králík, 1989), na severní Moravě a ve Slezsku v oderské části Moravské brány, na Ostravsku a v přilehlé Podbeskydské pahorkatině, na Opavsku, v Osoblažské nížině, v Žulovské pahorkatině a v okolí Zlatých hor (Macoun et al. 1965, obr. 32). Z obou zalednění jsou zachovány uloženiny několika stadiálů a jejich mocnost dosahuje až několika desítek metrů (výjimečně sto padesát metrů v přehloubených korytech toků, vytvořených před elsterským zaledněním). V eratickém (souvkovém materiálu) jsou přítomny horniny severoevropského původu, zejména ze Skandinávie a Pobaltí, k nimž patří i známé bludné balvany (Chlupáč et al., 2002).



**Obr. 32.** Rozsah maximálního zalednění na severní Moravě a ve Slezsku. 1 – hranice největšího rozsahu saalského zalednění; 2 – souvkové hlíny; 3 – glacialakustrinní jíly a barvitý; 4 – glacialakustrinní písky; 5 – horniny skalního podkladu (Macoun et al. 1965).

Kontinentální ledovec nejmladšího, viselského zalednění na naše území nezasáhl, neboť jeho jižní okraj zůstal jižně od Berlína a severně od Varšavy (viz obr. 33) (Chlupáč et al., 2002).



**Obr. 33.** Rozsah zalednění severní Evropy. 1 – hranice maximálního zalednění; 2 – hranice posledního (viselského) zalednění; 3 – mocnosti ledovce v metrech při posledním zalednění; 4 – nezaledněné oblasti (Wolstedt, 1958).

Na našem území máme pozůstatky horských zalednění pouze na Šumavě, v Krkonoších, v Hrubém Jeseníku a Králickém Sněžníku. Jde převážně jen o relikty čelních morén a karovitých uzávěrů údolí z posledního zalednění (Šibrava, 1961; Czudek, 1997; Demek, 1998).

Celkem bylo tedy v pleistocénu v našich horách na našem území něco přes sedmdesát ledovců různé velikosti a typu. Větších údolních ledovců bylo asi padesát, ostatní byly pouze malé ledovce karové a svahové. Typické údolní ledovce byly např. oba Labské a Úpský na Krkonoších, kdežto na Šumavě byly většinou jen karové ledovce. Typický svahový ledovec byl např. ve Sněžných jamách na Krkonoších (Vitásek, 1924).

Údolní ledovce byly jednoduché a složené. Jednoduché měly pramen v jediné ledové komoře (např. ledovec Úpský a ledovce Labské v Krkonoších), složené ledovce se skládaly z více ledových proudů, vycházejících z několika ledových komor. Nejdelší ledovce byly v Krkonoších, které byly 1700 – 5300 metrů dlouhé. Pouze malé karové ledovce byly na Hrubém Jeseníku, kde největší ledovec byl sotva jeden kilometr dlouhý. Nejvyšším mocnost měl Úpský ledovec na Krkonoších, byl sto metrů silný (Vitásek, 1924).

Většina plochy našeho území patřila v pleistocénu příledovcové neboli periglaciální zóně (Žebera, 1958). Její šířka se počítá na stovky kilometrů a má své specifické rysy. V glaciálech se výrazně uplatňovaly exogenní procesy mechanického zvětrávání, které vedly mimo jiné i ke vzniku ostrých tvarů reliéfu. Akumulace gravitační vzniklých uloženin (sutí aj.) i eolických a fluvialních sedimentů naopak „změkčovaly“ ostré morfologické tvary. Typický byl vznik zmrzlé půdy – permafrostu (Chlupáč et al., 2002).

## 7.1 Krkonoše

Nástup ledových dob v pleistocénu (začínající však pravděpodobně již ve svrchním miocénu) znamenal i pro Krkonoše zásadní změny ve vývoji reliéfu. Spočívaly nejen v samotném ochlazení, které vedlo k výraznému snížení sněhové čáry, ale vyvolaly vznik ledovců a následné ledovcové eroze. Režim častého kolísání teplot nad bodem mrazu a pod ním (regelace) současně výrazně urychlil mechanické zvětrávání hornin a podmínil intenzivní periglaciální modelaci pohoří, zvláště v extraglaciálních



partiích. Souběžně došlo i ke zvýšení erozní a transportní schopnosti řek v nižších polohách (Flousek et al. [eds], 2007).

Za výrazně nejrozsáhlejší zalednění (viz Příloha 11.13) ze všech našich pohoří vděčí však Krkonoše nejen své největší absolutní výšce, ale i své nejbližší poloze vůči oceánu (a tím i nejvyššímu srážkovému úhrnu) stejně jako vůči kontinentálnímu ledovci ze všech nejvyšších pohoří Českého masivu. K tomu přistupují ještě další mimořádně příznivé faktory: nejvhodnější preglaciální reliéfové podmínky v podobě plošně nejrozsáhlejších vyzdvižených zarovnaných povrchů (Migoň, 1999) i naprosto výjimečná shoda tektonicko-strukturálních směrů a převládajících směrů vzdušného proudění v podobě anemo-orografických systémů (Jeník, 1961), která zde dosahuje největší dokonalosti ze všech pohoří střední Evropy. Právě tato mimořádná kombinace všech okolností způsobila největší zalednění Krkonoš ze všech srovnatelně vysokých pohoří Českého masivu. Glaciální přemodelování pohoří bylo ve vrcholových polohách poměrně intenzivní, i když pouze kopírovalo tvary a směry preglaciálního reliéfu. Podmínilo vznik nových reliéfových forem zvláště v nejvýše položených pramenných územích hlavních toků. Vedle výrazných, dobře vyvinutých karů to byly i menší karoidy a novační deprese a ve dvou případech i skutečná ledovcová údolí – trogy (s profilem U), která jsou jedinými formami tohoto typu na území celého Českého masivu. V nižších údolních a svahových polohách, kde ledovce tály, se naopak z materiálu transportovaného ledovcem vytvářely ledovcové morény (Flousek et al. [eds], 2007).

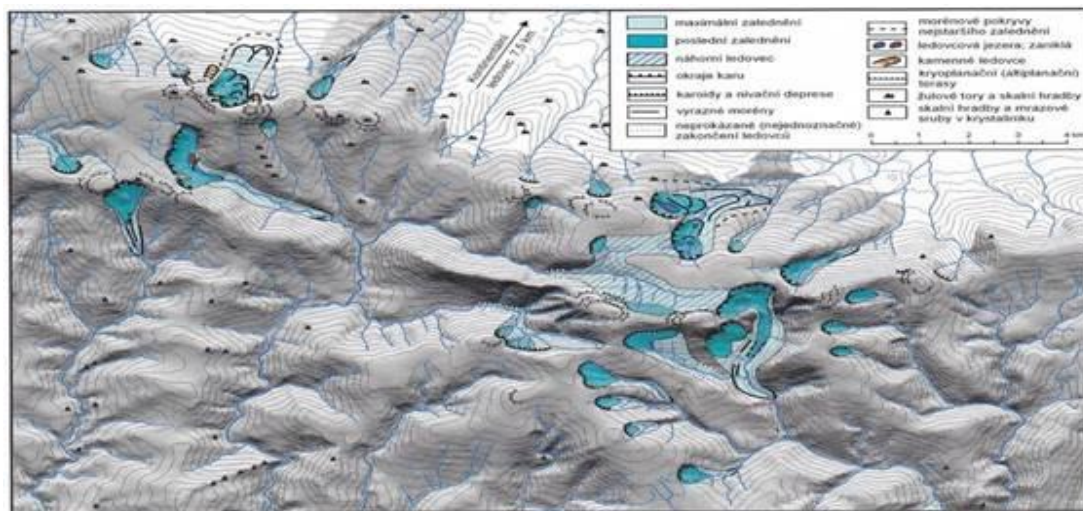
Glaciální tvary Krkonoš jsou natolik nápadné, že neunikly pozornosti geomorfologů již v samých počátcích rozvoje této vědy v Evropě. První zevrubná a skutečně vědecká studie o Krkonoších, jejímž autorem je německý badatel J. Partsch (1894), je věnována právě této problematice a současně ji lze považovat i za základ moderního geomorfologického poznání pohoří. O mimořádném významu zdejších glaciálních tvarů svědčí i fakt, že jim je věnováno podstatně nejvíce prací ze všech dílčích oborů geomorfologie a v nejdelším časovém horizontu (mj. Vitásek, 1924; Berg, 1926; Kuský, 1948; Sekyra, 1964; Králík et Sekyra, 1969; Šebesta et Tremml, 1976; Traczyk, 1989; Engel, 1997, 2003a, b; Chmatal et Traczyk, 1999; Traczyk et Engel 2002; Sekyra et Sekyra, 2002). Navzdory tomu nejsou výsledné názory na jednotlivé problémy vždy jednotné, ba naopak někdy mohou být i protichůdné, takže v některých otázkách ohledně zalednění není jasno dodnes. Úplná shoda není ani ve výšce sněžné čáry v době maximálního ani posledního zalednění, která vykazuje určité rozdíly podle metody, která byla použita pro její stanovení (Engel, 1997). Odlišné názory jsou i na rozsah zalednění v některých údolích, ale i na počet zalednění a k nim příslušejících morén, a dokonce i na typ zalednění (Flousek et al. [eds], 2007).

Autor	Použitá metoda	Poloha sněžné čáry (m n. m.)	
		severní svah	jižní svah
J. Partsch (1894)	H. B. de Saussureho	1 150	1 150
F. Vitásek (1924)	Höfrova	1 174	1 144
	střední výška karů	1 232	1 041
J. Kuský (1948)		1 200	1 050
J. Sekyra (1964)	Kurowského	1 230	970
J. Šebesta – V. Tremml (1976)	Höfrova		1 060–1 250

**Obr. 34.** Poloha sněžné čáry v Krkonoších v období maximálního zalednění (Engel, 1997).

Nejvíce zaledněná byla údolí korespondující jak se závětrnou polohou za vrcholovými plošinami zarovnaných povrchů, a tedy i s největšími deflačními plochami ve smyslu anemo-orografických systémů (Jeník, 1961, Migoň, 1999), tak i vlivem severovýchodní expozice, zvláště v prostoru karů (Prosová et Sekyra 1961). V případě severní, polské části, méně příznivé s ohledem na první dva faktory, byla naopak

důležitá i role od slunce odvrácených svahů. Co se týče typu zalednění, přišel již J. Partsch (1894) s myšlenkou úplného plošného zalednění (skandinávského typu) ve vrcholové části Krkonoš; z této ledovcové čapky měly stékat splazy do jednotlivých údolí. Tento názor byl sice v pozdějších pracích zcela eliminován, ale nejnovější poznatky nevylučují jeho oprávněnost alespoň ve východních Krkonoších (Sekyra et Sekyra, 2002), byť v podstatně menším plošném rozsahu, než předpokládal J. Partsch. Jednalo se o drobný náhorní (fjeldový ve skandinávské terminologii) ledovec na severních svazích Luční a Studniční hory, který mohl navazovat i na zalednění Dolu Bílého Labe a snad i přilehlých karů. Pro ostatní části Krkonoš však i nadále platí, že měly údolní a karový charakter zalednění (Flousek et al. [eds], 2007).



**Obr. 35.** Zalednění Krkonoš v pleistocénu a výskyt některých kryogenních forem reliéfu (upraveno podle Sekyry J., Chmala H., Traczyka A. a Engela Z.) (Flousek et al. [eds], 2007).

V Krkonoších vznikly pouze dva větší ledovce údolního (alpského) typu s typickými splazy a ledovcovým údolím – trogem – tvaru U, a to v Labském a Obřím dole, tedy na jižní, české straně (viz Příloha 11.14). Jejich výjimečná velikost byla podmíněná tím, že jim příslušela výrazně největší část deflační (vyživovací) plochy obou vrcholových plošin (po jedné v západních a východních Krkonoších), odkud na ně bylo větrem svíváno nejvíce sněhu. Ostatní ledovce již byly řazeny jen ke karovému typu (Sekyra, 1964; Králík et Sekyra, 1969), ale při detailnějším pohledu je třeba u nich rozlišit tři subtypy: karové s krátkým splazem, bez splazu a svahové ledovce. Ledovce prvního podtypu měly krátký splaz o délce několik set metrů až do dvou kilometrů (Kotelský potok, Zelený a Vlčí důl na jižní straně, Sněžné jámy (viz Příloha 11.15), Czarny Kocioł (Wrzosówka), údolí Lomnice a Lomniczky na severní straně). Největší z nich – Wrzosówka, Lomniczka, Kotelský potok – byly již přechodnou formou k malým údolním ledovcům a v omezené míře i přemodelovaly svá údolí. Ostatní, menší karové ledovce naopak vyplňovaly pouze vlastní karovou depresi a splaz postrádaly zcela, nebo byl v závislosti na klimatických výkyvech i místních podmínkách jen velmi krátký. Dva největší ledovce na severní straně pohoří (Sněžných jam a údolí Lomnice) se v důsledku plochého svahu preglaciálního povrchu roztékaly hned pod karovými depresemi do šířky, a proto jsou vhodně odlišovány jako tzv. svahové ledovce (Traczyk, 1989). Nejmenší shoda je v názorech na charakter a rozsah zalednění u závěrů subsekventních (paralelních s hlavními hřebeny) údolí Mumlavy, Bílého Labe a Dlouhého a Modrého dolu, mimo jiné i proto, že jejich ledovce vytvořily a zanechaly podstatně méně pozůstatků po své činnosti a ty byly navíc ještě sekundárně erozní i antropogenně nejvíc narušeny nebo zničeny (Engel, 2003b).

Jednota není ani v názorech na počet zalednění a jeho chronologii. Prakticky po celou dobu zdejších výzkumů se vychází z existence dvou krkonošských zalednění (risské, též tzv. maximální a würmské, tzv. poslední). Izolovaná ledovcová akumulace v Peci pod Sněžkou dokonce připouští ještě jedno starší zalednění (Králík et Sekyra, 1969). Na základě některých posledních výzkumů se však objevil i názor (Engel, 2003a, b, c), že všechny dnes známé, morfologicky výrazné glaciální pozůstatky v Krkonoších pocházejí pouze z jediného, posledního (würmského) zalednění (Flousek et al. [eds], 2007). Také Partsch (1894) došel k závěru, že v Krkonoších byla dvě ledová období, oddělená velkým ústupem ledovců. První doba měla delší ledovce než druhá, v níž měly převahu malé karové ledovce. Vitásek (1924) zastává mínění, že nejnižší zjištěné a krásně zachované morény krkonošské jsou stáří würmského, ostatní morény by pak připadaly ústupovým stadiím této doby.

V Krkonoších se nachází výrazně největší počet karů a depresí s glaciální nebo novační genezí mezi všemi pohořími Českého masivu. Z. Engel (1997) jich uvádí dokonce čtyřicet, úplně přesný počet je však problematický, protože vedle jednoznačných forem se zde nacházejí i další, nedokonalé nebo přechodné formy, u nichž je obtížné exaktně stanovit genezi. Jednoznačné morénové akumulace (čelní, boční, méně i spodní) jsou však omezené jen na devět nejvíce zaledněných údolí a karů (čtyři v západní, pět ve východní části). Právě tato údolí jsou však rozhodující pro výzkum ledovcové modelace a glacienní problematiky Krkonoš. Mezi nimi mají nejvýznamnější postavení údolí dvou největších krkonošských ledovců v Labském a Obřím dole. Oba dosahovaly v době maximálního zalednění délky přes pět kilometrů a největší mocnosti okolo sto metrů. Objemem ledové hmoty byl však díky větší šířce pravděpodobně na prvním místě ledovec Obřího dolu. Na mimořádný vědecký význam těchto ledovců ukazuje i nově identifikovaná, minimálně jedenáct metrů hluboká deprese někdejšího ledovcového jezera na dně karu Labského dolu, vzdutého morénou a druhotně zaneseného jemnozrnnými sedimenty a na povrchu překrytého rašeliništěm (Engel, 2003c; Janovská, 2004). V současné době probíhá jeho výzkum, který může být významným přínosem pro další poznání této problematiky. Specifické postavení mají pasivní morény, vytvořené miniaturními ledovci čoučkovitého tvaru v poslední fázi zalednění. Jsou malých rozměrů (Velká Sněžná jáma, Krakonošova zahrádka), ale jelikož jsou mimo dosah vodních toků, jsou dobře zachovalé (Flousek et al. [eds], 2007).

Sněžka, nejvyšší vrchol pohoří, představuje i jediný alpinotypní vrchol s glaciální modelací – karling – nejen v Krkonoších, ale i v celém Českém masivu (Králík et Sekyra, 1969). Vznikl zpětnou erozí ledovců postupujících ze všech stran, proto je na rozdíl od ostatních zdejších hor špičatý a ostrý. Ukazuje tak současně na mimořádnou míru zalednění Krkonoš v podmínkách střední Evropy (Flousek et al. [eds], 2007).

Ledovcového původu jsou i všechna krkonošská jezera, s výjimkou zcela drobných rašelinných jezírek, které vznikají nejčastěji v depresích tzv. flarků (žlabů). Ve srovnání s ostatními v minulosti zaledněnými středohorami střední Evropy (Vogézy, Schwarzwald, ale i Šumava) mají Krkonoše jezer málo a malých rozměrů. Větší jsou pouze Wielki a Maly Staw (Velký a Malý rybník) a pak jsou to již jen miniaturní Śnieżne Stawki a Mlaki (celkem šest) ve Sněžných jamách, všechny na severní, polské straně a jediné Mechové jezírko (Pilous, 1979; Engel et al., 2003) na české straně pod Kotelními jámami. Všechny jsou hrazené morénami (Flousek et al. [eds], 2007).

Významnou, teprve v minulém desetiletí popsanou formou, a to donedávna pouze na severní, polské straně, jsou fosilní kamenné (též skalní) ledovce (Chmal et Traczyk, 1993; Traczyk, 1995, 2004). Tyto formy s členitým povrchem jsou v době svého vzniku tvořené kamenitými zvětralinami, jejichž intersticiální prostory jsou vyplněné ledem, fosilní jsou pouze zvětralinovými akumulacemi. Mají jazykovitě vypuklý tvar, někdy s prstovitě laločnatým čelem a „stékavou“ strukturou kamenito-ledové hmoty, často dobře patrnou i na jejich povrchu. Jsou dvojí geneze – vzniklé v koncové fázi ústupu údolních ledovců, anebo na horských svazích cementací periglaciálních svahovin regelačním ledem. Na území Českého masivu jsou zcela výjimečným jevem a vesměs patří k druhému typu. Jelikož jsou dnes zcela fosilní, neobsahují žádnou

ledovou hmotu. Přesto je však jejich existence významným důkazem charakteru glaci-periglaciální modelace pohoří. V polských Krkonoších jsou známé čtyři. Z toho tři jsou na strmých svazích v okolí Sněžných jam; největší z nich má délku 0,5 km a šířku 0,3 km. Poslední, pouze iniciální je v severním svahu Sněžky (Flousek et al. [eds], 2007).

Na české straně byl teprve nedávno popsán (Traczyk, 2004) jediný kamenný ledovec na severním svahu Luční hory. Jeho situace je výrazně odlišná od polských, neboť se nachází na mírnějším svahu, který je součástí vrcholového zarovnaného povrchu. Avšak jeho poloha mezi početnými soliflukčními jazyky a laloky i jeho celkový „stékavý“ charakter ukazují, že se jedná spíše o jakýsi „sesuv“ skupiny soliflukčních jazyků než o skutečný kamenný ledovec. Celý útvar proto vyžaduje ještě další studium (Flousek et al. [eds], 2007).

Výzkum zalednění Krkonoš však zdaleka neslouží jen k vysvětlení rozšíření a geneze samotných ledovcových forem, ale i ke komplexnímu pochopení následných holocenních jevů a procesů (zvláště v centrální části pohoří) a poznání paleoklimatických poměrů i vývoje klimatu celé střední Evropy v holocénu (Engel, 2003c).



**Obr. 36.** Vpravo Obřích důl v současnosti (Kociánová et al., 2006). Vlevo představa jak mohl vypadat největší krkonošský ledovec v Obřích dole v risské ledové době (Oppeltová R.) (Kociánová et al., 2006)

## 7.2 Šumava

Na našem území se vystřídalo pět velmi chladných dob ledových (glaciálů) s poněkud teplejšími dobami meziledovými (interglaciály). Průměrná teplota poklesla během pleistocénu na mínus sedm stupňů Celsia a v horské oblasti Šumavy se začaly tvořit ledovce, které významným způsobem přispěly k modelaci reliéfu zdejší krajiny. Přesný rozsah zalednění nebyl dlouho znám a mezi badateli docházelo v tomto směru od druhé pol. 19. stol. k závažným vědeckým sporům. Někteří autoři předpokládali, že Šumava měla souvislou ledovou pokrývku. F. Bayberger se v roce 1886 snažil dokázat, že ledovcový splaz zasahoval kupř. v údolí Otavy až k dnešní Sušici, do nadmořské výšky 469 metrů (viz Příloha 11.16). Pozdější výzkumy (Wagner, 1897; Švampera, 1913-1914) prokázaly, že v posledních dobách ledových, zejména wŕrmu, ležela sněžná čára v nadmořské výšce cca tisíc až tisíc sto metrů a lokální zalednění se vytvořilo jen v nejvyšších horských polohách, okolo tisíc tři sta metrů. Na hřebenech a horských svazích se hromadily mocné vrstvy sněhu, které vytvářely v chladných závětrných polohách sněhové převisy a laviny. Sníh nestačil roztát ani v letním období a vytvářel tzv. firnová pole. Hrubozrnný sníh pod tlakem svrchních vrstev zledovatěl, pronikal do skalních spár a roklí. Rozšiřoval je a ze stěn narušených mrazem odtrhával skalní bloky. Při tom byl neustále živen firmem z výše položených sněžišť. Na predisponovaných místech, orientovaných převážně k severovýchodu, vznikaly horské svahové ledovce, které postupně narůstaly do obřích rozměrů a sesouvaly se po horských svazích do údolí. Ledovce dosahovaly mocnosti 150 až 200 metrů a měly kónický tvar. Převážná část ledové hmoty byla soustředěna v horní třetině a směrem dolů jí ubývalo. Ledovec využíval své hmotnosti a svoji destrukční sílu soustřeďoval na

strmých svazích zejména vertikálním směrem. Nejenže drásal skalní stěny a do šířky nálevkovitě rozšiřoval strže, ale obrovskou silou drtil i dno rokliny. Tak vznikly ledovcové kary se skalnatým amfiteátre. Prohlubeň na dně karu byla formována čelem ledovce a největší hloubky dosahovala přímo pod stěnou. Její okraj byl na opačné straně hrazen tvrdším skalnatým prahem, pod svahem byl nahromaděn vytěžený a netříděný materiál tzv. čelní moréna (Svoboda, 2008).

Po ústupu ledovce vyplnily jámku vody tajícího sněhu a vznikla hloubená jezera karového typu. Mají oválný tvar a pod skalní stěnou dosahují hloubky až padesáti metrů. S jezery tohoto vyhraněného typu se setkáme pouze ve velehorách (kupř. tatranská „mořská oka“, nebo alpská „skalnatá plesa“). Šumava nedosahuje velehorských výšek a proto se zdejší karová jezera těmito modelům více či méně přibližují. Mezi ně lze zařadit jezero Černé, Čertovo a Prášílské (Svoboda, 2008).



**Obr. 37.** Prášílské jezero, Šumava – letecký pohled (Berger J.) (Info Šumava 2000, 2011)

V době vrcholného zalednění se činnost ledovce nezastavila. V mnoha případech překonal skalnatý práh, obrousil jej na minimum a začal narůstat ne jen do šířky, ale i do délky. Posléze na přilehlém svahu vytvořil ledovcový splaz, dlouhý až několik kilometrů. Ledovec pod Velkým Javorem dosáhl délky cca tři kilometry a zasahoval k vrstevnici osm set třiceti metrů. Ledový splaz drtil a odlamoval obří silou vše, co mu stálo v cestě. Zvětralá suť a ostrohranné úlomky skal srůstaly s ledovou hmotou a zvyšovaly jeho erozní schopnost. Ledovec prohluboval a rozšiřoval své koryto a vytvářel široké údolí s charakteristickým profilem ve tvaru „U“. Zároveň přemísťoval natěženou horninu po svahu do údolí. Část materiálu vytlačil i do boků, část zanechal a hutnil pod sebou. Zbytek sunul před sebou a uložil ve svém předpolí. Tak vznikly boční, spodní a čelní morény. Pokud se někde sunuly dva splazy souběžně vedle sebe, mohly vzniknout i morény střední. V morénových valech byl veškerý materiál uložen v netříděném stavu. Dnes zde nalézáme dle velkých balvanů i rozdrčený štěrk, písek, jíl i prach. Morény časem ulehly, zhutnily se a na mnoha místech začaly zadržovat vodu. Ledovcový splaz v dobách ledových měnil svoji délku, „osciloval“. Během glaciálů narůstal, v dobách meziledových ustupoval. Svědčí o tom tzv. ústupové morény, ležící napříč údolím mnohem níže pod jezerem. Nedochovaly se však v původním stavu, protože byly časem narušeny soliflukčními sesuvy (pohyby sluncem uvolněné zeminy po dosud pevně zamrzlém podloží), dále i říční erozí a činností člověka. Pod Malým Javorským jezerem byla nalezena nejnižší položená moréna dokonce ve výšce osm set třiceti metrů nad mořem (Svoboda, 2008).

Během würmu vznikaly čelní morény na okraji ledovcových kotlin. Pokud ležely poblíž sněžné čáry a přehradily údolí dostatečně vysokým a zhutněným valem, po ústupu ledovce zadržely vodu z tajícího sněhu a vznikl další typ glaciálního jezera, tzv. jezero hrazené (morénové). Jezera tohoto typu vznikala na méně strmých svazích, kde byla destrukční síla ledovce ve vertikálním směru oslabena. Ledový splaz prohloubil a rozšířil horské údolí či soutěsku podélným směrem. Proto mají morénová jezera mnohem protáhlejší tvar a jsou dosti mělká. Jejich dno tvoří zhutnělá spodní moréna, není tedy skalnaté, ale kamenité až bahnitě. Mají méně svažitou až nevýraznou jezerní stěnu a mnohdy jsou od ní poněkud odsunuta. Jezerní přítoky mají dosti rozlehlou sběrnou oblast, kde erodují a splavují do jezera značné množství zeminy i organického materiálu. Při zvýšené průtočnosti se pak na dně jezera tvoří značné množství usazenin a dochází k jeho zalemňování. Na Šumavě tomuto typu jezer nejvíce odpovídá jezero Laka a Malé Javorské jezero. Některá další podobná jezera v minulosti zanikla, protože na vrstvách sedimentů se uchytila mokřadní vegetace a kotlinu zaplnilo horské rašeliniště. Příkladem je Stará jímka pod Poledníkem, Staré jezero a Severní kar na jihovýchodních a východních svazích Velkého Roklanu (Svoboda, 2008).

Kromě toho se na Šumavě vyskytují i glaciální jezera smíšeného typu. Jejich dno je pod hladinou rozděleno tvrdým skalnatým prahem do dvou pánví. Zadní část jezera leží pod skalní stěnou a je karová, vyhloubaná ve skalnatém podloží. Když ledovec dále narůstal, překlenul skalní práh a jeho splaz vytvořil druhý bazén, hrazený morénou. Ukázkou jezera smíšeného typu je v bavorské části Šumavy zejména Velké Javorské jezero a Roklanské jezero. Na naší straně jde o Plešné jezero, hrazené ve spodní části až čtyřicet metrů vysokým valem (Svoboda, 2008).

V dobách ledových vzniklo na Šumavě celkem dvanáct ledových karů. V současnosti jsou naplněny vodou jen v osmi případech (pět jezer leží podél historické hranice na naší straně Šumavy a tři jezera na bavorském území). Jejich stáří se odhaduje na cca čtrnáct tisíc let před naším letopočtem. Jak již bylo řečeno, ostatní mělká jezera zanikla. Došlo k zalemňování a jejich kotliny postupně zarostly rašelinou a mokřadní vegetací. Základní údaje o těchto jezerech, naměřené a publikované během posledních cca sto padesát let, se značně odlišují. Je to způsobeno kolísáním vodní hladiny, zatemňováním dna, různými úpravami čelních morén a výpustí, i technickou nedokonalostí měřících pomůcek (Svoboda, 2008).



**Obr. 38.** Černé jezero z Jezerní stěny (Hošek V.) (ITRAS et Hošek., 2011)

Novější výzkumy zalednění Šumavy jsou poměrně kusé (Mentlík, 2005). Sekyra in Kodym (1961) předpokládá omezení ledovcové činnosti na erozní a akumulaciční působení v karech. Po zhodnocení údajů popisuje následující údaje, které považuje za typické pro všechna šumavská jezera: Všechny kary mají podobnou modelaci: karovou stěnu a pánev; morénové valy různého rozsahu a mocnosti hradí jezerní oblast i v

několika obloučích; nejnižší položená koncová moréna karového ledovce je zpravidla vzdálena několik set metrů od jezerní pánve; střední morénový pás u všech jezer je v nadmořské výšce tisíc až tisíc sto metrů nad mořem; všechna karová jezera leží mezi izohypsou 900 – 1 100 metrů nad mořem; poloha (expozice) karů je mezi severem a jiho východem; kary nejsou vázány na určitou horninu. Podle Chábery (1987) je nutné (vzhledem k poloze Šumavy vůči oceánu) přiklonit se k představě pouze lokálního zalednění ve formě malých karových ledovců, které vznikaly na predisponovaných místech (především svazích se severo východní expozicí).

Poznatky o zalednění Šumavy na české i německé straně jsou poměrně útržkovité a není vytvořená jednotná koncepce, která by dávala uspokojivé odpovědi na otázky zalednění Šumavy. Zdá se, že odpověď může přinést pouze komplexní geomorfologický a geologický výzkum provedený v takovém rozsahu, aby postihl veškeré aspekty spojované s potenciálním zaledněním Šumavy (Mentlík, 2005).

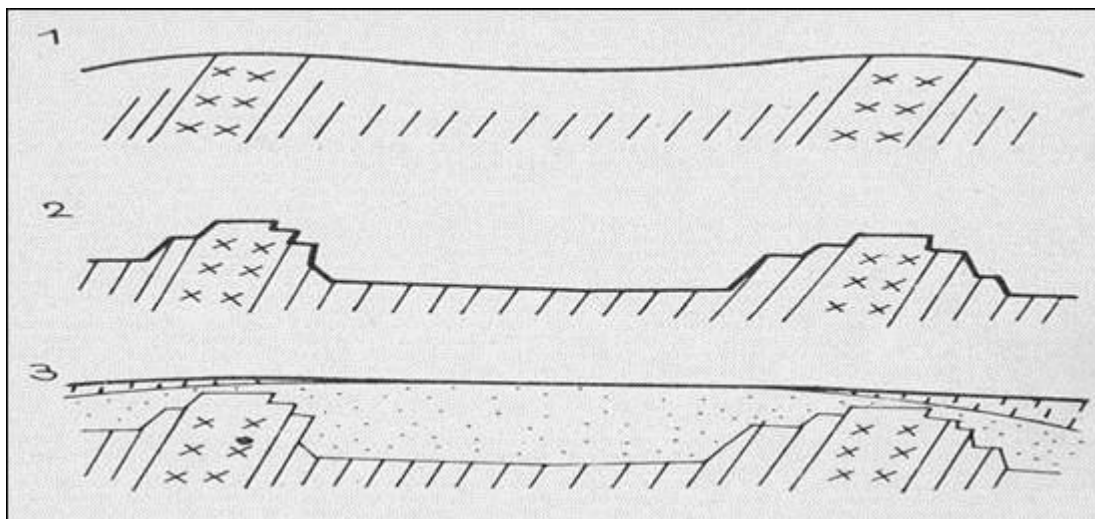
### **7.3 Králický Sněžník a Praděd**

Nízká pleistocenní sněžná čára v Krkonoších stanovená (1 150 metrů) ukazuje na možnost, že i ostatní horské skupiny Sudet, pokud dosahují nejméně dvě stě metrů nad tuto linii, byly v době pleistocenní zaledněny. Byl by to tedy především Králický Sněžník (1 422 metrů) a skupina Praděda (1 490 metrů) (Vitásek, 1924).

Příklad zalednění jesenické (východosudetské) oblasti popsal Z. Gába in Tlusták (1987). Ve štěrkopískovně v Supíkovcích byl v délce asi dvě stě metrů odkryt styk sedimentů pevninského ledovce s podložním krystalinikem. Je to v ČR jedinečný objev. Celá severozápadní stěna pískovny je omezena výchozem ruly, která zde tvoří deset až patnáct metrů vysokou a pod úhly sedmdesát až osmdesát stupňů skloněnou stěnu. V nadloží této „pohřbené skály“ je ledovcový výplav, jen na krátkém úseku se rula stýká přímo s tillem (Tlusták, 1987).

Styk ruly s ledovcovým výplavem je ostrý. Na čistou, nezaoblenou „skálu“ bezprostředně nasedá písek, ve svém složení podložní rulou jen nepatrně ovlivněný. Komplikovanější je styk ruly s tillem. Typický till bazální morény, tj. souvková hlína, není v přímém kontaktu s rulou. Je od ní oddělen 1,5 – 2,5 metrů mocným souvrstvím atypických složenin. Bezprostředně nad rulou je zvrstvené rulové eluvium a nad ním se střídají vrstvy a vrstvičky buď sto procent odrážející složení rulového eluvia nebo v různé míře kontaminované materiálem vyplaveným z ledovce. Zmíněné souvrství lze pojmenovat nejspíše jako subglaciálně deformovaný sediment (Tlusták, 1987).

Provedený výzkum na lokalitě dovoluje určité závěry o erozně akumuláční činnosti ledovce. Je jisté, že před zaledněním nebyl terén tak bizarně členitý jak se nám jeví dnešní „pohřbený“ reliéf. Tavné vody ledovce musely odstranit z pevných „jader“ krystalinických hornin zvětralinový plášť o mocnosti v metrech až desítkách metrů, čímž se vytvořily tvary podobné skalám, skalním hradbám, kaňonovitým korytům apod. Členitý reliéf vytvořený erozí tavných vod byl vzápětí akumuláční činností těchto vod téměř dokonale zarovnan a „pohřben“. Erozní i akumuláční činnost vlastního ledovce byla ve srovnání s tím málo významná. Postupující ledovec spolu se svými tavnými vodami tedy nejprve členitost terénu výrazně zvýšil a teprve pak terén svými sedimenty zarovnal (viz obr. 39) (Tlusták, 1987).



**Obr. 39.** Schématické znázornění erozně akumulární činnosti ledovce. 1 – předpokládaný předledovcový reliéf, na rulou zvětralinový plášť, 2 – obnažení nezvětralého „jádra“ tavnými vodami postupujícího ledovce, 3 – zarovnaný terén po ústupu ledovce. Na krystaliniku písky z tavných vod, v jejich nadloží till (Gába Z.) (Tlusták, 1987).



## 8. Glaciální relikty České republiky

Střídání ledových dob s dobami meziledovými změnilo i život na Zemi (Crummenerl, 2004). Ochlazení podnebí buď zničilo dosavadní druhy květeny předledové, nebo je zapudilo na místa, kam tak pronikavě nezasahoval mrazivý dech ledovce. Mnohé z druhů arktoterciérní květeny byly zatlačeny na místa, kde našly chráněný útulek pro svůj život (takovým místům říkáme refugia neboli útulky). Některé druhy se odstěhovaly až do jižní Evropy, kde se v teplých polohách Balkánského poloostrova udržely až do dnešní doby. Právě tak alpský ledovec při svém růstu zatlačoval i vysokohorskou květenu do nižších poloh a konečně ji posunul až k nám, kde se tato alpská květena mísila s květenou arktickou (Veselý, 1953). Lze tedy konstatovat, že dnešní rostlinné a živočišné druhy a jejich geografické rozšíření jsou výsledkem vždy znovu a znovu postupujícího a poté opět ustupujícího ledu (Crummenerl, 2004). Mnohé z těchto druhů, které přežily z doby ledové a označujeme je jako glaciální relikty (Flousek et al. [eds], 2007) patří mezi vzácné a ohrožené druhy flóry a fauny České republiky (Anděra et al., 2003).

Dle vědce a odborníka světového významu RNDr. Vojena Ložka, DrSc. pod pojmem relikty rozumíme především maloplošné izolované výskyty druhů, které se v určitém území udržely ze starších období s odlišnými podnebnými poměry, obvykle na stanovištích výjimečného rázu a jejichž hlavní areál se dnes rozkládá v oblastech často značně odlehlých. Reliktní povahu lze ovšem předpokládat za prokázanou jen tehdy, dokládají-li fosilní nálezy, že dnešní izolované výskyty tvořily v minulosti část velkého souvislého areálu. Příklady najdeme mezi druhy s boreoalpínským rozšířením, jejichž hlavní areál se dnes rozkládá na vysokém severu a reliktní výskyty v horách střední a jižní Evropy (Ložek, 1973b).

Z konfrontace izolovaných výskytů různých rostlinných i živočišných druhů s paleontologickými nálezy v korelaci s paleogeografií nejmladší geologické minulosti vyplývá, že osamocené výskyty a areálové enklávy vznikají jednak při ústupu druhu a představují relikty, jednak se vytvářejí na postupu a představují pak předsunuté výsadky, obvykle vzdušné. Od těchto nutno rozlišovat případy záměrného vysazení člověkem a vzít ovšem též v úvahu, že člověk a jeho dopravní prostředky jsou s to zavlékat různé druhy nechtěně na velké vzdálenosti, což se v podstatě neliší od přenosu velkými živočichy schopnými aktivního pohybu na velké vzdálenosti (Ložek, 1973b). Známé je dálkové šíření vodními ptáky, kteří zanesou vodní plže i do vzdálených, zcela izolovaných nádrží. Doklady zda jde o reliktní nebo výsadkové, bezpečně prokážou fosilní nálezy – např. středočeské výskyty druhu *Discus rudersatus* nebo *Bulgarica cana* jsou zbytky bývalého mnohem většího rozšíření, zatímco *Zebrina detrita* na Slánsku nebo nejnověji Na Břici u Srbska v Českém krasu je zcela novodobým výsadkem (Ložek, 2011).

Zajímavá je v této souvislosti skutečnost, že ke glaciálním reliktním patří i množství druhů, které dnes vůbec nežijí na stanovištích chladného rázu. V glaciálech byly totiž v našich nižších polohách běžně rozšířené druhy otevřené krajiny schopné žít na surových půdách. Proto mnohé z nich dnes vyhledávají suchá xerothermní stanoviště (Ložek, 1973b). Právě fosilní doklady ukázaly, že glaciálními relikty mohou být i druhy, u nichž bychom podle současného rozšíření a nároků nikdy nic takového nepředpokládali. Příkladem jsou tři druhy sprašové stepi z rodu *Pupila* – *P. sterri* a *P. triplicata*, které se uchýlily na skalní stepi, zejména na vápenci, zatímco *P. muscorum* se dokonce stala obyvatelkou náhradních stepních stanovišť na hlubších substrátech v kulturní krajině (Ložek, 2011).

Je možné s určitostí tvrdit, že výčet glaciálních reliktních není dosud uzavřen. Výzkumy dále pokračují a objevují se díky jim i druhy zcela nové, dosud neznámé (Svoboda, 2008).

## 8.1 Flora – glaciální relikty

Současný stav rostlinného krytu je výsledkem dlouhodobého vývoje, podmíněného klimaticky a geologicky. Pronikavý vliv na vytváření přírodních poměrů měla doba ledová, která dala nejen Krkonošům květenu, jež sama o sobě plně odůvodňuje jejich vyčlenění do samostatného fytogeografického okresu. Na území pokrytém pleistocenním ledovcem zanikl veškerý tehdejší rostlinný kryt a jen jeho část ustoupila do jihovýchodní a jihozápadní Evropy. Chladnomilná tundrová květena se udržela pouze pod okraji tajících ledovců na úpatí hor. Po roztátí ledovců zaujímala tundra celé území ledovcem opuštěné. Při následujícím celkovém oteplení chladnomilná tundrová květena ustoupila jednak do krajín severních, jednak do vyšších horských poloh (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.1.1 Mykoflóra – Krkonoše

Specifickou mykofloru hostí sněhová výležiska pod horní hranou ledovcových karů – k pozoruhodným nálezům tu patří čepičárka hlavičkatá (*Galerina subclavata*) ze Sněhového žlabu pod hranou Úpské jámy. Je to druh s převážně arkoalpínským charakterem rozšíření, význačný pro horská prameniště a sněhová výležiska, kde se váže na společenstva převážně hygrolinických mechů. Půjde zřejmě o významný glaciální relikv zatím s jedinou známou lokalitou v Krkonoších (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.1.2 Lišejníky – Krkonoše

Osobitá horská tundra Krkonoš je osídlena mnoha zemními lišejníky s arkoalpínským rozšířením, považovanými za relikty z doby ledové. Jsou mezi nimi např. vousatec žlutozelený (*Alectoria ochroleuca*), černohnědý (*A. nigricans*), krásnice *Caloplaca ammiospila*, *Catolechia wahlenbergii*, pukléřka rourkovitá (*Flavocentria cucullata*) a sněžná (*F. nivalis*), *Fuscopannaria praetermissa*, *Lecidoma demissum*, strupatka *Ochrolechia upsaliensis*, hávnatka křivožebrá (*Peltigera venosa*), děratka *Pertusaria glomerata*, *Psoroma hypnorum*, terčplodek dvouvýtrusný (*Solorina bispora*), terčplodek šafránový (*S. crocea*) a krajnatý (*S. spongiosa*), pevnokmínek horský (*Stereocaulon alpinum*) a šídlovec kůstkovitý (*Thamnotia vermicularis*) (Flousek et al. [eds], 2007).

Na borce bříz, zejména na tenkých větvičkách, najdeme tmavě hnědou stélku, často hustě pokrytou apothecii, která patří zajímavému lišejníku *Cetraria sepincola* (pukléřka plotní). Je to boreální druh, který je u nás glaciálním reliktem. Dříve se na našem území vyskytoval roztroušeně (zejména v Krkonoších – zde na větvičkách kleče, v Jizerských horách, v Jeseníkách aj.). V důsledku znečištění ovzduší (poškozuje ho jak kyselý déšť a znečištění oxidem siřičitým, tak i zvýšený spád dusíku) však značně ustoupil a v současnosti patří mezi ohrožené druhy (Anděra et al., 2003).

Mykologové zaznamenali v krkonošské lišejníkové tundře některé pozoruhodné druhy hub. Na Vysokém Kole a Studniční hoře roste závojenka alpínská (*Entoloma alpicolum*), kriticky ohrožený druh zařazený do Červené knihy ČR (Kotlaba et al., 1995). Jinde v Evropě je tato houba vázána svým mykorrhizním soužitím zpravidla na keříčky vrby bylinné, v Krkonoších však žije pravděpodobně na náhradních hostitelích jako glaciální relikv (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.1.3 Mechorosty – Krkonoše

Některé z glaciálních relikvů, jejichž typickými zástupci mezi mechorosty jsou mj. rašeliník Lindbergův (*Sphagnum lindbergii*), dvouhrotec prodloužený (*Dicranum elongatum*) či toporec štětinatý (*Tetralophozia setiformis*), mají v Krkonoších dokonce

své nejjižnější lokality – konkrétně jde o mechy veliška ledovcová (*Kiaeria glacialis*), rašeliník Jensenův (*Sphagnum jensenii*; Wojtuń, 2004) a klanouzobek *Schistidium flexipile*. Vyhynulé a dlouhodobě neznámé druhy, jejichž existence v Krkonoších se zdá být do budoucna velmi nejistá, spadají do několika kategorií. Do jedné z nich můžeme zařadit takové, jejichž výskyt lze považovat za reliktní a které byly vázány na biotopy ustupující či zcela mizící v důsledku oteplování. Mezi ně patří v první řadě druhy sněžných políček, z nichž patrně nenávratně vymizely játrovka obrutka pestrá (*Marsuopella brevissima*), mrazovec Juratzkův (*Anthelia juratzkana*), popsáný z Krkonoše a dodnes přežívající v nepatrné populaci na Studniční stěně v Úpské jámě, a na české straně ploník šestihranný (*Polytrichastrum sexangulare*), v současnosti potvrzený pouze z jediného mikrostanoviště v Malé Sněžné jámě (Malý Sněžný Kociol); dlouhodobě neznámá je i papratka kápovitá (*Pohlia obtusifolia*). Volnoústka plavá (*Arctoa fulvella*) a veliška srpovitá (*Kiaeria falcata*) rovněž přežívají již jen na posledních několika místech v karech nebo okolo studených potůčků na Pláni pod Sněžkou, které svým charakterem políčka připomínají (Flousek et al. [eds], 2007).

#### 8.1.4 Cévnaté rostliny – Krkonoše

Všivec krkonošský (*Pedicularis sudetica*) se v nearktické Evropě vyskytuje jedině v Krkonoších, a to téměř výhradně v Krkonoších východních (Flousek et al. [eds], 2007).



**Obr. 40.** Všivec krkonošský (*Pedicularis sudetica*) patří mezi nejznámější krkonošské glaciální relikty (kresba Ničová V.) (Flousek et al. [eds], 2007).

Ostružiník moruška (*Rubus chamaemorus*) se mimo kraje arktické udržel na několika reliktních lokalitách v Německu, v Krkonoších pouze na subalpínských rašeliníštích (Flousek et al. [eds], 2007).

K arktickému elementu patří také ostřice Bigelowova (*Carex bigelowii*), i když byla novější době nalezena na ojedinělých lokalitách v Alpách a Tatrách; v krkonošských subalpínských až alpínských polohách je místy hojná (Flousek et al. [eds], 2007).

Element arктоalpínský zahrnuje celkem asi padesát tři druhů, např. jinořadec kadeřavý (*Cryptogramma crispa*), rozchodnici růžovou (*Rhodiola rosea*), lomikámen vstřícnolistý (*Saxifraga oppositifolia*), suchopýrek trsnatý i alpský (*Trichophorum cespitosum*, *T. alpinum*), ostřici skalní, vláskovitou, vrchovištní a pochvatou (*Carex rupestris*, *C. capillaris*, *C. paupercula*, *C. vaginata*), tomku alpskou (*Anthoxanthum alpinum*), lipnici plihou (*Poa laxa*) (Flousek et al. [eds], 2007).

Z českých pohoří pouze v Krkonoších se vyskytují také rostliny severského původu – subarktické druhy známé i z některých dalších středoevropských vysokých pohoří (Alpy, Karpaty): bika klasnatá (*Luzula spicata*), lilijka pozdní (*Lloydia sirotina*), vrba dvoubarevná (*Salix bicolor*), lomikámen vstřícnolistý (*Saxifraga oppositifolia*), silenka skalní (*Silene rupestris*), ale i druhy, které se ve střední Evropě jinde v horách nevyskytují např. lomikámen sněžný (*Saxifraga nivalis*) (Flousek et al. [eds], 2007).

Pravděpodobně již v 19. století vyhynul zimozel severní (*Linnaea borealis*), glaciální relikv s domovem ve Skandinávii, u nás se kdysi vyskytoval v Krkonoších a v Jizerských horách (Miko et Hošek [eds], 2009).

Mezi glaciální relikty patří i kontryhel krkonošský (*Alchemilla corcontica*), známý pouze z Malé Sněžné jámy (Štursa et al., 2009).

### 8.1.5 Cévnaté rostliny – Šumava

Území Šumavy je poměrně bohaté na výskyt glaciálně reliktních druhů, které se do střední Evropy dostaly s postupujícím pevninským ledovcem v období glaciálu. Těžiště rozšíření těchto druhů je dnes v severských zemích a na Šumavě; přetrvaly především díky chladnému horskému podnebí a hojnému zastoupení reliktních stanovišť. Velké množství těchto druhů najdeme například na rašeliništích, která nám mohou v mnohém připomínat přírodu na dalekém severu. Často zde spatříme například poměrně hojnou vlochyň bahenní (*Vaccinium uliginosum*), drobné keříčkovité dřeviny kyhanku sivolistou (*Andromeda polifolia*) a šichu černou (*Empetrum nigrum*), vzácně blatnici bahenní (*Scheuchzeria palustris*) a ostřici mokřadní (*Carex limosa*), které společně zarůstají jezírka činných rašelinišť. Mezi reliktní druhy patří také drobnolistá bříza zakrslá (*Betula nana*), která v poměrně velkých porostech lemuje naučnou stezku na Jezerní slati a vyskytuje se vzácněji i na dalších šumavských rašeliništích. Některé druhy se v době ledové dostaly na Šumavu z východní části kontinentu a v rámci Šumavy jsou dnes soustředěny především v kotlině horní Vltavy. Patří mezi ně například poměrně hojná jirnice modrá (*Polemonium caeruleum*) a tavolník vrbovitý (*Spirea salicifolia*) či naopak velmi vzácný stulík malý (*Nuphar pumila*) nebo mohutná žlutě kvetoucí popelivka sibiřská (*Ligularia sibirica*). Také omamně vonící keř rojovník bahenní (*Ledum balustre*), běžně se vyskytující na rašeliništích Třeboňska, se na Šumavě nachází jen v kotlině Vltavy a dále na západ pohoří se již nerozšířil (Anděra et al., 2003).

Vzácným glaciálním reliktem je také šídlatka jezerní (*Isoetes lacustris*), která žije v České republice jen na dně šumavského Černého jezera. Dalším glaciálním reliktem je šídlatka ostnovýtrusná (*Isoetes echinospora*) rostoucí pouze v mesotrofních vodách na dně Plešného jezera na Šumavě. Dříve doprovázel obě šídlatky další, velmi vzácný glaciální relikv – závar úzkolistý (*Sparganium angustifolium*). Naposledy byl na Černém a Plešném jezeře pozorován v roce 1959. Později však již na svých původních nalezištích nebyl zjištěn, nyní patří na území ČR mezi druhy vyhynulé. Při posledních výzkumech v roce 2005 se však pracovníkům Botanického ústavu AV ČR v Třeboni podařilo v porostech šídlatek na Plešném jezeře znovu objevit několik dosud nekvetoucích růžic této rostliny (Svoboda, 2008).

Reliktní populace rákosu obecného (*Phragmites australis*) můžeme dodnes zaznamenat na okraji některých rašelinišť v oblasti Šumavských plání, kde také dosahují výškového maxima svého výskytu v České republice (Anděra et al., 2003).

Ze severských prvků pouze na Šumavě roste všivec žezlovitý (*Pedicularis sceptrum-carolinum*) (Flousek et al. [eds], 2007).

Před asi deseti až patnácti tisíci lety se v karech šumavských jezer usídlily vzácné glaciální relikty jako je např. hořec šumavský (*Gentiana pannonica*) a kopníček bezobalný (*Ligusticum mutelina*) (Svoboda, 2008).

Vrchol Velkého Javoru, Velký a Malý Ostrý a stěna Černého jezera hostí na několika lokalitách vzácnou asociaci *Agrostis rupestris*-*Juncus trifidus*. Hlavním

diagnostickým druhem je trsnatá sítina trojklaná (*Juncus trifidus*) a celkem nenápadný psineček skalní (*Agrostis rupestris*). Ojedinele se vyskytují i nízké keříčky šichy oboupohlavné (*Empetrum hermaphroditum*). Ve všech případech jde o vzácné glaciální relikt, které je nutno co nejprísněji chránit (Svoboda, 2008).

### 8.1.6 Cévnaté rostliny – Jeseníky

K reliktním z časů doby ledové v Jeseníku patří např. lepnice alpská (*Bartsia alpina*), rozchodnice růžová (*Rhodiola rosea*) či vrba hrotolistá (*Salix hastata*) (Natura Bohemica, 2011b).

Glaciální reliktní a významný arktický prvek naší květeny je vrba laponská (*Salix lapponum*). Jesenickou populaci tvoří pouze jeden samičí polykormon, pravděpodobně značného stáří (Natura Bohemica, 2011a).

## 8.2 Fauna – glaciální relikt

### 8.2.1 Půdní organismy – Krkonoše

Některé druhy pancéřníků vyskytující se v Krkonoších mají boreomontánní či boreoalpínské rozšíření (např. *Paulonothrus longisetosus*, *Neonothrus humicolus*, *Ceratozetella thienemanni* a *Tricoribates monticola*), a lze je proto považovat za glaciální relikt. Tyto druhy se vyskytují v severní Evropě v tundře a tajze, v jižnějších oblastech pak pouze v horských polohách nad hranicí lesa (boreoalpínské druhy) či v chladných horských jehličnatých lesích a na rašeliništích (boreomontánní) (Flousek et al. [eds], 2007).

Z české strany jsou známy poměrně podrobné údaje o sametkách z čeledi *Rhagidiidae* díky V. Růžičkovi a M. Zachardovi (1994), kteří se zabývali členovci obývajících suťové biotopy. Tito dlouhonozí draví roztoči obývají často klimaticky velmi drsná prostředí, zahrnující tundrové oblasti severní a jižní polokoule a vysokohorské polohy. Mnoho druhů z této skupiny žije také v jeskyních nebo jiných podzemních prostorech, kde panují podobné podmínky jako hluboko v půdě. A právě takovéto prostředí představují suťová pole a kamenná moře pokrývající část nejvyšších krkonošských vrcholů. Volné prostory mezi kameny uvnitř těchto kamenných akumulací vytvářejí velmi specifické prostředí, vyznačující se chladným a vlhkým mikroklimatem s velmi malým kolísáním teplot v průběhu roku. Bylo zde zjištěno celkem sedm druhů čeledi *Rhagidiidae*, z nichž čtyři je možno považovat za glaciální relikt (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.2.2 Měkkýši – Krkonoše

Z arkoalpínských prvků mají prvořadý význam izolované výskyty vrkoče severního (*Vertigo arctica*) a ostroústky válcovité (*Columella columella*), druhů doložených zatím jen ze slezské strany. Jejich výskyt na vhodných stanovištích na české straně však není vyloučen (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.2.3 Pavouci – Krkonoše

Faunisticky a taxonomicky, ale především biogeograficky a ekologicky nejcennější je arachnofauna nejvyšších partií Krkonoš, kde se vyskytují druhy náležející k nejzávažnějším prvkům arachnofauny ČR i Polska. Chladnomilní pavouci, kteří zde dnes přežívají v izolovaných populacích vzdálených stovky kilometrů od míst svého souvislého současného výskytu, jsou němými svědky dávných dramatických klimatických změn ve střední Evropě. Výskyt pěti druhů pavouků známe v ČR pouze

z Krkonoš – jsou to plachetnatka Lehtinenova (*Maro lehtineni*), pavučinka severská (*Mecynargus morulus*), slíďák chladnomilný (*Pardosa saltuaria*), skálovka laponská (*Gnaphosa lapponum*) a běžník horský (*Xysticus obscurus*). Kromě slíďáka chladnomilného mají tyto druhy souvislé rozšíření v severských oblastech a pouze ostrůvkovité rozšíření ve střední Evropě, které zde dnes představuje nepochybně pouhý zbytek jejich souvislého rozšíření ve střední Evropě v dobách ledových. Všechny těchto pět druhů bylo svorně nalezeno v tundře na Studniční hoře (Flousek et al. [eds], 2007).



**Obř. 41.** Běžník horský (*Xysticus obscurus*) bývá řazen ke glaciálním relikům (Vaněk J.) (Flousek et al. [eds], 2007).

#### 8.2.4 Pavouci – Šumava

Ke glaciálním relikům náleží velký pavouk slíďák ostnohý (*Acantholycosa norvegica*), který se vyskytuje pouze na kamenitých sutích a jeho výskyt známe na Šumavě z Čertovy stěny Luče či Jezerní hory. Oproti rostlinám však mohou živočichové osidlovat nejen povrch, ale i hlubší podzemní prostory kamenitých sutí, které připomínají svým charakterem prostředí jeskyní. Výhradně tyto prostory kamenitých sutí osidluje pavouk plachetnatka severská (*Bathypantes similimus*). Jeho výskyt byl poprvé na Šumavě zjištěn pod žulovými bloky v údolí řeky Vydry, později byly zjištěny další početné populace v Čechách a v Polsku v pískovcových skalních městech. Ve Finsku žije tento druh mezi kameny a na skalách. I tento druh s ostrůvkovitým rozšířením u nás je glaciálním reliktem (Anděra et al., 2003).

Slíďák rašelinný (*Pardosa sphagnicola*) není příliš vzácný. Na Šumavě žije na většině rašeliništů dokonce jako dominantní druh. V jarních měsících pobíhají po koberech rašeliničku stovky jedinců. Navíc je v naší republice poměrně široce rozšířen, neboť se vyskytuje na rašeliništích všech pohraničních hor, v Ralské pahorkatině a na Dářku. Je však pozoruhodný tím, že nebyl zatím nalezen u nás nikde jinde než na rašeliništích; je to tedy jedinečný příklad tzv. tyrfobiontního čili rašelinoobytného druhu. Dále je jedním z příkladů tzv. glaciálních reliků, pozůstatků z doby ledové. Glaciálním reliktem hojně se vyskytujícím na šumavských rašeliništích, a to i v jihovýchodní části Šumavy, je rovněž další poměrně hojný slíďák rašeliništní (*Pirata uliginosus*). Skutečnými raritami jsou však dva blízce příbuzné druhy slíďáka rašelinného – slíďák severský (*Pardosa hyperborea*) a slíďák smrčinový (*Pardosa ferruginea*). Tito slíďáci byli u nás zjištěni jen na Šumavě, a to ještě pouze na několika lokalitách. Jedná se opět o vzácné glaciální relikty (Anděra et al., 2003).

## 8.2.5 Pavouci – suťové svahy a pískovce v ČR

V. Růžička (2011) ve své práci „Glaciální relikty mezi pavouky ve střední Evropě“ uvádí další druhy pavouků, které byly schopny přetrvat do dnešní doby díky lokalitám, ve kterých mikroklimatická vyrovnávací paměť napodobuje periglaciální regionální klima. Jedná se například o suťové svahy nebo o pískovce ve skalních komplexech střední Evropy, které slouží jako paleorefugia. Z analýzy 830 druhů pavouků uvedl V. Růžička (2011) jako glaciální relikty např. skákavku Westringovu (*Talavera parvistyla*), snovačku skotskou (*Robertus scoticus*), snovačku překrásnou (*Rugathodes bellicosus*), snovačku rašeliništní (*Ohlertidion ohlerti*), slíďáka dřevomilného (*Acantholycosa lignaria*), slíďáka tmavého (*Alopecosa pinetorum*), slíďáka vrchovištního (*Arctosa alpigena*), plachetnatku Mughovu (*Mughiphantes mughii*), plachetnatku pochvatou (*Oreonetides vaginatus*), plachetnatku dýkovitou (*Lepthyphantes notabilis*), plachetnatku srdíčovou (*Sisicus apertur*), plachetnatku kořenovou (*Bolephthyphantes index*), plachetnatku (*Bathyphantes eumenid*), plachetnatku smrčkovou (*Stemonyphantes conspersus*), mikarii kovovou (*Micaria aenea*), pavučenku vrchovištní (*Semljicola faustus*), pavučenku slatinou (*Carorita limnaea*), pavučenku dvojzubou (*Diplocentria bidentata*), pavučenku suťovou (*Wubanooides uralensis*), skálovku bažinnou (*Gnaphosa microps*), skálovku horskou (*Gnaphosa badia*), záředníka horského (*Clubiona alpicola*), záředníka severského (*Clubiona norvegica*), anapu bukovou (*Comaroma simoni*) a mysmenu horskou (*Trogloneta granulum*).

## 8.2.6 Motýli – Krkonoše

Z biogeografického hlediska platí, že v Krkonoších se setkáváme s několika skupinami motýlů rozličného původu. Obecně nejcennější složku představují druhy severské (boreální) – které v Krkonoších přežívají od posledního zalednění a jež se označují jako tzv. glaciální relikty – a druhy boreoalpínské, které mají v podmínkách střední Evropy ostrůvkovitý výskyt, souvislý areál rozšíření pak zaujímají v severských zemích. Přestože u některých skupin živočichů (např. u pavouků či půdních bezobratlých) je čistě boreálních druhů známa celá řada, u motýlů je jejich současná přítomnost v Krkonoších sporná a týká se případně jen několika druhů, nebo zde tyto druhy dokonce chybí – na rozdíl např. od šumavské fauny severských motýlů vázaných především na rašeliniště (Flousek et al. [eds], 2007).

## 8.2.7 Motýli – Šumava

Chalupská slat' u Borových Lad je v jistém smyslu typová kategorie výrazně již odlišná od údolních rašelinišť a velmi blízká vrchovištím vyšších poloh Šumavy. Na stanovišti se nachází velká populace motýlů žluťáka borůvkového (*Colias palaeno*) a obaleče *Olethreutes arbutella* – oba subarktické druhy vytvářejí vždy velmi izolované populace typické pro glaciální relikty rašelinišť (Anděra et al., 2003).

Pozoruhodným druhem je obaleč *Epinotia gimmerthaliana*, jehož výskyt je vázán na břizu zakrslou. Už tato skutečnost svědčí o tom, že jde o druh severoevropské tundry, a tudíž pravý glaciální relikv (Anděra et al., 2003).

Dalším zajímavým druhem je můra osenice rašelinná (*Eugraphe subrosea*), která byla na Šumavě a v celých jižních Čechách nalezena prozatím pouze na Mrtvém luhu a v jeho bezprostředním okolí (je tu velice hojná). Z Čech je známá z jediné další lokality, a to z rašelinišť v okolí Doks na Českolipsku v severních Čechách. Vše nasvědčuje tomu, že na dalších rašeliništích v Čechách tato můra chybí. Jde o zajímavý relikv z doby ledové, možná i starší (z některého období meziledového) (Anděra et al., 2003).

Jedním z glaciálních relikvů je také zajímavý horský druh s boreoalpinním rozšířením – píďalka severní (*Thera cognata*) (Anděra et al., 2003).

Z nočních motýlů je třeba se zmínit především o dřevobarvci bolševníkovém (*Dasypolia templi*), jehož housenky žijí uvnitř lodyh bolševníků a jiných miříkovitých rostlin. Na Šumavě, kde se s ním setkáme v září i na výše položených rašeliništích, jde opět o jeden z glaciálních reliktních druhů, který má ve střední Evropě ostrůvkovité rozšíření. V Čechách ho známe také z Krušných hor, z Tepelské vrchoviny a z Krkonoš, na Moravě z Hrubého Jeseníku a na Slovensku z Tater (Anděra et al., 2003).

### 8.2.8 Dvoukřídli – Krkonoše

V souvislosti s odezníváním poslední doby ledové a dalším vývojem tundry, izolované na hřebenech Krkonoš, můžeme ve fauně dvoukřídlych rozlišit skupiny druhů rozdílného původu. Podobně jako u rostlin tak zaznamenáváme druhy boreoalpínské, boreomontánní a horské. Druhy boreoalpínské se vyznačují souvislým areálem v severovýchodních zemích a ostrůvkovitým ve vyšších polohách středoevropských hor (severská a horská tundra). Pro některé druhy z této skupiny jsou Krkonoše jižní hranicí areálu jejich rozšíření (Krkonošská disjunkce). Druhy boreomontánními rozumíme ty, které se nalézají souvisle na severu v nižší zeměpisné šířce (v lesotundře, popř. v tajze) a zároveň v nižší nadmořské výšce evropských hor (horské lesy při své horní hranici). Druhy obou výše zmíněných „kategorií“ jsou pozůstatkem fauny doby ledové, tzv. glaciální relikty. K boreoalpínským druhům patří např. tiplice *Tipula excisa*, kroužilkyně *Platypalpus ringdahli*, *P. alpinus*, *P. boreoalpinus*, *Rhaphomyia morio* a *Hilara abdominalis* (ta byla ve střední Evropě prozatím zjištěna pouze v Krkonoších; Chvála, 2001), pochmurnatky *Chamaepsila humeralis*, *Psilosoma audouini* a *P. lefebvrei*, lanýžovky *Suillia flavifrons* a *Heleomyza serrata* a výkalnice *Megaphthalmoides unilineata*. Podle V. Martinka (1969) se některé z dnešních boreoalpínských druhů, např. lanýžovka *Scolioecentra scutellaris*, po ústupu ledovců zachovaly v chladném prostředí jeskyní evropských nížin, mimo jeskyně pak ve vysokohorských polohách evropských hor a na severu Evropy. K boreomontánním druhům se řadí tiplice *Tipula subnodicornis* a *Talpinum*, bahnomilky *Euphyllidorea meigeni*, *E. phaeostigma* a *Gonomyia simplex*, ostrožka *Thereva microcephala*, kroužilkyně *Hilara femorella*, stínomilka *Lyciella laeta*, bráněnka *Oxycera dives* (známá z naší republiky pouze z Krkonoš), mouchy *Thricops rostratus* a *Drymeia tetra* a slunilka *Phaonia consobrina*. Velmi zajímavý je náález květilky *Botanophila hucketti*, holarktického druhu známého v Evropě ze Skandinávie, Velké Británie a Krkonoš, zatím jediné lokality ve střední Evropě (Janské Lázně; Rozkošný 1989).

### 8.2.9 Brouci – Krkonoše

Z biogeografického hlediska patří brouci Krkonoš k eurosibiřské podoblasti palearktické oblasti, a to do provincie listnatých lesů a hájů. Vyhraněnou složku fauny provincie listnatých lesů a hájů tvoří druhy horské. Jejich nejcennější složkou jsou druhy severské (boreální), které v Krkonoších přežívají od posledního zalednění a jsou označovány jako glaciální relikty, stejně jako druhy boreoalpínské. V podmínkách střední Evropy se vyskytují ostrůvkovitě a souvislý areál rozšíření mají v severovýchodních zemích. K těmto druhům patří např. drabčička *Deliphium tectum*, *Eudectus giraudi* a *Phymatura brevicollis*. Významnou skupinu představují druhy vyskytující se jak v severovýchodních zemích, tak v horách střední a méně i jižní Evropy. V jejich případě hovoříme o areálu boreomontánním, boreoalpínském, či dokonce arktickoalpínském, a to podle toho, zda se vyskytují v nižších zeměpisných šířkách severu, nebo naopak v nejvyšších pásmech hor (nad hranicí lesa) a na vysokém severu. Tato skupina brouků s disjunktivním (nesouvislým) areálem (často ale jde o druhy rozšířené na většině severní části palearktické oblasti) je v Krkonoších početně zastoupen. Jako příklad lze uvést stěvlíka *Patrobus assimilis* a některé druhy drabčiček – *Eusphalerum alinum*, *Eucnecusum brachypterum*, *Omalium ferrugineum*, *Anthophagus alpinus*, *A. omalinus*



*arrowi* a *Boreophilia hercynica*, rozšířené v montánní a subalpínské zóně. Mnoho z těchto druhů brouků, adaptovaných k životu v horách, lze kromě Krkonoš nalézt jen v Hrubém Jeseníku a na Králickém Sněžníku. Z vodních brouků Krkonoš (především čeledi *Hlauplidae* a *Dytiscidae*) jsou nejvýznamnější některé boreoalpínské druhy vodomilů (např. *Helophorus nivalis* a *H. glacialis*), kteří byli zjištěni v kalužích po roztátém sněhu (Flousek et al. [eds], 2007).

Jako památka na severskou tundru v období zalednění zůstaly (tzv. glaciální relikty, např. krkonošský střevlíček *Nebria gyllenhalii* z promrzajících sutí) či dokonce na teplá období před ledovými dobami (relikty třetihorní, např. kobyłka sága na Pálavě). U druhů žijících na posledních ostrůvcích se specifickým klimatem (např. ve zbytcích arkoalpínské tundry v nejvyšších českých pohořích) může i malý posun průměrných teplot způsobit, že už nebudou mít možnost kam dále ustoupit – to znamená zánik jejich populací (Miko et Hošek [eds.], 2009).

### 8.2.10 Brouci – Šumava

Střevlíci *Epaphius rivularis* a *Pteostichus negligens* se považují za typické relikty severního původu, přičemž posledně jmenovaný žije zejména v kamenných mořích (Anděra et al., 2003).

Vzácným rašeliništním druhem Šumavy charakteru glaciálního reliktu je potápník *Ilybius crassus*. Vyskytuje se rovněž v Krkonoších, Krušných horách a Jizerských horách (Anděra et al., 2003).



**Obr. 42.** Kvapník bloudivý (*Amara erratica*) bývá řazen mezi glaciální relikty (Vaněk J.) (Flousek et al. [eds], 2007).

### 8.2.11 Ostatní bezobratlí – Krkonoše

Mezi nejvzácnější zástupce vážek v Krkonoších, ale i celé fauny vážek v ČR, patří tyrfobiontní šídlo horské (*Aeshna caerulea*). Je považováno za glaciální relikty, rozšířené v holarktickém pásu jehličnatých lesů a tundry - v Eurasii se vykytuje ve Skandinávii, s disjunktivním (ostrůvkovitým) areálem ve vysokých pohořích střední Evropy (Flousek et al. [eds], 2007). Koncem 20. století byl zjištěn jeho výskyt i na Šumavě, kde se vyskytuje v polohách od 1 025 do 1 135 metrů nad mořem (Holuša, 2000).

Dalším obyvatel krkonošských rašelinišť je lesklice horská (*Somatochlora alpestris*), která patří mezi boreomontánní druhy s euroasijským areálem rozšíření. Ve

střední Evropě má disjunktní areál v pohořích s výskytem rašelinišť, v ČR je rozšířena v pohraničních sudetských pohořích (Flousek et al. [eds], 2007).

V prudce tekoucích, dobře okysličených vodách na kamenech nalezneme v přírodní rezervaci Vřešťovská bažantnice glaciální reliktní ploštěnku horskou (*Crenobia alpina*). Dále se zde vyvíjejí larvy jepice horské (*Ameletus inopinatus*) a pošvatky *Isoperla sudetica* (Faltysová et al., 2002).

### 8.2.12 Ostatní bezobratlí – Šumava

Jedinečný objev mšice (*Symydobius nanae*), zjištěné v roce 1995 jako pro vědu nový druh na Jezerní slati u Horské Kvildy na Šumavě a bezprostředně potom prokázány také v severní Evropě. Jde o glaciální reliktní, stejně jako v mnoha dalších případech specializované rašeliništní entomofauny. Tato mšice, spolu s několika dalšími zajímavými druhy mšic a jiného hmyzu, je vázána na břízu trpasličí (*Betula nana*) (Anděra et al., 2003).

Snad nejvýznamnějším druhem Šumavy je jepice podivná (*Arthroplea congener*). Je to severský druh, který má sice larvy plochého typu, ale ty žijí převážně ve stojatých vodách (např. v tůňkách v nivě Vltavy). Tento druh patří k ohroženým a je chráněn (Anděra et al., 2003).

Severský druh vážky lesklice severské (*Somatochlora arctica*), který se vyskytuje na našem území řídce, např. ještě v Jeseníkách, byl na Šumavských pláních pozorován pouze jednou (Anděra et al., 2003).

Charakteristickou znakoplavkou Modravských slatí je žlutě zbarvená znakoplavka horská (*Notonecta reuteri*). Tento druh je glaciálním reliktem s úzkou vazbou na rašeliniště. Na našem území se kromě Šumavy vyskytuje hromadněji pouze na dalších třech místech, v Jeseníkách, u Polečnice v jižních Čechách a v západních Čechách na rašeliništi Soos (Anděra et al., 2003).

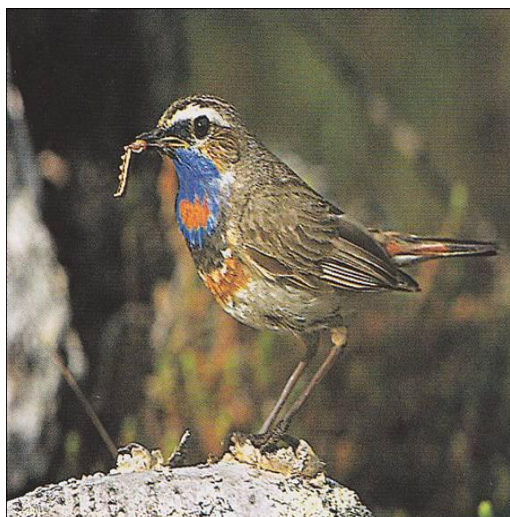
Některé druhy mají ostrůvkovité rozšíření pouze na Šumavě a souvislé rozšíření až na severu Evropy – např. chrostík *Limnephilus algosus* nebo vážky *Aeschna subartica*. Tyto druhy jsou také glaciální relikty, pozůstatky ledových dob (Anděra et al., 2003).

### 8.2.13 Obratlovci – Krkonoše

Vzhledem k tomu, že v Krkonoších chybějí rozsáhlejší vápencová území a trvale vápnité půdy, nezbytné pro uchování kosterních pozůstatků obratlovců, nejsou k dispozici přímé doklady o druhovém složení minulých společenstev. Nelze tak potvrdit, ale ani vyloučit hypotézu, že Krkonoše se mohly přinejmenším pro některé z těchto druhů stát během pozdního pleistocénu glaciálním refugiem, srovnatelným s podobnými útočišti v Karpatech či dalších střeoevropských pohořích. I když ve vlhčích údolích Krkonoš mohla existovat mozaika lesních stanovišť tajgového typu, většina území měla v průběhu glaciálu bezpochyby spíše charakter otevřené stepní až tundrové krajiny, osídlené nenáročnými druhy, jako je hraboš polní (*Microtus arvalis*), hraboš mokřadní (*Microtus agrestis*) nebo hryzec vodní (*Arvicola terrestris*). Jejich dnešní populace na území Krkonoš mohou tak být přímým pokračováním populací, které zde žily v průběhu glaciálu (Flousek et al. [eds], 2007).

Mezi glaciální relikty Krkonoš se také zařazuje kos horský severoevropský (*Turdus torquatus*), čečetka zimní (*Carduelis flammea*) a kulík hnědý (*Charadrius morinellus*) (Ochrana přírody a krajiny v České republice, 2011).

K nejzávažnějším druhům vyšších obratlovců Krkonoš patří izolované hnízdní populace pěvušky podhorní (*Prunella collaris*), slavíka modráčka tundrového (*Luscinia svecica svecica*) a budníčka zeleného (*Phylloscopus trochiloides*) (Flousek et al. [eds], 2007).



**Obr. 43.** Slavík modráček (*Luscinia svecica*) (Hlásek J.) (Flousek et al. [eds], 2007).

Výsledky pylových (palynologických) studií z Pančavského a Úpského rašeliniště a z Labského dolu prokazují existenci tundry a keřové lesotundry a naznačují také možnost existence lesních biotopů v Krkonoších koncem posledního glaciálu. Z analogie s konkrétními fosilními doklady z jiných horských či podhorských oblastí České republiky lze usuzovat, že přinejmenším některé z druhů typických pro takováto stanoviště přežily v mírnějších úsecích posledního glaciálu také v oblasti Krkonoš. Velmi pravděpodobně to platí o druzích, jako je rejsek obecný (*Sorex araneus*) a normík rudý (*Clethrionomys glareolus*), z letounů netopýr severní (*Eptesicus nilssonii*), nebo netopýr černý (*Barbastella barbastellus*) a netopýr ušatý (*Plecotus auritus*). (Flousek et al. [eds], 2007).

#### 8.2.14 Obratlovci – Šumava

Jedinečným ptákem horských smrkových lesů Šumavy je datlík tříprstý (*Picoides tridactylus*), který je zde nejhojnějším datlem, výrazně převyšujícím svou početností jinde nejběžnějšího strakapouda velkého. V lesích Šumavy s největší pravděpodobností přežívá od konce poslední doby ledové (Anděra et al., 2003).

Myšivka horská (*Sicista betulina*) odpovídá ze šumavských savců nejlépe představám o boreomontánním druhu. Tak označujeme ty druhy živočichů (i rostlin), které mají souvislou část areálu na severu Eurasie a směrem na jih se vyskytují jen ostrůvkovitě v horských oblastech (Anděra et al., 2003).

## 9. Závěr – výhled do budoucna

Po prostudování všech zdrojů, vědeckých teorií a údajů, potřebných pro vypracování bakalářské práce, jsem došla k závěru, že nikdo není schopen zodpovědně říci, co naší planetu v budoucnosti čeká. Ze znalosti historie Země se můžeme poučit a vyvodit závěry o přírodních procesech a zákonitostech. Ale k tomu všemu v současné době přistupuje i velmi důležitý, ne-li zásadní fakt, jehož důsledky nelze předpovídat, a to je činnost člověka.

Je velmi pravděpodobné, že v budoucnosti mohou nastat následující dvě možnosti. Jednou z nich je blízký nástup doby ledové. Současný stav je jenom dlouhým, teplým interglaciálem. I předchozí interglaciály bývaly teplé a trvaly dlouho. Náš současný interglaciál by svým zvyšováním teplot jenom oddaloval počátek příští doby ledové. Z historické výpovědi hlubinných vrtů, mořského dna i ledovcových jader lze vyčíst pravidelné střídání studených a teplých období. Příští doba ledová by tedy pravděpodobně mohla nastat během následujících 5 000 let a může trvat přibližně 15 000 let. Tato varianta je založena na přibývání ledu, které je pozorováno u horských ledovců v oblastech s velkým množstvím srážek. Na základě tohoto poznatku lze usuzovat, že při globálním zvyšování teploty, se začne vypařovat větší množství vody, tím pádem vznikne více mraků, ze kterých v polární oblasti vzniknou sněhové srážky. Díky tomu ledovce začnou přibývat a Země svým působením ochlazovat a proto je tedy skutečně více než pravděpodobné, že se planeta Země znovu pokryje ledem.

Všeničící síla ledovců a celosvětové ochlazení by jednoznačně zapříčinily celosvětovou krizi. Mořská hladina by poklesla, protože velké množství vody by bylo vázáno v ledovcích. Kdyby míra zalednění byla stejná jako při posledním zalednění, britské ostrovy by se staly ohromnými poloostrovy vystupujícími z pobřeží západní Evropy. Veliké oblasti pokrývané dnes Středomořím by vyschly. Indie a Srí Lanka by se spojily, Japonsko by bylo spojeno s Čínou, Austrálie a Nový Zéland by se staly součástí pevniny.

Druhá možnost, která by mohla nastat, je naprosto protichůdná - čeká nás nadprůměrné oteplení planety. Tato varianta může nastat, bude-li oteplování Země pokračovat se současnou stoupající tendencí. Tím pádem globální průměrná teplota vystoupí na takové hodnoty, že postupně roztají všechny ledovce na celé planetě. Na základě první možnosti, by se mohlo zdát, že tato varianta je lepší než varianta předchozí, tedy než doba ledová. Ovšem i tato druhá možnost by měla katastrofické důsledky pro lidstvo. Stejně jako celosvětové ochlazení by nadměrné globální oteplení planety způsobilo celosvětovou krizi, vyvolanou nejen vysušováním (ariditou) půdy, ale i ztrátou ledovců, které byly využívány jako zásobárny vody jak k pitným i zavlažovacím účelům v oblastech, kde by bez vody z tajících ledovců vůbec nemohlo existovat zemědělství. Ani voda z alpských ledovců by nepoháněla elektrárny a nedodávala vodu řekám, na kterých by následně zanikla lodní říční doprava. Největším problémem by však bylo obrovské množství vody z roztátých ledovců. Hladina moře by vystoupila o dalších 65 metrů. V současnosti žije více než sto milionů lidí na územích s úrovní do jednoho metru nad původní hladinou moře. Tání ledovců by změnilo mapu světa (viz obr. 44). Moře by zalilo velkou část pevniny v severozápadní Evropě, hlavně v Nizozemsku a Polsku. Nejvíce zaplavena by byla jižní Asie, především Bangladéš. Při zaplavení velké části pevnin by současně došlo k pronikání slané vody i do vnitrozemských podzemních zdrojů sladké vody. Ztráty nejen pevniny, ale i zdroje pitné vody, by měly pro lidstvo nedozírné následky.

Toto jsou dvě možnosti, které by v budoucnosti mohly nastat. Ovšem globální oteplování nám ukazuje, jak poměrně malé změny procesů, zemských i astronomických, mohou mít významný vliv na podnebí celé planety. Tím pádem nemůžeme odhadnout, jak bude oteplování, jehož příčinou je skleníkový efekt, vyvažováno jinými vlivy a procesy, v důsledku nichž se podnebí naopak ochlazuje.

Život na planetě Zemi se utvářel velmi dlouho. I když to není snadné ať už z důvodu počtu lidí na Zemi, nadměrné spotřeby zdrojů nebo nešetrného přístupu

k přírodě, měli by se lidé znovu naučit žít v souladu s přírodou a v souladu s přírodními zákony vývoj na Zemi respektovat a dále zachovávat a rozvíjet pro další generace.



**Obr. 44.** Ukázka možného zaplavení při stoupnutí hladiny moře o sto metrů. Světle modré oblasti ukazují pevninu, která by byla zaplavena (MODIS Rapid Response Team) (Grego, 2011).

## 10. Přehled literatury a použitých zdrojů

- **ACOT P., 2003:** *Historie du climat / Du big bang aux catastrophes climatiques*, Perrin, 289 s.
- **ANDĚRA M. et al., 2003:** *Šumava. Příroda, historie, život*. Baset, Praha, 800 s.
- **ARCHER D. et RAHMSTORF S., 2010:** *The Climate Crisis. An Introductory Guide to Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 249 s.
- **BADER, H., NIGGLI P., BUCHER E., HAEFELI R., 1939:** *Der Schnee und seine Metamorphose. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Geotechnische Serie - Hydrologie, Lieferung 3*. Kümmerly and Frey, Berne, Switzerland, 340 s.
- **BARROS V., 2004:** *Globální změna klimatu*. Mladá fronta, Praha, 168 s.
- **BAYBERGER F., 1886:** *Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen und Thäler de Böhmerwaldes*. Gotha, Justus Perthes. 6,63,1p. text, 2 folding maps, 2 text-sketches, 4to in modern wrappers. - *Ergänzungsheft 81, zu Petermann's Geogr. Mittheilungen*.
- **BEHRINGER W., 2010:** *Kulturní dějiny klimatu. Od doby ledové po globální oteplování*. Paseka, Praha – Litomyšl, 405 s.
- **BERTIN, L., 1961:** *Larousse encyclopedia of the earth. Foreword by Vivian Fuchs. Introd. by Carroll Lane Fenton*. Prometheus Press, New York, 419 s.
- **BĚLOUSOV, V. V., 1954:** *Síly měnící tvář Země*. Naše vojsko, Praha, 68 s.
- **BERG G., 1926:** *Zur Morphologie des Riesengebirges*. Z. Geomorphologie 2, I: 1-20.
- **CRUMMENERL R., 2004:** *Doby ledové*. Fraus, Plzeň, 49 s.
- **CZUDEK T., 1997:** *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*. Sursum, Tišnov.
- **ČEJCHANOVÁ A., BENEŠ, J., KAČIAROVÁ, E., ČOUPEK P., FIFERNA P., KÁČER Š., TOMAS R. (2004):** *Geologické mapy Evropy (1780–1918) se zaměřením na území České republiky a Slovenské republiky*. Česká geologická služba, Praha.
- **DEMEK J., 1998:** *K otázce výskytu pleistocénních ledovců s chladnou bází v České vysočině (Česká republika)*. Geogr. Čas., 50, 3-4, 211-219.
- **EICHER DON L. et MCALESTER A. L., 1980:** *History of the Earth*. Prentice-Hall, Inc. London, 413 s.
- **EMILIANI C., 1955:** *Pleistocene Temperatures*. Journal of Geology 63: 538 – 578
- **ENGEL Z., 1997:** *Současný stav poznatků o pleistocénním zalednění české části Krkonoš*. Geografie – Sbor. ČGS 102, 4: 288-302.
- **ENGEL Z., 2003a:** *Pleistocénní zalednění české části Krkonoš*. Przyroda Sudetów Zachodnich 6: 223-234.
- **ENGEL Z., 2003b:** *Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš*. Dezert. práce (depon. Kat. fyz. geogr. a geoekologie PFF UK Praha): 1-168.
- **ENGEL Z., 2003c:** *Výzkum reliéfu české části Krkonoš*. Geografie – Sbor. ČGS 108, 3: 235-236.
- **EPICA, 2004:** *Eight Glacial Cycles from an Antarctic Ice Core*. Nature 429: 623 – 628

- **FALTYSOVÁ H., MACKOVČIN P., SEDLÁČEK M. (reds.), 2002:** *Královéhradecko. Edice Chráněná území České republiky, sv. 5.* Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha; EkoCentrum, Brno, 409 s.
- **FLOUSEK J., HARTNAMOVÁ O., ŠTURSA J., POTOCKI J. [eds], 2007:** *Krkonoše. Příroda, historie, život.* Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, Praha, 864 s.
- **GIBBARD, P. et VAN KOLFSCHOTEN, 2004:** *Th. 2005 The Pleistocene and Holocene Series.* 441-452. In: Gradstein, F. Ogg, J. & Smith, A. [eds] *A Geologic Time Scale.* Cambridge University Press, 589 s.
- **GREGO P., 2011:** *Neuvěřitelný vesmír.* Albatros Media a.s., Praha, 120 s.
- **GROTZINGER J., JORDAN T.H., PRESS F., SIEVER R ,2007:** *Understanding Earth. Fifth Edition.* W. H. Freeman and Company, New York, 661 s.
- **HOLUŠA O., 2000:** *Výsledky faunistického průzkumu vážek (Odonata) na území Šumavy.* Silva Gabreta 5: 113-129.
- **HROUDA F., 2005:** *Příspěvek magnetické anizotropie ke strukturně geologickému výzkumu Českého masívu. 2. Sjezd České geologické společnosti, slavonice 19. – 22. října 2005:* 51 – 52
- **CHÁBERA S. et al., 1987:** *Příroda na Šumavě.* Jihočeské nakladatelství, České Budějovice. 182 s.
- **CHLUPÁČ I., BRZOBOHATÝ R., KOVANDA J., STRÁNÍK Z., 2002:** *Geologická minulost České republiky.* Academia, Praha, 436 s.
- **CHMAL H. et TRACZYK A. 1999:** *Die Vergletscherung des Riesengebirges. Z. Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd. 113:* 11-17.
- **CHMAL H. et TRACZYK A., 1993:** *Plejstoceńskie lodowce gruzowe w Karkonoszach.* Czasopismo Geograficzne 64, 3-4: 253-263.
- **CHVÁLA M., 2001:** *Revision of the Palaearctic species of the Hilara abdominalis-group (Diptera: Empididae).* Acta Univ. Carol., Biol. 45: 199-230.
- **IMBRIE J. et PALMER-IMBRIE K., 1981:** *Die Eiszeiten.* Düsseldorf, 161 s.
- **INFO ŠUMAVA 2000, 2011:** *Turistický infoservis, Info Šumava 2000, Kašperské hory,* online: <http://info.sumava2000.cz/img/galerie/b1f9fbf66d915f1f908024ad0d67643f.jpg>, cit. 10.11. 2011
- **ITRAS et HOŠEK V., 2011:** *Galerie, Cestovatelský portál iTRAS, Dobruška,* online: <http://itras.cz/cerne-a-certovo-jezero/galerie/2024/>, cit. 10.11. 2011
- **JAKEŠ P., 1984:** *Planeta Země.* Mladá fronta, Praha, 416 s.
- **JENÍK J., 1961:** *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemo-orografických systémů.* Nakl. ČSAV Praha: 1-409.
- **JUNG-HÜTTLOVÁ A., 1996:** *Eisige Welten im Kosmos der Minusgrade.* BLV Verlagsgesellschaft mbH, München, 159 s.
- **KADRNOŽKA J., 2008:** *Globální oteplování Země. Příčiny, průběh, důsledky, řešení.* Vysoké učení technické v Brně – VUT IUM, Brno, 468 s.
- **KOCIÁNOVÁ M. et al., 2006:** *Průvodce naučnou stezkou. Dědictví doby ledové.* Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí, 24 s.
- **KODYM O., 1961:** *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000.* M-33-XXVI. Strakonice. ČGÚ, Praha, 149 s.
- **KOTLABA F. et al. 1995:** *Červená kniha ohrožených a vzácných druhov rastlín a živočíchov SR a ČR.* Příroda, Bratislava, 453 s.

- **KOVANDA J., 1987:** *Zur Bildungsdynamik und Faziesdifferenzierung terrestrischer Quartärablagerungen in extraglazialen Gebieten.* SbGV, Antropozoikum, 18, Praha, 103 – 157.
- **KRÁLÍK F., 1989:** *Nové poznatky o kontinentálních zaledněných severních Čech.* SbGV, Antropozoikum, 19, Praha, 9-74.
- **KRÁLÍK F. et SEKÝRA J., 1969:** *Geomorfologický přehled Krkonoš.* In: FANTA J. [ed.]: *Příroda Krkonošského národního parku.* SZN Praha: 59-87.
- **KUNEŠ P., 2008:** *Předneolitická krajina, vegetace a role moderního člověka ve střední Evropě [Pre-Neolithic landscape, vegetation and a role of modern humans in Central Europe].* Živa, 56, 146–150.
- **KUNSKÝ J., 1948:** *Geomorfologický náčrt Krkonoš.* In: KLIKA J. et al.: *Příroda v Krkonoších.* ČGU Praha: 54-89.
- **LAUER W. et BENDIX J., 2004:** *Klimatologie.* Braunschweig, 280 n.
- **LOŽEK V., 1973a:** *Příroda ve čtvrtohorách.* Academia, Praha, 372 s.
- **LOŽEK V., 1973b:** *Relikty a vysadky.* Živa, XXI (LIX), 5: 180-184.
- **LOŽEK V., 2007:** *Zrcadlo minulosti. Česká a slovenská krajina v kvartéru.* Dokořán, s.r.o., Praha, 198 s.
- **LOŽEK V., 2011:** *Po stopách pravěkých dějů. O silách, které vytvářely naši krajinu.* Dokořán. Praha, 181 s.
- **LUHR J. F. [ed.], 2001:** *Země.* Knižní klub, Praha, 520 s.
- **MACDOUGALL J. D., 2004:** *Stručné dějiny planety Země. Kámen a život, oheň a led.* Dokořán, Praha, 270 s.
- **MACOUN J., ŠIBRAVA V., TYRÁČEK J., KNEBLOVÁ-VODIČKOVÁ V., 1965:** *Kvartér Ostravska a Moravské brány.* NČSAV, Praha, 419 s.
- **MARTINEK V., 1969:** *Zajímavější druhy dvoukřídleho hmyzu z čeledi Heleomyzidae (Diptera-Acalyptrata) v Krkonoších.* Opera Corcontica 6: 51-75.
- **MATTHEWS III. W. H., 1976:** *Introducing the Earth. Geology, Environment and Man.* Bailey Brother and Swinfen, 209 s.
- **MEISSNER R., 2004:** *Geschichte der Erde.* München, 54 s.
- **MENTLÍK P., 2005:** *Příspěvek ke geomorfologii okolí Prášílského jezera (povodí Jezerního potoka).* KGE, ZČU, Plzeň, 22 s.
- **MERCIER J.-L., BOURLÈS D. L., KALVODA J., ENGEL Z., BRAUCHER R., 2000:** *Preliminary results of <sup>10</sup>Be dating of glacial landscape in the Giant Mountains.* Acta Univ. Carol., Suppl. 35: 157-170.
- **MIGOŇ P., 1999:** *The role of „preglacial“ reliéf in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with special reference to the Karkonosze Mountains.* Z. Geomorphologie N. F., Suppl., 113: 33-44.
- **MIKO V. et HOŠEK M. [eds.], 2009:** *Příroda a krajina České republiky. Zpráva o stavu 2009.* Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 102 s.
- **MITHEN S., 2006:** *Konec doby ledové. Dějiny lidstva od r. 20 000 do r. 5000 př. Kr.* BB/art, Praha, 733 s.
- **NATURA BOHEMICA, 2011a:** *Salix lapponum – vrba laponská* , Praha, online: <http://www.naturabohemica.cz/salix-lapponum/>, cit. 2.11. 2011.
- **NATURA BOHEMICA, 2011b:** *Praděd – Národní přírodní rezervace* , Praha, online: <http://www.naturabohemica.cz/praded/>, cit. 2.11. 2011.
- **NĚMEC A., 1947:** *Doby ledové.* Autor vlastním nákladem, 49 s.

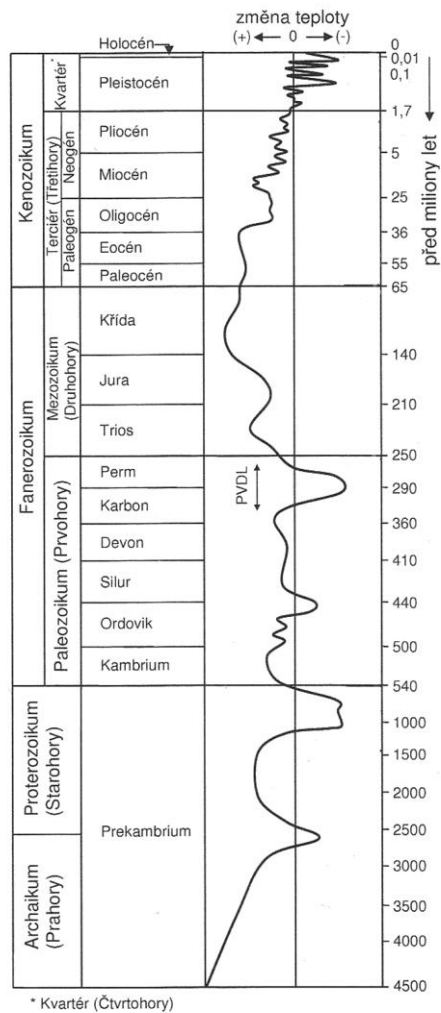


- **OCHRANA PŘÍRODY A KRAJINY V ČESKÉ REPUBLICĚ, 2011:** *Krkonošský národní park*, Praha, online: [http://www.cittadella.cz/europarc/index.php?p=fauna&site=NP\\_krkonose\\_cz](http://www.cittadella.cz/europarc/index.php?p=fauna&site=NP_krkonose_cz), cit. 3.11. 2011.
- **PALMER D., 1999:** *Prehistorický atlas vývoj planety Země*. Euromedia Group – Knižní klub, Praha, 224 s.
- **PARTSCH J., 1894:** *Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit*. J. Engelhorn, Stuttgart, 194 st.
- **PILOUS V., 1979:** *Mechové jezírko*. *Krkonoše* 12, 2: 16-17.
- **PRESS F. et SIEVER R., 1998:** *Understanding Earth*. W. H. Freeman and Company, New York, 682 s.
- **PROSOVÁ M. et SEKYRA J., 1961:** *Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu*. *Časopis pro mineralogii a geologii* 6, 4: 448-463.
- **ROZKOŠNÝ R., 1989:** *Nové nálezy květilok (Anthomyiidae, Diptera) na území Československa*. *Čas. Slez. Muz. Opava, A* 38: 117-125.
- **RŮŽIČKA V., 2011:** *Central European habitats inhabited by spiders with disjunctive distributions*. *Polish Journal of Ecology*, 59: 367–380.
- **RŮŽIČKA V. et ZACHARDA M., 1994:** *Arthropods of stony debris in the Krkonoše Mountains, Czech Republic*. *Arctic and Alpine Research* 26: 332-338.
- **SCOTESE, C. R., 2001:** *Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project*. Arlington, Texas, 52 s.
- **SEIBOLD E., 1991:** *Das Gedächtnis des Meeres*. Boden, Wasser, Leben, Klima. Piper, München, 447 s.
- **SEKYRA J., 1964:** *Kvartérně geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika*. *Opera Corcontica* 1: 7-24.
- **SEKYRA J. et SEKYRA Z., 2002:** *Former existence of a plateau icefield in Bílá louka meadow Eastern Giant Mountains: hypothesis and evidence*. *Opera Corcontica* 39: 35-43.
- **STACEOVÁ A., 2000:** *Objevuj svět*. Atlas Země. TIMY, Bratislava, 96 s.
- **SVOBODA I., 2008:** *Šumavská ledovcová jezera, kary, strže a vodopády*. DAS MEDIA, a.s., Praha, 175 s.
- **SVOBODA J., 2009:** *Utajené dějiny podnebí*. Levné knihy, Pohořelice, 269 s.
- **ŠEBESTA J. at TREML V., 1976:** *Glacigenní a novační modelace údolí a údolních závěrů Krkonoš*. *Opera Corcontica* 13: 7-44.
- **ŠIBRAVA V., 1961:** *Sediment of mountain glaciation*. Institut geol., Prace 34 (Czwartorzęd Evropy Srodkowej i Wschodniej), I, Warszawa. 97-98.
- **ŠTURSA J. ET DVOŘÁK J., 2009:** *Atlas krkonošských rostlin*. Karmášek, České Budějovice, 330 s.
- **ŠVAMBERA J., 1914:** *Šumavská jezera*. Rozpravy české Akademie císaře Františka Josefa, tř. II., Praha: 1-23.
- **TLUSTÁK V. [ed.], 1987:** *Jeseníky 1987. Referáty z pracovního semináře o výsledcích výzkumu a průzkumu v Jeseníkách v letech 1984 – 1986*. Práce odboru přírodních věd Krajského vlastivědného muzea v Olomouci, číslo 36, Krajské vlastivědné muzeum v Olomouci, Olomouc, 95 s.
- **TRACZYK A., 1989:** *Zlodowacenie doliny Lomnicy w Karkonoszach oraz poglady na ilość zlodowaceń plejstoceńskich w średnich górach Europy*. *Czasopismo Geograficzne* 60, 3: 267-285.
- **TRACZYK A., 1995:** *Morfologia peryglacialna Śnieżki i Czarnego grzbietu w Karkonoszach*. *Czasopismo Geograficzne* 66, 2: 157-173.

- **TRACZYK A., 2004:** *Late pleistocene evolution of periglacial and glacial relief in the Karkonosze Mountains. New hypotheses and research perspectives.* Acta Univ. Carol., Geographica 39, 1: 59-72.
- **TRACZYK A. et ENGEL Z., 2002:** *Glacialna i peryglacialna geomorfologia Karkonoszy.* Przyroda Sudetów Zachodnich, Suppl. 1: 5-22.
- **VESELÝ J., 1953:** *Chráněné rostliny.* Orbis, Praha, 75 s.
- **VITÁSEK F., 1924:** *Naše hory ve věku ledovém.* Sborník ČSZ 30, Praha, 81 s.
- **WAGNER P., 1897:** *Die Seen des Böhmerwaldes.* Wiss. Veröf. d. Ver. f. Erdkunde Leipzig 4. p. 1–90.
- **WINKLER S., 2002:** *Von der „Kleinen Eiszeit“ zum „globalen Gletscherrückzug“.* Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 57 s.
- **WOJTUŃ B., 2004:** *Sphagnum jensenii – nowy gatunek dla brioflory Karkonoszy.* Opera Corcontica 41: 166-169.
- **WOLSTEDT P., 1958:** *Das Eiszeitalter : Grundlinien einer Geologie des Quartärs / Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter* Paul Woldstedt. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 438 s.
- **ZIEGLER V., 2002:** *Země a život - dějiny naší planety.* ISV, Praha, 180 s.
- **ŽEBERA K., 1958:** *Československo ve starší době kamenné.* NČSAV. Praha, 214 s.

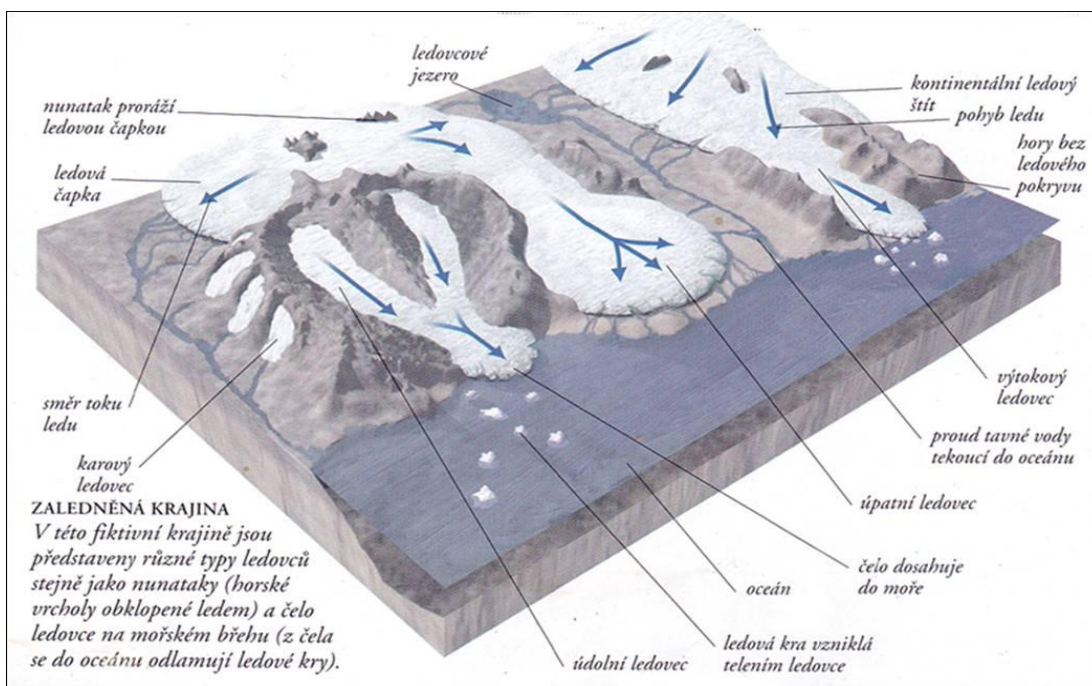
## 11. Přílohy

### 11.1 Vývoj Země



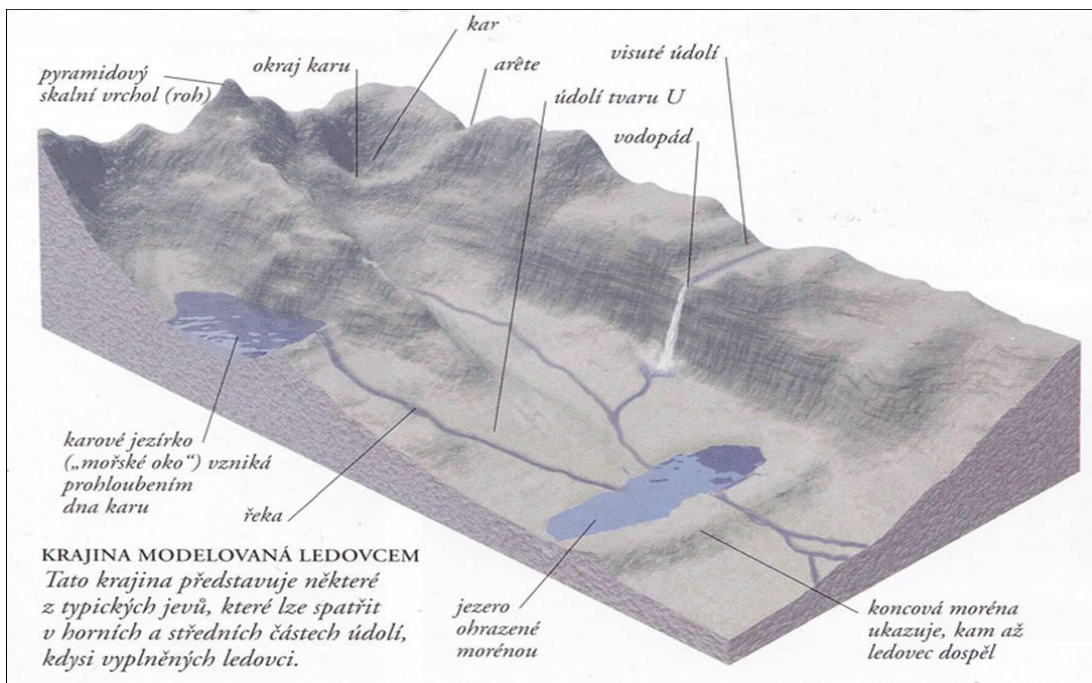
Éry, periody a epochy vývoje Země, průběh teplot na Zemi (Kadmožka, 2008).

## 11.2 Zaledněná krajina



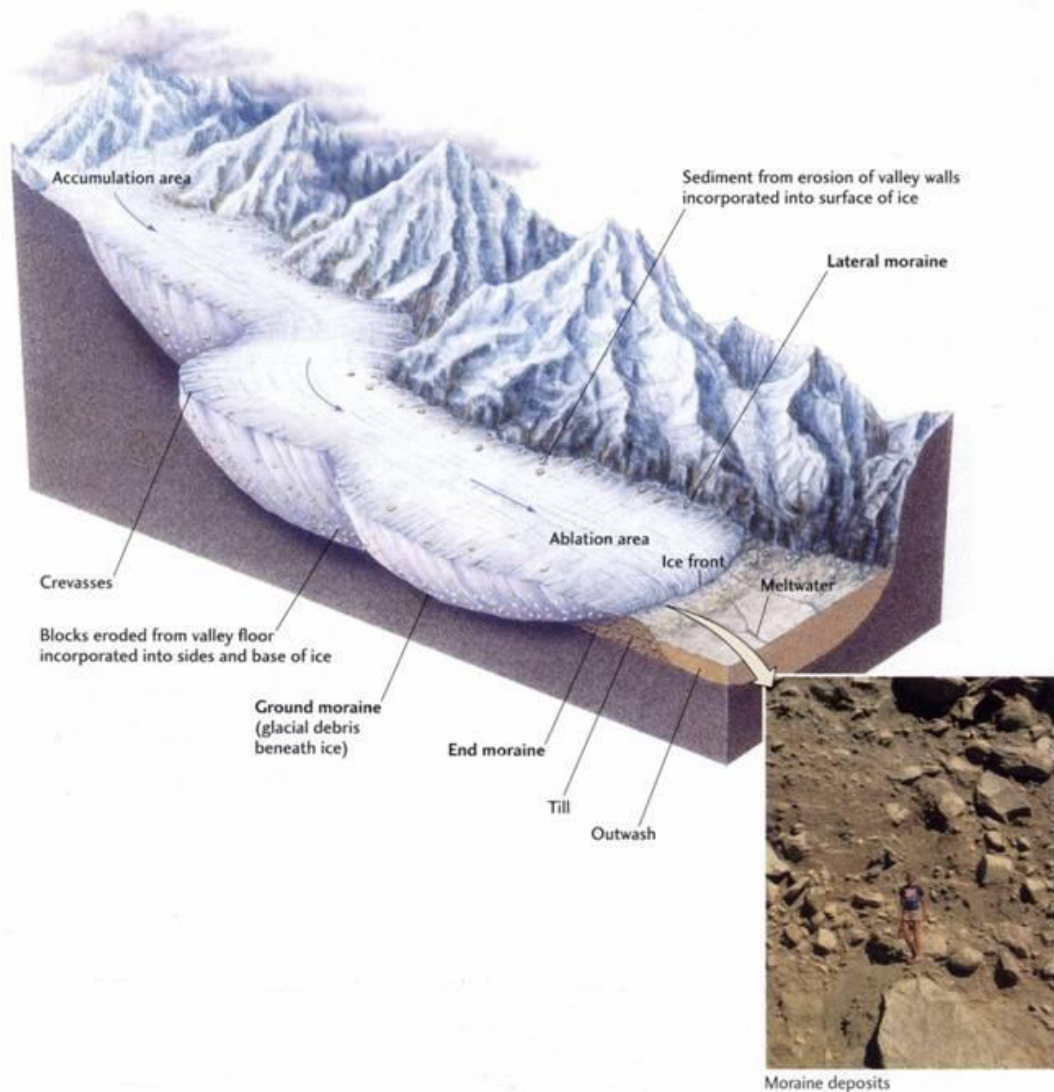
Zaledněná krajina (Luhr [ed.], 2004).

## 11.3 Krajina modelovaná ledovcem



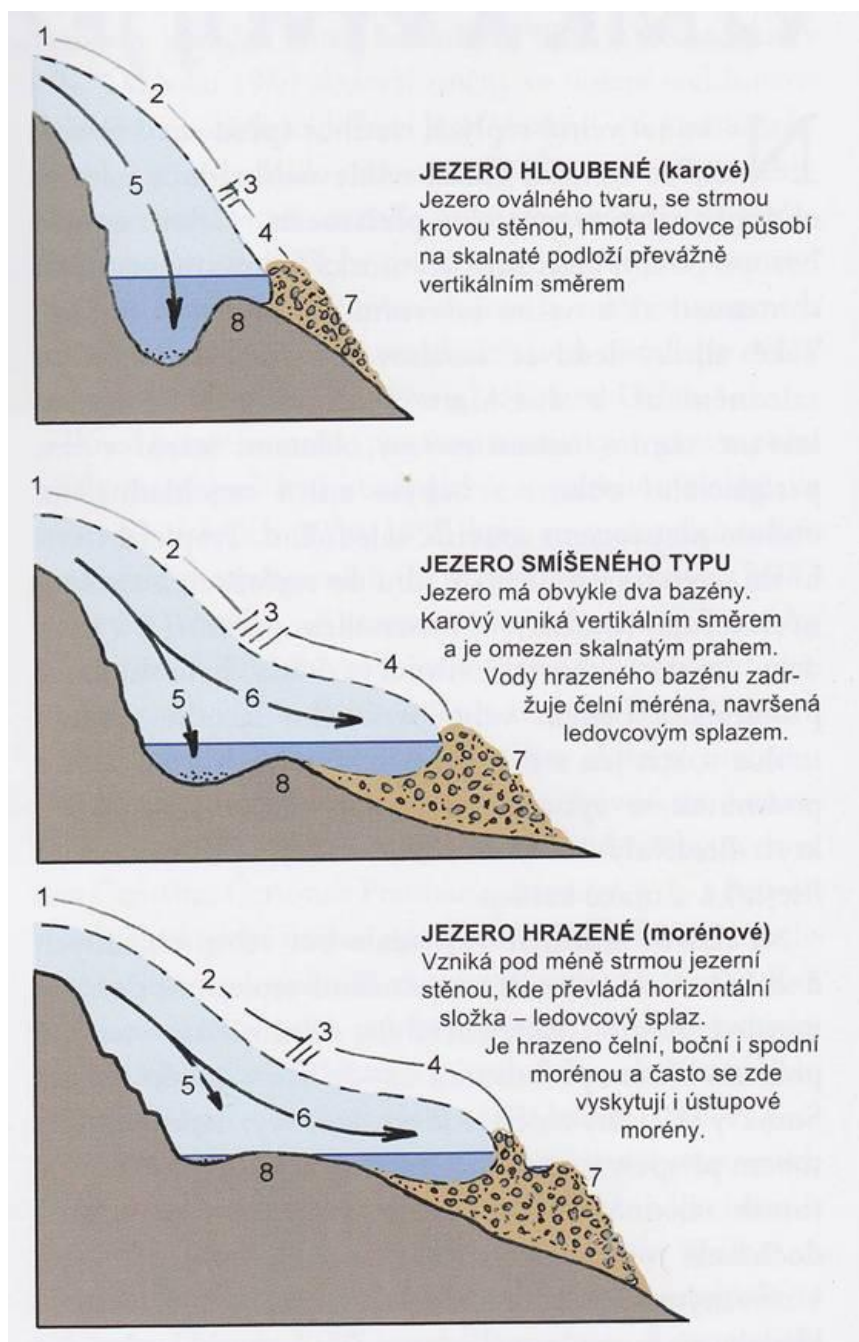
Krajina modelovaná ledovcem (Luhr [ed.], 2004).

## 11.4 Morény a tilly



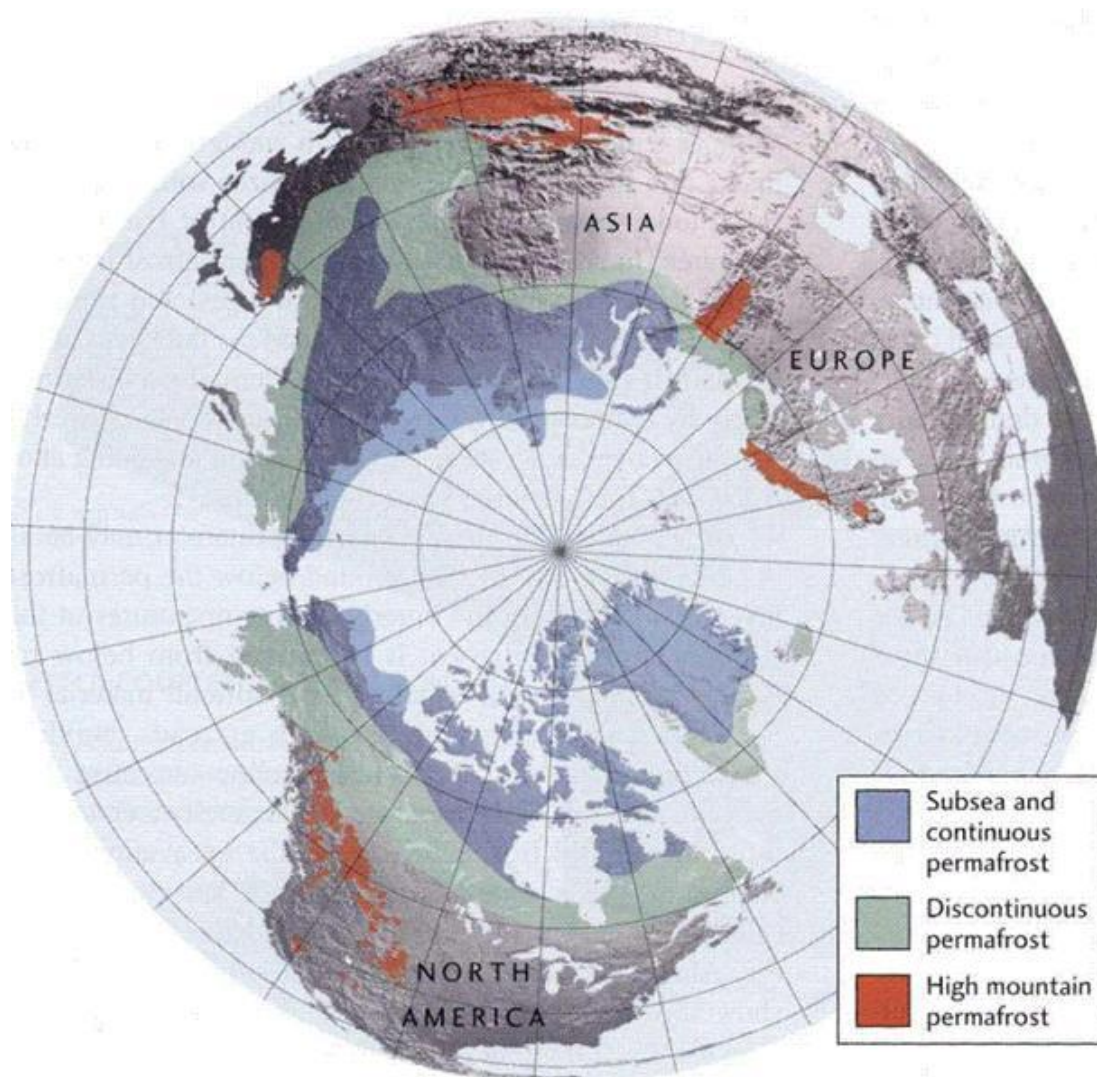
Ledovcový nános je uložen v koncové moréně v čele ledovce, v boční moréně v údolí u skalní stěny, a jako podkladová moréna pod ledovým příkrovem. Tavné vody stékají z ledovce a vytváří vodní proudy, kterými omývají povrchy. Na okraji ledovce jsou tvořeny trhliny. Kameny z rozrušeného podlaží jsou začleněny do vnitřku ledovce. Usazeniny z narušené údolní stěny jsou začleněny do povrchu ledovce. Foto: Till vytvořený během pleistocénu na východní straně pohoří Sierra Nevada v Kalifornii. Nepřehlédnutelné jsou patrné rozdíly ve velikosti částic a nedostatek rozvrstvení (Miller M.) (Grotzinger et al., 2007).

## 11.5 Typy glaciálních jezer



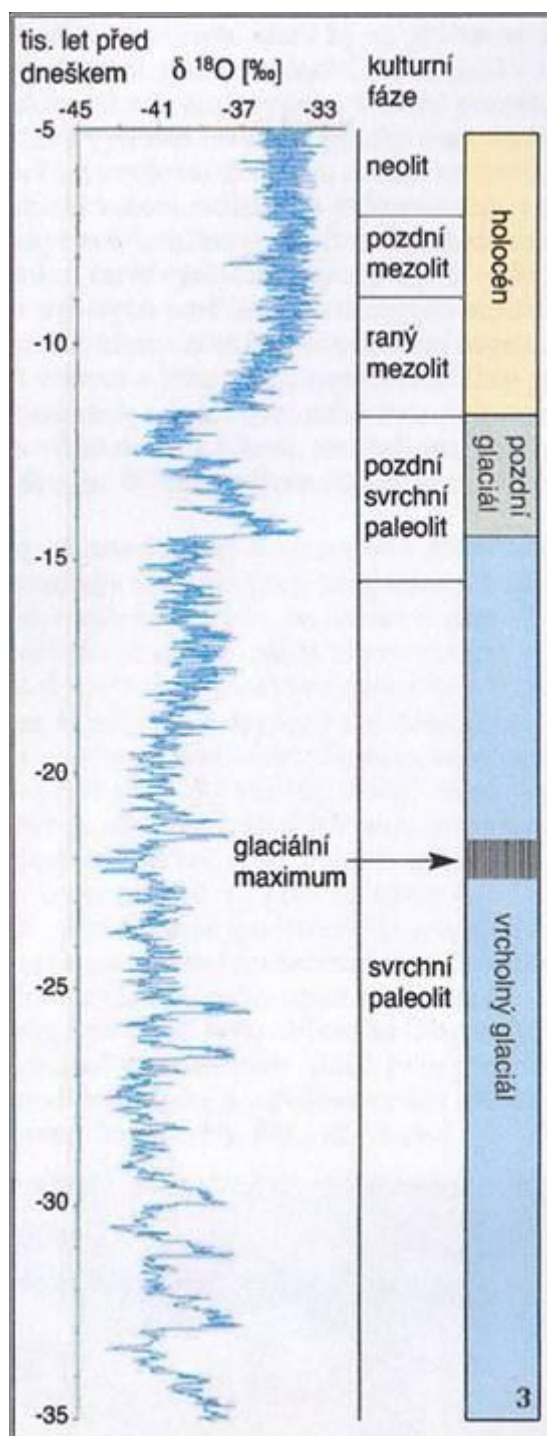
Typy glaciálních jezer. Vysvětlivky: 1. Sněžiště – místo, odkud je ledovec zásobován firmem, sněhovými převisy a lavinami. 2. Horní část ledovce, kde se ledová hmota tvoří a narůstá. 3. Střední část, kde přírůst ustává. 4. Ledovcový splaz překonává skalnatý práh a sesouvá se po svahu až ke sněžné čáře. 5. Hlavní část ledové hmoty působí vertikálním směrem. 6. Ledovcový splaz působí převážně horizontálním směrem. 7. Čelní, spodní a ústupová moréna. 8. Skalnatý práh (Svoboda, 2008).

## 11.6 Permafrost



*Rozložení permafrostu na mapě severní polokoule. Modře je uveden podmorský a spojitý permafrost. Zeleně nesouvislý permafrost. Oranžově permafrost ve vysokých horách (dle Pewe L., Arizona State University) (Grotzinger et al., 2007).*

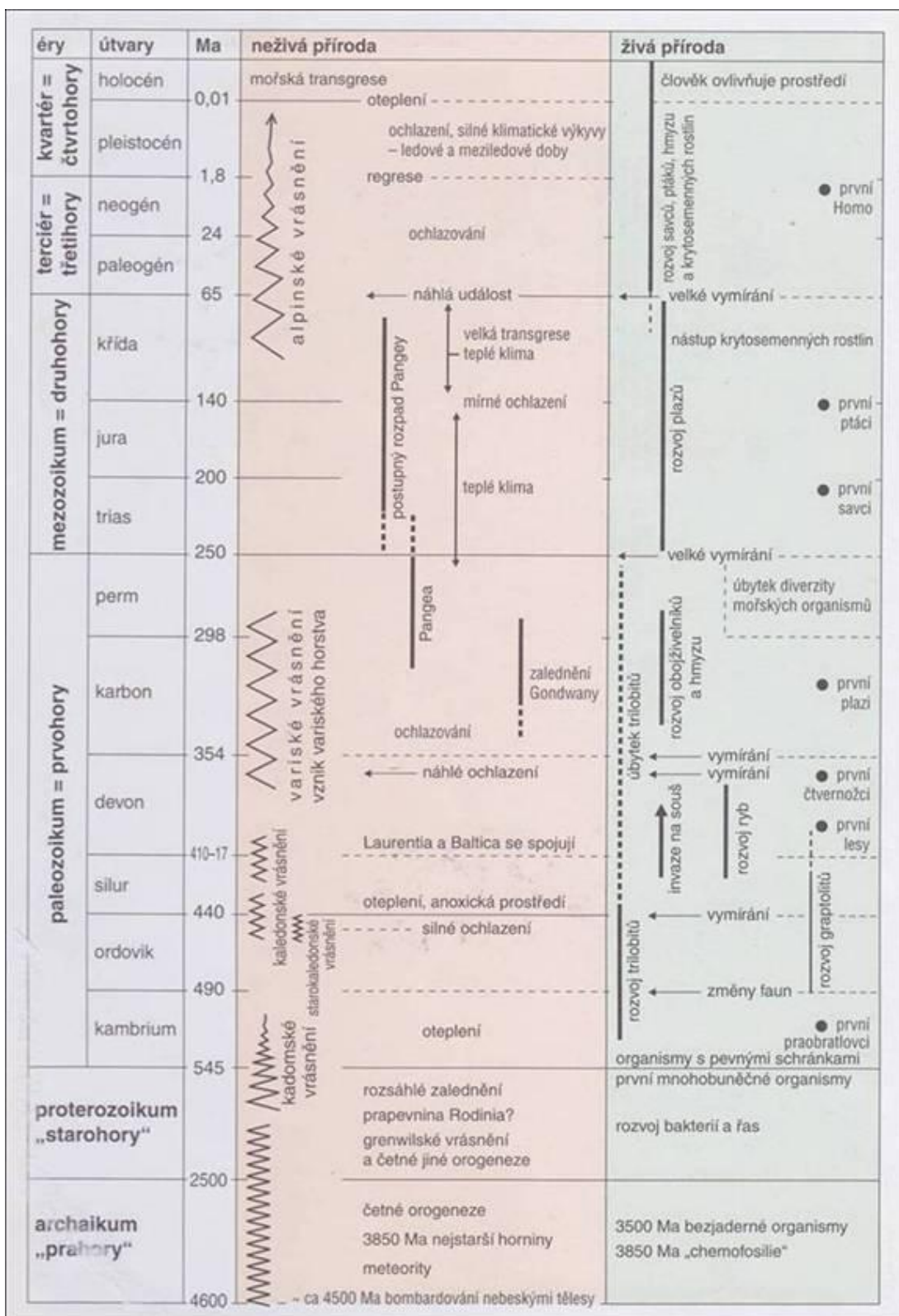
## 11.7 Chronostratigrafická tabulka



Chronostratigrafická tabulka s vyznačením všech zmiňovaných období  $\delta^{18}\text{O}$  je podíl množství izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$  ve vzorku z Grónského ledovce (GRIP) ve vztahu k množství izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$  obsažených ve standardu – vyšší hodnota souvisí s vyšší teplotou (Kuneš, 2008).



## 11.8 Přehled geologického vývoje Země



Přehled geologického vývoje Země. Ma – přibližné údaje stáří v milionech let (Chlupáč et al., 2002).

## 11.9 Glaciální a interglaciální období

Doba	Název doby (periody), glaciálu, interglaciálu	Roky	Éra	
Postglaciál	Současný	8 000	Holocén	
Glaciál	Wurm	80 000	Pleistocén	
Integlaciál	Riss-Würm	140 000		
Glaciál	Riss	200 000		
Integlaciál	Mindel-Riss	390 000		
Glaciál	Mindel	580 000		
Integlaciál	Günz-Mindel	750 000		
Glaciál	Günz	1,1 m.r.		
Integlaciál	Danub.Günz	1,4 m.r.		
Glaciál	Danub	1,8 m.r.		
Integlaciál	Biber-Danub	2 m.r.		
Glaciál	Biber	2,25 m.r.		
Integlaciál	Biber	2,5 m.r.		
Glaciál	Oligocén	37 m.r.		Kenozoikum
Integlaciál	Oligocén svrchní	40 m.r.		
Glaciál	Paleogén	80 m.r.		
Integlaciál	Křída	144 m.r.	Mezozoikum	
Glaciál	Permokarbon	295m.r.	Paleozoikum	
Integlaciál	Permokarbon	322 m.r..		
Glaciál	Karbon spodní	350 m.r.		
Integlaciál	Karbon spodní	395 m.r.		
Glaciál	Ordovik	440 m.r.		
Integlaciál	Ordovik	570 m.r.		
Glaciál	Prekambrium	700 m.r.	Prekambrium	
Integlaciál	Prekambrium	1 350 m.r..		
Glaciál	První zalednění	2 000 m.r.	Proterozoikum	

Glaciální a interglaciální období zpracováno podle (*Las glaciaciones históricas*) (Kadrnožka, 2008).

### 11.10 Názvy kvartérních glaciálních cyklů

Názvy dob					Doba	Období (tis. let)	Epocha
Alpské	Severní Amerika	Severní Evropa	Velká Británie	Jižní Amerika	Ledová/ meziledová		
-	-	-	Flandrian		meziledová	současnost – 12	Holocén
Würm	Wisconsin	Weichselian nebo Vistulian	Devensian	Llanquihue	ledová	12 – 110	Pleistocén
Riss-Würm	Sangamonian	Eemian	Ipswichian	Valdivia	meziledová	110 – 130	
Riss	Illinoian	Saalian	Wolstonian nebo Gipping	Santa María	ledová	130 – 200	
Mindel-Riss	Pre-Illinoian	Holstein	Hoxnian		meziledová	200 – 300/380	
Mindel	Pre-Illinoian	Elsterian	Anglian	Río Llico	ledová	300/380 – 455	
Günz-Mindel	Pre-Illinoian		Cromerian		meziledová	455 – 620	
Günz	Pre-Illinoian	Menapian	Beestonian	Caracol	ledová	620 – 680	

*Upraveno dle Gibbarda et al. (2004).*

## 11.11 Významné světové ledovce

Název ledovce	Světadíl	Lokalizace	Typ	Konec ledovce	Rozloha	Délka	Stav	Zajímavost
Ledovec Trapridge	Severní Amerika (severozápad)	V st. Elias Mountains, 85 km západně, od jezera Kluane, Zákon, Kanada	Karový ledovec	Čelo na pevnině	5 km <sup>2</sup>	3 km	Postupující	Horní část leží na vrstvě tillu, tzn., že pohyb ledovce může být zčásti vyvolán deformací měkkého tillu.
Ledovec Kennicott	Severní Amerika (severozápad)	V jižní části Wrangellova pohoří, jižní střední Aljaška, USA	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	250 km <sup>2</sup>	47 km	Ustupující	Na začátku minulého stolení byl ledovec tak velký, že se rýsoval nad městem. Od té doby čelo ledovce ustupuje.
Ledovec Blaf Rapids	Severní Amerika (severozápad)	Leží ve zlomovém údolí Denali na východě střední části Aljašského pohoří, v jižní části střední Aljašky, USA	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	150 km <sup>2</sup>	47 km	Ustupující	Ledovec nazývají Spěchající ledovec, je typem náhle postupujícího ledovce. V letech 1936 – 1937 postoupilo jeho čelo o 6,5 km za pouhé tři měsíce.
Hubbardův ledovec	Severní Amerika (severozápad)	V kanadské pohoří St. Elias Mountains, sestupuje jihovýchodní Aljaškou, USA	Údolní ledovec	Čelo na okraji moře (tlení ledovce)	3 500 km <sup>2</sup>	122 km	Postupující	Nevětší severoamerický ledovec tekoucí až do moře a postupující s přestávkami již více než sto let.
Beringův ledovec	Severní Amerika (severozápad)	V horách Chugach, klesá směrem k Aljašskému zálivu, Aljaška, USA	Úpatní ledovec	Úpatní ledový vějíř telící se do jezera	5 200 km <sup>2</sup>	180 km	Ustupující	Ledovec je po antarktickém a grónském ledovém štítu třetím největším ledovcem na světě.

Ledovec Worthington	Severní Amerika (severozápad)	Ve střední části pohoří Chugach, jižní část střední Aljašky	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	10 km <sup>2</sup>	7 km	Ustupující	Malý údolní ledovec sestupuje z výšky více než dva tisíce metrů nad mořem a končí blízko důležité dálnice.
Ledovec Columbia	Severní Amerika (severozápad)	Sestupuje z pohoří Chugach do Průlivu Prince Williama, jižní Aljašky, USA	Údolní ledovec	Mořský břeh (telení)	1 050 km <sup>2</sup>	52 km	Ustupující	Jeden z nejrychleji se pohybujících ledovců v Severní Americe a také jedním z ledovců nejrychleji ustupujících.
Ledovec Margerie	Severní Amerika (severozápad)	V pohoří St. Elias Mountains, sestupuje do Ledovcového zálivu, jihovýchodní Aljaška, USA	Údolní ledovec	Břeh moře (telení do moře)	35 km <sup>2</sup>	22 km	Postupující	Jeden z nejpodivuhodnějších ledovců zálivu, ční asi osmdesát metrů nad mořskou hladinou a s dalšími přibližně sto dvacet metrů ponořenými pod hladinou.
Ledovec Mendenhall	Severní Amerika (severozápad)	Sestupuje z ledového pole Juneau, Pobřežní pohoří, jihovýchodní Aljaška, USA	Výtokový ledovec	Telení do jezera	100 km <sup>2</sup>	27 km	Ustupující	Ledovec končí v tři kilometry dlouhém jezeře, jen několik málo kilometrů severně od jednoho z největších aljašských měst, Juneau.
Ledovec Malaspina	Severní Amerika (severozápad)	Na pobřežní straně pohoří St. Elias, jihovýchodní Aljaška, USA	Úpatní ledovec	Ledový vějíř na pevnině	3 900 km <sup>2</sup>	55 km	Ustupující	Největší úpatní ledový vějíř na světě a je také druhým největším ledovcem Severní Ameriky.
Grónský ledový štít	Arktida	Pokrývá 85 % ostrova Grónsko, ležícího na severním polárním kruhu	Ledový štít	-	1, 73 milionu km <sup>2</sup>	-	Ustupující	Největší ledovec na severní polokouli.

Ledovec Athabasca	Severní Amerika (severozápad)	Vychází z ledového pole Columbia ve Skalnatých horách v Albertě, Kanada	Výtokový ledovec	Čelo na pevnině	6 km <sup>2</sup>	6 km	Ustupující	Voda odtékající z tohoto ledového pole teče do tří oceánů: Tichého, Atlantského a Arktického. Na jeho povrchu se vyskytuje „růžový sníh“.
Ledovec Palisádě	Severní Amerika (severozápad)	V jižní části pohoří Sierra Nevada, střední Kalifornie, USA	Karový ledovec	Čelo na pevnině	3 km <sup>2</sup>	2 km	Ustupující	Jeden zhruba ze sta malých ledovců v pohoří Sierra Nevada. Na jeho vrcholu se nachází horizontální puklina.
Ledovec Pastoruri	Jižní Amerika (západ)	V jižní části pohoří Cordillera Blanca, Andy, severní část středního Peru	Karový ledovec	Čelo na pevnině	8 km <sup>2</sup>	4 km	Ustupující	Jeden z ledovců nacházejících se v zaledněných oblastech v tropických krajích Jižní Ameriky.
Jihopatagonské ledové pole	Jižní Amerika (jihozápad)	V Patagonských Andách, podél chilsko-argentinské hranice, jihozápadní Patagonie	Ledové pole	-	13 000 km <sup>2</sup>	360 km	Ustupující	Ledové pole je největším zaledněným územím jižní polokoule s výjimkou Antarktidy.
Ledovec Perito Moreno	Jižní Amerika (jihozápad)	Vychází z Jihopatagonského ledového pole, jižní Argentina	Výtokový ledovec	Stěna ledu telícího se do jezera	200 km <sup>2</sup>	20 km	Stabilní	Na rozdíl od většiny výtokových ledovců v oblasti jeho čelo v posledních osmdesáti letech celkově téměř nezměnilo pozici.
Ledová čapka Vatnajökull	Evropa (severozápad)	Na jihovýchodním Islandu, pokrývá asi 8 % ostrova	Ledová čapka	-	8 100 km <sup>2</sup>	-	Ustupující	Největší ledovec v Evropě. Mocnost ledu kolem čtyřista metrů. Několik činných sopek.

Ledovec Kongsvegen	Evropa (sever)	Na Západních Špicberkách, Svalbard, 1 250 km severně od Norska	Výtokový ledovec	Telení v moři	105 km <sup>2</sup>	20 km	Pomalou ustupující	Polytermální ledovec, ve kterém jsou velké teplotní rozdíly – studená povrchová vrstva ledu, padesát až sto šedesát metrů mocná, leží nad mnohem teplejší vrstvou ledu na jeho bázi.
Ledové pole Jostedalssbre en	Evropa (sever)	V jihozápadním Norsku, západně od hor Jotunheimen a severně od Sognafjordu	Ledové pole	-	487 km <sup>2</sup>	97 km	Postupující	Největší ledovec na evropské pevnině. Padesát samostatných výtokových ledovců.
Ledová čapka West Svartisen	Evropa (sever)	V pobřežní oblasti středního Norska, v zeměpisné šířce polárního kruhu	Ledová čapka	-	201 km <sup>2</sup>	-	Nejasný	Nejnižší položený údolní ledovec na evropské pevnině.
Ledovec Argentière	Evropa (západ)	V Savojských Alpách, 15 km severovýchodně od Mont Blancu, Francie	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	10 km <sup>2</sup>	10 km	Stabilní	Jeden z četných ledovců sestupujících z úbočí masivu Mont Blancu, obdivuhodného řetězu hor ležícího na hranicích Francie, Itálie a Švýcarska. Sestupuje z výšky cca čtyři tisíce metrů.
Ledovec Mer de Glace	Evropa (západ)	V Savojských Alpách, 10 km severovýchodně od Mont Blancu, Francie	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	40 km <sup>2</sup>	12 km	Ustupující	Ledovec se podobá moři zmrzlých vln; tyto zřetelné, žebrům podobné struktury ze střídajícího se světlého a tmavého ledu se nazývají ogivi.

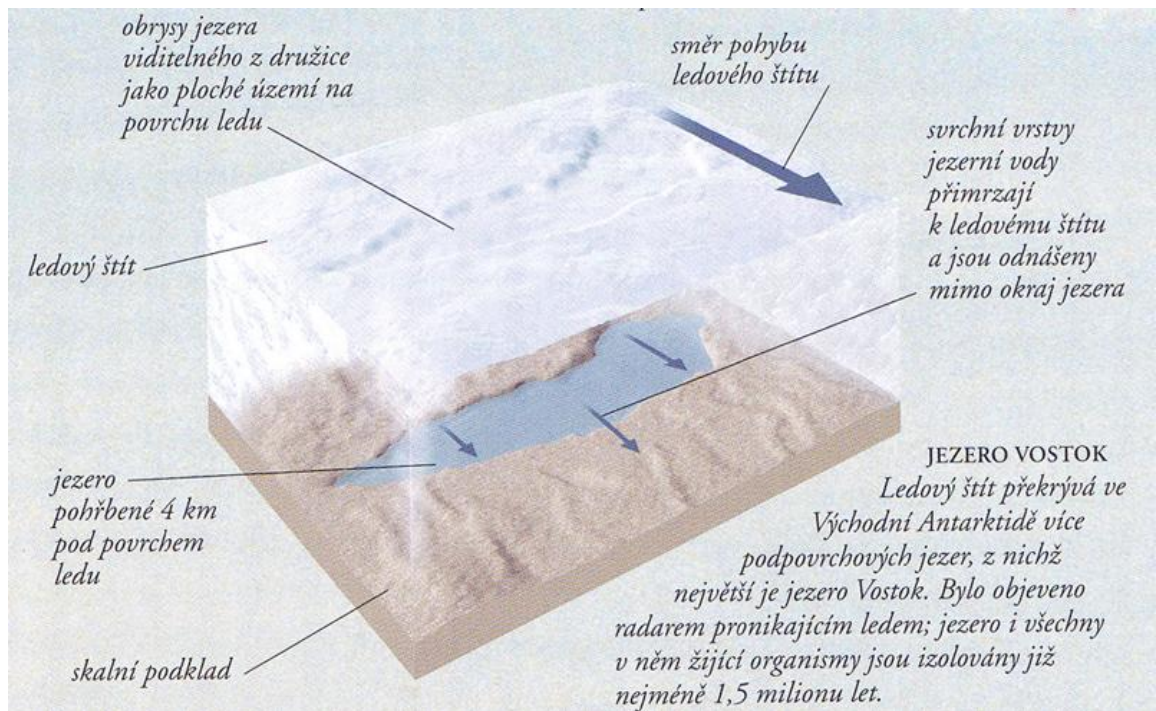
Ledovec Tchierva	Evropa (střední)	V Rétských Alpách, v blízkosti hranice s Itálií, jihovýchodní Švýcarsko	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	7 km <sup>2</sup>	4,5 km	Ustupující	Velké a velmi zřetelně vytvořené boční morény ukazující nejvzdálenější místa, kam až dosáhl za malé doby ledové v 18. a 19. století.
Aletschský ledovec	Evropa (střední)	V Bernských Alpách, 25 km jižně od Brienzského jezera, jihozápadní Švýcarsko	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	87 km <sup>2</sup>	25 km	Ustupující	Nejdelší a největší údolní ledovec v Evropě.
Rhôneký ledovec	Evropa (střední)	Na začátku Rhônekého údolí, ve východní části Bernských Alp, Švýcarsko	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	17 km <sup>2</sup>	8 km	Ustupující	Led se pohybuje a jeho největší pohyb je ve středu ledovce.
Ledovec Allalin	Evropa (střední)	V Pevninských Alpách, jihozápadní Švýcarsko, blízko italské hranice	Karový ledovec	Čelo na pevnině	10 km <sup>2</sup>	6 km	Ustupující	V posledních stoletích představoval svými postupy a ústupy nebezpečí pro obyvatele žijící v jeho blízkosti.
Ledová čapka Kilimandžára	Afrika (východ)	Na vrcholu hory Kilimandžáro, severovýchodní Tanzanie, blízko hranice s Keňou	Ledová čapka	-	2 km <sup>2</sup>	-	Ustupující	Jedno z mála zbývajících míst zalednění v Africe leží na vrcholu hory Kilimandžáro. Led stále ubývá.
Bogdanovičův ledovec	Asie (východ)	Uvnitř sopečné skupiny Ključevskaja, poloostrov Kamčatka, východní Rusko	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	15 km <sup>2</sup>	10 km	Nejistý	Ledovec je součástí velkého zaledněného území na Kamčatce a vyplňuje údolí obklopené čtyřmi mohutnými sopkami.
Ledovec Inylček	Asie (střed)	V pohoří Tchienšan ve východním Kyrgyzstánu, blízko hranice s Čínou	Údolní ledovec	Čelo se telí v jezeře	580 km <sup>2</sup>	62 km	Nejistý	Jeden z téměř osmi tisíců ledovců v Kyrgyzstánu, má dvě větve – severní a jižní. Jižní Inylček je třetí nejdelší údolní ledovec na světě.



Ledovec Baltoro	Asie (jih)	Ve střední části pohoří Korákóram, severovýchodní Pákistán	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	750 km <sup>2</sup>	60 km	Mírně postupující	Cesta přes ledovec Baltoro je jediným možným přístupem k základnímu táboru K2.
Ledovec Durung Drung	Asie (jih)	V západní části pohoří Zanskar v Himaláji, stát Džammů a Kašmír, severní Indie	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	30 km <sup>2</sup>	14 km	Nejistý	Jeden z nejdelších ledovců v Himaláji, je také jedním z nejsnáze dostupných.
Ledovec Khumbu	Asie (jih)	Při jižním příchodu k oblasti Mount Everest v Himaláji, Nepál	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	15 km <sup>2</sup>	12 km	Ustupující	Horní úsek ledovce leží na jihozápadním úbočí Mount Everestu, bezprostředně nad základním horolezeckým táborem.
Ledovec Východní Rongbuk	Asie (jih)	Při severním přístupu do oblasti Mount Everest v Himaláji, Tibet	Údolní ledovec	Čelo ledovce na pevnině	40 km <sup>2</sup>	14 km	Nejistý	Ledovec se na svém povrchu vyznačuje, shodně s jinými ledovci v oblasti, množstvím séraků, ledových ker jehlanovitého tvaru a pyramidálního tvaru.
Ledovec Františka Josefa	Australasie (Nový Zéland)	Severovýchodně od Mount Cook, v Jižních Alpách na Jižním ostrově Nového Zélandu	Údolní ledovec	Čelo na pevnině	32 km <sup>2</sup>	10 km	Postupující	Ledovec vděčí za svou existenci především velkému množství srážek v krajině – v akumulační oblasti ledovce napadne ročně až třicet metrů sněhu.
Tasmanův ledovec	Australasie (Nový Zéland)	Východně od Mount Cook, v Jižních Alpách Jižního ostrova, Nový Zéland	Údolní ledovec	Částečně čelo na pevnině, částečně telení do jezera	95 km <sup>2</sup>	27 km	Ustupující	Největší ledovec Nového Zélandu.

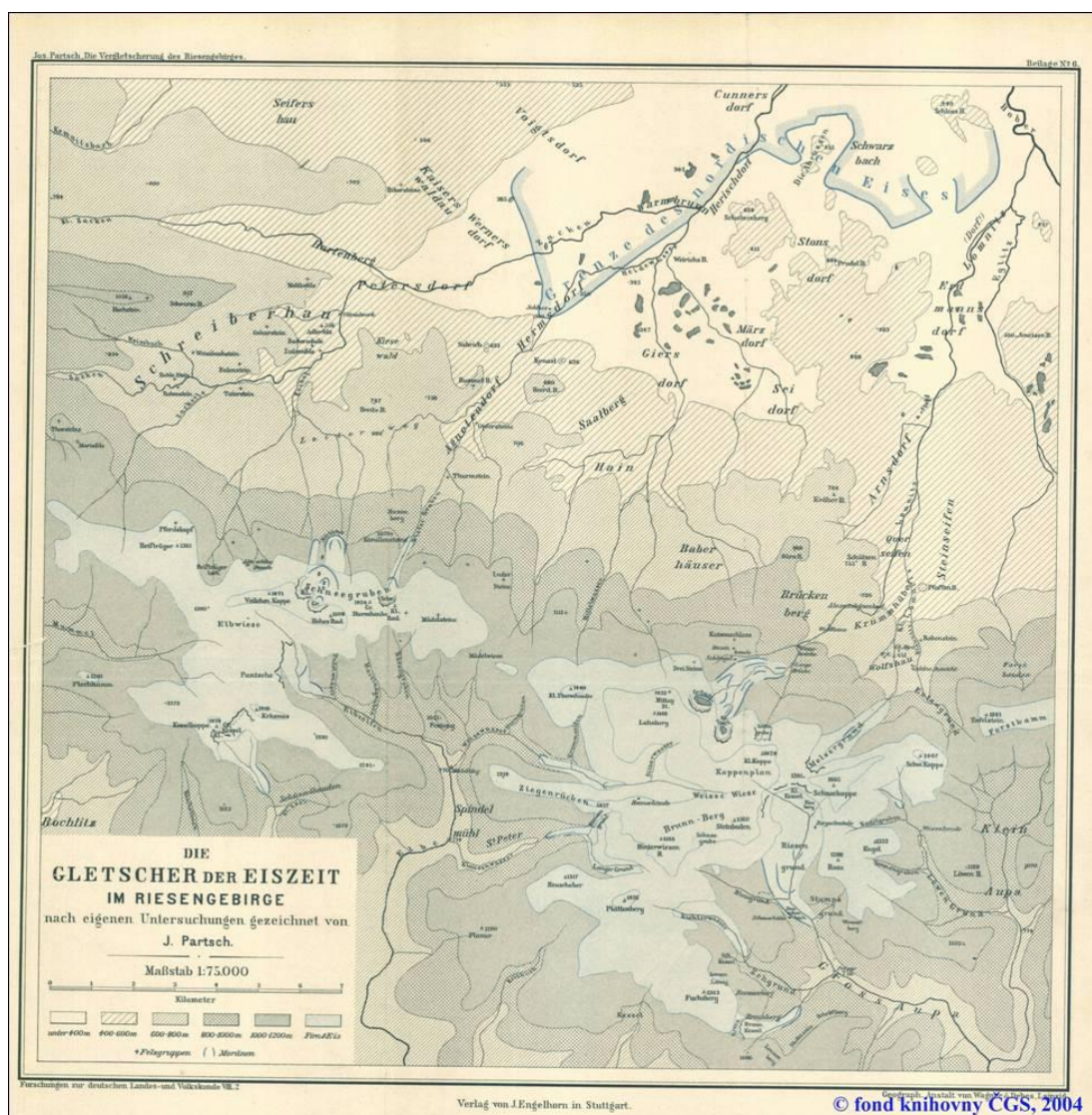
*Upraveno dle Luhra [ed.] (2004).*

## 11.12 Jezero Vostok - Antarktida



*Jezero Vostok. Ledový štít překrývá ve Východní Antarktidě více podpovrchových jezer, z nichž největší je jezero Vostok. Bylo objeveno radarem pronikajícím ledem; jezero i všechny v něm žijící organismy jsou izolovány již nejméně 1,5 milionu let (Luhr [ed.], 2004).*

## 11.13 Ledovce v době ledové v Krkonoších



Ledovce v době ledové v Krkonoších (dle vlastních šetření zakreslil J. Partsch (1894) (Čejchanová et al. 2004, fond knihovny ČGS).

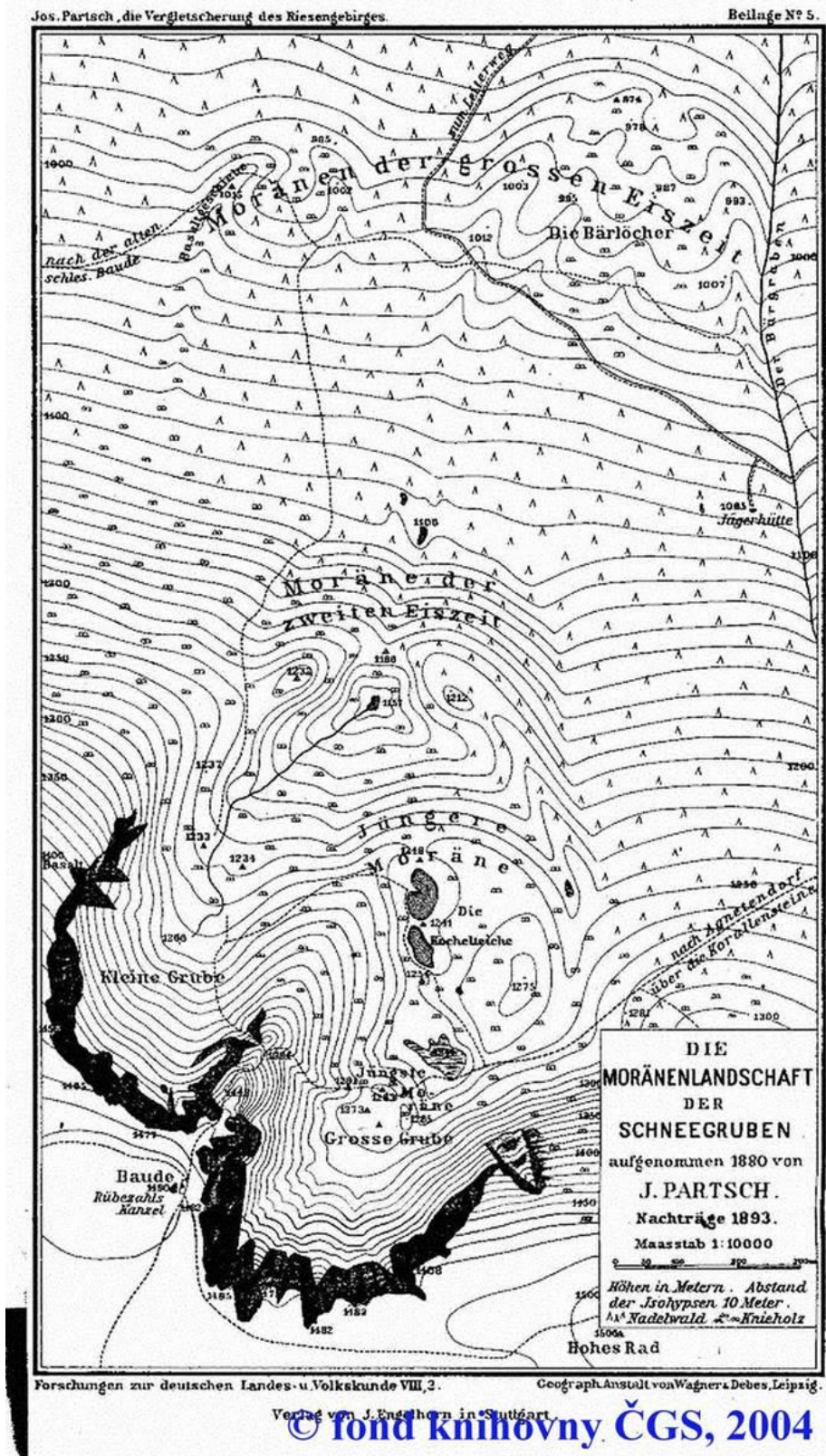
## 11.14 Přehled bývalých ledovců v Krkonoších

Přehled bývalých ledovců na Krkonoších:

Ledovec	Výše karů v m	Jezera	Okraje karů v m	Mocnost ledovce v m	Morény konečné			Sněžná čára (würmská) v m	Expozice	Délka ledovce v m
Na straně severní:										
1. Lomnický:										
a) Velkého rybníka	1225	1225	1400	—	870	1070	1202	1150	SV	3800
b) Malého rybníka	1183	1183	1400	—	790	1128	1180	1150	S	4500
2. Malé Lomnice	1250	—	1430	—	790?	—	—	1190	SV	2700
					960					
3. Černé sněžné jámy	1200	—	1380	—	900	1090	—	1140	SV	2100
4. Velké sněžné jámy	1290	1240	1420	—	960	1155	1240	1190	S	2150
							1280			
5. Malé sněžné jámy	1266	—	1400	—	990	1155	—	1200	S	1700
Na straně jižní:										
1. Úpský	1030	—	1470	100	810	894	923	1140	J	4000
2. Zehgrundu	—	—	1320	—	948	—	—	1135	JV	2900
3. Liščí hory	1030	—	1155	—	825	—	—	1015	V	3400
4. Lviho dolu (Löwen- grund)	—	—	—	—	1065?	1107	—	—	J	2500
5. Bílého Labe	—	—	1450	—	900	1150	—	1170	Z	5300
5. Labský	1033	—	1420	70	825	920	1020	1120	JV	5300
7. Kotelných jam	{ 1070	—	1400	60	837	955	1040	1120	JV	2900
	{ 1045									
8. Mumlavský	—	—	1380	—	960	1030	—	1180	Z	2800
9. Dlouhého dolu	—	—	1320	—	840	970?	—	—	Z	4000

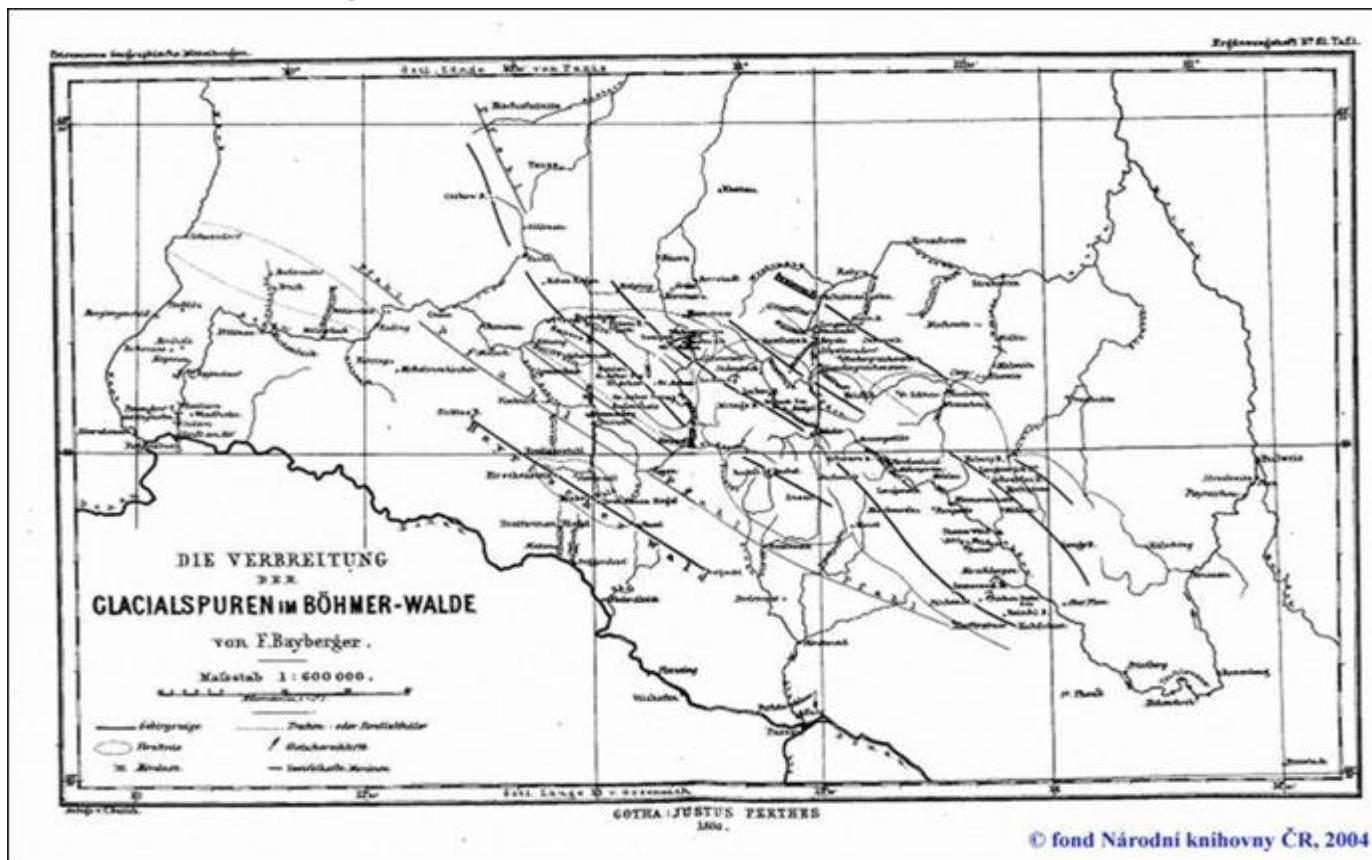
Přehled bývalých ledovců na Krkonoších (Vitásek, 1924).

## 11.15 Oblast morén ve sněžných jamách



Oblast morén ve Sněžných jamách (zaznamenaná J. Partschem (1894) (Čejchanová et al. 2004, fond knihovny ČGS).

## 11.16 Rozšíření stop zalednění na Šumavě



Rozšíření stop zalednění na Šumavě dle Baybergera (1886) (Čejchanová et al. 2004, fond Národní knihovny ČR).