

LEDOVCOVÉ TVARY RELIÉFU A GLACIÁLNÍ DOBY

Literatura

Strahler, A. – Strahler, A. (1999): *Introducing Physical Geography*. Wiley, New York, 575 s. **Kapitola:** Glacial Landforms and the Ice Age, s. 454 – 475.

1. Úvod

- ledovce významně ovlivnily v nedávné geologické minulosti (pleistocén = 2,5 mil. až 10 tis. let BP) vývoj reliéfu v subarktických a mírných šířkách severní polokoule
- současné rozšíření ledovců: pevninské ledovce – Grónsko, Antarktida, horské ledovce – vyšší pohoří s vrcholky nad sněžnou čarou po celém světě
- ledovce mají dopady na ostatní složky FG sféry Země – litosféra, atmosféra (zvyšují albedo, snižují teplotu vzduchu), hydrosféra (rezervoáry sladké vody, ovlivňují výšku hladiny světového oceánu)

2. Ledovce

- *ledovec* = velká, přirozená akumulace ledu vzniklá přeměnou sněhu, která se dostává účinky gravitace do pohybu po ukloněném skalním; pohyb je charakteristickým projevem ledovců
 - ledovce vznikají v prostředí, kde zimní sněhové srážky převyšují hodnotu letní ablace sněhu; *ablace* = ztráta sněhové pokrývky výparem a táním
 - led je konečným výsledkem řady: sníh → firn → led
 - ledovce vznikají za nízkých teplot a při vysokých sněhových úhrnech (vysoké zeměpisné šířky, velké nadmořské výšky)
 - v horách se pohybují ledovce ze zdrojových oblastí dolů pod úroveň sněžné čáry, kde dochází k jejich zániku ablací
 - typy ledovců: a. *horský (údolní) ledovec*, b. *pevninský ledovec*
 - v ledovci je přimíšen horninový materiál všech frakcí (jíl až balvany); zdrojehorninových úlomků: a. ledovcová eroze skalního podkladu, b. svahové pohyby na okolních údolních svahů
 - typy ledovcové eroze:
 - ledovcová abraze: a. brázdění (*exarace*), obrušování a ohlazování (*deterze*)
 - odlamování (*detrakce*)
- Strahler&Strahler obr. 18.1 s. 458
- ledovcový materiál se ukládá v místech, kde ledovec odtává

3. Horské ledovce

- zdrojová – transportní – ablační oblast ledovce
 - *kar* = zdrojová oblast ledovce; amfiteatrální sníženina vzniklá přetvořením údolního uzávěru mrazovým zvětráváním a činností ledovce
- Strahler&Strahler obr. 18.2 s. 459
- *ledovcový splaz*
 - ledopády s ledovcovými trhlinami (*crevasses*) – vznikají v místech velkého sklonu podloží
 - svrchní části ledovce jsou pevné, hlubší partie ledovce jsou plastické (důsledek váhy nadložního ledu)
 - způsoby pohybu ledovce:
 - pomalým tečením podobně jako voda v říčním korytě

- sesouváním po údolním dně; sesouvání je podporováno přítomností tavné vody a bahna na bázi ledovce

Strahler&Strahler obr. 18.3 s. 459

- v případě že rychlost akumulace ledu v horní části je přibližně stejná jako rychlost ablace ledu ve spodní části, nachází se ledovec ve stavu dynamické rovnováhy
- rychlost pohybu ledovce: cm/den (pevninské ledovce, málo aktivní horské ledovce) až několik m/den (silně aktivní horské ledovce); náhlé skluzy horských ledovců – rychlost pohybu přesahuje 60 m/den

3.1 Tvary vzniklé činností horských ledovců

Strahler&Strahler obr. 18.4 s. 460

1. obrázek:

Reliéf modelovaný zvětráváním, fluvialními procesy a svahovými pohyby. Hory mají zaoblené, hladké tvary a mocnost půd a zvětralin je velká.

2. obrázek:

Za této situace přijde klimatická změna, která vede k akumulaci většího množství sněhu v údolních uzávěrech – vznikají zde *sněžníky* → trvalá přítomnost sněhu zvýší intenzitu mrazového zvětrávání a údolní uzávěr se rozšiřuje a nastává jeho přeměna v ledovcový kar; současně s přibýváním sněhu se sněžník mění ve firnové pole (v první fázi přeměny sněhu v led) a nakonec vzniká karový ledovec. Růstem ledu mimo kar vzniká ledovcový splaz a začne se vyvíjet údolní ledovec.

V další fázi vývoje: dojde ke spojení jednotlivých údolních ledovců, které sytí jeden hlavní ledovec.

Vývoj rozvodních částí terénu: kary se postupně prohlubují a rozšiřují, až dojde k rozrušení původních mírných svahů a na jejich místě vznikají příkré, členité svahy karů.

Pokud dojde k protnutí svahů dvou protilehlých karů, vznikne úzký rozeklaný hřbet označovaný jako *arête*. V případě, že proti sobě rostou tři a více karů, vzniká uprostřed ostrý vrchol, který se nazývá *horn*.

depoziční tvary horských ledovců

Moréna = akumulace horninového materiálu při okrajích ledovce. Podle polohy v rámci ledovce rozlišujeme několik typů morén:

boční moréna = vzniká na kontaktu ledovce a údolního svahu, materiál morény vznikl ledovcovou erozí údolních svahů a svahovými pohyby

střední moréna = vzniká tam, kde se spojují dva ledovcové splazy splynutím dvou bočních morén

Strahler&Strahler obr. 18.5 s. 461

koncová (terminální) moréna = vzniká na čele ledovce, kde dochází k jeho ablaci a akumulaci unášeného materiálu; koncová moréna → tvar obloukovitě prohnutého hřbetu hradícího příčně údolí

Strahler&Strahler obr. 18.6 s. 461

vnitřní moréna = skládá se z kusů hornin, které se dostaly do ledu napadáním do trhlin nebo regelací z povrchu ledovce, tak že led pod balvanem roztával a takto vzniklá voda nad ním opět zamrzala.

spodní moréna = je materiál, který ledovec transportuje na svém dně; původ tohoto materiálu je různý – detrakce ze skalního podloží, materiál z bočních morén, balvany napadané z okolních hřbetů na firnové pole ve zdrojové oblasti, ...

2.2 Ledovcová údolí (trogy) a fjordy

3. obrázek:

Ledovec při svém pohybu prohlubuje a rozšiřuje svoje údolí, takže po roztátí po sobě zanechává hluboké, široké údolí s příkrými svahy s příčným profilem tvaru písmene U.

Strahler&Strahler obr. 18.7 s. 462 údolí tvaru U, rozsáhlé osypy při úpatí svahů

Pobočná údolí hlavního ledovce mají stejný tvar, ale jsou menší a méně zahloubená, takže ústí do hlavního údolí vysoko nad jeho dnem – proto se označují jako *visuté údolí*. **!!! vodopády na visutých údolích!!!**

Plesa – ledovcová jezera vznikající zachytáváním vody ve sníženinách v horní části trogů; sníženiny ve dnech trogů vznikají nerovnoměrnou ledovcovou erozí údolního dna, která vytváří střídání sníženin se skalními prahy a stupni.

Pokud leží dno trogu, který ústí do moře, pod mořskou hladinou, dojde po ústupu ledovce k zatopení spodní části údolí a vzniká úzká, dlouhá zátoka označovaná jako *fjord*.

Fjordy jsou rozšířeny zejména podél hornatých západních pobřeží mezi 50° a 70° s. a j. šířky. Na západních pobřežích byly totiž ledovce vyživovány orograficky zesílenými sněhovými srážkami v prostředí oceánského klimatu západních pobřeží.

Strahler&Strahler obr. 18.8 s. 462

3. Současné pevninské ledovce

Ve srovnání s horskými ledovci dosahují pevninské ledovce enormních rozměrů – jejich tloušťka v centrální zdrojové oblasti dosahuje řádově tisíce metrů.

V současnosti existují dva pevninské ledovce:

Grónský: rozloha 1,7 mil. km², zaujímá 7/8 rozlohy ostrova, nezaledněný je pouze úzký, hornatý pás podél pobřeží; Grónský ledovec má v řezu podobu široké klenby, jejíž podloží leží v centrální části nízko nad hladinou moře nebo dokonce pod jeho hladinou, směrem k okrajům jeho výška stoupá, maximální mocnost ledu cca 3000 m

Antarktický: rozloha 13 mil. km²; maximální mocnost ledu 4000 m; důležitým rysem Antarktického ledovce je jeho plynulý přechod z pevniny do moře. Kde tvoří rozsáhlé plochy tzv. *šelfového ledu*. Šelfový led je jednak zásobován z pevniny, jednak přímo narůstá kompakcí sněhu na místě.

Oba ledovce jsou vyvinuty na pevninách ve vysokých zeměpisných šířkách, severní pól se nachází v oblasti Severního ledového oceánu a je pokryt plovoucím ledem.

Strahler&Strahler obr. 18.9 a 18.10 s. 463

4. Mořský led a ledové kry

Led který pluje na hladině oceánu má dvě podoby.

- mořský led
- ledové kry

Mořský led = vzniká zamrznutím mořské vody, povrchová vrstva mořského ledu je tvořena sladkou vodou, hlubší vrstvy vodou slanou. Tloušťka mořského ledu nepřesahuje 5 m.

Pack ice = mořský led, který zcela pokrývá mořskou hladinu

Vlivem větru a mořských proudů se pack ice rozpadá na kusy ledu (ice floes), průchody s volnou vodou mezi těmito ledovými ostrovy se označují jako **leads**. Tam kde jsou ledové bloky hnány proti sobě větrem, se navší ledové kupy a hřbety (ledová bariéra).

Ledové kry (iceberg) = kusy ledu které se odlomily od ledovců zasahujících až na pobřeží; ledová kra může mít tloušťku až několik stovek metrů. Protože led je jen o

něco málo méně hustý než voda, jsou ledové kry z větší části ponořené pod vodní hladinu – ponořeno bývá 5/6 objemu ledu.

Na rozdíl od mořského ledu jsou ledové kry tvořeny sladkou vodou, protože vznikají kompakcí a rekrystalizací sněhu.

Na severní polokouli se ledové kry odlamují od Grónského ledovce a jsou hnány Labradorským a Grónským proudem do severního Atlantiku k pobřeží Sev. Ameriky, kde dosahují až pobřeží Newfoundlandu. Tvar těchto ledových ker je nepravidelný a mají ostré, špičaté vrcholy.

Naproti tomu ledové kry z Antarktického ledovce mají tabulovitý tvar s plochým temenem a okrajovým příkrým klifem. Jejich tvar vyplývá z toho, že se odlamují od šelfového ledu. Antarktické ledové kry mohou mít rozměry dosahující desítek km a mocnost přes 600 m s klifem vyčnívajícím až 100 m nad hladinu.

Strahler&Strahler obr. 18.13 s. 465

5. Doba ledová

Glaciál = období během kterého dochází k růstu pevninských ledovců a k jejich postupu do nižších zeměpisných šířek.

Zalednění (glaciace) je spojeno s poklesem průměrné roční teploty v oblastech, kde vznikají ledovce. Současně ale musí klima zůstat dostatečně humidní a v oblastech, kde se ledovec šíří musí být dostatek sněhových srážek, aby ledovec mohl růst.

Naopak když se klima otepluje nebo klesají úhrny sněhových srážek ledovce ustupují – tomuto procesu se říká **deglaciace**.

Období které trvá mezi dvěma zaledněními se označuje jako *interglaciál*.

Glaciály a interglaciály se střídaly v posledním geologickém období označovaném jako pleistocén; spodní hranice pleistocénu se dnes klade nejčastěji do období před 2,48 mil. lety. V současnosti žijeme v interglaciálním období, které začalo před 10 tis. lety a které označujeme jako holocén.

Během pleistocénu proběhlo několik glaciálů a interglaciálů, které jsou pojmenovány odlišně v různých oblastech světa. U nás nejznámější jsou dvě stratigrafické škály pleistocénu: a. alpská, b. severoevropská.

Alpský systém – zahrnuje celkem 6 glaciálů

bieber, donau, gūnz, mindel, riss a wūrm

Severoevropský systém

pretegelen, eburon, menap, elster, saale a weichsel

5.1 Rozsah posledního zalednění

Během glaciálů byly severní části Severní Ameriky, Evropy a Asie pokryty pevninským ledovcem. Evropskou část ledovce označujeme jako Skandinávský pevninský ledovec. Jeho centrální část se nacházela v oblasti Baltského moře, odkud se ledovec šířil na sever i na jih. Na jihu se ledovec dostal až do středního Německa, pokrýval celé Polsko a velké rozlohy v Rusku. Rozsáhlé ledové čapky se utvořily na severním Urale a na vrchovinách a pohořích dále na východ; odtud se ledovec rozšířil takřka po celé centrální Sibiři.

Alpy byly pokryty horskými ledovci v daleko větší míře než dnes. Ledem byly pokryté i Britské ostrovy, kde bylo několik samostatných center na vrchovinách; britské ledovce splývaly se Skandinávským ledovcem.

Rozsáhlé kontinentální zalednění se týká zejména severní polokoule, protože ve vysokých zeměpisných šířkách jižní polokoule je deficit pevniny. Jižní Amerika ale byla zaledněna. Ledovce se šířily z ledovcových čapek v jižních Andách od 40° j.š. směrem na jih a postupovaly jak na západ k pobřeží Tichého oceánu, tak na východ

kde pokrývaly celou Patagonii. Zcela zaledněn byl rovněž Jižní ostrov Nového Zélandu.

Během maximálního rozsahu zalednění se hladina světového oceánu nacházela o 125 m níže než dnes, takže byly obnaženy rozsáhlé plochy šelfu.

6. Tvary vytvořené pevninskými ledovci

6.1 Erozní tvary pevninských ledovců

Podobně jako horské ledovce i pevninské velice účinně erodují svoje podloží. Pomale se pohybující led obrušuje a ohlazuje podloží a zanechává za sebou hladké, zaoblené skalní povrchy – *ledovcové ohlazy*, tento typ eroze se nazývá *deterze* (stírání). Deterzní povrchy bývají často porušeny rýhami a škrábcemi, podle kterých lze odvodit, kterým směrem se ledovec pohyboval. Pokud je skalní podklad silně rozpukaný, dochází i k *detrakci* (odlamování).

Odolnější skály v podloží ledovce, které již dříve vyčnívaly nad okolní terén, mají v důsledku deterze ohlazený a zaoblený povrch. Takovéto pahorky nazýváme **oblíky**. Oblíky mají asymetrický tvar – mírný ohlazený svah byl obrácen proti směru postupu ledovce, příkřejší, krátký svah byl na chráněné straně.

Strahler&Strahler obr. 18.16 s. 467

Tam kde pohyb ledovce sledoval směr starších říční údolí, došlo k jejich prohloubení a vzniku prstovitých sníženin, které byly po deglaciaci přehrazeny ledovcovým materiálem a zaplněny vodou.

Strahler&Strahler obr. 18.17 s. 467

6.2 Sedimenty pevninských ledovců

Všechny sedimenty které vznikají v souvislosti s aktivitou ledovců se označují jako ledovcové (glaciální) uloženiny.

Till = nevrstevnatá směs ledovcového materiálu obsahující všechny zrnitostní frakce od balvanů až po jílu. *Till* je typický sediment nanesený ledovcem, který ještě nebyl přemístěn vodními toky.

Spodní moréna se po ústupu ledovce projevuje jako tenký, souvislý pokryv tillu.

Mocnost glaciálních sedimentů v severní Evropě?

Strahler&Strahler obr. 18.18 s. 468

Vývoj reliéfu v předpolí pevninského ledovce:

6.2.1 Morény

Pestrost různých typů morén není v případě pevninských ledovců tak velká. Na čele ledovce vzniká koncová moréna. Koncové morény mají v půdoryse tvar táhlých oblouků, který indikuje, že ledovec postupoval ve formě několik obrovských ledovcových jazyků.

Tam kde se dotýkaly dva ledovcové jazyky vznikla na styku dvou koncových morén kontaktní moréna, která zabíhá směrem do nitra ledovce. Jak ledovec postupně odtává a ustupuje, stává se, že se na čas jeho ústup zastaví a jeho čelo zůstane na nějakou dobu na jednom místě – při této dočasné stabilizaci čela ledovce pak vzniká *moréna*, která se označuje jako *ústupová*. Ústupové morény probíhají paralelně s koncovou morénou, ale bývají nižší a často přerušované.

Strahler&Strahler obr. 18.19 s. 469

6.2.2 Výplavová planina a eskery

Voda která vytéká z tajícího pevninského ledovce odnáší sebou materiál z morén – uložením tohoto morénového materiálu v předpolí ledovce vznikají *glaciofluviální uloženiny* (ledovcovo-říční).

Tavná voda která vytéká z ledovce v podobě ledovcových řek sebou nese materiál, který se ukládá před čelní morénou v náplavových kuželech. Splynutím těchto náplavových kuželů vzniká plochý, mírně ukloněný povrch budovaný glaciofluviálními uloženinami – tzv. *výplavová planina*. Synonymní název: *sandr* (označení z Islandu).

Často se stává, že se z čela ustupujícího ledovce ulamují kusy ledu, které jsou pak pohřbeny sedimenty výplavové planiny. Takovýmto kusům ledu se říká mrtvý led. Pozdějším roztáním mrtvého ledu vznikají na povrchu výplavové planiny okrouhlé jámy označované jako *kotle* (*kettles*). Kotle bývají buď suché nebo jsou vyplněné vodou a přeměněné v jezírka.

Voda však neodtéká pouze z čela ledovce, ale i z jeho spodní části, kam se dostává z povrchu ledovce po trhlinách. Podledovcová voda vytváří na dně ledovce dlouhé tunely, které jsou orientované kolmo k okraji ledovce. V těchto tunelech se ukládá vodou unášený materiál spodní morény. Po roztání ledovce vyčnívají tyto glaciofluviální nánosy nad terén v podobě dlouhých přímých nebo klikatých valů. Tyto valy se označují jako *eskery*. Eskery bývají dlouhé až několik km.

Strahler&Strahler obr. 18.20 s. 470

6.2.3 Spodní moréna a drumliny

Rozsáhlé pokryvy tillu v místech kde se dříve rozkládal pevninský ledovec se nazývají *tillová planina*. Tillová planina je tvořena ledovcovými uloženinami které se nahromadily jako *spodní moréna*. Povrch těchto uloženin je víceméně rovný, ale nepravidelný a tam kde se nacházejí prohlubně s nepropustnými jíly se hromadí povrchová voda a tvoří se jezera. jezera ve Finsku – prohlubně spodní morény vyplněné vodou

Sedimenty spodní morény, pokud jsou dostatečně mocné, mohou úplně pohřbit původní terén, který zde byl před zaledněním.

Dalším běžným ledovcovým tvarem je *drumlin* – což je oválný pahorek tvaru obrácené kávové lžičky. Drumliny jsou dlouhé max. 1 km, průměrně bývají vysoké 30 m a jejich podélná osa je orientovaná ve směru pohybu ledovce. Drumliny se tvarem podobají oblíkům, ale nejsou tvořeny skalní horninou ale ledovcovými uloženinami.

Drumliny vznikly při pohybu ledovce nahrnutím ledovcových uloženin.

Strahler&Strahler obr. 18.21 s. 470

6.2.4 Předledovcová jezera a varvy

Velká ledovcová jezera se rozkládala tam, kde se ledovec svým čelem dotýkal vyššího terénu, jehož svahy zapadaly pod ledovec. Při ústupu ledovce vznikla v prostoru mezi pohořím a čelem ledovce sníženina, která se zaplnila tavnou vodou.

Tavná ledovcová voda která se hromadila v těchto jezerech, nebo jimi protékala, v nich ukládala ledovcový materiál z čelní nebo základní morény. Tímto způsobem vznikaly tzv. *glaciolakustrinní sedimenty* (ledovcovo-jezerní).

V rozsáhlejších jezerech vznikaly vytríděné vrstevnaté sedimenty nazývané *varvy* (*páskované jíly*). Varva se skládá ze dvou částí – tmavší, více jílovitý proužek a světlejší, převážně písčité proužek. Tmavší proužek se usazoval v zimě, kdy se pod zamrzlou vodní hladinou v klidné vodě ukládal jemnozrnný materiál tmavě zbarvený

humusem. Světlý písčité proužek vznikl v létě, kdy tavné vody přinášely hrubší, písčité materiál chudý na humusové látky.

Thoušťka varv kolísá od 2 mm do 3 cm a každá jednotlivá varva představuje množství sedimentu uloženého za 1 rok.

Dalším typem glaciolakustrinních sedimentů jsou delty, které se ukládají při ústí vodních toků sycených tavnou vodou z ledovce. Po ústupu ledovce a odvodnění jezera zůstanou delty ledovcových toků v terénu zachovány jako pahorky s plochými temeny, kterým se říká *kames* (plurál od *kame*). Kamy jsou tvořeny dobře vytríděným pískem a štěrkem.

6.2.5 Pluviální jezera

V oblastech lemujících na jihu pevninské ledovce panovalo během glaciálních období chladné a vlhké klima, které umožňovalo existenci velkých jezer. V Severní Americe např. existovalo na místě dnešního Great Salt Lake v Utahu tzv. Bonnevilské jezero, které mělo rozlohu srovnatelnou s dnešním Michiganským jezerem. Během holocénu, kdy došlo k oteplení a aridizaci klimatu v této oblasti, se jezero značně zmenšilo. Řada dalších jezer zcela zmizela a na jejich místě dnes nacházíme playas. Rozsah pluviálních jezer je znám díky charakteristickým pobřežním tvarům, které dnes nalzáme až 300 m nad současnou hladinou jezer.

6.3 Environmentální aspekty ledovcových uloženin

Jelikož většina severní Evropy a sever Severní Ameriky byly v pleistocénu pokryty pevninskými ledovci, mají glaciální tvary velký vliv na podobu a využívání současné krajiny.

Polohy tillu např. ovlivňují zemědělské využívání – tam kde je till hodně kamenitý je obdělávání půdy značně ztíženo.

Till který je deponovaný na příkřejších svazích nebo je odlehčen v zářezích komunikací snadno podléhá rychlým svahovým pohybům – např. sesuvům nebo zemním proudům. Svahové pohyby se rozvíjí poté co se jíl obsažený v tillu nasytí vodou a dojde ke snížení vnitřního tření.

Některé tillové planiny, výplavové planiny a dna dřívější předledovcových jezer mohou být naopak velmi úrodné a jsou intenzivně zemědělsky využívány. Úrodnost těchto ploch může být ještě zvýšena navátím spraší, které jsou rovněž typickým sedimentem glaciálních období.

Glaciofluviální sedimenty (výplavové planiny, kamy, eskery) jsou výborný materiál použitelný ve stavebnictví – lze je využít jako betonářskou surovinu nebo materiál pro budování náspů komunikací.

Mocné polohy glaciofluviálních sedimentů bývají rovněž zvodnělé a představují důležitou zásobárnu a zdroj podzemní vody.

7. Příčiny glaciálních období

Rekonstrukce minulých klimatických podmínek na Zemi a tedy i historie ledových a meziledových dob se stala možnou zejména s rozvojem nových datovacích technik. Jednou z těchto technik je zjišťování paleomagnetismu sedimentů.

Během kenozoika došlo několikrát ke změně polarity zemského magnetického pole – polarita magnetického pole je zachována v jemnozrnných sedimentech, které se ukládaly ve vodním prostředí. Období kdy docházelo ke změně polarity magnetického pole země jsou dnes přesně časově zařazena, takže můžeme zpětně z magnetického záznamu v sedimentech určit jejich stáří.

Pro studium klimatických změn v pleistocénu se hodí zejména mořské sedimenty, které se nerušeně ukládaly po dlouhou dobu. Kromě toho že známe jejich přesné, paleomagneticky určené, stáří, lze z jejich složení a chemických vlastností rekonstruovat minulou teplotu vody.

Tímto způsobem bylo zjištěno, že na Zemi proběhlo v minulých 2 až 3 mil. letech nejméně 30 glaciálů. Předpokládá se, že střídání glaciálních a interglaciálních období potrvá ještě 1 až 2 mil. let.

7.1 Pravděpodobné příčiny pleistocénního ochlazení klimatu

Předpokládají se 3 možné příčiny celkového ochlazení klimatu v pleistocénu:

- změna uspořádání kontinentů způsobená pohybem litosférických desek,
- zvýšení počtu a intenzity sopečných erupcí,
- zmenšení zářivé energie Slunce.

Pravděpodobnou příčinou je globální tektonika a pohyby litosférických desek vedoucí k rozpadu prakontinentu Pangea.

V permu zasahoval do severních polárních oblastí pouze výběžek dnešní Eurasie. Postupně jak se otvíral Atlantský oceán došlo k posunu Ameriky k Z a S do protilehlé pozice vůči Eurasii a k ustálení pozice Grónska mezi oběma kontinenty. Výsledkem bylo, že se rozsáhlé plochy pevniny dostaly do vysokých zeměpisných šířek a uzavřel se Severní ledový oceán. To způsobilo zastavení teplých mořských proudů směřujících do oblasti severního pólu, k poklesu teploty oceánu a jeho zamrznutí. Současně se posunula Antarktida do oblasti jižního pólu a pokryla se pevninským ledovcem.

Vznik rozsáhlých ploch ledu zvýšil globální albedo, což vedlo k dalšímu ochlazení a to zpětně vedlo k dalšímu rozšiřování zalednění.

V podezření je rovněž zdvih Himalájí jako důsledek kolize typu kontinent/kontinent mezi Indo-australskou a Eurasijskou deskou. Zdvih pohoří mohl způsobit změnu globální cirkulace atmosféry s významným dopadem na chod počasí.

Dalším geologickým mechanismem, který mohl přivodit ochlazení Země je silná vulkanická aktivita. Sopky vyvrhují při erupcích velké množství materiálu, který se dostává do stratosféry a způsobuje globální snížení teploty vzduchu. Dočasné ochlazení následuje po každé velké vulkanické erupci.

Během miocénu a v pliocénu sice byly období se zvýšenou vulkanickou aktivitou, nicméně vliv vulkanismu na nastartování ledových dob nebyl přesvědčivě prokázán.

Poslední hypotéza předpokládá dlouhodobé změny v množství zářivé energie uvolňované ze Slunce, trvající miliony let. U této hypotézy však chybí spolehlivá data, která by umožňovala označit tento proces za hlavní příčinu pleistocénní klimatické změny.

7.2 Pravděpodobné příčiny střídání glaciálů a interglaciálů

Byla vyslovena řada hypotéz proč se během pleistocénu neustále střídají doby ledové a meziledové. Nejvíce diskutovanou je tzv. **astronomická hypotéza**, která dává změny klimatu do souvislosti s pohybem země na její oběžné dráze kolem Slunce.

Ve hře jsou dva faktory: a. změna vzdálenosti Země od Slunce, b. změna sklonu osy zemské rotace.

Eliptická oběžná dráha Země kolem Slunce pozvolna mění svůj tvar s cyklem trvajícím 21 000 let. Takže vzdálenost Země – Slunce v daném okamžiku (např. v době letního slunovratu, 21. června) se cyklicky mění.

Osa zemské rotace má v současnosti sklon $23\frac{1}{2}^{\circ}$, ale prodělává rovněž cyklické změny s délkou trvání 40 000 let. Interval ve kterém se pohybuje sklon zemské osy má rozpětí 22° až 24° .

Tyto dva faktory vedou, na daném místě na Zemi, ke změnám hodnoty insolace, která dopadá na zemský povrch. Pokud nakreslíme graf změn hodnoty insolace s časem dostaneme křivku s vrcholy, které se opakují s intervalem 80 000 – 90 000 let. Každý vrchol znamená začátek deglaciací a nástup teplého interglaciálního období. Nízké hodnoty insolace naopak znamenají nástup ledových dob.

Odezva na změny insolace může být ovšem zpožděná a nástup ledových dob se tak přesně nekryje s poklesem hodnot slunečního záření. Zpoždění může činit až několik tisíc let.

8. Vývoj krajiny v holocénu

Od konce posledního glaciálu uplynulo přibližně 10 000 let – v současnosti probíhá interglaciální období, které označujeme jako holocén.

Holocén začal rychlým oteplováním povrchové vody oceánů. Oteplení vyvolalo posun klimatických pásem do vyšších zeměpisných šířek a rozvoj vegetace na čerstvě odledněných plochách.

Holocén ovšem nebyl klimaticky zcela uniformní a rozlišujeme v něm 3 hlavní klimatická období. Tato období byla rozpoznána podle změn vegetačního krytu krajiny, který byl rekonstruován podle složení pylových zrn odebraných ze vzorků rašeliny odebraných z různých hloubek v rašeliništích, která se začala vyvíjet v krajině po ústupu ledovců.

Boreál: období charakteristické rozvojem boreálního jehličnatého lesa v mírných šířkách.

Atlantik: období teplejší a vlhčí než dnes, které začalo před 8000 lety.

Subboreál: chladnější období trvajících od 5000 BP do 2000 BP.

Za období posledních 2000 let máme již psané záznamy a můžeme tedy rekonstruovat změny klimatu s ještě větší přesností. Víme např. že období 1000 až 1200 n.l. bylo výrazně teplé (hovoříme o tzv. středověkém klimatickém optimu) a bylo následováno chladnějším obdobím označovaným jako malá doba ledová (1450 – 1850 n.l.). Během malé doby ledové postoupila řada horských ledovců do nižších nadmořských výšek.

Ve 20. stol. globální teplota pomalu rostla, což je přisuzováno činnosti člověka, který uměle zesiluje skleníkový efekt.