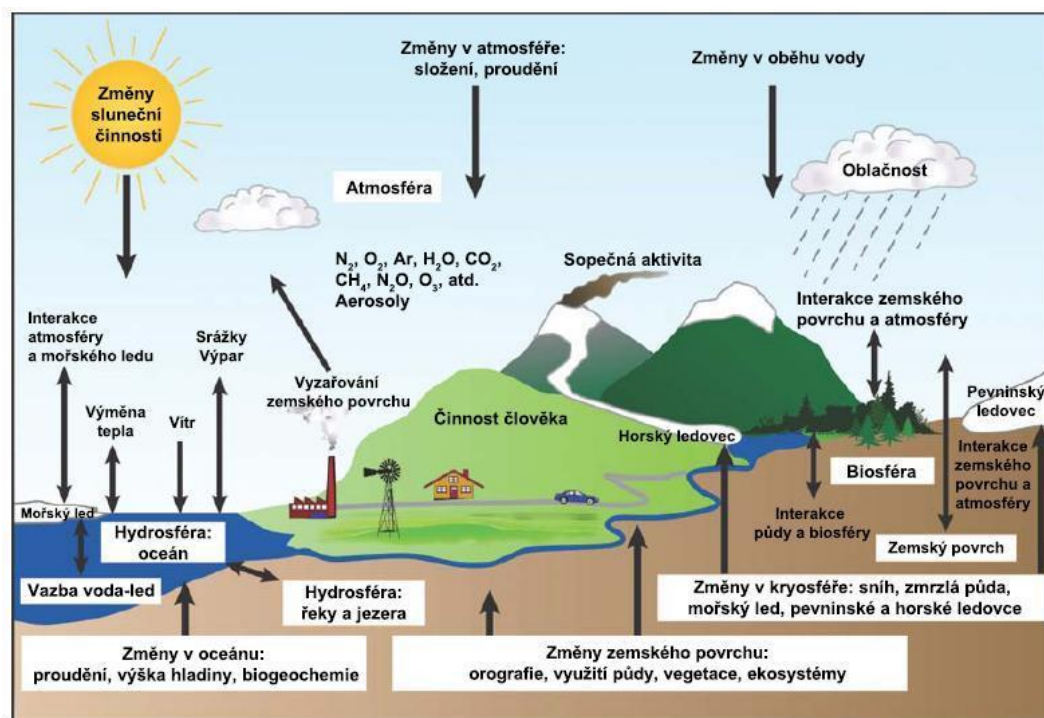


1. Klimatický systém Země

1.1. Základní fakta

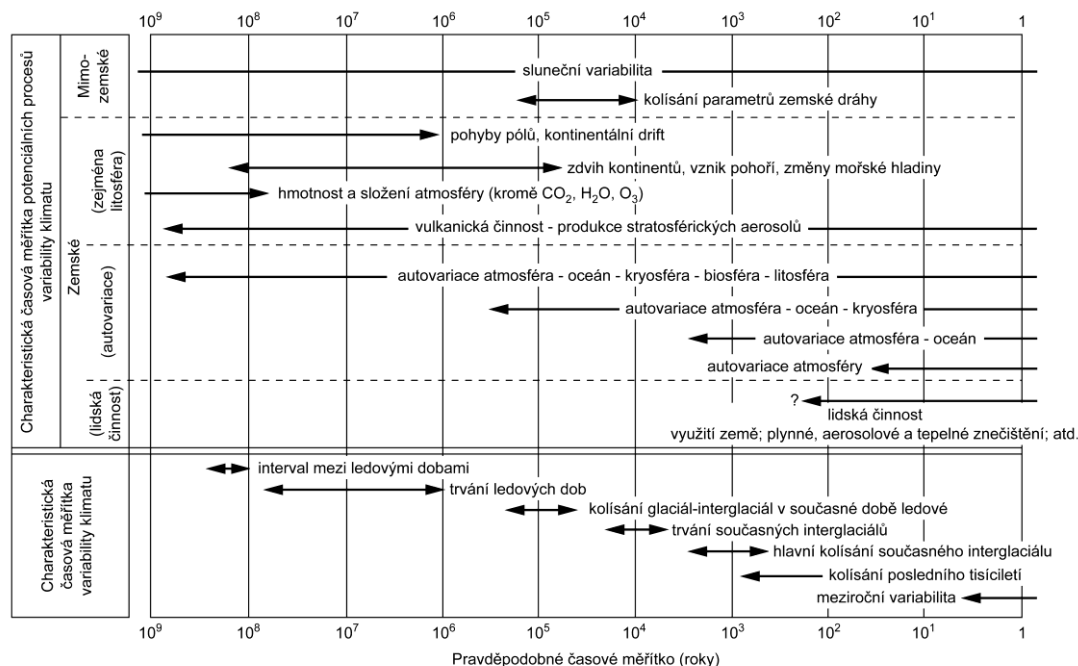
Klima (podnebí) na naší planetě je výsledkem vzájemné interakce řady faktorů. Ty lze z velmi hrubého měřítko rozdělit na extraterestrické (mimozemské) jako je např. sluneční záření či změny parametrů orbity Země, dále terestrické (vlastnosti zemského povrchu jako je jeho typ, dále, rozložení pevnin a oceánů, sopečná činnost, přítomnost a druh vegetace) a antropogenní (např. emise skleníkových plynů, urbanizace).



Obr. 1.1: Schéma základní části klimatického systému Země. (Le Treut et al., 2007 upraveno in Solomon et al., 2007)

Existence klimatického systému (obr. 1.1) je vázána na vznik Sluneční soustavy a planety Země, cca před 5,5 mld. lety. Klima se utvářelo změnami ve složení atmosféry (vzdušný obal Země), hydrosféry (vodstvo) a litosféry (půda) včetně kryosféry (oblasti ledu). Jeho výrazná změna nastala s objevením se biosféry (oblast, ve které se nachází život). Vzájemné interakce všech sfér vykrytalizovaly až do současné podoby podnebí (klimatu). Jeden z nejcharakterističtějších rysů klimatického systému je jeho proměnlivost a nestabilita. Proměnlivost podnebí je z pohledu desítek let menší než proměnlivost počasí. Např. v našich podmínkách můžeme vždy očekávat nástup čtyř ročních období a tím daný charakteristický průběh podnebí. Naopak z hlediska počasí si lze jen těžko představit shodu hodnot meteorologických prvků ve dvou dnech mající stejné datum v různých letech. Podnebí skutečně není to co počasí. Pod pojmem počasí se rozumí aktuální stav atmosféry charakterizovaný souborem vybraných meteorologických prvků (teplota vzduchu, oblačnost, tlak vzduchu, vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru, apod.), zatímco podnebí je dlouhodobý (alespoň třicetiletý) průměr stejných meteorologických prvků. Hlavní rozdíl mezi počasím a podnebí je tedy v čase. Pokud bychom chtěli charakterizovat klima na libovolném místě, je nutné posoudit v dané lokalitě stav tzv. klimatotvorných faktorů.

Klimatotvorné faktory lze členit na astronomické, geografické, cirkulační (dohromady též přírodní) a antropogenní. Přehled klimatotvorných faktorů a procesů ovlivňujících variabilitu klimatu na Zemi včetně časových měřítek jejich působení ukazuje obr. 1.2.



Obr. 1.2: Charakteristické faktory a procesy ovlivňující variabilitu klimatu a časová škála jejich působení (Bradley, 1999)

Konkrétně se u klimatotvorných faktorů jedná o výsledek energetické bilance, pozice dané lokality v rámci koloběhu vody, vliv proudění vzduchu, řady geografických faktorů (nadmořská výška, typ povrchu, vzdálenost od oceánu apod.) a v neposlední řadě globální či lokální důsledky činnosti člověka.

Významnou roli hrají v klimatickém systému tzv. pozitivní a negativní zpětné vazby. Pozitivní vazby se dají popsat pro situaci, kdy změna jednoho parametru systému vyvolá reakci druhého, který opět pozitivně ovlivní parametr první. Pro pochopení je snad nejjednodušší pozitivní zpětná vazba mezi množstvím sněhu a teplotou vzduchu. Čím méně je sněhu (bílá barva), tím menší je albedo (odraz záření), více záření se pohltí, tím se více zahřeje povrch, ten zahřeje více vzduch. Toto oteplení vede k roztání sněhu a rozbíhá se vzájemně se stimuluje proces oteplení. Negativní zpětná vazba znamená, že změna jednoho parametru utlumuje parametr druhý. Příkladem je změna zalednění oceánu. Pokud se oteplí, část ledovců roztaje. Tím dojde k naředění slané oceánské vody a tato méně slaná voda zamrzá i při menším mrazu, takže se ledová pokrývka zase rychleji obnovuje. V klimatickém systému existuje nespočet pozitivních i negativních vazeb. Pozitivní systém spíše destabilizují, negativní stabilizují. Přesná znalost všech vazeb není v možnostech současné vědy, a z tohoto důvodu nelze přesně ani předvídat chování klimatického systému.

1.2. Skleníkový efekt

1.2.1. Fyzikální podstata působení radiačně aktivních (skleníkových plynů)

První domněnku, že zemská atmosféra zůstává teplá, protože atmosféra udržuje teplo jako pod skleněnou okenní tabulí, prohlásil už v roce 1827 Jean-Baptiste Joseph Fourier. Okolo roku 1890

švédský chemik Svante Arrhenius vyslovil teorii, že by se přidáním oxidu uhličitého do zemské atmosféry mohlo změnit klima.

Pro pochopení celého problému, je nutné si uvědomit, že naše planeta přijímá od Slunce energii a sama do vesmíru energii vyzařuje. Bilance obou toků za rok musí být vyrovnaná, neboť v opačném případě by se planeta zahřívala (bilance je kladná – více planeta přijme, než vydá) či ochlazovala (bilance je záporná – více planeta vydá, než pohltí). Pokud bilance není vyrovnaná, dochází postupně k jejímu srovnání a je otázka, jaká bude její výsledná bilanční teplota. Průměrná teplota naší planety je v současnosti těsně pod 15 °C. Tato teplota je i důsledkem schopnosti některých plynů pohlcovat v atmosféře radiaci vyzařovanou zemským povrchem. Pokud by plyny obsažené v atmosféře neměly možnost zachycovat dlouhodobou radiaci, byla by teplota na naší planetě výrazně nižší (asi – 18 °C). Přirozená přítomnost tohoto procesu je tedy pro výskyt života velmi pozitivní. Tento jev vyvolává analogii s podmínkami ve skleníku, i když je nutné mít na zřeteli, že skutečný skleník si udržuje teplo převážně díky zabránění ztrát tepla turbulentním a konvekčním přenosem (nemísí se teplý vzduch ve skleníku s chladnějším mimo něj). Základní teorií problematiky pozorované a očekávané změny klimatu tedy vychází z porušení vyrovnané radiační bilance systému Země – vesmír způsobené zesílením tohoto tzv. skleníkového jevu prostřednictvím zvýšené koncentrace skleníkových plynů.

Vysvětlení pojmu „změna klimatu“ v pojetí IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, založen 1988), znamená jakoukoli změnu klimatu v průběhu času, zapříčiněnou přirozenou variabilitou či způsobenou činností člověka. Toto užití termínu se liší od užití v Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu, základního materiálu přijatého většinou zemí planety v roce 1992, kde klimatická změna znamená změnu klimatu, která je přímo či nepřímo přičítána činnosti člověka měnící složení globální atmosféry a která je jako přídavek k přirozené variabilitě pozorována v průběhu srovnatelných časových úseků, kdežto za „změny klimatu“ jsou označovány změny z pohledu dlouhodobého – např. přirozené střídání dob ledových a meziledových. Stejně tak je nutné rozumět pojmu „variabilita klimatu“, která pokud nevykazuje žádný trend, je zcela přirozeným jevem. Vždyť pro dva libovolné roky (či měsíce, dekády apod.) na jednom místě neexistují shodné klimatické charakteristiky. Stejně tak několik chladných či teplých let není možné považovat za změnu klimatu. Teprve stoupající (resp. klesající) statistické trendy dlouholetých řad v rozsahu desítek let dokazující posun v klimatických charakteristikách je nutné považovat za signál měnícího se klimatu.

1.2.2. Radiačně aktivní plyny

Atmosféra je tvořena směsicí plynů, která se nazývá vzduch. Prakticky 99,9 % suché atmosféry tvoří dusík (N₂) 78 obj. %, kyslík (O₂) 21 %, argon 0,9 % a zbylé množství je tvořeno řadou plynů často stopového výskytu. Složení atmosféry se cca do 90-100 km nad zemským povrchem až na výjimky např. koncentrace ozónu (O₃) nemění. Kromě součástí vzduchu nacházíme v atmosféře řadu tzv. příměsí ať již tuhého (např. prach, pyl), kapalného (voda, slabé kyseliny) či plynného (oxidy síry, dusíku, tisíce chemických látek syntetického původu) skupenství. Některé z těchto plynů ať již tvořící vzduch či příměsí mají schopnost pohlcovat zemské záření a tím udržovat nezbytnou energii a tím zabezpečují nejen teplotu vhodnou pro živé organismy, ale ovlivňují pohyb vzduchu či fázové přeměny vody. Nejdůležitějším tzv. skleníkovým či radiačně aktivním plynem je vodní pára. Ta je součástí koloběhu vody, do atmosféry se dostává vypařováním ze zemského povrchu. Lidská činnost vodní páru do atmosféry nepřidává. Na druhé straně teplejší vzduch může absorbovat mnohem více vodní páry, což při současném trendu zvyšování teploty vzduchu vede k vyššímu množství výparu resp. obsahu vodní páry v atmosféře, a tedy i k zesílení skleníkového efektu s důsledkem dalšího zvyšování teploty. Nelinearita této vazby a existence dalších, negativních zpětných vazeb však zajišťují, že se teplota na Zemi při tomto procesu nemůže zvyšovat lavinovitě a nemůže samovolně narůst na libovolně vysoké hodnoty (např. Metelka, Tolazs 2009).

Mezi skleníkové plyny, jejichž koncentrace v atmosféře je antropogenně podmíněná, patří:

Oxid uhličitý (CO₂) - je přirozeně se vyskytující plyn, který nevyhnutelně vzniká oxidací/spalováním každého materiálu organického původu tedy i fosilních paliv, dnes hlavního zdroje energie. Tímto způsobem se do atmosféry uvolňují zásoby uhlíku miliony let ukládané do litosféry. Kromě spalování fosilních paliv je významné i odlesňování, kdy uhlík běžně vázaný především v lesní biomase zůstává ve formě CO₂ v atmosféře. Fotosyntéza rostlin totiž odstraňuje oxid uhličitý (a tím i uhlík) z atmosféry a ukládá ho do vegetace. Další zdroje, jako je jeho produkce při výrobě cementu a železa či přirozené uvolňování při výbuchu sopek, tvoří jeho minoritní podíl.

Freony (chlorflorkarbyny) - jsou to uměle vytvořené látky a i přes jejich nepatrnou (stopovou) atmosférickou koncentraci patří díky své vysoké schopnosti pohlcovat dlouhovlnnou radiaci mezi velmi silné skleníkové plyny. Významné jsou čtyři druhy fluorovaných plynů, které byly vyvinuty speciálně pro použití v průmyslu: částečně fluorované uhlovodíky (HFC), zcela fluorované uhlovodíky (PFC), fluorid sírový (SF₆) a fluorid dusitý. Tyto plyny neexistovaly do poloviny 20. století. Mezi ně musíme počítat i ty freony, které se nepodílí na destrukci ozónové vrstvy.

Metan (CH₄) - je uvolňován při anaerobním pěstování rýže, úniky zemního plynu při těžbě ropy a uhlí, ale i digestivními pochody přežvýkavců. Významné je i samovolné uvolňování ze dna oceánů, které je značným nebezpečím v souvislosti s oteplením vody, kdy teplá voda je těžší než chladnější. Obsah metanu se více než zdvojnásobil od předindustriální doby. Otázkou a velkým rizikem zůstává postupné potenciální uvolňování metanu z mořského dna z důvodu zahřívání vody oceánů, kdy teplejší voda může uvolnit jeho sublimáty (tzv. hydráty metanu). Metan v atmosféře zachycuje dlouhovlnnou zemskou radiaci asi 21x účinněji než CO₂. Doba jeho životnosti v ovzduší je od 10 do 15 let.

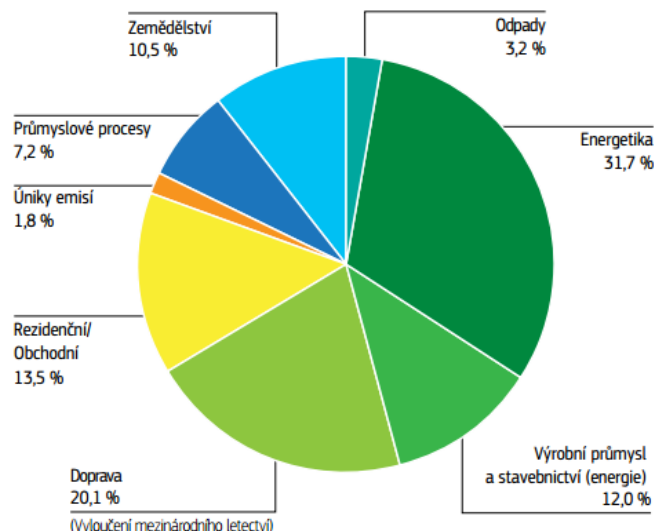
Oxid dusný (N₂O) - jeho zdrojem jsou opět fosilní paliva a tedy spalovací procesy, ale i automobilová doprava a procesy denitrifikace ze zemědělských hnojiv (přehled emisí skleníkových plynů podle odvětví viz obr. 1.3). Při absorpci zemské radiace je N₂O 310x účinnější než CO₂. Od počátku průmyslové revoluce vzrostla koncentrace oxidu dusného v atmosféře přibližně o 16 %.

Podrobné informace o skleníkových (radiálně aktivních) plynech, včetně vlivu vodní páry a plynů podílejících se na poškozování ozónové vrstvy, lze nalézt v kapitole 5.1.

Pro výzkum související se změnou klimatu, vzniká v roce 1988 nevládní organizace IPCC, která má tři pracovní skupiny zabývající se:

1. fyzikálními příčinami změny klimatu
2. socio-ekonomickými dopady změny klimatu včetně adaptačních opatření
3. zmírněním dopadů a limity skleníkových plynů.

Výstupem jejich činnosti jsou neperiodické zprávy (vydávány v intervalu 5 – 6 let, první v roce 1990), kde jsou publikovány dosažené vědecké závěry. Ve své páté (zatím poslední) zprávě vypracované cca 600 autory ze 40 zemí světa roce 2013 byla zveřejněna analýza 20. a počátku 21. století.



Obr. 1.3: Celkové emise skleníkových plynů podle odvětví ve 28 zemích EU, 2012, zdroj Naše planeta, naše klima, publikace EU (2014)

1.2.3. Důsledky změn v koncentraci radiačně aktivních plynů

Důsledkům změn v koncentraci tzv. skleníkových plynů je věnováno několik dalších kapitol nicméně základní poznatky uvádíme již nyní. Z výsledků zveřejněných v Páté zprávě IPCC (AR5) postupně vydávané v letech 2013 -2014 lze vybrat zejména následující závěry:

- Oteplování klimatického systému je jednoznačné, přičemž od roku 1950 mnohé pozorované změny jsou bezprecedentní v průběhu desetiletí až tisíciletí. Atmosféra a oceán se zahřály, množství sněhu a ledu se zmenšilo, hladina moře stoupla a koncentrace skleníkových plynů vzrostly.
- V každé z posledních tří dekad byla teplota zemského povrchu vyšší, než v dekádě předešlé, a zároveň vyšší, než v kterékoli dekádě od roku 1850.
- Během posledních dvou desetiletí došlo k úbytku hmotnosti ledového příkrovu Grónska a Antarktidy. Pokračuje úbytek ledovců téměř po celém světě a mořského ledu v Arktidě a nadále klesá rozsah sněhové pokrývky na severní polokouli.
- Atmosférické koncentrace oxidu uhličitého (CO₂), metanu a oxidu dusného se zvýšily na úroveň vyšší než v předchozích nejméně 800 000 letech. Koncentrace CO₂ se zvýšila o 40 % od doby před průmyslovou revolucí, především z emisí z fosilních paliv a sekundárně v důsledku změny ve využívání půdy. Oceány absorbovaly asi 30 % antropogenního oxidu uhličitého, což způsobuje jejich okyselení.
- Lidský vliv na klimatický systém je zřejmý. Dokládají to rostoucí koncentrace skleníkových plynů v atmosféře, pozitivní radiační působení, pozorované oteplování, a porozumění klimatickému systému.
- Modelové studie i pozorování teplotních změn, klimatické odezvy a změn v energetické bilanci Země společně potvrzují rozsah globálního oteplování v odezvě na minulé i budoucí radiační působení.

- Další emise skleníkových plynů způsobí další oteplování a změny všech složek klimatického systému. Omezování změny klimatu bude vyžadovat značné a trvalé snížení emisí skleníkových plynů.
- Změna globální povrchové teploty k roku 2100 oproti průměru let 1850 až 1900 pravděpodobně přesáhne 1,5 °C pro téměř všechny klimatické scénáře. Oteplování bude nadále vykazovat kolísání v rámci let až dekád a nebude regionálně uniformní.
- Je velmi pravděpodobné, že jak bude v průběhu 21. století globální průměrná povrchová teplota stoupat, bude se arktický mořský ledový příkrov nadále zmenšovat a ztenčovat a jarní sněhová pokrývka na severní polokouli se bude snižovat. Globální objem ledovců se bude dále snižovat.
- Kumulativní emise CO₂ do značné míry určují průměrné globální oteplení povrchu na konci 21. století a dále. Většina aspektů změny klimatu bude přetrvávat po mnoho staletí, i když se emise CO₂ zastaví. Z toho vyplývá zásadní zodpovědnost za změny klimatu způsobené emisemi CO₂ v minulosti, přítomnosti i budoucnosti.

Zpráva se podrobně věnuje problematice oceánů:

- Zvyšování teploty oceánu dominuje v růstu energie akumulované v klimatickém systému, podílí se na 90 % energie nahromaděné v období 1971 až 2010. Je prakticky jisté, že se vrchní vrstvy oceánu (0 až 700 m) v uvedeném období oteplily. Je pravděpodobné, že se oteplily i v období od roku 1850 do roku 1971.
- Oteplování oceánů bude v průběhu 21. století pokračovat. Teplo bude pronikat z povrchu do hlubších vrstev a ovlivní oceánské proudění.
- Rychlost vzestupu mořské hladiny od poloviny 19. století byla větší než průměrná rychlost v průběhu posledních dvou tisíciletí. V období 1901–2010 se průměrná globální hladina moře zvýšila o 0,19 (0,17–0,21) m.
- Globální úroveň hladiny moře bude v průběhu 21. století nadále stoupat. Podle všech současných klimatických scénářů rychlost vzestupu hladiny moře bude velmi pravděpodobně vyšší, než v letech 1971 až 2010 v důsledku zvýšeného oteplování oceánů a zvýšené ztráty hmoty ledovců a ledových příkrovů.

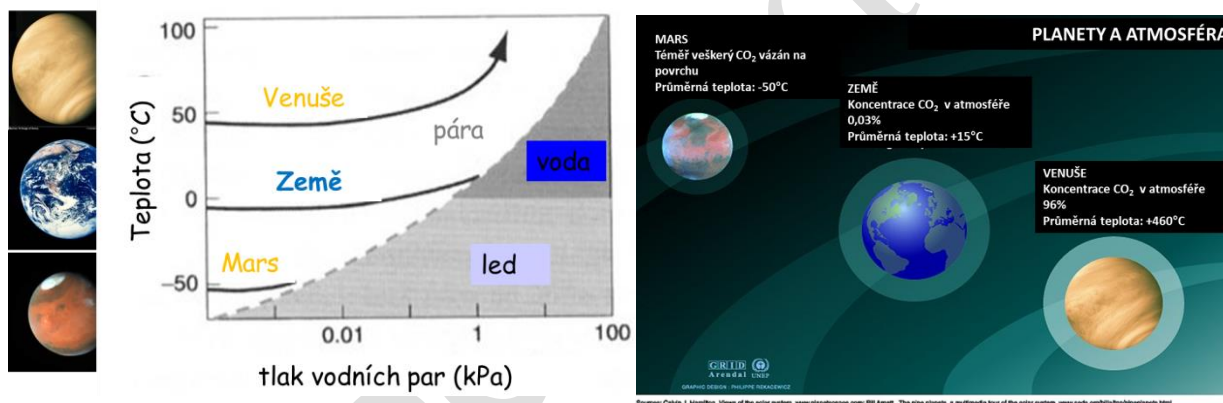
Existují čtyři základní důvody očekávaného zvýšení hladiny oceánů

- Tepelná expanze mořské vody.
- Tání ledové vrstvy Grónska - Grónsko a Antarktida představují největší plochy ledu na světě, přesto obě oblasti jsou s ohledem na proces globálního oteplování rozdílné. V Grónsku je klima relativně teplé. Se střídáním ročních období se projevuje odtávání sněhu. Oteplení by posunulo tání více na sever, což by vedlo k celkovému snížení plochy ledu.
- Tání ledové vrstvy Antarktidy, kde je lokalizováno asi 90 % celkového objemu ledu světa. Je spočítáno, že odtáním ledu Antarktidy a Grónska by stoupla hladina oceánů o cca 80 metrů.
- Tání horských ledovců – představují asi 1 % celkové ledové plochy světa, ale jsou velmi citlivé na zvýšení teploty. Při svém kompletním roztátí by způsobily zvýšení hladiny moří o 0,30–0,60 m.

1.2.4. Skleníkový efekt na jiných planetách

Jak znázorňuje obr. 1.4, liší se blízké planety naší sluneční soustavy poměrně zásadně jak co do kompozice atmosféry tak co do povrchové teploty. Je to právě kombinace velikosti planety, vzdálenosti od Slunce a také složení atmosféry, které předurčuje klimatické podmínky na povrchu. Srovnáním podmínek na těchto třech planetách si ukážeme, že existují i výrazně jiné fyzikálně stabilní modely atmosféry, které by ale život tak jak ho známe ze Země, neumožnily.

Mars je podle názoru planetologů příliš malý na to, aby hustou atmosféru, kterou velmi pravděpodobně v geologické minulosti měl, udržel. Jeho současná atmosféra se skládá hlavně z oxidu uhličitého, ale atmosféra je velmi tenká cca stokrát slabší než dnes. Většina oxidu uhličitého, který původně tvořil atmosféru Marsu je zmrzlá na jeho povrchu a kombinace vzdálenosti od slunce s parametry atmosféry mu propůjčují cca 100x nižší tlak vzduchu než panuje na zemi a průměrnou povrchovou teplotu kolem $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Venuše má téměř stejnou hmotnost jako Země, ale cca 90x silnější atmosféru, složenou z 96 % z oxidu uhličitého. Povrchová teplota na Venuši je $+460\text{ }^{\circ}\text{C}$. Zemská atmosféra se skládá ze 78 % dusíku, 21 % kyslíku a 1 % připadá na ostatní plyny. Oxid uhličitý tak tvoří pouze 0,03 až 0,04 %. Vodní páry, jejichž koncentrace kolísá mezi 0-2 %, oxid uhličitý a některé další plyny se stopovou přítomností (např. metan, oxid dusný, freony...) absorbují část tepelného záření, které opouští povrch a přispívají tak ke zvýšení teploty na povrchu Země. Bez skleníkových plynů, by průměrná teplota na Zemi byla přibližně $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ tedy o cca $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ nižší než dnes. Podnebí na Marsu a Venuše jsou velmi odlišné, ale velmi stabilní a vysoce předvídatelná na rozdíl od klimatu



Zemského.

Obr. 1.4: Porovnání tří vnitřních planet sluneční soustavy z pohledu podmínek na povrchu. Obrázek vlevo ukazuje jedinečnost planety Země, na níže se díky kombinaci tlaku a povrchové teploty může na rozdíl od ostatních dvou planet voda vyskytovat ve všech skupenstvích.

Jak již jsme uvedli, atmosféra Venuše se skládá především z oxidu uhličitého a malého množství dusíku. Předpokládá se, že atmosféra vznikla zčásti odplyněním vystupujícího magmatu, tedy podobně jako na Zemi. Tlak na povrchu je více než $90\times$ větší než na Zemi (je ekvivalentní tlaku na Zemi v hloubce cca 1000 m pod hladinou oceánu). Atmosféra extrémně bohatá na CO_2 způsobuje mohutný skleníkový efekt, který zvyšuje teplotu povrchu na více než $460\text{ }^{\circ}\text{C}$, v oblastech poblíž rovníku dokonce až na $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Venušin povrch je tak tedy teplejší než Merkurův, přestože je ve více než dvojnásobné vzdálenosti od Slunce. Zde nám Vesmír nabízí unikátní experiment demonstrující sílu skleníkového efektu způsobenou oxidem uhličitým. Zatímco na horní hranici atmosféry Merkuru dopadá $9126,6\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ u Venuše je to pouhých $2613,9\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ tedy téměř $4\times$ méně. Přesto je povrchová teplota Venuše výrazně vyšší než u Merkuru. Protože díky vysoké hustotě atmosféry pronikne do hlubších vrstev atmosféry Venuše jen 25 % záření a protože albedo planety (tedy podíl odraženého

záření vůči přijatému) je 90 %, je přijímané záření přibližně srovnatelné se Zemským povrchem. Tedy paradoxně, ačkoliv je Venuše Slunci podstatně blíže než Země, na povrch Venuše dopadá relativně málo krátkovlnného záření. Bez skleníkového efektu by se průměrná teplota povrchu Venuše velmi podobala Zemi, nicméně jak dokládají měření, je o cca 450 °C vyšší.

V případě Marsu je množství dopadající radiace cca o 60 % nižší než v případě Země a jeho atmosféra je přibližně 100x řidší než na povrchu Země, což odpovídá tlaku zhruba ve výšce 30 km nad zemským povrchem. Ačkoliv je atmosféra Marsu tvořená prakticky pouze oxidem uhličitým, je velmi slabá a odhad skleníkového účinku je cca +5 °C. Je tedy zřejmé, že z fyzikálního pohledu je složení atmosféry, a zejména obsah radiace aktivních plynů řádově stejně důležitý faktor pro povrchovou teplotu jako vzdálenost od Slunce.

1.3. Idealizovaná radiační bilance Země

V případě analýzy radiační bilance je nutné si uvědomit, zda popisujeme zemský povrch, atmosféru či planetu Zemi (zemský povrch včetně atmosféry). Idealizovaná radiační bilance Země je výsledkem bilance energie přenášené zářením, kterou vydává Slunce a Země (zemský povrch a atmosféra).

Pro pochopení důsledků radiační bilance Země je výhodné si uvědomit, že Země energeticky „komunikuje“ s okolním vesmírným prostorem prostřednictvím radiace a platí fakt, že kolik energie touto formou Země za rok přijme, musí také vydat. V případě porušení tohoto stavu a delšího trendu kladné bilance by se Země oteplovala, v opačném případě ochlazovala.

Vlnová délka a energie vyzařovaná Zemí odpovídá zhruba tělesu o teplotě 15 °C. Podle Stefan-Boltzmannova (kolik energie vydá zdroj, resp. čím teplejší těleso, tím více energie vyzáří) a Wienova zákona (při jaké vlnové délce vyzáří zdroj nejvíce energie, resp. čím teplejší těleso, tím více energie vyzáří při nižších vlnových délkách) se vlnová délka vyzařované radiace Země pohybuje mezi 4 000 až 50 000 nm s maximem kolem 10 000 nm. Tato radiace se nazývá dlouhovlnná, atmosféra vzhledem ke své teplotě podobné zemskému povrchu rovněž vydává svoji vlastní energii dlouhovlnným zářením. Sluneční záření (krátkovlnná radiace) se pohybuje v kratších vlnových délkách mezi 100 až 4000 nm s maximem kolem 480 nm.

Radiační bilance Země je daná rozdílem krátkovlnného záření přicházejícího od Slunce a dlouhovlnného záření vycházejícího ze Země (zemského povrchu a atmosféry). V dlouhodobém pohledu, resp. za jeden rok by měla být nulová. Radiační bilance jakéhokoliv místa na zemském povrchu je daná krátkovlnným zářením Slunce (které dopadá ve dne), vyzařováním dlouhovlnného záření ohřátými povrchy resp. atmosférou a zpětným dlouhovlnným zářením atmosféry. V polárních oblastech je tato bilance záporná, naopak mezi 40° sev. š. a 40° již. š. již oblasti energii získávají, naopak pásy vyšších zeměpisných šířek energii ztrácejí.

Radiační bilance atmosféry je bilance mezi krátkovlnným slunečním zářením pohlceným v atmosféře a efektivním vyzařováním atmosféry. Tato bilance nad většinou zemského povrchu nabírá záporných hodnot.

1.4. Distribuce energie

Na naší planetě jsou dva silné motory distribuce (přenosu) energie, jedná se o:

- globální (všeobecnou) cirkulaci atmosféry, což jsou pravidelné pohyby vzduchových mas způsobené jednak jejich ohříváním a ochlazováním, ale i Coriolisovou silou způsobenou rotací Země. Vzdušné masy tak svým pohybem přenášejí obrovské množství energie.

- oceánickou cirkulaci (mořské proudy) rozvádějící energii slunečního záření prostřednictvím přesunu vody, čímž je rovněž zásadním způsobem ovlivněno počasí / podnebí Země.

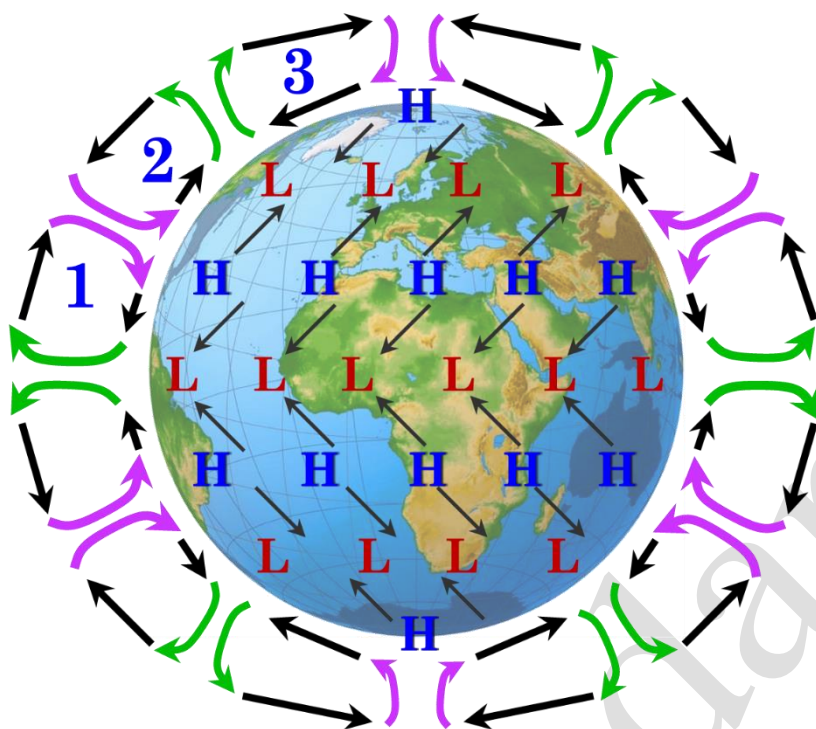
1.4.1. Atmosférická cirkulace

I když předpovědět rychlost a směr větru v rámci počasí je značně složité a často nepřesné (viz. kap. 2), tak pohyby vzduchu v měřítku globálním jsou pravidelné a značně stálé a v idealizované podobě jsou prezentovány na obr. 1.5.. V blízkosti rovníku, kam dopadá nejvíce sluneční energie, dohází k silným konvekcím, a díky tomu tam vzniká pásmo nízkého tlaku, které se během roku přesouvá na sever a na jih podle polohy Slunce. Na sever i na jih od tohoto rovníkového pásma můžeme rozlišit tři tzv. konvekční buňky: tropická Hadleyova buňka, Ferrelova buňka středních šířek a polární buňka. Energie je pohyby vzduchu unášena buď konvekcí či turbulencí, případně se projevují důsledky adiabatického efektu.

Hadleyova buňka – je atmosférická cirkulace v oblasti mezi rovníkem a 30° severní a jižní šířky, je typická pravidelnými větry, směřující vždy k rovníku a měnící se díky zemské rotaci (Coriolisovou síle) k západu. Cirkulace vzniká tak, že teplý a vlhký vzduch od rovníku vystupuje k horní hranici troposféry a pohybuje se směrem k pólům (jihozápadní antipasát na severní polokouli a severozápadní na jižní polokouli). Zhruba kolem 30° severní a jižní šířky klesá k zemi v oblasti vysokého tlaku. Klesáním se adiabaticky ohřívá, je značně suchý a důsledkem je minimum srážek a výskyt pouští. Oběh uzavírají přízemní větry (pasáty), které se vrací k rovníku, ale s výraznou odchylkou k západu (severovýchodní na severní polokouli a jihozápadní na jižní polokouli).

Ferrelova buňka – se nachází mezi 30° a 60° zeměpisné šířky. Na místě, kde Ferrelova buňka sousedí s Hadleyho buňkou klesá vzduch k zemi, kde proudí směrem od rovníku zpět do mírných zeměpisných šířek. Převládající směr těchto větrů na severní polokouli je zde při zemi směrem k pólu a k východu (severozápadní proudění), které však často podléhá lokálním geografickým vlivům.

Polární buňka – oblast mezi 60° až 90° stupněm s nebo j šířky. Vzduch na 60° severní a jižní šířky je sice chladnější a sušší než na rovníku, může však stále ještě vytvořit konvekční pohyb. Vystupuje až ke hranici troposféry, která zde leží ve výšce asi 8 km, a pohybuje se k pólu (jižní a jihozápadní proudění). Tam ochlazený klesá k zemi a tvoří oblast vysokého tlaku. Vrací se směrem k mírnému pásmu při zemi, ale působením Coriolisovy síly se stáčí až na východní proudění.



Obr. 1.5: Všeobecná cirkulace atmosféry a tři cirkulační buňky 1 = Hadleyova, 2 = Ferrelova, 3 = polární.

1.4.2. Mořské proudy

Mořské proudy tvoří koloběh a pohyb vody v oceánech a mořích v horizontálním i ve vertikálním směru (Obr. 1.6). Hlavními příčinami jsou vítr nad povrchem moře, zemská rotace, slapové jevy a především energie Slunce vyvolávající tlakový gradient ve vodě. Lze rozlišit horizontální povrchovou a hlubokomořskou cirkulaci mořské vody, které jsou spojené do jednoho systému vertikálními sestupnými a vzestupnými proudy vodních mas.

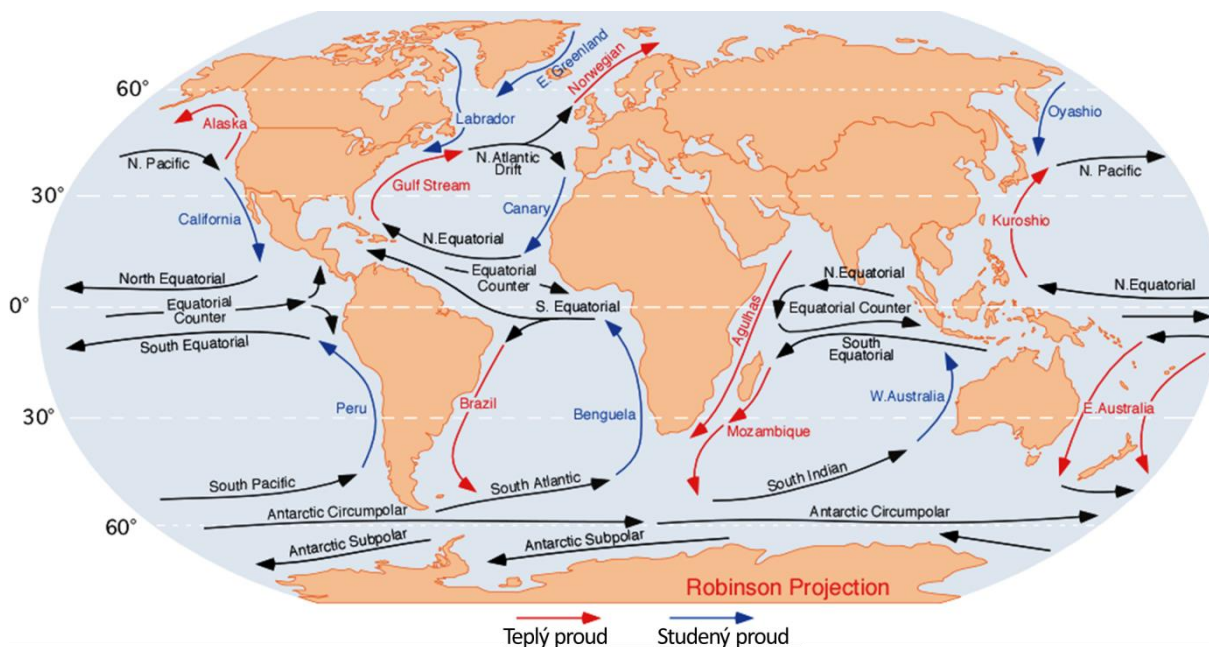
Kromě toho orientaci v oceánických (mořských) proudech napomůže vyřešit jejich další členění. Proudů můžeme dělit podle:

- místa vzniku či pevniny, kolem které protékají,
- četnosti výskytu (stále, periodické, občasné),
- hloubky (povrchové, hlubinné),
- charakteru pohybu a směru (přímé, zakřivené resp. cyklonální a anticyklonální),
- podle teploty

Právě podle teploty je členění nejčastější. Studené (např. Labradorský, Peruánský aj.) a teplé (Golfský, či jeho Tichooceánský ekvivalent proud Kuroshio aj.) proudy jsou označovány podle toho, zda se jedná o vody teplejší nebo chladnější než okolní vodní masy, které tyto proudy obklopují. Toto členění je významné pro charakteristiku podnebí jednotlivých oblastí, neboť teplota přenášené vody, kterou se transportuje obrovské množství energie, má na přilehlé pevniny zásadní vliv (např. pro nás v Evropě je nejdůležitější oteplovací účinek Golfského proudu).

Naopak na druhé straně Atlantického oceánu, kde břehy Kanady a USA omývá studený Labradorský proud lze pozorovat výrazně chladnější klima a současně rozdíly ve vegetaci. Severské jehličnaté lesy rostou na americkém kontinentu od 45° s. š. a tundra začíná na Labradoru hluboko pod 60° s. š.,

kdežto v Evropě a Asii zasahují jehličnaté lesy až za polární kruh. Hranice mezi mírným a polárním pásmem se cestou přes Atlantik posunuje o více než 15° k severu. Obdobně mnohá místa na pobřeží západní Evropy mají stejnou průměrnou roční teplotu jako Praha, ležící téměř přesně na 50 rovnoběžce severní šířky (tj. přibližně 8,5-10 °C), ač je jejich zeměpisná poloha daleko severnější, v Severní Americe je podnebí obecně drsnější. Města na severním břehu zálivu sv. Vavřince, i když se nacházejí ve stejné zeměpisné šířce jako Praha, mají průměrnou teplotu nižší o 5 až 7 °C.



Obr. 1.6: Přehled základních proudů ve světových mořích a oceánech (zdroj: Wikipedia)

1.5. Přírodní klimatické cykly a oscilace

Rozeznáváme několik klimatických cyklů a oscilací z nichž dva mají dominantní vliv na podnebí, ale i počasí světa. Jedná se o cykly, jejichž zkratky jsou ENSO a NAO.

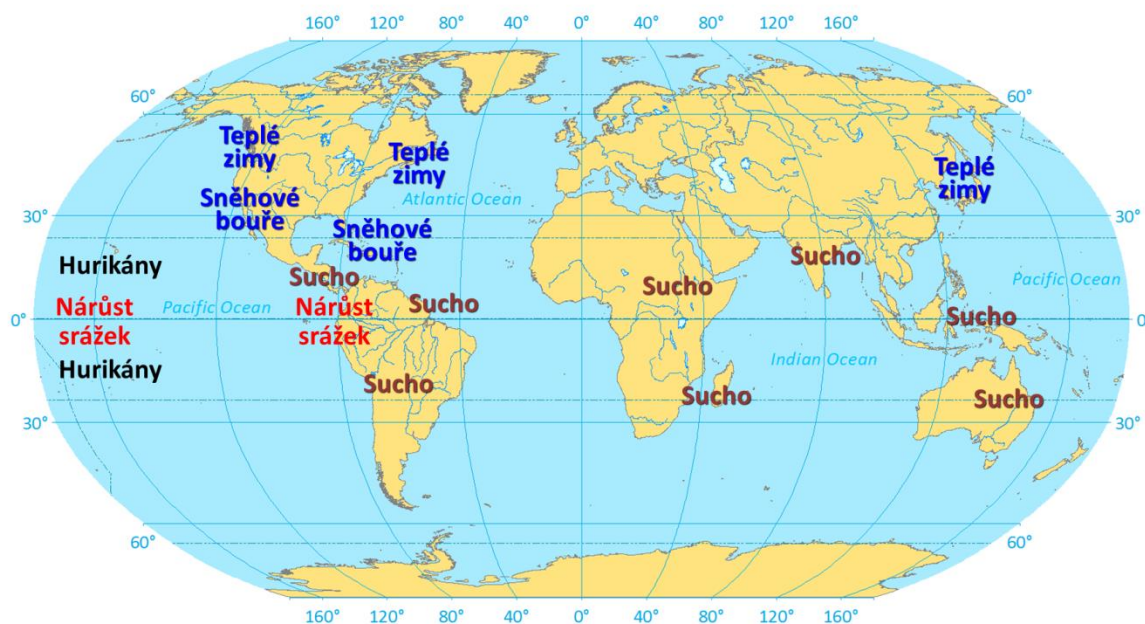
1.5.1. ENSO

ENSO (El Niño Southern Oscillation – El Niño jižní oscilace) – jedná se o komplex vzájemných interakcí částí celosvětového klimatického systému, který vyvolává časově následné efekty v cirkulaci atmosféry i oceánu. ENSO ovlivňuje velkou část světa (neméně se projevuje v Evropě) a způsobuje jiné než tradiční vzorce chování počasí, včetně výskytu extrémních meteorologických jevů.

Za normálního stavu nad indonéskou oblastí oceánu probíhá bouřková činnost a pasáty jsou normálně silné a odtlačují vodní masu Tichého oceánu od pobřeží Jižní Ameriky. Dojde-li však k zeslabení pasátů Pacifiku v důsledku snížení rozdílů atmosférického tlaku nad Jižní Amerikou a Austrálií, začne vát vítr Pacifikem od Ameriky k Jihovýchodní Asii, Indii, Africe a nese vzdušnou vlhkost a srážky. V západní rovníkové oblasti Tichomoří u pobřeží Austrálie se výška hladiny snižuje, v jeho centrální a východní části výška vodní hladiny roste. Rozdíl činí od normálních stavů až 0,20 až 0,40 m. To, že v tropech vanou nad rozsáhlými částmi oceánů pravidelné a silné severo-východní až východní větry (pasáty), je důsledkem všeobecné cirkulace atmosféry. Pasáty (typická rychlost 6-8 m.s⁻¹) se z obou polokoulí stékají do brázd nízkého tlaku vzduchu v blízkosti rovníku, vyvolávají zde velkou oblačnost s četnými srážkami. Samozřejmě energie pasátů uvádí do pohybu i povrchové vrstvy vody v oceánech. V tropickém Tichém oceánu vzniká mořský proud přenášející obrovské množství vody a

energie od východu na západ. Za tohoto „normálního“ stavu je na západním pobřeží Peru suché počasí, ve střední a západní části Tichého oceánu je naopak velmi deštivo. Pokud se rychlost pasátů sníží, nastane úkaz El Niño (v překladu „jezulátko“). Mořský proud se začne zpomalovat, až se zastaví a dokonce obrátí svůj směr. Tepelná energie naakumulovaná v oceánu cestuje s ním k pobřeží Jižní Ameriky, nejčastěji k pobřeží Peru. Následně se sníží, díky poklesu oceánických vzestupných proudů přinášejících ve studené vodě potravu pro ryby, a v této oblasti kolabuje rybolov. El Niño představuje tedy oteplení vody ve střední a východní části Tichého oceánu a následným přesunem prohřátých vod do centrálního a východního Tichomoří (k pobřeží jižní Ameriky), což má za následek dramatickou změnu počasí v této oblasti. Teplá voda je zdrojem vysoké vlhkosti vzduchu, následně se díky ní projeví silná konvekce (vzestupnými proudy zahřátého vzduchu) a vytváří se tlakové níže, oblaka se silnou srážkovou činností (záplavy v Peru) u pobřeží Jižní Ameriky, zatímco v Austrálii a v západním Pacifiku panuje díky tvorbě tlakových vyšší suché a horké počasí. Obdobně se v jihovýchodní Asii objevuje sucho a požáry, v Indii často hladomory, v západní části USA extrémní počasí (obr. 1.7).

Když se naopak rychlost pasátů zvýší, nastane opačný jev, označovaný jako La Niña (v překladu „holčička“). Vody centrálního a východního Tichomoří se díky zesílení studeného Peruánského proudu výrazně ochladí. Studené vody se dostanou až do rovníkových oblastí. Ohnisko přívalových srážek se přesune do tropické Austrálie, na Novou Guineu a do Indonésie. Oba jevy tvoří páteř jižní oscilace (SO, Southern Oscillation). Hodnocení tohoto jevu je prováděno pomocí bezrozměrného číselného indexu SOI. Vypočítává se ze sezónního měsíčního rozdílu tlaku mezi ostrovem Tahiti a australským městem Darwin. Záporné hodnoty indikují El Niño, kladné hodnoty La Niña.



Obr. 1.7: Celosvětové dopady El Niña podle Pidwirny (2006).

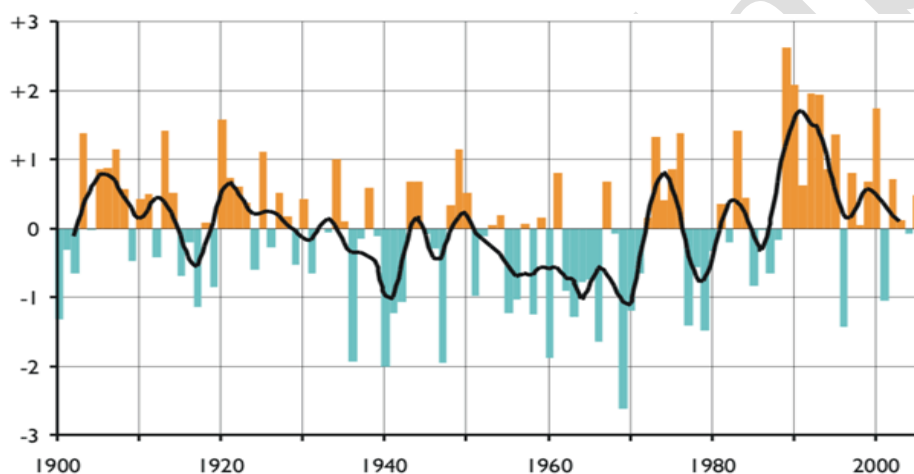
Výskyt normálního stavu, El Niña a La Niña je řízen řadou zpětných a velmi rychlých pozitivních zpětných vazeb (rychlá reakce atmosféry na změny v oceánu), následovaných časově pomalejšími negativními zpětnými vazbami (reakce oceánu na změny v atmosféře). Z těchto důvodů – zesilování a vzájemné interakce pozitivních i negativních vazeb, je začátek a trvání (např. cyklus el Niña trvá 3-8 roků) všech tří jevů (včetně normálního stavu) prakticky nepředvídatelný a jedná se o příklad tzv. chaotického systému (viz. kap. 2).

1.5.2. NAO

NAO – North Atlantic Oscillation - Severoatlantickou cirkulaci popsal pro oblast části Atlantického oceánu v roce 1920 Gilbert Walker. Empiricky byly tyto projevy počasí však známy dříve a jejich nejvýznamnějším projevem bylo střídání teplot mezi Grónskem a Evropou. Když byla v Evropě teplá zima, Grónsko zažívalo zimu chladnou a naopak.

NAO je popsána prostřednictvím indexu založeného na rozdílu atmosférického tlaku Azorské tlakové výše a Islandské tlakové níže vypočtené mezi stanicemi na Azorských ostrovech případně podle středu tlakové výše někdy i v Portugalsku a na Islandu. Index je většinou výraznější v zimě, neboť v létě je Islandská tlaková níž slabší. Index je počítán jako poměr odchylek hodnot tlaků vzduchu od sezónních průměrů.

Pro klima Evropy, a zvláště Evropy západní a střední, má NAO velký význam, neboť v našich zeměpisných šířkách převládá západní proudění (způsobeno zmíněnými tlakovými útvary a Coriolisovou silou v rámci všeobecné cirkulace atmosféry), které pak přináší vzduchové hmoty ovlivňující počasí v Evropě.



Obr. 1.8: NAO index v průběhu zim (prosinec až březen včetně) od roku 1900. Nejvyšších hodnot dosáhl v zimách 1987/1988 a 1989/1990, tehdy panovaly velmi mírné zimy, ledové dny byly v nížinách výjimečné a převládalo západní proudění. Černá linie označuje pětiletý průměr. Zdroj: Wikipedia

Dopady NAO závisí na hodnotě indexu (obr. 1.8). Pokud je kladná fáze, indikuje to veliký rozdíl mezi silně vyvinutou tlakovou výší nad Azorskými ostrovy a hlubokou tlakovou níží nad Islandem. Silný tlakový gradient způsobí intenzivní zonální (západní) proudění, které určuje počasí v Evropě. Vlastnosti atlantického vzduchu nad oceánem, který je teplejší a vlhčí, určuje i charakter počasí, kdy zimy jsou teplejší a bohatší na srážky. Naopak záporná fáze, kdy nejsou oba tzv. řídicí tlakové útvary vyvinuty, přináší do střední Evropy chladnější a sušší počasí. Často k tomu dochází, když se tlaková výše posune směrem na sever nad Britské ostrovy, a vzhledem k její rotaci po směru hodinových ručiček se na její přední straně dostává do Evropy v rámci meridionálního (směr sever – jih) proudění velmi chladný vzduch ze severu.

Literatura:

Bradley, R. S., 1999: Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. Academic Press, San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto: 610 p.

Autoři: Trnka M., Žalud Z., Hlavinka P, Bartošová L a kol.

Kuro-šio Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. M. B., Leroy Miller, H., Chen, Z. (Eds.), IPCC 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA 996 p.

Metelka, L., Tolasz, R. (2009): Klimatické změny: fakta bez mýtů. Univerzita Karlova v Praze, Centrum pro otázky životního prostředí, Praha, 35 s.

Pidwirny, M. (2006). "El Niño, La Niña and the Southern Oscillation". Fundamentals of Physical Geography, 2nd Edition. <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7z.html>

CzechAdapt