

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ



MOŘSKÉ PROUDY A ZMĚNA KLIMATU

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

AUTOR: TEREZA HOLZKNECHTOVÁ

VEDOUCÍ PRÁCE: ING. JANA SOUKUPOVÁ, PH. D.

2023

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Tereza Holzknichtová

Územní technická a správní služba v životním prostředí

Název práce

Mořské proudy a změna klimatu

Název anglicky

Ocean currents and climate change

Cíle práce

Bakalářská práce se zabývá mořskými proudy, jejich vznikem, evolucí a významem pro globální klima i pro oceány samotné. Vysvětluje způsob, jakým zvyšování koncentrace skleníkových plynů v atmosféře ovlivňuje mořskou cirkulaci. Nastihuje stav, který by pravděpodobně nastal, kdyby došlo k jejímu kolapsu a posuzuje, jak velký dopad by tento kolaps měl na středoevropské klima.

Metodika

Bakalářská práce bude zaměřena především na Golfský a Peruánský proud.

- 1) Vznik a vývoj mořských proudů
- 2) Systém mořských proudů, jejich význam pro život v mořích i na souši
- 3) Golfský a Peruánský proud, jev El Niño
- 4) Způsob pozorování a průzkumu mořských proudů
- 5) Dnes pozorované změny v oceánské cirkulaci a jejich dopady
- 6) Náhled do budoucnosti mořských proudů v závislosti na klimatických změnách

BP bude vypracována za použití především cizojazyčných vědeckých literárních a internetových zdrojů. Výsledky budou porovnány v závěrečné diskuzi a budou podloženy grafy z dostupných dat.

Doporučený rozsah práce

50

Klíčová slova

mořské proudy, Golský proud, Peruánský proud, klima, oceán, El Niño, Humboldtův proud, oceánská cirkulace, AMOC

Doporučené zdroje informací

- Caesar L., McCarthy G. D., Thornalley D. J. R., Cahill N., Rahmstorf S., 2021: Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium. *Nature Geoscience* 14. P. 118–120
- Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., Saba V., 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556. P. 191–196.
- Frank M., 2002: Radiogenic Isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input. *Reviews of Geophysics* 40. P. 1–38.
- Cheng W., Chiang J. C. H., Zhang D., 2013: Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) in CMIP5 Models: RCP and Historical Simulations. *Journal of Climate* 26. P. 7187–7197.
- Isern-Fontanet J., Ballabrera-Poy J., Turiel A., García-Ladona E., 2017: Remote sensing of ocean surface currents: a review of what is being observed and what is being assimilated. *Nonlinear Processes in Geophysics* 24. P. 613–643.
- Rahmstorf S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419. P. 207–214.
- Smeed D. A., Josey S. A., Beaulieu C., Johns W. E., Moat B. I., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C. S., Baringer M. O., Bryden H. L., McCarthy G. D., 2018: The North Atlantic Ocean Is in a State of Reduced Overturning. *Geophysical Research Letters* 45. P. 1527–1533.
- Vellinga M., Wood R. A., 2002: Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Climatic Change* 54. P. 251–267.

Předběžný termín obhajoby

2022/23 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 5. 12. 2022

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 20. 12. 2022

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 14. 03. 2023

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma

„Mořské proudy a změna klimatu“

vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila, a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědoma, že na moji bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědoma, že odevzdáním bakalářské práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Plzni dne 15. 3. 2023

.....

Tereza Holzknichtová

Poděkování

Ráda bych poděkovala paní doktorce Janě Soukupové za vedení mé bakalářské práce, užitečné rady a za to, že mi vyšla vstříc a podpořila při výběru tématu. Velký dík patří také mé rodině, která mi vždy ve studiu podporovala a především mamince, která ve mně svou výchovou probudila zvědavost a lásku k přírodě.

Abstrakt

Oceánská cirkulace je pro klima na Zemi klíčová. Cykly oceánských cirkulací mění klima na vzdálenost tisíců kilometrů, proto je nezbytné chápat tyto cykly k předpovídání jejich změn a možnostem se na tyto změny připravit. K pochopení oceánského proudění je popsán i jeho vznik a vývoj v minulosti. Na období Heinrichových událostí v poslední době ledové je možné vidět důsledky zastavení AMOC. S pomocí klimatických modelů a jejich simulací je v dnešní době již možné nějaké informace předpovědět, tyto modely však často trpí nepřesnostmi a neshodují se. Na základě 5 faktorů oceánské vody získávaných měřeními z dat dostupných především v databázích Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA) nebo Národního úřadu pro letectví a vesmír (NASA) a indexů oceánských cirkulací je dokázáno, že změny v oceánské cirkulaci již skutečně probíhají a jsou nastíněny možné důsledky těchto změn.

Klíčová slova

Mořské proudy, Golfský proud, Peruánský proud, klima, oceán, El Niño, Humboldtův proud, oceánská cirkulace, AMOC

Abstract

Ocean circulation plays a key role in Earth's climate. It changes the climate over a distance of thousands of kilometers, so it is necessary to understand these cycles to predict their changes and to be able to prepare for them. There is described the past of ocean currents, its formation and evolution to help to understand them. The consequences of the AMOC intermission can be seen in the period of Heinrich events during the last glacial maximum. It is possible to predict information about climate using climate models and their simulations. But these models are often inaccurate and do not correspond with each others. Based on 5 factors from the measurement from National Oceanic and Administration (NOAA) or National Aeronautics and Space Administration (NASA) datasets, it is proven that changes in ocean circulation are already taking place and the possible consequences of these changes are outlined.

Keywords

Ocean currents, Gulf Stream, Humboldt Current, climate, ocean, AMOC, El Niño, ocean circulation

Obsah

1. Úvod.....	9
2. Cíle práce.....	10
3. Systém mořských proudů, jejich význam pro život v mořích i na souši.....	11
3.1 Oceánské proudy	11
3.1.1 Povrchové proudy	11
3.1.2 Hlubinné proudy	12
3.1.3 Pásová cirkulace.....	14
3.2 Systém povrchových mořských proudů	15
3.2.1 Cirkulace Atlantského oceánu	15
3.2.2 Cirkulace Tichého oceánu	16
3.2.3 Cirkulace Indického oceánu.....	17
3.2.4 Cirkulace Jižního ledového oceánu	17
3.3 Důležité vlastnosti.....	18
3.3.1 Kyslík	19
4. Vznik a vývoj mořských proudů	21
4.1 Křída (před 135–65 mil. lety).....	21
4.2 Poslední doba ledová (před 120–11,7 tis. lety)	22
4.2.1 D/O Dansgaard-Oeschgerovy události	22
4.2.2 Heinrichovy události	22
4.2.3 Odlednění.....	24
4.2.4 Mladší dryas	24
5. Severoatlantická a jižní oscilace.....	26
5.1 Severoatlantická oscilace.....	26
5.1.1 Gofský proud	27
5.2 Jižní oscilace	29
5.2.1 El Niño	32
5.2.2 La Niña	34
6. Způsob pozorování a průzkum mořských proudů.....	34

6.1	Argo	36
7.	Dnes pozorované změny v oceánské cirkulaci	38
8.	Náhled do budoucnosti	41
9.	Výsledky a diskuse	48
9.1	NAO index	48
9.2	SST	49
9.3	Oceánské teplo	51
9.4	Rozsah ledu	53
9.5	Změna hladiny moře	54
9.6	Obsah atmosférického CO ₂	55
10.	Závěr	57
11.	Přehled literatury a použitých zdrojů	59

1. Úvod

Moře a oceány zabírají na Zemském povrchu celých 71,8 %. Hrají proto v klimatu Země významnou roli. Jedním z důvodů, je jejich veliká tepelná kapacita, díky které se teplota oceánů během roku mění výrazně pomaleji než teplota vzduchu. Oceán tedy funguje jako setrvačnik globálního klimatu (Palter, 2015). Oceánská hladina a výpar z ní, zásobuje atmosféru vlhkostí, a tak je oceán i jednou z hlavních částí koloběhu vody, který pomáhá šířit srážky na Zemi. Oceány také zadržují značné množství skleníkových plynů a vyrovnávají jejich objem v ovzduší. Od začátku průmyslové revoluce oceány pohltily ekvivalent 39 % emisí fosilního CO₂ (Ciais et al. 2013), což výrazně ovlivnilo růst atmosférického CO₂ a související změny klimatu (Friedlingstein et al. 2019). Oceánské ledovce mají pozitivní vliv na albedo Země. Tato míra odrazivosti teplého elektromagnetického záření je totiž na ledu a sněhu mnohonásobně vyšší než na povrchu oceánů, který po ledovcích vznikne. Protože ale v dnešní době ledovce tají, Země přichází o podstatné ekosystémy nejen kvůli již zmiňované odrazivosti. Při tání ledovců, se do blízkých moří uvolňuje sladká voda, která snižuje salinitu. Voda s nižší salinitou má menší hustotu, stejně tak se zvyšující teplotou hustota vody klesá. Nízká hustota způsobuje snížení sestupu vody od hladiny do větší hloubky a tím oslabuje hnací síly oceánského proudění (Kadrnožka 2008).

Na tyto přirozené funkce začínají mít v posledních letech výrazný vliv dopady klimatických změn. Sílicí skleníkový efekt a stále menší podíl mořských ledovců způsobují především zvyšování teploty vody v mořích a oceánech. Většina slunečního záření přijímaného na zemský povrch vstupuje do oceánů a ohřívá povrchové vody (Rahmstorf, 2002). Oceány uchovávají více než 90 % tepla zachyceného v klimatickém systému Země. Teplejší vodní hladina moří znamená pro klima a počasí více energie pro atmosférické děje, silnější cyklóny v tropických oblastech, ale i cyklóny se silnějším větrem a intenzivnějšími srážkami v našich zeměpisných šířkách (Kadrnožka 2008). Zvyšování teploty moří je způsobené hromaděním skleníkových plynů v atmosféře, což přispívá ke zvýšení hladiny moří a vede k častějším a déletrvajícím vlnám mořských veder (Oliver et al. 2018).

Klima tedy podstatně ovlivňuje oceánské proudění, a naopak oceánské proudění má výrazný vliv na celosvětové klima (Kadrnožka 2008).

2. Cíle práce

Tato práce má za cíl zmapovat systém mořských proudů, jejich význam ve světovém klimatu i v samotných mořských ekosystémech, vznik a vývoj v čase a podat informace o antropogenních dopadech na tyto životadárné proudy. Popsat způsoby, jakými se mořské proudy pozorují a měří, a s tím spojené již pozorované změny. Na základě studií a klimatických modelů nastiňuje situaci, která nás ohledně proudů nejpravděpodobněji čeká. Práce se zaměřuje především na oblast severního Atlantiku, která je pro naše středoevropské klima nejvýznamnější, a výsledky jsou podloženy grafy z dostupných dat.

3. Systém mořských proudů, jejich význam pro život v mořích i na souši

3.1 Oceánské proudy

Mořský neboli oceánský proud je pohybující se masa vody. Pohyby oceánské vody se dělí na vlnění, proudění a dmutí, z nichž klima více ovlivňuje pouze proudění. Pohyb mořských proudů souvisí především s teplotou a salinitou dané vody. Tvoří různou rychlostí pohybující se proudová pole, která mají značný průtok, široký dosah a velikou tepelnou kapacitu. Díky ní a cirkulaci, má oceán schopnost, jak ukládat a redistribuovat toto teplo dříve, než je uvolněno do atmosféry (většinou ve formě vodní páry), tak i vyzařovat teplo zpět do vesmíru (Rahmstorf, 2002).

Trasy mořských proudů se různě mění během dne nebo sezóny. Příčiny vzniku těchto proudů jsou různé. Mohou vznikat na základě rozdílů v hustotách vodních mas způsobených změnami teploty a slanosti vody, větrem nebo vulkanickou činností (NOAA ©2023). Většina proudů se pohybuje v rovnoběžkovém směru a v blízkosti kontinentů se stáčí do směru poledníků.

Mořské proudy se dělí na povrchové a hlubinné. Rozmezí povrchové vody sahá po hranici vertikálního promíchávání vody. Naopak hlubinná voda je relativně homogenní.

3.1.1 Povrchové proudy

Povrchové proudy pohánějí především větry, jsou ale ovlivňovány i Coriolisovými silami, spojenými se zemskou rotací, a pozicí pevniny se kterou se vzájemně ovlivňují.

Tyto proudy jsou dále dělené na rovníkové, západní okrajové a východní okrajové. Rovníkové proudy pohání pasátové proudění směrem na západ. Když rovníkový proud dosáhne okraje kontinentů, odklání se podle Coriolisovy síly. Tím vznikají Západní okrajové proudy, které přivádějí teplou vodu do vyšších zeměpisných šířek. Patří mezi ně např. Golfský nebo Východoaustralský proud. Mezi hranicemi mírných zeměpisných šířek ovlivňují mořské proudy západní větry směrem na východ a když dospějí k okraji pevniny stáčí se k rovníku. Vzniknou tak východní okrajové proudy, které do nižších zeměpisných šířek přinášejí chladnou vodu, např. Kanárský a Peruánský proud (Ruda, 2014).

V povrchové části systému mořského proudění jsou napříč různými oceány určité podobnosti. Jsou dány všeobecným systémem cirkulace atmosféry a jsou nejlépe patrné na existenci subtropických koloběhů (jinak taky nazývané gyry nebo víry), které spolu vytvářejí povrchové proudy. Nejen pro naše evropské klima, ale i pro klima

v celém severním Atlantiku je důležitý především severoatlantský subtropický koloběh neboli NAO (North Atlantic Oscillation). Tyto koloběhy směrem k rovníku pohánějí pasáty a směrem od rovníku převládající západní větry. Směry rotace těchto koloběhů jsou určovány Coriolisovou silou, která žene proudy na severní polokouli ve směru hodinových ručiček a na jižní polokouli proti směru. Anticyklonální koloběhy v tropických a subtropických šířkách a cyklonální koloběhy v severních mírných a jižních částech vysokých zeměpisných šířek charakterizují jak Tichý a Atlantský oceán, ale i jižní část Indického. V severní části Indického oceánu je ale subtropický koloběh narušován sezónním monzunovým prouděním atmosféry (Ruda, 2014).

3.1.2 Hlubinné proudy

Oproti tomu hlubinné proudy přesouvají vodní masy hlubokým oceánem. Pohání je převážně rozdíly hustoty mořské vody, které jsou způsobeny změnou v teplotě (thermo) a salinitě (haline) vod. Proto je tento proces nazýván termohalinní cirkulace (THC). Její rychlost je podstatně nižší než rychlost povrchových proudů, tedy 10-20 km za rok a nese s sebou živiny, kyslík a teplo.

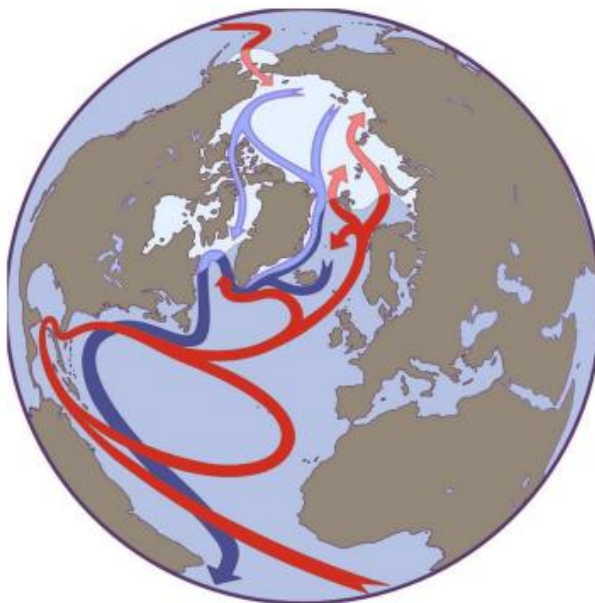
Mezi důležité rysy THC patří tvorba hluboké vody. Klesání vodní hmoty, které je úzce spojené s konvekcí, tedy procesem vertikálního míchání. Tvorba hluboké vody probíhá v několika oblastech označovaných jako downwelling, kde povrchové vody po uvolnění tepla do atmosféry dosáhnou kritické hustoty a klesají. Tyto klíčové oblasti pro THC jsou Grónsko-Norské moře a Labradorské moře na severní polokouli a Rossovo a Weddelovo moře na jižní polokouli.

Dále je důležité šíření této hluboké vody především pomocí hlubokých západních hraničních proudů, například Atlantská hlubinná voda (North Atlantic deep water – NADW) nebo Antarktická spodní voda (Antarctic bottom water – AABW).

S tvorbou hlubokých vod se pojí i její vzlínání neboli výstup. Oblasti výstupu vody z mořských hloubek nejsou tak snadno lokalizovatelné jako u klesání mořských vod. Předpokládá se ale, že vody stoupají především v antarktických cirkumpolárních oblastech pomocí sil větru (Rahmstorf, 2006).

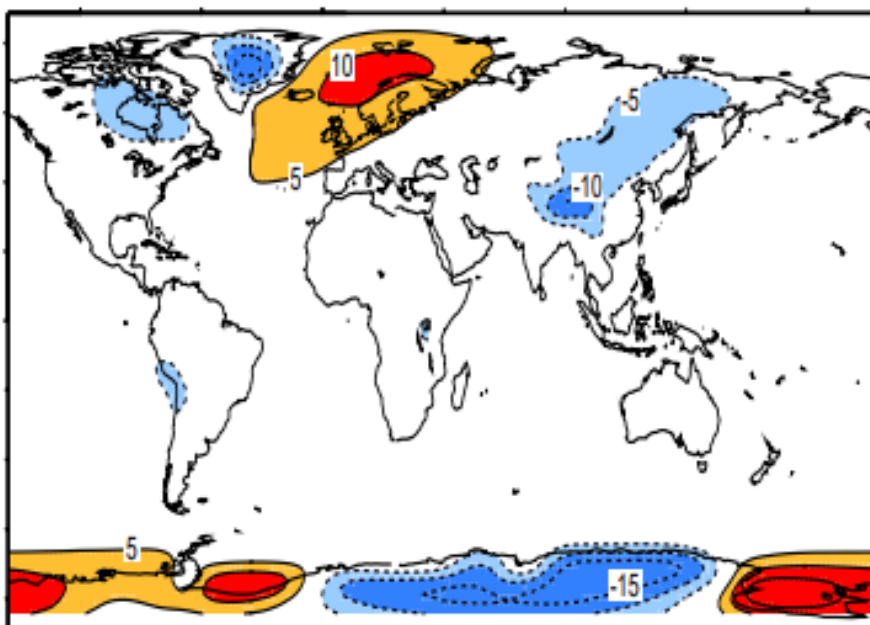
Nedílnou vlastností THC je také velký transport tepla. Cirkulace proudů v Atlantiku dodává do oblastí okolo severního pólu teplo. Na obrázku 1 je patrný důsledek tohoto jevu, kvůli kterému je THC velmi důležitá pro klima. Mořská ledová pokrývka je v atlantické části zadržena teplým Severoatlantským proudem. Na rozdíl od Pacifiku, kde led zůstává a zvyšuje se schopnost odrážet sluneční záření (albedo). S ním spojené oteplování klimatu se naopak snižuje. Oteplení je patrné také

při porovnání atmosférických teplot, kdy je v oblasti vzniku hluboké vody, teplota vzduchu vyšší až o 10 °C ve srovnání s teplotním průměrem z podobných zeměpisných šířek (obrázek 2) (Rahmstorf, 2006).



Obrázek 1: Cirkulace severního Atlantiku a Arktických oceánů. Červeně teplé povrchové proudy a modře NADW (S. Rahmstorf, 2006)

S. Rahmstorf ve své studii uvádí, že klimatická změna způsobená antropogenní činností v budoucnu pravděpodobně oslabí termohalinní cirkulaci s riziky spuštění prudkých nebo nevratných změn.



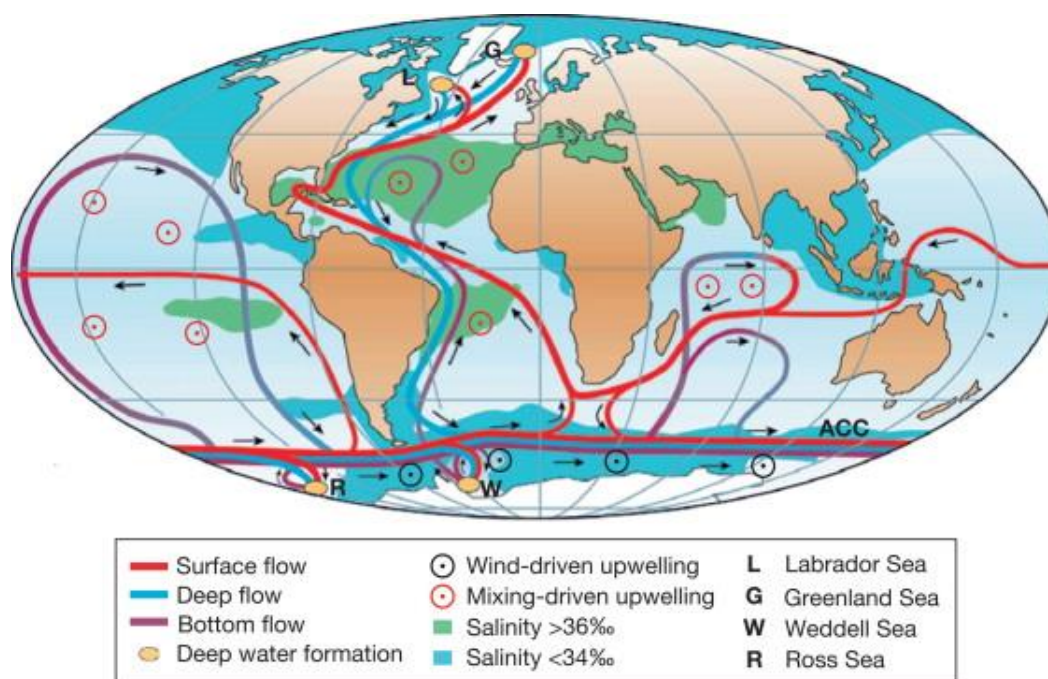
Obrázek 2: Odchylka povrchové teploty od zonálního průměru (°C) (S. Rahmstorf, 2006)

Hlubinné proudy vznikají ve vysokých zeměpisných šířkách, kde se voda ochladí, kvůli tvorbě mořského ledu se zvýší její salinita a tím dosáhne nejvyšší hustoty povrchové vody. To způsobuje sestup této vody, která tím dále pohání oběh proudů.

Podél pevninského svahu Antarktidy klesá do hloubky značně studená voda s vysokou hustotou a tím vzniká tzv. antarktická spodní voda. Tato voda výrazně přispívá k chodu hlubokomořského proudění a vytváří vrstvu chladné a velmi slané vody v hloubkách větších než 4000 m. V posledních desetiletích však tato mořská vrstva ubývá rychlostí až 8 milionů tun za sekundu (NOAA ©2023).

3.1.3 Pásová cirkulace

Hlubinné proudy a proudy poháněné větrem spolu interagují a nelze je žádnými oceánografickými měřeními oddělit. Při změně vlivu větrů se změní termohalinní cirkulace a zároveň změna teploty a salinity ovlivní povrchové proudy poháněné větrem. Spojením systému povrchových a hlubinných proudů vzniká tzv. pásová cirkulace (Obrázek 3). Jde o cirkulační systém, který začíná v severním Atlantiku. Během zimy je teplo donesené Golfským proudem přenášeno do atmosféry a dále otepluje západní, severní i střední Evropu. Tímto procesem se mořská voda značně ochladí, klesá ke dnu, a tak vzniká spodní část pásové cirkulace. Tato část prochází podél celého pobřeží Ameriky až se na jižní polokouli smísí s antarktickou spodní vodou. Dále pak pokračuje do Indického a poté i Tichého oceánu, kde se znovu oteplí a vrací se zpátky do Atlantského oceánu jako teplý mělký proud (Ruda, 2014).



Obrázek 3: systém pásové cirkulace, fialově značeny spodní vody, červeně povrchové proudy, modře hlubinné proudy (S. Rahmstorf, 2015)

Atlantická část pásové cirkulace je nazývána Atlantická poledníková převrácená cirkulace (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC). Je charakterizována severně tekoucí teplou a slanou vodou v horní vrstvě Atlantského oceánu, hlubokou konvekcí v mořích na severu Atlantiku a zpátky na jih tekoucí chladnější hlubkovou vodou. Tato cirkulace přenáší teplo z jižního a tropického Atlantiku do subpolárního a polárního severního Atlantiku. V této oblasti se voda ochlazuje, uvolňuje se transportované teplo do atmosféry (s podstatnými dopady na klima) a snižuje se její salinita (NOAA ©2023).

Mořské proudy se dají dělit i jiným způsobem, a to na výstupné a sestupné. Když se u rovníku stáčí Severní rovníkový proud doprava a Jižní rovníkový proud doleva, vznikne zóna rozchodu proudů neboli oblast divergence. Na vzniklé místo vystupuje hlubinná studená a na živiny bohatá voda, které se říká rovníkový výstupný proud. Další typy výstupných proudů může způsobovat tvar pobřeží, větry nebo struktura mořského dna. Opačným principem se vytvářejí sestupné proudy na místech konvergence. Mořské proudy se zde setkávají v jednom bodě, voda se hromadí a začne klesat (Ruda, 2014).

3.2 Systém povrchových mořských proudů

Systém mořských proudů se skládá z teplých a studených povrchových proudů. Teplé proudy vedou od rovníku k pólům a přenášejí do cirkumpolárních oblastí teplejší vodu. Studené mořské proudy proudí od pólů směrem k rovníku a nesou chladnější vodu.

3.2.1 Cirkulace Atlantského oceánu

Systém proudů v Atlantiku se skládá hlavně z dvojce subtropických koloběhů – severoatlantského a jihoatlantského.

Severoatlantský koloběh začíná Severním rovníkovým proudem, který doplňuje část větve Jižního rovníkového proudu. Dohromady tvoří proud, který se dělí směrem k Mexickému zálivu na jižní Karibský proud, který protéká Yucatánským průlivem, a Antilský proud, který míří podél atlantské strany Karibského moře. Poté se oba znovu spojují a vzniká Floridský proud, který následně přechází v teplý Golský proud. Golský proud protéká Sargasovým mořem a meandruje zde. Vytváří se zde prstence, které odtud s teplým jádrem vedou k Labradorskému poloostrovu a směrem k Sargasovému moři se studeným jádrem. Posléze se znovu rozdělí na dvě proudové větve. Jedna se slučuje se studenými vodami Labradorského proudu, který se následně rozděluje na Irmingerský proud protékající západně od Islandu, a Norský

proud, který otepluje sever Skandinávského poloostrova. Druhá větev přechází v Severoatlantský proud zmírňující klima střední a západní Evropy. Část Gofského proudu, která po oddělení těchto dvou větví zbyde, se stáčí podél afrického západního pobřeží již jako Kanárský proud. Dále se stáčí k rovníku a znovu napojuje na Severní rovníkový proud.

Jihoatlantská cirkulace začíná zeslabenou větví Jižního rovníkového proudu, která dále proudí podél jihoamerického pobřeží jako západně zesílený, teplý Brazilský proud. Brazilský proud se v mírných šířkách spojuje se Západním příhonem. Kvůli africkému pobřeží a účinku Coriolisovy síly se ze Západního příhonu vyčleňuje velmi pomalý studený Benguelský proud, který ochlazuje Západoafrické klima. Dále u rovníku přechází v Jižní rovníkový proud. Mimo jihoatlantský koloběh se u jižního pobřeží Jižní Ameriky vyčleňuje ze Západního příhonu studený Falklandský (nebo také Malvínský proud). Ten vytlačuje teplý Brazilský proud a přináší tak chladnou vodu až k 20° jižní šířky.

Mezi oběma atlantskými koloběhy proudí tzv. vyrovnávací Atlantský rovníkový protiproud (Ruda, 2014).

3.2.2 Cirkulace Tichého oceánu

Koloběh proudů v Tichém oceánu je podobně jako v Atlantiku složen ze dvou hlavních subtropických koloběhů – jižního tichomořského a severního tichomořského.

Za běžných podmínek, kdy se neprojevuje jev El Niño, tvoří severní tichomořskou cirkulaci Severní rovníkový proud, který proudí ke břehům Asie a přechází v západně zesílený teplý proud Kuro-šio neboli Japonský proud. Proti němu proudí ze severu chladný výstupný proud Oja-šio, který díky živinám neseným z hlubin vytváří jednu z nejbohatších oblastí na rybolov na světě. Na severu po proudu Kur-šio následuje Severní tichomořský proud a svým působením mírní severoamerické klima u západního pobřeží. Ten dále přechází na studený Kalifornský proud, který způsobuje vznik pouští v subtropích severoamerického kontinentu. V tropických oblastech ho pasáty stáčí na jihozápad a napojuje se znovu na Severní tichomořský proud. Jeho část se ale odděluje a pokračuje dále na sever, kde se v Aljašském zálivu spojí s Aljašským proudem.

Jižní tichomořský koloběh začíná Jižním rovníkovým proudem. Ten směrem k australské pevnině přechází v západně zesílený Východoaustralský proud, na jihu zesílený Západním příhonem. Poté v oblasti Jižní Ameriky se od něj odděluje Peruánský neboli Humboldtův proud. Tento studený proud, který ochlazuje

jihoamerické klima, způsobuje srážkový deficit a tím vznik pouští podél západního pobřeží Jižní Ameriky. Přináší k hladině chladnou vodu s dostatkem živin. Tato oblast je proto dalším světově významným lovištěm ryb na světě (Ruda, 2014).

Když se ovšem projevuje El Niño, pobíhají tyto mechanismy odlišně.

3.2.3 Cirkulace Indického oceánu

Cirkulace v Indickém oceánu je značně ovlivňována monzuny. Indický oceán má pouze jeden pravidelný subtropický koloběh. Tento cyklus začíná Jižním rovníkovým proudem, který se při afrických březích stáčí na jih a protéká mezi Afrikou a Madagaskarem jako Agulhaský proud. Když dosáhne mírných šířek, spojuje se se Západním příhonem. Z toho se u břehů Austrálie odděluje studený Západoaustralský proud, který směřuje k rovníku a uzavírá tento subtropický koloběh.

V období zimních monzunů, tedy od listopadu do března, převažuje silné severovýchodní proudění směrem z pevniny. Toto proudění pohání směrem k Africe Severní rovníkový proud přecházející podél břehů Somálska v Somálský proud. Ten se u rovníku stáčí zpět na východ jako Rovníkový protiproud.

Somálský proud ale během období letních monzunů, tedy od dubna do října, proudí opačným směrem. Může za to převládající jihovýchodní proudění odebírající z Jižního rovníkového proudu nahromaděnou vodu a žene ji podél africké pevniny směrem k Asii. U břehů Asie jako Jihozápadní monzunový proud nahrazuje Severní rovníkový proud, který zde proudí v zimním období. Proudí podél poloostrova Přední a Zadní Indie a dále se znovu spojuje s Jižním rovníkovým proudem (Ruda, 2014).

3.2.4 Cirkulace Jižního ledového oceánu

Arktická cirkulace představuje pohyb vodních mas v nejj jižnějších částech Atlantského, Tichého i Indického oceánu. V této oblasti dochází k sestupu chladnějších vod Jižního ledového oceánu pod teplejší vody již zmiňovaných oceánů. Tento proces se nazývá antarktická konvergence a zahrnuje dva hlavní proudy. Prvním z nich je Západní příhon neboli Antarktický cirkumpolární proud. Pohání ho západní proudění především okolo 50° rovnoběžky s výkyvy ke 40° ale i 60° jižní šířky a od Antarktidy ho odklání Coriolisova síla. Druhým proudem Arktického koloběhu je Východní příhon, který je poháněn Východními větry a Coriolisovou silou odkloněný k antarktické pevnině. Nejsilněji se projevuje v Rossově a Weddelově moři, kde dochází k antarktické konvergenci.

Kvůli zmiňovanému odklonu mezi Západním a Východním příhonem dochází v těchto oblastech také k antarktické divergenci. Vystupují zde hlubinné proudy a během léta je zde bohatý mořský život (Ruda, 2014).

3.3 Důležité vlastnosti

Kromě již zmiňovaného vlivu na klima celé Země, mají mořské proudy mnoho dalších cenných vlastností. Mořská voda se z 96,5 % skládá z vody, tedy H₂O. Zbývá 3,5 % jsou tvořena mořskými solemi, které mají ale pro život v mořích zásadní roli živin. Hlavní podíl v složení mořské soli mají chloridy (55 %), dále sodík (30,6 %), síra (7,7 %), hořčík (3,7 %), vápník a draslík (oba 1,1 %) a stopové prvky (0,8 %). Z těchto prvků vznikají v mořích nejvíce zastoupené soli NaCl a MgSO₄. Celkové množství těchto látek rozpuštěných v jednom litru vody udává salinitu dané vody. Průměrná salinita moří je 35 ‰. Hlavní fyzikální vlastnosti mořské vody, které ovlivňují oceánskou cirkulaci jsou: teplota hladiny mořské vody (SST), tlak na hladině mořské vody (SLP) a salinita hladiny mořské vody (SSS). Všechny tyto vlastnosti určují hustotu mořské vody, která je zásadní pro termohalinní cirkulaci (Ruda, 2014).

Vodní sloupec v moři se vertikálně dělí na různé celky. Zprvu je členěn na pelagickou – zahrnuje skoro celý objem moří, a bentickou zónu, která zabírá mořské dno. Zónu pelagiálu dále dělíme na zónu eufotickou a afotickou. V eufotické zóně probíhá fotosyntéza a produkce kyslíku převyšuje jeho spotřebu. Tato vrstva zahrnuje i část zvanou svrchní batypegiál, která se vyznačuje maximální koncentrací živin ale zároveň kyslíkovým minimem. Naprostá tma a zima charakterizuje zónu afotickou. Organismy v ní jsou z velké části závislé na alochtonní produkci a vyskytují se i organismy s vyvinutou bioluminiscencí (Říhová Ambrožová, 2007).

Nerovnost v obsahu živin a kyslíku je ale patrná i v geografickém rozložení mořských vod. V chladných vodách je malá biologická fixace dusíku, oproti tomu v teplých vodách se organismům nedostává dostatek fosforu (Český rozhlas ©2010).

A právě kvůli výše popsanému nerovnoměrnému rozložení živin a kyslíku jsou mořské proudy pro život v mořích tak zásadní. Proudů zajišťují transport tepla, rozpuštěných solí, sedimentů, planktonu a živin. Přenos těchto důležitých látek z míst dostatku do míst s nižší koncentrací těchto látek je důležitý pro život v mořích, stejně tak promíchávání vrstev ve vodním sloupci obohacující spodní vrstvy o kyslík (Breitburg et al. 2018).

V oblastech konvergence proudy klesají a obohacují tak hlubinné vody o kyslík. Naopak v oblastech divergence, kde se proudy od sebe vzdalují, vystupují k hladině chladné a na živiny bohaté vody. Ty patří k nejbohatším místům oceánů na živiny a nachází se na západních pobřežích kontinentů nebo v oblastech, kde monzunová činnost každý půlrok mění směr proudění (Ruda, 2014).

Silné mořské proudy vymezují koridory používané mořskými živočichy k migraci, při hledání potravy nebo míst pro rozmnožování. Mořské proudy nepřenaší jen látky potřebné k životu v mořích ale také znečišťující látky a odpad, spojený například se vznikem tzv. plastových ostrovů (Klemas, 2012).

3.3.1 Kyslík

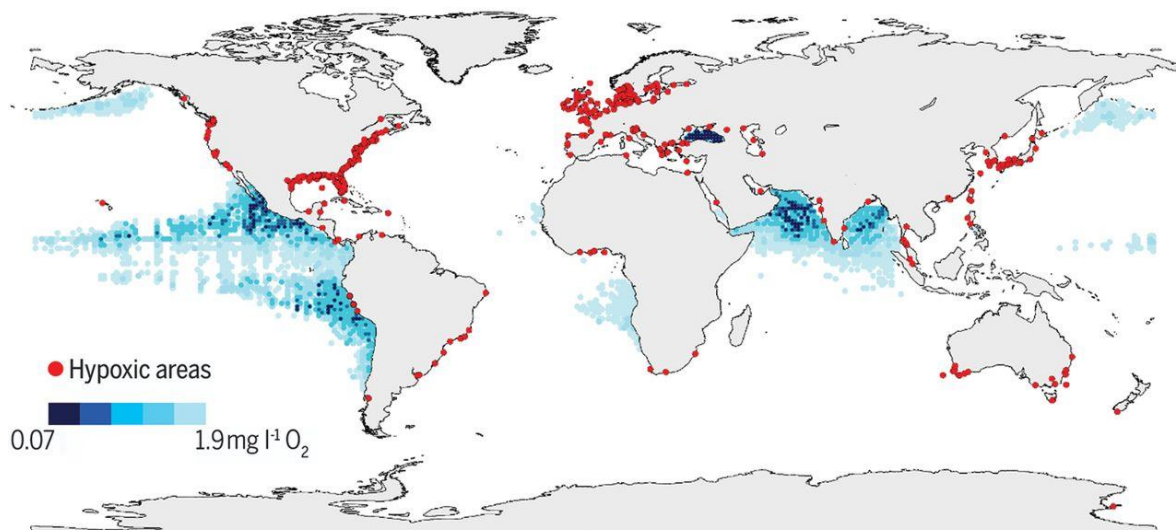
Kyslík je základem biologických a biogeochemických procesů v oceánu. Jeho pokles způsobuje velké změny v produktivitě oceánů, biologické rozmanitosti a biogeochemických cyklech (Breitburg et al. 2018).

Molekulární kyslík na naší planetě vzniká téměř výhradně při fotosyntéze zelených rostlin, řas nebo sinic. Do mořské vody se tedy dostává díky fytoplanktonu v prosvětlených částech oceánů ale i z atmosféry rozpouštěním na hladině. Chladnější vody dokáží navázat více rozpuštěných plynů než vody teplé. Rostoucí globální teploty tedy snižují rozpustnost kyslíku ve vodě, ale zároveň zvyšují rychlost spotřeby kyslíku respirací. Principy obohacení vodního prostředí o kyslík jsou tedy vázány na eufotickou vrstvu blízko k hladině, takže oceánské hlubiny jsou závislé na přísunu kyslíku prostřednictvím vod z mělkých vrstev, které ho obsahují dostatek. Ve většině vodních ploch k tomuto přísunu dochází díky míchání vodního sloupce pomocí větru. Na otevřeném moři, kde je vodní sloupec i kilometry hluboký není ale energie větru k promíchání celého sloupce dostatečná. Do mořských hloubek těchto oblastí přináší kyslík chladná hlubinná voda termohalinní cirkulace. V místech, na které hlubinné proudy nepronikají, může nedostatek kyslíku velmi negativně ovlivňovat podmořské ekosystémy. Takto negativně jsou ovlivněna především vnitřní moře, zálivy hluboko zaříznuté do pevniny, nebo oblasti s brakickou vodou u ústí řek, kde je kvůli nižší hustotě sladké vody na hladině znemožněno promíchávání vodního sloupce větrem (Petrušek, Hejzlar, 2022). Předpokládá se, že tato redukce vnášení kyslíku z atmosféry a povrchových vod do mořské vody zvýší stratifikaci vodního sloupce a oslabí oceánskou cirkulaci (Breitburg et al. 2018).

V extrémních případech deficitu kyslíku vznikají v mořích oblastech téměř bez života tzv. mrtvé zóny (obrázek 4). K jejich vzniku může docházet jak u pobřeží (červeně), kde obvykle sahají až ke dnu, tak na otevřeném moři (modře). Na otevřeném

moři jsou ale mrtvé zóny obvykle zúžené na určité části vodního sloupce, kde dochází k nejintenzivnějšímu rozkladu usazující se organické hmoty (Breitburg et al. 2018).

Na otevřeném moři dojde po rozkladu organické hmoty, která klesá od hladiny ke dnu, k dramatickému úbytku kyslíku nebo jeho úplnému vymizení. Děje se tak kvůli nedostatečnému promísení vodního sloupce (Petrušek, Hejzlar, 2022).



Obrázek 4: Rozložení oblastí s nízkou koncentrací kyslíku v mořích a oceánech. Koncentrace O_2 v těchto zónách nepřesahuje 2 mg/l vody. Modře značeny mrtvé zóny otevřeného moře, červeně pobřežní mrtvé zóny (D. Breitburg et al. 2018)

U pobřeží, na místech, která jsou známá svým bohatým podmořským životem, má vznik mrtvých zón jiný důvod a děje se tomu tak především v posledních dekádách. Příčinou je zvýšení zatížení daného místa živinami (dusík a fosfor) a organickou hmotou, především ze zemědělství, odpadních vod a spalování fosilních paliv. Tato organická hmota s živinami se do moře dostává z pevniny řekami a dešťovou vodou. Jejich zdrojem na pevnině můžeme označit především umělá hnojiva v zemědělství a splaškové vody. Kvůli zvýšení obsahu fosforu a dusíku se u hladiny moří značně zrychluje růst fytoplanktonu, který ale posléze klesá ke dnu a rozkládá se, čímž spotřebovává kyslík. Takto sedimentující hmota dále vede ke vzniku hypoxie (Petrušek, Hejzlar, 2022).

Dle přímých měření po celém světě se ukazuje, že tyto zóny v otevřeném oceánu se rozšířily o několik milionů čtverečních kilometrů a stovky pobřežních oblastí jsou s koncentrací kyslíku dostatečně nízko na to, aby byla omezena početnost tamních živočišných populací, související s omezením distribuce úlovků a aby došlo ke změně v koloběhu důležitých živin (Breitburg et al. 2018).

Mrtvé zóny vznikají, kvůli nedostatečnému promíchávání vodního sloupce také pod plastovými ostrovy (Breitburg et al. 2018).

4. Vznik a vývoj mořských proudů

Variabilita hlubinné cirkulace oceánů se projevuje v dlouhých časových měřítcích. Přesto je schopnost porozumět souvislostem cirkulací oceánů a podnebí ve větším rozsahu klimatických stavů klíčová pro předpovídání budoucího klimatu (Oppo, Curry, 2012).

Díky analýze ledových jader, lze získat informace o historii a vývoji moří a jejich pohybech. Vývoj teplot se odvozuje pomocí druhové rozmanitosti fosilního planktonu, z poměrů stopových kovů nebo z izotopů kyslíku. Historické rekonstrukce se provádějí na základě klimatických modelů (Rahmstorf, 2002).

Na konci prvohor v době před 250 miliony let se prakontinent Pangea obklopený jediným prooceanem Panthalassou, v důsledku pohybu litosférických desek, začal rozpadat na dva menší celky – prakontinenty Laurasii a Gondwanu rozdělené mořem Tethys. V této době také vznikla severní část Atlantského oceánu, která se dále rozšířila v rané křídě, kdy se rozpadla Laurasie. Severní Amerika se otočila proti směru hodinových ručiček a vzdálila se od nové Eurasie. Během střední křídě se rozpadla i Gondwana na nový kontinent Atlantika a Antarktida (Geological Survey Ireland ©2023). Před asi 100 mil. let se Atlantika rozdělila na Jižní Ameriku a Afriku. Tím vznikla jižní část Atlantského oceánu. Dále se pak Atlantik zvětšoval až zmizel oceán Tethys a tím, že se Jižní Amerika vzdalovala od Antarktidy, vznikla Antarktická cirkulace, v jejímž důsledku se jižní pól ochladil a vytvořily se ledovce (Kazlev, 1998).

4.1 Křída (před 135–65 mil. lety)

Cirkulace oceánu během křídě mohla být značně odlišná od té dnešní. Během období křídě panovalo teplé a rovnoměrné klima. Tropické i polární teploty byly vyšší než dnes. Toto teplejší klima bylo odrazem vyšších atmosférických hladin skleníkových plynů, zesílené vyšším obsahem vodní páry v atmosféře, který byl důsledkem vyšších globálních teplot. V dnešním oceánu je nemožné, aby se vytvořily skutečně velké oblasti anoxie. Současná struktura oceánu závisí na konstantních větrných systémech, které závisí na stabilitě systému atmosférického tlaku poháněném polárními ledy. Během velké části období křídě ale byly polární oblasti bez ledu. Bez ledu docházelo k sezónním zvrátům systému atmosférického tlaku ve vysokých zeměpisných šířkách, což vedlo k narušení větrných systémů ve vysokých ale i středních zeměpisných šířkách. Když došlo k takovému zvrátu a ve středních šířkách chyběly západní větry, v oceánu se netvořily žádné subtropické ani polární proudy a tím žádné subtropické koloběhy dominující oceánské cirkulaci. Bez globální termohalinní cirkulace častěji vznikaly oblasti anoxie. Během dřívější starší křídě to

byly oblasti pouze lokální, ale během středního období křídly se oblasti oceánů s nedostatkem kyslíku staly regionálními a později globálními (Hay, 2008).

4.2 Poslední doba ledová (před 120–11,7 tis. lety)

Výzkumy naznačují, že v různých dobách poslední doby ledové převládaly v Atlantiku tři různé cirkulační režimy označovány jako stadiální, mezistadiální a Heinrichův režim (jinak také chladný, teplý a vypnutý režim podle jejich fyzikálních vlastností v severním Atlantiku) (Alley, Clark, 1999). V období stadiálního režimu byla Atlantská hlubinná voda (NADW) formována v subpolárním severním Atlantiku (jižně od Islandu), v době mezistadiální se NADW vytvářela v Severských mořích (severně od Islandu) a v Heinrichově období formace NADW téměř ustala a hlubokou Atlantickou pánev vyplnily vody ze Severských moří (Rahmstorf, 2002).

4.2.1 D/O Dansgaard-Oeschgerovy události

D/O události jsou možná nejvýraznější klimatické změny, ke kterým za posledních 120 tisíc let došlo. Nejsou výrazné jen svou velkou amplitudou, jsou ale také velmi náhlé. Podle nálezů z grónských ledových jader, začínají tyto události rychlým oteplením o 5-10°C. K oteplení došlo během maximálně několika desetiletí, které bylo následováno tzv. plató fází s pomalým ochlazováním trvajícím několik staletí. Poté následoval rychlejší pokles zpět k chladným stadiálním podmínkám (Rahmstorf, 2002). Tento objev změnil v té době převládající názor, že za pomalý růst a poněkud rychlejší rozpad ledových příkrovů během doby ledové, jsou zodpovědné pomalé změny v oběžné dráze Země kolem Slunce (Milankovičova hypotéza). Tyto důkazy z ledových jader ukázaly, že klimatický systém v oblasti severního Atlantiku vykazoval mnohem rychlejší a častější výskyt změn, než jaké by mohly být vysvětleny změnou oběžné dráhy. Tyto krátkodobé změny klimatu odrážely oscilace teploty vzduchu v tisíciletém měřítku. Oscilace jsou známy jako Dansgaard-Oeschgerovy (D/O) události (Dansgaard et al. 1982).

D/O události se netýkají ale pouze Grónska. Velké amplitudy byly zaznamenány v celém severním Atlantiku a také na mnoha místech na jižní polokouli (Rahmstorf, 2002).

4.2.2 Heinrichovy události

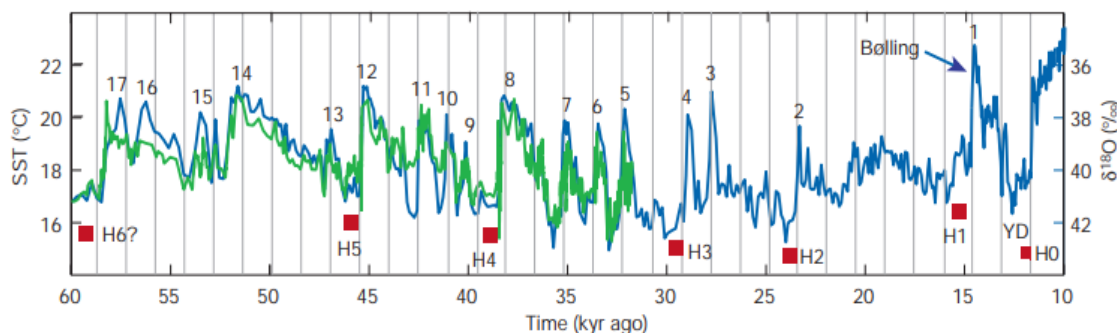
Téměř ve stejné době odhalily studie mořských sedimentů v subpolárním severním Atlantiku důkazy o několika událostech masivního vypouštění pevninských ledových příkrovů do severního Atlantiku, pojmenovaných jako Heinrichovy události. Během druhé poloviny posledního glaciálu se z okolních ledovcových systémů epizodicky uvolňovalo velké množství ledovců, které pocházely z ledového příkrovu

Severní Ameriky. Ledovce v Atlantiku roztávaly a v důsledku tohoto rychlého a rozsáhlého přidávání sladké vody do subpolárního Atlantiku, se snížila produkce hlubinné vody v severním Atlantiku, což vedlo ke kritickému oslabení (až zastavení) AMOC a obecnému ochlazení klimatu. Na většině míst na jižní polokouli zejména v okolí Antarktidy, jsou však Heinrichovy události spojeny s oteplováním (Rahmstorf, 2002).

Pokud je totiž formace hlubinné vody v oblasti Arktidy snížena, zvyšuje se naopak tvorba spodní vody v okolí Antarktidy (Rahmstorf, 2002). V souvislosti s tím bylo zjištěno, že když se během náhlých událostí ochladila oblast severního Atlantiku, jižní polokoule se oteplila. Je to velmi důležitý objev související s náhlými změnami klimatu. Důvod této opačné teplotní odezvy souvisí se změnami v transportu tepla spojenými s variabilitou hlubinných vod. Pokles přeměny povrchové vody na vody hlubinné v severním Atlantiku během Heinrichových událostí způsobil pokles severního proudění tropické teplé povrchové vody a došlo tak k ochlazení severní oblasti Atlantiku. K obnově tvorby NADW nebyl z tropů do severního Atlantiku transportován dostatek tepla. Teplo se tedy akumulovalo na jižní polokouli a v tropickém Atlantiku (Oppo, Curry, 2012). Toto současné ochlazování na jedné polokouli a oteplování na druhé, v důsledku variability hlubinné vody a souvisejících změn v transportu tepla v horní části oceánu, bylo pojmenováno jako „The Bipolar Seesaw“ („mechanismus hemisférické houpačky“) (Broecker 1998).

Simulace numerických modelů systému mezi oceánem a atmosférou ukazují, že snížení intenzity AMOC by vyvolalo ochlazení ve vysokých zeměpisných šířkách severního Atlantiku a zároveň oteplilo jižní Atlantik, což je v souladu s mechanismem „The Bipolar Seesaw“ (Manabe, Stouffer, 1988).

D/O a Heinrichovy události se v období Heinrichova režimu posledního glaciálu prolínaly (Obrázek 5).



Obrázek 5: Graf teplotní rekonstrukce z mořských sedimentů a grónského ledu. Data z Atlantického oceánu (zeleně) a z grónského ledu (modře) znázorňují několik teplých D/O událostí (očíslované) a Heinrichovy události a Mladší dryas (červeně). Šedé linky ukazující intervaly 1470 let ilustrují tendenci D/O vyskytovat se v tomto časovém rozestupu, nebo v něho násobcích (S. Rahmstorf, 2002).

4.2.3 Odlednění

V období před 19 až 7 tisíci lety došlo k vzestupu hladiny moře o 130 m kvůli rychlému tání severoamerických a euroasijských ledových příkrovů (Lambeck, Chappell, 2001). Tání bylo způsobeno hned několika faktory. Změny slunečního záření (Milankovičovy cykly) v této době zahájily deglaciaci. V atmosféře rostla hladina CO₂, což vedlo k silné globální reakci v podobě oteplování a následné změny v oceánské cirkulaci. Toto tání bylo přerušeno několika náhlými studenými klimatickými událostmi. Mezi ty hlavní patří poslední, z již zmiňovaných Heinrichových událostí (asi před 15 tisíci lety) a tzv. Mladší Dryas ((Rahmstorf, 2002).

Povrchové oteplování začalo asi před 20 až 17 tisíci lety v Antarktidě a probíhalo přibližně synchronně se vzestupem atmosférického CO₂ a globální hladiny moří. Záznamy z ledových jader ze severu například z Grónska ale poukazují, že odlednění se neprojevovalo všude stejně. V důsledku D/O a Heinrichových událostí těmto severním oblastem v této době stále dominuje Atlantská termohalinní cirkulace, která prošla během odlednění několika významnými změnami, částečně kvůli přílivu tající vody ze zmenšujících se ledových příkrovů. Oteplování z podmínek glaciálního maxima je iniciováno změnami slunečního záření na severní polokouli (Rahmstorf, 2002). Síla letního oslunění se ve vysokých zeměpisných šířkách severní polokoule zvýšila asi o 30 W/m² v období před 24 až 12 tisíci lety (Alley, et al. 2002).

4.2.4 Mladší dryas

Přibližně před 12,9 tisíci lety došlo na severní polokouli k náhlému návratu k podmínkám dob ledových. Tento návrat, známý jako Mladší dryas (MD), trval více než tisíc let a zvrátil oteplování předchozí mezistadiální deglaciace (Alley, 2000). V této době v Severní Americe náhle vyhynuli mamuti a jiná megafauna, mnoho menších savců a ptáků a přestaly se objevovat důkazy o staré indiánské kultuře Clovis, která byla dlouho považována za první obyvatele Severní Ameriky (Waters, Stafford, 2007).

Během MD došlo kvůli vysokému přítoku roztáté vody pravděpodobně k zastavení tvorby NADW jako při Heinrichových událostech. Nicméně dle studie S. Rahmstorfa se zdá nepravděpodobné, že by MD byl téměř stejně tak chladný jako předcházející Heinrichovy události během glaciálního maxima. V období MD byla již zvýšená hladina CO₂ v atmosféře a objem vnitrozemského ledu byl snížen.

Počátek období Mladšího dryasu zůstává předmětem diskusí. Od dlouho držení scénáře, že MD byl jednorázovou odlehlou hodnotou vyvolanou katastrofální záplavou vody proudící z rozpadajícího se Laurentidského ledového

příkrovu, se opustilo kvůli nedostatku jasných geomorfních důkazů ve správném čase. Existuje také teorie, že MD byl spuštěn dopadem komety. Tato domněnka se ale také neprosadila a místo ní, se dnes vědci přiklání k teorii, že spíše, než že by šlo o podivný jednorázový výskyt, je MD nedílnou součástí deglaciálních událostí, které přinesly poslední záchvěvy doby ledové v globálním měřítku (Broecker et al. 2010).

MD má podobné znaky jako D/O události. Předpokládá se, že tyto události byly výsledkem rychlých změn termohalinní cirkulace Atlantského oceánu (Broecker et al. 2010 ex Alley, 2007). Tyto události se objevují zejména v časech, kdy se tvorba hlubinných vod v severním Atlantiku zastavila, což umožnilo hromadění sladké vody na hladině oceánu. Během MD se tedy na povrchu moří vytvořila rozsáhlá ledová pokrývka, jejíž přítomnost blokovala uvolňování tepla přenášeného oceánem, směřovala západní větry na jižní trasu a odrážela přicházející sluneční svit. V důsledku toho nad severním Atlantikem a přilehlými pevninami převládaly chladné podmínky podobné Sibiři (Denton et al. 2005). Kompilací více než 100 proxy záznamů byl odhalen geografický rozsah tohoto ochlazení na celé severní polokouli, který se pohyboval od 2 °C do 5 °C pod teplotami předchozího Allerødského teplého období (Shakun, Carlson, 2010). Ochlazení severu mělo rozsáhlé následky, které se rozšířily i na jih do tropů, asijský monzun byl oslaben a pás tropického deště byl posunut na jih (Chiang, Bitz, 2005).

Nedávné výzkumy naznačují, že přibližně 170 let po počátečním ochlazení Evropy došlo k dramatické aridifikaci severní Evropy (Rach et al. 2014). Předpokládá se, že toto vysychání Evropy bylo způsobeno rozšiřováním mořského ledu na jih po počátečním ochlazení, které změnilo atmosférickou cirkulaci a distribuci srážek (Palter, 2015). Nespočet proxy záznamů z jader sedimentů naznačuje, že změny v transportu Gofského proudu se shodují s výkyvy evropského klimatu za posledních 15 tisíc let (Huybers, Wunsch, 2010) a že během MD byl hluboký severní Atlantik naplněn vodami s vysokým obsahem živin (Palter, 2015 ex. Boyle, Keigwin, 1987), což je indikátor toho, že tato oblast oceánu byla pomaleji promíchávána větrem, a tím byl transport AMOC snížen.

MD skončil přibližně před 11,5 tisíci lety náhlým oteplením o několik stupňů během několika desetiletí (McManus et al. 2004).

5. Severoatlantická a jižní oscilace

5.1 Severoatlantická oscilace

NAO neboli severoatlantická oscilace je jedním z nejvýrazněji se opakujících dějů atmosférické cirkulace. Jde o cyklický klimatický jev přenosu atmosférických mas rovnoběžkovým směrem nad severním Atlantikem. Je způsobený rozdílem tlaků mezi trvalou tlakovou výší nad Azorami a trvalou tlakovou níží nad Islandem. Řídí proměnlivost klimatu od východního pobřeží Spojených států po Sibiř a od Arktidy po subtropický Atlantik, a to především během chladných měsíců boreální zimy, kdy je nejvýraznější (NOAA ©2023).

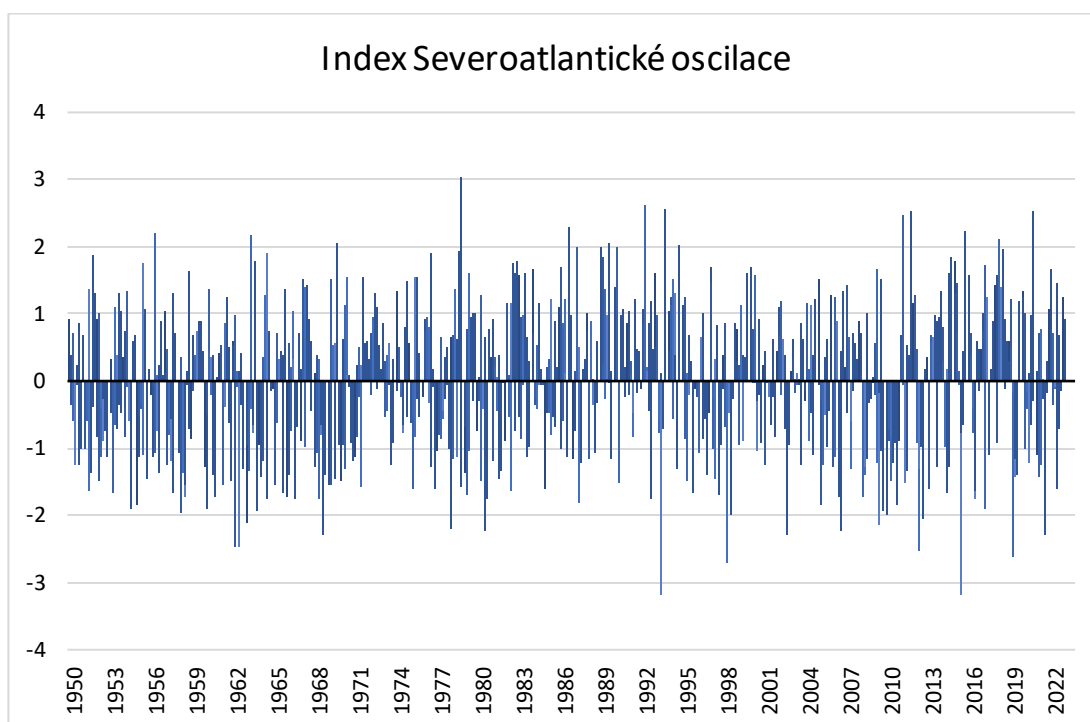
NAO je jedním z nejstarších známých světových vzorů počasí. Jeho první popisy pocházejí již od skandinávských mořeplavců z doby před několika staletími. Pro klasifikaci intenzity tohoto klimatického děje bylo vytvořeno několik různých indexů. První NAO index vytvořil britský meteorolog G. T. Walker spolu s E. W. Blissem. Odvozovali ho z SST (měřeno na 5 stanicích) a SLP (měřeno na 4 stanicích) (Jianping, Wang, 2003 ex. Walker, Bliss, 1932). Následovalo několik zjednodušení tohoto indexu. Všechny z nich ale pracují s normalizovanou hodnotou SLP mezi subtropickou tlakovou výší (Azory) a subpolární níží (Island) a teplotou (Jianping, Wang, 2003).

NAO má různě dlouhé délky cyklu, nejčastěji je to 7 let, jindy trvá i desetiletí, a nebo je naopak výrazně kratší. Tyto cykly se skládají z 2 hlavních fází – pozitivní a negativní. Výkyvy z jedné fáze do druhé jsou příčinou velkých změn průměrné rychlosti a směru větru nad Atlantikem, přenosu tepla a vlhkosti mezi Atlantikem a pevninou a intenzitou a četností bouří (Hurrell et al. 2003). Obě tyto fáze jsou spojovány se změnami v intenzitě severoatlantického proudu ale také se změnami normálních vzorců zonálního (ve směru podél rovnoběžek) a meridionálního (podél poledníků) proudění. To má za následek změny teplot a úhrnu srážek nejen v Evropě, ale také v Asii nebo v Severní Americe a Grónsku (Pokorná, Huth, 2015).

Silná pozitivní fáze je spojována s nižšími teplotami v jižní a střední Evropě a s větším srážkovým úhrnem nad Skandinávií. Naopak pro jižní a střední Evropu tato fáze znamená menší výskyt srážek. Celkově tato fáze indikuje vlhčí počasí, mírné zimy a chladná léta. V období velkého rozdílu tlaku Islandská tlaková níže dosahuje jihozápadním směrem až ke břehům Severní Ameriky, kde blokuje arktický vzduch a drží ho dále od východního pobřeží. Pokud se NAO spojí s jevem El Niño, může v zimě přinést do severovýchodní části Spojených států a jihovýchodní části Kanady značné oteplení. V opačném případě umožňuje arktickým masám vzduchu postup

jižním směrem a sněhové bouře a nízké teploty mohou sahat až po Floridu. Během silných negativních fází NAO jsou tyto vzorce pozorovány opačné. Evropské teploty v létě i v zimě dosahují extrémních hodnot a výskyt srážek je podprůměrný. Negativní fáze také posouvá cyklonální proudění blíže ke Středomoří a přináší tak bouřky a srážky do oblasti severní Afriky (NOAA ©2023).

NAO má značnou meziroční variabilitu. Při zvláště dlouhých obdobích, kterým dominuje určitá fáze NAO jsou často pozorovány abnormální teploty a rozmístění srážek (NOAA ©2023).



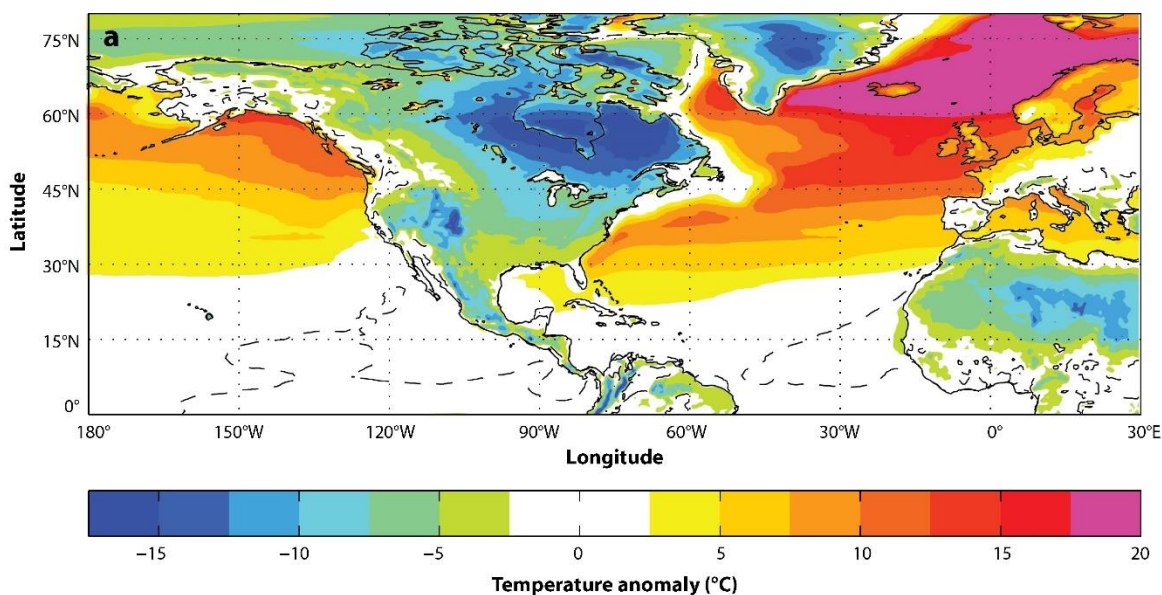
Obrázek 6: Měsíční hodnoty indexu NAO od roku 1950 do února roku 2023 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

5.1.1 Golský proud

Golský proud začíná u mysu Hatteras, kde Floridský proud přestává sledovat kontinentální šelf. Pozice proudu vůči pevnině se v průběhu roku mění, na podzim se posouvá na sever, zatímco v zimě a brzy na jaře se posouvá na jih (Kelly, Gille, 1990). Od mysu Hatteras se transport GP téměř zdvojnásobuje (Hall, Fofonoff, 1993). Rychlost GP je nejvyšší blízko hladiny, s maximální rychlostí okolo 9 km za hodinu. Jeho průměrná rychlost je však 6,4 km za hodinu a při rozšiřování na sever se zpomaluje až na rychlost asi 1,6 km za hodinu. Celkem GP přepravuje větší množství vody, než jaké přenášejí všechny světové řeky dohromady (NOAA ©2023).

GP nese teplé zpětné proudění větrem poháněné subtropické cirkulace Atlantiku a Atlantické poledníkové převrácené cirkulace (AMOC) směrem k severnímu pólu. Toto severní proudění pohání značný meridionální přenos tepla. Transport tepla Golským proudem hluboce ovlivňuje klima celé severní polokoule, a tím i klima Evropy. Vliv GP je umožňován zpětnovazebnými procesy mezi oceánem, atmosférou a kryosférou. Variabilita přenosu tepla GP se projevuje ve změnách evropských teplot, srážek i výskytu bouří. Kvůli antropogennímu urychlování změny klimatu se předpokládá oslabení AMOC a s tím souvisejících změn evropského klimatu. Velikost tohoto oslabení je však nejistá a tím také klesá předvídatelnost budoucího klimatu v Evropě (Palter, 2015).

Zimní teploty vzduchu jsou v západní Evropě až o 10 °C vyšší než zonální průměr v ekvivalentních zeměpisných šířkách (obrázek 7). Toto teplo pochází ze západních větrů, které ho odebírají a přenášejí z teplého GP a jeho rozšíření – Severoatlantického proudu (Palter, 2015).

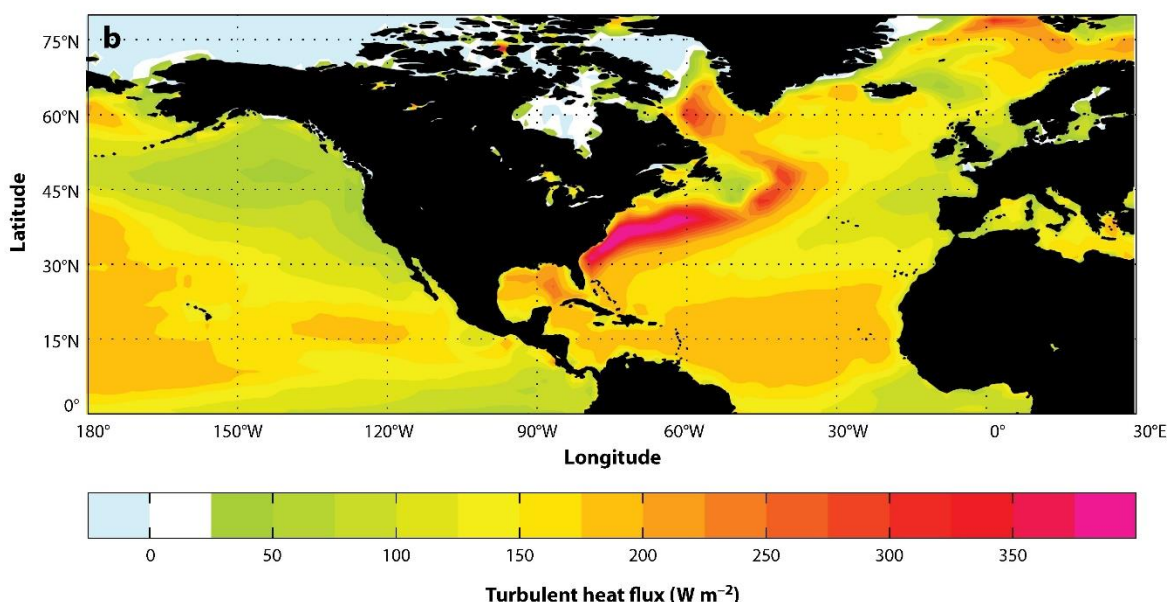


Obrázek 7: Rozložení lednových teplot v severním Atlantiku, Evropě a Severní Americe (J. B. Palter, 2015). Lednové klimatologické anomálie povrchové teploty ve vztahu ke globálnímu zonálnímu průměru, sestavené z dat reanalýzy za roky 1981-2009 z amerických Národních center pro environmentální předpovědi (NCEP) (S. Saha et al. 2010).

Transport tepla GP je zodpovědný za 20-30 % celkového přenosu tepla na oblasti okolo 26° severní šířky (Bryden, Imawaki, 2001). Dále na sever tento podíl celkového přenosu tepla klesá, přesto existuje dostatek důkazů o souvislosti mezi zpomalením transportu GP a synchronními obdobími anomálního evropského ochlazování v geologických časových měřítcích.

Golský proud přenáší slané vody z oblastí rovníku na sever. Tento přenos zabraňuje hromadění sladké vody z ledovců ve vysokých zeměpisných šířkách

a s tím spojenému růstu mořského ledu. GP zajišťuje zpětný tok dvou cirkulačních režimů: Severoatlantické cirkulace (NAO) a Atlantické poledníkové převrácené cirkulace (AMOC). NAO je převážně řízená větrem. Velké působení větrů pohání transport před jižní část cirkulace a GP zajišťuje dokončení cyklu NAO u severního pólu a zpětný přenos směrem k rovníku. Tento princip má GP podobný všem subtropickým západním hraničním proudům. GP je však výjimečný v tom, že obsahuje také průtokovou složku, která se neobrací zpět k rovníku, ale pokračuje směrem k pólu jako mělká větev AMOC (Rayner et al. 2011). Tato relativně teplá složka GP se nakonec dostane do subpolárních zeměpisných šířek a do Severských moří, kde se díky výměně tepla s atmosférou a mořským ledem přemění na hlubinnou vodu v severním Atlantiku, která se přidává do hluboké části AMOC (Hansen, Østerhus, 2000).



Obrázek 8: Lednový klimatologický přenos tepla pomocí tepelného turbulentního proudění přes rozhraní oceánu a atmosféry. Z dat NCEP za roky 1981-2009 (S. Saha et al. 2010). Kladný tok indikuje oteplování atmosféry (J. B. Palter, 2015).

5.2 Jižní oscilace

Při cyklu El Niño – jižní oscilace se střídají teplé události El Niño a studené události La Niña. Mezi nimi nastává neutrální fáze. Tento cyklus je nejsilnějším zdrojem meziroční proměnlivosti klimatu na Zemi, jak vyplývá z nedávného výskytu události El Niño v letech 2015/2016 (Blunden, Arndt, 2016). V subtropických šířkách západního pobřeží Jižní Ameriky, za normálních podmínek neutrální fáze ENSO, převažuje vysoký tlak vzduchu kvůli havajské tlakové výši. Na rozdíl od oblasti západního Pacifiku, kde se kvůli vysokým teplotám vzduchu celoročně udržuje indonéská tlaková níže. Dochází zde k vysokému výparu a tento stoupající vzduch je

díky obsahu vodních par zdrojem častých srážkových úhrnů. Pokud tlak v jižním Pacifiku roste, tlak v indonéské oblasti Tichého oceánu klesá a naopak. Kvůli takovému rozdělení tlakového pole vznikají silné jihovýchodní pasáty, směřující podél rovníku. Tím vzniká cirkulace začínající jihovýchodními pasáty, které pohání vodní masy západním směrem dále od západního pobřeží Jižní Ameriky. Místo nich zde vystupují chladné a na živiny bohaté vody z hlubin ve formě Peruánského proudu. Teplé vody, které se nashromáždí v západní části Tichého oceánu vytváří tzv. teplý pacifický bazén a spolu s vysokými teplotami vzduchu umožňují intenzivní výpar a silné srážky. Značný rozdíl v SST mezi západním a východním Pacifikem se odráží také v teplotní stratifikaci oceánské vody. Teplotní skočná vrstva (termoklina) se pod teplým pacifickým bazénem nachází v hloubce větší než 100 metrů. V oblasti východního Pacifiku je to však jen cca 30 centimetrů. Část vzduchu obsahující vodní páry pokračuje nazpátek ke břehům Jižní Ameriky, ale kvůli ostře skloněné vrstvě pasátové inverze není umožněno vodní parou nasycenému vzduchu zkondenzovat nad pevninou, nad kterou se tak dostávají pouze mlhy. Když je tlak v indonéské cykloně vyšší a tlak v havajské anticykloně nižší, klesá tlakový gradient, pasáty podél rovníku slábnou a může nastat jev El Niño. Když se gradient zvýší, rovníkové pasáty a Peruánský proud zesilují a nastává jev La Niña (Ruda, 2014).

Celý tento děj probíhá v tzv. Walkerově cirkulační buňce, pojmenované po již zmiňovaném Siru Gilbertu T. Walkerovi. Ten se svým kolegou E. W. Blissem zjistil, že na jižní polokouli je mechanismus, který způsobuje proudění monzunů kvůli rozdílu horizontálního tlakového gradientu, daleko výraznější než na severní polokouli. Walker pozoroval narušení normálních podmínek v tropickém pásmu Pacifiku a rozpoznal tak, že teplý proud vody, který směřoval k jihoamerickému západnímu pobřeží je doprovázen východo–západním kolísáním atmosférického tlaku. Tyto meziroční výkyvy v tropickém SLP mezi západním a východním Pacifikem, které spočívají v oslabování a zesilování pasátů nad tropickým Pacifikem, nazval jižní oscilací (Ruda, 2014). Walkerova jižní cirkulace se skládá z povrchových pasátů vanoucích z východu na západ přes tropický Tichý oceán, stoupajícího vzduchu v tropickém západním Pacifiku, větrů z vyšších úrovní vanoucích ze západu na východ a klesajícího vzduchu, který se vrací zpět na hladinu v tropickém východním Pacifiku (Wang et al. 2016). Walker však nenalezl spojení mezi těmito výkyvy a změnami v Tichém oceánu, a tedy ani s jevem El Niño. To se povedlo až v 60. letech minulého století norskému fyzikovi a meteorologovi Jacobu Bjerknesovi, který poprvé popsal celý systém, který je dnes nazýván El Niño – jižní oscilace

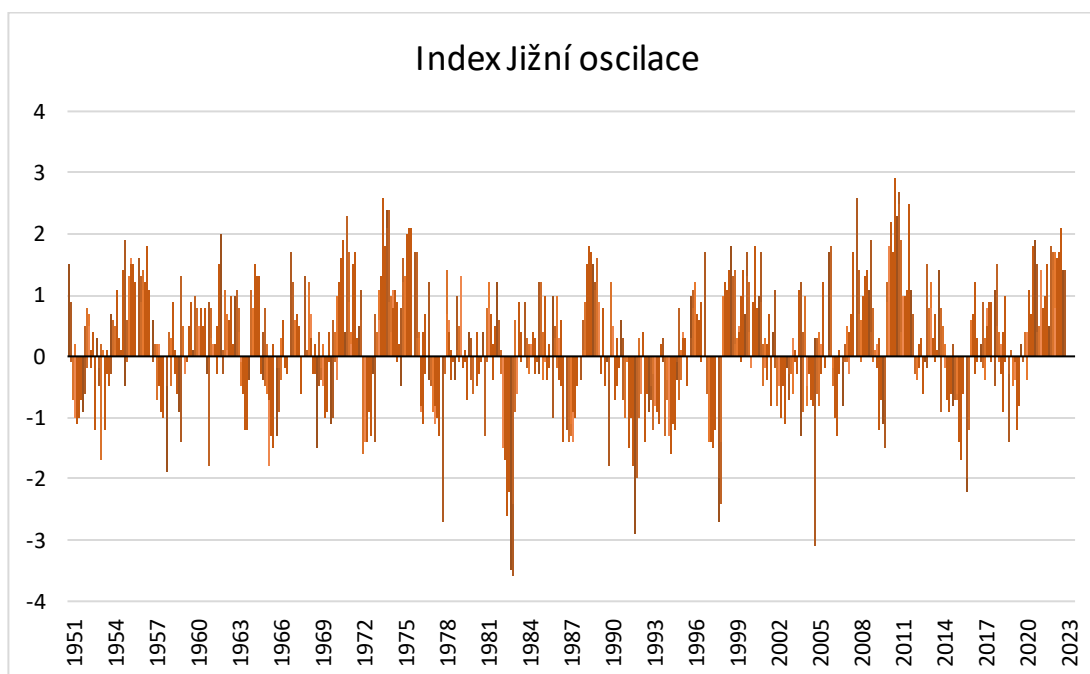
(ENSO). El Niño představuje oceánskou část systému ENSO, Jižní oscilace zastupuje tu atmosférickou (L'Heureux, 2014).

Jižní oscilace je složkou jevu El Niño, její síla je poměřována Indexem jižní oscilace (SOI) a počítá se vzorcem z obrázku 9, kde $sSLP$ značí standardizovanou hodnotu SLP z Tahiti a Darwinu a měsíční σ standardní odchylku (Ropelewski, Jones, 1987). Kladná hodnota SOI znamená teplou fázi, a tedy podmínky spojené s jevem El Niño. Záporná hodnota SOI indikuje studenou fázi spojenou s jevem La Niña (Ruda, 2014). Negativní fáze SOI představuje podnormální tlak vzduchu na Tahiti a nadnormální tlak vzduchu v Darwinu. Prodloužená období jedné fáze se shodují s abnormálně teplými/studenými oceánskými vodami ve východním tropickém Pacifiku typickými pro fáze El Niño/La Niña (NOAA ©2023).

$$SOI = \frac{\left(sSLP_{Tahiti} - sSLP_{Darwin} \right)}{\sigma_{monthly}}$$

Obrázek 9: Vzorec pro výpočet SOI (NOAA ©2023)

ENSO nepravidelně kolísá mezi svou teplou a studenou fází, vrcholí v boreální zimě a opakuje se každých 2–7 let.



Obrázek 10: Měsíční hodnoty indexu SOI od roku 1951 do února roku 2023 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

ENSO má sice původ v tropickém Pacifiku, jeho environmentální a socioekonomické dopady jsou však pociťovány napříč celým světem. Díky Peruánskému proudy, který z hlubin oceánu vynáší velké množství živin jsou oblasti západního pobřeží Jižní Ameriky bohatými lovišti ryb. Země Jižní Ameriky jsou na rybolovu závislé (Ruda, 2014). Výrazné globální dopady ENSO jsou rozšířeny na pozemská i mořská stanoviště, dostupnost vody, potravinovou bezpečnost a ekonomickou a sociální stabilitu (Cashin et al. 2017).

5.2.1 El Niño

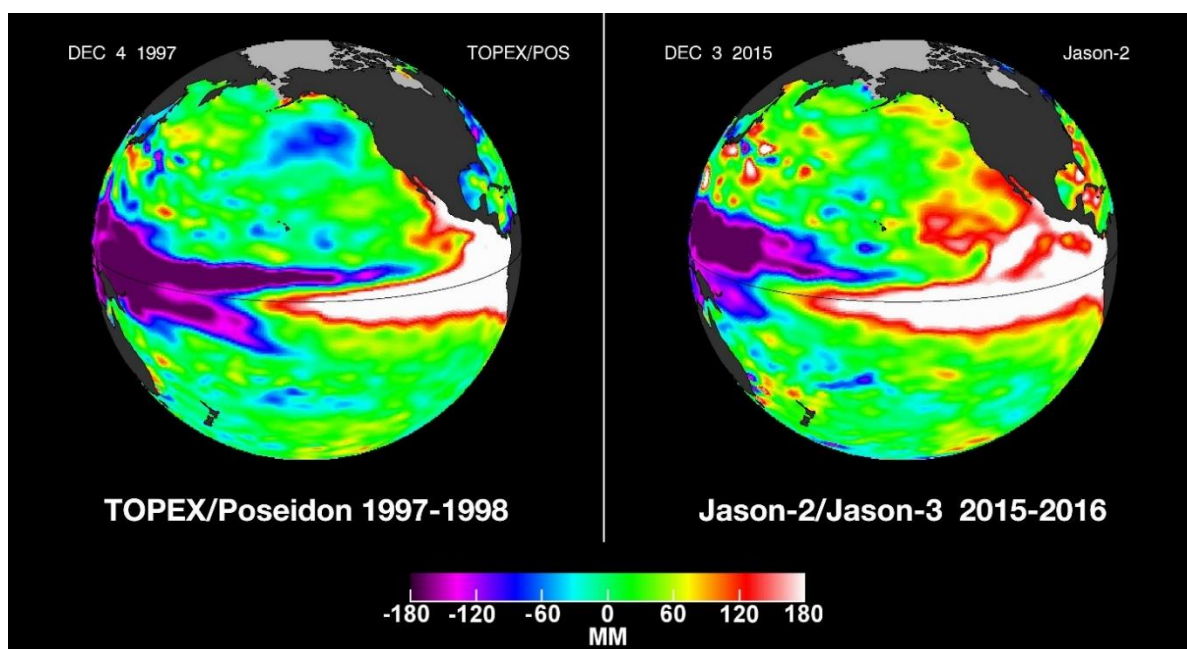
Nástup teplé fáze El Niño nastává, když dochází ke snižování rozdíl tlaku mezi oblastí tlakové níže v západním Pacifiku a tlakové výše ve východním Pacifiku. Bjerknes (1969) poprvé předpokládal, že interakce mezi atmosférou a rovníkovým východním Pacifikem způsobuje El Niño. Podle něj počáteční pozitivní odchylka SST v rovníkovém východním Pacifiku snižuje východo-západní variabilitu SST a tím i sílu Walkerovy cirkulace. Narušením Walkerovy cirkulační buňky slábnou jihovýchodní pasáty (při extrémně silném projevu mohou vát i opačným směrem). Slabší pasáty dále řídí změny oceánské cirkulace, které posilují odchylku SST (Wang et al. 2016). Teplá voda, nahromaděná v teplém pacifickém bazénu se díky Rovníkovému protiproudu začíná přesouvat k západnímu pobřeží Jižní Ameriky. Tento přesun začíná během teplé fáze ENSO v září a jihoamerických břehů dosahuje v prosinci až v lednu. Hodnota SST u břehů Jižní Ameriky roste až o 10 °C a kvůli tepelné expanzi se hladina zvyšuje až o 20 centimetrů. V důsledku nahromadění teplé vody dochází k poklesu termokliny do větších hloubek. Hloubka termokliny u jihoamerického pobřeží se tím téměř vyrovná hloubce termokliny v západní části Tichého oceánu a následkem toho dochází k zeslabování výstupného proudění. Mohou se objevovat i sestupné proudy a nad území tichomořského pobřeží Jižní Ameriky se přemísťuje oblast nízkého tlaku spojená s výskytem dodatečných srážek a podmínek pro vznik tropických cyklón. Na opačném konci ENSO je Indonéska tlaková níže vystřídána tlakovou výší, která přináší do severní Austrálie období sucha (Ruda, 2014).

Na peruánsko-chilském pobřeží vyšší úhrny srážek a celkové oteplení vedou ke vzniku povodní a s nimi spojeným sesuvům půdy. Za normálních podmínek je v těchto oblastech velmi sucho. K povodním dochází především od února do dubna. Do oblasti amazonské pánve a střední Ameriky nástup fáze El Niño naopak přináší sušší a teplejší počasí. Největší změny se však dějí přímo v moři. Zastavení výstupného proudění má silný vliv na populační dynamiku velkých rybích populací, jako jsou sardinky, tuňáci nebo ančovičky, které jsou základem pro světový komerční rybolov. Ubývají ale populace všech ryb (Bakun, Broad, 2003). Události El Niño

výrazně snižují globální úložiště CO₂ v půdě, což vede k vysokému růstu atmosférického CO₂ (LeQuéré et al. 2018). El Niño zvyšuje suchu v amazonském pralese, což dále vede ke zvýšené úmrtnosti stromů a tím ke snížení ukládání uhlíku (Yang et al. 2018), ale také ke vzniku rozsáhlých požárů, zejména v jihovýchodní Asii (Bowman et al. 2009).

Důsledky jevu El Niño jsou ale patrné nejen na území Jižní Ameriky. Je dokázáno, že v důsledku teplé fáze ENSO se častěji tvoří tropické cyklony pohybující se po neobvyklých drahách. Kvůli vyššímu úhrnu srážek vznikají záplavy i v povodí řeky Mississippi v USA. Povodně na této řece patří mezi nejnákladnější katastrofy související s klimatem (Munoz, Dee, 2017). Naopak v Austrálii, jihovýchodní Africe, v Indonésii nebo v indickém vnitrozemí způsobuje El Niño velká sucha a požáry (Baudoin et al. 2017).

Dopady mají tendenci být celkově dramatičtější během extrémních fází El Niño např. 1982/1983 nebo 1997/1998, což se promítá do ekonomických ztrát a rozsáhlých degradací životního prostředí (Changnon, 2001). El Niño si v letech 1997/1998 vyžádalo desítky tisíc lidských životů po celém světě a ekonomické ztráty v řádu desítek miliard USD (McPhaden et al. 2006). Došlo k narušení životního prostředí jako jsou ničivé záplavy v Peru (Vos et al. 1999), masové bělení korálů (Aronson et al. 2000) nebo velká sucha a lesní požáry v jihovýchodní Asii (Murty et al. 2000).



Obrázek 11: Srovnání anomálií výšky hladiny Tichého oceánu během událostí 2015/2016 se slavným jevem El Niño 1997/1998. Vytvořeno z dat shromážděných družicemi TOPEX/Poseidon (1997-1998) a OSTM/Jason-2 (2015-2016) (NASA JPL Caltech ©2023).

Poslední velmi silná epizoda El Niño (tzv. Super El Niño) se projevila v letech 2015/2016. Patřila k nejsilnějším od 50. let 20. století, byla spojena s rekordními teplotami a zdvojnásobením oblastí vystavených anomáliím sucha (ve srovnání s El Niño v letech 1997/1998 – viz Obrázek 11) (Jiménez-Muñoz et al. 2016). Vlivem El Niño 2015/2016 se vytvořilo v neobvykle teplém centrálním Pacifiku 15 tropických cyklón, tedy třikrát více, než průměrně za období 1981-2010. Během srpna 2015 se v Pacifiku udržovaly naráz 4 hurikány čtvrté kategorie. Takový jev do té doby nebyl nikdy zaznamenán. Zároveň podle nových studií El Niño v letech 2015/2016 přispělo v kombinaci s globálními změnami klimatu k faktu, že rok 2016 byl nejteplejším rokem v historii. Průměrná globální hladina moří vzrostla o 7 mm kvůli tepelné roztažnosti. V roce 2015 zasáhla Karibik a Etiopii extrémní sucha, a naopak Paraguay a Uruguay postihly jedny z nejničivějších povodní za několik posledních desetiletí (Milton, 2017).

5.2.2 La Niña

Chladná fáze ENSO nastává po odeznění fáze El Niño, kdy jsou zesíleny jihovýchodní pasáty, které následně odtlačují větší množství teplé vody od Jižní Ameriky k Asii, způsobují zesílení studeného Peruánského proudu a vzestup studené vody u západního pobřeží Severní a Jižní Ameriky. Díky tomu se termoklina ve východní části Tichého oceánu přibližuje blízko k hladině a z východního Pacifiku se směrem na západ táhne větev chladné oceánské vody pocházející ze zesíleného výstupného proudění. Při této fázi tedy dochází k zesílení neutrální fáze ENSO. Ve vodách Tichého oceánu u jihoamerického pobřeží je tak ještě více živin, které ovlivňují mořský život.

Důsledky studené fáze ENSO zahrnují zesílené období sucha na peruánsko-chilském pobřeží, které je od června do září doplněno nižšími teplotami. Mezi prosincem a únorem dosahují srážky v severní části Brazílie a ve středních oblastech USA vyšších hodnot, na rozdíl od jihu USA, kde jsou srážky v tuto dobu podprůměrné. V Asii se posouvají tropické cyklóny západním směrem a dochází k nadprůměrným srážkovým úhrnům během monzunů (Ruda, 2014).

6. Způsob pozorování a průzkum mořských proudů

Oceánské proudy ovlivňují téměř jakýkoliv proces probíhající v oceánu a mají velký význam pro navigaci a aktivity na moři. Je tedy nutné, aby meteorologové, oceánografové, správci pobřežních a rybářských oblastí stejně jako agentury související s mořem a lodní společnosti měli aktuální informace o oceánských a pobřežních proudech. V lodní dopravě jsou tyto informace klíčové pro snížení nákladů na dopravu a vyhýbání se silným bouřím a přírodním katastrofám. Například

Labradorský proud, který směřuje na jih od Severního ledového oceánu je známý přesouváním ledovců do tras lodí v severním Atlantiku (Klemas, 2012).

První metody k pozorování proudů se začaly objevovat během 18. století. Mezi ně patří například Lagrangeova metoda měření oceánských proudů pojmenovaná po matematikovi J. L. Lagrangeovi, který jako první popsal dráhu tekutin. Metoda spočívá v umístění plovoucího předmětu tak, aby se vzdaloval od výchozí polohy. Když je předmět lokalizován a vypořádan, vzdálenost, čas a směr, kterým odplaval, se použijí k výpočtu rychlosti (intenzity) a směru proudu. Euleriánská metoda pojmenovaná po švýcarském matematikovi L. Eulerovi, spočívá naopak v umístění pevného nástroje na místo na dně. Voda proudí skrz přístroj a ten měří rychlost a směr tekutiny v daném bodě. V daném bodě mohou být generovány časové řady za účelem získání trendů proudění. Dnes tuto metodu využívají vědci za pomoci elektromagnetických měřičů proudů, akustického Dopplerova proudového profilovače nebo vysokofrekvenčních radarů (OceanDrivers ©2023).

Norský oceánograf a meteorolog H. U. Sverdrup ve své studii přišel s teorií, jak počítat intenzitu mořských proudů pomocí výpočtu objemu mořské vody přepravené v čase. Její jednotkou se stal 1 Sv (sverdrup) po jejím objeviteli a rovná se jednomu milionu kubických metrů přepravených za sekundu. Stálé oceánské proudy jsou počítány z pozorovaného rozložení hustoty. Je tomu tak za předpokladu, že horizontální tlakový gradient je vyvážen Coriolisovou silou a že horizontální rychlosti a horizontální tlakový gradient mizí v mírné hloubce pod hladinou moře. Při výpočtu proudů se zanedbává zrychlení a třecí síly (Sverdrup, 1947).

Pozorování a předpověď proudů jsou ale stále obtížné. Žádný pozorovací systém není schopen poskytnout přímá měření globálních oceánských proudů pomocí synoptické meteorologie. Místo toho se používají data o výšce mořské hladiny, SST a v dynamických rámcích se odvozuje rychlost. Asimilace rychlostí do numerických modelů oceánské cirkulace je obtížná především kvůli nedostatku údajů (Fontanet et al. 2017).

Dnešní pozorovací systémy rychlosti oceánu lze rozdělit podle rozsahu na globální a pobřežní. V celosvětovém měřítku jsou poskytována pozorování z kotvicích nástrojů, které se nacházejí většinou poblíž a podél pobřeží, zejména na severní polokouli (Scott et al. 2010). Tato kotviště jsou obvykle seskupená a tvoří pole bodových proudových měřičů nebo proudových profilů ze dna oceánu, které poskytují omezený časový rozsah a jsou soustředěny v horních 100 m (Holloway et al. 2011). Pole proudových měřičů a pobřežních radarů mohou poskytovat měření

proudů pouze v místním měřítku. K mapování povrchových proudů a jejich vlivu na životní prostředí ve velkých oceánských nebo pobřežních oblastech je nutné použít satelitní dálkové senzory (Ikeda, Dobson, 1995). Vzorce proudů, jako je Golský proud, jsou mapovány pomocí satelitních infračervených skenerů (Klemas, 2012).

Je prokázáno, že povrchové oceánské proudy lze přímo měřit s využitím Dopplerova jevu, tj. frekvenčního posunu emitované elektromagnetické vlny v důsledku pohybu mezi zářičem a mořskou hladinou. Tento jev je využíván k získávání aktuálních informací z měření satelitů pomocí radaru se syntetickou aperturou (SAR) (Chapron et al. 2005) a z pobřežních vysokofrekvenčních radarových stanic (Fontanet et al. 2017 ex Paduan, Washburn, 2013). Dnes je několik misí vesmírných agentur jako je NASA nebo ESA schopno měřit Dopplerův posun. Postupně od roku 1992 družice TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 a Jason-3 úspěšně používají vesmírné radarové výškoměry ke sběru dat výšky mořské hladiny ve všech světových oceánech (NASA JPL Caltech ©2023).

Rozsah a pohyb plastových ostrovů a dalších znečišťujících látek, jako jsou ropné skvrny, lze sledovat pomocí leteckých a satelitních senzorů (Klemas, 2010). Sledování může zabránit v šíření těchto látek do dalších částí moří.

6.1 Argo

Způsobem získávání dat in-situ a pozorování oceánských proudů je program Argo, vytvořený mezinárodním týmem vědců v roce 2000, kteří rozmístili přes 3 tisíce plovoucích robotických bójí po oceánech celého světa. Bóje se nechávají unášet mořskými proudy a pohybují se nahoru a dolů mezi hladinou a střední vrstvou vodního sloupce. Každý z těchto plováků stráví téměř celý svůj život (který může být až 10 let dlouhý) pod hladinou. Jsou vybaveny senzory pro sledování kolísání teploty a salinity v horních vrstvách oceánu a přenášejí data přes satelity na oběžné dráze téměř v reálném čase do laboratoří na pevnině. Salinita se dnes určuje měřením vodivosti mořské vody (Argo ©2023).

Údaje, které Argo shromažďuje, popisují teplotu, salinitu a některé z bójí měří i další vlastnosti popisující biologickou nebo chemickou stránku oceánů. Hlavním důvodem pro sběr takových dat je lepší porozumění role oceánů v zemském klimatu a schopnost lépe odhadovat, jak se v budoucnu bude klima měnit (Argo ©2023). Cílová prostorová hustota plováků je jedna Argo bóje rozmístěna zhruba každé 3 stupně (300 km) (Hosoda et al. 2008). V roce 2020 Argo shromažďovalo 12 tisíc

datových profilů každý měsíc. Žádnou jinou metodou zatím není možné shromáždit takové množství dat z vrstev pod mořskou hladinou.

Každá bóje stojí mezi 20 a 150 tisíci USD v závislosti na technické specifikaci určitého plováku. Bóje jsou spouštěny z lodí a jejich hmotnost je pečlivě nastavena tak, aby se při potápění nakonec ustálila na předem nastavené úrovni, obvykle 1 km. Za 10 dní vnitřní čerpadlo poháněné baterií převede olej mezi nádrží bóje a vnějším měchýřem. Plovák díky tomu nejprve klesne do hloubky 2 km a poté se vrací k hladině, zatímco měří vlastnosti vody. Jakmile je plovák na hladině, prostřednictvím GPS určí svou polohu a poté začne komunikovat pomocí satelitů. Data jsou přenášena do satelitů a dále do přijímacích stanic na pobřeží. Bóje během intervalu na hladině, který je většinou dlouhý 15 minut až jednu hodinu, přijme nové pokyny ke své misi a poté se noří zpátky do hloubky 1 kilometru a tento 10denní cyklus se opakuje, dokud se nevybije baterie v plováku. Většinu času stráví bóje unášením spolu s hlubokými mořskými proudy.

Plováky odesílají data do regionálních datových center, kde jsou podrobena přísné kontrole kvality a poté předána 2 globálním datovým centrům, kde k nim má přístup kdokoli, kdo je chce používat. Základním pravidlem Argo je, že data jsou volně dostupná všem (Argo ©2023).

Volný přístup k datům znamená jejich široké využití. Argo například dopomohlo výrazně snížit nejistotu ohledně odhadů globálního ukládání tepla a tím i projekcí růstu hladiny moří. Změny salinity změřené bójemi umožňují studovat změny v globálních vzorcích srážek. Změny výšky mořské hladiny měřené bójemi (po zprůměrování přílivů a odlivů) závisí částečně na tání ledovců na zemských pólech a částečně na množství tepla uloženého v oceánech. Měření teploty pomocí Argo tedy umožňuje vypočítat, kolik tepla je v mořích uloženo a sledovat meziroční změny rozložení tepla s různou hloubkou a v různých oblastech. Na základě dat z Argo bójí vytvořil S. Hosoda et al. (2008) globální měsíční datové sady o teplotě a salinitě, které jsou volně dostupné pod Japonskou agenturou pro celosvětovou námořní vědu a technologii (JAMSTEC). Hernández-Guerra et al. (2010) ve své studii použil Argo data k výpočtům pro AMOC do hloubky 1600 m v 5letém období 2003-2007.

Nedávné pokroky v technologii profilových plováků a přesnosti a stabilitě snímačů vodivosti-teploty-hloubky umožňují získat měřené hodnoty až do hloubky 6 kilometrů. Program Deep Argo pomůže pozorovat globální ukládání tepla v oceánech, hladinu sladkých vod a cirkulaci oceánů v plné hloubce. Dalším rozšířením programu Argo je

přidání sady chemických senzorů pro pochopení uhlíkového cyklu, efektu biologické pumpy a okyselování oceánů, v části Argo programu nazvaném Biogeochemical Argo (Jayne et al. 2017).

Bóje jsou provozovány 30 zeměmi světa a celý program Argo je součástí Globálního systému klimatologických pozorování (GCOS) a Globálního systému pozorování oceánu (GOOS). Kromě toho Argo přispívá projektu CLIVAR, který je součástí Světového programu pro výzkum klimatu (WCRP). Účelem tohoto projektu je porozumět proměnlivosti klimatu a snaha předvídat ho. Argo je také hlavním přispěvatelem do programu GODAE Ocean Predict, jehož posláním je zlepšit globální a regionální oceánské analýzy pro systémy předpovědí (Argo ©2023).

7. Dnes pozorované změny v oceánské cirkulaci

Jak již bylo řečeno, oceánská cirkulace přenáší teplo a živiny a je důležitá pro změnu klimatu a reakci mořských ekosystémů, které čelí oteplování v důsledku zvýšení obsahu skleníkových plynů v atmosféře (Moore et al. 2018). Proto je nezbytné sledovat činnost a pochopit klimatické děje spojené s oceánskou cirkulací a fungování oceánu jako části Zemského klimatu.

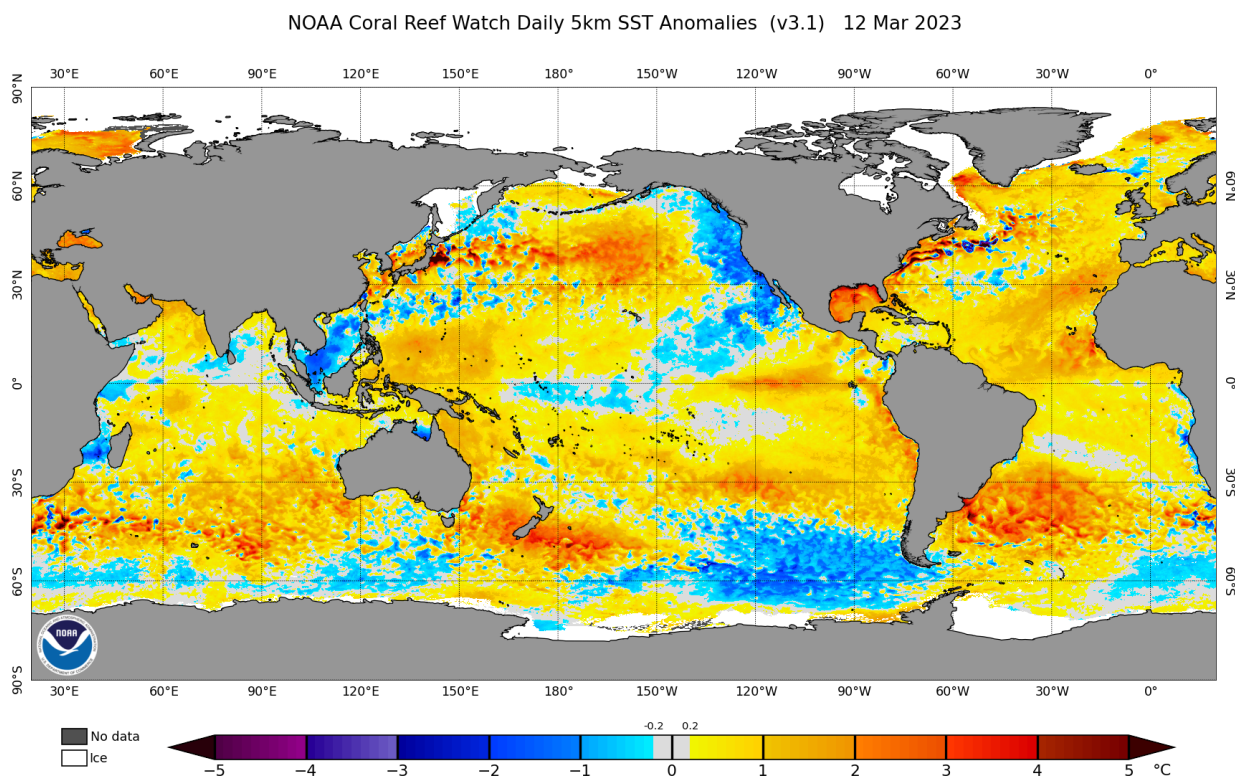
Studie z roku 2018 naznačuje, že svrchní vrstva povrchových mořských proudů od počátku 90. let zrychlila (Hu et al. 2020). Následné studie potvrdily slabý rostoucí trend střední kinetické energie na povrchu oceánů (Wunsch, 2020). Předpoklady, že zrychlení je způsobeno silnějšími větry nebylo potvrzeno (Tokinaga, Xie, 2011) a jako nejpravděpodobnější se zdá, že jde o důsledek zvýšené hodnoty SST. Zvýšená SST dominuje změně tepla v horních vrstvách oceánu (Marshall et al. 2015) a mohla by zesílit povrchovou cirkulaci v oteplujícím se klimatu (Wang et al. 2015). Oceán má tendenci se zahřívat odshora dolů, což vede k zúženým povrchovým vrstvám, kde voda proudí rychleji. Díky klimatickému modelu všech světových oceánů, vědci zjistili, že zvyšováním teploty se proudy zrychlily na více než 77 % povrchu oceánu. Jednou z výrazných výjimek byl Golský proud, který se pravděpodobně zpomaluje z nesouvisejícího důvodu; jak taje arktický led, ředí se slaná voda v severním Atlantiku a kvůli nižší hustotě méně klesá a tím méně pohání oceánskou cirkulaci (Peng et al. 2022).

Výsledky studie o zrychlování ovšem neplatí pro hlubinnou cirkulaci. Pro tu naopak platí, že snížená hodnota SSS v subpolárním Atlantiku zpomaluje AMOC (Caesar et al. 2018). Výsledky výzkumů tedy nepodporují hlubokomořské zrychlení. Místo toho je zrychlení horní vrstvy, vyvolané oteplováním hladiny v subtropických

gyrech a rovníkových oblastech doprovázeno zpomalením v dolní části termokliny, tedy části vodního sloupce, kde se projevuje hlubinná cirkulace (Peng et al. 2022).

Studie z roku 2022 potvrzuje historické klimatické modely pro roky 1900-2014 předpovídající průměrné zpomalení AMOC asi o 1 Sv na 30° severní šířky po roce 1980 (Latif et al. 2022). Protože nepřetržité přímé měření AMOC začalo až v roce 2004, dlouhodobější rekonstrukce musí být založena na proxy datech. Po dlouhém a relativně stabilním období došlo k počátku oslabování počínaje 19. stoletím, po kterém následoval druhý rychlejší pokles v polovině 20. století, což vedlo k dnešním podmínkám (Caesar et al. 2021). V současnosti je AMOC ve svém nejslabším stavu za více než tisíc let (Thornalley et al. 2018).

Klimatické modely předpovídají další podstatné zpomalení AMOC, v případě, že koncentrace skleníkových plynů v atmosféře budou i nadále nezadržitelně stoupat (Weijer et al. 2020). Podstatné zpomalení AMOC by mělo velké klimatické dopady, jako je změna vzorců srážek na pevnině (Liu et al. 2020), urychlení regionálního vzestupu hladiny moří (Landerer et al. 2007) a snížení pohlcování CO₂ oceánem.



Obrázek 12: NOAA Coral Reef Watch (CRW) denní globální změny mořské povrchové teploty, měří a zobrazuje rozdíl mezi dnešní SST a dlouhodobým průměrem. Stupnice se pohybuje od -5 do +5 °C. CRW je aktualizován každé odpoledne přibližně ve 13:30 východoamerického času (NOAA©2023). Zobrazená data jsou z 12.3.2023.

Oceán je největším úložištěm uhlíku na planetě a přirozeným systémem, který absorbuje přebytečný oxid uhličitý z atmosféry a ukládá jej. V chladnější vodě se

rozpouští více CO₂ než v teplé vodě (Keppler, Landschützer, 2019). Globální oteplování a zvyšování hodnoty SST tedy snižuje tuto funkci oceánu.

Zpomalení AMOC s sebou nese menší transport teplých vod do oblastí severního Atlantiku. Ochlazení SST v částech subpolárního severního Atlantiku může být příkladem a důsledkem zpomalení AMOC vyvolaného skleníkovými plyny a snížení souvisejícího oceánského přenosu tepla na sever (Gervais et al. 2018).

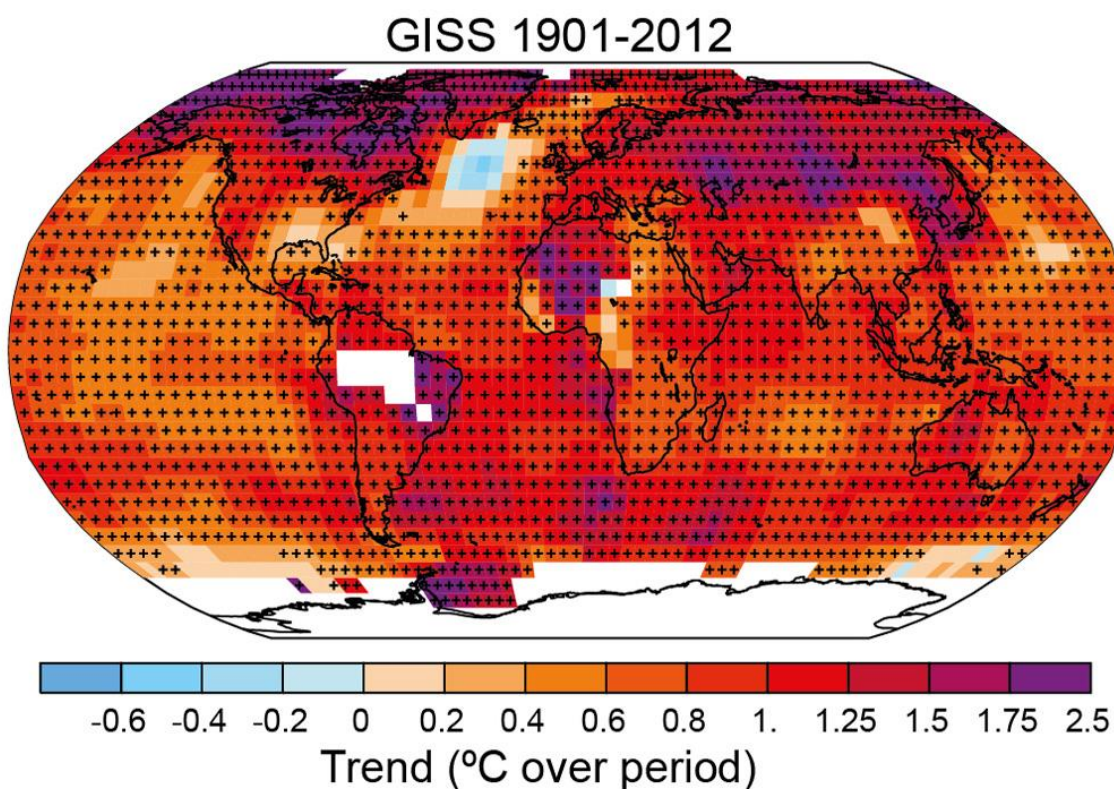
Dle další studie bylo zjištěno, že během období let 1925-2016 se celosvětová průměrná frekvence mořských vln veder zvýšila o 34 % a doba trvání o 17 %, což vedlo k nárůstu dnů za rok, během kterých vlna veder panovala, o 54 %. Tyto trendy lze z velké části vysvětlit zvýšením průměrných teplot oceánu, což naznačuje, že můžeme očekávat další růst těchto vln s pokračujícím globálním oteplováním (Oliver et al. 2018).

Výsledky ze studie publikované časopisem Science ukazují, že efekt oteplování mořské hladiny, jako robustní vlastnost antropogenní změny klimatu, dominuje a urychluje horní oceánské proudy v 77 % globálního oceánu. Zvýšená stratifikace zesiluje horní subtropické gyry a rovníkové proudy tím, že tyto systémy shlukuje, zatímco rozdílné oteplování mezi konvergentní zónou vzestupu jižního oceánu a oblastí na severu zrychluje povrchové zonální proudy v jižním oceánu. Narozdíl od působení větru a změn SSS ovlivňují regionální systémy mořských proudů. Studie také potvrzuje tvrzení, že zrychlení povrchových subtropických cirkulací a rovníkových proudů vyvolané oteplováním je spojeno se zpomalením hlubinné cirkulace (Peng et al. 2022).

Změny sil AMOC způsobují posun Golfského proudu směrem na sever. Posun teplé vody přenášené proudem vede k extrémnímu oteplení podél pobřeží USA a ochlazení na jih od tohoto oteplení (Caesar et al. 2018). Jsou tedy vědecké důkazy o tom, že dochází k ochlazení SST v oblasti subpolárního gyru a oteplení v oblasti Golfského proudu, které je v klimatickém modelu spojeno se snížením intenzity AMOC v reakci na rostoucí hladiny CO₂ v atmosféře (Saba et al. 2015).

Signály včasného varování pro nadcházející klimatické přechody nalezla studie z roku 2021 v osmi nezávislých indexech AMOC na základě pozorovaných údajů o teplotě mořské hladiny a salinitě z celé oblasti Atlantiku. Tyto výsledky obsahují prostorově konzistentní empirické důkazy, že v průběhu minulého století se AMOC mohla vyvinout z relativně stabilních podmínek do bodu blízkého kritickému přechodu (Boers, 2021).

Kromě podstatného oteplení vzduchu nad velkou částí severního Atlantiku, které je způsobeno nárůstem skleníkových plynů v průběhu 21. století, ukazují klimatické projekce překvapivou oblast značného budoucího ochlazení ve středních zeměpisných šířkách. Oblast je nazývána Severoatlantická díra v oteplování (NAWH) a rozvíjí se jižně od Grónska. Již dnes je v této oblasti pozorováno pouze malé oteplení nebo dokonce mírné ochlazení, pravděpodobně v důsledku poklesu transportu tepla na sever vyvolaného snížením intenzity AMOC. NAWH byla nalezena jak v historických pozorováních, tak v projekcích klimatických modelů (Sgubin et al. 2017). V nedávné studii bylo potvrzeno, že vznik NAWH a s ním spojený pokles tepelného toku od rovníku do severního Atlantiku je antropogenního původu (Chemke et al. 2020).



Obrázek 13: Pozorované změny globální povrchové teploty v letech 1901–2012 z teplotních záznamů NASA Goddardova institutu pro kosmický výzkum. Oranžové, červené a fialové stínování znamená oteplování, zatímco modré ochlazení. Černá znaménka + označují mířkové rámečky oblastí, ve kterých jsou trendy statisticky významné (Mezivládní panel pro změnu klimatu IPCC AR5 WG1, obrázek 2.21, 2013).

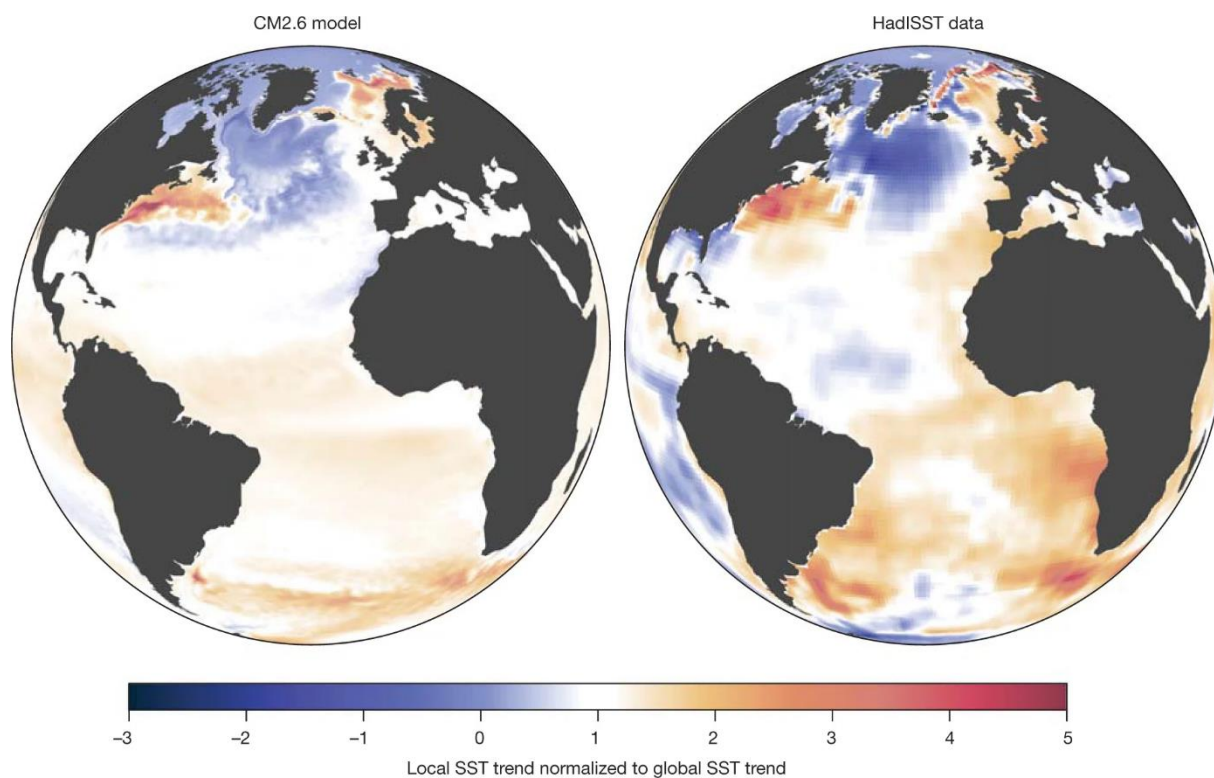
8. Náhled do budoucnosti

Na základě průzkumů historického vývoje oceánů spojeného se získáváním poznatků o odpovědích oceánské cirkulace na různé vlivy, moderního snímání dat in-situ a zaznamenávání a pozorování interakcí oceán-atmosféra, popsanych výše,

jsou vědci schopni vytvářet klimatické modely pro budoucí průběh cirkulace nebo pro možnost změny některých činitelů v tomto klimatickém vztahu.

Simulace CM2.6, ve které se atmosférický CO_2 zvyšoval o 1 % ročně během 70 let, dokud se nezdvynásobil a poté zůstal na této úrovni dalších 10 let, předpovídá zpomalení AMOC o přibližně 4 Sv. Tento rys doprovází nadprůměrné oteplování v okolí Gofského proudu, které je umocněno čtyř až pětinasobně oproti průměrnému globálnímu oteplování (Caesar et al. 2018).

Klimatický model se simulací zdvojnásobení atmosférického CO_2 ukazuje, že teplota v horní části oceánu (0-300 m) v severozápadním Atlantiku se zvyšuje téměř třikrát rychleji, než je celosvětový průměr. Toto zvýšené oteplování je doprovázeno zvýšením salinity v důsledku změny rozložení vodní hmoty, která souvisí s ústupem Labradorského proudu a posunem Gofského proudu na sever. Pozorování i klimatický model demonstrují silný vztah mezi slábnoucí AMOC a nárustem podílu vody z teplých a mírných svahů vstupující do šelfu severozápadního Atlantiku (Saba et al. 2015).



Obrázek 14: Vlevo, lineární trendy SST během experimentu se zdvojnásobením CO_2 pomocí klimatického modelu GFDL CM2.6. Vpravo, pozorované trendy v letech 1870-2016 (data HadISST). Teploty u obou souborů jsou normalizovány s příslušnými globálními průměrnými trendy SST během období listopad–květen. Modře značeno ochlazení nebo jen podprůměrné oteplení a červeně nadprůměrné oteplení (Caesar et al. 2018).

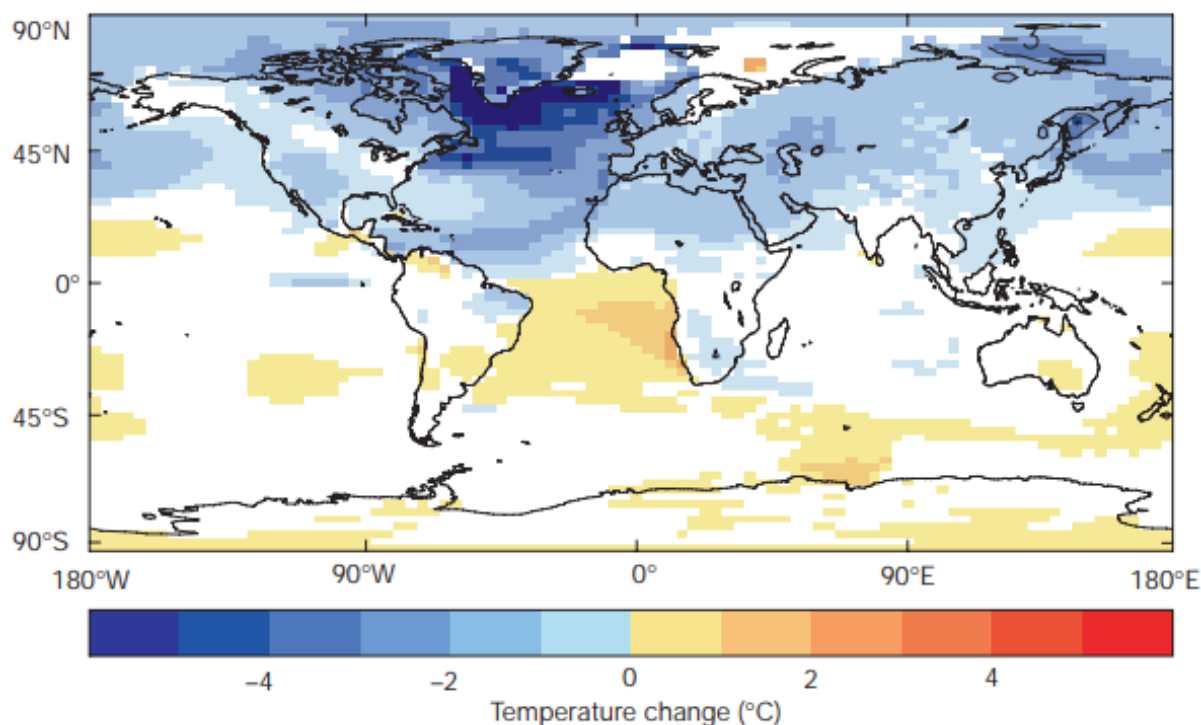
Většina klimatických modelů předpovídá mírné zpomalení, ale ne úplné vypnutí AMOC (Schmittner et al. 2005). Tento mezimodelový konsenzus může být dílem společných modelových zkreslení, které předpokládají stabilní AMOC. Pozorovací analýzy (Liu et al. 2014) ale naznačují, že AMOC je v nestabilním režimu, který je náchylný k velkým změnám v reakci na poruchy, což znamená, že AMOC se může v budoucnu „zapínat“ a „vypínat“ a přecházet mezi těmito režimy, jako tomu bylo v minulosti (Rahmstorf, 2002). Opravením modelových zkreslení, studie publikovaná v časopise Science ukazuje, že AMOC se zhroutí 300 let poté, co se koncentrace atmosférického CO₂ oproti úrovni z roku 1990 náhle zdvojnásobí. Ve srovnání s neopraveným modelem přináší kolaps AMOC velké a výrazně odlišné klimatické reakce, mezi které patří podstatné ochlazení nad severní částí severního Atlantiku a sousedními oblastmi, nárůst mořského ledu v Severských mořích a jižně od Grónska a významný jižní posun dešťového pásu přes tropický Atlantik (Liu et al. 2017).

Během Heinrichova režimu v poslední době ledové, došlo ke značnému oslabení až zastavení formace NADW, která je jako součást AMOC naprosto klíčová pro její chod. Každá chladná událost od posledního glaciálu byla doprovázena velkými poklesy intenzity AMOC (Henry et al. 2016). Dle klimatického modelu z roku 2002 (HadCM3) cirkulace oceán-atmosféra (Vellinga, Wood, 2002) jsou patrné změny v teplotě ovzduší způsobené vypnutím tvorby NADW (obrázek 15), ke kterému může dojít i v budoucnu, kvůli zvyšování obsahu skleníkových plynů v atmosféře a tání ledovců. Je zde dobře vidět efekt hemisférické houpačky a maximální ochlazení nad severním Atlantikem. V tomto konkrétním modelu je povrchové ochlazení rovno 6 °C. Přesná oblast tohoto ochlazení se v různých modelech liší. Záleží především na přesném umístění formace hlubinné vody a na distribuci mořského ledu v různých modelech, protože posuny hranice ledu zesilují ochlazení. Největší ochlazení teploty vzduchu je tedy vyšší než největší ochlazení SST, které je typicky 5 °C a zhruba odpovídá pozorovanému rozdílu v hodnotách SST mezi severním Atlantikem a Pacifikem v dané zeměpisné šířce. U většiny modelů se maximální teplota ochlazení vzduchu pohybuje od 6 do 11 °C a účinek je obecně silnější v zimě (Rahmstorf, 2002).

Mimo zemský povrch se dopady AMOC šíří vysoko do atmosféry. Pokles AMOC v troposféře mění budoucí globální vzory srážek. V severním Atlantiku oslabená AMOC významně snižuje množství srážek nad oblastí NAWH kvůli sníženému výparu z oceánu do atmosféry a sníženému transportu atmosférické vlhkosti (Hand et al. 2019). Reakce srážek na antropogenní oteplování je charakterizována především

zvýšenými srážkami v tropech a sníženými srážkami v subtropích (Xie et al. 2010).

V tichém oceánu nejsou změny srážek v důsledku oslabeného AMOC obecně statisticky významné (Liu et al. 2020).

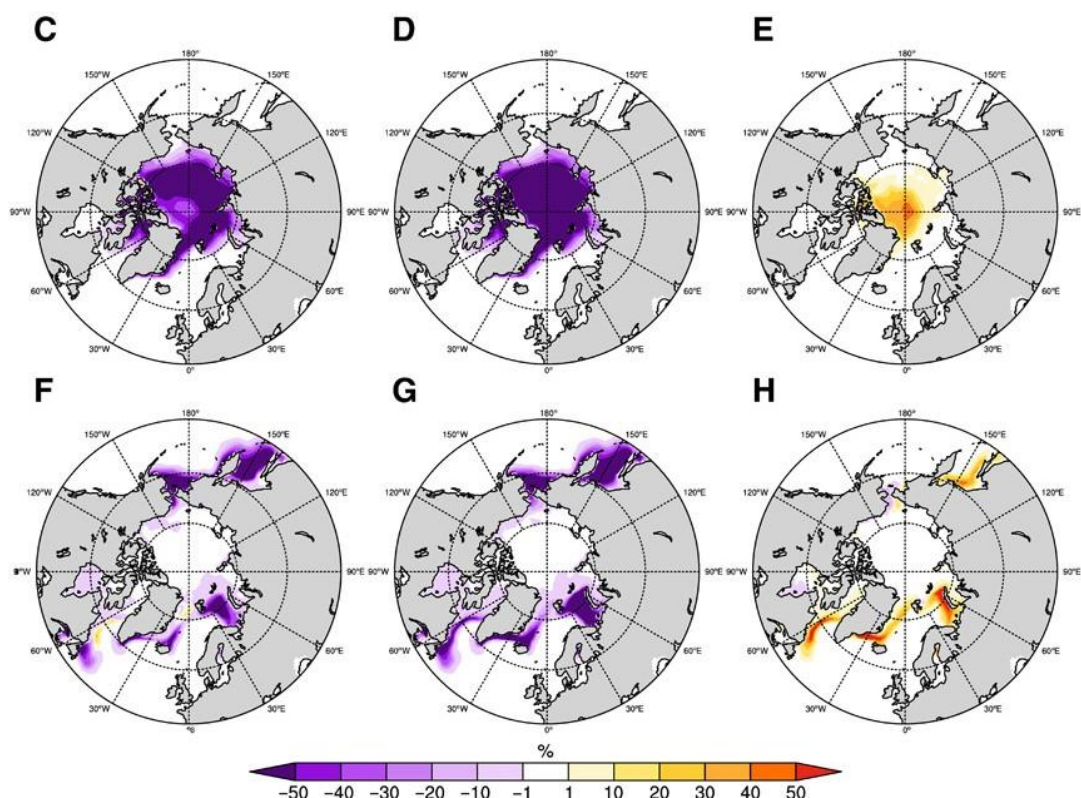


Obrázek 15: Změny v teplotě ovzduší způsobené vypnutím tvorby NADW dle klimatického modelu z roku 2002 (HadCM3) cirkulace oceán-atmosféra (Vellinga, Wood, 2002). Modře ochlazení, červeně oteplení.

Studie z roku 2011 sleduje reakce cirkulace Tichého oceánu na změnu klimatu pomocí porovnávání řešení ze souboru Čtvrté hodnotící zprávy (AR4) Mezivládního panelu pro změnu klimatu spojující modely pro současné klima (20C3M) a budoucí teplejší klima (SRESA1B). Podle scénáře pro teplejší klima se západní rovníková termoklina v tropickém Pacifiku slabě oteplí, oslabí se systém povrchových proudů a celého subtropického gyru a změní se struktura rovníkového spodního proudu se zvýšeným průtokem v jeho horní větvi a sníženým v té spodní. V jižním Pacifiku teplejší klima vyvolává významné změny ve svrchní části oceánu východních subtropů včetně relativně slabého oteplení, zvětšení hloubky smíšené vrstvy a anticyklonální cirkulace (Luo, Rothstein, 2011).

V souladu s ochlazováním severní polokoule oslabení AMOC zpomaluje tempo budoucího úbytku mořského ledu. Projekce CCSM4 RCP8.5 ukazuje rychlou ztrátu ledu nad Arktidou. Takovou ztrátu, že od počátku 70. let 21. století by dle této projekce byla léta na Arktidě bez ledu. Se stálou intenzitou AMOC je tento předpoklad urychlen v průměru asi o 6 let. Experiment AMOC_fx k této studii tedy ukazuje, že pokud by se AMOC nezpomalil, do Arktidy by se přeneslo více oceánského tepla (Yeager et al.

2015), což by koncem 60. let 21. století vedlo k Arktidě bez ledu. Díky porovnání AMOC_fx s projekcí CCSM4 RCP8.5 je zřejmé, že oslabení AMOC může zabránit více než 10% ztrátě koncentrace mořského ledu ve středu Arktidy v létě roku 2061-2080 (Obrázek 16, C-E). Tento efekt není omezen pouze na léto, působí ve všech ročních obdobích. Během boreální zimy může oslabení AMOC zabránit více než 50% úbytku mořského ledu během let 2061-2080 v okrajových oblastech mořského ledu v Labradorském, Grónském, Barentsově a Ochotském moři (Obrázek 16, F-H) (Liu et al. 2020).



Obrázek 16: Ve srovnání s lety 1961-1980 se koncentrace arktického mořského ledu (SIC) v září během let 2061-2080 mění na základě souhrnných prostředků simulace (C) CCSM4 RCP8.5, (D) AMOC_fx, (E): ukazuje rozdíl (C) a (D). Spodní řada stejná, jen pro období března. (H) ukazuje (F) mínus (G). Dopady AMOC na arktický led jsou znázorněny na (A), (B), (E) a (H) (Liu et al. 2020).

Je možné, že antropogenní působení by mohlo změnit i časový nebo prostorový charakter meziroční variability NAO, i když při posuzování multimodelových souborů jsou patrné jen relativně malé změny a existují jen slabé důkazy pro zvýšení meziroční odchylky (Osborn, 2011).

Meteorologické sucho je způsobeno přetrvávajícími anomáliemi v rozsáhlých vzorcích atmosférické cirkulace, které jsou často vyvolávány anomáliemi v tropických hodnotách SST (Hoerling et al. 2006). Za extrémní sucha v oblasti afrického Sahelu je dle studie z roku 2010 zodpovědný posun části Atlantiku s nejvyššími hodnotami SST na jih a oteplování SST v Indickém oceánu. Snížený vegetační pokryv

a povrchový výpar poté mohl způsobit pozitivní zpětnou vazbu, která zvyšuje a prodlužuje sucha (Giannini et al. 2008). Na základě toho, předpokládají klimatické modely další rozšiřování aridních oblastí na většinu Afriky, jižní Evropy, Střední východ, většinu Ameriky, Austrálie a jihovýchodní Asie v průběhu 21. století (Dai, 2010).

Celkové ochlazení severní polokoule a změny atmosférické cirkulace spojené se snížením intenzity AMOC, mají za následek slabší vrcholové průtoky řek a produktivitu vegetace, což může vyvolat problémy s dostupností vody a produkcí plodin. Pokles je nejvýraznější ve vysokých zeměpisných šířkách ($>50^{\circ}\text{N}$) a ve vegetačním období (jaro a léto). Klimatický model ukazuje patrný pokles produktivity rostlin v západní Evropě v lesích mírného pásu na jaře a v boreálních lesích oblastí ve vyšších zeměpisných šířkách v létě. Klimatický model v době oslabeného AMOC ukazuje podstatné snížení (30-50 %) produktivity listnatých lesů u Baltského a Středozemního moře a jehličnatých lesů v severní Evropě. Naopak podél částí evropského pobřeží Středozemního moře, model předpovídá nárůst letní produktivity asi o 10-40 % ve spojení s výrazným snížením evapotranspirace a zvýšením srážek. Produktivita plodin v hlavních zemědělských regionech v západní Evropě, Spojeném Království, severní Evropě a střední a východní Evropě dramaticky klesá. Pokles je pravděpodobně způsoben kombinovaným účinkem nižších teplot a vodního stresu způsobeným změnami v hydrologickém cyklu (Jackson et al. 2015).

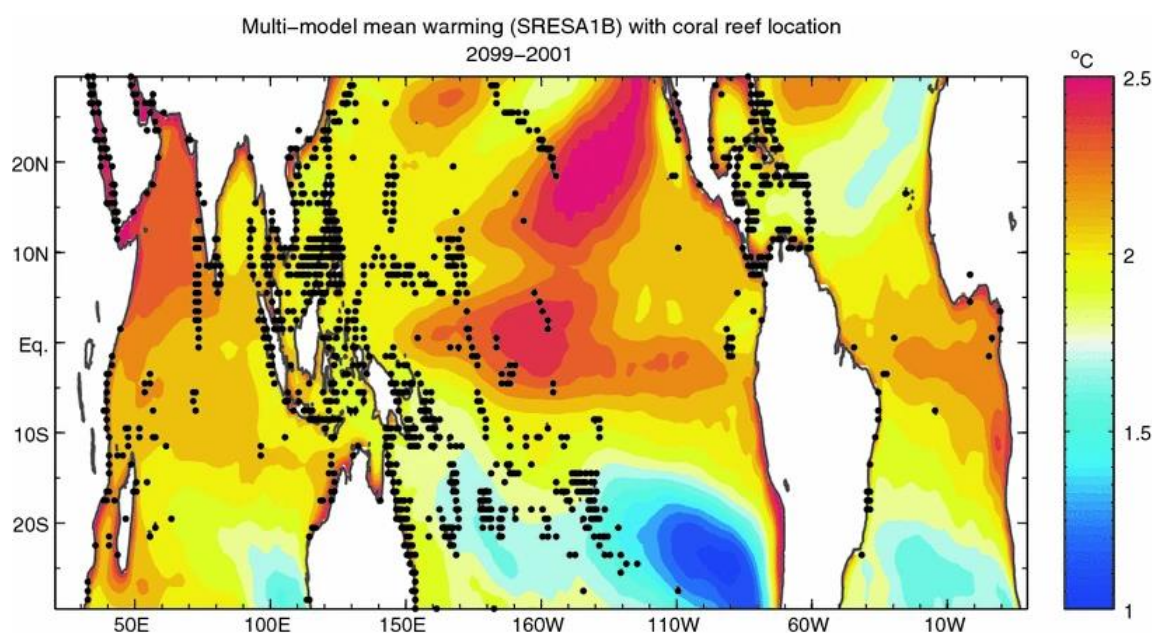
Další vývoj ENSO je stále nejasný. Jev El Niño je vědecky zaznamenáván zatím po krátkou dobu na to, aby byl dostatek dat na spolehlivou předpověď dalších událostí. Klimatické modely předpokládají slabé snížení gradientu SST mezi východním a západním Pacifikem během 21. století (Meehl et al. 2007), způsobeným narušením mezi zesíleným oteplováním v důsledku pomalejších proudů poháněných slabší Walkerovou cirkulací a zvýšeným ochlazováním, které nastává kvůli více stratifikovanému oceánu. I když Walkerova cirkulace slábne, není pravděpodobné, že by došlo k permanentnímu jevu El Niño. Místo toho klimatické modely naznačují, že oslabení Walkerovy cirkulace způsobí větší oteplování a nižší výpar v oblasti rovníkového Pacifiku oproti oblastem mimorovníkových tropů (DiNezio et al. 2009).

Paleoklimatické záznamy a klimatické modely v drtivé většině naznačují, že Pacifik bude i nadále s dalším oteplováním Země charakterizován velkou sezónní a meziroční proměnlivostí. Klimatické modely a pozorování ani proxy neposkytují přesvědčivou odpověď na to, zda bude ENSO silít či slábnout v reakci na oteplování se tropy kvůli zvyšujícím se skleníkovým plynům. Kvůli tomu hodnotící zpráva

Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC) dospěla k závěru, že neexistují žádné konzistentní náznaky rozeznatelných změn amplitudy ENSO v reakci na zvyšující se množství skleníkových plynů v atmosféře (Guilyardi et al. 2009).

Předpokládané změny průměrného klimatu zahrnují mělkou, méně nakloněnou a ostřejší vrstvu termokliny a slabší zonální a výstupné proudění (DiNezio et al. 2009). To naznačuje, že kterákoli z těchto změn středního klimatu může vést ke změnám amplitudy ENSO (Wang et al. 2016). Zostřování termokliny variabilitu ENSO zvyšuje, ale vyšší průměrná hodnota SST vede k silnějšímu atmosférickému tlumení, a tím k oslabení ENSO (Kim, Jin, 2011).

Oslabení Walkerovy cirkulace a vyšší tepelná stratifikace spojená s vyšším povrchoým oteplováním oceánů jsou rysy klimatických projekcí, které vedou k protichůdným závěrům. Tato interakce je důsledkem slabšího výstupného proudění, poháněného slabší Walkerovou cirkulací a silnějším povrchoým zonálním teplotním gradientem, spojeným se zesílením povrchového oteplování oceánu. Všechny modely simulují tyto mechanismy, ale jejich účinek na ENSO není v jednotlivých modelech stejný, což vede k široké škále reakcí ENSO (Wang et al. 2016).



Obrázek 17: Změna povrchové teploty mořské vody během 21. století z průměrných hodnot 22 klimatických modelů pro scénář středních emisí (SRESA1B) ze zprávy Mezivládního panelu pro změnu klimatu, která byla zveřejněna v roce 2000 (Wang et al. 2016 ex Clement et al. 2010). Oblasti útesů jsou značeny černými tečkami (ReefBase ©2023).

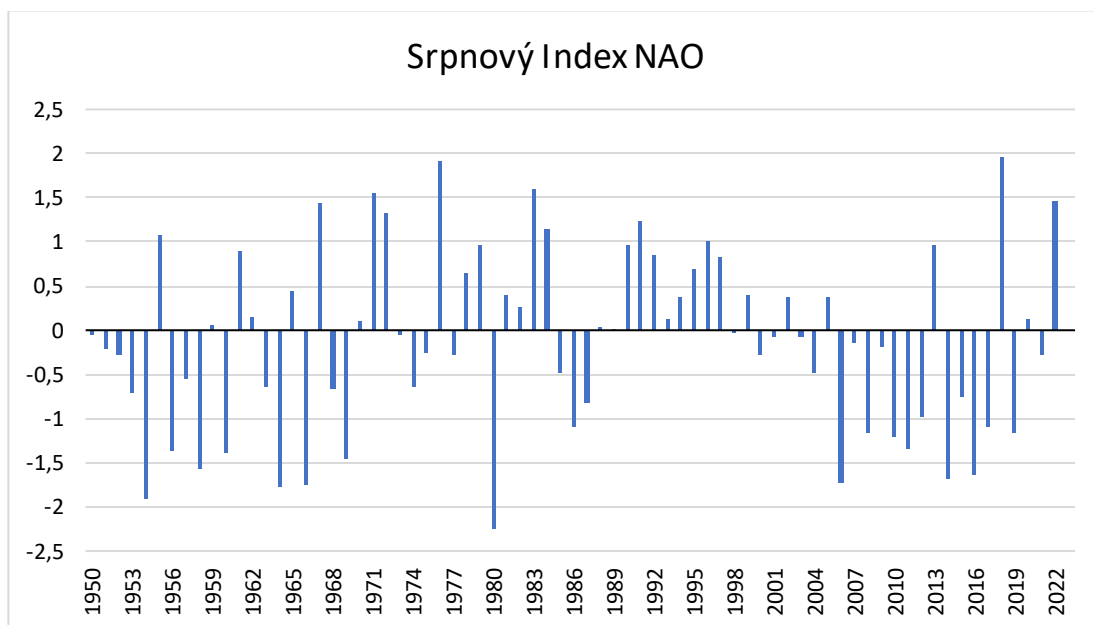
9. Výsledky a diskuse

9.1 NAO index

V průměrech a variabilitě indexu NAO byly nedávno nalezeny změny. Od 90. let minulého století došlo k trvalému výraznému poklesu letního NAO a zároveň k výraznému nárůstu variability zimní, zejména prosincové hodnoty NAO. Nárůst zimní variability vyústil v 3 rekordně vysoké prosincové hodnoty NAO a 2 rekordně nízké hodnoty NAO v letech 2004-2013 (Hanna et al. 2014).

Na regionální úrovni je NAO silně spojen s výskytem a intenzitou blokování vysokého tlaku nad Grónskem, a to pomocí tzv. Grónského blokovacího indexu (GBI) (Hanna et al. 2013). Tyto změny NAO souvisejí s rostoucím trendem GBI v létě a proměnlivějším GBI v prosinci. Zvýšená časná zimní variabilita NAO pochází hlavně z jižního uzlu NAO, ale souvisí také s proměnlivějším GBI v prosinci. Tyto výsledky jsou potvrzeny pomocí několika NAO indexů. Index Arktické oscilace (AO), ačkoli silně koreluje s NAO, nevykazuje nedávný trvalý významný letní pokles, ale vykazuje zvýšenou variabilitu na začátku zimy (Hanna et al. 2014).

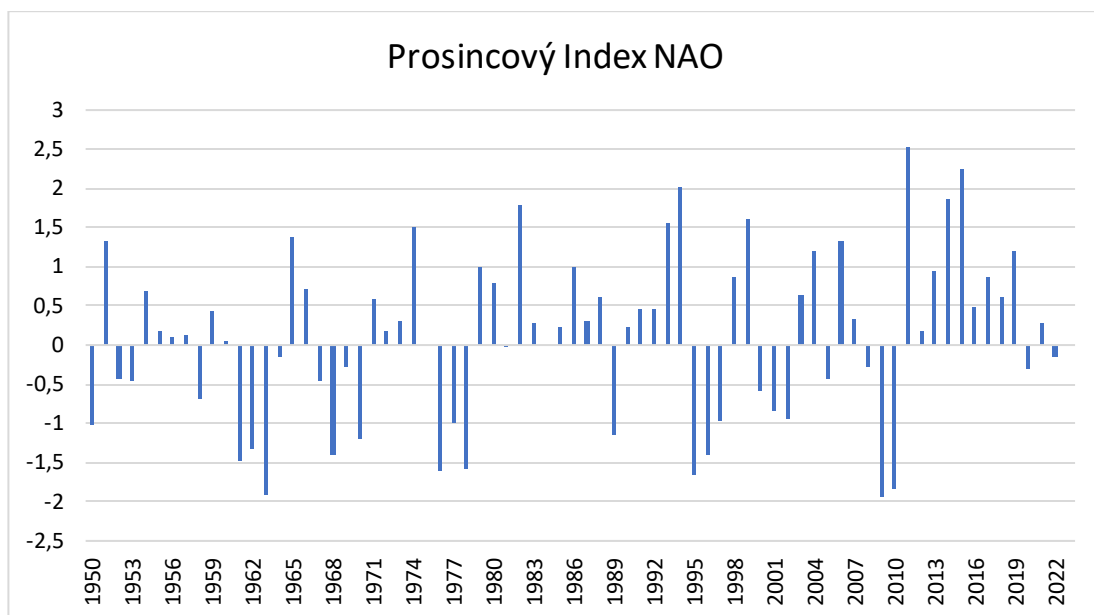
V poslední době začaly být hodnoty NAO a AO poněkud méně pozitivní s některými extrémně negativními odchylkami (Fereday et al. 2012).



Obrázek 18: Srpnové hodnoty Indexu NAO od roku 1950 do února roku 2023 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

Obrázek 18 a 19 ukazují jednotlivě měsíční hodnoty indexu NAO pro léto (srpen) a prosinec a potvrzují výsledky výše zmíněné studie. Z obrázku 18 vyplývá, že v posledních letech převládají záporné hodnoty. Naopak na Obrázku 19 jsou patrné

převážně kladné hodnoty z prosincových hodnot indexu NAO za posledních 10 let. V grafech jsou znatelné rekordní hodnoty prosincové hodnoty NAO v letech 2004-2013.



Obrázek 19: Prosincové hodnoty Indexu NAO od roku 1950 do února roku 2023 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

Ze studie publikované v roce 2010 vyplývá, že neexistuje žádný všeobecně uznávaný index, který by popisoval časový vývoj NAO, a že pro NAO neexistuje preferovaná časová škála variability. Velké změny nastávají od jedné zimy k druhé i od jedné dekády k další (Hurrell, Deser, 2010).

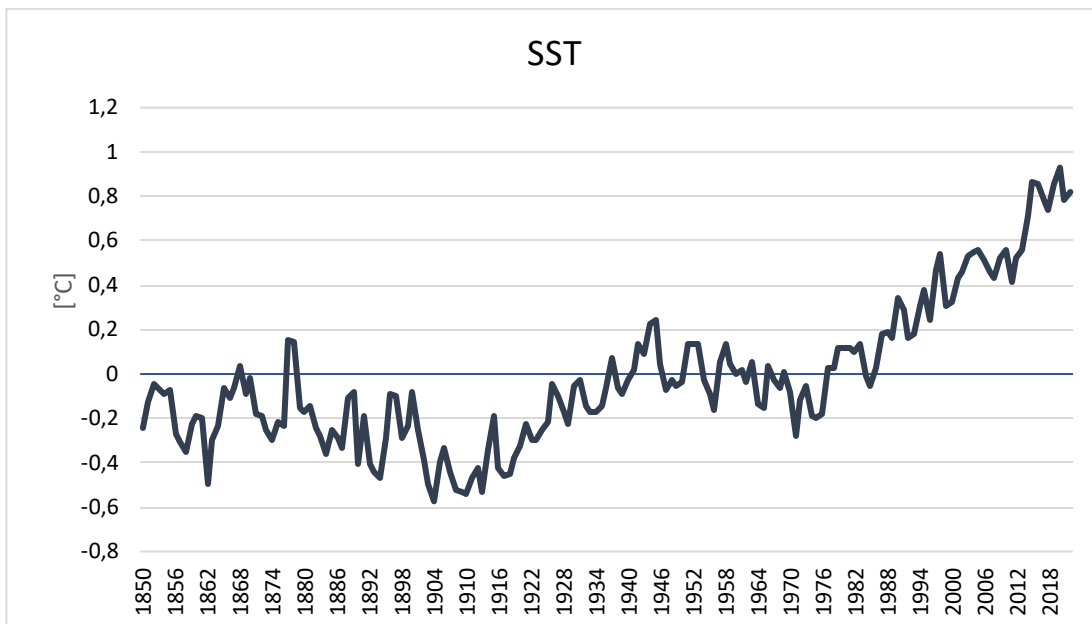
9.2 SST

Nárůst SST není rovnoměrný v čase ani prostoru, ale za poslední 4 desetiletí došlo k průměrnému globálnímu nárůstu přibližně o 0,6 °C. Všechna evropská moře se oteplila, ale největší absolutní nárůst byl zaznamenán v Baltském a Severním moři (Kennedy, 2013).

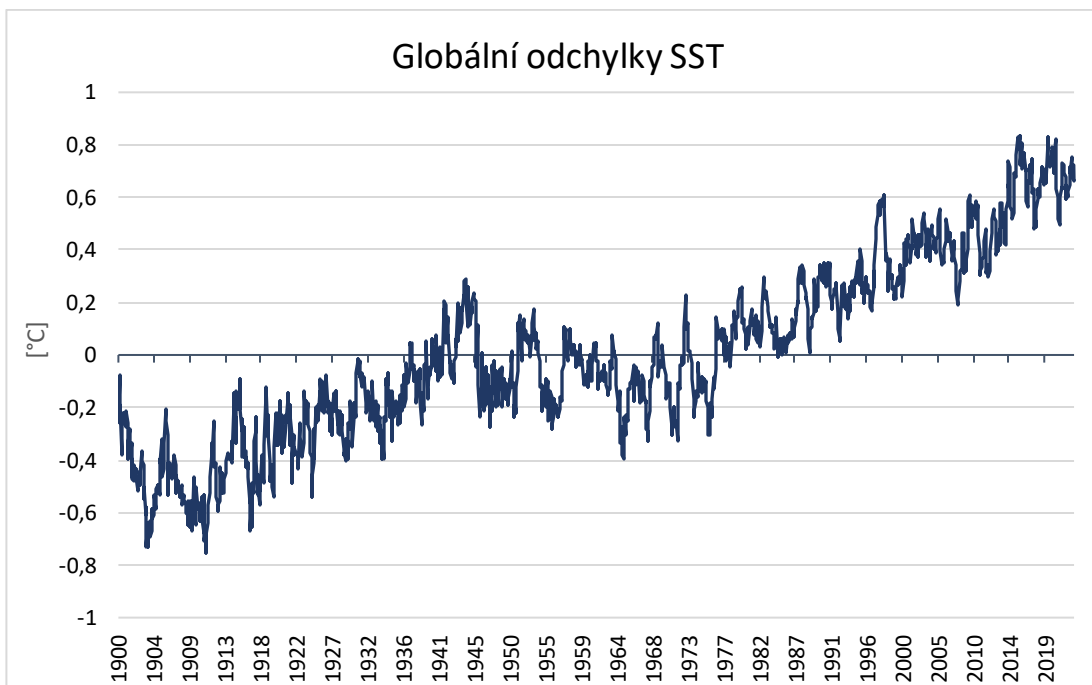
Studie uvádí, že i když jsou teploty povrchu tropického Atlantiku v současnosti na historickém maximu (Obrázek 22), intenzita potenciálu pro zesílení a častější výskyt tropických cyklón, pravděpodobně dosáhla vrcholu ve 30. a 50. letech 20. století a nedávné hodnoty se blíží historickému průměru (Vecchi, Soden, 2007).

Hodnota SST se během 20. století zvýšila a stále roste. Na základě záznamů docházelo ke zvýšení SST převážně ve dvou obdobích: mezi lety 1910-1940 a od roku 1970 do současnosti. Podobný vzorec změn byl pozorován u povrchových teplot vzduchu nad evropskou pevninou. V desetiletých časových osách tyto změny

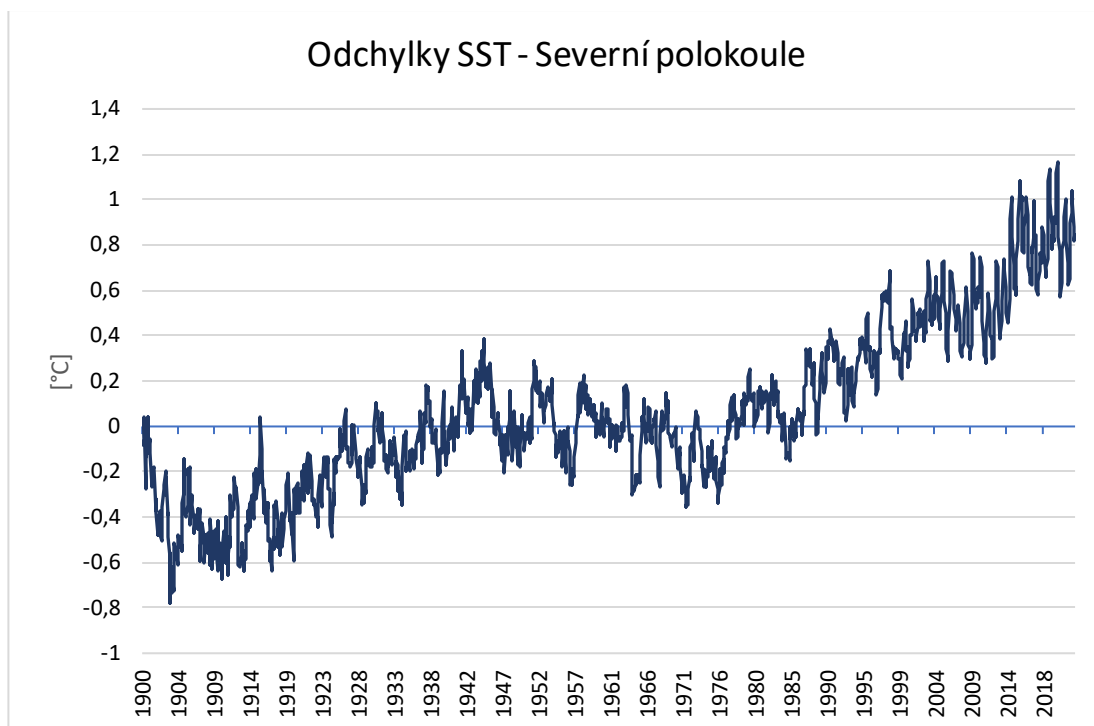
také obecně sledují stejný vzorec relativně velké desetileté variability teplot pozorované v severním Atlantiku; často označované jako atlantská vícedekádní variabilita. Předpokládá se, že tato variabilita je kombinací vnitřní variability a možná také reakcí na změny v zatížení aerosoly nad oceánem (Booth et al. 2012).



Obrázek 20: Graf hodnoty průměrné teploty mořské hladiny na severní polokouli mezi lety 1850-2022 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).



Obrázek 21: Měsíční hodnoty světového průměru odchylky hodnot SST od roku 1900 do prosince roku 2022 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).



Obrázek 22: Graf měsíční hodnoty průměru odchylky hodnot SST pro severní polokouli od roku 1900 do prosince roku 2022 (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

Odchylky hodnot SST od průměru se stále zvyšují. Růst je patrný jak na území severní polokoule, tak v globálním měřítku všech světových oceánů. Z grafů (Obrázek 21 a 22) je ale patrné, že na severní polokouli dochází k větším změnám v SST, než je světový průměr. Změny SST se ale v různých oblastech světa liší.

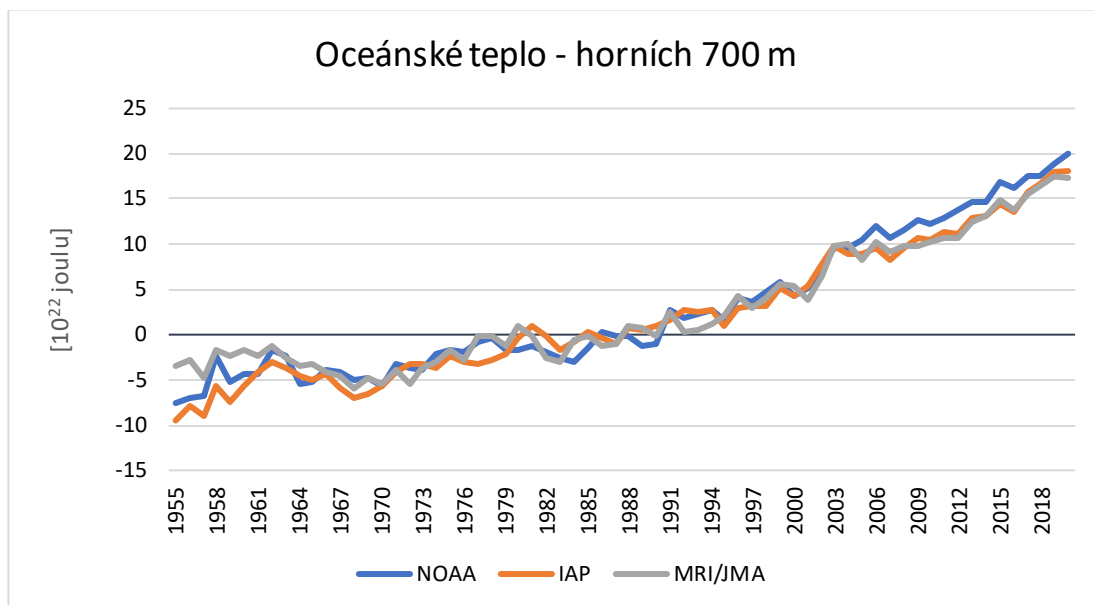
9.3 Oceánské teplo

90 % globálního oteplování se odehrává v oceánu, což způsobuje zvýšení obsahu tepla v oceánech. Několik horních metrů oceánu uchovává tolik tepla jako celá atmosféra Země. Teplo akumulované v oceánu způsobuje expanzi vody, která je zodpovědná za jednu třetinu až polovinu globálního vzestupu hladiny moří. Většina přidané energie je v oceánech uložena na hladině, v hloubce do 700 metrů. Rok 2022 byl oceánsky nejteplejším zaznamenaným rokem a byla zaznamenána nejvyšší globální hladina moře.

Zvyšování obsahu oceánského tepla přispělo ke zvýšení intenzity dešťových srážek, zesílení hurikánů, zvýšení hladiny moří, bělení korálových útesů, snížení hladiny kyslíku v oceánu a s tím související změně ve zdraví a biochemii oceánů a tání ledových příkrovů (Laffoley, Baxter, 2016).

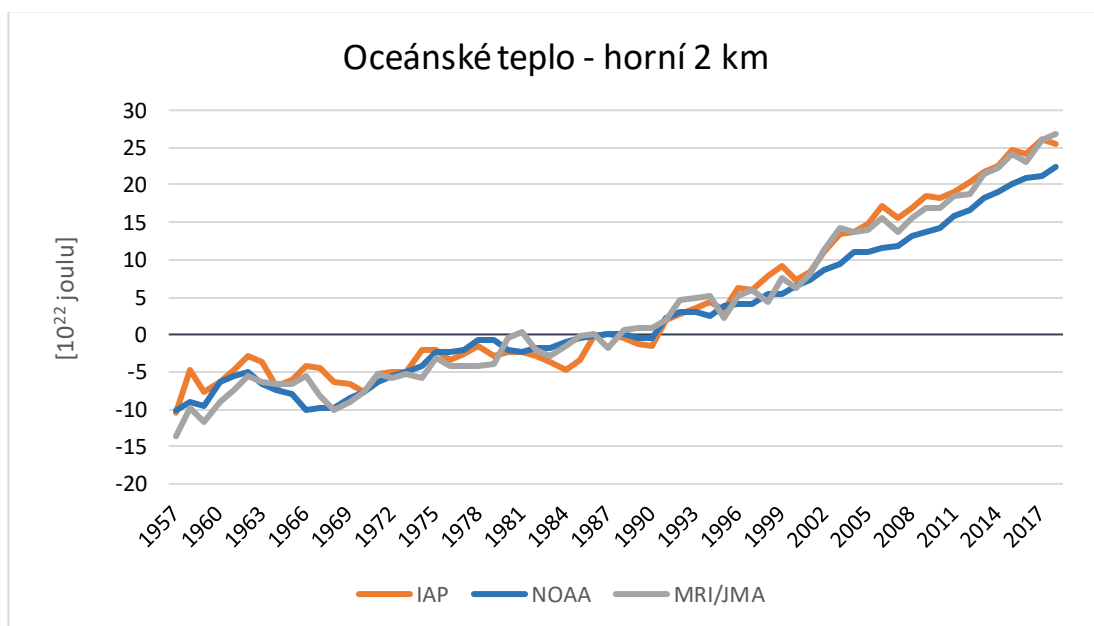
Dlouhodobé oteplování oceánů je v Atlantiku a Jižním oceánu větší než v jiných regionech a je (především prostřednictvím simulací klimatických modelů) připisováno

zvýšení koncentrací antropogenních skleníkových plynů. Meziroční kolísání obsahu oceánského tepla je primárně spojeno s ENSO. (Cheng et al. 2022).



Obrázek 23: Změny tepelného obsahu v horních 700 metrech světových oceánů mezi lety 1955-2020 (Data: NOAA, IAP, MRI/JMA vlastní zpracování v programu Excel).

Podobně jako u hodnot SST je z grafů změn obsahu oceánského tepla (Obrázek 23 a 24) patrné, že k oteplování docházelo především v období od roku 1970 do současnosti. V polovině 20. století je zřetelná stagnace až mírný pokles měřených hodnot. Nárůst od roku 1980 je hodně prudký.



Obrázek 24: Změny tepelného obsahu v horních 2 kilometrech světových oceánů mezi lety 1957-2018 (Data: NOAA, IAP, MRI/JMA vlastní zpracování v programu Excel).

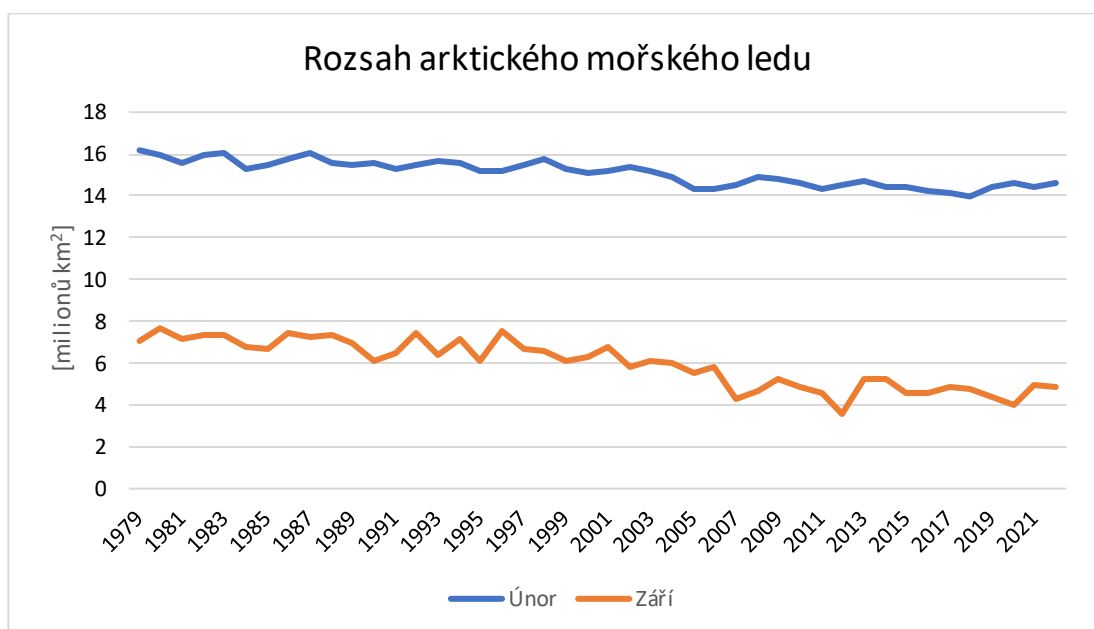
Data byla nezávisle odečtena pomocí různých metod vládními organizacemi ve 3 zemích – Národní úřad pro oceán a atmosféru Spojených států (NOAA), Čínský institut atmosférické fyziky (IAP) a Ústav pro výzkum meteorologie Japonské meteorologické agentury (MRI/JMA).

Tepelný obsah oceánu se měří v joulech - 1 jednotka tohoto grafu se rovná 1022 joulů. Tepelný obsah se porovnává s průměrem z let 1970-2000, který je pro srovnání nastaven na nulu. Nárůst o 1 jednotku na tomto grafu se rovná přibližně 17násobku celkového množství energie spotřebované všemi lidmi na Zemi za 1 rok (IEA ©2023).

V 7 oblastech – severního a tropického Atlantiku, severozápadního a severního Pacifiku, Indického oceánu, Jižním oceánu a Středozemního moře – je pozorováno silné oteplování, ale s výraznou meziroční až desetiletou variabilitou (Cheng et al. 2022).

9.4 Rozsah ledu

Rozsah oblasti pokryté arktickým ledem je důležitým ukazatelem změn globálního klimatu. S klesajícím množstvím ledu se snižuje chladicí účinek arktických oblastí, což může vést ke vzniku „začarovaného kruhu“, kdy oteplování oceánů způsobené větší absorpcí sluneční energie vede k ještě větší ztrátě mořského ledu a dalšímu oteplování.



Obrázek 25: Měsíční průměrný rozsah ledu z let 1979-2021 v Severním ledovém oceánu (Data: NASA vlastní zpracování v programu Excel).

Minimální a maximální rozsah arktického mořského ledu se obvykle vyskytuje v září a v únoru každého roku. Všechny měsíce ale vykazují v posledních několika letech negativní trend v rozsahu mořského ledu.

Rozsah mořského ledu v září se nyní zmenšuje rychlostí 13 % za dekádu ve srovnání s jeho průměrným rozsahem v období 1981-2010. V září roku 2012 byl zaznamenán nejnižší rozsah mořského ledu, 44 % pod průměrem z let 1981-2010 za daný měsíc (NASA ©2023).

K největším meziročním poklesům došlo v letních a podzimních měsících (Comiso, 2012).

Z grafu zobrazujícího změny rozsahu ledových příkrovů (Obázek 25) jasně vyplývá, že ledy ustupují. K nejvýraznějšímu úbytku dochází v září, kdy je rozsah ledu nejnižší. Na grafu je také patný prudký pokles v září roku 2007 a 2012. Úbytek ledu se ale projevuje i na zimních hodnotách z února.

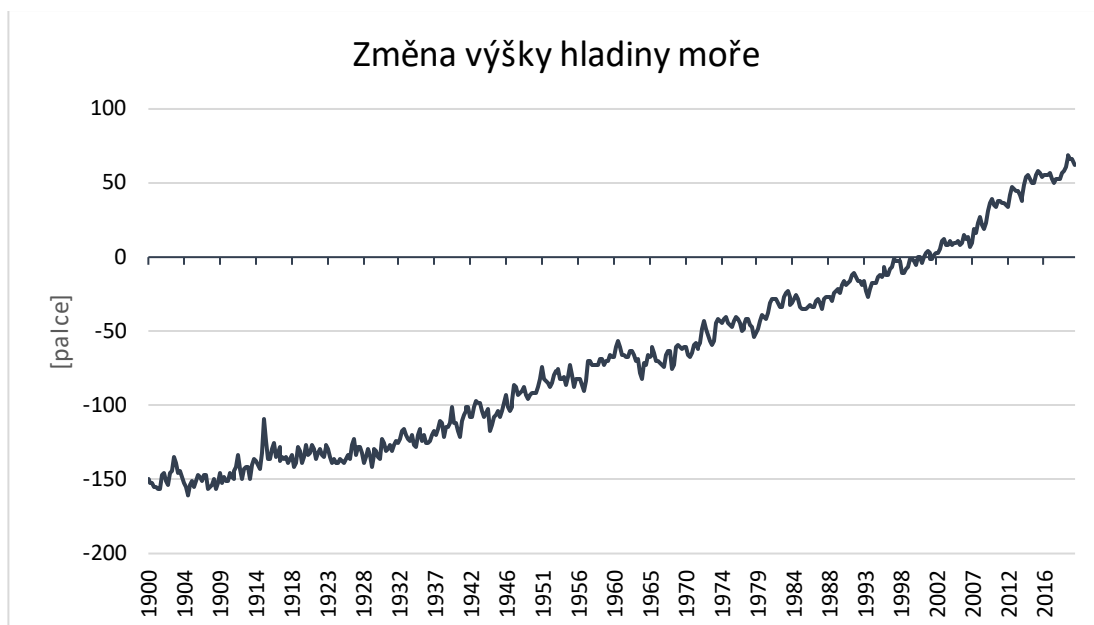
9.5 Změna hladiny moře

Zatímco absolutní hladina moře celkově stabilně rostla, zejména v posledních desetiletích, regionální trendy se liší a absolutní hladina moře se na některých místech snížila (CIRES ©2023).

Ke změnám výšky hladiny moře dochází i kvůli změnám v intenzitě THC, vedoucích k regionální dynamické změně hladiny moře, která následuje po téměř jakékoli změně oceánské cirkulace. Dle studie z roku 2005 může tento efekt dosahovat až ~1 m, v závislosti na počáteční síle THC. V některých oblastech může být rychlost změny až 20-25 mm/rok. Výsledky této studie naznačují, že analýza pozorovaných vzorců ve změnách hladiny moře může být užitečná pro monitorování síly THC (Laverman et al. 2005).

Globální průměrný vzestup hladiny moře se měří vzhledem k průměrné hladině moře v letech 1993-2008. Po období přibližně 2 tisíc let malých změn, průměrná světová hladina moře během 20. století vzrostla a tempo změn se v posledních letech zrychlilo (Sweet et al. 2017).

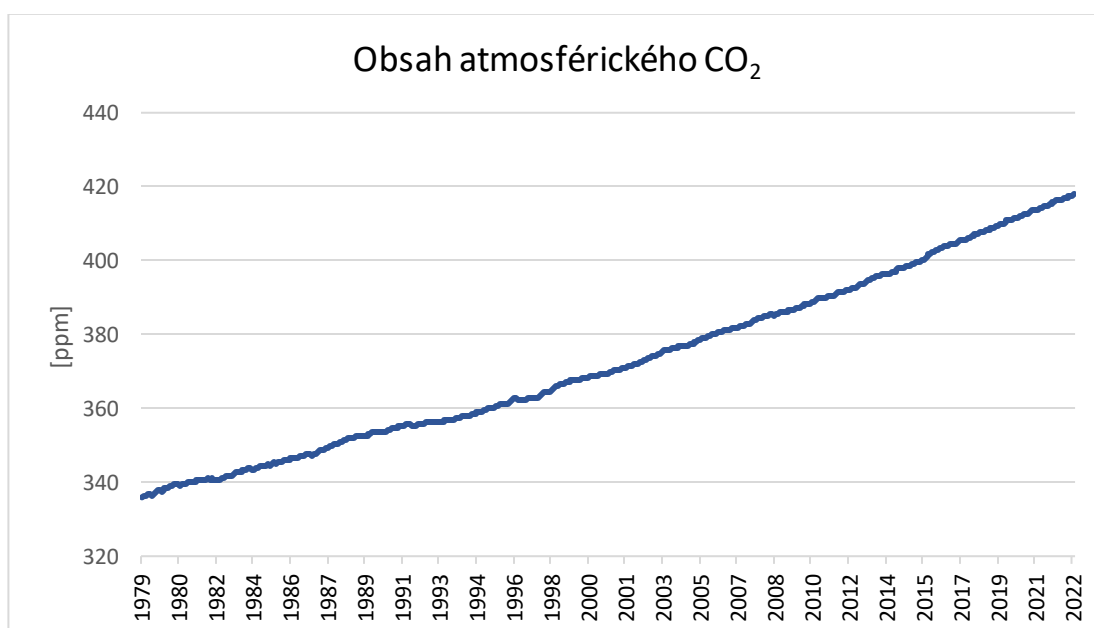
Vzestup hladiny moře není způsoben jen přílivy vody z bývalých ledovců. Když se voda ohřívá, mírně zvětšuje svůj objem. Na základě grafů z Obrázku 23 a 24 je očividné, že teplo z celé hloubky oceánů se akumuluje a z Obrázku 26 vyplývá, že hladina se kontinuálně zvyšuje. Ke zvyšování hladiny dochází již od začátku měření, tedy od začátku 20. století.



Obrázek 26: Globální průměr absolutní změny výšky hladiny moře od roku 1900 do října roku 2020 (Data: průměr z Church & White, 2011 a UHLSVC vlastní zpracování v programu Excel). 1 palec = 2,54 cm

9.6 Obsah atmosférického CO₂

Antropogenní zvyšování koncentrací atmosférického CO₂, které vyplývá z obrázku 27, má vliv na všechny výše zmíněné faktory. Skleníkové plyny urychlují globální oteplování, které způsobuje zvyšování SST a obsah oceánské tepla. To poté přispívá k rychlejšímu tání arktických ledovců a zvyšování mořské hladiny. Tání ledovců má velký vliv na teplotu i salinitu mořské vody a tím i na intenzitu termohalinní cirkulace.

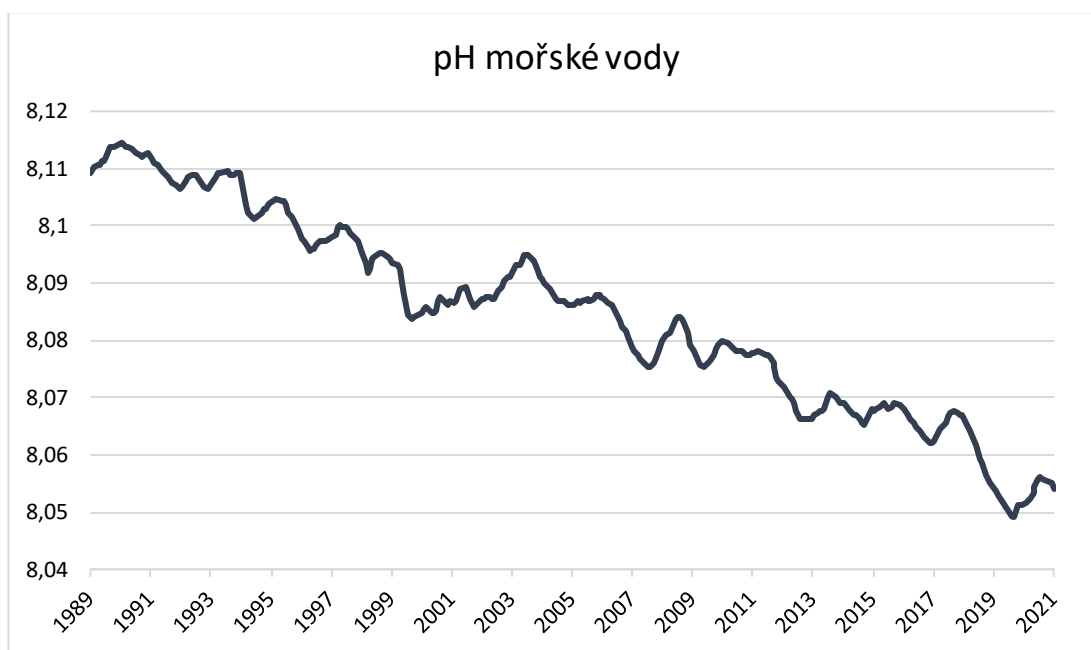


Obrázek 27: Graf koncentrací atmosférického CO₂ od roku 1979 do listopadu 2022. (Data: NOAA, vlastní zpracování v programu Excel).

Z grafu na Obrázku 27 je zřejmý nárůst koncentrací atmosférického CO₂ od ledna roku 1979 z 335 ppm na 418 ppm v prosinci 2022. Z toho vyplývá průměrné zvýšení obsahu CO₂ v atmosféře o necelé 2 ppm ročně.

Od počátků industriálních dob zvýšila lidská činnost obsah atmosférického CO₂ o 50 %; to znamená, že množství CO₂ v atmosféře je nyní na 150 % hodnoty z roku 1750. To je více, než se do atmosféry přirozeně uvolnilo na konci poslední doby ledové před 20 tisíci lety (NASA ©2023).

Studie z roku 2017 uvádí, že snížená intenzita oceánské cirkulace přináší menší množství vody z hlubin oceánu bohaté na CO₂ na povrch. Společně se zvýšením antropogenních emisí CO₂ se zvýšil gradient tohoto skleníkového plynu mezi atmosférou a oceánem, což způsobilo větší absorpci CO₂ do oceánu (Fletcher, 2017). Toto obrovské množství přebytečného CO₂ snižuje pH oceánu (obrázek 28) a má výrazný vliv na život v něm. Současná míra vstupu antropogenního CO₂ do oceánů je mnohem rychlejší, než v kterémkoli jiném období v minulosti (Hönisch et al. 2012).



Obrázek 28: Graf pH mořské vody na základě in-situ měření od listopadu roku 1989 do prosince roku 2021. (Data: University of Hawaii, vlastní zpracování v programu Excel).

10. Závěr

Klima je komplexní a velmi složitý systém. Není proto snadné pochopit všechny jeho děje a zákonitosti. Je ale velmi důležité, aby si lidstvo dokázalo spojit dopady antropogenních činností s jejich příčinami. Některé se totiž mohou projevit až po značné době. Na každý lidský zásah do přírody přijde odpověď. Všechny děje v zemském klimatu jsou tak provázané, že změna jednoho zákonitě vyvolá změny další. Důležité proto je, chápat, za co vše je antropogenní činnost zodpovědná, a nalézat řešení pro problémy, které dříve nebo později budou na denním pořádku každého z nás.

S většinou klimatických změn, popisovaných v této práci, se naše planeta již v minulosti setkala. Prošla obdobím zvyšování koncentrace atmosférického CO₂, táním ledovců, s ním spojeným přílivem sladké vody do oceánů, snižování intenzity mořské cirkulace i úplného zastavení AMOC.

Velká část jevů se opakuje v různě dlouhých cyklech. Stejně tak změny globálních teplot – dnes značně umocněné antropogenní činností. Je tedy možné se z následků těchto změn poučit a předvídat další možný vývoj a důsledky našich činů. Tyto poznatky je třeba využít k tvorbě co nejpřesnějších klimatických modelů a následně ke zvyšování povědomí o této problematice. Je potřeba vyvinout způsoby dynamického a zároveň pravidelného měření pro zlepšení našeho pochopení klimatických jevů spojených s oceánem a snížit zkreslení modelů dlouhodobé projekce klimatu. Jen ohledně dynamiky, dopadů a předpovídání ENSO a NAO existuje mnoho vzájemně propojených problémů.

Budoucí schopnosti předpovídat klimatické jevy jsou na klimatických modelech závislé. Například pro předpověď sucha bude nutné, aby klimatické modely zvládaly předpovídat změny tropických hodnot SST (Dai, 2010).

Další výzkum v této oblasti zaměřený na řešení těchto problémů povede nejen k pokroku v celé řadě vědních oborů, ale také poskytne příležitost vzdělávat veřejnost o důležitosti proměnlivosti klimatu a změn v moderním světě (McPhaden et al. 2006).

Hladiny atmosférického CO₂ jsou dnes vyšší, než byly kdykoli za posledních 400 tisíc let. Globální průměrná teplota vzrostla od předindustriálních dob o 1,1 °C. Dochází ke ztrátě 427 miliard metrických tun ledu každý rok. Od roku 1993 se hladina světového oceánu zvedla o více než 10 cm. Oceán se od roku 1955 oteplil o 345 zettajoulů (NASA ©2023). Je tedy zřejmé, že lidé a jejich činy dnes mají velkou moc a také schopnost měnit klima a s ním i to, jak bude Země vypadat.

Většina globálních problémů souvisí s klimatem, je proto nezbytné, aby tvůrci světových politik poslouchali klimatology a nebrali tyto problémy na lehkou váhu.

Výsledky pozorování oceánů na základě vlastností vody jasně ukazují, že oceány se mění. Tyto vlastnosti mají velký vliv jak na život v oceánech, tak hlavně na průběh oceánské cirkulace a tím i na klima celé planety. Je nutné si uvědomit, že při pokračování globálního oteplování dojde pravděpodobně ke kritickému bodu v intenzitě AMOC. Oslabování intenzity AMOC a s ním spojené slábnutí Golfského proudu paradoxně způsobí výrazné ochlazení v klimatu celé severní polokoule. Toto ochlazení podstatně ovlivní život, hospodaření a s tím i ekonomiku přímořských, ale i vnitrozemských států. Od hranic České republiky jsou oceány sice daleko, ovlivňují ji, ale mnohem více než si připouštíme.

Oceánská cirkulace má v klimatu Země roli zesilovače klimatických změn (Rahmstorf, 2002).

11. Přehled literatury a použitých zdrojů

ALLEY R. B., 2000: The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19. P. 213-226.

ALLEY R. B., CLARK P. U., 1999: The deglaciation of the Northern Hemisphere: A Global Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27. P. 149-182.

ALLEY R. B., BROOK E. J., ANANDAKRISHNAN S., 2002: A northern lead in the orbital band: north–south phasing of Ice-Age events. *Quaternary Science Reviews* 21. P. 431-441.

ARGO ©2023: About (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://argo.ucsd.edu/about/>>.

ARONSON R. B., PRECHT W. F., MACINTYRE I. G., MURDOCH T. J. T., 2000: Coral bleach-out in Belize. *Nature* 405. P. 36.

BAKUN A., BROAD K., 2003: Environmental 'loopholes' and fish population dynamics: comparative pattern recognition with focus on El Niño effects in the Pacific. *Fisheries oceanography* 12. P. 458-473.

BAUDOIN M.-A., VOGEL C., NORTJE K., NAIK M., 2017: Living with drought in South Africa: lessons learnt from the recent El Niño drought period. *International Journal of Disaster Risk Reduction* 23. P. 128-137.

BJERKNES J., 1969: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* 97. P. 163-172.

BLUNDEN J., ARNDT D., 2017: State of the Climate in 2016. *Bulletin of the American Meteorological Society* 98. P. Si–S280.

BOERS N., 2021: Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change* 11. P. 680-688.

BOOTH B. B. B., DUNSTONE N. J., HALLORAN P. R., ANDREWST., BELLOUIN N., 2012: Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature* 484. P. 228-232.

BOWMAN D. M. J. S., BALCH J. K., ARTAXO P., BOND W. J., CARLSON J. M., COCHRANE M. A., D'ANTONIO C. M., DEFRIES R. S., DOYLE J. C., HARRISON S. P., JOHNSTON F. H., KEELEY J. E., KRAWCHUK M. A., KULL C. A., MARSTON J. B., MORITZ M. A., PRENTICE I. C., ROOS C. I., SCOTT A. C., SWETNAM T. W.,

WERF G. R. v. d., PYNE S. J., 2009: Fire in the Earth System. *Science* 324. P. 481-484.

BREITBURG D., LEVIN L. A., OSCHLIES A., GRÉGOIRE M., CHAVEZ F. P., CONLEY D. J., GARÇON V., GILBERT D., GUTIÉRREZ D., ISENSEE K., JACINTO G. S., LIMBURG K. E., MONTES I., NAQVI S. W. A., PITCHER G. C., RABALAIS N. N., ROMAN M. R., ROSE K. A., SEIBEL B. A., TELSZEWSKI M., YASUHARA M., ZHANG J., 2018: Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science* 359. 6371.

BROECKER W. S., DENTON G. H., EDWARDS R. L., CHENG H., ALLEY R. B., PUTNAM A. E., 2010: Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews* 29. P. 1078-1081.

BROECKER W. S., 1998: Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw?. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 13. P. 119-121.

BRYDEN H. L., IMAWAKI S., 2001: Chapter 6.1 Ocean heat transport. *International Geophysics* 77. P. 455-474.

CAESAR L., RAHMSTORF S., ROBINSON A., FEULNER G., SABA V., 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556. P. 191-196.

CAESAR L., MCCARTHY G. D., THORNALLEY D. J. R., CAHILL N., RAHMSTORF S., 2021: Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium. *Nature Geoscience* 14. P. 118-120.

CASHIN P., MOHADDES K., RAISSI M., 2017: Fair weather or foul? The macroeconomic effects of El Niño. *Journal of International Economics* 106. P. 37-54.

CHANGNON S. A., 2000: El Niño 1997-1998: The Climate Event of the Century. Oxford University Press, New York.

CHAPRON B., COLLARD F., ARDHUIN F., 2005: Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. *Journal of Geophysical Research Oceans* 110. C7.

CHEMKE R., ZANNA L., POLVANI L. M., 2020: Identifying a human signal in the North Atlantic warming hole. *Nature Communications* 11. 1540.

CHENG L., ABRAHAM J., TRENBERTH K. E., FASULLO J., BOYER T., MANN M. E., ZHU J., WANG F., LOCARNINI R., LI Y., ZHANG B., TAN Z., YU F., WAN L.,

CHEN X., SONG X., LIU Y., RESEGHETTI F., SIMONCELLI S., GOURETSKI V., CHEN G., MISHONOV A., REAGAN J., 2022: Another Record: Ocean Warming Continues through 2021 despite La Niña Conditions. *Advances in Atmospheric Sciences* 39. P. 373-385.

CHIANG J. C. H., BITZ C. M., 2005: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* 25. P. 477-496.

CHURCH J. A., WHITE N. J., 2011: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics* 32. P. 585-602.

CIAIS P., Sabine C., BALA G., BOPP L., BROVKIN V., CANADELL J., CHHABRA A., DEFRIES R. S., GALLOWAY J., HEIMANN M., JONES C., LE QUÉRÉ C., MYNENI R. B., PIAO S., THORNTRON P., 2013: Carbon and other biogeochemical cycles. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. P. 465-570.

CIRES ©2023: Sea Level Research Group (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://sealevel.colorado.edu>>.

COMISO J. C., 2012: Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. *Journal of Climate* 25. P. 1176-1193.

ČESKÝ ROZHLAS, ©2010: Tichomořské pouště (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://temata.rozhlas.cz/tichomorske-pouste-7856956>>.

DAI A., 2010: Drought under global warming: a review. *WIREs Climate Change* 2. P. 45-65.

DANSGAARD W., CLAUSEN H. B., GUNDESTRUP N., HAMMER C. U., JOHNSEN S. F., KRISTINSDOTTIR P. M., REEH N., 1982: A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218. P. 1273-1277.

DENTON G. H., ALLEY R. B., COMER G. C., BROECKER W., 2005: The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24. P. 1159-1182.

DINEZIO P. N., CLEMENT A. C., VECCHI G. A., SODEN B. J., KIRTMAN B. P., LEE S.-K., 2009: Climate Response of the Equatorial Pacific to Global Warming. *Journal of Climate* 22. P. 4873-4892.

FEREDAY D. R., MAIDENS A., ARRIBAS A., SCAIFE A. A., KNIGHT J. R., 2012: Seasonal forecasts of northern hemisphere winter 2009/10. *Environmental Research Letters* 7. 3.

FLETCHER S. E. M., 2017: Ocean circulation drove increase in CO₂ uptake. *Nature* 542. P. 169-170.

FRIEDLINGSTEIN P., JONES M. W., O'SULLIVAN M., ANDREW R. M., HAUCK J., PETERS G. P., PETERS W., PONGRATZ J., SITCH S., LE QUÉRÉ C., BAKKER D. C. E., CANADELL J. G., CIAIS P., JACKSON R. B., ANTHONI P., BARBERO L., BASTOS A., BASTRIKOV V., BECKER M., BOPP L., BUITENHUIS E., CHANDRA N., CHEVALLIER F., CHINI L. P., CURRIE K. I., FEELY R. A., GEHLEN M., GILFILLAN D., GKRTZALIS T., GOLL D. S., GRUBER N., GUTEKUNST S., HARRIS I., HAVERD V., HOUGHTON R. A., HURTT G., ILYINA T., JAIN A. K., JOETZJER E., KAPLAN J. O., KATO E., GOLDEWIJK K. K., KORSBAKKEN J. I., LANDSCHÜTZER P., LAUVSET S. K., LEFÈVRE N., LENTON A., LIENERT S., LOMBARDOZZI D., MARLAND G., MCGUIRE P. C., MELTON J. R., METZL N., MUNRO D. R., NABEL J. E. M. S., NAKAOKA S., NEILL C., OMAR A. M., ONO T., PEREGON A., PIERROT D., POULTER B., REHDER G., RESPLANDY L., ROBERTSON E., RÖDENBECK C., SÉFÉRIAN R., SCHWINGER J., SMITH N., TANS P. P., TIAN H., TILBROOK B., TUBIELLO F. N., WERF G. R. van der, WILTSHIRE A. J., ZAEHLE S., 2019: Global Carbon Budget 2019. *Earth System Science Data*, 11. P. 1783–1838.

GEOLOGICAL SURVEY IRELAND ©2023: The Earth through time (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.gsi.ie/en-ie/Pages/default.aspx>>.

GERVAIS M., SHAMAN J., KUSHNIR Y., 2018: Mechanisms Governing the Development of the North Atlantic Warming Hole in the CESM-LE Future Climate Simulations. *Journal of Climate* 31. P. 5927-5946.

GIANNINI A., BIASUTTI M., VERSTRAETE M. M., 2008: A climate model-based review of drought in the Sahel: Desertification, the re-greening and climate change. *Global and Planetary Change* 64. P. 119-128.

GUILYARDI E., WITTENBERG A., FEDOROV A., COLLINS M., WANG C., CAPOTONDI A., OLDENBORGH G. J. v., STOCKDALE T., 2009: Understanding El

Niño in Ocean–Atmosphere General Circulation Models: Progress and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90. P. 325-340.

HALL M. M., FOFONOFF N. P., 1993: Downstream Development of the Gulf Stream from 68° to 55°W. *Journal of Physical Oceanography* 23. P. 225-249.

HAND R., KEENLYSIDE N. S., OMRANI N.-E., BADER J., GREATBATCH R. J., 2019: The role of local sea surface temperature pattern changes in shaping climate change in the North Atlantic sector. *Climate Dynamics* 52. P. 417-438.

HANNA E., CROPPER T. E., JONES P. D., SCAIFE A. A., ALLAN R., 2014: Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking Index. *International Journal of Climatology* 35. P. 2540-2554.

HANNA E., FERRWEIS X., MERNILD S. H., CAPPELEN J., RIBERGAARD M. H., SHUMAN C. A., STEFFEN K., WOOD L., MOTE T. L., 2013: Atmospheric and oceanic climate forcing of the exceptional Greenland ice sheet surface melt in summer 2012. *International Journal of Climatology* 34. P. 1022-1037.

HANSEN B., ØSTERHUS S., 2000: North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography* 45. P. 109-208.

HAY W. W., 2008: Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research* 29. P. 725-753.

HENRY L. G., MCMANUS J. F., CURRY W. B., ROBERTS N. L., PIOTROWSKI A. M., KEIGWIN L. D., 2016: North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 353. P.470-474.

HERNÁNDEZ-GUERRA A., JOYCE T. M., FRAILE-NUEZ E., VÉLEZ-BELCHÍ P., 2010: Using Argo data to investigate the Meridional Overturning Circulation in the North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57. P. 29-36.

HOERLING M., HURRELL J., EISCHEID J., PHILLIPS A., 2006: Detection and Attribution of Twentieth-Century Northern and Southern African Rainfall Change. *Journal of Climate* 19. P. 3989-4008.

HOLLOWAY G., NGUYEN A., WANG Z., 2011: Oceans and ocean models as seen by current meters. *Journal of Geophysical Research Oceans* 116. C8.

HÖNISCH B., RIDGWELL A., SCHMIDT D. N., THOMAS E., GIBBS S. J., SLUIJS A., ZEEBE R., KUMPL., MARTINDALE R. C., GREENE S., KIESSLING W., RIES J., ZACHOS J. C., ROYER D. L., BARKER S., MARCHITTO T. M. JR., MOYER R., PELEJERO S., ZIVERI P., FOSTER G. L., WILLIAMS B., 2012: The Geological Record of Ocean Acidification. *Science* 335. P. 1058-1063.

HOSODA S., OHIRA T., NAKAMURA T., 2008: A monthly mean dataset of global oceanic temperature and salinity derived from Argo float observations. *JAMSTEC Rep. Res. Dev.* 8. P. 47-59.

HU S. J., SPRINTALL J., GUAN C., MCPHADEN M. J., WANG F., HU D. CAI W., 2020: Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. *Science Advances* 6. 6.

HURRELL J. W., DESER C., 2010: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79. P. 231-244.

HURRELL J. W., KUSHNIR Y., OTTERSEN G., VISBECK M., 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* 134. P. 1-35.

HUYBERS P., WUNSCH C., 2010: Paleophysical Oceanography with an Emphasis on Transport Rates. *Annual Review of Marine Science* 2. P. 1-34.

IEA © 2020: Key World Energy Statistics 2020 (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.iea.org/reports/key-world-energy-statistics-2020>>.

IKEDA M., DOBSON F. W., 1995: *Oceanographic Applications of Remote Sensing*. CRC Press, Boca Raton, Florida.

ISERN-FONTANET J., BALLABRERA-POY J., TURIEL A., GARCÍA-LADONA E., 2017: Remote sensing of ocean surface currents: a review of what is being observed and what is being assimilated. *Nonlin. Processes Geophys.* 24. P. 613-643.

IPCC © 2013: *Observations: Atmosphere and Surface* (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/observations-atmosphere-and-surface/>>.

JACKSON L. C., KAHANA R., GRAHAM T., RINGER M. A., WOOLLINGS T., MECKING J. V., WOOD R. A., 2015: Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Climate Dynamics* 45. P. 3299-3316.

JAYNE S. R., ROEMMICH D., ZILBERMAN N., RISER S. C., JOHNSON K. S., JOHNSON G. C., PIOTROWICZ R., 2017: The Argo Program. *Oceanography* 30. P. 18-28.

JIANPING L., WANG J. X. L., 2003: A new North Atlantic Oscillation index and its variability. *Advances in Atmospheric Sciences* 20. P. 661-676.

JIMÉNEZ-MUÑOZ J. C., MATTAR C., BARICHIVICH J., SANTAMARÍA-ARTIGASA., TAKAHASHI K., MALHI Y., SOBRINO J. A., SCHRIER G. v. d., 2016: Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific Reports* 6. 33130.

KADRNOŽKA J., 2008: Globální oteplování Země. Příčiny, průběh, důsledky, řešení. VUTIUM, Brno.

KAZLEV M. A., 1998: Tethys Sea (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<http://palaeos.com/earth/paleogeography/index.html>>.

KELLY K. A., GILLE S. T., 1990: Gulf Stream Surface Transport and Statistics at 69°W from the Geosat Altimeter. *Journal of Geophysical Research* 95. P. 3149-3161.

KENNEDY J. J., 2013: A review of uncertainty in in situ measurements and data sets of sea surface temperature. *Reviews of Geophysics* 52. P. 1-32.

KEPPLER L., Landschützer P., 2019: Regional Wind Variability Modulates the Southern Ocean Carbon Sink. *Scientific Reports* 9. 7384.

KIM S. T., JIN F.-F., 2011: An ENSO stability analysis. Part II: results from the twentieth and twenty-first century simulations of the CMIP3 models. *Climate Dynamics* 36. P. 1609-1627.

KLEMAS V., 2010: Tracking Oil Slicks and Predicting their Trajectories Using Remote Sensors and Models: Case Studies of the Sea Princess and Deepwater Horizon Oil Spills. *Journal of Coastal Research* 26. P. 789-797.

KLEMAS V., 2012: Remote Sensing of Coastal and Ocean Currents: An Overview. *Journal of Coastal Research* 28. P. 576-586.

LAFFOLEY D., BAXTER J. M. (eds.), 2016: Explaining ocean warming: Causes, scale, effects and consequences 16 (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <https://www.researchgate.net/profile/Vincent-Saba/publication/307856373_Explaining_Ocean_Warming_Causes_scale_effects_a

nd_consequences/links/57cee90408ae057987ac0284/Explaining-Ocean-Warming-Causes-scale-effects-and-consequences.pdf>.

LAMBECK K., CHAPPELL J., 2001: Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292. P. 679-686.

LANDERER F. W., JUNGCLAUS J. H., MAROTZKE J., 2007: Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario. *Journal of Physical Oceanography* 37. P. 296-312.

LATIF M., SUN J., VISBECK M., BORDBAR M. H., 2022: Natural variability has dominated Atlantic Meridional Overturning Circulation since 1900. *Nature Climate Change* 12. P. 455-460.

LAVERMAN A., GRIESEL A., HOFMAN M., MONTOYA M., RAHMSTORF S., 2005: Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics* 24. P. 347-354.

LEQUÉRE C., ANDREW R. M., FRIEDLINGSTEIN P., SITCH S., PONGRATZ J., MANNING A. C., KORSBAKKEN J. I., PETERS G. P., CANADELL J. G., JACKSON R. B., BODEN T. A., TANS P. P., ANDREWS O. D., ARORA V. K., BAKKER D. C. E., BARBERO L., BECKER M., BETTS R. A., BOPP L., CHEVALLIER F., CHINI L. P., CIAIS P., COSCA C. E., CROSS J., CURRIE K., GASSER T., HARRIS I., HAUCK J., HAVERD V., HOUGHTON R. A., HUNT C. W., HURTT G., ILYINA T., JAIN A. K., KATO E., KAUTZ M., KEELING R. F., GOLDEWIJK K. K., KÖRTZINGER A., LANDSCHÜTZER P., LEFÈVRE N., LENTON A., LIENERT S., LIMA I., LOMBARDOZZI D., METZL N., MILLERO F., MONTEIRO P. M. S., MUNRO D. R., NABEL J. E. M. S., NAKAOKA S., NOJIRI Y., PADIN X. A., PEREGON A., PFEIL B., PIERROT D., POULTER B., REHDER G., REIMER J., RÖDENBECK C., SCHWINGER J., SÉFÉRIAN R., SKJELVAN I., STOCKER B. D., TIAN H., TILBROOK B., TUBIELLO F. N., LAAN-LUIJKX I. T. v. d., WERFG. R. v. d., HEUVEN S. v., VIOVY N., VUICHARD N., WALKER A. P., WATSON A. J., WILTSHIRE A. J., ZAEHLE S., ZHU D., 2018: Global Carbon Budget 2017. *Earth System Science Data* 10. P. 405-448.

L'HEUREUX M., 2014: What is the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) in a nutshell? (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-el-niño-southern-oscillation-enso-nutshell>>.

LIU W., LIU Z., BRADY E. C., 2014: Why is the AMOC Monostable in Coupled General Circulation Models?. *Journal of Climate* 27. P. 2427-2443.

LIU W., XIE S.-P., LIU Z., ZHU J., 2017: Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate. *Science Advances* 3. 1.

LIU W., FEDOROV A. V., XIE S.-P., HU S., 2020: Climate impacts of a weakened Atlantic Meridional Overturning Circulation in a warming climate. *Science Advances* 6. 26.

LUO Y., ROTHSTEIN L. M., 2011: Response of the Pacific Ocean Circulation to Climate Change. *Atmosphere-Ocean* 49. P. 235-244.

MANABE S., STOUFFER R. J., 1988: Two Stable Equilibria of a Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Journal of Climate* 1. P. 841-866.

MARSHALL J., SCOTT J. R., ARMOUR K. C., CAMPIN J.-M., KELLEY M., ROMANOU A., 2015: The ocean's role in the transient response of climate to abrupt greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 44. P. 2287-2299.

MCMANUS J. F., FRANCOIS R., GHERARDI J.-M., KEIGWIN L. D., BROWN-LEGER S., 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428. P. 834-837.

MCPHADEN M. J., ZEBIAK S. E., GLANTZ M. H., 2006: ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. *Science* 314. P. 1740-1745.

MILTON D., 2017: El Niño 2015-16 (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <https://www.thegeographeronline.net/uploads/2/6/6/2/26629356/365_el_niño_2015-16.pdf>.

MOORE J.K., FU W., PRIMEAU F., BRITTEN G. L., LINDSAY K., LONG M., DONEY S. C., MAHOWALD N., HOFFMAN F., RANDERSON J. T., 2018: Sustained climate warming drives declining marine biological productivity. *Science* 359. P. 1139-1143.

MUNOZ S. E., DEE S. G., 2017: El Niño increases the risk of lower Mississippi River flooding. *Scientific Reports* 7. 1772.

MURTY T. S., SCOTT D., BAIRD W., 2000: The 1997 El Niño, Indonesian Forest Fires and the Malaysian Smoke Problem: A Deadly Combination of Natural and Man-Made Hazard. *Natural Hazards* 21. P. 131-144.

NASA ©2023: El Niño/La Niña Watch & PDO (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://sealevel.jpl.nasa.gov/data/el-nino-la-nina-watch-and-pdo/el-nino-2015/>>.

NASA ©2023: Understanding our planet to benefit humankind (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://climate.nasa.gov/>>.

NASA JPL CALTECH ©2023: 2015 and 1997 El Niños: Déjà vu, or Something New? (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.jpl.nasa.gov>>.

NOAA, ©2023: North Atlantic Oscillation (NAO) (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/>>.

NOAA, ©2023: Southern Oscillation Index (SOI) (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi>>.

NOAA Coral Reef Watch ©2023: Daily Global 5km Satellite Sea Surface Temperature Anomaly (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <https://coralreefwatch.noaa.gov/product/5km/index_5km_ssta.php>.

OCEANDRIVERS ©2021: How to measure currents? (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.oceandrivers.com/how-to-measure-currents/>>.

OLIVER E. C. J., DONAT M. G., BURROWS M. T., MOORE P. J., SMALE D. A., ALEXANDER L. V., BENTHUYSEN J. A., FENG M., GUPTA A. S., HOBDA Y. A. J., HOLBROOK N. J., PERKINS-KIRKPATRICK S. E., SCANNELL H. A., STRAUB S. C., WERNBERG T., 2018: Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nature Communications* 9. 1324.

OPPO D. W., CURRY W. B., 2012: Deep Atlantic Circulation During the Last Glacial Maximum and Deglaciation (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/deep-atlantic-circulation-during-the-last-glacial-25858002/>>.

OSBORN T. J., 2011: Variability and Changes in the North Atlantic Oscillation Index. Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region. *Advances in Global Change Research* 46. P. 9-22.

PALTER J. B., 2015: The Role of the Gulf Stream in European Climate. *Annual Review of Marine Science* 7. P. 113-137.

PENG Q., XIE S.-P., WANG D., HUANG R. X., CHEN G., SHU Y., SHI J.-R., LIU W., 2022: Surface warming–induced global acceleration of upper ocean currents. *Science Advances* 8. 16.

PETRUSEKA., HEJZLAR J., 2022: Když se ryby dusí aneb Příčiny a důsledky úbytku kyslíku ve vodách. *Živa* 2. S. 75-77.

POKORNÁ L., HUTH R., 2015: Climate impacts of the NAO are sensitive to how the NAO is defined. *Theoretical and Applied Climatology* 119. P. 639–652.

RACH O., BRAUER A., WILKES H., SACHSE D., 2014: Delayed hydrological response to Greenland cooling at the onset of the Younger Dryas in western Europe. *Nature Geoscience* 7. P. 109-112.

RAHMSTORF S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419. P. 207-214.

RAHMSTORF S., 2006: Thermohaline Ocean Circulation (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <https://www.pik-potsdam.de/~stefan/Publications/Book_chapters/rahmstorf_eqs_2006.pdf>.

RAYNER D., HIRSCHI J. J.-M., KANZOW T., JOHNS W. E., WRIGHT P. G., FRAJKA-WILLIAMS E., BRYDEN H. L., MEINEN C. S., BARINGER M. O., MAROTZKE J., BEAL L. M., CUNNINGHAM S. A., 2011: Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58. P. 1744-1753.

ROPELEWSKIC. F., JONES P. D., 1987: An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review* 115. P. 2161-2165.

RUDA A., 2014: Klimatologie a hydrogeografie pro učitele (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/skripta/klimatologie_hydrogeografie.pdf>.

ŘÍHOVÁ AMBROŽOVÁ J., 2007: Pelagiál (online) [cit. 2023.03.15], dostupné z <<https://e-learning.vscht.cz/mod/glossary/view.php?id=49341>>.

SABA V. S., GRIFFIES S. M., ANDERSON W. G., WINTON M., ALEXANDER M. A., DELWORTH T. L., HARE J. A., HARRISON M. J., ROSATI A., VECCHI G. A., ZHANG R., 2015: Enhanced warming of the Northwest Atlantic Ocean under climate change. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121. P. 118-132.

SAHA S., MOORTHY S., PAN H.-L., WU X., WANG J., NADIGA S., TRIPP P., KISTLER R., WOOLLEN J., BEHRINGER D., LIU H., STOKES D., GRUMBINE R. W., GAYNO G., WANG J., HOU Y.-T., CHUANG H.-Y., JUANG H.-M. H., SELA J., IREDELL M., TREADON R., KLEIST D., DELST P. V., KEYSER D., DERBER J., EK M., MENG J., WEI H., YANG R., LORD S., DOOL H. V. D., KUMAR A., WANG W., LONG C., CHELLIAH M., XUE Y., HUANG B., HA K.-J., EBISUZAKI W., LIN R., XIE P., CHEN M., ZHOU S., HIGGINS W., ZOU C.-Z., LIU Q., CHEN Y., HAN Y., CUCURULL L., REYNOLDS R. W., RUTLEDGE G. K., GOLDBERG M., 2010: The

NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91. P. 1015-1058.

SCHMITTNER A., LATIF M., SCHNEIDER B., 2005: Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophysical Research Letters* 32. 23.

SCOTT R. B., ARBIC B. K., CHASSIGNET E. P., COWARD A. C., MALTRUD M., MERRYFIELD W. J., SRINIVASAN A., VARGHESE A., 2010: Total kinetic energy in four global eddying ocean circulation models and over 5000 current meter records. *Ocean Modelling* 32. P. 157-169.

SGUBIN G., SWINGEDOUW D., DRIJFHOUT S., MARY Y., BENNABI A., 2017: Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nature Communications* 8. 14375.

SHAKUN J., CARLSON A. E., 2010: A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 29. P. 1801-1816.

SVERDRUP H. U., 1947: Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. *PNAS* 33. P. 318-326.

SWEET W. V., HORTON R., KOPP R. E., LEGRANDE A. N., ROMANOU A., 2017: Sea level rise. *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment* 1. P. 333-363.

THORNALLEY D. J. R., OPPO D. W., ORTEGA P., ROBSON J. I., BRIERLEY C. M., DAVIS R., HALL I. R., MOFFA-SANCHEZ P., ROSE N. L., SPOONER P. T., YASHAYAEV I., KEIGWIN L. D., 2018: Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. *Nature* 556. P. 227-230.

TOKINAGA H., XIE S.-P., 2011: Wave- and Anemometer-Based Sea Surface Wind (WASWind) for Climate Change Analysis. *Journal of Climate* 24. P. 267-285.

VECCHI G. A., SODEN B. J., 2007: Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *Journal of Climate* 20. P. 4316-4340.

VELLINGA M., WOOD R. A., 2002: Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Climatic Change* 54. P. 251-267.

VOS R., VELASCO M., LABASTIDA E. d., 1999: Economic and Social Effects of El Niño in Ecuador, 1997-1998. Inter-American Development Bank, Washington, D. C.

WANG G., XIE S.-P., HUANG R. X., CHEN C., 2015: Robust Warming Pattern of Global Subtropical Oceans and Its Mechanism. *Journal of Climate* 28. P. 8574-8584.

WANG C., DESER C., YU J.-Y. DINEZIO P., CLEMENT A., 2016: El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. *Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific* 8. P. 85-106.

WATERS M. R., STAFFORD T. W. Jr., 2007: Redefining the Age of Clovis: Implications for the Peopling of the Americas. *Science* 315. P. 1122-1126.

WEIJER W., CHENG W., GARUBA O. A., HU A., NADIGAB. T., 2020: CMIP6 Models Predict Significant 21st Century Decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters* 47. 12.

WUNSCH C., 2020: Is the Ocean Speeding Up? Ocean Surface Energy Trends. *Journal of Physical Oceanography* 50. P. 3205-3217.

XIE S.-P., DESER C., VECCHI G. A., MA J., TENG H., WITTENBERG A. T., 2010: Global Warming Pattern Formation: Sea Surface Temperature and Rainfall. *Journal of Climate* 23. P. 966-986.

YANG J., TIAN H., PAN S., CHEN G., ZHANG B., DANGAL S., 2018: Amazon drought and forest response: Largely reduced forest photosynthesis but slightly increased canopy greenness during the extreme drought of 2015/2016. *Global Change Biology* 24. P. 1919-1934.

YEAGER S. G., KARSPECK A. R., DANABASOGLU G., 2015: Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss. *Geophysical Research Letters* 42. P. 10,704-10,713.