

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Fyzická geografie a geoinformatika



Štěpán Šedivý

**Golfský proud a atlantická termohalinní cirkulace: proměnlivost a
vliv na klima v Evropě**

**Gulf Stream and Atlantic Thermohaline Circulation: Variability and
influence on European climate**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: prof. RNDr. Radan Huth, DrSc.

Louny 2024

Poděkování:

V první řadě bych chtěl poděkovat mému školiteli panu prof. RNDr. Radanu Huthovi, DrSc., za cenné připomínky, množství konzultací a maximální ochotu pomoci. Dále také mému staršímu bratru Petrovi, jenž je mi ve studiu velkou inspirací. V neposlední řadě patří poděkování i mé přítelkyni Simoně, jež mi nejen v průběhu tvorby práce byla pevnou psychickou oporou, a mým rodičům, kteří mě bezmezně podporují.

Předběžná náplň práce:

Atlantická termohalinní cirkulace a Golfský proud jakožto její součást významně ovlivňují klima: díky jejich působení je v zimě Evropa nejteplejší oblastí světa na daných zeměpisných šířkách. Atlantická termohalinní cirkulace reaguje na globální antropogenní změnu klimatu tím, že slábne. Její případné zastavení by mohlo mít na klima Evropy značné dopady: globální oteplování by bylo doprovázeno regionálním ochlazením. Cílem práce je zpracovat rešerši literatury týkající se vlivu výše zmíněných mořských proudů na klima Evropy, a to jak v nedávné minulosti (v období přístrojových pozorování), tak v blízké budoucnosti (do konce 21. stol.). Součástí rešerše by měl být i popis mechanismů, jež způsobují slábnutí oceánské cirkulace v Severním Atlantiku v důsledku změny klimatu, a rovněž zhodnocení pravděpodobnosti, že se tato cirkulace v budoucnu zcela zastaví. Práce může být doplněna vlastní analýzou, nakolik přispívá relativně teplý povrch oceánu spojený s diskutovanými mořskými proudy k relativně vyšším teplotám v Evropě. Tato analýza by vycházela z dat dostupných v globálních databázích.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Abstrakt

Atlantická meridionální cirkulace (AMOC) je pro svou schopnost přemísťovat teplo a odevzdávat ho atmosféře klíčovou složkou zemského klimatu. Cílem této práce bylo popsat řídicí mechanismy a součásti oceánské cirkulace v Atlantském oceánu, a také popsat její proměnlivost a vliv na evropské klima v minulosti, současnosti i budoucnosti formou rešerše. AMOC prokazatelně hrála roli ve velkých klimatických fluktuacích posledních 120 tisíc let. V současnosti AMOC přímo ovlivňuje evropské klima prostřednictvím fází atlantické multidekádní oscilace, což by mohlo znamenat, že Evropu v blízké budoucnosti může čekat poměrně významná změna klimatu. Též je osvětleno, proč Golský proud ve skutečnosti není zodpovědný za zimní teplotní kontrast mezi Evropou a Severní Amerikou. Modely naznačují, že současná AMOC je nejslabší za posledních nejméně tisíc let, a blíží se možná bifurkačnímu bodu. Modely dále předpovídají, že AMOC do konce 21. století s velkou pravděpodobností výrazně zeslábně. K úplnému kolapsu v tomto století pravděpodobně nedojde, avšak do roku 2300 se tak stane s 50% pravděpodobností, což by do Evropy mohlo přinést obecně sušší a výrazně chladnější klima, a to až o 30 °C v zimním období v severní Evropě.

Abstract

Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) is a key component of Earth's climate for its ability to transport heat and returning it to the atmosphere. The goal of this work was to describe the driving mechanisms and components of ocean circulation in the Atlantic, and to describe its variability and influence on European climate in the past, present and future in a form of a review. AMOC certainly played a role in major climatic fluctuations of the past 120 thousand years. In present AMOC directly affects European climate through the phases of Atlantic Multidecadal Oscillation, which might lead to a significant change of European climate in the near future. It is also explained why the Gulf stream is in reality not responsible for the winter temperature contrast between Europe and North America. Models suggest that current AMOC is in its weakest state in at least a thousand years, and that it may be near a bifurcation point. Furthermore, models indicate that AMOC will in the 21st century most likely weaken significantly. A total collapse in this century is unlikely, however by the year 2300 the probability of it happening is 50 %, which could bring generally drier climate to Europe, and a wintertime cooling of up to 30 °C in northern Europe.

Klíčová slova: cirkulace oceánu, Golský proud, Severní Atlantik, proměnlivost klimatu, klimatická změna

Key words: oceanic circulation, Gulf Stream, North Atlantic, climate variability, climate change

Obsah

Abstrakt

Abstract

1. Úvod

2. Charakteristika složek oceánské cirkulace

2.1. Termohalinní cirkulace

2.2. Atlantická meridionální cirkulace

2.3. Golfský proud

3. Role Golfského proudu v kontrastu evropského a severoamerického podnebí

4. Atlantická meridionální cirkulace a změny klimatu od poslední doby ledové

4.1. Dansgaard-Oeschgerovy a Heinrichovy události

4.2. Konec posledního ledovcového maxima

4.3. Mladší dryas

4.4. Klimatická událost před 8,2 tis. lety

5. Zpětné vazby

6. Současná proměnlivost Golfského proudu a atlantické meridionální cirkulace

6.1. Vztah AMOC k atlantické multidekádní oscilaci a jejich vliv na klima

6.2. Hodnocení proměnlivosti AMOC na základě přístrojového měření

6.3. „The cold blob“

6.4. Současná proměnlivost Golfského proudu

6.5. Současný AMOC v modelových simulacích

6.6. Shrnutí

7. Budoucí vývoj AMOC a Golfského proudu, a jejich očekávaný vliv na evropské klima

7.1. Kolaps AMOC a jeho následky na evropské klima

7.2. Shrnutí

8. Závěr

Seznam literatury

Seznam zkratk

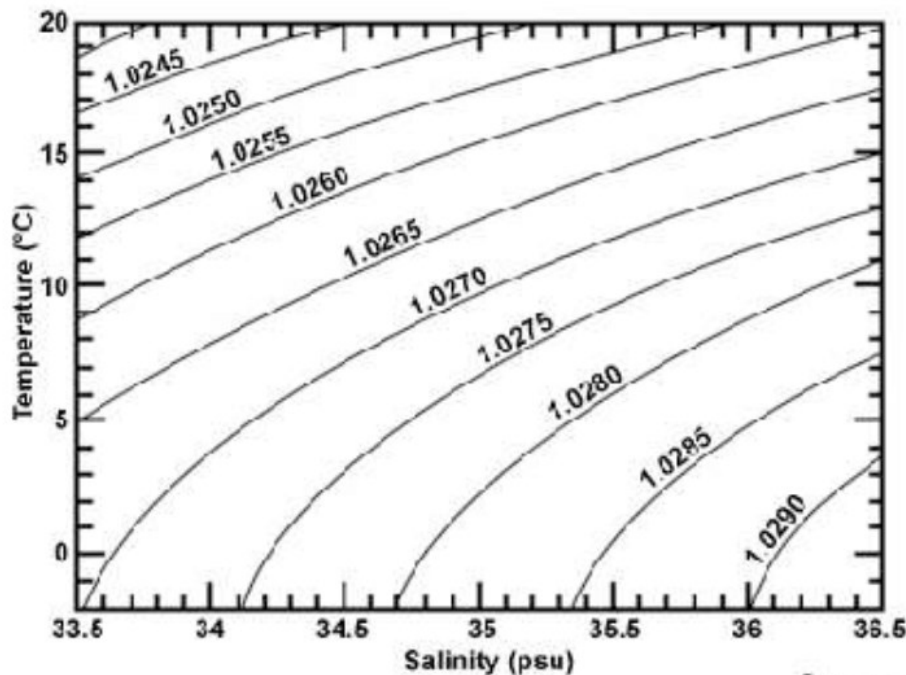
1. Úvod

V současnosti je změna klimatu velkým tématem nejen ve vědě, ale i v médiích. I laická veřejnost je tak dnes už poměrně dobře obeznámena s tím, že antropogenní změna klimatu je způsobována především navýšováním koncentrací skleníkových plynů v atmosféře, zejména pak oxidu uhličitého. Méně známou, byť neméně důležitou proměnnou zemského klimatu, je pak termohalinní cirkulace a mořské proudy, které jsou její součástí, a to zejména pro jejich schopnost přemísťovat teplo napříč oceánem, a odevzdávat ho atmosféře nad ním. Evropa z této jejich schopnosti významně těží, a je z toho důvodu v zimním období výrazně teplejší, než pokud by tento přenos tepla v oceánu neexistoval. Intenzita termohalinní cirkulace však v žádném případě není v čase konstantní. Naopak, napříč svou historií tento systém prodělával někdy i obrovské změny, jež s sebou nesli výrazné dopady na klima, a tedy i život jako takový. Byť tedy tento systém má z dlouhodobého hlediska určitou přirozenou proměnlivost, v dnešní době je jeho fungování taktéž ovlivňováno člověkem. Například dle Rahmstorfa a kol. (2015) dochází od počátku 20. století k výraznému slábnutí atlantické meridionální cirkulace (AMOC), součásti termohalinní cirkulace v Atlantském oceánu, díky „ředění“ severního Atlantiku sladkou vodou z tajícího grónského ledovcového štítu, které lze považovat za člověkem způsobené právě skrze emise skleníkových plynů a následné posilování skleníkového působení atmosféry. S oslabující AMOC se také začala nabízet otázka o úplném kolapsu tohoto systému, který může nastat při překročení určitého bodu zvratu, jak už se mimo jiné v minulosti jistě stalo. Kolaps AMOC by v podstatě znamenal zastavení tohoto dopravníku tepla, což by právě pro Evropu jistě znamenalo výrazné ochlazení, a tím pádem i významné dopady na místní společnost a její podmínky pro život. Navzdory významnosti AMOC máme o tomto systému stále jen omezená pozorování a nedostatečná přímá měření. Je tedy na místě brát závěry o jejím historickém chování s určitou nejistotou. Nedostatečná měření a přílišná nákladnost modelů s dostatečně vysokým rozlišením jsou tedy hlavními omezujícími faktory v cestě za dokonalejším porozuměním tohoto komplexního a pro zemské klima naprosto klíčového systému, jehož budoucí vývoj bude mít mimo jiné značný vliv i na evropskou společnost.

2. Charakteristika složek oceánské cirkulace

2.1 Termohalinní cirkulace

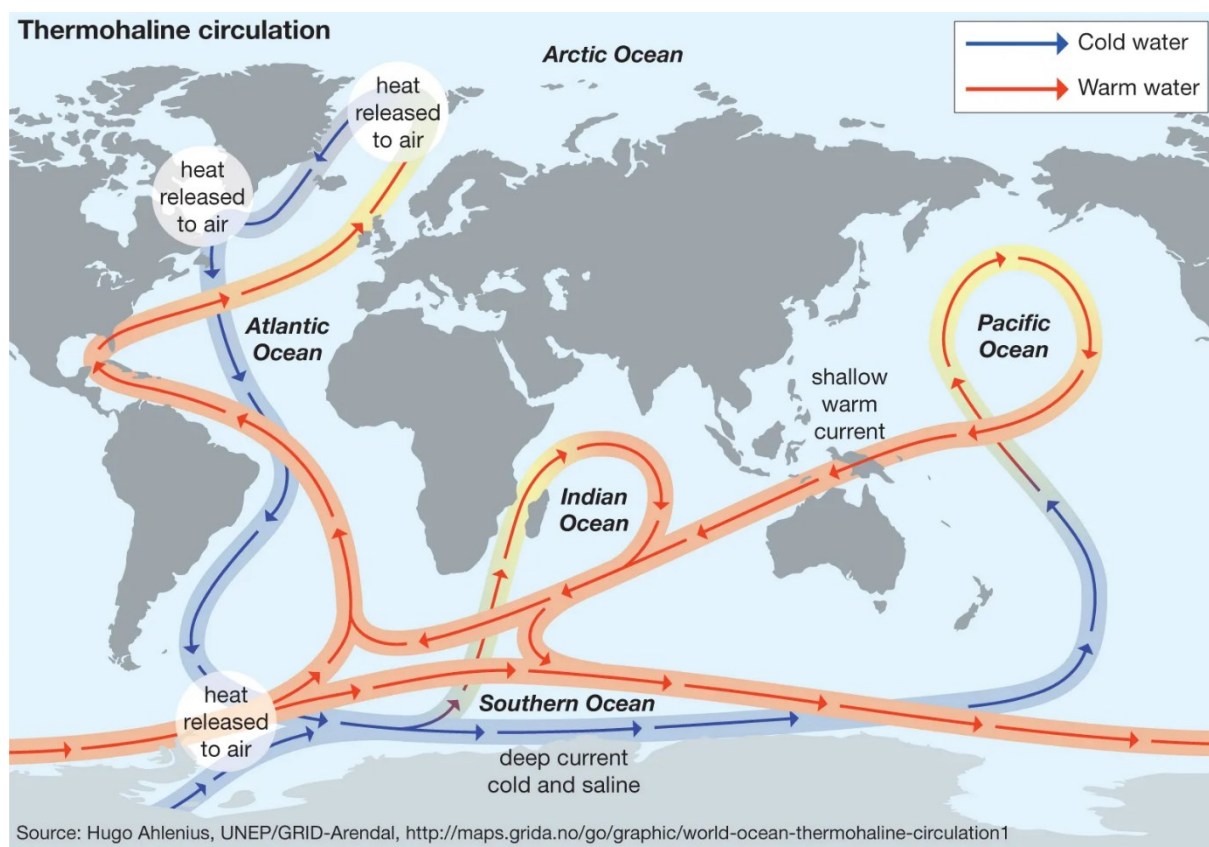
Hlavním zdrojem tepla pro planetu Zemi je elektromagnetické záření vyzařované naší centrální hvězdou Sluncem. Tato energie však nedopadá na povrch Země rovnoměrně kvůli kulovému tvaru Země a měnícímu se sklonu zemské osy vůči Slunci. V důsledku toho se pak různé části světa prohřívají různě intenzivně. Právě nejvíce slunečního záření se dostává oblasti kolem rovníku mezi obratníky. V oblastech vyšších zeměpisných šířek, jakou je i Evropa, tato energie naopak chybí a pokud by nebylo určitých prostředků schopných teplo přenášet, byly by teplotní rozdíly mezi tropickými oblastmi a vysokými zeměpisnými šířkami mnohem výraznější. Těmito prostředky jsou vzduch a voda v podobě atmosférické, respektive oceánské cirkulace. Zatímco povrchové oceánské proudy jsou většinou poháněny větrem a dosahují vyšších rychlostí, za pohyb těch hlubinných, které jsou pomalejší, je zodpovědná tzv. termohalinní cirkulace, zkráceně THC, tedy přesněji teplota (termo) a salinita (halinní) vody. Právě rozdíly v teplotě a salinitě vody ovlivňují její hustotu.



Obr. 1: Diagram hustoty vody (g/cm^3) v závislosti na teplotě a salinitě.
psu = practical salinity unit: 1 psu = 1 g soli / 1000 g vody
převzato z: (Thom a Ricken 2019)

Z Obr.1 lze vyčíst, že hustota vody stoupá s klesající teplotou a rostoucí koncentrací soli. Výsledné rozdíly v hustotě vody v různých místech světového oceánu pak dávají do pohybu systém proudů, který nazýváme oceánský dopravníkový pás. Tento pohyb má svůj počátek ve vysokých zeměpisných šířkách severního Atlantiku, kde se povrchová voda zchlazuje, a zvyšuje se tak její hustota. To vede k narušení vertikální stability vody, a ta se začne zanořovat z povrchu do hloubky. Tímto pohybem zároveň stahuje okolní povrchovou vodu na své původní místo a vytváří tak proud. Tento proces se odborně nazývá downwelling.

Tento hlubokomořský studený proud se dále pohybuje směrem na jih Atlantským oceánem, až se dostane do oceánu Jižního. Tam cirkuluje kolem Antarktidy a tvoří největší mořský proud na Zemi zvaný Západní příhon, který Antarktický kontinent tepelně izoluje a přispívá tak k udržení ledovcového příkrovu na něm (Buckley a Marshall 2016). Kolem Antarktidy taktéž vanou silné západní větry, které dodávají Západnímu příhonu dodatečnou energii a dále tak pohání THC (Marshall a Speer 2012). Zde se dvě větve oddělí. Jedna putuje směrem do Indického oceánu a druhá směrem do oceánu Tichého. Každá z větví se pak obrátí zpět směrem na jih k Antarktidě, a nakonec se dostane zpět do Atlantského oceánu (viz Obr.2), kde se dopravník uzavírá severně od grónsko-skotského hřebene, který odděluje oceán Atlantský od oceánu Severního ledového (Eldevik a Nilsen 2013).



Obr.2: Oceánský dopravníkový pás, červená (modrá) = teplý (studený) proud
převzato z: Britannica, internetový zdroj: <https://www.britannica.com/science/thermohaline-circulation>

Právě na hranici těchto dvou oceánů dochází k interakci jejich vod. Zatímco voda překračující grónsko-skotský hřeben směrem na sever zmírňuje regionální klima arktické pevniny, povrchová voda vytékající ze Severního ledového oceánu směrem na jih je hlavním zdrojem sladké vody pro Atlantik a hustší hlubinná voda tekoucí stejným směrem je hlavním zdrojem pro Atlantické hlubinné proudy (Quadfasel a Käse 2007). Prostřednictvím tohoto oceánské dopravníku je tak přemísťováno obrovské množství tepla, soli, živin, ale i uhlíku, jehož koncentrace v atmosféře THC aktivně reguluje výše zmiňovaným downwellingem a využívá tak hlubiny moře jako rezervoár tohoto skleníkového plynu. Termohalinní cirkulace je tak klíčovou součástí globálního klimatu (Bryden, Longworth a Cunningham 2005).

Jak již bylo nastíněno v úvodní kapitole, tento systém rozhodně není v čase neměnný. V průběhu geologické historie, tedy měřítka milionů let, se jeho intenzita výrazně měnila, a to obzvláště v obdobích střídajících se dob ledových a meziledových, jako tomu bylo například v období pleistocénu, tedy období, které trvalo asi 2,5 milionu let a skončilo před asi 12 tisíci lety. Rahmstorf (2000) definuje tři režimy termohalinní cirkulace: 1, teplý nebo interglaciální režim s hlubinnými proudy vznikajícími v severních mořích (dnešní podoba). 2, chladný nebo glaciální režim s hlubinnými proudy vznikajícími jižně od grónsko-skotského hřebenu (tedy výrazně jižněji než u teplého režimu). 3, režim „vypnutý“, při kterém nedochází ke vzniku hlubinných proudů. Způsob, jakým tento systém proudů přemísťuje teplo a ostatní výše zmíněné prvky se odvíjí od režimu, ve kterém se THC v danou dobu nachází, a jakákoliv změna v síle THC vede k výrazným změnám v regionálním ale i globálním klimatu (Vellinga, Wood 2002). Na závěr je vhodné zmínit, že termín „termohalinní cirkulace“ tedy spíše poukazuje na samotný mechanismus daný fyzikálními zákonitostmi zodpovědný za pohyb vodních hmot ve světovém oceánu, a nikoliv soubor proudů, skrze které se tak děje, které jsou populárně nazývané spíše jako „oceánský dopravníkový pás“ nebo také „termohalinní výměník“.

2.2 Atlantická meridionální cirkulace

Klíčovou součástí oceánské cirkulace v Atlantském oceánu je Atlantická meridionální cirkulace (AMOC). Jedná se o systém povrchových i hlubinných mořských proudů pohybujících se převážně v poledníkové, tedy severo-j jižním směru. Buckley a Marshall (2016) popisují AMOC jako komplexní systém oceánských proudů dopravujících povrchovou vodu napříč Atlantikem směrem na sever, jež se ve vysokých zeměpisných šířkách zanořuje a vytváří severoatlantickou hlubinnou vodu (NADW), která v podobě hlubinného proudu putuje zpět směrem na jih. Stejní autoři dále uvádí, že AMOC se běžně kvantifikuje jako zonálně a vertikálně integrovaný objemový transport směrem na sever a AMOC je tedy funkce zeměpisné šířky a hloubky v jednotkách m^3/s , které se ale běžně uvádí ve Sverdrupech, tedy: $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Roquet a Wunsch (2022) pak definují MOC, tedy obecně jakoukoli meridionální cirkulaci jako sumu hmotnostního průtoku proudů směřujících na sever a na jih od západní k východní hranici oceánu do určité hloubky (nikoliv dna) v určité zeměpisné šířce.

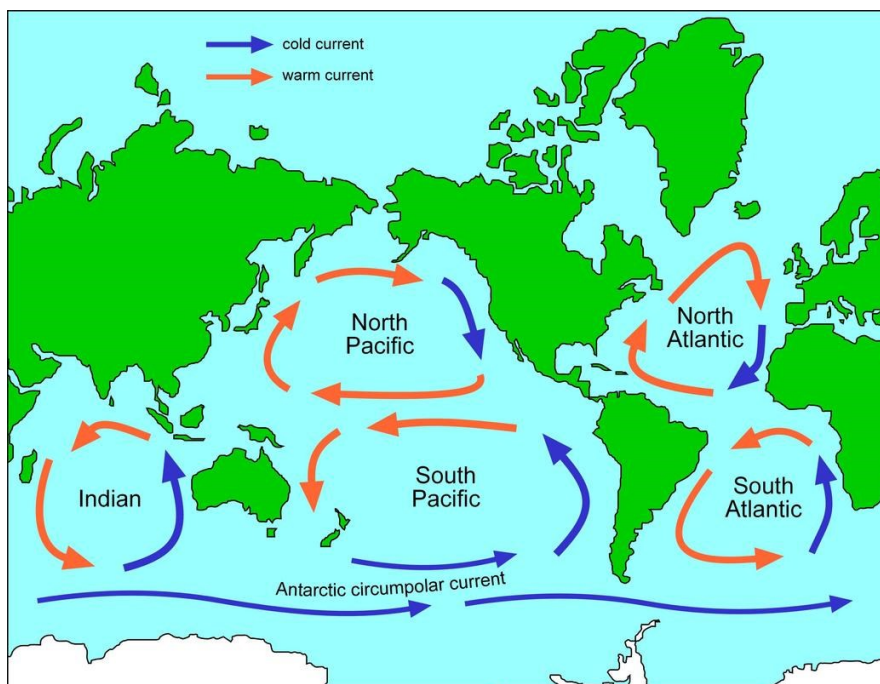
Transport vod na sever začíná v jižním Atlantiku Benguelským proudem táhnoucím se podél západního pobřeží jižní Afriky. Část těchto vod se připojí k Jižnímu rovníkovému proudu směřujícímu na západ a dále směřuje přes rovník na sever podél severního pobřeží Brazílie skrze Severní rovníkový proud až do Karibského moře a Mexického zálivu. Zde proudění pokračuje ve formě severoatlantského koloběhu. Jedná se o systém proudů hnaný převládajícími větry, zemskou rotací a uspořádáním pevnin. Severoatlantský koloběh proudí ve směru hodinových ručiček díky převládajícímu západnímu atmosférickému proudění v mírných šířkách, které pohání jeho severní část a díky pasátům směřujícím na jihozápad k rovníku, které naopak pohání jeho jižní část (viz Obr.3). Uprostřed severoatlantského koloběhu se nachází Sargasové moře, což je jediné moře ve světovém oceánu ohraničené pouze mořskými proudy a žádnou pevninou. Severozápadním ramenem severoatlantského koloběhu je Golfský proud, který má svůj počátek v teplých vodách Mexického zálivu a dále následuje východní pobřeží Spojených států amerických až k mysu Hatteras v Severní Karolině, kde se od americké pevniny odděluje a meandruje volně do Atlantského oceánu směrem na severovýchod. Východně od ostrova Newfoundland na šelfové plošině Grand Banks se teplé vody Golfského proudu setkají s chladnými vodami Labradorského proudu, který je západním ramenem subpolárního koloběhu. Dle Rossbyho (1999) se většina vod Labradorského proudu napojuje na proud Golfský a vytváří spolu proud Severoatlantský, který pokračuje dále na sever směrem k Evropě, a proud Kanárský, který se stáčí směrem na jih, obtéká západní pobřeží Afriky, a nakonec se napojuje zpět na proud Severní rovníkový

a uzavírá tak severoatlantský koloběh (viz Obr.3 a 4). Nad 52. rovnoběžkou se Severoatlantský proud dělí na několik větví, které se přidávají do subpolárního koloběhu, který je vázán na islandskou tlakovou níž. Zde dochází k zanořování a vzniku Severoatlantské hlubinné vody (NADW), která je z těchto konvektivních oblastí odnášena hlubinným západním okrajovým proudem (DWBC) směrem na jih.



*Obr.3: Zjednodušené schéma AMOC. Teplé proudy (červeně) putují na sever, kde odevzdávají teplo atmosféře (znázorněno měnící se barvou šipek a čar), zanořují se a proudí zpět na jih jako proudy studené (modře). Znázorněn severoatlantský koloběh (tlustě červeně) a převládající západní atmosférické proudění (velké šipky). Vyznačeno měření RAPID na 26,5°s.š..
převzato z: (Srokosz a kol. 2012)*

Dál Bower a kol. (2009) uvádí, že poblíž 26. rovnoběžky s.š. se většina jižně proudící hlubinné vody přidá k DWBC a přechází 5° j.š. jako úzký západní okrajový proud (Garzoli a kol. 2015). Na 8° j.š. se však DWBC rozpadá a dále na jih se hlubinné vody pohybují skrze vodní víry (Garzoli a kol. 2015). Hlubinné vody jsou z hloubky extrahovány v Jižním oceánu díky silným větrům cirkulujícím kolem Antarktidy. Extrahovaná hlubinná voda je nahrazována podpovrchovým přítokem vod z Tichého oceánu skrze Drakeův průliv a vod z Indického oceánu skrze tzv. Agulhas leakage. Jedná se o přítok teplé vody z Indického Oceánu skrze Agulhaský proud, který obtéká od severu východní pobřeží Jižní Afriky směrem na jihozápad, než se od kontinentu odtrhne a otočí se zpět na východ do Indického oceánu (viz Obr.4). Určitá část vod tohoto proudu ale „uniká“ směrem na západ, kde obtéká jižní cíp Afriky a vtéká do Jižního Atlantiku, kde „krmí“ AMOC teplou a slanou vodu. Jedná se o klíčovou součást globální oceánské cirkulace a nedávná zjištění ukazují, že s antropogenním oteplováním se tento únik zesiluje a může posilovat AMOC v době, kdy se předpokládá, že by měla slábnout (Beal a kol. 2011).



Obr.4: 5 hlavních oceánských koloběhů.

převzato z: Science Learning Hub, internetový zdroj: <https://www.sciencelearn.org.nz/images/773-map-of-ocean-gyres>

Vzhledem k tomu, že AMOC je přímou součástí termohalinního výměníku, i její pohyb je podmíněn termohalinní cirkulací. Klíčovou podmínkou tohoto pohybu je mohutná konvekce v subpolárním severním Atlantiku, zejména pak v Labradorském, Grónském a Norském moři (Marshall a Schott 1999). Zde dochází ochlazením relativně slané povrchové vody ke konvektivní nestabilitě, a skrze výše zmiňovaný downwelling tak umožňuje vznik chladné a slané NADW. Salinita vysokých zeměpisných šířek severního Atlantiku je výrazně vyšší, než jako je tomu v případě severního Pacifiku. Tento přebytek soli je dán výparem převládajícím nad srážkami, odtoky řek a tajícím ledem (Emile-Geay a kol. 2003) a částečně pak oceánským transportem, zejména pak výše zmiňovaným importem slané vody z Indického oceánu skrze Agulhas leakage (De Ruijter a kol. 1999). Kombinace těchto procesů předurčuje Atlantik k mohutné konvekci (Marsh a kol. 2007). Důležitým faktorem taktéž je, že AMOC sama o sobě dopravuje velmi slanou vodu ze subtropů do subpolární části Atlantiku a udržuje tak vysokou salinitu v konvektivních oblastech (Weijer a kol. 2019). Díky této unikátnosti tak AMOC nemá žádný ekvivalent v Tichém nebo Indickém oceánu, kterým chybí dostatečná salinita a vysoká zeměpisná šířka, které jsou potřebné pro takovýto dynamický proces (Buckley a Marshall 2016). AMOC je dále zvláštní v tom, že transportuje teplo na sever přes rovník. K maximálnímu oceánskému přenosu tepla směrem na sever dochází mezi 24. a 26. rovnoběžkou s. š. a má hodnotu 1,3 PW (1 PW = 10^{15} W), což představuje 25 % celkového přenosu tepla (atmosféra+oceán) směrem k pólu v těchto zeměpisných šířkách (Srokosz a kol. 2012). Přispívá tak k tomu, že je severní polokoule relativně teplejší než ta jižní, a severní Atlantik nad 40. rovnoběžkou až o 3 °C teplejší než Pacifik (Buckley, Marshall 2016). Tento mimořádný přenos tepla z tropických oblastí, ale jak už bylo řečeno i zpoza rovníku do vysokých zeměpisných šířek severního Atlantiku, výrazně ovlivňuje klima celé severní polokoule ale hlavně severozápadní Evropy, kde teploty dosahují až o 6 °C výše, než v podobných oceánských podnebních na březích Pacifiku (Palter 2015). AMOC taktéž hraje ústřední roli v reakci klimatu na antropogenní vlivy, díky schopnosti extrahovat uhlík z atmosféry a ukládat jej, ale i jiné živiny do hlubin oceánu (Pérez a kol. 2013). V hlubinných proudech izolovaných od atmosféry se energie, CO₂ a další

chemické sloučeniny ukládají na stovky let, a tato relativně dlouhá paměť oceánu mu oproti atmosféře umožňuje ovlivňovat klima v mnohem delších časových horizontech (Frajka-Williams a kol. 2019).

Stejně jako termohalinní výměník byla AMOC předmětem výrazných změn v celé své historii. Výrazné změny klimatu zejména v posledních dobách ledových jsou často přisuzovány právě změnám v AMOC. Podobně jako tomu bylo v předchozí kapitole u termohalinního výměníku, Rahmstorf (2002) definoval tři režimy AMOC, a to „teplý“, „chladný“ a „vypnutý“. Teplý představuje dnešní podobu AMOC, chladný představuje funkční AMOC, jehož povrchové vody ale nesahají tak vysoko na sever a zanořují se v nižší zeměpisné šířce jižně od Islandu a tvoří mělčí NADW. „Vypnutý“ AMOC pak nemá žádný teplý povrchový tok směrem na sever. Všechny tyto tři režimy se dle paleozáznamů střídaly během poslední doby ledové (Srokosz a kol. 2012). Navzdory své významnosti pro globální klima a nejistotě, která panuje nad její budoucností, AMOC nebyla v minulosti dostatečně pozorována. Boers (2021) uvádí, že přímá pozorování AMOC jsou dostupná pouze za poslední dvě dekády. V roce 2004 byl spuštěn program RAPID, který měří AMOC a jeho přenos tepla na 26,5°s.š. (viz Obr.3). Za dobu měření AMOC vykazuje transport o průměrné hodnotě 17,4 Sv (Weiher a kol. 2019). Nedostatečná pozorování, složitost vyjádření klíčových procesů v modelech a poněkud limitovaná znalost základních mechanismů AMOC tak stojí v cestě hlubšímu poznání této vysoce složité součásti globálního klimatu (Buckley a Marshall 2016).

2.3 Golský proud

Golský proud je západním ramenem severoatlantského koloběhu a jedná se o dominantní prvek severního Atlantiku. Dle Roqueta a Wunsche (2022) se jedná o teplý, silný a z velké části větrem hnáný mořský proud. Stejní autoři dále upozorňují, že byt se jedná o dominantní prvek AMOC, neměl by být se samotným AMOC zaměňován. Jakožto horní větev AMOC, Golský proud významně přispívá k transportu tepla a vody směrem na sever (Cunningham a kol. 2007). Golský proud se rodí v teplých vodách Mexického zálivu, odkud vytéká Floridským průlivem. Dále následuje východní pobřeží USA až k mysu Hatteras, kde se od pevniny odděluje a meandruje volně na severovýchod do Atlantského oceánu (Heiderich a Todd 2020). Uprostřed Atlantiku se Golský proud rozděluje na dvě větve, Severoatlantský a Kanárský proud. Zatímco Severoatlantský proud směřuje k severní Evropě, Kanárský proud se stáčí na jih a obtéká už jako studený proud západní pobřeží Afriky.

Jak bylo zmíněno výše, dle Roqueta a Wunsche (2022) je Golský proud z velké části hnán větrem. Tato skutečnost je však obecně přijímána pouze relativně krátkou dobu. Jak toto tvrzení napovídá, z určité části je však hnán i termohalinními procesy, tedy rozdíly v hustotě vody způsobené rozdílnou teplotou a salinitou. O'Hare (2011) ve své práci zmiňuje, že v minulosti panovalo přesvědčení, že je Golský proud naopak hnán většinou termohalinními procesy, a že pouze v posledních letech došlo ke změně tohoto paradigmatu. Faktem dále je, že samotné vlivy větrů a termohalinních procesů na pohyb oceánských proudů nikdy nebyly vědci kvantifikovány. O'Hare (2011) dále uvádí, že role samotného větru, například západního proudění mírných šířek, v přemísťování velkého množství latentního a zjevného tepla v Atlantiku směrem na sever, byla dosud podceňována ve srovnání s termohalinní cirkulací. Stejný autor dále uvádí, že termín „termohalinní“ z recentní oceánografické literatury již téměř vymizel, a že rozdíly v hustotě vody v oteplujícím se světě nemusí být tak klíčové v řízení pohybu vodních hmot ve světovém oceánu. Dle něj jsou tak dnes větry vnímány jako hlavní hnací síla oceánské cirkulace. Tato skutečnost by znamenala snížení rizika tolik obávaného kolapsu AMOC, jehož podstata tkví v oceánské cirkulaci založené na rozdílech v teplotě a salinitě vody.

Heiderich a Todd (2020) uvádí, že je již dlouho známo, že objemový transport Golfského proudu se zvyšuje směrem po proudu. Odhadovaný transport napříč celým profilem od hladiny až po dno se zvyšuje od hodnoty asi 32 Sv ve Floridském průlivu (Meinen, Baringer a Garcia 2010), po 94 Sv u mysu Hatteras (Leaman 1989), až po alespoň 150 Sv na 60. poledníku západní délky (Hogg 1992). Pro srovnání, průměrný průtok největší řeky světa Amazonky činí 175 tis. m³/s, a například u mysu Hatteras má tak Golfský proud zhruba 540krát větší objem. Na 60° z. d. pak až 860krát. Na cestě kolem amerického pobřeží se taktéž mění samotný charakter proudu. Ve Floridském průlivu se jedná o silný a relativně přímý proud, kdežto na dolním toku za mysem Hatteras má charakter už spíše volně meandrujícího a vířivého proudu (Heiderich a Todd 2020).

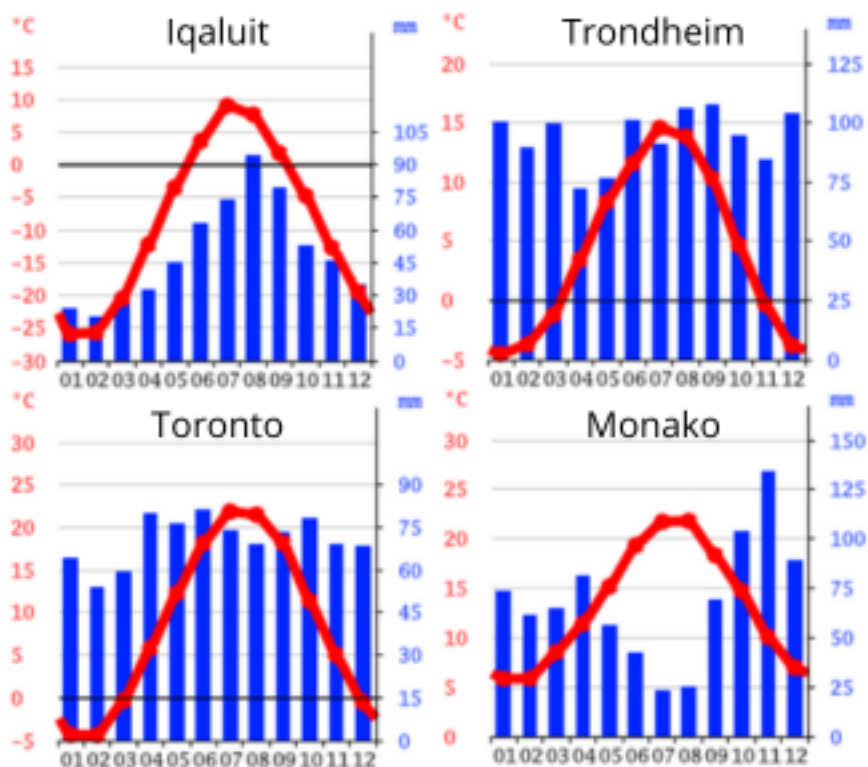
3. Role Golfského proudu v kontrastu evropského a severoamerického podnebí

Jedním z fascinujících projevů komplexních mechanismů zemského klimatu je právě kontrast mezi regionálním klimatem Evropy a ostatními částmi světa ve stejné zeměpisné šířce. Evropské klima se vyznačuje výrazně teplejšími zimami než kdekoli jinde na světě na stejné rovnoběžce. Například Palter (2015) uvádí, že zimní teploty vzduchu v Evropě jsou až o 10 °C vyšší než zonální průměr ve stejných zeměpisných šířkách.

Pokud se zde tolikrát odkazujeme na ostatní části světa v zeměpisné šířce Evropy, bylo by dobré si uvést, o jaké končiny naší planety se jedná. Většinu území Evropy najdeme mezi zhruba 40. a 65. rovnoběžkou severní šířky. Pokud tuto výseč protáhneme okolo celé zeměkoule, vznikne pás, který pokryje většinu území Ruska, celý Kazachstán, Mongolsko, severní polovinu Spojených států Amerických, většinu Kanady, a dokonce i jižní cíp Grónska. Dále Palter (2015) uvádí, že je běžnou domněnkou, že tento teplotní rozdíl pochází ze západních větrů, které extrahují teplo z Golfského proudu a jeho větve proudu Severoatlantského a zahřívají evropskou pevninu. Jak však uvidíme níže v této kapitole (viz Seager a kol. (2002)), realita je podstatně jiná. Nejprve je třeba poznamenat, že fundamentální příčinou teplejších Evropských zim je místní vliv oceánu, tedy přesněji místní oceánské podnebí. To je podmíněno místním převládajícím západním atmosférickým prouděním, které téměř nepřetržitě směřuje vzduchové hmoty z Atlantského oceánu směrem nad evropskou pevninu a tím ji v zimních měsících otepluje. Tento efekt oceánu se však se vzdáleností od něj snižuje, a o vyloženě oceánském podnebí tak v případě Evropy můžeme mluvit pouze zhruba u její západní poloviny. Směrem na východ se vzdáleností od Atlantiku jeho vliv klesá a stoupá kontinentalita. Ta se vyznačuje vysokými amplitudami teplot mezi zimou a létem, ale i dnem a nocí. Právě v oblastech, jakými je ruská Sibiř, Mongolsko nebo centrální Kanada najdeme extrémní kontinentalitu, a tedy žádný zmírňující vliv oceánu v zimních měsících. Oceánské podnebí podobné západní Evropě najdeme mimo ni v našem vymezeném pásu v podstatě pouze v malé oblasti na západním pobřeží Kanady v okolí Vancouveru, kde je toto podnebí podmíněno těmi samými příčinami jako v případě Evropy, tedy převládajícím západním prouděním z Tichého oceánu. Je tedy nutno si uvědomit, že pokud srovnáváme klima západní Evropy se zbytkem světa ve stejné zeměpisné šířce, srovnáváme poměrně malý region s oceánským klimatem proti drtivě většinovému zbytku Eurasie a Severní Ameriky, kterým z naprosté většiny vládne silné kontinentální klima.

Část teplotního kontrastu zmiňovaného výše (Palter 2015) lze tedy dozajista odůvodnit jednoduše rozdílem v oceánském a kontinentálním typu podnebí. Palter (2015) dále uvádí, že ačkoli není sporu o

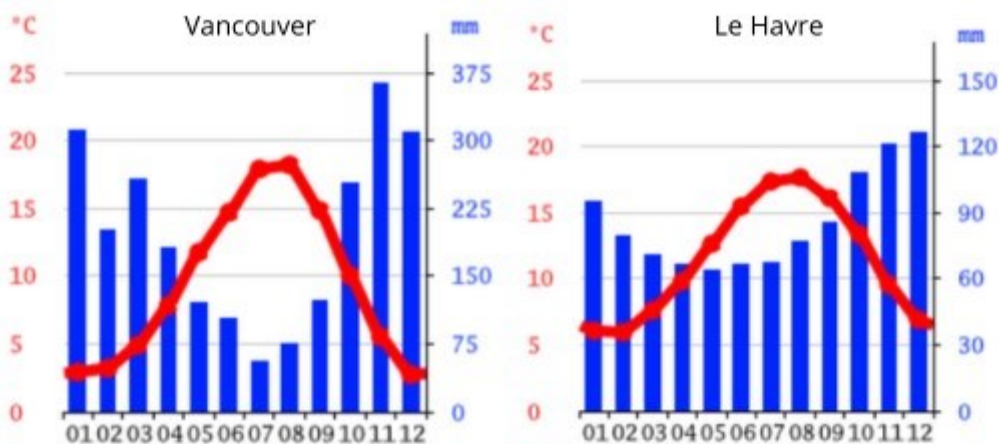
tom, že oceánské klima výrazně přispívá k mírným zimám západní Evropy, a že Golfský proud hraje důležitou roli v utváření klimatu severní polokoule, samotný vliv Golfského proudu na tento teplotní rozdíl mezi Evropou a zbytkem světa na stejné rovnoběžce vyvolává rozpory jak mezi oceánografy, tak mezi klimatology po více než dekádu (Palter 2015). Dle Seagera a kol. (2002) je dnes jak mezi vědci, tak laiky obecně známo, že teplo přemísťované Golfským proudem a jeho následné uvolnění do atmosféry je hlavní příčinou evropských mírných zim v porovnání s východní Severní Amerikou (viz obr. 5). Toto přesvědčení, jak uvidíme níže, ale Seager a kol. (2002) vyvrací. Dle něj byla tato myšlenka popularizována Matthewem Fontainem Mauryem, „otcem moderní oceánografie“, a jeho knihou „The Physical Geography of the Sea and It's Meteorology“ (1855). V ní autor uvádí, že nebýt Golfského proudu, mírné klima Anglie a Francie by se podobalo tomu Labradorského poloostrova. Dále píše: „Každý vanoucí západní vítr překračuje tento proud na své cestě do Evropy a nese s sebou část jeho tepla, aby zmírnil zdejší zimní severní větry. Je to právě vliv tohoto proudu na klima, který dělá z Erin (myšleno Irsko) smaragdový ostrov moře a obléká Albion (myšleno Velkou Británii) do stálezeleného roucha, kdežto na druhé straně ve stejné zeměpisné šířce jsou břehy Labradoru spoutány okovy ledu“ (Maury 1855). Právě s východní částí Kanady, kde najdeme i poloostrov Labrador, se pak velmi často dává klima západní Evropy do kontrastu.



Obr.5: Srovnání průměrných měsíčních teplot v průběhu roku ve čtyřech městech ve dvou různých zeměpisných šířkách pomocí klimadiagramů. Iqaluit – Trondheim 63° s.š., Toronto – Monako 43° s.š.. Červená čára znázorňuje průměrnou měsíční teplotu ve stupních Celsia dle levé vertikální osy, modré sloupce znázorňují měsíční srážky v mm dle pravé vertikální osy. Každá hodnota odpovídá měsíci 01-12 dle horizontální osy.

převzato z: Climate Data, internetový zdroj: <https://en.climate-data.org/>

Obr.5 nám slouží jako demonstrace rozdílného podnebí dvou dvojic měst, které se nachází na dvou stejných rovnoběžkách. Horní dvojice porovnává severokanadský Iqaluit a Norský Trondheim, jež se oba nachází na 63. rovnoběžce severní šířky. Spodní dvojice srovnává východokanadské Toronto a jihoevropské Monako, jež se nachází na 43. rovnoběžce. Klíčovou informací, kterou chceme z Obr. 5 vypožorovat, je rozdíl srovnávaných lokalit v zimních přízemních teplotách vzduchu. U dvojice Toronto-Monako tento rozdíl dle Obr. 5 dosahuje zhruba 10 °C v nejchladnějších měsících lednu a únoru. Zatímco průměrné lednové a únorové teploty vzduchu v Torontu sahají až k -5 °C, v Monaku v tomtéž období zůstávají těsně nad 5 °C. Lze si také všimnout, že amplituda teplot, tedy rozdíl mezi minimem a maximem grafu je v případě Toronta výrazně vyšší. To je způsobeno právě výše popisovaným vlivem kontinentality, který je obecně ve východní Kanadě výrazně větší než v Evropě, a na nižších zimních teplotách se zde jistě podepisuje. Je však třeba podotknout, že Toronto leží na břehu jezera Ontario, a poblíž dalších velkých kanadských jezer, které v zimních měsících jistě mají určitý zmírňující vliv na místní teploty. Samotné Monako pak leží na pobřeží Středozemního moře, které též přispívá k zdejším mírnějším zimním teplotám. U dvojice Iqaluit-Trondheim můžeme vidět rozdíly ještě výraznější. Zatímco v Iqaluitu zimní průměrné teploty sahají až pod -25 °C, v Trondheimu dosahují pouze necelých -5°C. Rozdíl v průměrných zimních teplotách zde tak dosahuje až 20 °C a oproti dvojici Toronto-Monako je dvojnásobný. Iqaluit taktéž projevuje mnohem vyšší roční amplitudu průměrných měsíčních teplot, a to až 35 °C. V Trondheimu tento rozdíl činí pouhých necelých 20 °C. Lze si také všimnout, že právě nejvíce podobná podnebí z hlediska teplot má z našeho výběru Toronto a Trondheim, navzdory 20° rozdílu v zeměpisné šířce.



Obr.6: Srovnání průměrných měsíčních teplot v průběhu roku ve Vancouveru a Le Havre (49° s.š.) pomocí klimadiagramů. Červená čára znázorňuje průměrnou měsíční teplotu ve stupních Celsia dle levé vertikální osy, modré sloupce znázorňují měsíční srážky v mm dle pravé vertikální osy. Každá hodnota odpovídá měsíci 01-12 dle horizontální osy.

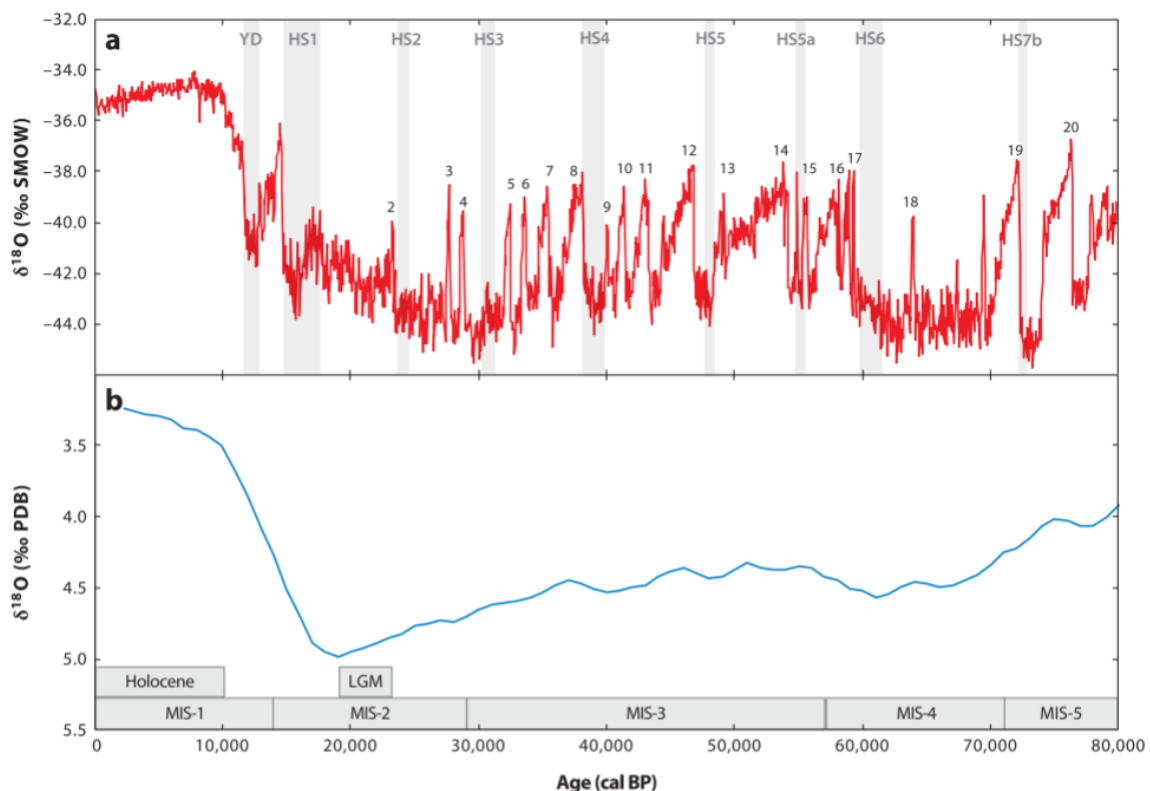
převzato z: Climate Data, internetový zdroj: <https://en.climate-data.org/>

Obr.6 nám nabízí srovnání francouzského Le Havre a kanadského Vancouveru. Tato dvě města byla cíleně vybrána proto, že se obě nachází ve stejné zeměpisné šířce (49° s.š.) a jsou ovlivňována oceánským podnebím zapříčiněným bezprostřední blízkostí oceánu, a z něj vanoucím převládajícím západním prouděním. Roční chod teplot by tak v těchto oblastech měl být teoreticky velmi podobný. Navzdory tomu lze na Obr.6 vidět, že průměrné zimní měsíční teploty vzduchu jsou ve Vancouveru zhruba o 4 °C nižší než v Le Havre. Závěrem tedy je, že i při srovnání západní Evropy s jí klimaticky nejpodobnější oblastí ve stejné zeměpisné šířce, zůstává v zimních měsících Evropa znatelně teplejší. (Byť Obr.5 a 6 dávají informaci též o průměrných měsíčních srážkách, tyto informace zde nebyly rozváděny, neboť zde bylo cílem upozornit na rozdíly lokalit v teplotách, a nikoliv ve srážkách).

Příčinám, jež způsobují tyto teplotní rozdíly mezi západní Evropou a oběma pobřežími Severní Ameriky, se ve své práci věnoval Seager a kol. (2002). Autoři na základě svých modelových experimentů uvádí, že výše demonstrováné zimní teplotní rozdíly mezi západní Evropou a západní i východní Severní Amerikou nejsou způsobeny přenosem tepla oceánem. To proto, že v jejich modelových experimentech se po odstranění vlivu transportu tepla oceánem všechny tři oblasti ochladily stejně, a teplotní kontrast mezi nimi tedy také zůstal stejný. Dle nich tak existence tohoto teplotního kontrastu není podmíněna dynamikou oceánu. Výrazně nižší zimní teploty východní Severní Ameriky (viz. Obr.5) autoři odůvodňují „zvlněním“ západního proudění severoamerickými Skalnatými horami. Toto vysoké pohoří na západě Severní Ameriky se táhne v severojižním směru a je tak překážkou pro západní proudění, které se v důsledku stáčí směrem na jih směrem k Mexickému zálivu, a do Evropy tak přichází spíše z jihozápadu nežli ze západu. Toto jihozápadní proudění je tak obohaceno o další teplo, které získalo v nižších zeměpisných šířkách a Evropu tak dále otepluje. Naopak na východě USA a Kanady toto zvlnění západního proudění usnadňuje vpád chladných severozápadních větrů, které oblast ochlazují. Tuto domněnku potvrzuje modelový experiment autorů, ve kterém se po odstranění vlivu horstva proudění stane více zonální (tedy pohybující se podél rovnoběžek), a v důsledku je západní Evropa v experimentu ochlazená a východní Severní Amerika oteplena (Seager a kol. 2002). Už mírnější kontrast mezi západními pobřežími obou kontinentů (viz Obr.6) autoři odůvodňují vyšším vlivem kontinentality na tom americkém, což naznačuje fakt, že rozdíl teplot povrchu moře u pobřeží obou kontinentů je menší než rozdíl v přízemních teplotách vzduchu na obou pevninách. Dalším, a i jednodušším důvodem je dle autorů fakt, že Atlantský oceán se na rozdíl od Pacifiku nad 60°s.š. rozpíná více na severovýchod a umožňuje tak islandské tlakové níži zaujmout severnější pozici oproti níži aleutské, jež je jejím tichomořským protějškem. Toto severnější postavení islandské níže tak ponechává více prostoru teplým jihozápadním větrům vanoucím nad Evropu, jež nemají žádný ekvivalent na západním pobřeží Severní Ameriky ve stejné zeměpisné šířce. Byť tedy Seager a kol. (2002) ve shrnutí tvrdí, že oceánský přenos tepla není příčinou zimního teplotního kontrastu mezi Evropou a Severní Amerikou, připouští, že tomu tak je až na jednu výjimku, a to oblast severního Norska, kde tento mechanismus omezuje tvorbu mořského zámruzu.

4. Atlantická meridionální cirkulace a změny klimatu od poslední doby ledové

Za „poslední dobu ledovou“ označujeme období, které začalo před zhruba 110 tisíci lety a skončilo před asi 11,7 tisíci lety, a ukončilo tak období pleistocénu a započalo dnešní holocén. Relativně teplé, a hlavně stabilní klima holocénu pak dalo možnost nerušenému rozvoji lidské civilizace. Poslední doba ledová totiž rozhodně nebyla obdobím stabilního klimatu, ale jednalo se o období plně výrazných a často i velmi náhlých změn v podnebí (viz Obr.7), za jejichž příčinu se často pokládají změny v oceánské cirkulaci. Například Liu (2023) uvádí, že paleoklimatická data ukazují, že AMOC v minulosti prodělala dramatické změny o magnitudách, jež v dobách přístrojového měření nemají obdoby. Tyto změny v AMOC byly navíc doprovázeny klimatickými změnami a náhlými událostmi po celé planetě. Samotný přechod mezi pleistocénem a holocénem je tou poslední z těchto výrazných klimatických změn.



Obr.7: a) Izotopové složení kyslíku v grónském ledu, sloužící jako ukazatel teploty. Interstadiály (teplá období) značeny čísly. Událost Mladšího dryasu (YD) a Heinrichovy události (HSx) značeny šedými pruhy. b) Izotopové složení kyslíku hlubokomořských benthických dírkovců, sloužící jako ukazatel globálního objemu ledu. Vyznačena kyslíková izotopová stádia MIS-1 až MIS-5 odrážející teplá nebo chladná období na základě změn v poměru $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Vyznačeno období holocénu a posledního ledovcového maxima (LGM) (období největšího rozsahu zalednění v poslední době ledové). Osa x: roky před současností), osa y: odchylna v poměru stabilních izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.
převzato z: (Lynch-Stieglitz 2017)

Obr.7 nám slouží jako ilustrace proměnlivosti klimatu za posledních 80 tisíc let. Velmi zřetelnou a zároveň vysoce podstatnou informací zde je, že klima pleistocénu, tedy většiny období vyobrazeného na Obr.7, bylo nesrovnatelně proměnlivější než klima dnešního holocénu, tedy posledních zhruba 11 tisíc let. Za toto období se i výrazně změnil celkový objem globálního zalednění (viz Obr.7b). Vidíme, že v celém sledovaném období byl globální objem zalednění výrazně vyšší než v současnosti, a že k nejvýraznějšímu a zároveň nejrychlejšímu úbytku globálního ledu došlo v období po posledním ledovcovém maximu (LGM), obecně zhruba s nástupem holocénu. V důsledku toho tak od té doby došlo mimo jiné k nárůstu mořské hladiny o 130 metrů (Rahmstorf 2002).

4.1. Dansgaard-Oeschgerovy a Heinrichovy události

Rahmstorf (2002) uvádí, že nejvýraznějšími změnami klimatu za posledních 120 tis. let jsou tzv. Dansgaard-Oeschgerovy (DO) události. Dle něj jsou nejen obrovské v amplitudě (teplot), ale také velmi náhlé. Jsou tak na první pohled zřetelné i na našem Obr.7a (zde připomínají tvar zubů pily). Tyto změny se vyznačují náhlým oteplením o 5 až 10 °C během pouhých několika dekád, následovaným pozvolnějším ochlazováním trvajícím několik století, a poté opět náhlým ochlazením zpět do glaciálních podmínek (Rahmstorf 2002). Data o těchto klimatických změnách mají původ v grónském ledu, který z těchto dob pochází, a dodnes zde setrval. Tyto události se však neomezily pouze na území Grónska. Jejich projevy jsou patrné na mnoha místech na severní i jižní polokouli (Rahmstorf 2002). Příčiny DO událostí jsou dodnes záhadou. Nejpravděpodobnějším vysvětlením je však spojení s tzv. Heinrichovými událostmi. Ty jsou charakterizovány vrstvami sedimentu v severním Atlantiku, a jsou specifické tím, že tyto sedimenty jsou natolik hrubozrnné, že sem mohly být dopraveny jen a pouze ledovými krami. Tloušťka těchto vrstev se liší od několika metrů v Labradorském moři, až po pár centimetrů ve východním Atlantiku. To dle Rahmstorfa (2002) naznačuje, že se jednalo o mohutné epizodické vypouštění ledových ker z Laurentinského ledového příkrovu (ledový příkrov pokrývající území Kanady a části USA během pleistocénu) skrze Hudsonův průliv. Data ze sedimentů ukazují, že během Heinrichových událostí úplně zanikla, nebo byla alespoň výrazně potlačena tvorba NADW, díky výraznému zředění (tedy snížení hustoty) povrchové vrstvy moře sladkou vodou z ledových ker. Autor dále uvádí, že klimatické důsledky těchto událostí byly pravděpodobně způsobeny následným zhroucením THC. Dle Rahmstorfa (2002) jsou DO a Heinrichovy události příbuzné. Zaprvé, každá Heinrichova událost je následována obzvláště teplou DO událostí. Další DO události bývají postupně chladnější až do další Heinrichovy události. To by dle autora mohlo být jednoduše vysvětleno postupně (do výšky) rostoucím Laurentinským ledovým příkrovem mezi jednotlivými Heinrichovými událostmi. Zadruhé, Heinrichovy události se zjevně objevují výhradně v chladných fázích (tzv. stadiálech) DO událostí, a ne v těch teplých (tzv. interstadiálech) (viz Obr.7a). Lynch-Stieglitz (2017) dále uvádí, že existují důkazy o oslabení AMOC během Heinrichových událostí. Dodává však, že taktéž existují důkazy, že slabší AMOC může způsobit labilitu ledových příkrovů, a tedy přísun sladké tavné vody do severního Atlantiku, spíše než naopak. Dále dle něj jsou důkazy o změnách v AMOC během většiny DO událostí, byť dodává, že pro lepší porozumění charakteru a rozsahu změn v oceánské cirkulaci bude potřeba větší množství dat vysokého rozlišení, protože vztahům mezi přítoky sladké vody, AMOC a změnou klimatu stále není dostatečně porozuměno.

4.2. Konec posledního ledovcového maxima

Po LGM započala před asi 19 tisíci lety etapa rychlého tání zemského zalednění (viz Obr.7), v jehož důsledku, jak už bylo zmíněno výše, stoupla hladina oceánů o 130 metrů. Rahmstorf (2002) uvádí, že pro pochopení procesů, jež vedly k tomuto ústupu zalednění, je třeba zvážit tři faktory: zaprvé, změny v insolaci, tedy příkonu slunečního záření na povrch Země (v důsledku Milankovičových cyklů), které ústup zalednění jistě musely zahájit. Zadruhé, zvýšení koncentrace CO₂ v atmosféře, který poskytl silnou kladnou zpětnou vazbu pro další oteplování, a zatřetí, změny v oceánské cirkulaci. Dle Rahmstorfa (2002) první oteplování povrchu započalo před asi 17 až 20 tisíci lety v Antarktidě, a pokračovalo poměrně synchronně s navyšující se koncentrací atmosférického CO₂ a rostoucí globální hladinou moře. Záznamy ze severních oblastí (grónského ledu) však dle autora ukazují, že ústup zalednění zde probíhal výrazně odlišně. Autor to odůvodňuje tím, že tyto oblasti, jakými je právě severní Atlantik, jsou silně ovlivňovány chodem termohalinní cirkulace, jež během deglaciace procházela značnými změnami, kvůli výrazným přítokům sladké vody z tajících ledovců. Dle autora oteplování z glaciálních podmínek LGM započalo zvýšením insolace ve vysokých zeměpisných šířkách severní polokoule (o asi 30 W/m² mezi 24 a 12 tisíci lety před současností (Rahmstorf 2002)). Současně na to došlo k vypouštění CO₂ do atmosféry uhlíkovým cyklem, což oteplování ještě více posílilo a globalizovalo (společně s dalšími skleníkovými plyny, hlavně vodní parou), a v důsledku ledové příkrovy začaly tát. Grónsko však v tuto chvíli zůstává chladné, a to právě díky přítoku sladké tavné vody z pevnin, která společně s Heinrichovou událostí 1 (viz HS1 na Obr.7a) udržovala atlantickou cirkulaci v chladném režimu (viz kapitoly 2.1 a 2.2). Grónsko se následně prudce oteplilo v tzv. Bølling–Allerødově oteplení, kdy konečně došlo k posunu oceánské cirkulace dále na sever. Krátce po tomto oteplení dle Rahmstorfa (2002) došlo k velkému přítoku tavné vody do oceánu, jehož příčinou bylo pravděpodobně právě Bølling–Allerødovo oteplení. Dle autora tento přítok sladké vody však nedokázal narušit tvorbu NADW, a to buď proto, že tato tavná voda pocházela spíše z jižní polokoule, anebo proto, že severní Atlantik už byl v této době v intenzivnějším teplém interstadiálním režimu, který není tak citlivý na narušení přítoky sladké vody. Ve shrnutí tedy lze říci, že díky přítokům tavné vody z kontinentálních ledovců Severní Ameriky a Evropy do severního Atlantiku, jež udržovaly chod THC v potlačeném chladném režimu, se výrazně prodloužilo setrvání glaciálních podmínek nad Grónskem.

4.3. Mladší dryas

Chladná událost Mladšího dryasu (YD), která začala před asi 12,8 tisíci lety (viz YD na Obr.7a), přerušila trend oteplování, a znamenala dočasný návrat do glaciálních podmínek. Rach a kol. (2014) na základě sedimentárních dat z německého jezera Meerfelder uvádí, že ochlazování v této oblasti začalo současně s ochlazováním v Grónsku před 12,8 tisíci lety, a že v oblasti západní Evropy šlo o ochlazení o 4 až 6 °C během zhruba staletí. Až po dalších zhruba 170 letech západní Evropu postihla výrazná aridifikace. Autoři toto zpoždění přisuzují expanzi mořského zámruzu v severním Atlantiku a následnému posunutí západního atmosférického proudění směrem na jih, které tak již do západní Evropy nedodávalo vláhu. Shakun a Carlson (2010) zase uvádí, že období YD bylo o 2 až 5 °C (v závislosti na zeměpisné šířce, kde 2 náleží nízkým a 5 vysokým zeměpisným šířkám) chladnější, než předcházející teplé Bølling–Allerødovo období. Upozorňují tak, že jev změny chladnější/sušší stoupal s rostoucí zeměpisnou šířkou na severní polokouli, a naopak jev teplejší/vlhčí stoupal se zeměpisnou šířkou na jižní polokouli. To znamená, že k největším klimatickým změnám docházelo ve vysokých zeměpisných šířkách na obou polokoulích. Dále uvádí, že období YD znamenalo snížení globální průměrné teploty o pouhých 0,6 °C. To znamená, že YD nelze označit za výrazné ochlazení v globálním smyslu slova. Místo

toho šlo o typický bipolární „see-saw“ jev, tedy jakési protichůdné chování polokoulí, které lze též sledovat u DO a Heinrichových událostí. Tento jev je způsoben změnou v přenosu tepla atlantickou termohalinní cirkulací, která za normálních podmínek transportuje teplo z jižní polokoule přes rovník směrem na sever. Pokud však dojde k oslabení nebo zastavení AMOC, jako tomu bylo v YD a při Heinrichových událostech, tento přenos tepla přes rovník se též oslabí/zastaví, což povede k ochlazení severní polokoule a oteplení té jižní. Výše zmiňované ochlazení o 0,6 °C je dle Shakuna a Carlsons (2010) způsobené větším ochlazením na severní polokouli než oteplením na té jižní. To bylo pravděpodobně zapříčiněno větším rozsahem mořského zámru a sněhové pokrývky na severní polokouli, které výrazně zvýšily její albedo. Jako příčinu těchto událostí uvádí Rach a kol. (2014) oslabení intenzity AMOC, jakožto důsledek mohutného přítoku sladké vody z tajících ledových příkrovů. Během YD byla intenzita AMOC oslabena o hodnotu ne vyšší než 30 až 40 % (Mcmanus a kol. 2004). Palter (2015) pak například uvádí, že na základě dat z izotopů uhlíku a kadmia musely být vody hlubokého Atlantiku během YD velmi bohaté na živiny, což je indikátor slabé ventilace, a tedy slabého transportu AMOC. Carlson (2013) ve své práci popisuje následky YD na regionální klima. Pro Evropu uvádí, že klima během YD zde bylo o 2 až 6 °C chladnější a také sušší. Dále dle něj znovu začalo nabývat na rozsahu horské zalednění ve švýcarských Alpách, a bylo doprovázené místním ochlazením o 3 až 4 °C. Znovu začal nabývat také ledový příkrov ve Skandinávii, který zde zanechal morénový systém v jižních částech Norska, Švédska a Finska. Jako příčinu YD Carlson (2013) uvádí široce přijímanou teorii, podle které tehdy došlo vlivem oteplování k ústupu Laurentinského ledového příkrovu směrem na sever nad velká americká jezera, a došlo ke změně směru odtoku jeho tavné vody. Do té doby tato voda z tajícího ledového příkrovu odtékala povodím Mississippi do Mexického zálivu. Po tomto ústupu na sever ledový příkrov překročil rozvodnici, a jeho voda v tu chvíli začala odtékat řekou svatého Vavřince do severního Atlantiku, kde dokázala oslabit AMOC. Existuje však i alternativní hypotéza nabízející možnou příčinu YD. V roce 2007 se objevila hypotéza o dopadu kosmického tělesa (pravděpodobně komety), přímo do Laurentinského ledového příkrovu, nebo do jeho blízkosti, právě v době počátku YD. V roce 2018 pak byl dokonce nalezen kráter pod grónským ledovým štítem o průměru 31 km (Xiao 2019). Rahmstorf (2002) například uvádí, že je zvláštní, že YD je téměř stejně chladný jako poslední Heinrichova událost, jež nastala v podmínkách glaciálního maxima, vzhledem k tomu, že v době YD už byla výrazně navýšena koncentrace CO₂ (přes 240ppm) a snížen objem kontinentálního zalednění. Také uvádí, že během YD došlo ke globálnímu zvýšení rozsahu zalednění, a s ním spojeným zastavením růstu hladiny moře. Rahmstorf (2002) tedy navrhuje, že událost YD mohla být více než jen změna v oceánské cirkulaci, a též dává prostor i jiným příčinám. Teorii o dopadu vesmírného tělesa však stále chybí potřebné důkazy, a teorie o přesměrování odtoku z Mississippi do řeky svatého Vavřince a následné oslabení AMOC tak nadále zůstává jako nejvíce pravděpodobná a obecně přijímaná.

4.4. Klimatická událost před 8,2 tisíci lety

Po skončení YD následovala zhruba 3,5 tisíce let dlouhá etapa stabilního oteplování. Asi 8200 let před současností však bylo toto oteplování opět přerušeno asi 4 století dlouhou chladnou epizodou. Barber a kol. (1999) uvádí, že během této události se centrální Grónsko ochladilo o 4 až 8 °C a mořské i suchozemské oblasti kolem severovýchodního Atlantiku o 1,5 až 3 °C. Dále autor uvádí, že během této události byl potlačen přenos tepla z oceánu do atmosféry. Dle autora se jedná o nejvýraznější chladnou klimatickou událost za posledních 10 tisíc let.



Obr.8: Schéma zachycující klimatické anomálie události před 8,2 tisíci lety.
převzato z: (Alley a Ágústsdóttir 2005)

Alley a Ágústsdóttir (2005) se ve své práci hojně věnují důsledkům této události na regionální klima. Například pro jižní Anglii autoři uvádí ochlazení o asi 1 °C a pro Britské ostrovy obecně chladné a suché klima. Pro Skandinávii hlásí zvětšení objemu ledovců Grovabreen a Flatbreen a taktéž ochlazení o asi 1 °C pro severní Švédsko a Finsko. Dále uvádí silné anomálie z letokruhů dubu v údolí řeky Mohan v Německu (Spurk a kol. 2002), kde užší letokruhy naznačují zhoršené letní podmínky pro růst vegetace, spojené též s chladnějším a sušším podnebím. Pro německé a švýcarské Alpy reportují ochlazení o 1,5 až 2 °C, jež zde mělo za následek posun vegetace (v zeměpisné šířce), pravděpodobně díky menšímu vodnímu stresu vlivem ochlazení. Uvádí také zvýšení hladin jezer ve francouzských, švýcarských a italských Alpách, a naopak vysychání uvádí severně od 50. a jižně od 43. rovnoběžky včetně Španělska a Itálie. Obecně tuto událost dle Alley a Ágústsdóttir (2005) evropské záznamy vyobrazují jasně. Jak je vidět i na Obr.8, šlo v obecnosti o ochlazení, v letních měsících asi o 1 °C, jež mělo za následek výrazné hydrologické změny. Severní a jižní oblasti se potýkaly se suchem, zatímco oblastem centrální Evropy byla dopřávána vyšší dostupnost vody (což neznamená vyšší srážkové úhrny, ale vyšší rozdíl srážek a evaporace). Tyto hydrologické změny byly doprovázeny posuny vegetace.

O příčině této události panuje mezi autory (Palter (2015), Alley a Ágústsdóttir (2005), Barber a kol. (1999)) jednoznačná shoda. Stejně jako u YD nebo Heinrichových událostí se jednalo o oslabení atlantické termohalinní cirkulace, způsobené masivním přítokem sladké vody ze severoamerického kontinentu. Tato voda pocházela z tehdejších ledem hrazených jezer Ojibway a Agassiz, jež se nacházela jihozápadně od Hudsonova zálivu. Život těchto jezer byl relativně krátký, existovala pouze několik málo tisíc let, a za vznik jim dal ústup tajícího Laurentinského ledovcového štítu. Zajímavostí je, že reliktem jezera Agassiz je dnešní Winnipežské jezero. Před asi 8470 lety (Barber

a kol. 1999) došlo k protržení ledové hráze a vylití jezer Agassiz a Ojibway (o kterých se předpokládá, že byla propojena, a tedy jednou vodní plochou) do Hudsonova zálivu. Došlo tak k náhlému přítoku celkem $2 \times 10^{14} \text{ m}^3$ (Barber a kol. 1999) sladké vody do severního Atlantiku, jež narušila chod oceánské cirkulace.

Od konce této události je klima holocénu relativně stabilní. Byť Evropu i tak v posledních tisíciletích stále postihovaly určité klimatické anomálie, jako třeba „teplé středověké období“ jež umožnilo Vikingům kolonizaci Grónska a východní Kanady, nebo chladnou „malou dobu ledovou“ jež trvala asi 500 let mezi 14. a 19. stoletím. Tyto klimatické výkyvy však pravděpodobně nesouvisí s oceánskou cirkulací, a jejich příčiny byly podle všeho spojeny se solární aktivitou (Mauquoy, Van der Plicht a Blaauw 2002), (Blaauw, Van Geel a Van Der Plicht 2004).

5. Zpětné vazby

V předchozí kapitole jsme se dozvěděli, že určité procesy, například masivní přítoky sladké vody do oceánu, mohou způsobit náhlé změny klimatu obrovských rozměrů. Tyto procesy tak jistě mají vliv na zemské klima. Lze je ale chápat jako pouhé „primární“ procesy, které však samy o sobě nezpůsobí následky takových rozměrů, jakými třeba byly události popisované v předchozí kapitole. Prohlubování, nebo naopak zmírňování následků těchto primárních procesů mají na svědomí tzv. zpětné vazby, jež můžeme pokládat za procesy „sekundární“, a jež mají na globální klima neméně důležitý vliv, jako ty primární.

Zpětné vazby dělíme na „kladné“ a „záporné“. Kladné zpětné vazby jsou takové, kde primární proces má určitý důsledek, který už jako sekundární proces zpětně kladně ovlivňuje ten původní primární, čímž ho tak posiluje a ultimátně vede k destabilizaci celého systému. Příkladem té kladné může být například zpětná vazba albeda sněhu a ledu, což je jev, kdy se vlivem globálního oteplování zmenšuje podíl ledových nebo zasněžených (a tedy bílých) ploch v Arktidě, což snižuje průměrné albedo v dané oblasti, což vede k nižší odrazivosti elektromagnetického záření Slunce povrchem, a tedy většímu pohlcení tohoto záření, což má za následek ještě větší oteplování, a tedy ještě vyšší úbytek ledu a sněhu. Zápornou zpětnou vazbou je taková, kde primární proces má určitý důsledek, který však zpět na ten primární působí záporně, a systému tak přináší rovnováhu. Zápornou zpětnou vazbou je tak například samotná atmosférická a oceánská cirkulace Země, která pomocí proudění vzduchových a vodních hmot transportuje teplo z oblastí jeho nadbytku (tropických oblastí) do oblastí, kde toto teplo schází (oblastí vysokých zeměpisných šířek), a aktivně tak snižuje teplotní gradient mezi rovníkem a póly. Pokud by této zpětné vazby nebylo, teplotní rozdíly mezi póly a rovníkem by byly mnohem větší, a podmínky pro život na Zemi jako takový mnohem složitější.

Palter (2015) se ve své práci mimo jiné také věnuje zpětným vazbám spojeným s oceánskou cirkulací a jejich možným vlivům na klima. Tvrdí, že vliv oceánského přenosu tepla na teploty vzduchu skrze zpětné vazby je jednoznačně zřejmý z rozdílného chování těch modelů, které mají fixovaný mořský led, a těch, jejichž mořský led je termodynamicky citlivý. Když simulované proudění přenáší velké množství tepla a soli do severních zeměpisných šířek, důsledkem je posunutí okraje mořského zámru dále na sever, a tedy snížení planetárního albeda, což vede k většímu oteplování ve vysokých zeměpisných šířkách a dalšímu úbytku sněhu na pevnině. Dle Paltera (2015) jsou takovéto vlivy zpětných vazeb klíčové pro vysvětlení rozdílů v simulovaných klimatech těmi modely, ve kterých je plně simulován i transport tepla oceánem, a ve kterých je potlačený. To proto, že snížení transportu tepla oceánem je v modelech efektivně kompenzováno přenosem tepla atmosférou (Palter 2015).

Dále tentýž autor uvádí, že na základě zpětné vazby albeda ledu popisované výše jsou pak následovně zpětné vazby vodní páry a oblačnosti hlavními důvody, proč i malé oslabení celkového meridionálního transportu tepla může vést k relativně velkému ochlazení klimatu severní polokoule. Chladnější atmosféra má menší vodní kapacitu, takže absolutní vlhkost vzduchu klesá jako důsledek ochlazení díky zvýšenému albedu (rozšíření mořského zámru). Protože absorpce dlouhovlnného záření (základu skleníkového jevu) stoupá zhruba logaritmicky s atmosférickým obsahem vodní páry, toto snížení absolutní vlhkosti vzduchu vede k celkovému ochlazení v modelových simulacích s oslabeným nebo úplně vypnutým oceánským přenosem tepla (Herweijer a kol. 2005). V modelech také redukce nebo eliminace meridionálního přenosu tepla oceánem vede k rozšíření suchých subtropických oblastí, což se dá považovat za další dynamický mechanismus oslabující skleníkový jev (Herweijer a kol. 2005). Navzdory průměrnému globálnímu snížení atmosférického obsahu vodní páry v důsledku ochlazení, hlubiny tropického oceánu a atmosféra nad ním zaznamenávají teplotní nárůst právě kvůli sníženému exportu tepla z těchto oblastí (Herweijer a kol. 2005). Atmosféra tropických oblastí je však téměř nasycena vodní parou i bez ohledu na intenzitu meridionálního oceánského transportu tepla, takže oteplení zde v simulacích vede k navýšení konvektivních srážek bez výraznější změny ve skleníkovém působení vodní páry. V průměru severní polokoule tak oslabení oceánské cirkulace vede ke snížení celkového atmosférického obsahu vodní páry, a tedy i jejího skleníkového působení (Palter 2015).

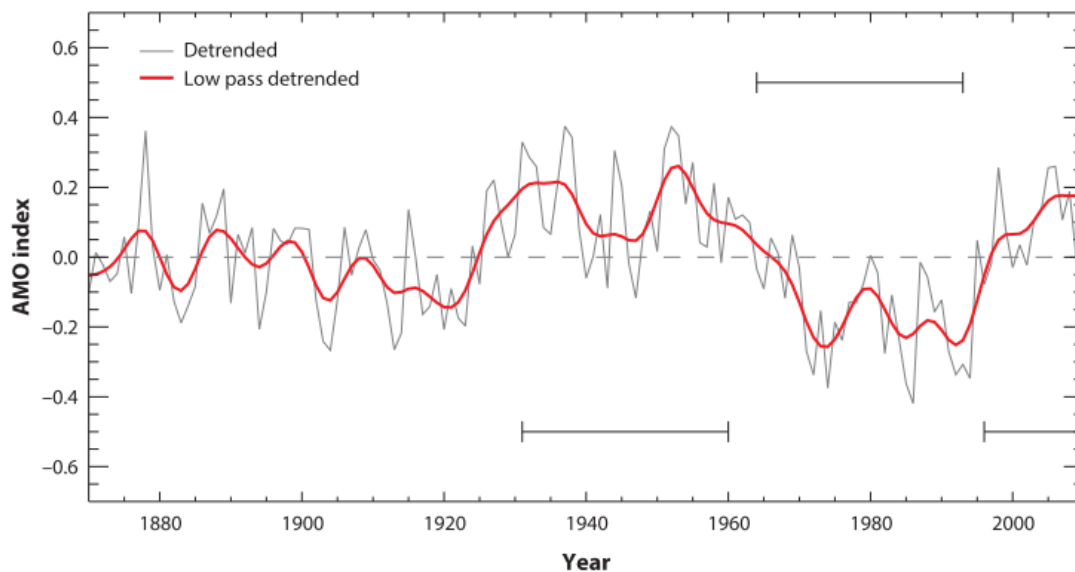
U zpětných vazeb oblačnosti Palter (2015) tvrdí, že jejich chování v závislosti na oceánské cirkulaci více závisí na konkrétních modelech, a je více meridionálně proměnlivé než zpětné vazby vodní páry. Dokonce i znaménko (kladné/záporné) zpětných vazeb albeda oblačnosti je citlivé na nastavení modelu (Herweijer a kol. 2005). Změnám v radiční bilanci v nízkých zeměpisných šířkách typicky dominují zpětné vazby vodní páry, a ve vysokých zeměpisných šířkách změny albeda povrchu, takže zmiňovaná nejistota spojená se zpětnými vazbami oblačnosti nenarušuje celkový obraz ochlazování spojený s oslabeným přenosem tepla oceánem (Palter 2015). Dle stejného autora se pak modely shodují, že ve vyšších zeměpisných šířkách (40-60° s.š.) způsobuje oslabený meridionální transport tepla oceánem zvýšenou oblačnost ve spodních vrstvách atmosféry. To může být způsobeno zvýšenou stabilitou spodní vrstvy atmosféry, způsobenou vyšším gradientem povrchových teplot moře v poledníkovém směru (Winton 2003). Zvýšená oblačnost pak znamená další kladnou zpětnou vazbu, protože oblačnost díky svému albedu odráží velké množství příchozího krátkovlnného záření ze Slunce zpět do vesmíru, a způsobuje tak další ochlazení. Palter (2015) pak uvádí, že ve shrnutí modely ukazují, že sečtený vliv oblačnosti, vodní páry a mořského zámru vede k dramatickému ochlazení vysokých zeměpisných šířek v důsledku oslabeného nebo úplně zhrouteného meridionálního přenosu tepla oceánem. Toto ochlazení zase snižuje dlouhovlnné vyzařování povrchu, což dále vede k oslabení skleníkového jevu. Ve výsledku tedy lze tvrdit, že rekonstrukce paleoklimatických dat v kombinaci s modelovými simulacemi ukazují, že změny v transportu tepla skrze AMOC mohou způsobit výrazné změny klimatu severní polokoule v měřítku set až tisíců let. Tyto změny jsou regulovány právě skrze zpětné vazby. Je též třeba si uvědomit, že i ty operují v různých časových měřítcích. Zpětné vazby vodní páry nebo oblačnosti jsou aktivovány výrazně rychleji než třeba zpětné vazby mořského zámru, jehož maximální rozsah může vznikat i několik desetiletí (Palter 2015).

6. Současná proměnlivost Golského proudu a atlantické meridionální cirkulace

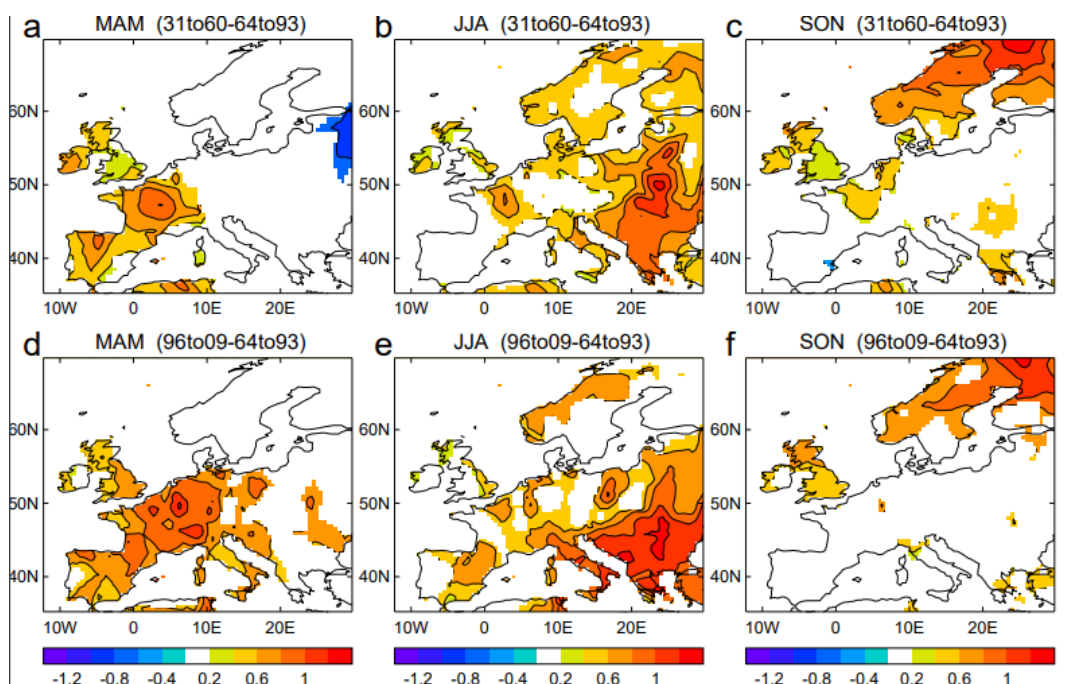
Jak jsme se dozvěděli v předchozích kapitolách, chování oceánské cirkulace má přímý a významný vliv na klima okolních pevnin. Není tak divu, že studium její současné proměnlivosti je naprosto klíčové pro hlubší porozumění jejího chování, jež je základem pro kvalitní modelování, a tedy i budoucí projekce zemského klimatu. V dobách před přístrojovým měřením jsme veškeré chování oceánské cirkulace a jeho důsledky na klima hodnotili na základě proxy dat (v přírodě uložených záznamů odrážející historické klima, např. sedimenty, letokruhy, ledovcová jádra apod.) a na nich založených modelových běhů. V současnosti už se díky moderním technologiím můžeme obrátit na přímá přístrojová měření oceánského transportu. Pro AMOC a Golský proud byl v roce 2004 spuštěn program RAPID (viz Obr.13 a 14), který měří jejich transport na 26,5° severní šířky napříč celým Atlantikem od Baham až po pobřeží Afriky. RAPID byl prvním takovýmto monitorovacím systémem v celém řezu Atlantiku. Od jeho zavedení bylo spuštěno vícero jemu podobných systémů v jiných zeměpisných šířkách Atlantiku, jako třeba systém OSNAP měřící mezi Kanadou, Grónskem a Skotskem, nebo systém SAMBA ležící na 34,5° jižní šířky mezi Jižní Amerikou a Afrikou. Systém RAPID tak v současnosti nabízí už 18leté (2004–2022) kontinuální měření transportu AMOC a jeho složek, což by se mohlo zdát jako uspokojivá časová řada. Opak je však pravdou. Vzhledem k tomu, v jakých časových měřítcích oceánská cirkulace operuje, dvě dekády pozorování je stále žalostně málo. Z těchto dat totiž v současnosti kvůli jejich relativně krátkému trvání nelze vyčíst žádnou proměnlivost v měřítku delším než několik jednotek let, což je pro proměnlivost oceánské cirkulace a jejího vlivu na klima pevnin, jež se pohybuje v měřítkách minimálně dekád až staletí velmi málo.

6.1. Vztah AMOC k atlantické multidekadní oscilaci a jejich vliv na klima

Význam oceánské cirkulace pro klima Evropy jsme již popsali v předchozích kapitolách. Otázkou však zůstává, v jakých časových měřítcích se její proměnlivost na klima Evropy uplatňuje. Proměnlivost nejen Golského proudu, ale obecně oceánské cirkulace lze totiž sledovat v různých měřítcích, od dnů až po stovky a tisíce let. Vliv na klima oceánské cirkulace v těchto různých časových horizontech se totiž může zásadně lišit. Vnitro-roční proměnlivost AMOC je řízena působením větrů, a má tak vysokou amplitudu a nízkou předvídatelnost (Buckley a Marshall 2016). Meziroční proměnlivost pak ovlivňuje hlavně geostrofické působení, tedy kombinace vlivů Coriolisovy síly a tlakového gradientu v oceánu (Buckley a Marshall 2016). Palter (2015) pak uvádí, že jakoukoliv proměnlivost Golského proudu v měřítkách kratších, než zhruba desetiletí maže proměnlivost atmosféry, a na klimatu Evropy se tak nepodepisuje. Určitou variabilitu v měřítku několika dekád pak v severním Atlantiku pozorujeme v cyklech 50 až 70 let, a jedná se o proměnlivost teploty povrchu moře, anglicky zvanou „Atlantic multidecadal oscillation“ (AMO) (viz Obr.9). Národní úřad pro oceán a atmosféru Spojených států amerických (NOAA) AMO popisuje jako řadu dlouhotrvajících změn povrchových teplot moře v severním Atlantiku, které se projevují už alespoň tisíc let, jsou přirozeného původu, a které ovlivňují srážky a teploty vzduchu zejména v Evropě a Severní Americe. Jak je vidět i na Obr.9, přímá pozorování povrchových teplot oceánu sahají pouze ke konci 19. století, což nám umožňuje pozorovat pouze jeden a půl cyklu AMO (Palter 2015).



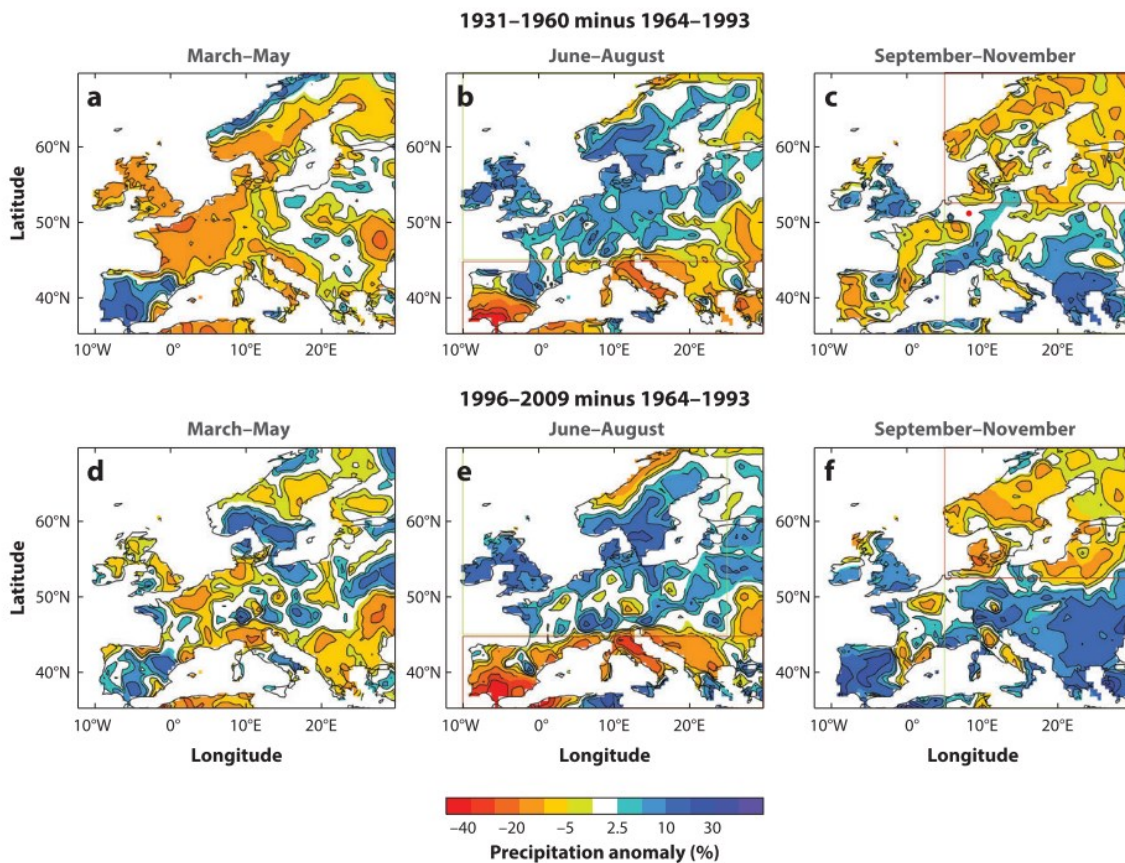
Obr.9: Detrendovaný index AMO vypočítaný jako rozdíl roční průměrné anomálie teploty povrchu moře severního Atlantiku a globální (mimo severní Atlantik) roční průměrné anomálie teploty povrchu moře. Značky nad a pod grafem poukazují na dvě teplá a jedno chladné období.
převzato z: (Sutton a Dong 2012)



Obr.10: Anomálie přizemních teplot vzduchu během dvou teplých fází AMO (1931-1960 a 1996-2009) relativně k chladné fázi (1964-1990). Barevná stupnice ve °C. MAM = Březen, Duben, Květen ; JJA = Červen, Červenec, Srpen ; SON = Září, Říjen, Listopad
převzato z: (Sutton a Dong 2012)

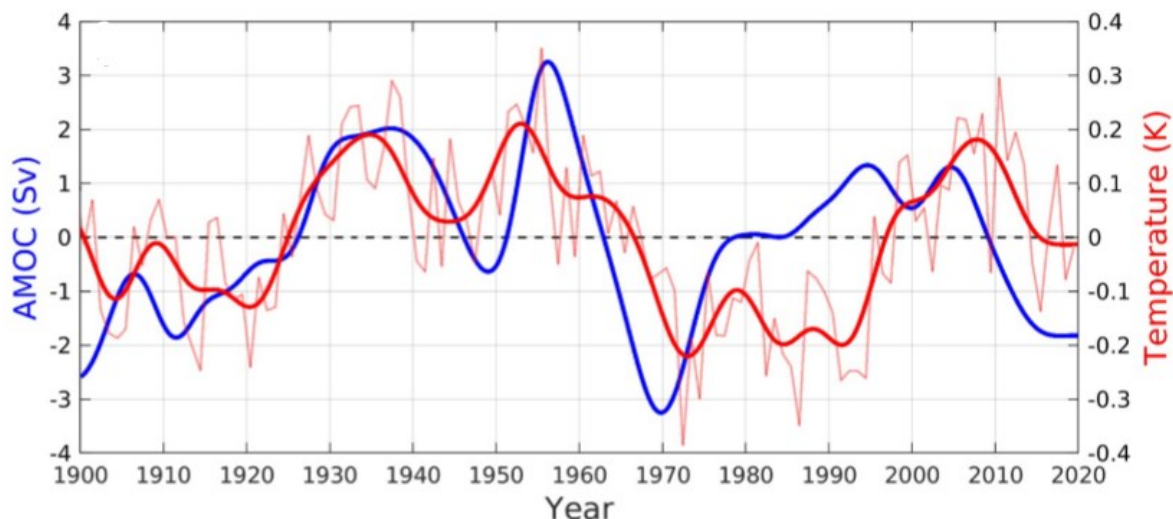
Sutton a Dong (2012) uvádí, že teplotní odchylky nad Evropou v obou teplých fázích AMO jsou velmi podobné. Obě vykazují výrazné teplé odchylky nad celým kontinentem, pouze různě rozdělené do

různých ročních období (viz Obr.10). Na jaře toto oteplení sledujeme v západní Evropě a na Pyrenejském poloostrově, s maximální hodnotou kolem 1 °C. V létě se tato anomálie rozrůstá i do střední a východní Evropy a do zbytku Evropy jižní, s maximálními hodnotami i nad 1 °C. Na podzim se však tato anomálie omezuje pouze na severní Evropu. Ve všech obdobích tuto anomálii můžeme pozorovat pouze na Britských ostrovech. Odchytky ve srážkách (viz Obr.11) se mezi oběma obdobími též dobře shodují. Na jaře nacházíme suché odchytky nad západní Evropou kromě Pyrenejského poloostrova, kde pozorujeme opak. Dále na východ už je pak obraz méně jednoznačný. V létě však pozorujeme jasný pás vlhkých anomálií nad střední a severní Evropou, kromě úzkého pásu kolem západního pobřeží Norska. V jižní Evropě naopak pozorujeme výrazné suché odchytky. Na podzim pak najdeme suché anomálie nad severní Evropou a vlhké nad Balkánem a Anglií. Zajímavé je, že Pyrenejský poloostrov na podzim ve dvou pozorovaných obdobích vykazuje protichůdné chování. Ve shrnutí tedy Sutton a Dong (2012) uvádí, že v 90. letech minulého století došlo k výraznému posunu v evropském klimatu ke vzorci charakterizovaným mírnými a vlhkými léty v severní Evropě a teplými a suchými léty v jižní Evropě, a dalšími souvisejícími změnami na jaře a na podzim (teplá a suchá jara v severozápadní Evropě, teplé a suché podzimy ve Skandinávii a vlhké podzimy v jihovýchodní Evropě). Tyto projevy se pak jasně shodují s oteplením severního Atlantiku, respektive teplými fázemi AMO.



Obr.11: Anomálie srážek (jako procento jejich klimatologické průměrné hodnoty) dvou teplých fází AMO (1931-1960 a 1996-2009) relativně k chladné fázi (1964-1990).
převzato z: (Sutton a Dong 2012)

Stejní autoři dále uvádí, že projevy z Obr.11 by měly přetrvávat po dobu, co bude severní Atlantik anomálně teplý, respektive dokud neskončí teplá fáze AMO. Dle Paltera (2015) je díky klimatickým modelům a pozorováním stále více zřejmý jasný vztah AMO a AMOC. Sutton a Dong (2012) tvrdí, že určité důkazy poukazují na to, že oteplení severního Atlantiku v 90. letech (viz Obr.9) bylo způsobeno zrychlením AMOC. Novější práce Fräsera a Cunninghama (2021) pak domněnky předchozích autorů dále potvrzuje. Tvrdí, že AMOC a AMO jsou provázané, a že proměnlivost AMOC předchází AMO o 2 až 3 roky. Na základě nedávného snížení intenzity AMOC v jejich rekonstrukci (viz Obr.12) pak tvrdí, že toto oslabení AMOC indikuje, že se AMO brzy přehoupne do chladné fáze. Dle nich tak jednoduše vysoká intenzita AMOC znamená rostoucí teploty severního Atlantiku, a tedy tendenci k teplé fázi AMO (a naopak).



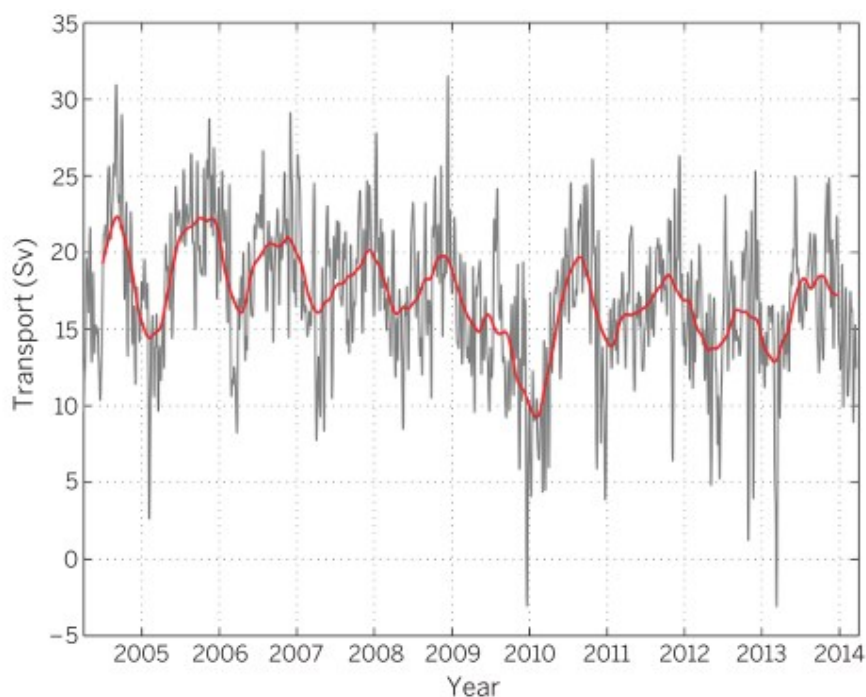
Obr.12: Srovnání průměrné anomálie AMOC na 50° s.š. ve Sverdrupech: 1 Sv = 10⁶ m³/s (modře), s anomálií AMO v Kelvinech (červeně). Obě proměnné nízkofrekvenčně filtrovány (10let) převzato z: (Fraser a Cunningham 2021)

Fraser a Cunningham (2021) dále uvádí, že jejich zjištění zvyšují možnost, že se atlantickou meridionální cirkulací pohybují hustotní anomálie, které vstupují do subpolárního severního Atlantiku a zase ho opouští v měřítkách několika desetiletí. Tvrdí, že proměnlivost AMOC v tomto časovém horizontu je ze své podstaty vázaná na vývoj pole hustoty, a že AMO už je jednoduše odpověď v podobě povrchové teploty oceánu. Uvádí ale, že protože záznam povrchových teplot oceánu je pouze asi 150 let dlouhý, není jasné, zda je například toto chování stabilní, či zda se amplituda této proměnlivosti časem zmenší difuzí zmiňovaných hustotních anomálií. Též není jasné, jak se vztah AMO a AMOC bude vyvíjet v stále se oteplujícím klimatu. Záhadou též zůstává skutečnost, že na rozdíl od letních období, kdy se AMO na regionálním klimatu Evropy podepisuje jasně, v zimních obdobích projev AMO chybí, navzdory tomu, že teplotní anomálie v severním Atlantiku přetrvávají napříč všemi ročními obdobími (Palter 2015).

Na základě těchto poznatků lze tedy ve shrnutí tvrdit, že proměnlivost AMOC a jeho větve Gofského proudu, skrze který dopravuje teplo do vyšších zeměpisných šířek severního Atlantiku, významně ovlivňuje klima Evropy v časových měřítkách několika dekád (Buckley a Marshall 2016). Koná tak ovlivňováním fází AMO, kdy vyšší intenzita AMOC přispívá k anomálně teplým povrchovým vodám severního Atlantiku, které mají za následek anomálně suchá a teplá léta v jižní Evropě, a mírná a vlhká léta v severní Evropě (dále viz výše). Pozorované oslabení AMOC v posledním zhruba desetiletí naznačuje, že se AMO brzy přepne do chladné fáze (Fraser a Cunningham 2021). Pokud by se toto skutečně mělo stát, znamenalo by to poměrně rychlou a výraznou změnu klimatu nad Evropou jakožto přímý důsledek proměnlivosti AMOC.

6.2. Hodnocení proměnlivosti AMOC na základě přístrojového měření

Srokosz a Bryden (2015) se ve své práci věnují novým poznatkům, jež vzešly z tehdy desetiletého přímého záznamu AMOC prostřednictvím monitorovacího systému RAPID. Navzdory své krátké délce dle nich tato časová řada transportu AMOC přinesla několik zajímavých překvapení. Prvním z nich byl rozsah hodnot tohoto transportu hned v prvním roce měření. Předchozí měření z lodí v této zeměpisné šířce (26°s.š.) od 50 let minulého století vykazovaly rozsah hodnot transportu AMOC od 15 do 23 Sv (Srokosz a Bryden 2015). V prvním roce měření RAPID byl rozsah hodnot transportu AMOC 4,0 (únor) až 34,9 Sv (září). Průměrná roční hodnota 18,7 Sv už překvapením nebyla. Hned v prvním roce měření RAPID tak vnitro-roční proměnlivost AMOC poměrně výrazně překonala své historické odhady. Podobný rozsah hodnot pak byl sledován i v tehdy 20měsíčním měření SAMBA na 34,5°j.š. (3 až 39 Sv), jež je obdobou RAPID na jižní polokouli.

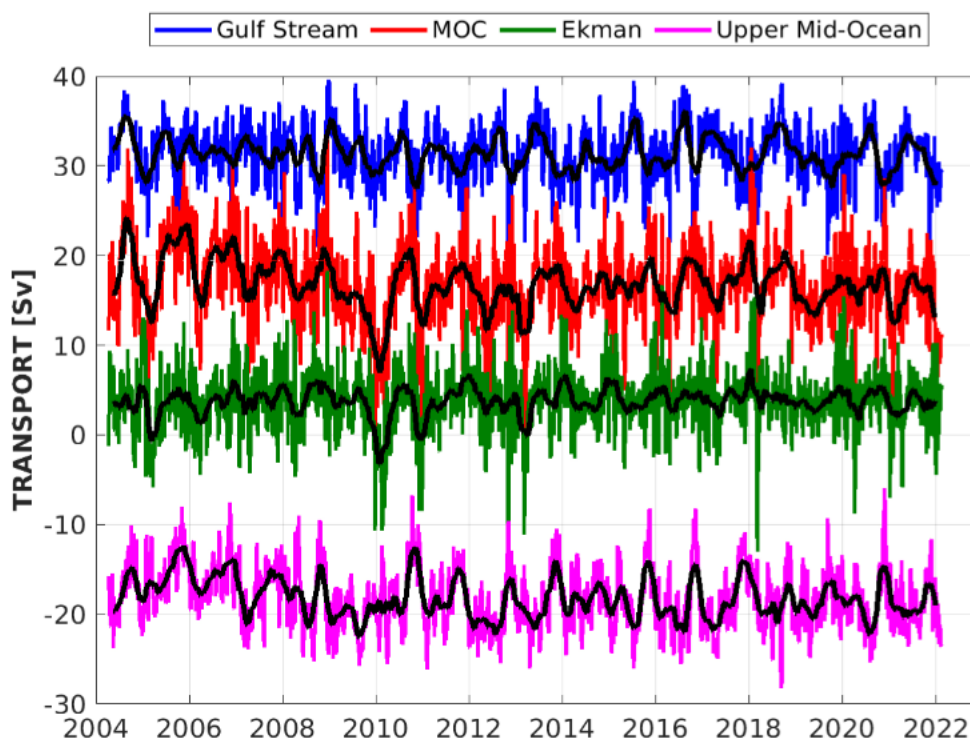


Obr. 13: 10-letá časová řada AMOC měřená na 26,5°s.š. mezi lety 2004-2014 (RAPID). 10 denní filtrovaná měření (šedá čára) a 180 denní filtrovaná měření (červená čára). Hodnoty v Sverdrupech ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

převzato z: (Srokosz a Bryden 2015)

Dalším novým zjištěním byl i roční chod AMOC. Z Obr. 13 lze vyčíst, že minima transportu AMOC můžeme pozorovat na jaře, a maxima na podzim. Dalším překvapením je velmi nápadný pokles intenzity AMOC mezi roky 2009 a 2010 (viz Obr. 13), a to až o 30 % (Srokosz a Bryden 2015). Mezi lety 2004 a 2009 byla průměrná hodnota transportu AMOC 18,5 Sv, kdežto v letech 2009 až 2010 pouze 12,8 Sv. Zajímavé je, že tento pokles byl zaznamenán i v měření svrchní části AMOC na 41. rovnoběžce severní polokoule, ale naopak nebyl zaznamenán v měření hlubinné větve AMOC na 16. rovnoběžce (Srokosz a Bryden 2015). Tato skutečnost tak vzbuzuje otázku, do jaké míry jsou změny v AMOC meridionálně koherentní napříč Atlantikem. Autoři dále uvádí, že vzhledem k tomu, že AMOC je v této zeměpisné šířce zodpovědný za 90 % přenosu tepla oceánem, toto oslabení jeho intenzity mělo jistě

výrazný vliv na obsah tepla a jeho dopravu do severního Atlantiku. V předcházejících letech tento transport dosahoval hodnoty 1,3 PW, a s touto událostí byla tato hodnota snížena o 0,4 PW, což mělo za následek chladnější vody severního Atlantiku. Dle autorů pozorování ukázala, že mezi roky 2010 a 2012 došlo k náhlému ochlazení ve svrchní vrstvě (do hloubky 2000 m) subtropického severního Atlantiku, primárně v důsledku oslabení AMOC. Od konce roku 2009 po dobu 12 měsíců se pak mezi 26,5° a 41°s.š. snížil obsah tepla v oceánu o $1,3 \times 10^{22}$ J. Naopak v tropickém oceánu jižně od 26,5° se obsah tepla zvýšil, což mohlo souviset se skutečností, že ve stejné době proběhla nejsilnější hurikánová sezóna od roku 2005 (Srokosz a Bryden 2015). Autoři dodávají, že toto oslabení AMOC mezi lety 2009 a 2010 může být jednoduše součástí nějaké vnitřní multidekadní proměnlivosti, nebo i spojena s cyklem AMO, a nemusí se nutně jednat o projev změny klimatu. Zdůrazňují, že právě pro odhalení takovýchto souvislostí, je třeba dlouhodobějších přímých pozorování.



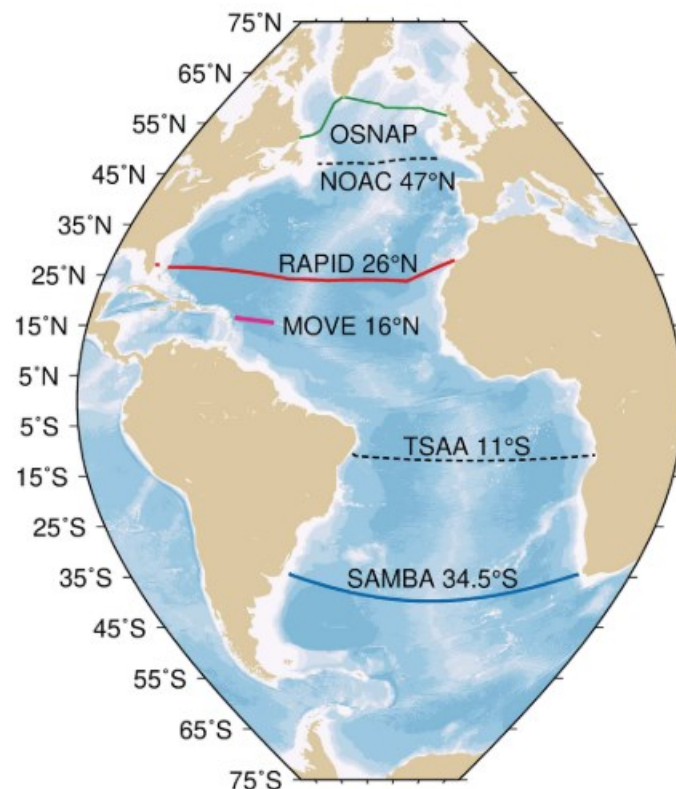
Obr. 14: 18-letá časová řada AMOC (červená) a jeho složek měřená na 26,5°s.š mezi lety 2004-2022 (RAPID). Hodnoty v Sverdrupech (1 Sv = 10^6 m³/s)
převzato z: RAPID, internetový zdroj: <https://rapid.ac.uk/rapidmoc/overview.php>

Na Obr. 14 vidíme nejaktuálnější verzi měření RAPID, jež je dostupná do roku 2022. Můžeme tak srovnat aktuální stav a stav k roku 2014, na němž vznikaly domněnky autorů Srokosze a Brydena (2015). Pokud se podíváme na Obr. 13, lze z grafu vyčíst, že napříč celým pozorováním transport AMOC lehce oslabil. Pokud náš zrak ale obrátíme na Obr. 14, lze si všimnout že tato klesající tendence končí právě rokem 2014, a v letech dalších se zdá, že transport AMOC naopak mírně stoupá, a to alespoň do roku 2018. V letech dalších se zdá, že intenzita AMOC až do konce záznamu opět klesala.

Novější práce Worthington a kol. (2021) se též opírá o časovou řadu RAPID, a na jejích a dalších jednotlivých hydrografických měření od 50. let minulého století vyvíjí vlastní model, simulující AMOC až do roku 1981. Jejich výsledky ukazují, že oslabení AMOC mezi lety 2008 a 2012 bylo nejvýraznějším

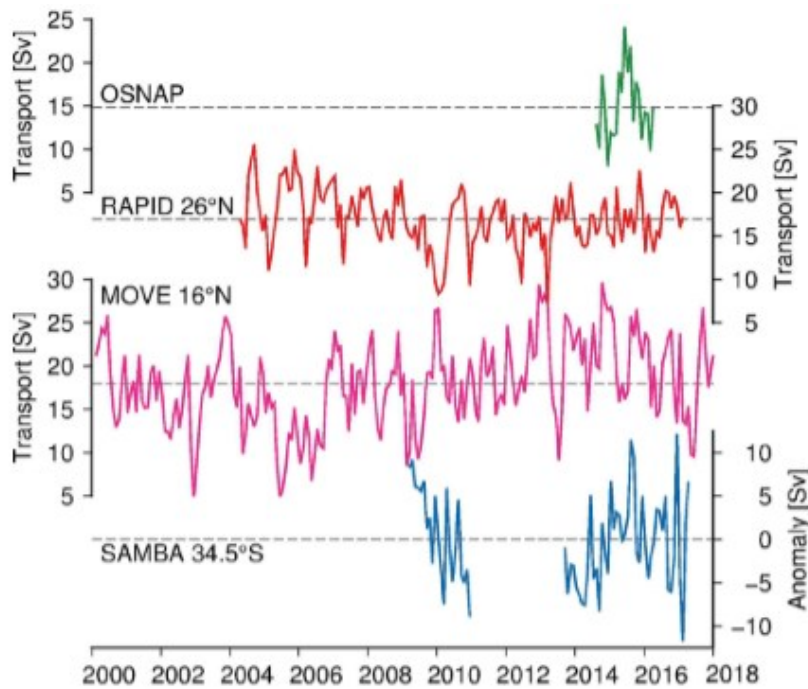
poklesem intenzity AMOC od 80. let minulého století. Dále uvádí, že jejich model nevykázal žádný oslabující trend AMOC.

Frajka-Williams a kol. (2019) se ve své práci zabývají srovnáním časových řad vícero pozorovacích systémů napříč Atlantikem (viz Obr.15). Nejdelší časovou řadu z nich nabízí systém MOVE 16°N, a to od roku 2000. Na rozdíl od ostatních pozorovacích systémů včetně RAPIDu však není „natažen“ v celé šířce Atlantiku, ale pouze v délce asi 9° východně od Guadeloupe. Nejmladším z nich je pak systém OSNAP, jež leží mezi poloostrovem Labrador a Skotskem. Ten započal své měření roku 2014 a jeho vypovídající hodnota je tak ještě slabší než těch ostatních.



Obr.15: Pozorovací systémy měřící transport AMOC. (přerušovanou čarou systémy pro které v době vzniku zdrojové práce stále nebyla dostupná data)
převzato z: (Frajka-Williams a kol. 2019)

Pro měření RAPID autoři uvádí, že průměrná hodnota transportu + směrodatná odchylka byla 17.0 ± 4.4 Sv (viz Obr.16). Též upozorňují na nápadný pokles intenzity transportu v letech 2009 a 2010, a na sezónní maxima v říjnu, podobně jako (Srokosz a Bryden 2015). Dále uvádí, že právě po dubnu 2008 byl transport poměrně stabilní, ale jeho průměrná hodnota klesla o zhruba 2,7 Sv oproti průměrné hodnotě z období před dubnem 2008. Pro časovou řadu MOVE pak autoři uvádí průměrnou hodnotu 18.0 ± 5.8 Sv, ale tentokrát s maximy v červenci. Jak můžeme vidět i na Obr. 16, dostupné období vykazuje rostoucí tendenci intenzity AMOC 0,25 Sv/rok (Frajka-Williams a kol. 2019). Té naopak předcházela klesající tendence od začátku měření o asi 20 % až do roku 2009 (viz Obr.16). Pro systém SAMBA autoři uvádí, že tento systém se nachází v problematické oblasti, kde panuje vysoká proměnlivost, ke které přispívají jak západní, tak východní okrajové proudy (u pobřeží Jižní Ameriky a Afriky). Dle autorů jsou meziroční změny v intenzitě AMOC ovlivňovány hlavně hustotními změnami na východním okraji oceánu. V sezónním měřítku jsou pak důležité baroklinní i barotropní změny na obou okrajích oceánu společně se vztakovými anomáliemi způsobenými migrujícími vodními víry (Frajka-Williams a kol. 2019).



Obr. 16: Srovnání měsíčních hodnot transportu AMOC v Sverdrupech ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) mezi čtyřmi dostupnými pozorovacími systémy. Průměrná hodnota zobrazena čárkovanou čarou. *(Pouze pro systém SAMBA (modře) je transport uveden odchylkou od průměru).

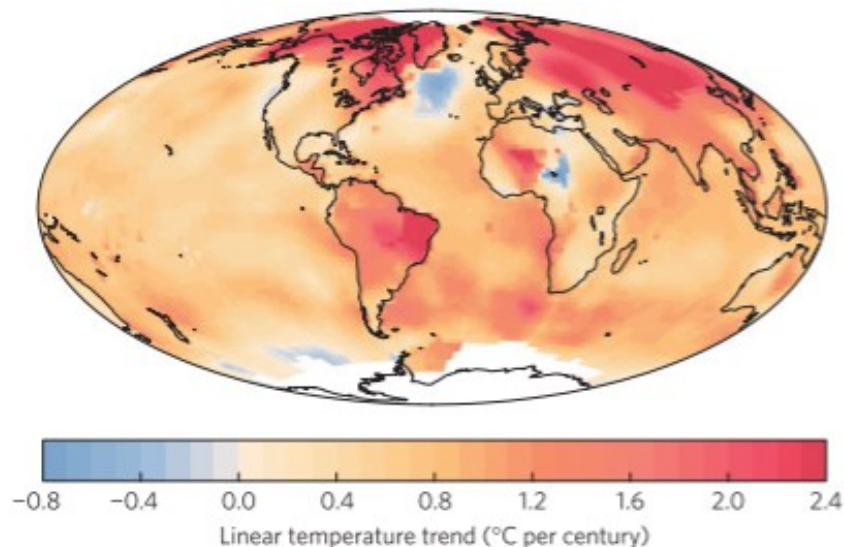
Převzato z: (Frajka-Williams a kol. 2019)

Frajka-Williams a kol. (2019) uvádí, že s vícero několikaletými pozorováními v různých zeměpisných šířkách Atlantiku se naskytuje možnost studovat atlantickou cirkulaci napříč těmito šířkami, a tak více uceleně. Z Obr. 16 lze vyčíst, že průměrné hodnoty napříč jednotlivými systémy se liší, což je však dáno také tím, že každý z nich je počítán za různě dlouhé období. Uvádí také, že právě proto se se zvyšující se délkou záznamu zmenšují střední chyby těchto průměrů. Záznamu systému OSNAP se už autoři nevěnovali, protože jak je vidět na Obr. 16, kvůli jeho velmi krátkému trvání je jeho vypovídající hodnota nicotná. Pokud se podíváme na Obr. 16 jako na celek, můžeme z něj vyvodit, že nějaký dlouhodobější trend jako jediný nabízí systém MOVE, kde můžeme od roku 2009 vidět rostoucí intenzitu AMOC. Ostatní systémy mají buď příliš krátký záznam, nebo žádný dlouhodobý trend nevykazují, jako je tomu u měření RAPID. U měření SAMBA lze tvrdit že jeho měření vykazuje největší amplitudu, a systém RAPID zejména v posledních letech naopak nejmenší.

Ve shrnutí lze tvrdit, že hodnocení proměnlivosti AMOC na základě kontinuálních přístrojových měření, jež jak je vidět na Obr. 16 sahají pouze k začátku tisíciletí, je velmi zásadně omezeno nedostatečnou délkou těchto záznamů, a jedná se tak o výrazně omezující faktor. Obrázky výše nám dokládají, že na základě těchto dat v současnosti nelze sledovat žádné dlouhodobé trendy, což potvrzují práce Srokosze a Brydena (2015), Worthingtonové a kol. (2021), ale i Fua a kol. (2020), kteří tvrdí že momentální stav AMOC se zásadně neliší od jejího stavu v 90. letech minulého století. Co na základě těchto dat tvrdit můžeme, je že maxim transport AMOC dosahuje v létě a na podzim, minim naopak na jaře. Zdá se také, že největších amplitud intenzita AMOC nabývá v jižnějších oblastech Atlantiku, kdežto nižší proměnlivost vykazuje naopak v severním subtropickém Atlantiku. Srovnání jako je na Obr. 16 nám do budoucna jistě bude sloužit jako dobrý ukazatel proměnlivosti a meridionální koherence AMOC, ale v současnosti je tento záznam stále příliš krátký. Na řádnou reprezentativní vypovídající hodnotu těchto měření si budeme muset počkat ještě minimálně několik dekad.

6.3. „The cold blob“

„Cold blob“ je podezřelá anomální oblast v severním Atlantiku jižně od Grónska (viz Obr. 17), kde navzdory globálnímu oteplování pozorujeme chladnou teplotní anomálii. Jak je vidět na Obr. 17, od začátku minulého století pozorujeme až na drobné výjimky celosvětový nárůst povrchových teplot. Jednou z mála oblastí, kde se děje přesný opak, je právě oblast severního Atlantiku, která se naopak ochlazuje. Dle Rahmstorfa a kol. (2015) modely ukazují, že nejvýraznější ochlazení jako odpověď na slábnoucí AMOC se vyskytuje právě v této oblasti, což by naznačovalo, že tato oblast „uniká“ globálnímu oteplování právě z důvodu slábnoucí AMOC. Uvádí, že díky nedostatečným přímým pozorováním je historie chování AMOC od začátku průmyslové revoluce špatně probádaná, a vzhledem k schopnosti AMOC přenášet teplo napříč oceánem, je dle autora právě povrchová teplota oceánu vhodným indikátorem evoluce AMOC.

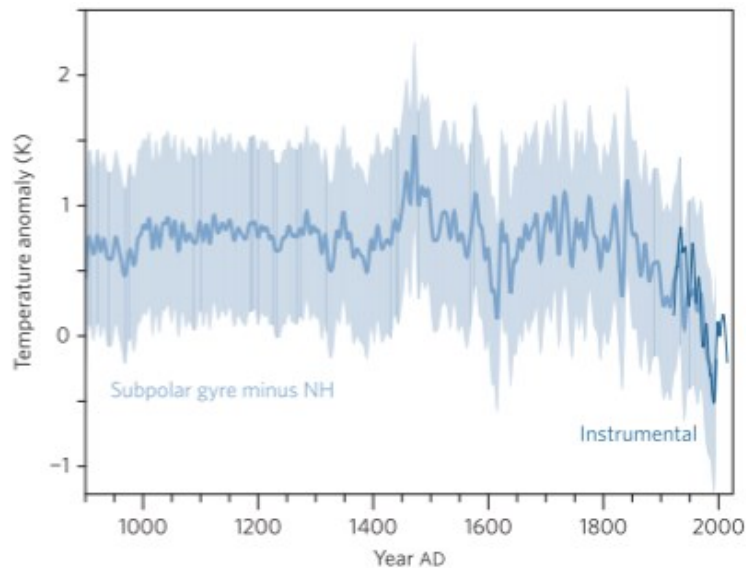


Obr. 17: Lineární trend povrchových teplot od roku 1901 ve °C za století. Bílá barva = nedostatečná data

převzato z: (Rahmstorf a kol. 2015)

Rahmstorf a kol. (2015) též uvádí, že z jejich dat je patrné, že při ochlazení severního Atlantiku se naopak otepluje Atlantik jižní. Jedná se tak o typický see-saw jev, který jsme popsali ve čtvrté kapitole, a je patrný i z Obr. 17. Toto ochlazení je dle autorů mimo jiné patrné v Golfském proudu, a naopak oteplení v proudu Benguelském u pobřeží jižní Afriky, což je dle nich chování charakteristické pro změny v AMOC, a též je to chování, které se často ukazuje v modelových simulacích, ve kterých se provádí tzv. zalévací experimenty (angl. hosing experiments – simulace přítoku sladké vody do oceánu). Rahmstorf a kol. (2015) si pak vytvořili vlastní index (viz Obr. 18), který by měl indikovat intenzitu AMOC. Na základě něj uvádí, že AMOC vykazoval pouze malé změny, a byl stabilní až do počátku 20. století (viz Obr. 18). V něm už AMOC vykazuje postupné oslabování až do roku 1970, kde dochází k ostrému propadu, a po roce 1990 k opětovnému částečnému zesílení. Toto zesílení v 90. letech minulého století je dle autorů též dokumentováno přímými měřeními z plováků a satelitních dat. Autoři

uvádí, že právě tento výrazný pokles jejich indexu mezi lety 1970-1990 je hlavním zdrojem chladné anomálie z Obr. 17. Dle nich pravděpodobnost, že by podobné hodnoty jejich indexu po roce 1970 mohlo být dosaženo pouze přirozenou proměnlivostí, je méně než 0,005.



Obr. 18: AMOC index oblasti „cold blob“ vypočtený jako rozdíl mezi teplotními anomáliemi oblasti „cold blob“ a severní polokoule (viz Rahmstorf a kol. (2015)). Filtrováno po desetiletích. Tmavší linie od roku 1922 symbolizuje vyšší hustotu zdrojových dat.

převzato z: (Rahmstorf a kol. 2015)

Rahmstorf a kol. (2015) dále uvádí, že tento náhlý pokles intenzity AMOC v 70. letech minulého století mohl být způsoben Velkou slanostní anomálií (angl. the Great Salinity Anomaly), což byl náhlý přítok 10 tis. km³ sladké vody do severního Atlantiku přes Framský průliv ze Severního ledového oceánu (Curry a Mauritzen 2005). Obecně se pak severní Atlantik mezi lety 1961 a 1995 dle stejných autorů naředil o extra 19 tis. km³ sladké vody. Dalšími zdroji sladké vody pro severní Atlantik je pak zvyšující se říční přítok do Severního ledového oceánu, a tavná voda spolu s plovoucími ledovými krami z tajícího Grónského ledového příkrovu (Rahmstorf a kol. 2015). Dle stejného autora je právě severní Atlantik náchylný k akumulaci sladké vody. Zprv proto, že povrchový odtok okolních kontinentů je soustředěn směrem na sever, a zadruhé proto, že nízká hustota sladké vody jí nutí zůstávat při povrchu. Tyto okolnosti dle Rahmstorfa a kol. (2015) mohly zapříčinit zpomalení tvorby NADW a oslabit tak AMOC. Dle nich je dokonce dobře zdokumentován kolaps hlubinné konvekce v Labradorském moři mezi lety 1969 a 1971.

Fan a kol. (2023) ve své práci uvádí, že za „cold blob“ kromě možného oslabení AMOC stojí i atmosférická cirkulace. Též uvádí, že „cold blob“ může ovlivňovat baroklinicitu mimotropické atmosféry, a tím tak mít vliv na dráhu mimotropických cyklón a ovlivňovat tak počasí v Evropě. Navíc, přítomnost „cold blob“ v severním Atlantiku dle autorů ovlivňuje četnost a intenzitu mořských vln veder, a je tak nutné věnovat se řídicím mechanismům této teplotní anomálie. Autoři uvádí, že na počátku 20. století severní Atlantik postihl trend k více kladné Severoatlantské oscilaci (NAO – cyklické kolísání intenzity islandské cyklony a azorské anticyklony). To dle nich mělo za následek silnější ochlazování subpolárního Atlantiku, v důsledku zesílení tryskového proudění a povrchových větrů nad severním Atlantikem, které napomáhají ztrátě tepla z povrchové vrstvy oceánu vůči atmosféře nad ní. Fan a kol. (2023) tak ve své práci uvádí, že toto atmosférické působení se na pozorované anomálii „cold blob“ podílí z 67 %. Autoři však upozorňují že jejich zjištění neztrácuje roli AMOC v této anomálii. Tvrdí

ale, že vliv atmosférické cirkulace mohl při vzniku této anomálie hrát stejně významnou roli jako možné zeslabování AMOC.

6.4. Současná proměnlivost Golfského proudu

Piecuch a Beal (2023) uvádí, že byť časové řady přímých měření AMOC jako celku existují pouze po dvě dekády, pro samotný Golfský proud, jakožto její teplonosnou větev, existují od počátku 80. let minulého století. Tato data vícero původů tak asimilují do jejich statistického modelu, a zjišťují, že s pravděpodobností vyšší než 99 % se transport Golfského proudu skrze Floridský průliv snížil o asi 1,2 Sv za posledních 40 let, což činí asi 4 % průměrného transportu. Také uvádí, že toto oslabení v Golfském proudu je z jejich dat detekovatelné až v posledních 10 letech. K podobným závěrům došli i Pietrafesa a kol. (2022), kteří uvádí snížení transportu Floridského proudu (jenž napájí proud Golfský) o zhruba 1 Sv, nebo také 2,8 % za 40 let. Dong, Baringer a Goni (2019) ve výsledcích své práce též hovoří o zeslabení Golfského proudu mezi lety 1993 a 2016. Poznávají však, že jejich výsledky jsou prostorově proměnlivé. Uvádí, že pozorují oslabení v Golfském proudu východně od 65. poledníku, ale ne západně od 70. poledníku západní polokoule.

Piecuch a Beal (2023) také otvírají důležitou otázku, a to do jaké míry je proměnlivost v Golfském proudu koherentní v proměnlivosti celého AMOC. Dle nich modely oceánu a klimatu konzistentně simulují transport Golfského proudu jako silně koherentní s intenzitou celého AMOC v měřítkách dekád a více. Zároveň je však též realitou, že klimatické modely mají potíže simulovat tak úzké proudy, jakým je právě proud Golfský, a i jiné západní okrajové proudy. Vykazují tak zkreslení v intenzitě, hloubce i proměnlivosti proudů, ale i oblastech kde dochází k oddělení od pobřeží, v porovnání s pozorováními (viz Saba a kol. (2016)). Proměnlivost a trendy u západních okrajových proudů se také mohou lišit na horním a dolním toku, protože četnost tvorby mořských vírů a jejich velikost se odvíjí od zeměpisné šířky a topografie dna (Piecuch a Beal 2023). Stejní autoři dále uvádí, že je známo, že průtok Golfského proudu je z většiny součástí proudění celého koloběhu, a až z části menší je dán mechanismem zanořování. Je tak nutno se ptát, jak můžeme vědět, že zeslabení Golfského proudu ve Floridském zálivu znamená oslabení v celém AMOC? Jako odpověď Piecuch a Beal (2023) uvádí, že vztahy mezi transporty západních okrajových proudů (jakým je i Golfský proud), koloběhů a převraccích se cirkulací jakou je AMOC, záleží na druhu působení a časovém měřítku. Dle nich například data z měření RAPID ukazují, že transporty Golfského proudu a koloběhu kompenzují jeden druhého v měřítkách menších než jeden rok. Dekádní změny v převraccích se cirkulaci jsou pak z velké části vyrovnávány změnami v koloběhové cirkulaci. Autoři tak uvádí, že není jasné, zda jimi pozorované oslabení ve Floridském průlivu předznamenává oslabení i v AMOC.

Změny v Golfském proudu nemusí být sledovány pouze v charakteru jeho intenzity. McCarthy, Joyce a Josey (2018) uvádí, že mezi 59. a 70. poledníkem západní délky se Golfský proud rozšířil a oslabil, a tvrdí, že v této oblasti došlo od roku 2005 k destabilizaci tohoto proudu. Saba a kol. (2016) uvádí, že Golfský proud se v oblasti severozápadního atlantského šelfu posunul více na sever na úkor Labradorského proudu, a dochází zde tak k rychlému oteplování místních vod. Dle nich se například Mainský záliv za posledních 10 let oteplil více než 99 % světového oceánu. Uvádí také, že tento severní posun Golfského proudu je důsledkem oslabení AMOC. Práce o rok mladší však informuje že tento posun Golfského proudu nabral opačný směr a nyní se jeho severní okraj posouvá zpět na jih (Bisagni, Gangopadhyay a Sanchez-Franks 2017). Dong, Baringer a Goni (2019) též uvádí jižní migraci Golfského proudu východně od 65. poledníku, ale tentokrát pro celé období 1993 až 2016. Caesar a kol. (2018)

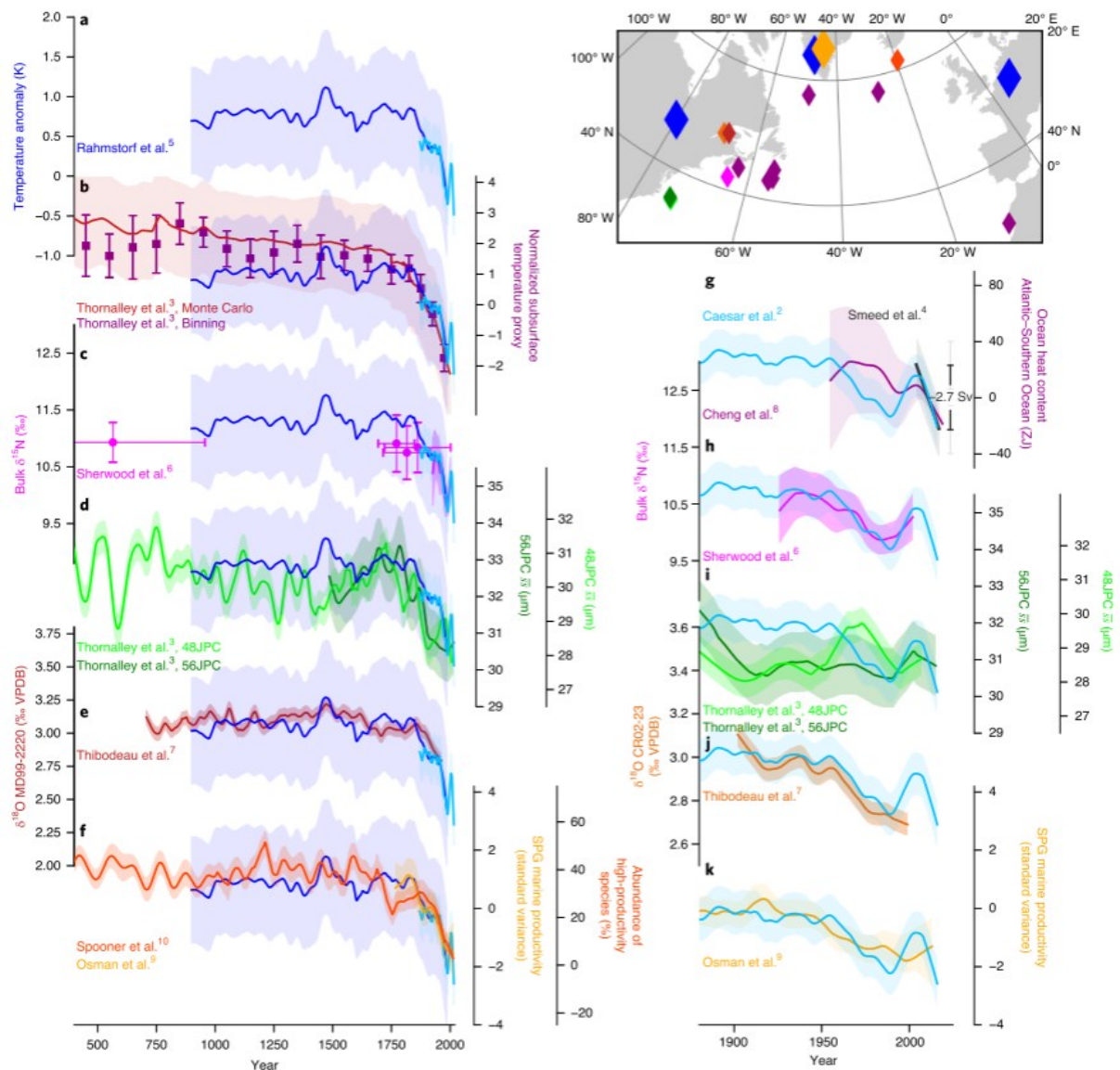
zase naopak hovoří o posunu Golfského proudu na sever blíže k americkému pobřeží. Zde lze díky nápadným nesrovnalostem upozornit na rozdílnou metodiku těchto prací. Zatímco Bisagni, Gangopadhyay a Sanchez-Franks (2017) a Dong, Baringer a Goni (2019) využívali satelitních dat, Saba a kol. (2016) a Caesar a kol. (2018) využívali přímých pozorování teplot a salinity, a vícero modelů různých rozlišení. Práce Masson-Delmotte a kol. (2021) pak cituje poznatky autorů Bisagniho, Gangopadhyaye a Sanchez-Franks (2017) a tvrdí tedy, že Golfský proud nedávno obrátil svůj posun ze severu na jih. Pinault (2023) nakonec uvádí, že v současnosti dochází k oslabování geostrofické složky Golfského proudu. Dle něj se tak děje kvůli zmenšování teplotního gradientu v Severoatlantském koloběhu, jež je způsobeno táním arktického ledu. Severní partie koloběhu se tak velmi rychle oteplují a zmenšuje se tak teplotní rozdíl mezi nimi a jižnějšími částmi severního Atlantiku.

Ve shrnutí tak lze tvrdit, že existují důkazy, že Golfský proud od 80. let minulého století skutečně ztrácí na intenzitě, byť velmi mírně (4 %) (Piecuch a Beal 2023), (Pietrafesa a kol. 2022), (Dong, Baringer a Goni 2019). Též je pozorováno jeho rozšiřování a migrace, u které však mezi autory panují značné neshody (Dong, Baringer a Goni 2019), (Saba a kol. 2016), (Bisagni, Gangopadhyay a Sanchez-Franks 2017). Na místě je též pochybnost o koherenci změn v Golfském proudu s celkovými změnami v AMOC.

6.5. Současný AMOC v modelových simulacích

Caesar a kol. (2021) využívají několika různých a z velké části nezávislých proxy indikátorů k sestavení vývoje AMOC od roku 400 n.l. Uvádí, že až do 19. století byl AMOC relativně stabilní, a v průběhu století začal oslabovat (viz Obr. 19), což je dle autorů viditelné ve všech jejich proxy datech. Kolem roku 1960 pak dle nich započala fáze poměrně rapidního poklesu intenzity AMOC. V 90. letech 20. století pak pozorují krátkou epizodu opětovného zesílení, kterou jsme mohli vidět i na Obr. 18 a v práci Rahmstorf a kol. (2015). Dle Caesar a kol. (2021) se však v jejich simulaci AMOC opět vrátil ke klesající tendenci někdy v polovině prvního desetiletí 21. století. Autoři tak tvrdí, že jejich práce podává silné důkazy, že toto oslabení AMOC během 20. století je bezprecedentní, a že v posledních několika dekádách je AMOC nejslabší za posledních minimálně tisíc let (Caesar a kol. 2021). Jejich data též vykazují multidekádní proměnlivost, ale o různých amplitudách a frekvencích, takže není jasné, zda se jedná o čistý projev AMOC. Některé rozdíly dle nich může způsobovat různé temporální rozlišení použitých dat napříč časovou řadou, a jiné zase mohou být způsobeny různými, s oceánskou cirkulací nesouvisejícími faktory, schopnými ovlivnit vlastnosti proxy dat.

Boers (2021) ve své práci využívá vícero indexů založených na pozorované povrchové teplotě a salinitě oceánu. Tvrdí, že aktuální stav AMOC může být v současných klimatických modelech přehnaně stabilní, kvůli jejich podceňování exportu sladké vody ze severního Atlantiku, způsobeným chybami ve slanostním poli a příliš malým rozlišením těchto modelů, čímž potlačují destabilizační efekt přitékající sladké vody. Boers (2021) tak uvádí, že objevené oslabení AMOC během posledních dekád není jen fluktuací spojenou s nízkofrekvenční proměnlivostí klimatu, nebo lineární odezvou na zvyšující se teploty. Dle něj jeho zjištění ukazují, že se může jednat o téměř kompletní ztrátu stability AMOC během minulého století, a že by současný AMOC mohl být blízko bifurkačního bodu, a možného přechodu do chladného režimu, jenž v Atlantiku panoval během posledního zalednění (viz kapitola 4). To by pak jistě mělo závažné dopady na klimatický systém Země a další multi-stabilní systémy na naší planetě.



Obr.19: Rekonstrukce AMOC od r. 400 n.l. založené na proxy datech povrchových teplot oceánu (světle a tmavě modře) v porovnání s jinými proxy ukazateli (b-k). (a) proxy data povrchových teplot oceánu představující odezvu v teplotě na změny v meridionálním přenosu tepla. (b) srovnání s proxy záznamy podpovrchových teplot oceánu (fialově), (c,h) $\delta^{15}\text{N}$ hlubokomořského korálu rohovitky (magentová), (d,i) průměrná velikost tříditelného siltu (zeleně), (e,j) $\delta^{18}\text{O}$ benthických foraminifer (hnědě), (f) relativní hojnost *Turborotalita quinqueloba* v mořském sedimentu (tmavě oranžová), (f,k) koncentrace kyseliny methansulfonové v grónských ledových jádrech (světle oranžová), (g) relativní změna v oceánském obsahu tepla severního Atlantiku proti Jižnímu oceánu (tmavě magentová) + lineární trend měření RAPID od dubna 2004 do dubna 2018 (černě), Na křivky aplikován dvacetiletý (padesátiletý) LOWESS filtr pro kratší (delší) časové řady. Stínování a chybové úsečky ukazují 95% interval spolehlivosti jednotlivých proxies. Mapa ukazuje lokace původu jednotlivých proxies.

převzato z: (Caesar a kol. 2021)

Caesar a kol. (2018) použili data povrchových teplot oceánu v modelu s vysokým rozlišením, a jejich výsledky ukazují, že od poloviny minulého století AMOC oslabil o asi 3 Sv, respektive o 15 %. Autoři též tvrdí, že v posledních letech AMOC narazil na nové dno své intenzity, což též souhlasí s rekordně nízkými ročními povrchovými teplotami v subpolárním Atlantiku, pro který máme časovou řadu od

roku 1880 (Caesar a kol. 2018). Byť dle nich nemůžeme úplně vyloučit určité dlouhodobé přírodní variace, toto sledované oslabení v AMOC od poloviny minulého století je dle autorů velmi pravděpodobně z velké části způsobeno antropogenním působením. Autoři tak argumentují proto, že se dle nich jedná o chování předpovídané modely v reakci na navýšování koncentrací CO₂. Toto snížení intenzity AMOC pak dle autorů má možná už teď vliv na evropské klima. Tvrdí, že chladné počasí v subpolárním Atlantiku koreluje s vysokými letními teplotami v Evropě, a že vlna veder v roce 2015 byla spojena s rekordně nízkými teplotami v severoatlantské „cold blob“ (Duchez a kol. 2016). Nízké povrchové teploty v subpolárním Atlantiku pak dle autorů nahrávají takové distribuci tlaku vzduchu, která usměrňuje teplý vzduch směrem na sever nad Evropu.

6.6. Shrnutí

Šestá kapitola nám nabízí syntézu poznání o současném stavu AMOC a Golského proudu. Zkoumat chování oceánské cirkulace lze v současnosti několika způsoby. Otisk jejího projevu můžeme nalézt v proxy záznamech po celé severní polokouli, a to jak v hlubinách oceánu, tak na pevnině. Tyto záznamy nám dovolují rekonstruovat její chování daleko za počátek moderní lidské civilizace, a nahlížet tak na její proměnlivost ve velkých časových měřítkách. Podobně lze AMOC modelovat na základě přímých pozorování, například povrchových teplot oceánu, a uměle ho podrobovat vnějším působením, jako třeba „zaléváním“ severního Atlantiku sladkou vodou, nebo navýšováním koncentrací CO₂. Posledním a nejrepresentativnějším způsobem, jak hodnotit proměnlivost oceánské cirkulace je její přímé pozorování a měření, jež už v současnosti probíhá, ale pro jakékoliv pevné závěry je stále příliš krátké. Náznový překryv hodnocení AMOC na základě nejrůznějších ukazatelů a metod nabízí například Obr. 19. V této kapitole byla snaha zahrnout práce hodnotící AMOC všemi těmito způsoby, a též snaha je tak pro přehlednost rozdělit do podkapitol.

Z nových vědeckých poznatků z kapitoly 6.1. vyplývá, že proměnlivost AMOC v měřítku několika dekad se i v současnosti skutečně projevuje na evropském klimatu. Svou schopností přemísťovat teplo AMOC řídí chod povrchových teplot v severním Atlantiku, čímž udává fáze AMO, které mají významný vliv na evropské klima. Vzhledem k délce cyklu AMO se dá očekávat, že její současná teplá fáze relativně brzy skončí, což by do Evropy mělo přinést poměrně výraznou a rychlou změnu klimatu, a to v přímém důsledku proměnlivosti AMOC.

V kapitole 6.2. jsme mohli pozorovat proměnlivost AMOC na základě přímých měření. Byť na Obr. 13, 14, a 16 lze za pozorované období sledovat mírný klesající trend, právě díky krátkému trvání této časové řady nelze s jistotou tvrdit, zda se jedná o určitou multidekadní proměnlivost, nebo o dlouhodobější trend. Co lze z tohoto záznamu vysledovat, je určitá sezónní cykličnost, jež vykazuje maxima na podzim a minima na jaře. Výraznou anomálií v záznamu je pak 30% pokles intenzity AMOC v letech 2009 a 2010, jež jistě vedla ke změně rozložení tepelného obsahu napříč Atlantikem, a koinciduje s velmi silnou hurikánovou sezónou v roce 2010. Důležitým závěrem též je, že pro reprezentativnější informace si bude třeba počkat, než časové řady pozorovacích systémů z Obr. 15 a 16 dozrají vyššího věku.

Kapitola 6.3. pojednává o poměrně známé teplotní anomálii zvané „the cold blob“, jež se už řadu let předpokládá za důkaz, že intenzita AMOC skutečně zpomaluje. Dle autorů tato anomálie pochází hlavně ze sledovaného oslabení AMOC od asi poloviny minulého století, jež bylo doprovázeno značným naředěním severního Atlantiku. Jiní autoři zase upozorňují na neopomenutelný vliv atmosférické

cirkulace nad Atlantikem, kde zvýšený horizontální tlakový gradient napomáhá ztrátě tepla z povrchové vrstvy oceánu.

V kapitole 6.4. jsme zjistili, že Golský proud za posledních 40 let skutečně zeslábl o zhruba 1 Sv, na čemž se shodne vícero autorů. Dalšími pozorovanými změnami je pak jeho posun v severním nebo jižním směru v oblasti šelfu poblíž státu Maine a Nového Skotska. Na směru tohoto posunu se však vícero autorů shodnout nedokáže.

Nejčernější závěry o aktuálním stavu AMOC podává kapitola 6.5., která vychází z rekonstrukcí z proxy dat a modelových běhů. Dle autorů AMOC začal ztrácet na intenzitě už v 19. století a aktuálně se nachází ve své nejslabší podobě za minimálně tisíc let. Dále prý současné modely vykreslují AMOC jako příliš stabilní, a toto pozorované oslabení, jež od poloviny minulého století představuje asi 15 %, může znamenat téměř kompletní ztrátu stability, a současný AMOC se tak možná blíží bodu zvratu, jež by ho uvrhl do potlačeného chladného režimu, který v Atlantiku panoval během posledního glaciálu. Toto oslabení od poloviny minulého století je pak dle autorů pravděpodobně skutečně způsobeno lidskou činností, a už teď se možná projevuje na evropském klimatu.

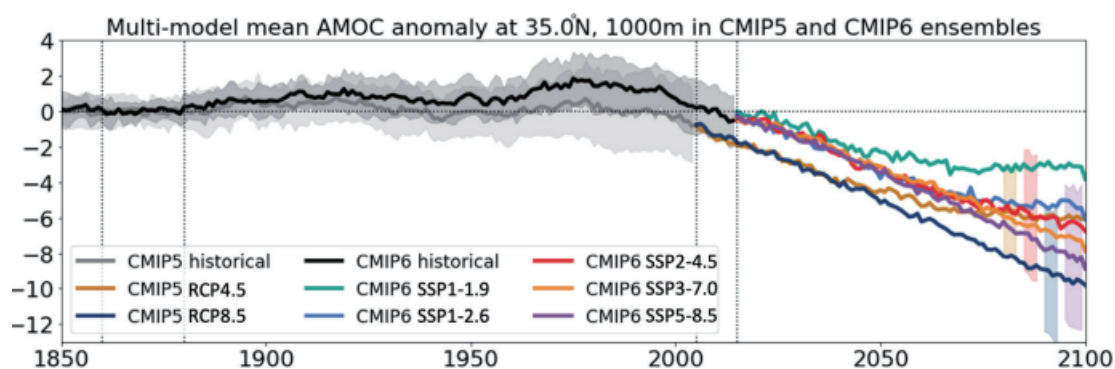
Práce Masson-Delmotte a kol. (2021) pak závěry o oslabení AMOC od poloviny 20. století z kapitoly 6.5. mírní s tvrzením, že na tyto závěry je třeba nahlížet jen s nízkou jistotou, právě kvůli chybějícím přímým pozorováním. Naopak však připouští, že se objevují důkazy, že AMOC je v modelech CMIP5 skutečně příliš stabilní, hlavně kvůli systematickým zkreslením salinity. Masson-Delmotte a kol. (2021) dále uvádí, že antropogenní působení mělo na pozorované oslabení AMOC od roku 1860 vliv pouze s nízkou jistotou. Na konec, díky kontrastům v závěrech prací např. uvedených v kapitole 6.5. a prací jakou je třeba Rossby, Chafik a Houpert (2020), která naopak tvrdí, že k žádným změnám v intenzitě AMOC za poslední století nedošlo, je třeba k oběma tvrzením přistupovat jen s nízkou jistotou (Masson-Delmotte a kol. 2021).

7. Budoucí vývoj AMOC a Golského proudu a jejich očekávaný vliv na evropské klima

Z předchozích kapitol už dobře víme, že vliv oceánské cirkulace na klima Evropy je naprosto klíčový a zcela neopomenutelný. V dnešním světě, kde změna klimatu je jedním z hlavních témat i na poli politiky, je stále větší poptávka po odpovědích na otázku, jakým směrem se globální klima bude ubírat, a co to bude znamenat pro naši společnost. Vzhledem k obrovskému vlivu atlantické cirkulace na klima nejen Evropy, ale celé severní polokoule, je tento systém mořských proudů neodmyslitelnou součástí těchto úvah. Co též víme z předchozích kapitol, je skutečnost, že atlantická termohalinní cirkulace je systém poměrně citlivý i na relativně jemné změny v hustotě vody. Díky globálnímu oteplování a také s ním spojeným jevem zvaným Arktické zesílení (popisováno v kapitole 5), je zejména severní Atlantik oblastí, kde tato citlivost může vést k dalekosáhlým následkům, kvůli rostoucímu objemu přitékající sladké vody jak z tajícího arktického ledu a Grónského ledovce, tak povrchovým odtokem z okolních pevnin. Směrem do budoucna se tak nabízí otázka, jak na tento, a další vlivy bude AMOC reagovat. Tato kapitola hodnotí a shrnuje snahu vědců předpovědět vývoj AMOC a jeho součástí zejména v příštích desetiletích a staletích, ve kterých bude AMOC jistě hrát klíčovou roli v usměrňování evropského klimatu ve světě globálního oteplování, a mít tak podstatnou roli na společnost a životy všech z nás. Jak uvidíme níže, tento vývoj AMOC též záleží na klimatických scénářích, jenž reflektují budoucí míru vypouštění skleníkových plynů na základě daného socioekonomického směřování naší

společnosti. Na závěr kapitola shrnuje i současné poznání ohledně možného úplného zhroucení AMOC a jeho možných následků.

Asbjørnson a Årthun (2023) ve své práci popisují očekávaný budoucí vývoj jednotlivých součástí AMOC. Uvádí, že při pokračování v současném strmém trendu emisí, průměr jejich modelového ansámblu ukazuje oslabení Golfského proudu o 29 % (11,2 Sv) do konce 21. století, a pro samotný DWBC pak oslabení o 47 % (8,5 Sv). 33 % (3,7 Sv) tohoto oslabení v Golfském proudu je ale dle autorů způsobeno změnami v působení větru, a nejde tak o oslabení podmíněné změnami v salinitě a hustotě vody. Autoři tak tvrdí, že všechny tři součásti AMOC: Golfský proud, hlubinná větev DWBC a koloběhová cirkulace severního Atlantiku během 21. století zeslábnu, s tím že koloběhová cirkulace, jejíž součástí je i Golfský proud, zeslábne právě díky změnám v působení větru. Slábnutí v DWBC už ale dle autorů souvisí s mírou tvorby NADW, jež je dána termohalinními procesy ve vysokých zeměpisných šířkách severního Atlantiku. Weijer a kol. (2020) pak už nahlíží na AMOC jako celek, a uvádí, že většina modelů CMIP6 ukazuje, že do konce století AMOC zeslábne o 34 až 45 % současné hodnoty. Dle nich pak určité slábnutí AMOC během tohoto století ukazují všechny modely, a to nezávisle na emisním scénáři alespoň do roku 2060. Pörtner a kol. (2019) uvádí, že AMOC během 21. století velmi pravděpodobně zeslábne. Též uvádí, že běhy odpovídající nízkoemisním scénářům kolem roku 2060 vykazují stabilizaci trendu, ale vysokoemisní běhy pokračují v trendu klesajícím. Dále Pörtner a kol. (2019) uvádí, že navzdory rozdílům v celkové intenzitě AMOC, oblasti hlubinné konvekce, mořském ledu, zkresení v povrchových teplotách a hlubinném pohybu vody, jsou projekce modelů kvalitativně stejné, což nasvědčuje, že slábnutí AMOC je řízeno procesy velkého měřítka, a je nezávislé na detailech modelů. Masson-Delmotte a kol. (2021) uvádí, že ve všech modelech se během 21. století snižuje severojižní tlakový gradient v oceánu, protože se subpolární vody oteplují rychleji než vody subtropické. Zesílený hydrologický cyklus pak napomáhá zředování subpolárního Atlantiku, zatímco v subtropických šířkách Atlantiku dochází k vyššímu výparu a zvyšování salinity. Ve výsledku se vody subpolárního Atlantiku stanou více stabilní, čímž se omezí konvekce a tím i tvorba NADW. Stejný zdroj také uvádí, že předpovídané zeslabení AMOC nabývá hodnot od 24 do 39 %, v závislosti na emisním scénáři Masson-Delmotte a kol. (2021) též uvádí, že pokud by se podařilo stabilizovat růst globálních teplot na 1,5 °C, 2 °C a 3 °C relativně k období 1850–1900, AMOC bude nadále zeslabovat několik dekád o 15 %, 20 % a 30 %, a pak se během několika staletí vrátí zpět na hodnotu před začátkem slábnutí.



Obr. 20: Časová řada odchylky intenzity AMOC od průměru období 1850-1880 na základě modelů CMIP5 a CMIP6 a různých klimatických scénářů do roku 2100. Vertikální osa ve Sverdrupech, ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

převzato z: (Masson-Delmotte a kol. 2021)

Na Obr. 20 můžeme vidět, že všechny modely nezávisle na klimatickém scénáři předpovídají slábnutí AMOC ve zbytku tohoto století, což potvrzuje shrnující tvrzení Masson-Delmotte a kol. (2021), že

oslabení AMOC během 21. století je velmi pravděpodobné, ale je jen nízká jistota v jeho načasování a velikosti.

Práce Madana a kol. (2024) pak přináší poněkud revoluční poznatek. Dle nich je běžným přesvědčením, že sladká voda v severním Atlantiku na hladině vytváří „víko“ v oblastech, kde dochází k hlubinné konvekci, a tím jí tak blokuje. Místo toho autoři uvádí, že tvorba NADW slábne spolu s klesajícím hustotním gradientem napříč Severoatlantským proudem, jenž je hlavním dopravcem vod do těchto oblastí. Vysvětlují, že sladká voda z tajícího arktického ledu se postupně rozšiřuje na jih a vstupuje do subpolárního koloběhu severně od Severoatlantského proudu. Právě to dle nich snižuje hustotní gradient napříč tímto proudem, čímž tak slábne, a následně slábne celý AMOC. Na základě toho tvrdí, že má-li AMOC zeslábnout, tak v tomto stavu zůstane po dobu, co bude hustotní gradient napříč Severoatlantským proudem slabý. Tyto jejich výsledky též naznačují, že monitorování salinity severně od Severoatlantského proudu může v budoucnosti pomáhat v modelování AMOC.

Meccia a kol. (2024) uvádí, že panuje obecná shoda, že oslabená AMOC snižuje průměrnou povrchovou teplotu severní polokoule jak nad oceánem, tak na pevnině. Navzdory celkovému ochlazení, zeslabení v AMOC vede v Evropě k méně častým studeným vlnám. Na základě výsledků své práce také tvrdí, že oslabení AMOC způsobuje vyšší povrchový teplotní gradient vzduchu v poledníkovém směru nad severním Atlantikem díky jeho zchlazení, což dle nich vede k posílení tryskového proudění. Právě jeho zesílení pak dle autorů vede k nižší míře atmosférického blokování, což snižuje četnost zmiňovaných studených vln.

Jackson a kol. (2015) uvádí, že v jejich simulaci* s AMOC oslabenou přidáním 10 Sv sladké vody ročně po dobu 10 let do severního Atlantiku, dochází k ochlazení povrchové vrstvy severního Atlantiku, atmosféry nad ní, a i okolních kontinentů. To mimo jiné může vést k rozšíření mořského zámruzu dále na jih, a to ve všech ročních obdobích. V březnu, kdy mořský zámruz nabývá nejvyššího rozsahu, dle autorů může sahat dokonce až k severnímu okraji Velké Británie (Jackson a kol. 2015). V rámci oceánu je dle autorů ochlazení nejvýraznější v zimě, a to hlavně v Arktidě, kde zmiňovaný zvětšený rozsah zámruzu více izoluje atmosféru od výměny tepla s teplejším mořem pod ní. Ochlazení je pak obzvláště intenzivní v Barentsově, Norském, Islandském, Grónském a Labradorském moři, jež v jejich simulaci všechna zaznamenala nejvyšší nárůst mořského zámruzu, který se zde po oslabení AMOC vyskytuje i v létě (Jackson a kol. 2015). Dle stejných autorů teploty v těchto oblastech mohou klesnout až o 15 °C, zatímco v subpolárním koloběhu už jen o 5 až 10 °C, a v subtropickém koloběhu o 2 až 5 °C. Dále Jackson a kol. (2015) uvádí, že má-li AMOC zeslábnout, Evropu obecně může postihnout rozsáhlé ochlazení, a to obzvláště v nejsevernějších partiích, což souvisí právě s výše popisovaným masivním ochlazením Arktidy. Dále autoři v průměru celého roku hovoří o navýšení oblačnosti nad oceánem, a naopak jejím úbytku nad pevninou. V létě pak autoři pozorují navýšení oblačnosti nad jižní Evropou, a přesný opak pak nad Evropou severní. Dalším poznatkem autorů je, že v zimě by nad Evropou mělo docházet k silnějšímu jihozápadnímu proudění, a k slabšímu naopak v létě, čímž otevírají otázku, jak se v případě oslabení AMOC změní interakce pevniny a oceánu prostřednictvím advekce teploty. Uvádí, že navzdory chladnějšímu oceánu toto zimní zesílení jihozápadního proudění bude v zimě i nadále oteplovat pevninu, a to právě proto, že proudění bude intenzivnější, a proto že i navzdory zchlazení Atlantiku bude jeho povrch stále teplejší než evropská pevnina. V létě má jihozápadní proudění na Evropu naopak zchlazující efekt, protože oceán je v tu dobu chladnější než pevnina. Po oslabení AMOC by tento teplotní gradient měl ještě více vzrůst, ale západní proudění by naopak mělo slábnout, takže výsledný efekt znamená relativní letní oteplení evropské pevniny, z důvodu silnějšího působení kontinentality (Jackson a kol. 2015). Autoři dále zmiňují, že byť celkový vliv změn v termální advekci mezi pevninou a oceánem ukazuje relativní oteplení v obou sezónách, upozorňují, že realita může být složitější, protože se tato advekce odvíjí i od vysokofrekvenčních fluktuací větrů. Letní srážky pak vykazují jasný vzorec, kde by s oslabeným AMOC oblast Středomoří měla být vlhčí, a severní Evropa naopak sušší (Jackson a

kol. 2015). Protože projekce srážek dané čistým vlivem navyšujících se koncentrací CO₂ hovoří o celkovém snížení srážek nad Evropou, vliv oslabené AMOC by tak mohl ještě více prohlubovat letní suché anomálie očekávané nad severní Evropou, a naopak situaci vyvažovat nad Evropou jižní (Jackson a kol. 2015). V zimě pak dle autorů můžeme očekávat obecně sušší klima nad Evropou, kromě západních pobřeží Velké Británie a Norska. Při opětovném zohlednění očekávaného čistého vlivu stoupajících koncentrací CO₂, který předpovídá více srážek nad severní Evropou a méně nad jižní, by tak vliv slábnoucí AMOC měl vyrovnávat situaci v severní Evropě, a naopak prohlubovat suchu v Evropě jižní (Jackson a kol. 2015). Dále autoři tvrdí, že navzdory tomu, že chladnější atmosféra bude mít menší vodní kapacitu, zesílení drah cyklon, jež v této situaci očekávají, může vést k častějším a intenzivnějším lokálním zimním srážkám, právě tam, kde tyto srážky spadnou. Toto zesílení v dráze cyklon podél nich též může vést k navýšení průměrné rychlosti větru v zimním období, a to o 10 až 20 % nad pevninou. Obecně pak autoři očekávají více sněhových srážek napříč všemi evropskými regiony, zejména pak v západní Evropě, s tím že se očekává navýšení podílu vypadávajících srážek v podobě sněhu. Toto navýšení sněhových srážek též souvisí s očekávaným prodloužením sněhové sezóny, jež by měla začínat dříve, a končit později.

S takovýmito změnami klimatu se pak jistě očekávají i změny v odtokových režimech řek. Jackson a kol. (2015) uvádí, že zatímco změny v odtokových charakteristikách řek jižní Evropy přímo odpovídají srážkám, v severní a východní Evropě se v nich též odráží načasování a objem tajícího sněhu. V zimních obdobích v důsledku oslabené AMOC autoři pozorují snížení odtoku. Naopak v létě pak jeho nárůst v jižní Evropě, a také Evropě severní, kde by tato skutečnost mohla nasvědčovat pozdějšímu vrcholnému tání sněhu. Pro řeky západní Evropy pak autoři využívají příkladu francouzské řeky Garonny, pro kterou uvádí snížení vysokých zimních průtoků až o 30 %. Maximální průtoky v raném jaře se pak u ní posouvají do dubna, a autoři též zmiňují méně výrazný sezónní cyklus průtoků. Autoři očekávají snížení průtoků velkých evropských řek, a výraznější zimní snížení průtoků řek jihozápadní Evropy. Pro příklad uvádí toky Pyrenejského poloostrova, pro které uvádí až 80% snížení jejich vyšších zimních průtoků, zatímco pro jejich nízké letní průtoky uvádí snížení „jen“ o 30 %, což odpovídá očekávané srážkové situaci nad jižní Evropou popisované výše. Řeky střední a východní Evropy pak dle autorů vykazují poměrně jednotný obraz spojený se snížením průtoků, a dá se též tvrdit, že jak jejich roční minima, tak maxima se posunou vpřed asi o měsíc (Jackson a kol. 2015). Dle autorů projekce budoucí změny klimatu hovoří o navýšení ročního odtoku u řek severní Evropy, a to hlavně v zimě a na jaře, kvůli časnějšímu tání sněhu. To však nesouhlasí s vlivem oslabené AMOC, který by měl způsobit snížení průtoků napříč celou Evropou (Jackson a kol. 2015).

* Je důležité upozornit, že autoři Jackson a kol. (2015) ve své práci příliš nerozlišují mezi oslabením AMOC a jeho kolapsem, ale ve svém textu je používají jako synonyma, což nasvědčuje, že výše popisované důsledky lze chápat jako odpovídající oběma scénářům. Samotná metodika jejich experimentu, ve kterém do severního Atlantiku přivádí 10 Sv sladké vody ročně po dobu 10 let, je dle samotných autorů nerealistická, ale adekvátní k výzkumu následků těchto událostí, takže není jasné, za jakých reálných podmínek, by k výše popisovaným následkům mohlo dojít.

Ve shrnutí tak lze tvrdit, že v důsledku oslabení AMOC můžeme očekávat snížení říčních průtoků, díky celkově nižším srážkám nad Evropou. Je též důležité zmínit, že tyto popisované projevy jsou skutečně důsledky pouze izolovaného vlivu oslabení AMOC a s ním spojených zpětných vazeb, zatímco ve skutečnosti se případně jistě projeví v kombinaci i s ostatními projevy klimatického systému, právě třeba zvyšujícími se koncentracemi CO₂, jež výjimečně zohledňujeme v případě srážek výše. Pro srovnání, novější práce Bellomo a kol. (2023), ve které autoři ve své simulaci uměle oslabili AMOC o 57 % vůči jeho předinstruiálnímu stavu ukazuje, že s oslabenou AMOC dochází k obecnému snížení srážek v Evropě, kromě Evropy severozápadní, kde změny v tryskovém proudění spojené s častějším výskytem kladné fáze NAO přinášejí srážek více. Jacob a kol. (2005) ve své simulaci oslabují AMOC o 50 % a jejich

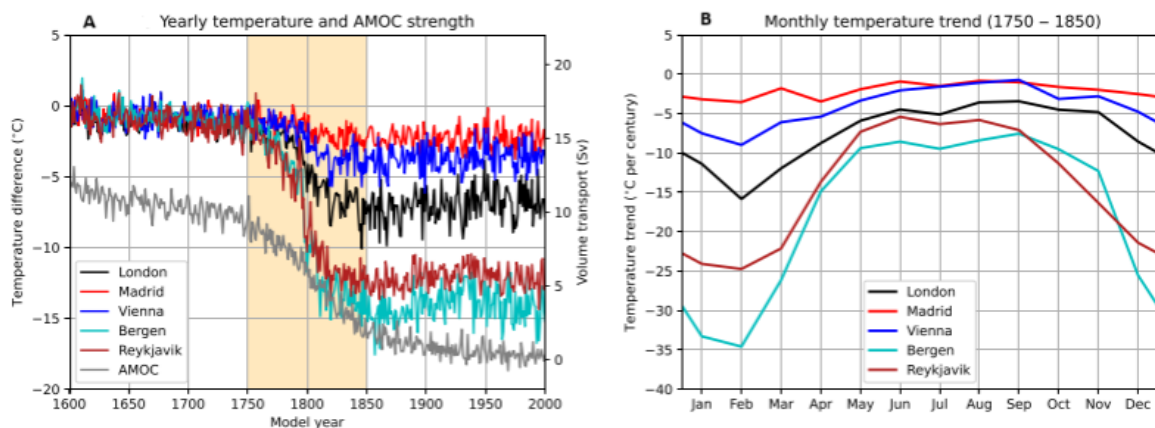
výsledky ukazují, že toto oslabení vede k silnějšímu oceánskému působení na evropskou pevninu, též z důvodu převládající kladné fáze NAO, což v jejich případě vede k ochlazení nad kontinentem, díky ochlazení povrchu oceánu. To je tvrzení opačné k výsledkům práce Jackson a kol. (2015), kteří naopak tvrdí, že oceán zůstane dostatečně teplý na to, aby Evropu i v zimě nadále otepleval. Jacob a kol. (2005) dále uvádí, že dochází k ochlazení, které vede k nižším srážkám nad Evropou, častějšímu sněžení a s ním spojeným zvýšením průměrného albeda, jež vede k ochlazující kladné zpětné vazbě. Jak je vidět z řádků výše, některá tvrzení různých autorů se nemusí vždy shodovat. Z toho plyne, že nad projekcemi budoucího klimatu visí mnoho nejistot ať už kvůli nejistému scénáři socioekonomického vývoje, rozsahu vnějšího působení, rozsahu oslabení AMOC nebo samotnému nastavení a detailů modelů.

7.1. Kolaps AMOC a jeho následky na evropské klima

Možné úplné zhroucení atlantické termohalinní cirkulace je v současnosti tématem nejen vědeckých prací, ale též tématem, jež je poměrně frekventovaně dokola omíláno médii, jelikož se vzhledem ke svým možným dalekosáhlým následkům jedná o poměrně atraktivní a zajímavé téma, a vzbuzuje tak zájem a zvědavost i mezi laickou společností. Tento možný scénář se též stal inspirací pro katastrofické filmy, a není tak divu, že i laická společnost prahne po odpovědích na otázky, jež tato možná budoucí událost vyvolává. Jelikož víme, jaké procesy k této události mohou vést a skutečně ji nastolit, jsme v dnešní době schopni tohoto scénáře uměle docílit v modelových simulacích, a do určité míry tak simulovat jeho okolnosti a následky na náš svět. Přesně o to se tak v současnosti vědci pokouší, a tato kapitola jejich dosavadní snažení shrnuje.

Hned na začátek lze zmínit, že navzdory očekáváním, že AMOC během 21. století zeslábně (viz kapitola 7), panuje mezi autory poměrně jednoznačná shoda, že v tomto století žádný kolaps AMOC s největší pravděpodobností nenastane. Pörtner a kol. (2019) například uvádí, že náhlý kolaps AMOC do roku 2100 je velmi nepravděpodobný, ale do roku 2300 už je pravděpodobnost zhroucení AMOC asi 50 %. Masson-Delmotte a kol. (2021) ale připouští, že modely CMIP6, které se k těmto projekcím používají, zanedbávají uvolňování sladké vody z tajícího Grónského ledovce. Na základě toho tak upravují tvrzení Pörtner a kol. (2019), a uvádí, že kolaps AMOC do konce 21. století nenastane jen se střední jistotou. Curtis a Fedorov (2024) též uvádí, že tvrzení, že AMOC nečeká náhlý kolaps v tomto století lze tvrdit jen za předpokladu, že současné modely nepřeceňují stabilitu AMOC. Přesně to však zpochybňuje např. Boers (2021), který, jak už jsme popsali výše, tvrdí, že současné modely vykreslují AMOC jako přehnaně stabilní, a AMOC dle něj může v současnosti být blízko bifurkačního bodu.

Curtis a Fedorov (2024) uvádí, že modelové studie, ve kterých jsou prudce navyšovány koncentrace CO₂ v atmosféře, skutečně zaznamenávají rychlé slábnutí nebo úplný kolaps AMOC ze své současné formy až do stavu, kdy je termohalinní cirkulace prakticky vypnutá, což vede k snížení absolutního meridionálního transportu tepla oceánem. I dle nich mohou určité procesy spojené s antropogenním vypouštěním CO₂, jako je oteplování a snižování salinity povrchové vrstvy oceánu, nebo tání Grónského ledovcového štítu, způsobit zeslabení míry tvorby NADW v blízké budoucnosti, což by mohlo vést k oslabení nebo i úplnému kolapsu AMOC.

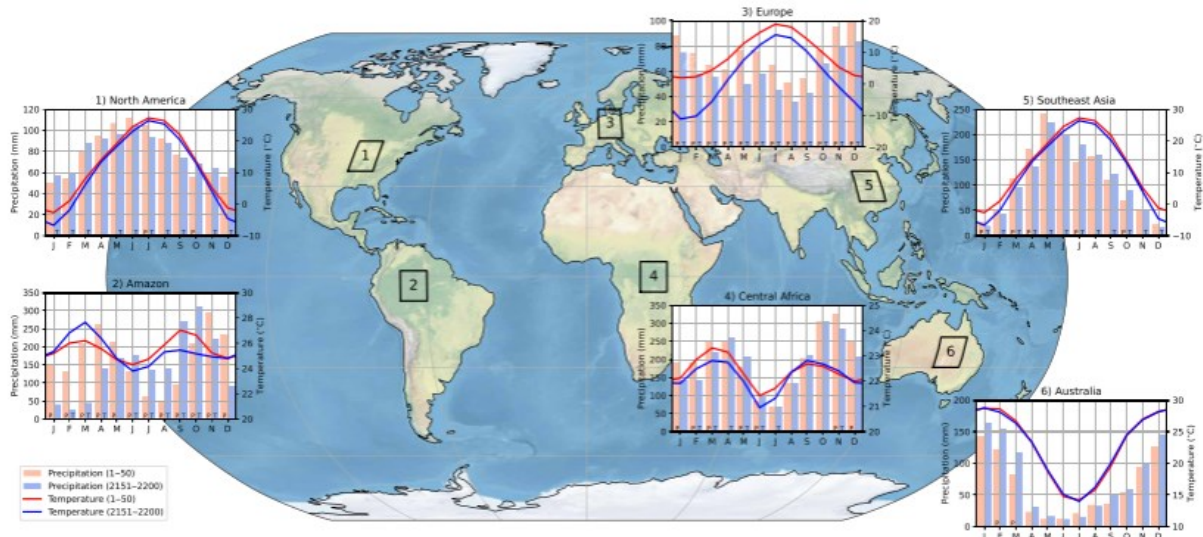


Obr.21: Odezva přizemních teplot vzduchu na kolaps AMOC ve vybraných evropských městech. a, Rozdíl teploty oproti modelovému roku 1600 (barevně) a transport AMOC (šedě), žlutý pruh označuje stoleté období tranzice AMOC. b, Měsíční trendy teplot v stoletém období tranzice AMOC.

převzato z: (Van Westen, Kliphuis a Dijkstra 2024)

Curtis a Fedorov (2024) ve své práci provádí vícero experimentů, ve kterých navyšují koncentrace CO_2 , čímž oteplují atmosféru, podobně jak se očekává ve skutečnosti v budoucích desetiletích. Dle nich v prvních letech po aplikování vnějšího působení CO_2 je výrazně posíleno oteplování v Arktidě, což vede k rychlému úbytku sněhové a ledové pokrývky, což v prvních letech simulace představuje hlavní zdroj sladké vody pro subpolární severní Atlantik. Též dle autorů vzhledem k oteplování dochází k posílenému atmosférickému transportu vlhkosti směrem na sever skrze mírné zeměpisné šířky, což posiluje srážky v severních částech Evropy, a poskytuje tak další zdroj sladké vody pro severní Atlantik, čímž se dále snižuje hustota jeho povrchové vrstvy. Curtis a Fedorov (2024) dále uvádí, že k rapidnímu kolapsu později dochází ve všech těchto experimentech, a že k minimální intenzitě AMOC simulace dospěje po asi 100 až 250 letech běhu, a čím silnější je vnější působení (indukovaná koncentrace CO_2), tím rychleji je tohoto minima dosaženo. Od intenzity vnějšího působení se též odvíjí doba, po kterou po kolapsu AMOC zůstane v tomto stavu předtím, než se znovu zregeneruje do stavu původního. Curtis a Fedorov (2024) tvrdí, že po zhroucení AMOC v tomto stavu zůstává po stovky až tisíce let, právě v závislosti na koncentracích CO_2 . Uvádí, že v běhu, kde byly nastaveny koncentrace CO_2 dvojnásobné vůči stavu před průmyslovou revolucí, došlo k tomuto znovuobnovení AMOC po asi 900 letech. V běhu, kde byly koncentrace nastaveny na čtyřnásobek, došlo k obnovení AMOC po 3600 letech. V experimentu s osminásobkem koncentrací se AMOC nevrátil do původního stavu ani po 10 tisících letech, kdy také končila integrace (Curtis a Fedorov 2024). Pro srovnání, k roku 2020 byly dle dat Evropské unie koncentrace CO_2 v atmosféře o 48 % vyšší než před průmyslovou revolucí. Pro kontext k experimentům Curtise a Fedorova (2024), se tedy v současnosti nacházíme na asi 1,5násobku předindustriálních hodnot. Jejich simulace též potvrzuje domněnku o mechanismu kolapsu. Uvádí, že v době kolapsu AMOC ve svých modelech pozorují zvýšenou vertikální stratifikaci v konvektivních oblastech Atlantiku, což napovídá potlačené tvorbě NADW, způsobené neschopností nedostatečně husté vody se zanořovat. Tvrdí také, že ředění Atlantiku ve vysokých zeměpisných šířkách může i po kolapsu dále zdržovat a bránit znovuobnovení AMOC. Výsledky Curtise a Fedorova (2024) dle nich tedy ukazují, že pokud skutečně dojde k zhroucení AMOC za vysokých koncentrací CO_2 , její obnovení bude trvat řádově tisíce let, ledaže by koncentrace CO_2 v atmosféře byly nějak rapidně sníženy, a navíc autoři podotýkají, že jejich simulace též neobsahuje vliv přítoku sladké vody z tajícího Grónského ledovce. Dodávají, že pokud dojde k překročení určitého bodu, o kterém, jak jsme popsali, mluví i Boers (2021), následky tohoto překročení v podobě výrazných klimatických změn budou nenávratné po několik stovek let.

Těmto klimatickým následkům už se více věnují Van Westen, Kliphuis a Dijkstra (2024). Uvádí, že kolaps AMOC by na Evropu měl skutečně velký vliv, a že samotná tranzice AMOC a související změny nastupují relativně rychle (100 let, viz Obr. 21b). Během tohoto nástupu se dle autorů přízemní teploty vzduchu v severozápadní Evropě každou dekádu sníží průměrně o 1°C. Pro vícero evropských měst pak autoři hovoří o celkovém ochlazení o 5 až 15 °C během této tranzice (viz Obr. 21a). Na Obr. 21b můžeme vidět, že kolaps AMOC vede k ochlazení ve všech měsících, ale nejvíce v těch zimních, kde v případě města Bergenu sledujeme hodnotu až 3,5 °C za jednu dekádu. Pro Vídeň, která je klimaticky nejpodobnější podmínkám v Česku, pak na Obr. 21b sledujeme hodnotu zimního ochlazování až 7 °C za sto let, tedy 0,7 °C za dekádu. Jen pro srovnání, současný trend globálního oteplování dle dat Evropské unie činí 0,2 °C za deset let. Nejvýraznější ochlazení se pak jak je vidět na Obr. 21b projevuje hlavně v severních částech Evropy, a naopak v Evropě jižní výrazně méně; tam navíc sledujeme zhruba stejné ochlazení během celého roku. Dle Van Westena, Kliphuise a Dijkstra (2024) vrcholný mořský zámraz v březnu dosahuje až k 50. rovnoběžce, tedy k severnímu pobřeží Francie. To dále vede k dalšímu ochlazování v důsledku zpětné vazby albeda ledu, a dle autorů je právě rozšíření mořského zámrazu zodpovědné za tak výrazné trendy teplot, jako vidíme na Obr. 21b. Dle Van Westena, Kliphuise a Dijkstra (2024) tak kolaps AMOC obecně vede k ochlazení severní polokoule, a oteplení té jižní. Kladné zpětné vazby albeda ledu pak ještě více posilují ochlazení, a vedou k velmi silnému a rychlému ochlazení evropského klimatu, s trendy teplot až -3 °C za deset let v severní Evropě. (viz Obr.21b).



Obr. 22: Klimagramy před a po kolapsu AMOC pro různé regiony. Sloupce indikují měsíční průměrné srážkové úhrny, čáry indikují měsíční průměrné teploty. Červeně pro prvních 50 let běhu, modře pro období 2151-2200 let běhu (po kolapsu AMOC).
převzato z: (Van Westen, Kliphuis a Dijkstra 2024)

Z Obr. 22 lze vyčíst, že kolaps AMOC pro Evropu dle Van Westena, Kliphuise a Dijkstra (2024) znamená celoroční úbytek srážek, a také celkové ochlazení, a to nejvíce v zimě. Z grafu teploty lze také vyčíst, že křivka nabývá vyšší roční amplitudy, což naznačuje, že by Evropa mohla být pod větším vlivem kontinentality, pravděpodobně v důsledku rozšíření mořského zámrazu.

7.2. Shrnutí

V této kapitole jsme shrnuli současné vědecké poznání ohledně budoucího vývoje atlantické meridionální cirkulace a jejího možného budoucího kolapsu. Obecně lze tvrdit, že všechny součásti AMOC by měly v tomto století v důsledku globálního oteplování zeslábnout. U Golského proudu se jedná o oslabení o asi 29 %, u AMOC pak o hodnotu někde mezi 25 až 40 %, kvůli velkému rozptylu hodnot předpovídaných vícero autory. Pro Golský proud Masson-Delmotte a kol. (2021) uvádí, že i v případě úplného kolapsu AMOC bude Golský proud nadále fungovat, a tak dopravovat teplo do vysokých zeměpisných šířek Atlantiku. Je tomu tak proto, že na jeho pohybu se z větší části podílí působení větrů, které by se v každém případě neměly zásadně měnit, jako je tomu i u celé koloběhové cirkulace. Důsledky oslabení AMOC by pak měly zahrnovat celkové ochlazení s největší intenzitou v severní Evropě, a obecně méně srážek nad celou Evropou, vyjma letního období nad Středomořím, kde by mělo dojít k navýšení srážek. S těmito změnami se též pojí změny v průtocích řek, u nichž se očekává obecný pokles. Vědecká literatura se také dobře shoduje, že ke kolapsu AMOC v 21. století pravděpodobně nedojde. Do roku 2300 už je pak pravděpodobnost kolapsu 50 %. Tato událost by měla nejvýraznější následky v severní Evropě, kde modely předpovídají ochlazení až o 15 °C za sto let. V samotném zimním období pak až o 30 °C. Ve střední Evropě by pak roční průměrné teploty mohly poklesnout až o 5 °C. Napříč celou Evropou by též mělo dojít k celkovému poklesu srážek ve všech ročních obdobích, a Evropa by měla být pod větším vlivem kontinentality. Tyto a výše popisované změny klimatu je ovšem třeba chápat jako izolované projevy změn v AMOC. Pokud k těmto scénářům skutečně dojde, jejich dopady budou jistě doprovázeny vlivy i ostatních součástí klimatického systému, například navyšujících se koncentrací CO₂, a realita tak jistě bude trochu jiná. Klimatická reakce na zhroucení AMOC by měla být relativně velmi rychlá, což je problematické zejména z důvodu krátkého času pro společnost se k ní přizpůsobit. Modely ukazují, že čím vyšší budou atmosférické koncentrace CO₂, tím rychleji k úplnému kolapsu může dojít, a tím déle pak také může trvat, než se AMOC vzpamatuje zpět do původního stavu, což by dle autorů mělo trvat řádově tisíce let. Z toho plyne fakt, že osud AMOC, a tím pádem i osud evropského klimatu v příštích dekadách a staletích z velké části leží v našich vlastních dlaních, a naše současné a budoucí chování rozhodne o tom, jaké přírodní podmínky budou nad tímto kontinentem a jeho obyvateli v budoucnosti panovat.

8. Závěr

Atlantická termohalinní cirkulace prokazatelně hrála významnou roli v utváření nejen evropského, ale i globálního klimatu za posledních alespoň 80 tisíc let. Její proměnlivost pravděpodobně hrála roli i v nejvýraznějších změnách klimatu za posledních 120 tisíc let, tzv. Dansgaard-Oeschgerových událostech. K potlačení její intenzity došlo též při události Mladšího dryasu před 12,8 tis. lety, a chladné klimatické události před 8,2 tis. lety, které obě přinesly do Evropy výrazné ochlazení. Jejich příčiny tkví v náhlých přítocích sladké vody do vysokých zeměpisných šířek severního Atlantiku, jež dokázaly oslabit intenzitu AMOC, a tedy i přenos tepla do vysokých zeměpisných šířek.

Poměrně novým poznatkem ve studiu současné proměnlivosti AMOC je její vztah s AMO. Tyto dvě složky zemského klimatu jsou dle nových poznatků přímo provázané, a kolísající fáze AMO jsou přímou odezvou na proměnlivost AMOC, která tak právě prostřednictvím AMO v současnosti přímo ovlivňuje evropské klima v měřítku několika desetiletí. Vyvráceno též bylo široce přijímané mylné přesvědčení, že Golský proud je příčinou zimního teplotního kontrastu mezi Severní Amerikou a Evropou. Golský proud ohřívá obě strany Atlantiku stejnou měrou, a teplejší zimy v Evropě jsou způsobeny zejména

zvlněným atmosférickým prouděním nad Severní Amerikou a rozdílným rozložením tlakových útvarů v atmosféře nad Atlantikem a nad Pacifikem. V současné době je již intenzita AMOC a jejích složek přímo monitorována na několika místech v Atlantském oceánu. Nejzajímavějším poznatkem z tohoto záznamu je pokles intenzity AMOC až o 30 % mezi lety 2009 a 2010, ze kterého se však AMOC v dalších letech alespoň částečně zotavila. Byť tento záznam ukazuje mírně klesající tendenci intenzity AMOC za sledované období, je tato časová řada stále příliš krátká pro vyvozování jakýchkoli vážných závěrů. Naopak, poznatky z modelových simulací a proxy dat naznačují, že současný AMOC od začátku minulého století zeslábl o asi 15 % a momentálně je ve své nejslabší podobě za posledních tisíc let. Těž je možné, že toto zeslábnutí AMOC indikuje jeho úplnou ztrátu stability, a přibližování se bifurkačnímu bodu, jenž kdyby měl být překročen, AMOC by upadla do potlačeného režimu, který v Atlantiku panoval naposledy během posledního zalednění. Dále pak existují důkazy, že samotný Golský proud pak od 80. let minulého století těž oslabil, ale jen velmi mírně.

Směrem do budoucnosti pak lze očekávat, že všechny složky AMOC včetně Golského proudu by do konce 21. století měly zeslábnout, a to o asi 25 až 40 %. Výrazný pokles intenzity AMOC by pro Evropu měl znamenat ochlazení zejména v severní Evropě a obecně méně srážek. Úplný kolaps AMOC pak do konce tohoto století pravděpodobně nenastane. K roku 2300 je však pravděpodobnost této události 50 %. Kdyby kolaps AMOC nastal, nejvýraznější následky bychom pozorovali opět v severní Evropě, kde modely předpovídají ochlazení až o 15 °C za sto let, v samotném zimním období pak až o 30 °C. Ve střední Evropě by pak roční průměrné teploty mohly poklesnout až o 5 °C. Z chování modelů vyplývá, že čím vyšší jsou atmosférické koncentrace CO₂, tím rychleji k těmto změnám dochází, a tím déle také trvá, než se AMOC opět vzpamatuje, což řádově představuje tisíce let. Samotný Golský proud by pak sám o sobě měl nadále zůstat funkční i při úplném zastavení AMOC, protože jeho pohyb je z větší části řízen působením větrů.

Důležitým poznatkem na závěr je, že Achillovou patou tohoto vědního oboru stále je nedostatek přímých dat o proměnlivosti AMOC, která už v současnosti sice existují, ale vzhledem k časovým měřítkům, ve kterých oceánská cirkulace pracuje, jsou tyto časové řady stále příliš krátké. V současnosti tak bohužel nezbyvá nic jiného, než dále čekat na reprezentativnější přímá data, která lidstvu umožní lépe porozumět tomuto komplexnímu přírodnímu systému, který v příštích staletích jistě bude mít významný vliv na podmínky pro život v Evropě. I z toho důvodu se tak jistě jedná o vědní obor budoucnosti.

Předmětem dalšího vlastního výzkumu v rámci navazujícího studia může být například relativně nově popsaný vztah AMOC a AMO, jeho hlubší pochopení, analýza společného vlivu na evropské klima směrem do budoucna, jenž by dle poznatků z kapitoly 6.1. mohl do Evropy v blízké budoucnosti přinést poměrně významnou změnu klimatu.

Seznam literatury

- ALLEY, R. B., ÁGÚSTSDÓTTIR, A. M. (2005): The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 10–11, 24, 1123–1149.
- ASBJØRNSSEN, H., ÁRTHUN, M. (2023): Deconstructing Future AMOC Decline at 26.5°N. *Geophysical Research Letters*, 14, 50, e2023GL103515.
- BARBER, D. C., DYKE, A., HILLAIRE-MARCEL, C., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T., KERWIN, M. W., BILODEAU, G., MCNEELY, R., SOUTHON, J., MOREHEAD, M. D., GAGNON, J. M. (1999): Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 6742, 400, 344–348.
- BEAL, L. M., DE RUIJTER, W. P. M., BIASTOCH, A., ZAHN, R., CRONIN, M., HERMES, J., LUTJEHARMS, J., QUARTLY, G., TOZUKA, T., BAKER-YEBOAH, S., BORNMAN, T., CIPOLLINI, P., DIJKSTRA, H., HALL, I., PARK, W., PEETERS, F., PENVEN, P., RIDDERINKHOF, H., ZINKE, J. (2011): On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 7344, 472, 429–436.
- BELLOMO, K., MECCIA, V. L., D'AGOSTINO, R., FABIANO, F., LARSON, S. M., VON HARDENBERG, J., CORTI, S. (2023): Impacts of a weakened AMOC on precipitation over the Euro-Atlantic region in the EC-Earth3 climate model. *Climate Dynamics*, 7–8, 61, 3397–3416.
- BISAGNI, J. J., GANGOPADHYAY, A., SANCHEZ-FRANKS, A. (2017): Secular change and inter-annual variability of the Gulf Stream position, 1993–2013, 70°–55°W. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 0967-0637, 125, 1–10.
- BLAAUW, M., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J. (2004): Solar forcing of climatic change during the mid-Holocene: Indications from raised bogs in the Netherlands. *The Holocene*, 1, 14, 35–44.
- BOERS, N. (2021): Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature climate change*, 11, 680–688.
- BOWER, A. S., LOZIER, M. S., GARY, S. F., BÖNING, C. W. (2009): Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, 7244, 459, 243–247.
- BRYDEN, H. L., LONGWORTH, H. R., CUNNINGHAM, S. A. (2005): Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N. *Nature*, 7068, 438, 655–657.
- BUCKLEY, M. W., MARSHALL, J. (2016): Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review. *Reviews of Geophysics*, 1, 54, 5–63.
- 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*, 3, 14, 118–120.
- CAESAR, L., RAHMSTORF, S., ROBINSON, A., FEULNER, G., SABA, V. (2018): Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, 7700, 556, 191–196.
- CARLSON, A. E. (2013): The Younger Dryas Climate Event. In: *Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition*. Elsevier Inc., 126–134.
- CUNNINGHAM, S. A., KANZOW, T., RAYNER, D., BARINGER, M. O., JOHNS, W. E., MAROTZKE, J., LONGWORTH, H. R., GRANT, E. M., HIRSCHI, J. J. M., BEAL, L. M., MEINEN, C. S., BRYDEN, H. L. (2007):

Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science*, 5840, 317, 935-938.

CURRY, R., MAURITZEN, C. (2005): Ocean Science: Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science*, 5729, 308, 1772–1774.

CURTIS, P. E., FEDOROV, A. V. (2024): Collapse and slow recovery of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) under abrupt greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 1-22, (v tisku, doi:10.1007/s00382-024-07185-3).

DE RUIJTER, W. P. M., BIASTOCH, A., DRIJFHOUT, S. S., LUTJEHARMS, J. R. E., MATANO, R. P., PICHEVIN, T., VAN LEEUWEN, P. J., WEIJER, W. (1999): Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, C9, 104, 20885–20910.

DONG, S., BARINGER, M. O., GONI, G. J. (2019): Slow Down of the Gulf Stream during 1993–2016. *Scientific Reports*, 1, 9, 1-10.

DUCHEZ, A., FRAJKA-WILLIAMS, E., JOSEY, S. A., EVANS, D. G., GRIST, J. P., MARSH, R., MCCARTHY, G. D., SINHA, B., BERRY, D. I., HIRSCHI, J. J. M. (2016): Drivers of exceptionally cold North Atlantic Ocean temperatures and their link to the 2015 European heat wave. *Environmental Research Letters*, 7, 11, 074004.

ELDEVIK, T., NILSEN, J. E. Ø. (2013): The arctic-atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, 21, 26, 8698-8705.

EMILE-GEAY, J., CANE, M. A., NAIK, N., SEAGER, R., CLEMENT, A. C., VAN GEEN, A. (2003): Warren revisited: Atmospheric freshwater fluxes and „Why is no deep water formed in the North Pacific". *Journal of Geophysical Research: Oceans*, C6, 108, 1-12.

European Commission. Causes of climate change, https://climate.ec.europa.eu/climate-change/causes-climate-change_en (cit. 10. 7. 2024).

FAN, Y., LIU, W., ZHANG, P., CHEN, R., LI, L. (2023): North Atlantic Oscillation contributes to the subpolar North Atlantic cooling in the past century. *Climate Dynamics*, 11–12, 61, 5199–5215.

FRAJKA-WILLIAMS, E., ANSORGE, I. J., BAEHR, J., BRYDEN, H. L., CHIDICHIMO, M. P., CUNNINGHAM, S. A., DANABASOGLU, G., DONG, S., DONOHUE, K. A., ELIPOT, S., HEIMBACH, P., HOLLIDAY, N. P., HUMMELS, R., JACKSON, L. C., KARSTENSEN, J., LANKHORST, M., LE BRAS, I. A., SUSAN LOZIER, M., MCDONAGH, E. L., MEINEN, C. S., MERCIER, H., MOAT, B. I., PEREZ, R. C., PIECUCH, C. G., RHEIN, M., SROKOSZ, M. A., TRENBERTH, K. E., BACON, S., FORGET, G., GONI, G., KIEKE, D., KOELLING, J., LAMONT, T., MCCARTHY, G. D., MERTENS, C., SEND, U., SMEED, D. A., SPEICH, S., VAN DEN BERG, M., VOLKOV, D., WILSON, C. (2019): Atlantic meridional overturning circulation: Observed transport and variability. *Frontiers in Marine Science*, 260, 6, 1-18.

FRASER, N. J., CUNNINGHAM, S. A. (2021): 120 Years of AMOC Variability Reconstructed From Observations Using the Bernoulli Inverse. *Geophysical Research Letters*, 18, 48, e2021GL093893.

FU, Y., LI, F., KARSTENSEN, J., WANG, C. (2020): A stable Atlantic Meridional Overturning Circulation in a changing North Atlantic Ocean since the 1990s. *Science Advances*, 48, 6, eabc7836.

GARZOLI, S. L., DONG, S., FINE, R., MEINEN, C. S., SCHMID, C., VAN SEBILLE, E., YAO, Q. (2015): The fate of the Deep Western Boundary Current in the South Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 0967-0637, 103, 125-136.

- HAARSMA, R. J., SELTEN, F. M., DRIJFHOUT, S. S. (2015): Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. *Environmental Research Letters*, 9, 10, 094007.
- HEIDERICH, J., TODD, R. E. (2020): Along-stream evolution of gulf stream volume transport. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 50, 2251–2270.
- HERWEIJER, C., SEAGER, R., WINTON, M., CLEMENT, A. (2005): Why ocean heat transport warms the global mean climate. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 4, 57, 662–675.
- HOGG, N. G. (1992): On the transport of the gulf stream between cape hatteras and the grand banks. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 7–8, 39, 1231-1246.
- 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*, 11–12, 45, 3299–3316.
- JACOB, D., GOETTEL, H., JUNGCLAUS, J., MUSKULUS, M., PODZUN, R., MAROTZKE, J. (2005): Slowdown of the thermohaline circulation causes enhanced maritime climate influence and snow cover over Europe. *Geophysical Research Letters*, 21, 32, 1–5.
- LEAMAN, KD., JOHNS, E., ROSSBY, T. (1989): The Average Distribution of Volume Transport and Potential Vorticity with Temperature at Three Sections across the Gulf Stream. *Journal of Physical Oceanography*, 1, 19, 36–51.
- LIU, Z. (2023): Evolution of Atlantic Meridional Overturning Circulation since the last glaciation: Model simulations and relevance to present and future. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2262, 381, 1-23.
- LYNCH-STIEGLITZ, J. (2017): The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annual Review of Marine Science*, 1, 9, 83–104.
- MADAN, G., GJERMUNDSEN, A., IVERSEN, S. C., LACASCE, J. H. (2024): The weakening AMOC under extreme climate change. *Climate Dynamics*, 2, 62, 1291–1309.
- MARSH, R., HAZELEGER, W., YOOL, A., ROHLING, E. J. (2007): Stability of the thermohaline circulation under millennial CO₂ forcing and two alternative controls on Atlantic salinity. *Geophysical Research Letters*, 3, 34, L03605.
- MARSHALL, J., SCHOTT, F. (1999): Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 1, 37, 1–64.
- MARSHALL, J., SPEER, K. (2012): Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience*, 3, 5, 171-180.
- MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., CONNORS, S.L., PÉAN, S., BERGER, S., CAUD, N., CHEN, Y., GOLDFARB, L., GOMIS, M.I., HUANG, M., LEITZELL, K., LONNOY, E., MATTHEWS, J.B.R., MAYCOCK, T.K., WATERFIELD, T., YELEKÇI, O., YU, R., ZHOU, B. (2021): IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press.
- MAUQUOY, D., VAN DER PLICHT, J., BLAAUW, M. (2002): Evidence from northwest European bogs shows 'Little Ice Age' climatic changes driven by variations in solar activity. *The Holocene*, 1, 12, 1–6

MAURY, M. F. (1855): The physical geography of the sea and its meteorology. Harper and Brothers, New York.

MCCARTHY, G. D., JOYCE, T. M., JOSEY, S. A. (2018): Gulf Stream Variability in the Context of Quasi-Decadal and Multidecadal Atlantic Climate Variability. *Geophysical Research Letters*, 20, 45, 11257-11264.

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*, 6985, 428, 834-837.

MECCIA, V. L., SIMOLO, C., BELLOMO, K., CORTI, S. (2024): Extreme cold events in Europe under a reduced AMOC. *Environmental Research Letters*, 1, 19, 014054.

MEINEN, C. S., BARINGER, M. O., GARCIA, R. F. (2010): Florida Current transport variability: An analysis of annual and longer-period signals. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 7, 57, 835–846.

NOAA. Frequently Asked Questions About the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), https://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php (cit. 4.7. 2024).

O’HARE, G. (2011): Updating our understanding of climate change in the North Atlantic: The role of global warming and the Gulf Stream. *Geography*, 1, 96, 5-15.

PALTER, J. B. (2015): The role of the gulf stream in European climate. *Annual Review of Marine Science*, 1, 7, 113-137.

PÉREZ, F. F., MERCIER, H., VÁZQUEZ-RODRÍGUEZ, M., LHERMINIER, P., VELO, A., PARDO, P. C., ROSÓN, G., RÍOS, A. F. (2013): Atlantic Ocean CO₂ uptake reduced by weakening of the meridional overturning circulation. *Nature Geoscience*, 2, 6, 146–152.

PIECUCH, C. G., BEAL, L. M. (2023): Robust Weakening of the Gulf Stream During the Past Four Decades Observed in the Florida Straits. *Geophysical Research Letters*, 18, 50, e2023GL105170.

PIETRAFESA, L. J., BAO, S., GAYES, P. T., CARPENTER, D. D., KOWAL, J. C. (2022): Variability and Trends of the Florida Current and Implications for the Future of the Gulf Stream. *Journal of Coastal Research*, 6, 38, 1096-1103.

PINAULT, J. L. (2023): Weakening of the Geostrophic Component of the Gulf Stream: A Positive Feedback Loop on the Melting of the Arctic Ice Sheet. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9, 11, 1689.

PÖRTNER, H.-O., ROBERTS, D.C., MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., TIGNOR, M., POLOCZANSKA, E., MINTENBECK, K., ALEGRÍA, A., NICOLAI, M., OKEM, A., PETZOLD, J., RAMA, B., WEYER, N.M. (2019): IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp.

QUADFASEL, D., KÄSE, R. (2007): Present-day manifestation of the nordic seas overflows. In: *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D.C. 75-89

RAHMSTORF, S. (2000): THE THERMOHALINE OCEAN CIRCULATION: A SYSTEM WITH DANGEROUS THRESHOLDS? An Editorial Comment. *Climatic Change*, 3, 46, 247-256.

RAHMSTORF, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 6903, 419, 207-214

RAHMSTORF, S., BOX, J. E., FEULNER, G., MANN, M. E., ROBINSON, A., RUTHERFORD, S., SCHAFFERNICHT, E. J. (2015): Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*, 5, 5, 475-480.

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*, 2, 7, 109–112.

ROQUET, F., WUNSCH, C. (2022): The Atlantic Meridional Overturning Circulation and its Hypothetical Collapse. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1, 74, 393-398.

ROSSBY, T. (1999): On gyre interactions. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1–2, 46, 139–164.

ROSSBY, T., CHAFIK, L., HOUPERT, L. (2020): What can Hydrography Tell Us About the Strength of the Nordic Seas MOC Over the Last 70 to 100 Years? *Geophysical Research Letters*, 12, 47.

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. (2016): Enhanced warming of the Northwest Atlantic Ocean under climate change. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1, 121, 118-132.

SEAGER, R., BATTISTI, D. S., YIN, J., GORDON, N., NAIK, N., CLEMENT, A. C., CANE, M. A. (2002): Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 586, 128, 2563–2586.

SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E. (2010): A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 15–16, 29, 1801–1816.

SPURK, M., LEUSCHNER, H. H., BAILLIE, M. G. L., BRIFFA, K. R., FRIEDRICH, M. (2002): Depositional frequency of German subfossil oaks: Climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene. *The Holocene*, 6, 12, 707–715.

SROKOSZ, M. A., BRYDEN, H. L. (2015): Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises. *Science*, 6241, 348, 1255575.

SROKOSZ, M., BARINGER, M., BRYDEN, H., CUNNINGHAM, S., DELWORTH, T., LOZIER, S., MAROTZKE, J., SUTTON, R. (2012): Past, present, and future changes in the atlantic meridional overturning circulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 11, 93, 1663-1676.

SUTTON, R. T., DONG, B. (2012): Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 11, 5, 788–792.

THOM, A., RICKEN, T. (2019): Towards a physical model of Antarctic sea ice microstructure including biogeochemical processes using the extended Theory of Porous Media. *Proceedings in Applied Mathematics and Mechanics*, 1, 19, e201900285.

VAN WESTEN, R. M., KLIPHUIS, M., DIJKSTRA, H. A. (2024): Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. *Science Advances*, 6, 10, eadk1189.

VELLINGA, M., WOOD, R. A. (2002): Global climatic impacts of a collapse of the atlantic thermohaline circulation. *Climatic Change*, 3, 54, 251-267.

WEIJER, W., CHENG, W., DRIJFHOUT, S. S., FEDOROV, A. V., HU, A., JACKSON, L. C., LIU, W., MCDONAGH, E. L., MECKING, J. V., ZHANG, J. (2019): Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A Review and Synthesis. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 8, 124, 5336–5375.

WEIJER, W., CHENG, W., GARUBA, O. A., HU, A., NADIGA, B. T. (2020): CMIP6 Models Predict Significant 21st Century Decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters*, 12, 47, e2019GL086075.

WINTON, M. (2003): On the Climatic Impact of Ocean Circulation. *Journal of Climate*, 17, 16, 2875-2889

WORTHINGTON, E. L., MOAT, B. I., SMEED, D. A., MECKING, J. V., MARSH, R., MCCARTHY, G. D. (2021): A 30-year reconstruction of the Atlantic meridional overturning circulation shows no decline. *Ocean Science*, 1, 17, 285–299.

XIAO, L. (2019): Did the Hiawatha impact cause the Younger Dryas Event? *Chinese Science Bulletin*, 22, 64, 2270–2273.

Seznam zkratek

AMO	atlantická multidekádní oscilace
AMOC	atlantická meridionální cirkulace
DO	Dansgaard-Oeschgerovy události
DWBC	hlubinný západní okrajový proud
LGM	poslední ledovcové maximum
NADW	severoatlantská hlubinná voda
NAO	severoatlantská oscilace
NOAA	Národní úřad pro oceán a atmosféru
THC	termohalinní cirkulace
YD	událost Mladšího dryasu