



OZEANOGRAPHIE

Physikalisches Frühwarnsignal zeigt, dass AMOC auf Kippkurs ist

René M. van Westen*, Michael Kliphuis, Henk A. Dijkstra

Eines der bedeutendsten Klimakippelemente ist die atlantische meridionale Umwälzzirkulation (AMOC), die aufgrund der Zufuhr von Süßwasser in den Nordatlantik möglicherweise zusammenbrechen kann. Obwohl AMOC-Kollaps in komplexen globalen Klimamodellen durch starken Süßwasserantrieb induziert wurden, wurden die Prozesse eines AMOC-Kippereignisses bisher nicht untersucht. Hier zeigen wir Ergebnisse des ersten Kippereignisses im Community Earth System Model, einschließlich der großen Klimaauswirkungen des Zusammenbruchs. Anhand dieser Ergebnisse entwickeln wir ein physikbasiertes und beobachtbares Frühwarnsignal für AMOC-Tipping: das Minimum des AMOC-induzierten Süßwassertransports an der Südgrenze des Atlantiks. Reanalyseergebnisse deuten darauf hin, dass die aktuelle AMOC auf dem Weg zum Kippen ist. Das Frühwarnsignal ist eine nützliche Alternative zu den klassischen statistischen Signalen, die bei Anwendung auf unser simuliertes Trinkgeldereignis empfindlich auf das analysierte Zeitintervall vor dem Trinkgeld reagieren.

EINFÜHRUNG

Die atlantische meridionale Umwälzzirkulation (AMOC) transportiert effektiv Wärme und Salz durch den globalen Ozean (1) und moduliert das regionale und globale Klima stark. Kontinuierliche Abschnittsmessungen des AMOC, verfügbar seit 2004 bei 26°N vom RAPID-MOCHA-Array (2), haben gezeigt, dass die AMOC-Stärke um einige Sverdrups (1 Sv = 10 m^3s^{-1}) von 2004 bis 2012 und hat sich danach verstärkt (3) wieder. Längere zeitliche Variabilität der AMOC-Stärke, geschätzt mithilfe von Zeitreihen der Meeresoberflächentemperatur (SST) basierend auf „Fingerabdruck“-Mustern (4), deutet darauf hin, dass die AMOC um 3 geschwächt ist ± 1 Sv seit etwa 1950. Aus Proxy-Aufzeichnungen geht hervor, dass sich die AMOC derzeit in ihrem schwächsten Zustand seit über einem Jahrtausend befindet (5).

Der AMOC wurde als eines der Kippelemente im Klimasystem bezeichnet (6, 7), was darauf hindeutet, dass es unter einem sich langsam entwickelnden Antrieb eine relativ schnelle Veränderung erfahren kann. Das AMOC reagiert besonders empfindlich auf den Süßwasserdruck des Ozeans, entweder durch den Süßwasserfluss an der Oberfläche (z. B. Niederschlag) oder durch den Eintrag von Süßwasser aufgrund von Flussabfluss oder Eisschmelze (z. B. vom grönländischen Eisschild). Obwohl in historischen Beobachtungen keine AMOC-Kippung festgestellt wurde, gibt es aus Proxy-Aufzeichnungen viele Hinweise darauf, dass es in der geologischen Vergangenheit während der sogenannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse abrupte AMOC-Änderungen gegeben hat (8–10).

Klassische Frühwarnindikatoren wie der Anstieg der Varianz und/oder der (Lag-1)-Autokorrelation deuten bei Anwendung auf SST-basierte Zeitreihen darauf hin, dass sich die heutige AMOC vor dem Ende dieses Jahrhunderts einem Wendepunkt nähert (11, 12). Abgesehen von der Tatsache, dass die SST-basierten AMOC-Fingerabdrücke das AMOC-Verhalten möglicherweise nicht angemessen darstellen, sind viele (statistische) Annahmen erforderlich, um den bevorstehenden AMOC-Kippunkt abzuschätzen (12–15). Daher besteht ein dringender Bedarf an einem stärker physikbasierten, beobachtbaren und zuverlässigeren Frühwarnindikator, der den AMOC-Wendepunkt charakterisiert.

Institut für Meeres- und Atmosphärenforschung Utrecht, Universität Utrecht, Princetonplein 5, Utrecht 3584 cc, Niederlande.

* korrespondierender Autor. E-Mail: rmvanwesten@uu.nl

ERGEBNISSE

AMOC-Zusammenbruch

Um einen solchen Frühwarnindikator zu entwickeln, haben wir eine gezielte Simulation durchgeführt, um ein AMOC-Kippereignis im Community Earth System Model (CESM; Version 1.0.5) zu finden. Diese CESM-Version, die im Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), Phase 5, verwendet wurde, hat horizontale Auflösungen von 1° für die Ozean-/Meereis-Komponenten und 2° für die Atmosphären-/Landkomponenten (siehe Materialien und Methoden).

Wir gehen von einer statistischen Gleichgewichtslösung einer vorindustriellen Kontrollsimulation aus (16) und halten Sie die Treibhausgas-, Sonnen- und Aerosolantriebe während der Simulation konstant auf dem vorindustriellen Niveau. Ein Quasi-Gleichgewichtsansatz (17–19) wird gefolgt von der Hinzufügung einer langsam variierenden Süßwasserflussanomalie F_i im Nordatlantik über der Region zwischen 20°N und 50°N. Diese Süßwasserflussanomalie wird im Rest der Domäne ausgeglichen, wie im Einschub von Abb. 1A dargestellt. Wir haben den Süßwasserflussantrieb linear mit einer Rate von 3 erhöht $\times 10^{-4}$ $\text{Sv}\cdot\text{Jahr}^{-1}$ bis Modelljahr 2200, wo maximal $F_i = 0,66$ Sv wird erreicht. Eine solche Simulation wurde bisher nicht mit einem komplexen globalen Klimamodell (GCM) (das in CMIP5 und darüber hinaus verwendet wird) wie der hier verwendeten CESM-Version durchgeführt, da der Rechenaufwand hoch ist und sie nicht einfach für eine Reihe verschiedener GCMs wiederholt werden kann.

Unter zunehmendem Süßwasserdruck stellen wir eine allmähliche Abnahme (Abb. 1A) der AMOC-Stärke fest (siehe Materialien und Methoden). In den ersten 400 Jahren dominiert die natürliche Variabilität die AMOC-Stärke; Nach dem Modelljahr 800 zeichnet sich jedoch aufgrund des zunehmenden Süßwasserantriebs ein deutlich negativer Trend ab. Dann, nach 1750 Jahren Modellintegration, finden wir einen abrupten AMOC-Zusammenbruch (Abb. S1, A und B). Die AMOC-Stärke beträgt etwa 10 Sv im Modelljahr 1750 und sinkt 100 Jahre später (Modelljahr 1850) auf 2 Sv und wird nach dem Modelljahr 2000 schließlich leicht negativ. Solch eine vorübergehende AMOC-Reaktion (Modelljahre 1750 bis 1850) ist angesichts der spektakulär langsamen Änderung des Süßwasserantriebs (d. $h.\Delta F_i = 0,03$ Sv). Die charakteristische meridionale Umwälzzirkulation und der damit verbundene Wärmetransport nach Norden im Atlantischen Ozean sind nach dem Modelljahr 2000 auf nahezu Null bzw. um 75 % (bei 26° N) zurückgegangen (Abb. 1, B bis D und Abb. S2A).

Dieses Ergebnis unterscheidet sich erheblich von früheren Modellsimulationen mit GCMs, die extrem große Süßwasserantriebe verwendet haben [z. B. 1 Sv pro Jahr über 50°N bis 70°N (20)] oder großer anfänglicher Salzgehalt

Copyright © 2024 die Autoren, einige Rechte reserviert; exklusiv Lizenznehmer Amerikaner Verein für die Weiterentwicklung von Wissenschaft. Kein Anspruch auf Original US Regierungsarbeiten. Verteilt unter a Creative Commons Namensnennungslizenz 4.0 (cc BY).

Störungen (27). Der AMOC-Kollaps in diesen Simulationen ist eine direkte Reaktion auf den sehr starken Antrieb, wohingegen in unseren Modellsimulationen, die eher den Simulationen in Erdsystemmodellen mittlerer Komplexität ähneln (17, 18) ist der Zusammenbruch in erster Linie eine Reaktion aufgrund interner Rückmeldungen. Dies kann quantifiziert werden, indem die AMOC-Änderung pro kumulativer Änderung im Nordatlantik betrachtet wird

Süßwasserantrieb, was etwa = entspricht $\frac{8 \text{ Sv}}{1,5 \text{ Sv Jahr}} = 5,3 \text{ Jahre}^{-1}$ in unserer Schlauchsimulationen (Modelljahre 1750 bis 1850) und mehr $= \frac{18 \text{ St}}{50 \text{ Sv Jahr}} = 0,36 \text{ Jahre}^{-1}$ für den starken Antrieb von 1 Sv/Jahr über a 50-Jahres-Zeitraum für die Ergebnisse in (20). Für $R \ll 1 \text{ Jahr}^{-1}$, die AMOC-Änderungen werden hauptsächlich durch den Süßwasserantrieb angetrieben, und für $R \gg 1 \text{ Jahr}^{-1}$ Die AMOC-Änderungen werden hauptsächlich durch interne Rückkopplungen hervorgerufen. Auch auf der Grundlage der Änderung der AMOC pro Antriebsänderung (hier etwa 8 Sv AMOC-Änderung aufgrund einer Antriebsänderung von 0,03 Sv) ist es klar, dass wir ein AMOC-Kippereignis gefunden haben (θ) in der CESM-Simulation, die als erste in einem Komplex gefunden wurde

GCM. Das BERÜHMTE Modell (18), unter einen langsam variierenden Süßwasserantrieb von 5 gezwungen $\times 10^{-4} \text{ Sv Jahr}^{-1}$, zeigt die AMOC-Kippung und dort die AMOC-Änderung pro kumulativem Süßwasserantrieb $= \frac{17 \text{ St}}{17 \text{ Sv Jahr}} = 1 \text{ Jahr}^{-1}$. Dieser Wert von R zeigt an, dass beide Frisch-Wasserantrieb und interne Rückkopplungen sind beide wichtig, um AMOC-Änderungen hervorzu rufen. Dies ist im Vergleich zum CESM um den Faktor 5 kleiner, was wahrscheinlich mit der größeren horizontalen Ozeanauflösung (2,5°) zusammenhängt $\times 3,75^\circ$ und damit verbundene höhere Viskosität in FAMOUS.

Die Unterschiede bei wichtigen Meeresobservablen zwischen den beiden verschiedenen AMOC-Staaten (Durchschnitte über die Modelljahre 2151 bis 2200 minus Jahre 1 bis 50) sind in Abb. dargestellt. S3. Abbildung S3A zeigt eine Abkühlung der SSTs der nördlichen Hemisphäre, wenn die AMOC zusammenbricht, wobei die SST-Unterschiede in der Nähe von Westeuropa bis zu 10 °C betragen. Im Gegenteil, die SSTs in der südlichen Hemisphäre nehmen aufgrund des Zusammenbruchs zu, was zu einem ausgeprägten Wippenmuster zwischen den Hemisphären führt (22). Dieses Muster entsteht durch die reduzierte meridionale Wärme

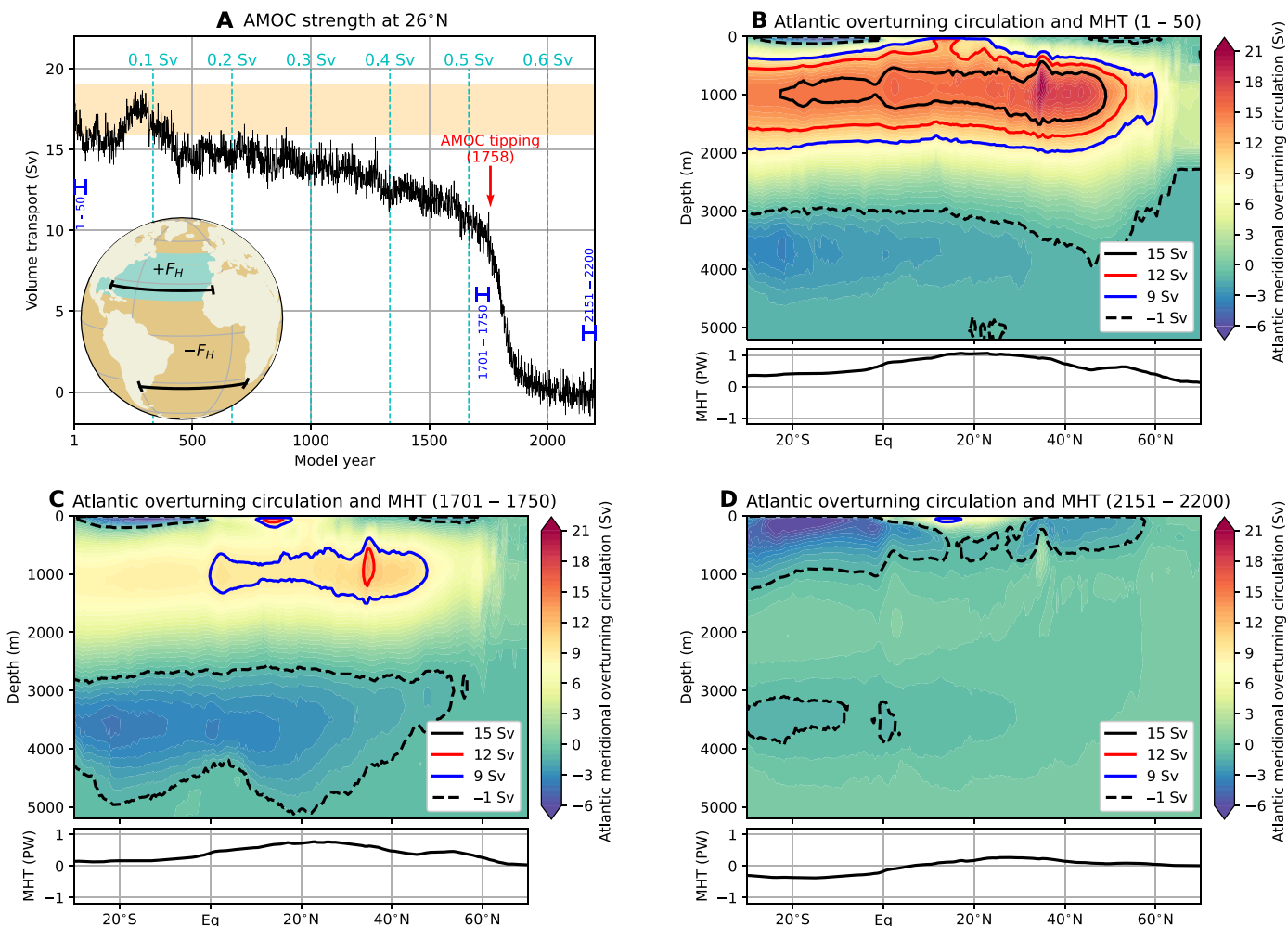


Abb. 1. AMOC-Kollaps.(A) die AMOC-Stärke bei 1000 m und 26°n, wobei die gelbe Schattierung die beobachteten Bereiche zeigt (60,61). Die cyanfarbenen Linien geben die Größe an \bar{F}_H . Der rote Pfeil zeigt den AMOC-Kippunkt an (Modelljahr 1758; Abb. S1, A und B), und die blauen Abschnitte zeigen die in (B) bis (d) verwendeten 50-Jahres-Zeiträume an. Einschub: das Schlauchexperiment, bei dem der Meeresoberfläche zwischen 20°N und 50°N im Atlantischen Ozean Süßwasser zugeführt wird (+ \bar{F}_H) und wird über die verbleibende Meeresoberfläche kompensiert (– \bar{F}_H). Die schwarzen Abschnitte zeigen die 26° nördlichen und 34° südlichen Breiten an, über die die AMOC-Stärke und der Süßwassertransport (\bar{F}_{sw}) werden jeweils bestimmt. (BZuD) AMOC-Stromfunktion (Ψ) und atlantischer meridionaler Wärmetransport (Mht; siehe auch Abb. S2) für die Modelljahre 1 bis 50, 1701 bis 1750 und 2151 bis 2200. Die Konturen zeigen die Isolinen von Ψ für verschiedene Werte.

Heruntergeladen von <https://www.science.org> am 23. März 2024

Austausch zwischen den Hemisphären (Abb. S2). Auch die Salzgehalte in den oberen 100 m des Nordatlantiks werden durch den AMOC-Kollaps stark beeinflusst (Abb. S3B). Beachten Sie, dass der Salzgehalt außerhalb des Atlantiks teilweise aufgrund der Süßwasserflusskompensation, die beim Aufbau des Quasi-Gleichgewichtsexperiments verwendet wurde, zugenommen hat. Aus den Änderungen der jährlichen maximalen Mischschichttiefe (Abb. S3C) lässt sich ableiten, dass die tiefe Konvektion im Nordatlantik (um Grönland) aufhört, was mit dem umgekehrten AMOC-Zustand übereinstimmt (Abb. 1D). Andere Regionen wie das Südpolarmeer zeigen eine Zunahme der Mischschichttiefe. Die Abschwächung der AMOC führt über das geostrophische Gleichgewicht zu einem dynamischen Meeresspiegelanstieg im Atlantischen Ozean (Abb. S3D), und in einigen Küstenregionen kommt es zu einem dynamischen Meeresspiegelanstieg von mehr als 70 cm.

Klimaauswirkungen

Die SST-Änderungen aufgrund des AMOC-Kollapses wirken sich auch auf die Atmosphäre und die globale Meereisverteilung aus. Die atmosphärischen Reaktionen (Abb. S4) bestehen aus einem Schwankungsmuster der 2-m-Oberflächentemperatur, einer Verschiebung der intertropischen Konvergenzzone (ITCZ) nach Süden und der Verstärkung der Hadley-Zelle in der nördlichen Hemisphäre. Der stärkere meridionale Temperaturgradient über der Nordhalbkugel verstärkt den subtropischen Jet, während auf der Südhalbkugel das Gegenteil geschieht. Während der allmählichen Abschwächung der AMOC in den ersten 1400 Modelljahren gab es keine signifikanten Trends [$P > 0,05$, zweiseitig T -prüfen (23)] in der globalen mittleren Oberflächentemperatur oder in der globalen Meereisfläche. Unter dem AMOC-Kollaps dehnt sich die Meereisdecke der Arktis (März) bis auf 50° N aus und die Meereisdecke der Antarktis (September) zieht sich allmählich zurück (Abb. S5). Die enorme Ausdehnung der Meereisdecke der nördlichen Hemisphäre verstärkt die Abkühlung der nördlichen Hemisphäre über die Eis-Albedo-Rückkopplung. Diese Ergebnisse ähneln qualitativ denen in (20), bei dem AMOC stark auf 3 bis 4 Sv abgeschwächt ist.

Die oben erwähnten Reaktionen von Ozean, Atmosphäre und Meereis beeinflussen das regionale Klima auf der ganzen Welt stark (Abb. 2). Das europäische Klima hat sich nach dem Zusammenbruch der AMOC erheblich verändert, während sich in anderen Regionen nur bestimmte Monate erheblich ändern. Auch der Amazonas-Regenwald zeigt aufgrund von ITCZ-Verschiebungen eine drastische Veränderung seiner Niederschlagsmuster, und die Trockenzeit wird zur Regenzeit und umgekehrt. Diese AMOC-induzierten Niederschlagsveränderungen könnten das Ökosystem des Amazonas-Regenwaldes ernsthaft stören (7,24,25) und möglicherweise zu kaskadierendem Trinkgeld führen (26–28). Die nördliche Hemisphäre weist nach dem AMOC-Kollaps kühlere Temperaturen auf, während das Gegenteil für die südliche Hemisphäre gilt, obwohl nicht alle Veränderungen signifikant unterschiedlich sind (aufgrund der großen interannualen Variabilität).

Das europäische Klima wird durch den AMOC-Kollaps stark beeinträchtigt (Abb. 3A). Beachten Sie, dass die entsprechenden Änderungen innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums (Modelljahre 1750 bis 1850) und bei einer sehr geringen Änderung des Oberflächensüßwasserantriebs auftreten. Der jährliche durchschnittliche Trend der atmosphärischen Oberflächentemperatur übersteigt in einer weiten Region Nordwesteuropas 1 °C pro Jahrzehnt, und in mehreren europäischen Städten sinken die Temperaturen um 5 °C bis 15 °C (Abb. 3C). Die Trends sind noch deutlicher, wenn man bestimmte Monate betrachtet (Abb. 3B). Beispielsweise werden die Temperaturen im Februar in Bergen (Norwegen) um etwa 3,5 °C pro Jahrzehnt sinken (Abb. 3D). Diese relativ starken Temperaturtrends hängen mit der Rückkopplung der Meereis-Albedo durch die enorme Ausdehnung der arktischen Meereisdecke zusammen (Abb. S5A).

Physikalischer Frühwarnindikator

Aus idealisierten Ozean-Klima-Modellen wurde vorgeschlagen, dass der Süßwassertransport des AMOC bei 34° S, angezeigt durch $F_{0.5}$ (siehe Materialien und Methoden) ist ein wichtiger Indikator für die AMOC-Stabilität (29–33). Der Grund dafür ist, dass diese Größe ein Maß für die Stärke der Salzadvektionsrückkopplung ist, die für das AMOC-Tipping von entscheidender Bedeutung ist.

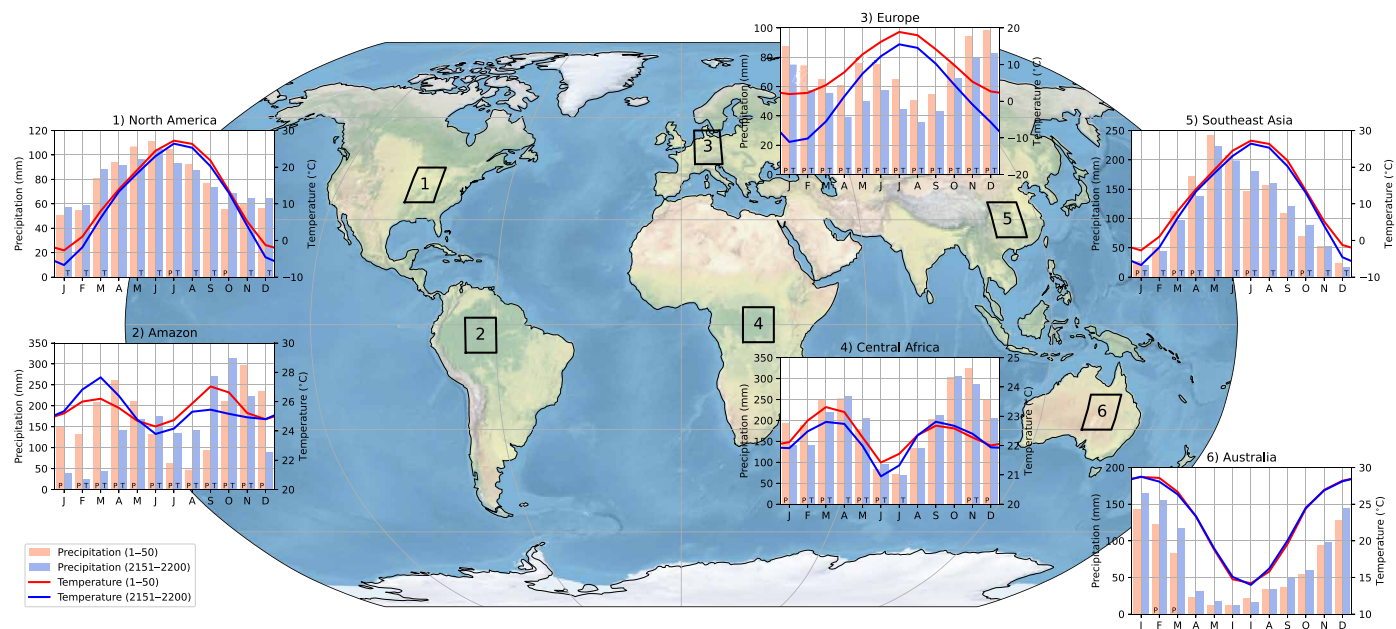


Abb. 2. Klimadiagramm für verschiedene Regionen. der Klimagraph für sechs verschiedene Regionen (räumlicher Durchschnitt über die 10°x10°-Felder), wobei die Balken den monatlichen Niederschlag und die Kurven die monatlichen Temperaturen angeben. Der Klimagraph wird über die Modelljahre 1 bis 50 (rote Balken und Kurven) und die Modelljahre 2151 bis 2200 (blaue Balken und Kurven) ermittelt. Beachten Sie die unterschiedlichen vertikalen Bereiche für jeden Klimagraphen, die Buchstaben P und t in den Balken zeigen signifikante ($P < 0,05$, zweiseitiges Welch T -Test) monatliche Unterschiede für Niederschlag bzw. Temperatur.

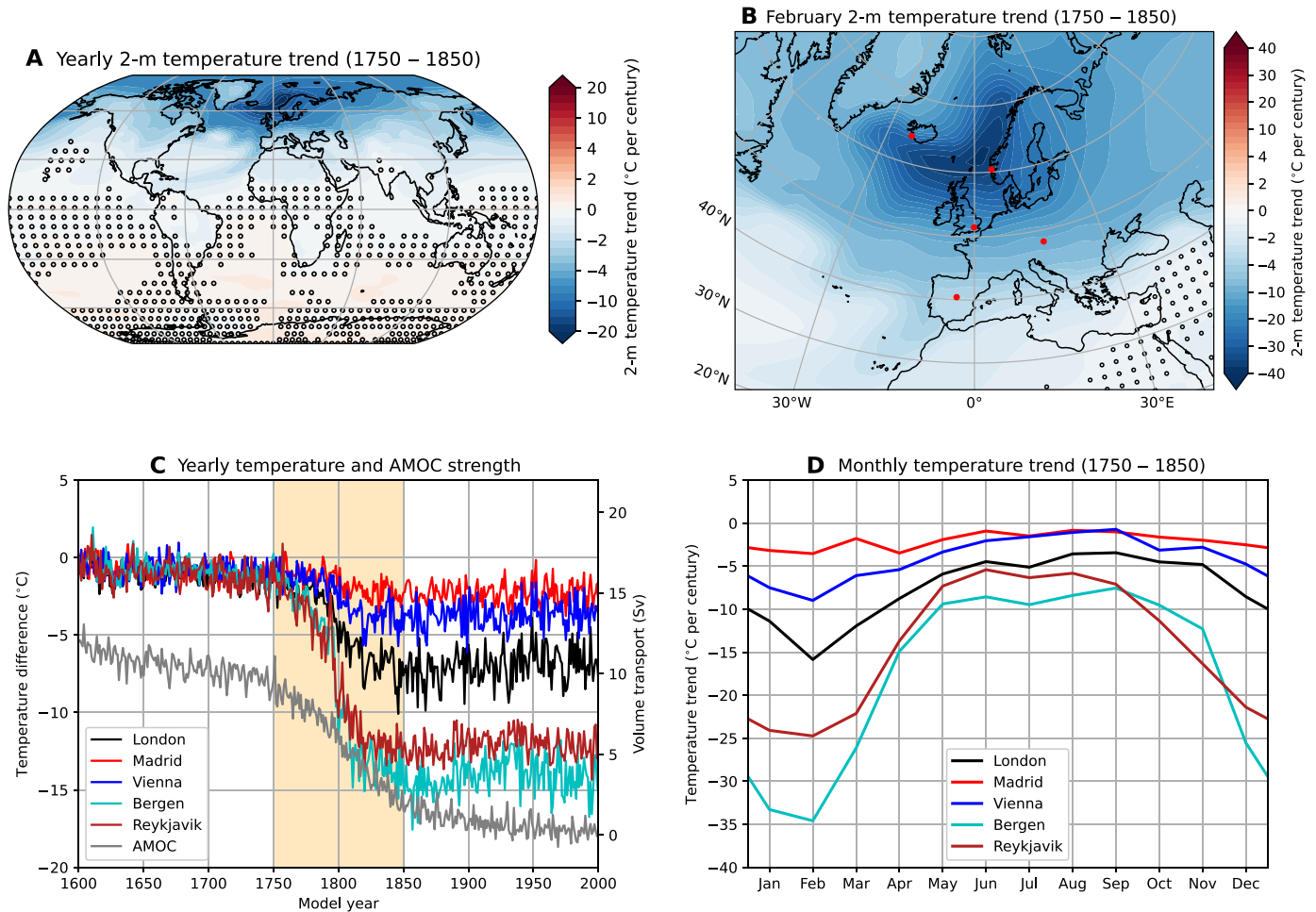


Abb. 3. Reaktion der Oberflächentemperatur während des AMOC-Kollapses.(A) Jährlicher gemittelter 2-m-Oberflächentemperaturtrend (Modelljahre 1750 bis 1850). Die Markierungen zeigen nicht signifikante Trends an [$P > 0,05$, zweiseitig t -Prüfen (23)]. (B) Ähnlich wie (A), aber jetzt für den 2-Meter-Trend der Oberflächentemperatur im Februar. Die roten Punkte kennzeichnen fünf verschiedene Städte, die in (c) und (d) verwendet werden. Beachten Sie die unterschiedlichen Farbbalkenbereiche zwischen (A) und (B). (C) Temperaturunterschied (bezogen auf das Modelljahr 1600) für fünf verschiedene Städte, einschließlich der AMOC-Stärke. Die Trends werden über die Modelljahre 1750 bis 1850 ermittelt (gelbe Schattierung), in denen die AMOC-Stärke stark abnimmt. (D) Monatliche Temperaturtrends für die fünf verschiedenen Städte.

Diese Rückkopplung beschreibt die Verstärkung einer Süßwasserstörung im Nordatlantik durch eine Abschwächung der AMOC, was zu einem geringeren Salztransport nach Norden und damit zu einer Verstärkung der anfänglichen Süßwasserstörung führt (34,35).

In den CESM-Ergebnissen hier (Abb. 4A) F_{ovs} ist zu Beginn der Simulation positiv, was darauf hinweist, dass die AMOC einen Nettosalzgehalt exportiert (in Bezug auf den Referenzsalzgehalt von 35 g kg⁻¹) aus dem Atlantik. Dies steht nicht im Einklang mit Beobachtungen (36,37), was eine bekannte Tendenz in CMIP-Phase 3 ist (38), Phase 5 (21) und Phase 6 (37) Modelle. In den CMIP-Phase-6-Modellen (CMIP6) ist diese Verzerrung hauptsächlich auf große Verzerrungen (im Vergleich zu Beobachtungen) im Süßwasserfluss über dem Indischen Ozean zurückzuführen (37).

Der Atlantische Ozean ist ein Nettoverdunstungsbecken, und wie vorgeschrieben steigt sein Süßwasserfluss an der Oberfläche mit der gleichen Geschwindigkeit an wie der Süßwasserantrieb vor dem AMOC-Kollaps (Abb. 4B). Um den Süßwasserhaushalt des Atlantiks auszugleichen, ist ein größerer Salzgehaltstransport in den Atlantik (und/oder ein größerer Süßwassertransportexport aus dem Atlantik) erforderlich (29), was zu einer abnehmenden Süßwasserkonvergenz führt (Abb. 4B).

Die Süßwasserkonvergenz kompensiert die Änderungen des Süßwassertransports an der Oberfläche nicht vollständig ($\approx 0,1$ -Sv Unterschied im Modelljahr

1700), was zu einer Süßwasserspeicherung im Atlantischen Ozean führte (W; Abb. 4B), insbesondere unterhalb von 1000 m Tiefe. Die Änderungen der Süßwasserkonvergenz werden hauptsächlich durch verursacht F_{ovs} Veränderungen (82 %), gefolgt von (azonalen) Wirbelveränderungen bei 60°N (32 %) (Abb. 4C). Beachten Sie, dass die (azonalen) Wirbeländerungen bei 34° S einen negativen Beitrag (-15 %) zu Änderungen der Süßwasserkonvergenz leisten.

Die Ergebnisse in Abb. 4 zeigen das F_{ovs} spielt eine entscheidende Rolle beim Ausgleich des Süßwasserhaushalts des Atlantiks unter dem auferlegten Süßwasserdruck. Vor dem AMOC-Kollaps waren die Salzgehaltsänderungen (bei 34° S) größer als die meridionalen Geschwindigkeitsänderungen (Abb. S6) und weisen darauf hin F_{ovs} Veränderungen werden hauptsächlich durch Änderungen des Salzgehalts hervorgerufen. Obwohl die einzelnen Beiträge von Salzgehalt und Geschwindigkeit zu F_{ovs} Veränderungen können nicht quantifiziert werden, beide Faktoren tragen dazu bei F_{ovs} . Dies wird nach dem AMOC-Kollaps (rechte Spalte in Abb. S6) gut demonstriert, wo die Geschwindigkeitsreaktion um den (negativen) Betrag abnimmt F_{ovs} . Wenn sich die Salzgehalte an den kollabierten Zustand anpassen, F_{ovs} wird wieder positiv, was im Einklang mit den Analysen idealisierter Klimamodellstudien steht (37,32). Die Reichweite von F_{ovs} und AMOC-Änderungen im nördlichen Umkipppregime (bis Modelljahr 1750) liegen (Abb. 4D) im Rahmen heutiger Simulationen von CMIP6-Modellen (37).

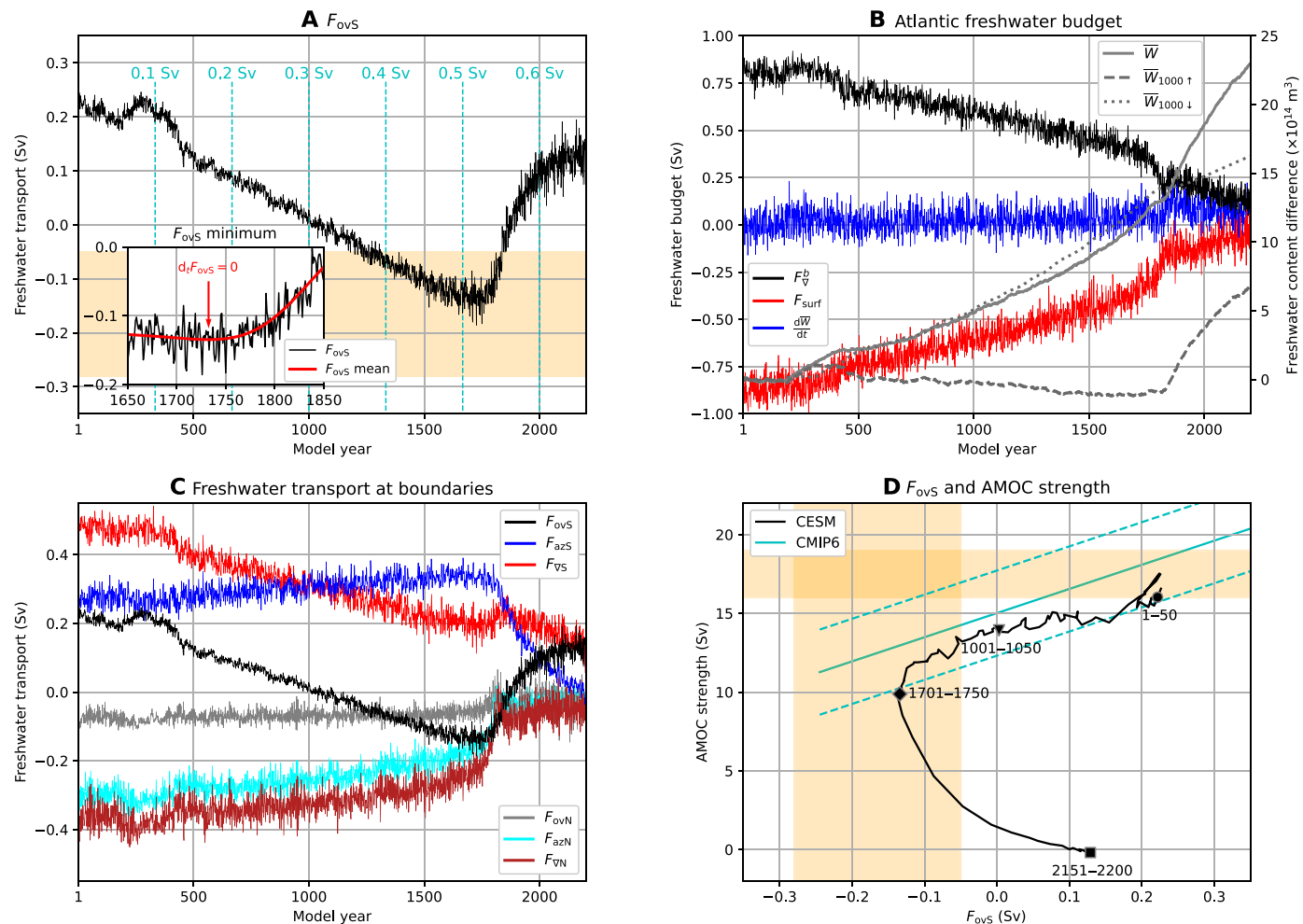


Abb. 4. Süßwassertransport durch die AMOC und den Süßwasserhaushalt des Atlantischen Ozeans.(A) Süßwassertransport durch die AMOC bei 34°S, F_{ovS} . Die cyanfarbenen Linien geben die Größe an F_i . Einschub: Heranzoomen F_{ovS} Minimum (Modelljahr 1732; Abb. S1, c und d), wobei die F_{ovS} Der Mittelwert wird aus kubischen Splines bestimmt (hier für 50-Jahres-Mittelwerte, siehe Materialien und Methoden). (B) Süßwassergehalt im Atlantischen Ozean (\bar{W}) Differenz (in Bezug auf den zeitlichen Mittelwert über die Modelljahre 1 bis 50) und mit der Süßwassergehaltsunterschied der oberen 1000 m ($\bar{W}_{1000\uparrow}$) und unter 1000 m ($\bar{W}_{1000\downarrow}$), die Süßwasserhaushaltskomponenten der Süßwasserkonvergenz (F_{surf}), frischen-Wassertransport bei 34° S, 60° N und der Straße von Gibraltar, Oberflächen-Süßwasserflüsse (F_{surf}) und Veränderungen im Süßwassergehalt ($\frac{dW}{dt}$). (C) Meridionaler Süßwassertransport an den Atlantikgrenzen von 34°S und 60°N für die Kippkomponente (F_{ovS} und F_{ovN}), die azonale (Gyre) Komponente (F_{azS} und F_{azN}) und der gesamte Süßwassertransport (F_{vS} und F_{vN}). Positive (negative) Werte zeigen den Transport von Netto-Süßwasser (Salzgehalt) nach Norden an. (D) F_{ovS} und AMOC-Stärke im Laufe der Zeit. Die Zeitreihen werden als 25-Jahres-Durchschnitte angezeigt (um die Variabilität der Zeitreihen zu verringern). Die Markierungen geben den 50-Jahres-Durchschnitt über einen bestimmten Zeitraum an. Die cyanfarbene Kurve zeigt die aktuelle (1994 bis 2020) cMIP6-Regression und 1 Sd (37). Die gelbe Schattierung in (A) und (d) zeigt beobachtete Bereiche an (21,42,60,61) für F_{ovS} und AMOC-Stärke.

Das wichtigste Ergebnis hier ist jedoch F_{ovS} durchläuft ein Minimum (Einschub, Abb. 4A) sehr nahe am AMOC-Kollaps. Der F_{ovS} Minimum liegt beim Modelljahr 1732 (1727 bis 1740, 10- und 90-Prozent-Perzentile) und der AMOC-Kippunkt, ermittelt aus der Bruchregressionsanalyse [(39); Feige, S1] liegt im Modelljahr 1758 (1741 bis 1775, 10 und 90 % Perzentil). Konzeptionelle AMOC-Modelle (29,40) identifizieren Sie ein solches Minimum eindeutig mit einer Sattelknotengabelung (41), was in diesen Modellen den AMOC-Kippunkt darstellt.

Bei der F_{ovS} zumindest schwächt eine Zunahme des anomalen Süßwasserantriebs an der Oberfläche die AMOC weiter. Jetzt dominieren die Geschwindigkeitsänderungen F_{ovS} Reaktion, während Änderungen des Salzgehalts hauptsächlich das Negative hervorrufen F_{ovS} Antwort vor dem Minimum. Die schwächeren Meridianschwindigkeiten verringern die Größe von F_{ovS} , und wie F_{ovS} negativ ist, ergibt sich dann ein Minimum. Daher,

Die schwächere AMOC trägt dann weniger Salzgehalt in den Atlantischen Ozean und es herrscht ein vorherrschendes Gleichgewicht zwischen ihnen F_i und F_{ovS} Veränderungen können nicht aufrechterhalten werden. Dieses Ungleichgewicht führt auch zum größten atlantischen Süßwasser-Erhöhung des Wassergehalts um $0,50 \times 10^{14} \text{ m}^3$ (ΔW zwischen den Modelljahren 1750 und 1726) während der ersten 1750er Modelljahre, was die AMOC weiter destabilisiert. Der Kippunkt liegt bei etwas höheren Werten von F_i (und daher etwas später in der Simulation) als der Wert bei F_{ovS} Minimum, letzteres ist also eine Untergrenze für das Trinkgeld. Dies liegt daran, dass der Süßwasserhaushalt nicht vollständig ausgeglichen ist F_{ovS} Veränderungen unter dem Süßwasserantrieb (Abb. 4, B und C). Obwohl diese Reaktionen unter dem Süßwasserantrieb an der Oberfläche im Vergleich zu relativ gering sind F_{ovS} Änderungen ermöglichen sie die Existenz eines nahezu gleichgewichtigen AMOC-Zustands für größere F_i Werte als die am F_{ovS} Minimum.

Eine alternative Erklärung für das Minimum ist, dass seitdem F_{ovs} wird durch Oberflächenversalzung (direkt von $-$) negativer (F_i) und da ein AMOC-Zusammenbruch dazu führen würde F_{ovs} gegen Null zu gehen (d. h. zu erhöhen), gäbe es ein Minimum in F_{ovs} zu Beginn des AMOC-Zusammenbruchs. Ungefähr 70 % des Negativs F_{ovs} Die Reaktion (bis zum Modelljahr 1750) beruht auf Änderungen des Süßwassertransports in den oberen 500 m bei 34° S. Die Veränderungen des Süßwassertransports werden von den Salzgehaltsreaktionen in den oberen 500 m dominiert (Abb. S6) und können mit der Oberflächenversalzung (von $-$) in Verbindung gebracht werden (F_i). Das Nordatlantische Tiefwasser trägt weitere 20 % zum Negativ bei F_{ovs} Antwort; die Oberflächengewässer in der Nähe der Tiefenwasserbildungsregionen erfrischen sich (bis $+F_i$) und beeinflussen nach tiefer Konvektion die Salzgehaltseigenschaften des nordatlantischen Tiefenwassers. Diese Ansicht legt eine passive Rolle nahe F_{ovs} im AMOC-Zusammenbruch und dem F_{ovs} Es wird dann erwartet, dass das Minimum mit dem Zusammenbruch der AMOC zusammenfällt. Allerdings ist die F_{ovs} Das Minimum tritt 25 Jahre (9 bis 41, 10 und 90 %-Perzentil) vor dem AMOC-Trinkgeldereignis auf. Die Variabilität in F_{ovs} steigt auch in Richtung F_{ovs} Minimum, was darauf hindeutet, dass die AMOC an Widerstandsfähigkeit verliert und ein solches Verhalten typischerweise bei Annäherung an eine Sattelknotenabgabelung auftritt. Bifurkationsstudien mit idealisierten Ozeanklimamodellen zeigen auch, dass die F_{ovs} Das Minimum wird bei niedrigeren Werten des Süßwasserantriebs als dem AMOC-Kippunkt gefunden (31,32), das die Interpretation der CESM-Ergebnisse unterstützt.

Die Variabilität in F_{ovs} nimmt zu, wenn man sich dem Wendepunkt nähert, und um die Variabilität in der Zeitreihe zu verringern, passen wir 50 verschiedene kubische Splines basierend auf 50-Jahres-Durchschnittswerten an (jeder hat ein anderes Startjahr; siehe Materialien und Methoden und Abb. S1, C und D). Der Mittelwert über alle kubischen Splines ist im Einschub von Abb. 4A (rote Kurve) dargestellt. Die Verwendung kubischer Splines ermöglicht es uns, die zeitliche Ableitung von F_{ovs} (hier angedeutet durch $d_t F_{ovs}$). Interessanter ist es, die zu bestimmen F_{ovs} Minimum (d. h. $d_t F_{ovs} = 0$), da das Minimum ein wichtiger Indikator für den bevorstehenden AMOC-Kippunkt ist. Wir schätzen die F_{ovs} Minimum unter Verwendung eines begrenzten Teils der Zeitreihe vor dem Wendepunkt. Hier verwenden wir at

mindestens 100 Jahre alt F_{ovs} Zeitreihen ab Modelljahr 1500, und für einen gegebenen Zeitraum extrapolieren wir einfach $d_t F_{ovs}$ den Zeitpunkt finden, an dem $d_t F_{ovs}$ geht durch Null. Die Schätzung des Wendepunkts schlägt fehl, wenn nur 100 Jahre „verfügbarer“ Daten analysiert werden (Modelljahre 1500 bis 1600; verfügbare Daten in Abb. 5A). Die Erweiterung der verfügbaren Zeitreihen durch Hinzufügen „zukünftiger“ Daten (dh zukünftige Daten in Abb. 5A) zur Analyse führt jedoch letztendlich zu einer zuverlässigen Analyse F_{ovs} Mindestschätzung. Das Ergebnis ist auch robust gegenüber dem Mittelungsintervall, wenn es länger als 35 Jahre ist (Abb. 5B).

Das Historische F_{ovs} , abgeleitet aus Reanalyse- und Assimilationsprodukten (Abb. 6A), sind im Vorzeichen konsistent F_{ovs} wenn man diese mit direkten Beobachtungen vergleicht (36,42). Der Mittelwert des Reanalyseprodukts zeigt ein robustes und signifikantes Negativ F_{ovs} Trend (von $-1,20$ mSv Jahr $^{-1}$) in den letzten 40 Jahren (Abb. 6B), und seine Größe liegt nahe am prognostizierten mittleren CMIP6-Trend [von $-1,06$ mSv pro Jahr $^{-1}$, 2000–2100 (37)] unter einem High-End-Klimawandelszenario. Dieser mittlere negative Trend bei mehreren Reanalysen deutet darauf hin, dass der AMOC auf dem Weg ist, sich noch negativer zu entwickeln F_{ovs} ist mit einer stärkeren Salzadvektionsrückkopplung verbunden. Obwohl bekannt ist, dass die Reanalyseprodukte unterschiedliche Verzerrungen aufweisen (43) ist diese Trendschätzung das beste Ergebnis, das derzeit erzielt werden kann. Allerdings sind diese Produkte zu kurz (maximal ~100 Jahre) im Moment, um die Entfernung zum F_{ovs} Minimum.

Durch die Analyse von SST-basierten Proxys der AMOC-Stärke (4), wurde vermutet, dass sich die tatsächliche heutige AMOC einem Wendepunkt nähert (11, 12). Auf der Grundlage idealisierter Modelle mit einer Sattelknotenabgabelung deutet ein Anstieg sowohl der Varianz als auch der Lag-1-Autokorrelation (d. h. der klassischen Frühwarnindikatoren) darauf hin, dass diese Gabelung erreicht ist. Befolgen Sie das gleiche Verfahren wie in (11) finden wir bei unserem AMOC-Tipping-Event im CESM keinen konsistenten Anstieg der klassischen Frühwarnindikatoren für verschiedene 300-Jahre-Zeiträume vor dem AMOC-Kollaps (Abb. 7, A und B). Eine Verschiebung und Variation der Länge der hier analysierten Zeitfenster kann letztendlich zu einem Anstieg beider Frühwarnindikatoren führen, über die gesamte Zeitreihe nehmen diese Mengen jedoch ab, wenn sie sich dem Kippunkt nähern

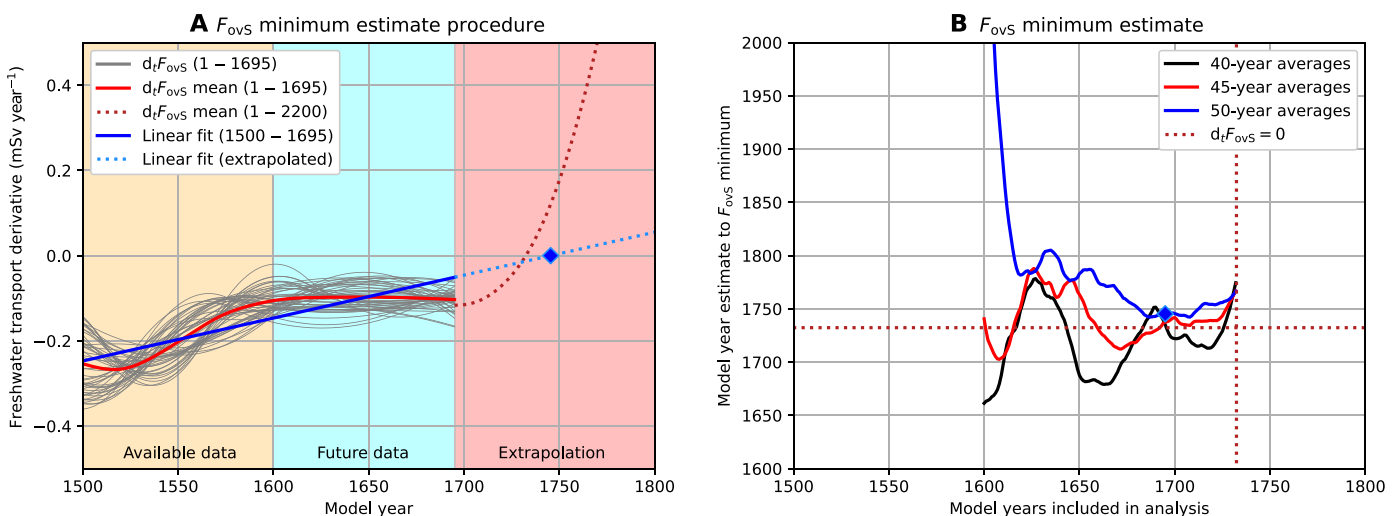


Abb. 5. F_{ovs} Mindestschätzung. (A) F_{ovs} Mindestschätzverfahren (hier für 50-jährige Mittelwerte, siehe Materialien und Methoden), die zeitliche Ableitung von F_{ovs} ($d_t F_{ovs}$, rote Kurve) wird über die verfügbaren und zukünftigen Daten (bis Modelljahr 1695) ermittelt und anschließend ein linearer Trend ermittelt (Modelljahre 1500 bis 1695), der extrapoliert wird, um den Nullpunkt zu finden (Raute-Label). (B) F_{ovs} Mindestschätzung für unterschiedliche Modelljahre (d. h. verfügbare und zukünftige Daten, beginnend mit Modelljahr 1500) und unterschiedliche Mittelungsperioden. Die gepunkteten Linien und die Rautebeschriftung ähneln denen aus (A).

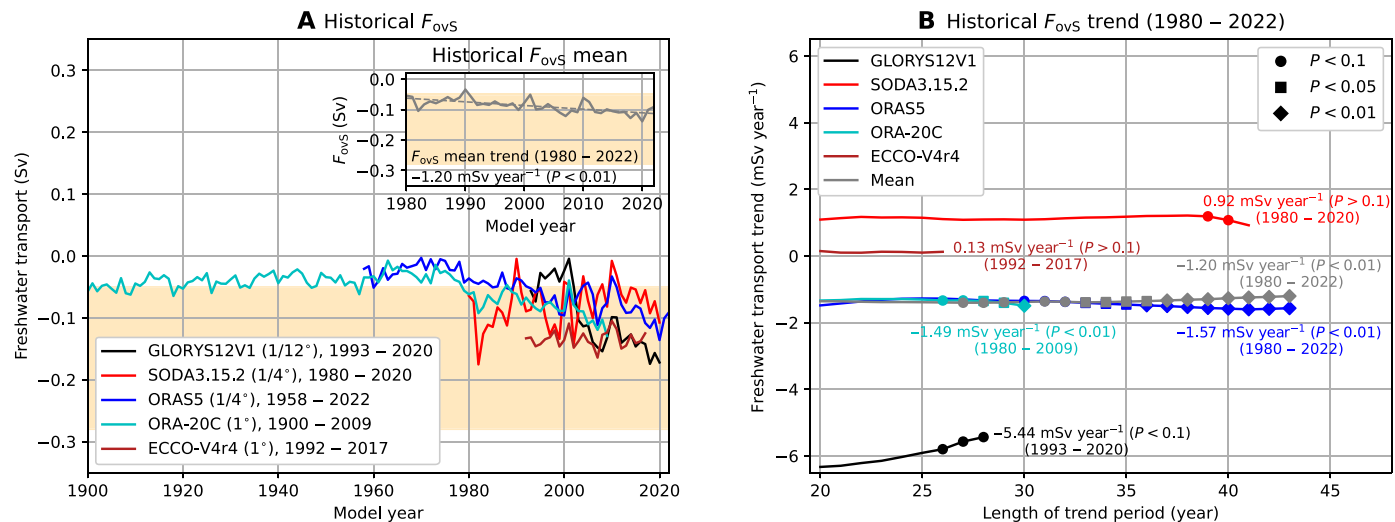


Abb. 6. Historisch F_{0vs} und Trend. (A) Historisch F_{0vs} für fünf verschiedene Reanalyse- und Assimilationsprodukte. Die horizontale Auflösung für die Ozeankomponente und die Zeitspanne sind in der Legende angegeben. Die F_{0vs} Der Multi-Reanalyse-Mittelwert (Einschub) ist der Jahresdurchschnitt aller verfügbaren Produkte. Die gelbe Schattierung zeigt die beobachteten Bereiche für an F_{0vs} . (B) Gegenwart (1980 bis 2022) F_{0vs} Trend. Um alle zu bestimmen, verwenden wir ein gleitendes Fenster (unterschiedliche Länge von 20 bis 43 Jahren) über die verfügbaren Zeitreihen (1980 bis 2022). F_{0vs} Trends und ermitteln Sie dann den Mittelwerttrend, der für jedes Reanalyseprodukt angezeigt wird, und den Multi-Reanalyse-Mittelwert. Die Markierungen zeigen die am wenigsten signifikante [zweiseitige T-Prüfen (23)]-Trend für ein bestimmtes Schiebefenster und die Trends bei der maximalen Schiebefensterlänge (nur ein Trend möglich) werden ebenfalls angezeigt.

Punkt und sind daher keine verlässlichen Frühwarnindikatoren. Kürzlich wurde eine andere Methode vorgeschlagen, um den AMOC-Wendepunkt abzuschätzen, indem die Lag-1-Autokorrelations- und Varianzstatistiken über die 150-jährige (monatlich gemittelte) SST-basierte AMOC-Zeitreihe angepasst (und extrapoliert) werden (12). Befolgen Sie das gleiche Verfahren wie in (12), finden wir eine Schätzung des Wendepunkts, die mit dem Zeitpunkt des übereinstimmte F_{0vs} Minimum. Diese Schätzung ist nur dann genau, wenn sowohl die Varianz als auch die Autokorrelation zunehmen (z. B. Modelljahre 1427 bis 1557, rote Kurven in Abb. S7). Beim Verschieben des Zeitfensters nimmt weder die Varianz noch die Autokorrelation zu (z. B. Modelljahre 1503 bis 1653, blaue Kurven in Abb. S7), was zu ungenauen Schätzungen des Wendepunkts führt. Da sowohl Varianz als auch Autokorrelation in der SST-basierten AMOC-Zeitreihe in (12), könnte ihre Schätzung des Wendepunkts (2025 bis 2095, 95 % Konfidenzniveau) zutreffend sein. Andererseits zeigen unsere Ergebnisse (Abb. S7) auch, dass die Genauigkeit aufgrund der dekadischen Variabilität in der SST-Zeitreihe empfindlich vom analysierten Zeitintervall abhängt und dass die meisten 150-Jahres-Zeitfenster keine genaue Schätzung des Kippens liefern Punkt.

Die Verwendung der klassischen Frühwarnindikatoren direkt auf der AMOC-Stärkezeitreihe (Abb. 7C) führt zu ähnlichen Ergebnissen wie die SST-Zeitreihe. Die Trends über die Zeiträume von 300 Jahren sind signifikant, aber die Gesamtvarianz und Autokorrelation nehmen in Richtung des Wendepunkts ab. Nur für F_{0vs} (Abb. 7D) stellen wir bei Annäherung an den Wendepunkt einen konsistenten und signifikanten Anstieg der Varianz fest, der auch direkt anhand der Vollzeitreihe beobachtet werden kann (Abb. 4A). Die Quantität F_{0vs} , insbesondere sein Minimum in Kombination mit seinem Varianzanstieg, ist daher ein vielversprechendes Frühwarnsignal für einen (zukünftigen) AMOC-Kollaps.

DISKUSSION

Die hier erzielten Ergebnisse geben eine klare Antwort auf ein seit langem in der Klimaforschungsgemeinschaft bestehendes Problem hinsichtlich der Existenz eines AMOC-Tipping-Verhaltens in GCMs (33,44–48). Ja, es kommt vor

in diesen Modellen. Das sind schlechte Nachrichten für das Klimasystem und die Menschheit, da man bisher davon ausgehen konnte, dass AMOC-Tipping nur ein theoretisches Konzept sei und dass das Kippen verschwinden würde, sobald das gesamte Klimasystem mit all seinen zusätzlichen Rückkopplungen berücksichtigt würde. Andererseits steht die Kippung im Einklang mit der Fülle paläoklimatischer Beweise dafür, dass in der AMOC schnelle Veränderungen stattgefunden haben, insbesondere während Dansgaard-Oeschger-Ereignissen (10).

Der AMOC-Kollaps verändert die Umverteilung von Wärme (und Salz) dramatisch und führt zu einer Abkühlung der nördlichen Hemisphäre, während sich die südliche Hemisphäre leicht erwärmt. Atmosphärische und Meereis-Rückkopplungen, die in idealisierten Klimamodellstudien nicht berücksichtigt wurden (29,31,32,40) verstärken die AMOC-induzierten Veränderungen weiter, was zu einer sehr starken und schnellen Abkühlung des europäischen Klimas mit Temperaturtrends von mehr als 3°C pro Jahrzehnt führt. Im Vergleich zum heutigen globalen mittleren Oberflächentemperaturtrend (aufgrund des Klimawandels) von etwa 0,2 °C pro Jahrzehnt können keine realistischen Anpassungsmaßnahmen mit derart schnellen Temperaturänderungen bei einem AMOC-Kollaps umgehen (49,50).

Wir haben ein physikbasiertes und beobachtbares (36,42), Frühwarnsignal, das den Kippunkt der AMOC kennzeichnet: das Minimum des AMOC-induzierten Süßwassertransports bei 34° S im Atlantik, hier angezeigt durch F_{0vs} . Der F_{0vs} Das Minimum tritt 25 Jahre (9 bis 41, 10 und 90 %-Perzentil) vor dem AMOC-Trinkgeldereignis auf. Die Quantität F_{0vs} hat eine starke Grundlage in konzeptionellen Modellen, wo es ein Indikator für die Stärke der Salzadvektionsrückkopplung ist. Obwohl F_{0vs} hat sich als nützliches Maß für die AMOC-Stabilität in GCMs erwiesen (57) konnte das Minimalmerkmal bisher nicht mit dem Kippunkt in Verbindung gebracht werden, da bei diesen Modellen bislang kein AMOC-Kipereignis festgestellt werden konnte. Der F_{0vs} Der Indikator ist beobachtbar und Reanalyseprodukte zeigen, dass sein Wert und, was noch wichtiger ist, sein Trend derzeit negativ sind. Das zeigen die neuesten CMIP6-Modellsimulationen F_{0vs} wird voraussichtlich aufgrund des künftigen Klimawandels abnehmen (37). Aufgrund von Süßwassereingenommenheiten ist der CMIP6 F_{0vs} Der Mittelwert beginnt bei positiven Werten und erreicht erst um das Jahr 2075 herum Null (37). Daher gibt es kein durch Salzadvektionsrückkopplung verursachtes Kippen

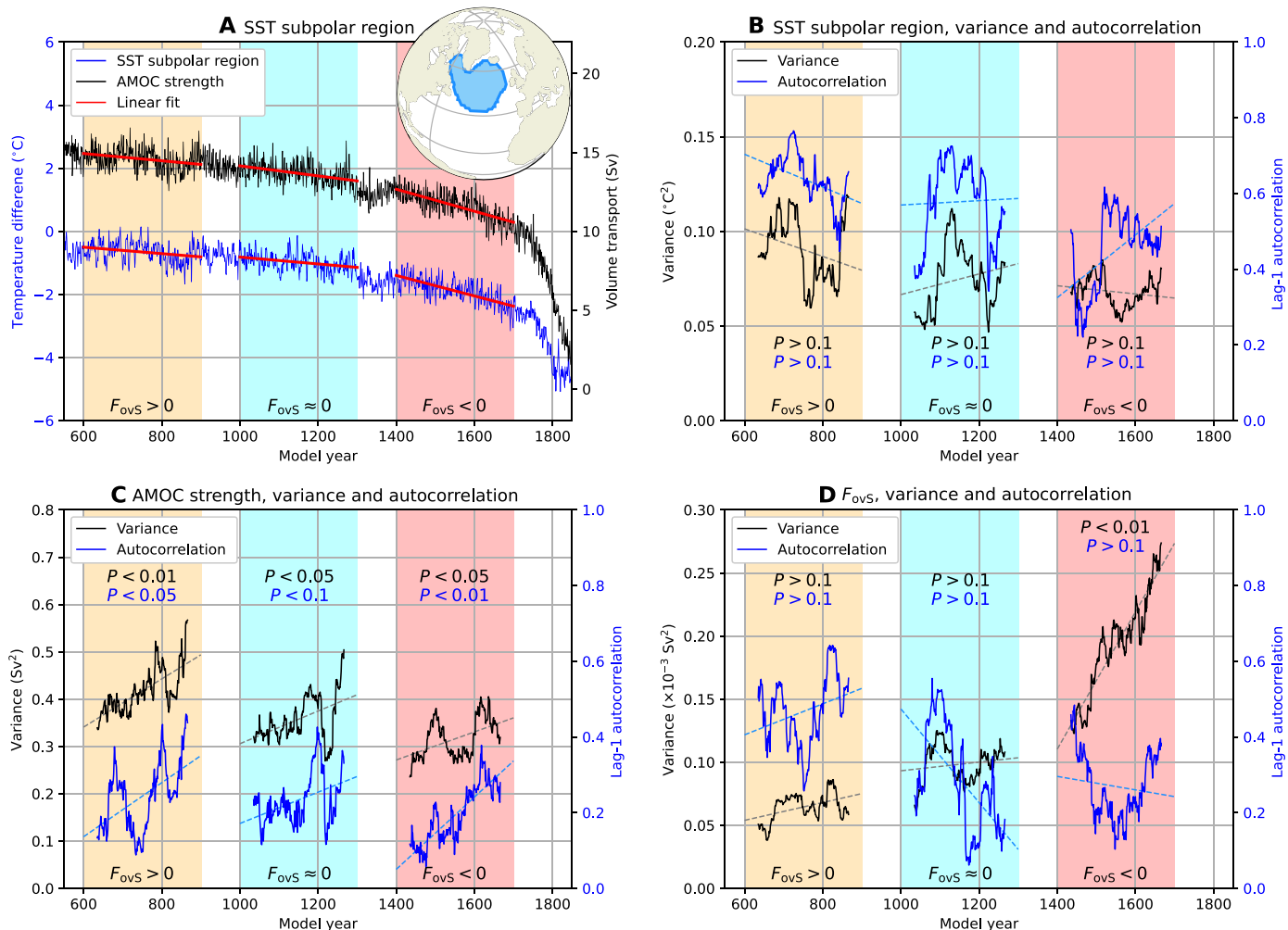


Abb. 7. Klassische Frühwarnindikatoren.(A) Räumlich gemittelter SST über die subpolare Region (blau umrandeter Bereich im Einschub) und AMOC-Stärke (ähnlich Abb. 1A) vor dem AMOC-Kollaps. Die SST-Zeitreihe wird über die Monate November bis Mai gemittelt, wobei zunächst der globale Mittelwert SST [November bis Mai (4)] und dann wird der zeitliche Mittelwert über die ersten 50 Jahre subtrahiert. (B) Varianz und (Lag-1) Autokorrelation der SST-Subpolaregion für drei 300-Jahres-Zeiträume. Für jeden 300-Jahres-Zeitraum wird der lineare Trend entfernt [rote Linien in (A)], bevor die Varianz und Autokorrelation bestimmt werden. Die Varianz und Autokorrelation werden über ein gleitendes Zeitfenster von 70 Jahren bestimmt und die Bedeutung ihrer Trends (gestrichelte Linien) wird für jeden Zeitraum angegeben [siehe (17) für mehr Details]. (C) und (D) Ähnlich wie (B), aber jetzt für (c) AMOC-Stärke (A) und (d) F_{ovs} (Abb. 4A).

Dies ist jedoch in diesen Modellen unter Klimawandelszenarien bis zum Jahr 2100 zu finden, und es wären längere Simulationen unter stärkerem Antrieb erforderlich (wie wir es hier für das CESM tun), um dies herauszufinden. Bei Beobachtungen beträgt der geschätzte Mittelwert von F_{ovs} bereits ziemlich negativ, und daher geht jede weitere Abnahme in Richtung eines Wendepunkts (und einer stärkeren Salzadvektionsrückkopplung). Eine Verlangsamung der F_{ovs} Der Rückgang deutet darauf hin, dass der AMOC-Wendepunkt nahe ist.

Darüber hinaus kann mit zukünftigen Beobachtungen grundsätzlich eine Schätzung der Entfernung zum AMOC-Kippunkt gewonnen werden. Einsatz maschineller Lerntechniken auf F_{ovs} könnte in Kombination mit seiner Varianz auch dabei helfen, die Entfernung bis zum AMOC-Tipping abzuschätzen. Wir haben gezeigt, dass aktuelle Reanalyseprodukte nicht genügend Informationen liefern, um diese Entfernung angemessen abzuschätzen. Nachhaltige zukünftige Abschnittsmessungen (verfügbar seit 2009) bei 34°S vom SAMOC Basinwide Array (SAMBA) (52–54) sind daher von größter Bedeutung und werden für die Abschätzung der Entfernung bis zu einem AMOC-Kollaps von entscheidender Bedeutung sein. Angesichts der unterschiedlichen Verzerrungen bei Reanalyseprodukten (43) und Unsicherheiten

Im Hinblick auf den künftigen Klimawandel können wir derzeit keine brauchbare Schätzung darüber abgeben, wie viele Jahre noch benötigt würden, um eine verlässliche Aussage zu treffen F_{ovs} Mindestschätzung.

In der hier vorliegenden CESM-Simulation tritt AMOC-Kippen bei relativ großen Werten des Süßwasserantriebs auf. Dies ist auf Verzerrungen der Niederschläge an anderen Stellen in den Modellen und hauptsächlich über dem Indischen Ozean zurückzuführen (37). Daher mussten wir den CESM auf ziemlich große Werte des Süßwasserantriebs integrieren [~0,6 Sv, etwa einen Faktor 80-mal größer als die heutige Schmelzrate des grönländischen Eisschildes (55)], um das AMOC-Trinkgeldereignis zu finden. Die Auswirkung der Verzerrungen lässt sich am Wert des AMOC-induzierten Süßwassertransports bei 34° S erkennen. F_{ovs} , was zu Beginn der Simulation positiv ist. Wenn Abweichungen im CESM korrigiert werden, wird erwartet, dass die AMOC-Kippung bei kleineren Werten des Süßwasserantriebs auftritt. Da auch der aktuelle Hintergrundklimazustand und der Klimawandelantrieb anders sind als in unseren Simulationen, könnte der tatsächliche aktuelle AMOC viel näher an seinem Wendepunkt liegen als in den Simulationen

hier gezeigt. Beachten Sie, dass die Analyse des Frühwarnsignals von diesen Verzerrungen nicht beeinflusst wird, da diese Analyse unabhängig vom Hintergrundzustand und den genauen Antriebsdetaillens ist.

MATERIALEN UND METHODEN
Klimamodellsimulationen

Das CESM (in der f19g16-Konfiguration) ist ein vollständig gekoppeltes Klimamodell. Das Parallel Ocean Program Version 2 [POP2; (56)] wird für die Ozeankomponente das Community Atmosphere Model Version 4 [CAM4; (57)] wird für die Atmosphärenkomponente verwendet und der Community Ice Code Version 4 [CICE4; (58)] wird für die MeereisKomponente verwendet. Das Schlauchexperiment wurde vom Ende (Modelljahr 2800) der vorindustriellen CESM-Kontrollsimulation von Baatsen abgezweigt *et al.* (16). Hier wird gezeigt, dass die oberen 1000 m des Ozeans nach 2800 Jahren Modellintegration gut ausgeglichen sind.

Der Süßwassertransport

Der gesamte meridionale Süßwassertransport ($F_{\bar{v}}$) wird in eine umkippende Komponente (F_{ov}) und eine azonale (Gyre) Komponente (F_{az}), die bestimmt werden als

$$\bar{v}(y) = - \frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{X_W}^{X_E} v(S - S_0) dx dz \quad (1a)$$

$$\bar{v}_{ov}(y) = - \frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{X_W}^{X_E} v \cdot dx \cdot [S - S_0] dz \quad (1b)$$

$$\bar{v}_{az}(y) = - \frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{X_W}^{X_E} v \cdot S_0 \cdot dx dz \quad (1c)$$

Wo $S_0 = 35 \text{ g kg}^{-1}$ ist ein Referenzsalzgehalt. v ist definiert als $v = \bar{v} - \hat{v}$, \bar{v} ist die Meridiangeschwindigkeit und \hat{v} ist die abschnittsweise räumlich gemittelte Meridiangeschwindigkeit. Die Quantität (S) gibt den zonal gemittelten Salzgehalt und die vorbereiteten Mengen an (v und S) sind Abweichungen von ihren jeweiligen Zonenmittelwerten. Der gesamte Süßwassertransport enthält auch eine barotrope und wirbelnde (parametrisierte) Komponente, aber diese Beiträge im CESM-Aufbau mit 1° Ozeanauflösung sind sehr gering (59) und daher hier nicht enthalten.

Der Süßwasserhaushalt

Der Süßwasserhaushalt über dem Atlantischen Ozean (34°S bis 60°N) ist definiert als

$$\frac{dW}{dt} = F_{\text{Surfen}} + F_{\text{Mischen}} \quad (2a)$$

$$\bar{W} = - \frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{34^\circ\text{S}}^{60^\circ\text{N}} \int_{X_W}^{X_E} (S - S_0) dx dy dz \quad (2b)$$

Wo \bar{W} ist der Süßwassergehalt, \bar{v} ist die Süßwasserumwandlung genenz und wird als Süßwassertransport durch die drei Grenzen (d. h. 34°S , 60°N und die Straße von Gibraltar) bestimmt. F_{Surfen} ist der Süßwasserfluss an der Oberfläche und F_{Mischen} ist ein Restbegriff, der das Budget abschließt und beispielsweise Diffusion erfasst (59). Der Süßwasserfluss an der Oberfläche des Atlantiks wird in erster Linie durch Niederschlag und Verdunstung bestimmt, umfasst aber auch Abfluss (Fluss- und Landeis), Meereisprozesse (Schmelz- und Soleabstoßung) und den anomalen Süßwasserantrieb (F_H).

Die AMOC-Stärke

Die AMOC-Stärke ist definiert als der gesamte meridionale Volumentransport bei 26°N über die oberen 1000 m

$$\text{MOC}(y = 26^\circ\text{N}) = \int_{-1000}^0 \int_{X_W}^{X_E} v \cdot dx dz \quad (3)$$

Fovs Mindestschätzung

Um die zu schätzen F_{ov} Im Minimum verwenden wir kubische Splines, die stückweise zwischen sogenannten Knoten interpolieren, kubische Polynome, die zweimal stetig differenzierbar sind, und setzen voraus, dass die zweite Ableitung am ersten und letzten Knoten Null ist. Die Knoten werden darüber bestimmt N -Jahresdurchschnitte der F_{ov} Zeitreihen für verschiedene Startjahre (1, 2, ..., $N-1$; Feige. S1C) und resultieren in M verschiedene kubische Splines (Abb. S1D) und ihre jeweiligen Ableitungen (dF_{ov}/dy). Mithilfe einer linearen Anpassung über die mittlere Ableitung des kubischen Spline schätzen wir, wo die Ableitung durch Null geht (d. h. F_{ov} Minimum; Abb. 5). Ein Minimum von $N \geq 35$ (Jahresdurchschnitte und kubische Splines) ist erforderlich, um die Variabilität der Zeitreihe erheblich zu reduzieren und eine konsistente Zeitreihe zu finden F_{ov} Mindestschätzung.

Software- und Modellausgabe

Die (verarbeiteten) Modellausgabe- und Analyseskripte finden Sie unter: <https://doi.org/10.5281/zenodo.10461549>. Auf die Reanalyse- und Assimilationsprodukte kann über GLORYS12V1 (<https://doi.org/10.48670/moi-00021>), SODA3.15.2 (<http://soda.umd.edu>), ORAS5 (<https://doi.org>) zugegriffen werden /10.24381/cds.67e8eeb7), ORA-20C (<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/thredds/catalog/ftp/thredds/EASYInit/ora20c/opa0/catalog.html>) und ECCO-V4r4 (<https://ecco-group.org/products-ECCO-V4r4.htm>).

Zusatzmaterialien

Diese PDF-Datei enthält:
Feigen. S1 bis S7
Verweise

REFERENZEN UND ANMERKUNGEN

1. W. e. Johns, MO Baringer, I. M. Beal, SA Cunningham, t. Kanzow, hl Bryden, JJM Hirschi, J. Marotzke, ca. S. Meinen, B. Shaw, R. Curry, kontinuierliche, Array-basierte Schätzungen des Wärmetransports im Atlantischen Ozean bei $26,5^\circ\text{N}$. *Chr. J. Klima* **24**, 2429–2449 (2011).
2. MA Srokosz, hl Bryden, Die Beobachtung der atlantischen meridionalen Umwälzzirkulation bringt ein Jahrzehnt unvermeidlicher Überraschungen mit sich. *Wissenschaft* **348**, 1255575 (2015).
3. ich. Moat Ben, A. Smeed David, F.-W. Eleanor, d. desbruyères, B. claudie, e. J. William, R. darren, S.-F. Alejandra, OB Molly, v. Denis, c. J. laura, I. B. Harry, Bis zur Erholung der Stärke der meridionalen Umkippzirkulation bei 26°N . *Chr. Ozeanwissenschaft* **16**, 863–874 (2020).
4. I. caesar, S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner, v. Saba, Beobachteter Fingerabdruck eines schwächelnden Atlantischen Ozeans, der die Zirkulation umkippt. *Natur* **556**, 191–196 (2018).
5. I. Caesar, G. d. McCarthy, gest. JR thornalley, n. Cahill, S. Rahmstorf, aktuelle atlantische meridionale Umwälzzirkulation, die schwächste im letzten Jahrtausend. *Nat. Geosci.* **14**, 118–120 (2021).
6. t. M. lenton, h. gehalten, z. Krieger, JW Halle, W. Lucht, S. Rahmstorf, h. J. Schellnhuber, Kippelemente im Klimasystem der Erde. *Proz. Natl. Acad. Wissenschaft. USA* **105**, 1786–1793 (2008).
7. di Armstrong McKay, A. Staal, JF Abrams, R. Winkelmann, B. Sakschewski, S. Ioriani, i. Fetzter, S. e. Cornell, J. Rockström, t. M. lenton: Eine globale Erwärmung von mehr als $1,5^\circ\text{C}$ könnte mehrere Klimakippunkte auslösen. *Wissenschaft* **377**, eabn7950 (2022).
8. S. Rahmstorf, Ozeanzirkulation und Klima während der letzten 120.000 Jahre. *Natur* **419**, 207–214 (2002).
9. I. G. Henry, JF McManus, WB Curry, nl Roberts, AM Piotrowski, Id Keigwin, Nordatlantische Ozeanzirkulation und abrupter Klimawandel während der letzten Eiszeit. *Wissenschaft* **353**, 470–474 (2016).

10. J. Lynch-Stieglitz, die atlantische meridionale Umwälzirkulation und der abrupte Klimawandel. *Ann. Rev. Mar. Sci.* **9**, 83–104 (2016).
11. n. Buren, Beobachtungsbasierte Frühwarnsignale für einen Zusammenbruch der atlantischen meridionalen Umwälzirkulation. *Nat. Aufstiege. Änderr* **11**, 680–688 (2021).
12. P. dittevsen, S. dittevsen, Warnung vor einem bevorstehenden Zusammenbruch der atlantischen meridionalen Umwälzirkulation. *Nat. Komm.* **14**, 4254 (2023).
13. P. d. dittevsen, S.J. Johnsen, Wendepunkte: Frühwarnung und Wunschenken. *Geophys. Res. Lette.* **37**, I19703 (2010).
14. Jh. Kuehn, Ein mathematischer Rahmen für kritische Übergänge: Bifurkationen, schnell-langsame Systeme und stochastische Dynamik. *Physik. D Nichtlineares Phänomen* **240**, 1020–1035 (2011).
15. S. Qin, c. Tang, Frühwarnsignale eines kritischen Übergangs: Auswirkung von äußerem Lärm. *Physik. Rev.* **E97**, 032406 (2018).
16. M. Baatsen, AS von der Heydt, M. Huber, MA Kliphuis, PK Bijl, A. Sluijs, h. A. dijkstra, das Treibhausklima des mittleren bis späten Eozäns, modelliert mit dem ceSM 1.0.5. *Aufstieg. Vergangenheit* **16**, 2573–2597 (2020).
17. S. Rahmstorf, M. Kruczifix, A. Ganopolski, h. Goosse, ich. Kamenkovich, R. Knutti, G. Lohmann, R. Marsh, I. A. Mysak, Z. Wang, AJ Weaver, thermohaline Zirkulationshysterese: Ein Modellvergleich. *Geophys. Res. Lette.* **32**, I23605 (2005).
18. e. Hawkins, RS Smith, Ic Allison, JM Gregory, t. J. Woollings, h. Pohlmann, B. de cuevas, Bistabilität der atlantischen Umwälzirkulation in einem globalen Klimamodell und Verbindungen zum Süßwassertransport im Ozean. *Geophys. Res. Lette.* **38**, I10605 (2011).
19. A. hu, GA Meehl, W. han, A. timmermann, B. Otto-Bliesner, Z. liu, WM Washington, W. Large, A. Abe-Ouchi, M. Kimoto, K. Lambeck, B. Wu, Rolle der Beringstraße auf die Hysterese der ozeanischen Förderbandzirkulation und die Stabilität des glazialen Klimas. *Proz. Natl. Acad. Wissenschaft.* **USA109**, 6417–6422 (2012).
20. B. Orihuela-Pinto, M. h. England, AS Sacketto, Interbecken- und interhemisphärische Auswirkungen einer zusammengebrochenen atlantischen Umwälzirkulation. *Nat. Aufstiege. Änderr* **12**, 558–565 (2022).
21. J. Mecking, S. drifhout, I. Jackson, M. Andrews, die Auswirkung der Modellverzerrung auf den atlantischen Süßwassertransport und Auswirkungen auf die AMOC-Bistabilität. *Tellus A Dyn. Meteorol. Ozeanogr.* **69**, 1299910 (2022).
22. t. F. Stocker, der Wippe-Effekt. *Wissenschaft* **282**, 61–62 (1998).
23. B. d. Santer, t. M. I. Wigley, JS Boyle, gest. J. Hansen, JJ hnilo, gest. Nychka, de Parker, K. e. Taylor, Statistische Bedeutung von Trends und Trendunterschieden in Zeitreihen der schichtdurchschnittlichen atmosphärischen Temperatur. *J. Geophys. Res. Atmosphäre* **105**, 7337–7356 (2000).
24. M. hirota, M. holmgren, eh van nes, M. Scheffer, Globale Widerstandsfähigkeit von Tropenwäldern und Savannen gegenüber kritischen Übergängen. *Wissenschaft* **334**, 232–235 (2011).
25. n. Buren, n. Marwan, h. M. Barbosa, J. Kurths, Ein durch Entwaldung verursachter Wendepunkt für das südamerikanische Monsunsystem. *Wissenschaft. Rep.* **7**, 41489 (2017).
26. MM dekker, AS von der heydt, h. A. Dijkstra, kaskadierende Übergänge im Klimasystem. *Erdsystem Dyn. Dynamik* **9**, 1243–1260 (2018).
27. n. Wunderling, JF Donges, J. Kurths, R. Winkelmann, interagierende Kippelemente erhöhen das Risiko von Klima-Dominoeffekten unter der globalen Erwärmung. *Erdsystem. Dynam.* **12**, 601–619 (2021).
28. AK Klose, n. Wunderling, R. Winkelmann, JF Donges, Was meinen wir mit „Kippkaskade“? *Umgebung. Res. Lette.* **16**, 125011 (2021).
29. S. Rahmstorf, Über den Süßwasserantrieb und den Transport der atlantischen thermohalinen Zirkulation. *Aufstieg. Dyn.* **12**, 799–811 (1996).
30. P. de vries, S. I. Weber, der atlantische Süßwasserhaushalt als Diagnostik für die Existenz einer stabilen Abschaltung der meridionalen Umwälzirkulation. *Geophys. Res. Lette.* **32**, 2004GI021450 (2005).
31. Uhr A. Dijkstra, Charakterisierung des multiplen Gleichgewichtsregimes in einem globalen Ozeanmodell. *Tellus A Dyn. Meteorol. Ozeanogr.* **59**, 695–705 (2022).
32. S. e. huisman, M. den toom, h. A. dijkstra, S. drifhout, Ein Indikator für das multiple Gleichgewichtsregime der atlantischen meridionalen Umwälzirkulation. *J. Phys. Ozeanogr.* **40**, 551–567 (2010).
33. W. Weijer, W. cheng, SS drifhout, A. v. Fedorov, A. hu, Ic Jackson, W. liu, el Mcdonagh, J. v. Mecking, J. Zhang, Stabilität der atlantischen meridionalen Umwälzirkulation: Eine Übersicht und Synthese. *J. Geophys. Res. Ozean* **124**, 5336–5375 (2019).
34. J. Marotzke, Abrupter Klimawandel und thermohaline Zirkulation: Mechanismen und Vorhersagbarkeit. *Proz. Natl. Acad. Wissenschaft.* **USA97**, 1347–1350 (2000).
35. WR Peltier, G. vettoretti, dansgaard-Oeschger-Schwingungen, vorhergesagt in einem umfassenden Modell des Gletscherklimas: Ein „getreterter“ Salzoszillator im Atlantik. *Geophys. Res. Lette.* **41**, 7306–7313 (2014).
36. hl Bryden, BA King, G. d. McCarthy, Südatlantik kippt die Zirkulation bei 24 S um. *J. Mar. Res.* **69**, 38–55 (2011).
37. RM van Westen, h. A. Dijkstra, Anhaltende Klimamodellverzerrungen im Süßwassertransport des Atlantischen Ozeans. *EGUspäre*, 1–29 (2023).
38. SS drifhout, S. I. Weber, e. van der Swalw, die Stabilität des MOC, wie anhand von Modellprojektionen für vorindustrielles, gegenwärtiges und zukünftiges Klima diagnostiziert. *Aufstieg. Dyn.* **37**, 1575–1586 (2011).
39. M. Mudelsee, t. Bickert, Ch. Lear, G. Lohmann, känozoische Klimaveränderungen: Eine Übersicht basierend auf Zeitreihenanalysen mariner benthischer $\delta^{18}O$ -Aufzeichnungen. *Rev. Geophys.* **52**, 333–374 (2014).
40. P. cessi, Ein einfaches Boxmodell einer stochastisch erzwungenen thermohalinen Strömung. *J. Phys. Ozeanogr.* **24**, 1911–1920 (1994).
41. Uhr Stommel, thermohaline Konvektion mit zwei stabilen Strömungsregimen. *Erzähl un* **13**, 224–230 (1961).
42. S. I. Garzoli, MO Baringer, S. Dong, R. c. Perez, Q. Yao, Südatlantische Meridianflüsse. *Tiefseeres. Ich Ozeanogr. Res. Brei* **71**, 21–32 (2013).
43. Ic Jackson, A. Biastoch, MW Buckley, gest. G. desbruyères, e. Frajka-Williams, B. Moat, J. Robson, die Entwicklung der meridionalen Umwälzirkulation im Nordatlantik seit 1980. *Nat. Rev. Earth Environ.* **3**, 241–254 (2022).
44. RJ Stouffer, J. Yin, JM Gregory, KW Dixon, MJ Spelman, W. Hurlin, AJ Weaver, M. eby, GM Flato, h. hasumi, A. hu, J. h. Jungclaus, iv Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, WR Peltier, d. y. Robitaille, A. Sokolov, G. vettoretti, S. I. Weber untersucht die Ursachen der Reaktion der thermohalinen Zirkulation auf vergangene und zukünftige Klimaveränderungen. *J. Klima* **19**, 1365–1387 (2006).
45. J. Mecking, SS drifhout, Ic Jackson, t. Graham, Stabiler AMOC-Off-Zustand in einem wirbelerlaubenden gekoppelten Klimamodell. *Aufstieg. Dyn.* **47**, 2455–2470 (2016).
46. Ic Jackson, RA Wood, Zeitskalen des AMOC-Rückgangs als Reaktion auf Süßwasserantrieb. *Aufstieg. Dyn.* **51**, 1333–1350 (2018).
47. W. liu, Z. liu, ec Brady, Warum ist das AMOC in gekoppelten allgemeinen Zirkulationsmodellen monostabil? *Klima* **27**, 2427–2443 (2014).
48. I. Jackson, R. Wood, Hysterese und Widerstandsfähigkeit des AMOC in einem wirbelerlaubenden Gcm. *Geophys. Res. Lette.* **45**, 8547–8556 (2018).
49. c. Vogel, K. O'Brien, Verletzlichkeit und globale Umweltveränderungen: Rhetorik und Realität. *Avist* (2004).
50. J. Birkmann, M. Garschagen, F. Kraas, n. Quang, Adaptive Stadtverwaltung: Neue Herausforderungen für die zweite Generation städtischer Anpassungsstrategien an den Klimawandel. *Aufrechterhalten. Wissenschaft.* **5**, 185–206 (2010).
51. Ic Jackson, Abschaltung und Wiederherstellung des AMOC in einem gekoppelten globalen Klimamodell: die Rolle der advektiven Rückkopplung. *Geophys. Res. Lette.* **40**, 1182–1188 (2013).
52. c. S. Meinen, S. Speich, AR Piola, i. Ansonge, e. campos, M. Kersalé, t. Erde, MP chidichimo, t. lamont, O. t. Sato, R. c. Perez, gest. valla, M. van den Berg, M. I. henaff, S. dong, S. I. Garzoli, Meridionale Umkehrzirkulationstransportvariabilität bei 34,5°S im Zeitraum 2009–2017: Barokline und barotrope Strömungen und der duellierende Einfluss der Grenzen. *Geophys. Res. Lette.* **45**, 4180–4188 (2018).
53. M. Kersalé, ca. S. Meinen, R. c. Perez, M. le hénaff, gest. valla, t. lamont, O. t. Sato, S. dong, t. terre, M. van caspel, MP chidichimo, M. van den Berg, S. Speich, AR Piola, e. J. d. Campos, ich. Ansonge, dl volkov, R. lumpkin, S. I. Garzoli, hochvariable obere und abgrundtiefe Umsturzellen im Südatlantik. *Wissenschaft. Adv.* **6**, eaba7573 (2020).
54. M. Kersalé, ca. S. Meinen, R. c. Perez, AR Piola, S. Speich, e. J. d. campos, S. I. Garzoli, ich. Ansonge, dl volkov, M. le hénaff, S. dong, t. lamont, O. t. Sato, M. van den Berg, Mehrjährige Schätzungen des täglichen Wärmetransports durch die atlantische meridionale Umwälzirkulation bei 34,5° S. *J. Geophys. Res. Ozean* **126**, e2020j0c16947 (2021).
55. ich. Sasgen, B. Wouters, AS Gardner, M. d. King, M. Tedesco, FW Lander, c. dahle, H. Save, J. Fettweis, Rückkehr zum schnellen Eisverlust in Grönland und Rekordverlust im Jahr 2019, der von den GRACE-FO-Satelliten festgestellt wurde. *Komm. Erdumgebung* **1**, 1–8 (2020).
56. R. Smith, P. Jones, B. Briegleb, F. Bryan, G. danabasoglu, J. dennis, J. dukowicz, c. Eden, B. Fox-Kemper, P. Gent, M. Hecht, S. Jayne, M. Jochum, W. Large, K. Lindsay, M. Maltrud, N. Norton, S. Peacock, M. Vertenstein, S. Yeager, Referenzhandbuch zum Parallel Ocean Program (POP) (technischer Bericht, 2010).
57. RB neale, J. Richter, S. Park, P. h. lauritzen, S. J. vavrus, PJ Rasch, M. Zhang, das mittlere Klima des Community Atmosphere Model (cAM4) in erzwungenen SSt- und vollständig gekoppelten Experimenten. *J. Klima* **26**, 5150–5168 (2013).
58. e. Hunke, W. Lipscomb, das Meereismodell von Los Alamos, Dokumentation und Software (technischer Bericht LA-CC-06-012, 2008).
59. A. jüling, Z. Xun, gest. castellana, vd heydt, S. Anna, gest. A. Henk, der Süßwasserhaushalt des Atlantiks unter dem Klimawandel im Community Earth System Model mit stark verwirbelten Ozeanen. *Ozeanwissenschaft* **17**, 729–754 (2021).
60. d. A. Smeed, SA Josey, c. Beaulieu, W. e. Johns, B. i. Wassergraben, z. Frajka-Williams, gest. Rayner, C. S. Meinen, MO Baringer, hl Bryden, G. d. McCarthy, der Nordatlantik befindet sich in einem Zustand reduzierter Umwälzungen. *Geophys. Res. Lette.* **45**, 1527–1533 (2018).
61. el Worthington, B. i. Wassergraben, d. A. Smeed, J. v. Mecking, R. Marsh, G. d. McCarthy, Eine 30-jährige Rekonstruktion der atlantischen meridionalen Umwälzirkulation zeigt keinen Rückgang. *Ozeanwissenschaft* **17**, 285–299 (2021).

62. A. Mamalakis, J. t. Randerson, J.-Y. Yu, MS Pritchard, G. Magnusdottir, P. Smyth,

PA Levine, S. Yu, e. Foufoula-Georgiou, Zonenkontrastierende Verschiebungen des tropischen Regengürtels als Reaktion auf den Klimawandel. *Nat. Aufstiegs. Änderr* **11**, 143–151 (2021).

Danksagungen: Die Modellsimulation und die Analyse aller Modellergebnisse wurden auf dem niederländischen Supercomputer Snellius im Rahmen des NWO-SURF-Projekts 17239 durchgeführt.

Finanzierung: RMWV und HAD werden vom Europäischen Forschungsrat durch das ERC-AdG-Projekt TAOC (Projekt 101055096) gefördert. **Autorenbeiträge:** RMWV und hAd hatten die Idee für diese Studie. MK führte die Modellsimulation mit dem ceSM durch und war für das Datenmanagement verantwortlich. RMVW führte die ersten Analysen und die Aufbereitung der Zahlen durch und wurde dabei unterstützt von

MK und hAdhAd haben die Finanzierung für diese Studie eingeworben. Alle Autoren waren aktiv an der Interpretation der Analyseergebnisse und dem Schreibprozess beteiligt. **Konkurrierende Interessen:** Die Autoren erklären, dass es keine konkurrierenden Interessen gibt. **Daten- und Materialverfügbarkeit:** Alle zur Bewertung der Schlussfolgerungen in der Arbeit erforderlichen Daten sind in der Arbeit und/oder den ergänzenden Materialien enthalten.

Eingereicht am 3. August 2023

Angenommen am 10. Januar 2024

Veröffentlicht am 9. Februar 2024

10.1126/sciadv.adk1189