

UMWELTPHYSIK

Die Physik der Ozeanströme

Turbulenz, Konvektion und die Umwälzbewegung in den Weltozeanen

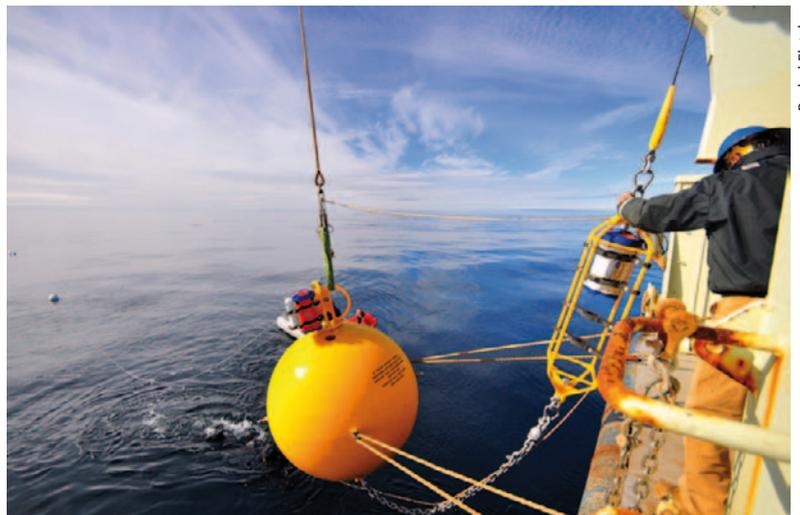
Anna von der Heydt

Während Westeuropa durch den warmen Golfstrom ein relativ mildes Klima genießt, ist es auf entsprechenden Breitengraden an der Westküste Nordamerikas wesentlich kälter. Das liegt daran, dass die globale Umwälzbewegung in den Ozeanen asymmetrisch ist. Das Wasser des Golfstroms wird im Nordatlantik so dicht, dass es durch Konvektion absinkt und in der Tiefe wieder nach Süden strömt. Im Nordpazifik gibt es zwar einen dem Golfstrom sehr ähnlichen Strom, aber keine solche Konvektion. Was sind die Ursachen für diese Asymmetrie?

Wasser bedeckt etwa 70 Prozent der Erdoberfläche. Schon die enorme Größe der Ozeane macht deutlich, dass sie ein wichtiger Teil des Klimasystems sind. So absorbiert Wasser den größten Teil der Sonneneinstrahlung und speichert die Wärme. Strömungen verteilen die Wärme, bevor sie wieder an die Atmosphäre abgegeben wird. Die Weltmeere sind ständig in Bewegung: Die variierende Sonneneinstrahlung, die vom Äquator zu den Polen abfällt, sowie die Gravitationskräfte von Sonne und Mond treiben eine Fülle von kleinen und großen, schnellen und langsamen Strömungen von der Oberfläche her an. Die Erdrotation beeinflusst die Richtung der Strömungen.

Der Golfstrom im Nordatlantik ist wohl die bekannteste oberflächennahe Meeresströmung. Bei 38° nördlicher Breite transportiert er rund 90 Millionen Kubikmeter pro Sekunde nordwärts (das sind 90 Sv; 1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), während er nur etwa 100 km breit und 800 m tief ist. In allen großen Ozeanbecken und auf beiden Halbkugeln existieren Ströme mit ähnlichen Strukturen (Abb. 1). Auffallend sind starke polwärts gerichtete Ströme, die in den mittleren Breiten am westlichen Ozeanrand auftreten. Diese westlichen Randströme sind hauptsächlich für den Wärmetransport der Ozeane von den Tropen in die höheren Breiten verantwortlich. Strömungen dieser Art entstehen vor allem durch den Wind und beschränken sich auf die oberen 500 bis 1000 Meter des Ozeans.

Was aber bewegt die Ozeane in der Tiefe, d. h. unterhalb von etwa 1000 Meter? Zunächst kann auch Wind zu einer vertikalen Bewegung führen, vor allem zu Auftrieb von kaltem Wasser an die Oberfläche. Verantwortlich dafür ist die sog. Ekman-Divergenz in der Nähe von Küsten und entlang des Äquators. Wenn Wind Oberflächenwasser von der Küste weg trans-



Rachel Fletcher

portiert, fließt Wasser aus der Tiefe nach. Am Äquator herrscht hingegen die besondere Situation, dass die Coriolis-Kraft ihr Vorzeichen ändert, die Passatwinde aber nördlich und südlich des Äquators nach Westen wehen. Da die Coriolis-Kraft die entstehenden Meeresströme auf beiden Seiten polwärts lenkt, entsteht am Äquator Auftrieb. Verschieden starker Auftrieb bringt veränderte Oberflächentemperaturen mit sich, was wiederum den Wind verstärken oder abschwächen kann. Dieser Effekt spielt eine große Rolle bei dem Klimaphänomen El Niño.

In der Tiefe des Ozeans gibt es aber noch mehr Bewegung. Abb. 2 zeigt ein vereinfachtes Bild der Zirkulation aus Oberflächen- und Tiefenströmen – oft als globales Förderband bezeichnet [1]. Warme Oberflächenströme fließen in Gebiete, in denen Wasser in Tiefen jenseits

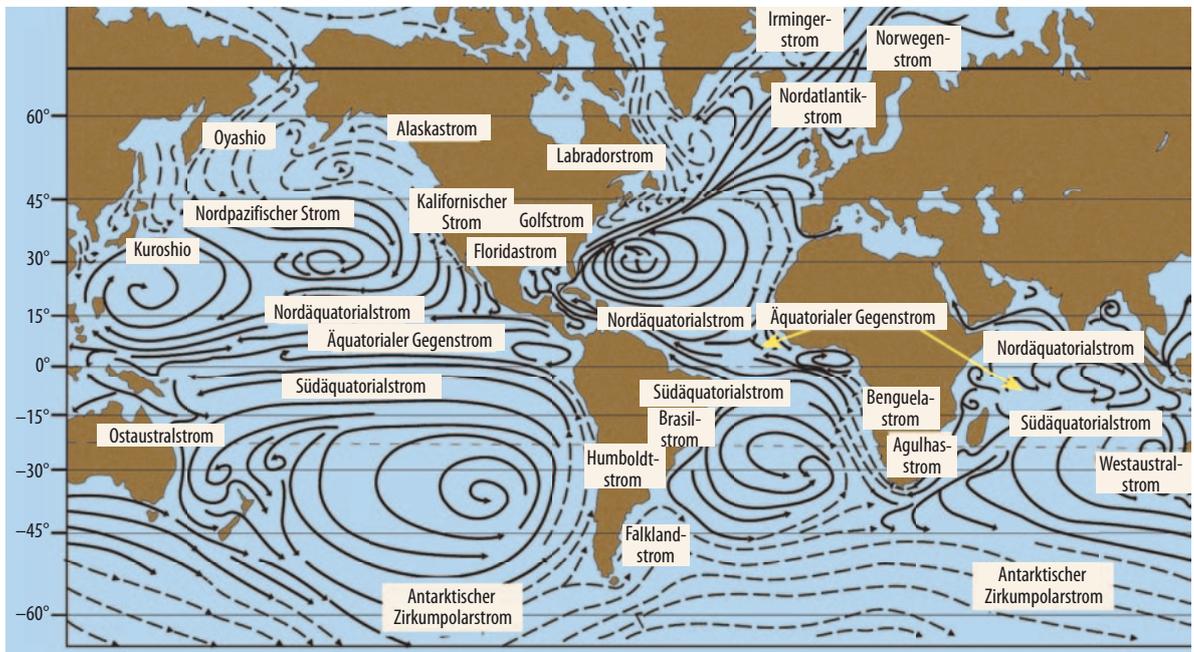
Messkampagnen mit Bojen, die im Meer verankert sind, liefern u. a. Aufschluss über die Stärke des Golfstroms.

KOMPAKT

- Die globale Ozeanzirkulation ist ein komplexes, dreidimensionales Strömungsmuster, angetrieben von Wind, Gezeitenkräften und sog. thermohalinen Kräften.
- Damit Oberflächenwasser absinken kann, ist Konvektion nötig, die im Mittelmeer, im Nordatlantik und im Weddellmeer auftritt, oft nur während weniger Monate im Winter.
- In den vergangenen Millionen Jahren hat sich die Umwälzbewegung mehrfach stark geändert, derzeit deutet aber nichts auf eine Abschwächung des Golfstroms hin.
- Allerdings weisen Modelle mit unterschiedlichem Idealisierungsgrad zwei oder sogar vier mögliche stabile Strömungsmuster auf.

Dr. Anna von der Heydt, Institute for Marine and Atmospheric Research (IMAU), Department of Physics and Astronomy, Utrecht University, Princetonplein 5, 3584CC Utrecht, Niederlande

Abb. 1 Bei den Oberflächenströmen in den Welt-ozeanen fallen die großen kreisförmigen Ströme in den Subtropen eines jeden Ozeanbeckens deutlich auf. Die besonders starken westlichen Randströme sind hauptsächlich durch Wind angetrieben.



Peixoto and Oort, Springer (1992).

von 1000 Meter absinkt, also sog. Tiefenwasser entsteht. Im Nordatlantik geben der Golf- und der Nordatlantikstrom auf ihrem Weg nach Norden viel Wärme an die Atmosphäre ab, sodass östlich und westlich von Grönland kaltes (dichtes) Wasser absinkt. Dieses Wasser fließt in etwa 1500 bis 2000 m Tiefe zurück nach Süden. Im südlichen Ozean, entlang des Antarktischen Kontinents, bildet sich Bodenwasser, das noch tiefer am Meeresboden nach Norden in den Atlantik (nicht in der Abbildung gezeigt), Pazifik und Indischen Ozean fließt. Aus Beobachtungen lässt sich abschätzen, dass im Nordatlantik bzw. südlichen Ozean etwa 15 bzw. 21 Sv Tiefenwasser entstehen [2].¹⁾ Damit erreicht der nach Norden gerichtete Wärmetransport im Atlantik sein Maximum von etwa 1,3 Petawatt in den nördlichen subtropischen Breiten und führt zu einer Klima-Erwärmung im Nordatlantik um lokal bis zu 10 °C [3].

Die globale Ozeanzirkulation ist ein dreidimensionales Strömungsmuster, das unterschiedliche Kräfte erzeugen. Im Allgemeinen wird zwischen drei Mechanismen unterschieden: (1) Impulsübertrag von der Luft (Wind in der Atmosphäre) auf das Wasser, (2) Beschleunigung des Wassers durch Gezeitenkräfte und (3) thermohaline Kräfte. Die Gezeitenkräfte sind neben Wind wahrscheinlich die größte Quelle turbulenter Energie in den Ozeanen, da sie Schwerewellen an inneren Dichtestufen im Meereswasser erzeugen (sog. interne Wellen), die Turbulenz verursachen, wenn sie brechen. Bei der Tiefenwasserbildung spielen auch die thermohalinen Kräfte eine Rolle (griechisch: *thermo* = Wärme, *hals* = Salz): Wenn dem Ozean an der Schnittstelle zur Atmosphäre Wärme oder Süßwasser zugeführt wird, ändert sich die Dichte des Oberflächenwassers, und die entstehenden Dichteunterschiede beziehungsweise Druckgradienten induzieren Strömungen.

Die drei Antriebsmechanismen sind nicht unabhängig voneinander, und es ist unmöglich, Strömungen nach ihrer Ursache strikt zu trennen, wegen der nicht-linearen Wechselwirkungen zwischen den Kräften.

Das Ergebnis dieser zusammenwirkenden Kräfte ist ein komplexes dreidimensionales Strömungsmuster, das keineswegs so kohärent ist, wie die beiden Abbildungen suggerieren. Vielmehr spielen Wirbel, Rezirkulationsgebiete und kleinskalige Turbulenz eine große Rolle an wohl beinahe jedem beliebigen Ort im Ozean.

Lokale Konvektion

Die Wassersäule in den Ozeanen ist fast immer stabil geschichtet, d. h. die Dichte steigt mit der Tiefe. Damit das Oberflächenwasser dennoch absinken kann, ist Konvektion nötig, die bis in große Tiefen reicht. Die Auftriebskraft auf ein Volumenelement in der Wassersäule ist proportional zum Unterschied zwischen seiner Dichte ρ und der Umgebungsdichte ρ_u . Die Dichte ρ des Meerwassers hängt im Allgemeinen nichtlinear von Temperatur, Salzgehalt und Druck ab. Der vertikale Gradient der Auftriebskraft bzw. der Dichte bestimmt die Stabilität der Wassersäule: Ist der Gradient positiv, ist die Wassersäule stabil geschichtet. Konvektion tritt bei instabiler Schichtung auf, also wenn der vertikale Dichtegradient negativ ist. Für den größten Teil der offenen Ozeane gilt, dass die Zuflüsse von Wärme und Süßwasser (durch Regen oder schmelzendes Eis) zu klein sind, um die (stabile) Dichteschichtung zu überwinden. Daher führt Konvektion meist nur zu durchmischten Schichten bis in eine Tiefe von etwa 300 Meter. Allerdings sind auch einige wenige Orte im Mittelmeer, im Nordatlantik sowie im südlichen Ozean im Weddellmeer bekannt, an denen die Dichteschichtung so labil ist, dass die Konvektion bis zu 2000 Meter Tiefe erreichen kann (Abb. 3).

Konvektion tritt im offenen Meer also räumlich sehr lokalisiert auf und meist in drei verschiedenen Phasen: (i) Präkonditionierung von etwa 100 km großen Gebieten, in denen eine zyklonale Zirkulation (Strömung gegen den Uhrzeigersinn in der nördlichen Halbkugel,

1) Der Großteil des vom Golfstrom nach Norden transportierten Wassers fließt oberflächennah vor der nordafrikanischen Küste zurück nach Süden (vgl. Abb. 1).

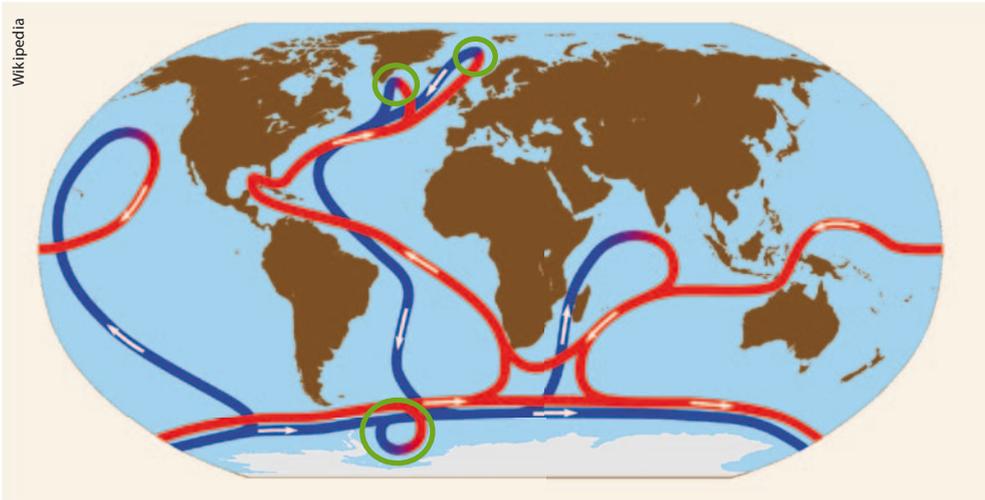


Abb. 2 In dieser stark vereinfachten Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation sind Oberflächenströme in rot, tiefe Ströme in blau gezeigt. Grüne Kreise deuten die Orte der Tiefenwasserbildung an.

vergleichbar mit einem Tief in der Atmosphäre) eine schwache Dichteschichtung an der Oberfläche erzeugt. (ii) Besonders kalte Winterstürme setzen dann die Konvektion in Gang, meist in vertikalen Kanälen von etwa 1000 m Durchmesser, in denen vertikale Geschwindigkeiten von bis zu 10 cm/s auftreten können. Dennoch ist der Volumentransport in diesen konvektiven Kanälen meist sehr klein, vor allem wird Wärme transportiert. (iii) In der Tiefe entsteht ein gut durchmischtes Wasservolumen, das sich durch Wirbel, Gravitation und Erdrotation horizontal auf einige 10 km ausbreitet [4]. Auch zeitlich tritt tiefe Konvektion nur äußerst lokalisiert auf, oft nur während weniger Wochen im Winter. Einen Monat später ist das Wasser häufig wieder stabil geschichtet [5].

Turbulent und komplex

Die Stärke der Umwälzbewegung im Atlantik beträgt etwa 15 Sv. Direkte Messungen sind schwierig, da der Volumentransport über die gesamte Breite und Tiefe des Ozeans gemessen werden muss. Seit 2004 sind im Rahmen des RAPID-Projekts (Rapid Climate Change) Messinstrumente entlang einer Linie auf 26,5° nördlicher Breite installiert. An vertikalen Kabeln, die bis zum Meeresgrund reichen, messen diese Instrumente Temperatur, Salzgehalt, Strömungsgeschwindigkeit und Druck in verschiedenen Tiefen. Bereits das erste Jahr dieser Messreihe zeigte, dass die Stärke der atlantischen Umwälzbewegung enorm variiert [6]. So strömen in den oberen 1000 m im Mittel 18,7 Sv nach Norden, jedoch mit einer Standardabweichung von 5,6 Sv. Der maximal gemessene Wert betrug 34,9 Sv, das Minimum 4 Sv. Früher hatte es mehrfach Expeditionen entlang dieses Breitengrades gegeben, die eine Abschätzung der Stärke ermöglicht haben. Die über 50 Jahre verteilten Momentaufnahmen schienen nahelegen, dass die Umwälzbewegung zwischen 1957 und 2004 um 30 Prozent zurück gegangen war [7]. Die starke Variation innerhalb nur eines Jahres macht jedoch deutlich, dass wenige Schnappschüsse keine Aussage über eine mögliche Reduktion erlauben.

Woher kommt diese starke Variation? Das Bild des globalen Förderbands legt eine langsame und kohärente Strömung nahe, die eine solche Variabilität nicht erwarten lässt. In den Ozeanen herrscht jedoch keineswegs eine langsame zähe Strömung, sondern vielmehr eine komplexe, dreidimensionale, turbulente Strömung. Wirbelartige Strukturen der verschiedensten Größen treten (fast) überall auf. Eine über zehn Jahre laufende Messung der Meeresspiegel vom Satelliten aus hat bereits ein beinahe weltweites Vorkommen von mesoskaligen Wirbeln (mit einem Durchmesser von 10 bis einigen 100 km) gezeigt [8].

Von kleinen zu großen Skalen

Wir haben gesehen, dass Konvektion in den Weltmeeren nur an wenigen Stellen und sehr lokal (sowohl räumlich als auch zeitlich) auftritt. Wie tragen diese kleinskaligen Prozesse zu der globalen Umwälzbewegung bei? Der häufig verwendete Name thermohaline

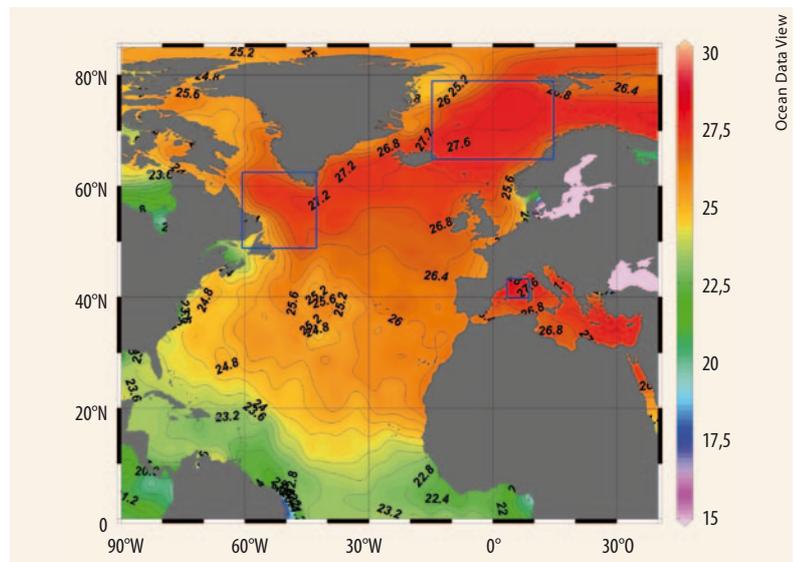


Abb. 3 Die Dichteverteilung ρ des Oberflächenwassers im Nordatlantik, angegeben als $\sigma = \rho - 1000$ [kg/m³]. In den mit blauen Rechtecken markierten Gebieten tritt Konvektion bis in 2000 Meter Tiefe auf.

Zirkulation suggeriert, dass thermohaline Kräfte diese Strömung antreiben. Da dies jedoch nicht ausschließlich der Fall ist, wird die Zirkulation unabhängig vom spezifischen Antriebsmechanismus auch meridionale Umwälzbewegung (engl: „meridional overturning circulation“, MOC) genannt. Damit wird im Allgemeinen der Transport in einer zweidimensionalen Ebene (längs der Meridiane, also Nord-Süd-Richtung, und vertikal) bezeichnet, der natürlich stark von der Menge der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik abhängt (siehe Infokasten).

Die Konvektionsereignisse im Nordmeer durchmischen die Wassersäule bis zu 2000 Meter tief, d. h. Wasser sinkt nicht nur in die Tiefe, sondern ungefähr die gleiche Menge steigt auch auf. Bisher ungeklärt ist, wie die einzelnen (lokalen) Konvektionsereignisse zum Absinken und damit zur atlantischen MOC beitragen. Auf jeden Fall können thermohaline Auftriebskräfte nicht allein eine solche Zirkulation aufrecht erhalten: Die schweren Wassermassen im Nordmeer würden immer dichter und dichter werden und schließlich die Tiefe des gesamten Ozeans füllen. Ein weiterer, ebenso wichtiger Mechanismus ist also notwendig, der die Wassermassen wieder an die Oberfläche befördert.

Dafür kommen zwei mögliche Prozesse infrage [9]: Wenn das warme Oberflächenwasser in den Tropen durch Vermischung teilweise in die Tiefe gelangt, kann in der Tiefe ein Dichteunterschied des Atlantiks entstehen zwischen den hohen Breiten (kaltes, dichtes Wasser) und den Tropen (warmes, leichteres Wasser). Turbulenz, erzeugt durch Wind und Gezeitenkräfte,

sorgt dann dafür, dass das Tiefenwasser im gesamten Atlantik wieder an die Oberfläche gelangt. Obwohl turbulente Strukturen wahrscheinlich im gesamten Ozean vorhanden sind, ist unklar, ob die Vermischung ausreicht, um die Umwälzbewegung aufrecht zu erhalten. Eine andere Möglichkeit ist, dass divergierende Winde und verstärkte Turbulenz an der Bodentopografie Tiefenwasser direkt an die Oberfläche bringen und zwar lokalisiert im Südatlantik. Wahrscheinlich spielen beide Prozesse eine Rolle. Für die zukünftige Entwicklung bzw. die Stabilität der Umwälzbewegung ist es jedoch wichtig zu wissen, in welchem Verhältnis sie zueinander stehen und welcher Prozess dominiert.

Warum asymmetrisch?

Das Strömungsmuster der Umwälzbewegung scheint wesentlich davon abzuhängen, wo Konvektion auftreten kann. Warum ist das im Nordatlantik der Fall, nicht aber im Nordpazifik? Das Meerwasser im Atlantik enthält mehr Salz als im Pazifik und wird damit dichter, wenn es in den hohen nördlichen Breiten stark abkühlt. Auf den ersten Blick scheinen unterschiedliche Niederschlagsverteilungen zu diesem Unterschied im Salzgehalt zu führen. Beim genaueren Hinsehen zeigt sich, dass dieser Unterschied nur unwesentlich ist, dass sich die Verdunstungsmengen jedoch wesentlich stärker unterscheiden. Verdampfung an der Meeresoberfläche erhöht lokal den Salzgehalt im zurückbleibenden Meerwasser. Dies hängt vor allem

DIE MERIDIONALE STROMFUNKTION

Da die Ozeanströmungen ein komplexes dreidimensionales Muster bilden, beschreibt man die Ergebnisse von numerischen Rechnungen mithilfe einer zweidimensionalen Größe, die sich einfach darstellen lässt. Diese meridionale Stromfunktion Ψ gibt den über die gesamte Ost-West-Ausdehnung eines Ozeanbeckens integrierten Volumentransport als Funktion der Tiefe und des Breitengrades (Nord-Süd-Richtung) an (Abb.).

Betrachten wir das Koordinatensystem auf der Erde mit der West-Ost-Richtung x , der Süd-Nord-Richtung y bzw. der vertikalen Richtung nach oben z sowie den Strömungsgeschwindigkeiten u (positiv nach Osten), v (positiv nach Norden) bzw. w (positiv nach oben). Wenn wir mit V und W die Geschwindigkeiten integriert in der Ost-West-Richtung bezeichnen (d. h. V, W haben Einheiten m^2/s), dann ist mit geeigneten Randbedingungen das Strömungsfeld in der yz -Ebene divergenzfrei, und eine Transport-Stromfunktion Ψ (Einheit m^3/s) lässt sich definieren:

$$V = -d\Psi/dz$$

$$W = d\Psi/dy$$

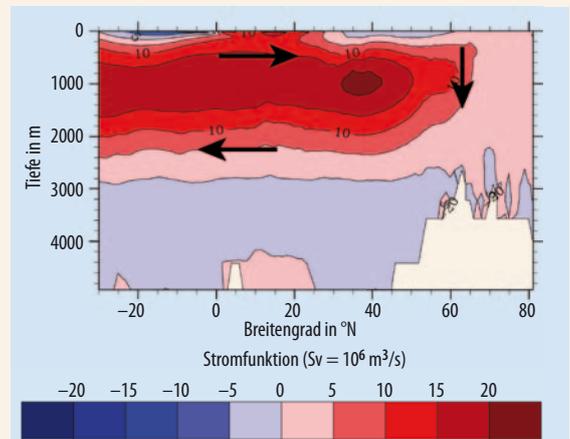
Das geht nur, wenn das Ozeanbecken in Ost-West-Richtung abgeschlossen ist, also Kontinent-Ränder existieren. Daher lässt sich am südlichen Ende des Atlantiks, wo der Zirkumpolarstrom Pazifik und Atlantik verbindet, keine atlantische Stromfunktion definieren.

Die Abbildung zeigt Konturen konstanter Stromfunktion in der meridionalen-vertikalen Ebene. Dabei bedeutet eine positive (negative) Stromfunktion eine Zirkulation im Uhrzeigersinn (entgegen dem Uhrzeigersinn) in der dargestellten Ebene. Der nordwärts gerichtete Oberflächentransport

ist ebenso zu sehen wie der südwärts gerichtete Transport auf 2000 Meter Tiefe. Mithilfe der Stromfunktion lässt sich der Transport zwischen zwei Punkten in der yz -Ebene berechnen. Ein Beispiel:

- Punkt 1: $y = 40^\circ N, z = 200 \text{ m}$
- Punkt 2: $y = 40^\circ N, z = 1000 \text{ m}$

Die Stromfunktion unterscheidet sich an diesen beiden Punkten um etwa $\Psi(2) - \Psi(1) = 20 \text{ Sv}$, d. h. im Atlantischen Ozean wird zwischen 200 und 1000 Meter Tiefe etwa 20 Sv über den 40. Breitengrad nach Norden transportiert.



Die meridionale Stromfunktion des Atlantischen Ozeans nach einem dreidimensionalen Ozeanströmungsmodell

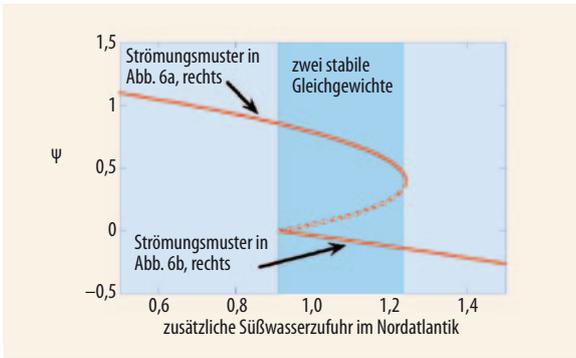


Abb. 4 Dieses typische Bifurkationsdiagramm der atlantischen Umwälzbewegung zeigt die dimensionslose Stärke der Umwälzbewegung ψ als Funktion einer zusätzlichen dimensionslosen Süßwasserzufuhr in den hohen Breiten des Nordatlantiks. Ist ψ positiv bzw. negativ, ist ein Strömungsmuster wie in Abb. 6a bzw. 6b realisiert. Die Breite und Position des Bereichs, in dem beide Strömungsmuster gleichzeitig existieren (blau), ist stark modellabhängig. Die gestrichelte rote Linie deutet instabile Strömungsmuster an, die nicht als Gleichgewicht realisiert werden können.

von der Temperatur der Meeresoberfläche ab – der Atlantik ist wärmer als der Pazifik, was zu mehr Verdampfung führt. Hier schließt sich der Kreis, denn der Atlantik ist wärmer, weil die Umwälzbewegung so ist, wie sie ist, und viel Wärme im Atlantik nach Norden transportiert.

Modellstudien haben gezeigt, dass selbst bei einer extremen Niederschlags- und Verdampfungsverteilung, durch die der Salzgehalt im Atlantik geringer wäre als im Pazifik, das Strömungsmuster mit Tiefenwasserbildung ausschließlich im Nordatlantik existieren würde [10, 11]. Andere (externe) Faktoren, wie die asymmetrische Verteilung von Land und Meer oder die verschiedenen starken Windsysteme in den beiden Halbkugeln, sind also für die Auswahl dieses Strömungsmusters aus allen möglichen Mustern verantwortlich. Der Pazifik ist auch wesentlich breiter als der Atlantik, der hingegen bis in höhere Breitengrade reicht, was eine stärkere Abkühlung des nordwärts strömenden Oberflächenwassers ermöglicht.

Stabil seit der Eiszeit

Die vorhandenen Messdaten genügen noch nicht für ein vollständiges Bild der tatsächlichen globalen Umwälzbewegung in den Weltmeeren, nicht einmal auf der größten möglichen Skala. Auch wenn es schwierig ist, Variationen in der Stärke und Form zu erfassen, scheint sich die Zirkulation in der Zeit instrumenteller Messungen nicht dramatisch geändert zu haben. Weil so viel Wärme transportiert wird, erlauben auch Klima- bzw. Temperaturänderungen Rückschlüsse auf die Zirkulation. So können geologische und biologische Daten, die in der Zeit wesentlich weiter zurück reichen, wichtige Informationen über die Stärke und Form der Meeresströmungen liefern. Die chemische und isotopische Zusammensetzung von Ozean- und Seesedimenten, Ablagerungen von marinen Organismen

wie Muscheln oder Korallen sowie Baumringe geben Auskunft zumeist über die Temperatur, aber auch über Salzgehalt des Meerwassers. Solche Rekonstruktionen deuten darauf hin, dass die atlantische meridionale Umwälzbewegung zumindest seit der letzten Eiszeit stabil ist. Verschiedene Rekonstruktionen deuten jedoch auf eine oder mehrere dramatische Änderungen während der letzten Eiszeit hin und werfen damit die Frage nach der Stabilität der heutigen Zirkulation auf [12]. Möglicherweise gab es während der letzten Eiszeit drei verschiedene Modi der Umwälzbewegung: Einen warmen Modus, mit ähnlicher, stärkerer Zirkulation als heute, und einen kalten, bei dem die Tiefenwasserbildung reduziert war und südlich von Island stattfand. Während des seltenen „abgeschalteten“ Modus wurde kein Tiefenwasser im Nordatlantik gebildet, sondern nur entlang der Antarktis [3].

Nach unserem heutigen Verständnis der Zirkulation kann ein Rückkopplungsmechanismus zu starken Änderungen im Atlantik führen: Wenn Golfstrom und Nordatlantikstrom salzreiches Wasser an der Meeresoberfläche nach Norden transportieren, erhöht sich die Wasserdichte in den hohen Breitengraden, sodass sich die Tiefenwasserbildung und damit die Zirkulation selbst verstärken. Umgekehrt schwächen sich Tiefenwasserbildung und Zirkulation ab, wenn weniger salzreiches Wasser nach Norden transportiert oder im Norden Süßwasser zugefügt wird. Dies kann sich in geologischen Daten als vergleichsweise abruptes Ereignis niederschlagen. Auch für die Zukunft lässt sich ein solches Ereignis nicht ausschließen: Das sich erwärmende Klima könnte sowohl zu erhöhtem Niederschlag in den höheren Breiten als auch zum Schmelzen von Eismassen auf dem Land (zum Beispiel auf Grönland) führen, also zu einer Süßwasserzufuhr und somit geringerem Salzgehalt im Nordatlantik. Ein vollständiger Zusammenbruch der Zirkulation gilt zwar als relativ unwahrscheinlich, hätte aber dramatische Folgen für das globale Klima. Neben starken Temperaturänderungen im Nordatlantik wären Änderungen in Ökosystemen, der Anstieg des Meeresspiegels sowie Folgen für Klimaphänomene wie El Niño und den indischen Monsun zu erwarten.

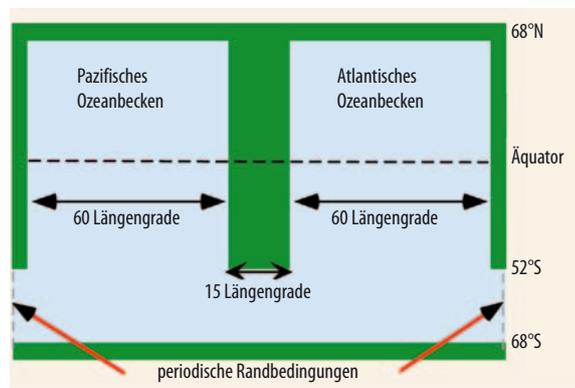


Abb. 5 Die Modellwelt mit zwei gleich großen Ozeanen („Atlantik“ und „Pazifik“, blau), die ein „Kontinent“ (grün) trennt. Die Ozeane sind in der südlichen Hemisphäre in den hohen Breiten miteinander verbunden, an den Rändern sorgen periodische Randbedingungen für ein Schließen der Erdkugel.

Gibt es andere Strömungsmuster als die zur Zeit bestehende Strömung mit Tiefenwasserbildung im Nordatlantik, die sich unter den gleichen Randbedingungen (also Wind, Niederschlagsverteilung und Wärmefluss) aufrecht erhalten lassen? Ist dies der Fall, so können relativ kleine Änderungen in den Randbedingungen das System in ein anderes Strömungsmuster zwingen und somit dramatische Klimaänderungen mit sich bringen. Damit verbunden ist natürlich auch die Frage, über welchen Bereich von Randbedingungen diese Strömungsmuster existieren, und wie nahe sich das heutige Klimasystem an einem Umkehrpunkt befindet. Die Nähe zum Umkehrpunkt gibt letztendlich Auskunft über die Stabilität der Strömung gegenüber Störungen (Abb. 4).

Viele Computermodelle der Ozeane weisen auf die Existenz von mehreren möglichen Strömungsmustern hin. Sowohl vereinfachte Modelle, die eine begrenzte Anzahl physikalischer Prozesse berücksichtigen oder einige Prozesse parameterisiert beinhalten, als auch dreidimensionale Strömungsmodelle (basierend auf den Navier-Stokes-Gleichungen) zeigen mehrere Gleichgewichtslösungen der Zirkulation und abrupte Übergänge zwischen zwei Gleichgewichtszuständen mit bzw. ohne Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Komplexere Klimamodelle, die Ozean und Atmosphäre koppeln, liefern meist nur ein stabiles Zirkulationsmuster, das dem heutigen globalen Förderband entspricht. Selbst in den hochauflösenden Modellen dieser Art sind Turbulenz, Vermischung und Konvektion allerdings parameterisiert. Die meisten gekoppelten Klimamodelle scheinen demnach *zu stabil* zu sein und können die erdgeschichtlich belegten abrupten Klimaänderungen nur schwer reproduzieren.

Die Untersuchung der Stabilität zeigt, dass sogar mehr als zwei Gleichgewichtszustände möglich sind.

In einer (Modell-)Welt mit zwei gleich großen Ozeanbecken, die überall durch Land getrennt sind außer in den hohen Breiten der südlichen Hemisphäre (Abb. 5), können bei exakt denselben Randbedingungen vier verschiedene Strömungsmuster existieren [13, 10]: ein Zustand, der dem heutigen Strömungsmuster nahekommt („Conveyor“, C, Abb. 6a), und ein anderer mit Tiefenwasserbildung nur im südlichen Ozean, der dem oft erwähnten Zustand mit zusammengebrochener thermohaliner Zirkulation entspricht („Southern Sinking“, SS, Abb. 6b). Außerdem existieren zwei weitere Strömungszustände: einer mit Tiefenwasserbildung im Nordpazifik („Inverse Conveyor“, IC) und einer mit Tiefenwasserbildung in beiden nördlichen Ozeanbecken („Northern Sinking“, NS).

Die meisten Untersuchungen beschäftigen sich mit der Koexistenz der Zustände C und SS und möglichen Übergängen dazwischen. Eine Modellstudie hat jedoch gezeigt, dass ein zu Abb. 4 ähnliches Bifurkationsdiagramm auch die beiden Zustände IC und NS miteinander verbindet [14]. In diesem Modell existieren also zwei voneinander unabhängige Möglichkeiten, abrupte Veränderungen der thermohalinen Zirkulation durch Süßwasserzufuhr im Nordatlantik zu erzeugen. Selbst wenn C und SS nicht unter denselben Randbedingungen (Süßwasserzufuhr) koexistieren, kann immer noch ein abrupter Übergang zu einem der anderen zwei Strömungsmuster stattfinden.

Was lehrt uns das Klima der Vergangenheit?

Wenn es schon wenig Anzeichen für eine abrupte Änderung des thermohalinen Strömungsmusters in den bisherigen Messdaten gibt, existieren dann Hinweise, dass die Zirkulation in der Vergangenheit jemals anders gewesen ist? Zumindest in der letzten Eiszeit ist dies wohl der Fall gewesen [3]. Aber auch in der viel weiter zurückliegenden Geschichte der Erde gibt es Hinweise auf unterschiedliche Strömungsmuster und damit eine Möglichkeit, die durch die Lage der Kontinente bedingte Präferenz für die Förderbandzirkulation (C) zu testen. Immer mehr verfügbare geologische Daten vom Meeresboden geben Hinweise auf Oberflächen- und Tiefseetemperaturen vor vielen Millionen Jahren. Obwohl diese Daten natürlich sehr lückenhaft sind, kennen wir für verschiedene Klimaänderungen in den vergangenen etwa 65 Millionen Jahren erstaunlich viele Details, und ständig werden neue entdeckt. Etwa die Hälfte dieser Periode war es auf der Erde wesentlich wärmer mit einem Vielfachen der heutigen CO₂-Konzentration in der Atmosphäre und ohne nennenswertes Eis in der Antarktis, das es mit starken Variationen erst seit etwa 35 Millionen Jahren gibt. Welche Rolle die Meeresströmungen für diese Klimaänderungen gespielt haben, ist noch weitgehend ungeklärt. Sicher ist jedoch, dass sich die Umläufbewegung in den Weltmeeren stark geändert hat, schon allein, weil sich die Kontinente in diesem langen Zeitraum deutlich verschoben haben. Erklärungen,

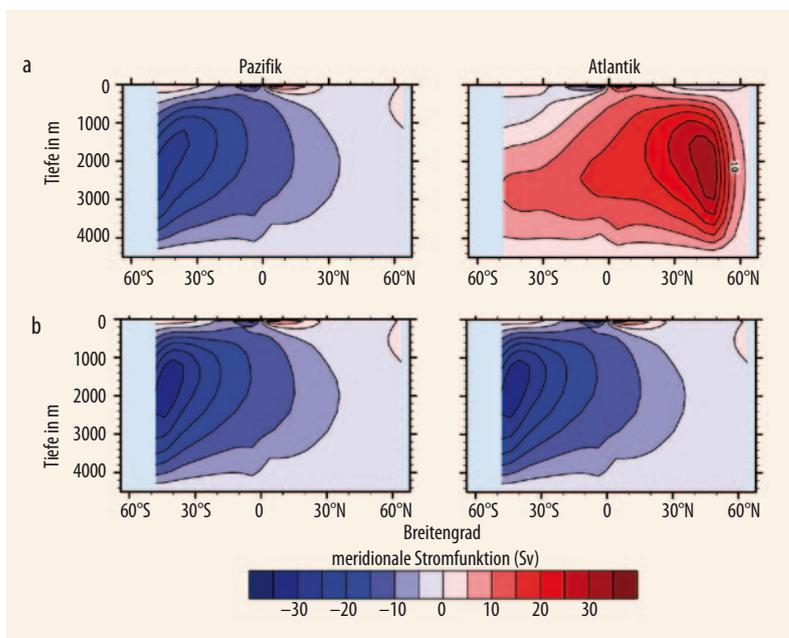


Abb. 6 In einer idealisierten Welt aus zwei gleich großen Ozeanbecken existieren vier verschiedene Strömungsmuster. Für zwei davon, „Conveyor“ (a) und „Southern Sinking“ (b), ist hier die

meridionale Stromfunktion gezeigt (vgl. Text). Da der idealisierte Ozean 4500 m tief ist, sinkt das Tiefenwasser auch bis zu dieser Tiefe.

die die heutige asymmetrische Umwälzbewegung auf die Lage der Kontinente zurückführen, lassen sich also mithilfe der Informationen aus der Vergangenheit zunehmend testen [10]. Viele der Klimaänderungen der letzten 65 Millionen Jahre sind nicht ausreichend verstanden und bieten damit eine ideale Möglichkeit, die heutigen Ozean- und Klimamodelle unter extremen Bedingungen zu testen. Um verlässliche Aussagen über die zukünftige Klimaentwicklung zu treffen, ist es von entscheidender Bedeutung, dass die komplexen Modelle nicht nur den heutigen Klimazustand so detailliert wie möglich wiedergeben, sondern auch Klimaänderungen richtig erfassen können. Für unser Verständnis der meridionalen Umwälzbewegung und eines möglichen Übergangs zu einem anderen Strömungsmuster sind neben detaillierteren Messungen des heutigen Zustands dieser Meereströmung auch ein besseres Verständnis von (abrupten) Klimaübergängen der Vergangenheit nötig.

Literatur

- [1] W. S. Broecker, *Oceanography* **4**, 79 (1991)
- [2] A. Ganachaud und C. Wunsch, *Nature* **408**, 453 (2000)
- [3] S. Rahmstorf, *Nature* **419**, 207 (2002)
- [4] J. Marshall und F. Schott, *Rev. Geophys.* **37**, 1 (1999)
- [5] I. Yashayaev und J. W. Loder, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L01606 (2009)
- [6] S. A. Cunningham et al., *Science* **317**, 935 (2007)
- [7] H. L. Bryden, H. R. Longworth und S. A. Cunningham, *Nature* **438**, 655 (2005)
- [8] D. B. Chelton et al., *Geophys. Res. Lett.* **34**, L15606 (2007)
- [9] T. Kuhlbrodt et al., *Rev. Geophys.* **45**, RG2001 (2007)
- [10] A. von der Heydt und H. A. Dijkstra, *Global and Planet Change* **62**, 132 (2008)
- [11] S. E. Huisman, PhD thesis, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands, 2010
- [12] H. A. Dijkstra, *Nonlinear Physical Oceanography*, Springer, Dordrecht, 2. Auflage (2005)
- [13] J. Marotzke und P. Willebrand, *J. Phys. Oceanogr.* **21**, 1372 (1991)
- [14] S. E. Huisman, H. A. Dijkstra, A. von der Heydt und W. P. M. de Ruijter, *Geophys. Res. Letters* **35**, L01610 (2009)

DIE AUTORIN

Anna von der Heydt (FV Dynamik und Statistische Physik) ist seit 2009 Assistenzprofessorin am Institute for Marine and Atmospheric Sciences der Universität Utrecht in den Niederlanden. Sie studierte Physik in Marburg (unterstützt von der Studienstiftung des deutschen Volkes) und promovierte 2003 auf dem Gebiet der Hydrodynamik und Turbulenz an der Universität Twente. Danach wendete sie sich der Ozeanographie zu und arbeitet seitdem theoretisch und numerisch an der Erforschung von Paläoklimaänderungen. 2006 erhielt sie ein VENI-Stipendium der Niederländischen Forschungsorganisation.

