

2.2 Wassermassenänderungen im Arktischen Ozean

URSULA SCHAUER

***Water mass changes in the Arctic Ocean:** The Arctic Ocean plays a role for the world climate because of the sea ice influence on the radiation budget, because of the water mass formation associated with the freezing and because of the redistribution of the large fresh water input. It receives warm inflow from both the Atlantic Ocean and the Pacific Ocean; from the latter it also receives low saline surface water. Furthermore, it receives about 11% of the global river runoff. The distribution of this huge amount of fresh water and its flow across the broad shelves through the central Arctic Ocean and through the passages to the North Atlantic determines static stability in the Arctic and Subarctic Oceans. Besides the sea ice reduction, major changes in the past decades led to considerable warming of intermediate layers and to a significant accumulation of fresh water in the upper layers.*

Die physikalischen Vorgänge im Nordpolarmeer sind für globales Klima und Umwelt durch mehrere Faktoren von Bedeutung: Die Eisdecke beeinflusst durch die hohe Rückstreuung den Strahlungshaushalt, Abkühlung und Eisbildung modifizieren die Wassermassen, die aus dem Atlantik und dem Pazifik einströmen. Dazu kommt die Zufuhr großer Mengen von Süßwasser aus den kontinentalen Abflüssen und aus Einstrom von salzarmem Pazifikwasser, die durch die arktische Zirkulation umverteilt werden. Die Verteilung des Süßwassers bestimmt die statische Stabilität im Arktischen Ozean und, da es in den Atlantik exportiert wird, auch die Stabilität in den Konvektionsgebieten des Nordatlantiks. Die prominentesten Veränderungen im Nordpolarmeer in den vergangenen Jahrzehnten sind neben der Abnahme der Meereisdecke die Erwärmung des Einstroms aus Atlantik und Pazifik und die Akkumulation von Süßwasser in den oberen Schichten, die durch einen entsprechend niedrigen Ausstrom in den Atlantik ausgeglichen ist.

Austausch mit dem subpolaren Atlantik und Pazifik

Während die Antarktis ein vom Ozean umgebener Kontinent ist, liegt der Nordpol in einem Mittelmeer, das fast vollständig von Kontinenten umschlossen ist. Deren weite Schelfgebiete sind größtenteils keine hundert Meter tief, machen aber etwa ein Drittel der Fläche des Nordpolarmeeres aus. Die Tiefseebecken wiederum erreichen über 5.000 m Tiefe und sind durch Rücken gegliedert. Diese topographische Struktur beeinflusst maßgeblich die Hydrographie und die Zirkulation.

Verbindungen zum Weltozean gibt es durch die Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland, die Barentssee und den Kanadischen Archipel, die alle zum Atlantik führen, und durch die Beringstraße als einzige Öffnung zum Pazifik. Nur die Framstraße bildet mit 2.600 m eine Tiefseeverbindung ins Europäische Nordmeer. Allerdings muss das Wasser die 800 m tiefe Schwelle zwischen Grönland und Schottland queren um tatsächlich in den Atlantik zu gelangen. Alle anderen

Zugänge zur Arktis führen über die flachen Schelfmeere und beschränken den Wasseraustausch auf die obersten 50–250 m.

In der Beringstraße führt die Kombination aus Wasserstandsgefälle zwischen Pazifik und Nordpolarmeer und dem lokalen meist aus Norden wehenden Wind im Mittel zu einem Einstrom in die Arktis von ca. 1 Sv ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) (WOODGATE et al. 2005). Wegen der geringen Tiefe, 50 m, fließt nur oberflächennahes Pazifikwasser ein. Dieses Wasser ist verhältnismäßig salzarm und stellt eine bedeutende Süßwasserquelle für das Nordpolarmeer dar. Es ist aber sehr reich an Nährstoffen, die für das außerordentlich üppige Ökosystem der Tschuktschensee verantwortlich sind. Außer zur Bioproduktion lässt sich der hohe Nährstoffgehalt auch als Tracer benutzen, anhand dessen die Ausbreitung von Pazifikwasser durch das Nordpolarmeer bis in die Framstraße und die Baffinsee verfolgt werden kann (FALCK et al. 2005).

Im Atlantik wird warmes und salzreiches Wasser aus subtropischen Breiten weit nach Norden transportiert und gelangt durch die Framstraße und die Barentssee in die Arktis. Das warme Wasser aus dem Atlantik wird auf seinem Weg nach Norden zwar abgekühlt, seine Signatur, ein intermediäres Temperaturmaximum, bleibt aber im gesamten Arktischen Ozean erhalten. Der Stromarm, der durch die flache Barentssee führt, gibt viel Wärme an die Atmosphäre ab. Zusätzlich wird er durch Vermischung mit salzarmem Wasser aus Festlandsabflüssen oder aus geschmolzenem Meereis verändert. In flachen Meeren wie der Barentssee gibt es starke Gezeitenströme, die die Vermischung mit dem kalten und salzarmen Wasser verstärken.

In der Framstraße dagegen fließt das Atlantikwasser im Westspitzbergenstrom auch in größeren Tiefen nach Norden. Hier ist der Durchstrom bedingt durch den großen Querschnitt um das Fünffache höher als in der westlichen Barentssee. Der Ostgrönlandstrom im Westen kompensiert – zusammen mit dem Ausstrom durch den Kanadischen Archipel – die Summe der Einströme durch die Framstraße, die Beringstraße und die Barentssee und ist daher etwas größer als der Einstrom

durch die Framstraße. Der warme Einstrom biegt nördlich von Spitzbergen nach Osten und verliert dann unter der Meereisdecke den direkten Kontakt zur Atmosphäre. So wird das Atlantikwasser im inneren Nordpolarmeer nur sehr wenig durch Abkühlung, haline Konvektion infolge von Eisbildung oder turbulente Vermischung durch Windschub modifiziert. Es zirkuliert als schmaler Randstrom entgegen dem Uhrzeigersinn, geführt durch topographische Strukturen: ein Teil umrundet entlang des Kontinentalhangs die gesamte Arktis (Dauer: einige Jahrzehnte); ein anderer Teil zweigt ab und fließt entlang der Rücken (Gakkelrücken, Lomonossowrücken, Alpha-Mendelejewrücken) in kürzerer Zeit zurück in Richtung Framstraße (RUDELS et al. 1994). Auf seinem Weg entlang des Kontinentalhangs vermischt sich der Randstrom mit Schelfwasserabflüssen und wird dadurch sukzessiv salzärmer und kälter.

Durch den Kanadischen Archipel mit seiner Schwellentiefe von 230 m fließt Wasser aus dem Nordpolarmeer in die Baffinbucht und von dort in den Nordatlantik. Dieses oberflächennahe Wasser ist salzarm, denn es stammt ursprünglich aus dem Pazifik und breitete sich im Kanadischen Becken nach Osten aus. Dort wird sein Salzgehalt durch den Einstrom aus dem Mackenzie noch weiter herabgesetzt. Aber auch geringe Anteile salzreicheren Wassers aus der Barentssee wurden im Kanadischen Archipel nachgewiesen (RUDELS et al. 2004).

Auf der Westseite der Framstraße vor Ostgrönland führt ein breiter Strom Meereis und salzarmes Oberflächenwasser, im Nordpolarmeer modifiziertes Atlantikwasser und salzreiches Tiefenwasser nach Süden. Zusammen mit dem Ausstrom durch den Kanadischen Archipel bildet die Menge des Süßwassers im Ostgrönlandstrom eine wichtige Komponente für die Schichtung

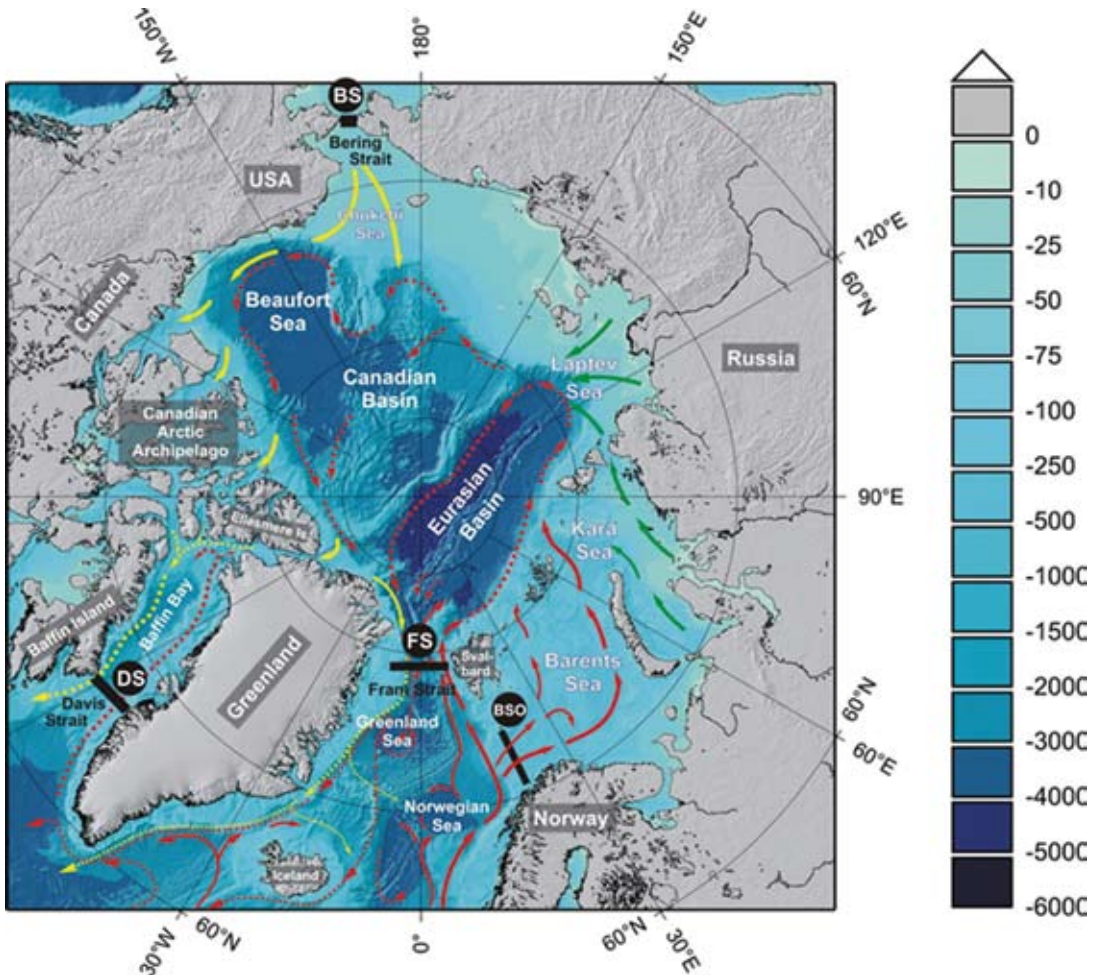


Abb. 2.2-1: Zirkulationsschema im Arktischen Ozean. Rote Pfeile bezeichnen die Strömungen von atlantischem Wasser, gelbe Pfeile die von pazifischem Wasser, grüne Pfeile die von Flusswasser. Schwarze Scheiben zeigen die Positionen von verankerten Strömungsobservatorien (Grafik: Agnieszka Beszczynska-Möller).

in den subpolaren Konvektionsgebieten und damit der thermohalinen Zirkulation des Atlantik.

Starke Schichtung durch Süßwasser

Obwohl die Niederschlagsmengen in der Arktis gering sind, erhält das Nordpolarmeer eine enorme Zufuhr an Süßwasser von den Kontinenten und durch den Einstrom aus dem Pazifik. Alleine die nordeuropäischen, sibirischen und nordamerikanischen Flüsse bringen im Jahr ca. 3.300 km³ in den Arktischen Ozean (PROWSE & FLEGG 2000); das entspricht etwa 11% der weltweiten Festlandsabflüsse. Dieses Süßwasser vermischt sich in den flachen Schelfmeeren mit ozeanischem Wasser und breitet sich dann, angetrieben durch den Windschub an der Oberfläche in die zentrale Arktis aus. Ähnlich wie das Meereis zirkuliert die unmittelbar darunter liegende salzarme Deckschicht im Kanadischen Becken im Uhrzeigersinn, im Eurasischen Becken entgegengesetzt, und die dadurch gebildete »Transpolare Drift« führt Eis und salzärmeres Wasser in Richtung Atlantik. Mit der Quantität »Süßwasser« wird hier das

Wasservolumen (pro Einheitsfläche) bezeichnet, das benötigt wird, um in den oberen Schichten den mittleren Salzgehalt des Arktischen Ozean (etwa 34,9), der durch salzreichen Einstrom aus dem Atlantik gespeist wird, herabzusetzen.

Die etwa 50 m dicke, salzarme Deckschicht führt zu einer hohen statischen Stabilität und bildet dadurch einen Puffer für den Wärmeaustausch zwischen dem Meereis und der Atmosphäre auf der einen und dem tiefer liegenden warmen Wasser aus dem Atlantik auf der anderen Seite. Eine zusätzliche Barriere für die Ozeanwärme ist die so genannte kalte Halokline, die sich in allen tiefen Becken unter der salzarmen durchmischten Deckschicht einschichtet. Ihre Temperatur ist fast homogen nahe am Gefrierpunkt, aber sie ist durch ihren großen Salzgehaltgradienten extrem stabil geschichtet. Ist der Ozean auch noch von Eis bedeckt, so kann weder durch Windschub noch durch Konvektion genügend Turbulenz erzeugt werden um nennenswerte Mengen warmen Wassers aus größerer Tiefe an die Wasseroberfläche zu bringen. Obwohl also unterhalb

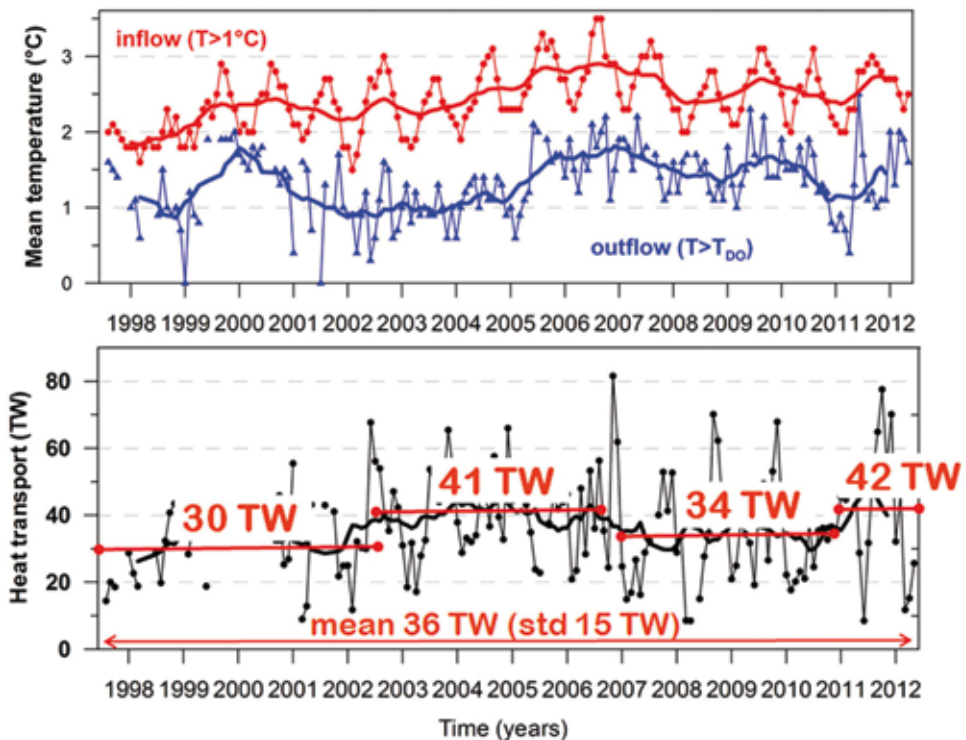


Abb. 2.2-2: Zeitreihe der Temperatur und des Wärmetransports durch die Framstraße in die Arktis (aus SCHAUER & BESZCZYNSKA-MÖLLER (2009) ergänzt). Die rote Temperaturkurve (oben) zeigt die über den nordwärts setzenden Strom gemittelte Temperatur von Wasser, das wärmer ist als 1 °C. Die blaue Kurve zeigt die mittlere Temperatur des abgekühlten südwärts fließenden Wassers. Die Volumentransporte der beiden Ströme sind gleich groß. Die dünne Linie zeigt Monatsmittel, die dicke Linie zeigt das gleitende Jahresmittel. Im unteren Bild sind die daraus resultierenden Wärmetransporte gezeigt. Die roten Zahlen geben Mittelwerte über die durch die Balken angezeigten Perioden.

von 200 m genügend warmes Wasser zur Verfügung steht, das die Eisdecke bedrohen könnte, behindert die stabile Schichtung den Transfer dieses Wärmevorrats an die Oberfläche und damit zum Meereis oder die Atmosphäre.

Ein großer Teil der kalten Halokline wird in den Schelfmeeren rings um die Arktis erzeugt. Dort bilden sich durch ablandige Winde vor dem Festeis der Küste und der zahlreichen Inseln im Winter große eisfreie Wasserflächen, so genannte Polynyen, auf denen ständig viel neues Eis gebildet werden kann. Eiskristalle bauen das Salz des Meerwassers fast nicht mit ein, so dass das Wasser spezifisch schwerer wird, bis zu der Tiefe, die seiner Dichte entspricht, absinkt und sich dann horizontal ins Innere des Nordpolarmeeres ausbreitet.

Der untere Teil der kalten Halokline wird direkt aus dem warmen atlantischen Wasser gebildet, das durch die Framstraße ins Nordpolarmeer fließt (RUDELS et al. 1996). Wenn das warme Wasser nördlich der Framstraße auf die Eiskante trifft, schmilzt es einen Teil des Meereises. Im Herbst wird das Schmelzwasser durch winderzeugte Turbulenz vermischt und wenn sich im

Winter neues Eis bildet, trägt auch hier wieder haline Konvektion dazu bei eine kalte durchmischte Deckschicht auszubilden. Diese Deckschicht wird mit dem atlantischen Randstrom entlang der Schelfkante nach Osten transportiert. Nördlich der Laptevsee wird der Randstrom durch das Süßwasser aus den eurasischen Flüssen überschichtet und von dem Kontakt zur Atmosphäre und zum Meereis abgekoppelt. Diese Überschichtung manifestiert endgültig die Schichtung im Salzgehalt und damit die Halokline.

Konvektion in den Schelfmeeren und am Kontinentalhang

Neben kaltem Haloklinenwasser mit Salzgehalten bis zu 34,5 werden in den Polynyen der Schelfmeere auch erheblich salzreichere und damit dichtere Wassermassen produziert. Diese fließen in flachen und schmalen Fahnen (»Plumes«) am Schelfboden zur Schelfkante, von wo sie aufgrund ihrer höheren Dichte am Kontinentalhang in die tiefen Becken absinken können. Der norwegische Polarforscher Frithjof Nansen folgte schon Anfang des letzten Jahrhunderts aus den Eigen-

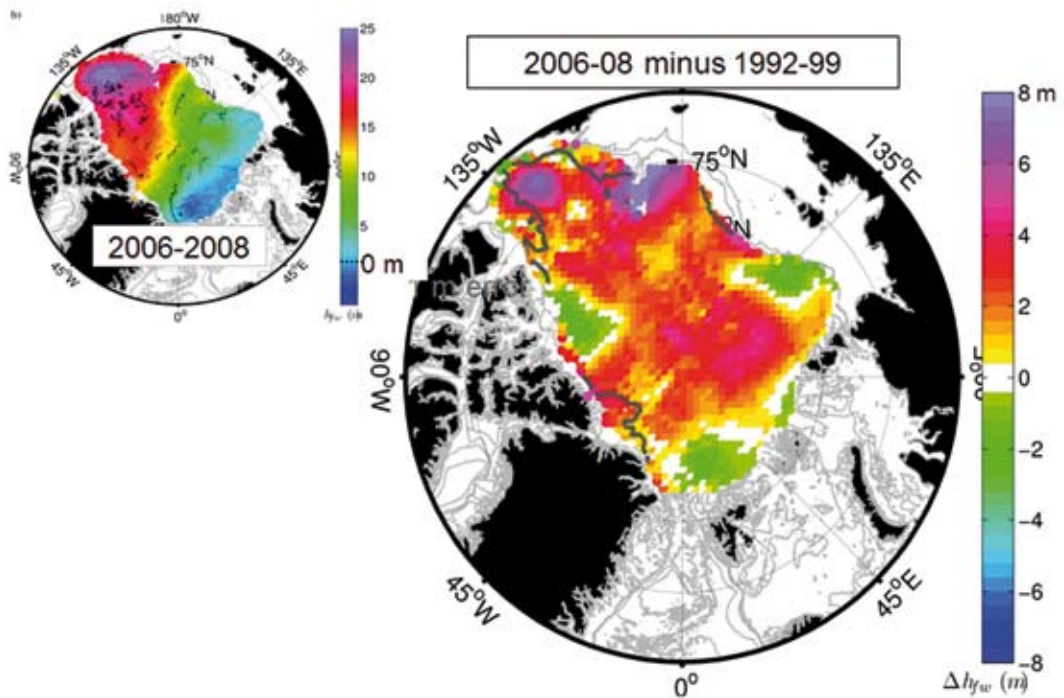


Abb. 2.2-3: Verteilung und Änderung des arktischen Süßwassergehalts in den obersten ca. 300 m (aus RABE et al. 2011). Süßwassergehalt meint hier Höhe der Süßwassersäule, die die entsprechende Wassermenge mit dem Bezugssalzgehalt von 35 ersetzen muss, um zum gemessenen über die Schicht gemittelten Salzgehalt zu gelangen. Die linke kleinere Grafik zeigt die mittlere Verteilung im Zeitraum 2006 bis 2008; die rechte zeigt die Änderung im Vergleich zum Zeitraum 1992 bis 1999.

schaften des bodennahen Wassers der arktischen Tiefsee, dass dieses seinen Ursprung auf dem Schelf haben könnte. Heute zeigen Spuren von anthropogenen Stoffen im Tiefenwasser, dass während des industriellen Zeitalters Wasser von der Oberfläche bis in mehrere tausend Meter Tiefe abgesunken ist.

Die »Plumes« von spezifisch schwerem Schelfwasser sind aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung und ihrer Ausbildung im Winter für systematische Beobachtung nur schwer zugänglich. Sporadisch wurde in flachen Gebieten am Boden sehr salzreiches und damit schweres Wasser gefunden. Das Wasser sammelt sich in lokalen Vertiefungen und Rinnen in 10 bis 100 m dicken Schichten. Untersuchungen in der Barentssee zeigen, dass die dort entstehenden »Plumes« von Jahr zu Jahr sehr variabel sind, da sowohl der Ausgangssalzgehalt als auch die Eisbildungsrate stark schwanken. In der Regel wäre der Salzgehalt – und damit die Dichte – aber hoch genug um die »Plumes« bis zum Tiefseeboden in mehreren tausend Metern absinken zu lassen. Das wird jedoch dadurch eingeschränkt, dass die Bodenreibung in den »Plumes« eine hinreichend hohe Turbulenz erzeugt, so dass sie auf ihrem Weg über den Schelf und den Kontinentalhang große Mengen leichteren Umgebungswassers einmischen. Im Eurasischen Becken ist dies das warme atlantische Wasser. Durch diese Beimischung ist der Eintrag in das Tiefenwasser salzreich und warm; gleichzeitig stellen die leichteren – also salzärmeren – Fraktionen des Schelfwassers eine kalte und salzarme Beimischung für den atlantischen Randstrom dar.

Durch die Erdumdrehung nach rechts abgelenkt, bleibt das Schelfwasser am Kontinentalhang und fließt durch das gesamte Nordpolarmeer, um es durch die Framstraße in Richtung Nordatlantik zu verlassen und letztendlich einen Beitrag zum Tiefenwasser zu liefern, das über die Grönland-Schottland-Schwelle in die meridionale Umwälzbewegung des Nordatlantik einmündet.

Salzärmer und wärmer – Veränderungen im Arktischen Ozean

Nach wie vor macht die Eisdecke ein systematisches Monitoring des Arktischen Ozeans schwieriger als es für andere Ozeane der Fall ist. Dennoch wurden in den vergangenen beiden Jahrzehnten, besonders während des Internationalen Polarjahres 2007/08, auf mehreren international koordinierten Expeditionen mit Forschungseisbrechern und zunehmend mit autonomen Messsystemen die Eigenschaften, die Struktur und Zirkulation von Wassermassen in weiten Bereichen der Arktis gleichzeitig untersucht. Im vergangenen Jahrhundert hatte lediglich die Sowjetunion ein sehr umfangreiches Monitoringprogramm betrieben, dessen Messdaten nach und nach zugänglich wurden und

mittlerweile erlauben, die Ergebnisse der letzten Jahre in eine langjährige Perspektive zu stellen.

Die ersten postsowjetischen Expeditionen Anfang der neunziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts dokumentierten eine deutliche Erwärmung des atlantischen Wassers am eurasischen Kontinentalhang. Expeditionen in den folgenden Jahren bestätigten die Erwärmung, die nach und nach das gesamte Eurasische Becken erfasste und weit in das Kanadische Becken eindrang. Die Erwärmung der atlantischen Schicht ist kaum durch Prozesse innerhalb des Nordpolarmeeres zu erklären, sondern beruht auf der Zufuhr von ozeanischer Wärme aus dem Nordatlantik (s. Kap. 4.7 - JUNGCLAUS). Modellsimulationen zeigten, dass sie sich auf drei Faktoren zurückführen ließ: 1) in den Neunzigern gelangten größere Mengen wärmeren Wassers subtropischen Ursprungs aus dem Nordatlantik in das Europäische Nordmeer, 2) dieses Wasser wurde im Europäischen Nordmeer weniger stark abgekühlt, und 3) wurde das warme Wasser, begünstigt durch den eher entgegen dem Uhrzeigersinn ausgerichteten Wind, weit bis in die amerikanische Arktis getrieben.

Um die Transporte durch die Meerengen und damit Veränderungen des Einstroms von warmem Wasser zu quantifizieren – und zunächst überhaupt die Struktur der Strömung zwischen der Arktis und dem Atlantik bzw. dem Pazifik zu untersuchen, wurden in den letzten Jahrzehnten in den Zugängen Strömungsmessungen mit ganzjährig verankerten Geräten installiert, die auch eine jahreszeitliche Auflösung ermöglichen.

Die nun fünfzehnjährige Zeitreihe in der Framstraße zeigt für die Temperatur der nordwärtigen Strömung zunächst erwartungsgemäß ein starkes jahreszeitliches Signal (*Abb. 2.2-2*), was auf die starke winterliche Abkühlung in der Region hinweist. Überlagert sind deutliche mehrjährige Schwankungen und ein schwacher positiver Trend. Da aber die Schwankungen auf allen genannten Zeitskalen auch bei der Temperatur des südwardigen Transports auftauchen, ist mit wärmerem Einstrom in die Arktis nicht unbedingt ein erhöhter ozeanischer Wärmeeintrag in die Arktis verknüpft. Die tatsächliche Differenz zwischen dem mit der jeweiligen Temperatur gewichteten Einstrom und Ausstrom ergibt im Mittel einen Wärmeeintrag von 36 TW durch die Framstraße (SCHAUER & BESZCZYNSKA-MÖLLER 2009). Da die Gewässer nördlich des Messarrays und nördlich von Spitzbergen häufig auch im Winter eisfrei sind, ist davon auszugehen, dass ein beträchtlicher Anteil dieser Wärmezufuhr unmittelbar dort an die Atmosphäre abgegeben wird. Stromabwärts im Inneren des Nordpolarmeeres ist die Wärmeabgabe aus dem Atlantischen Wasser vermutlich zu vernachlässigen (s.o.).

Vergleicht man die Entwicklung der Temperatur im

atlantischen Einstrom mit der innerhalb der Arktis, so finden sich die Schwankungen dort nur als durchwandernde Anomalien wieder. Eine Fortsetzung der Erwärmung nach dem Anfang der Neunziger ist aus den Beobachtungen nicht zu erkennen.

Eine größere Rolle für die Abnahme des arktischen Meereises könnte der warme Einstrom aus dem Pazifik spielen. Zwar ist der Zustrom aus dem Pazifik geringer als der Zustrom warmen Atlantikwassers, aber da das Pazifikwasser durch seinen geringen Salzgehalt (damit Dichte) und durch seine Ausbreitungsrichtung kaum von noch salzärmerem aus anderen Quellen überlagert wird, kann seine Wärme leicht an die Atmosphäre übergehen. Das Observatorium in der Beringstraße zeigte, dass 2007, als die arktische Meereisdehnung stark zurückging, der pazifische Einstrom die bis dahin höchsten Temperaturen und Geschwindigkeiten aufwies (WOODGATE et al. 2012).

Neben der Abnahme des Meereises ist die Abnahme des Salzgehaltes oder das Anwachsen des Süßwassergehalts die größte Veränderung der letzten Jahrzehnte in der Arktis. Aus den großräumigen Beobachtungen der letzten Jahrzehnte wissen wir, dass der flüssige Süßwassergehalt vom Beginn der 1990er zum Ende der 2000er in den oberen Schichten um 20% angestiegen ist (RABE et al. 2011). Diese Akkumulation ist hauptsächlich auf das besonders stark antizyklonal rotierende Windfeld zurückzuführen und kaum auf den etwas gestiegenen Fluss- oder Pazifikwassereintrag. Geschmolzenes oder nicht gebildetes Meereis könnte einen Beitrag geliefert haben. Der größte Anteil der Zunahme wird aber durch eine Abnahme im Ausstrom in Richtung Atlantik ausgeglichen. Dies steht in Übereinstimmung mit einer gleichzeitigen Zunahme des Salzgehalts im Nordatlantik in der entsprechenden Größenordnung. Diese Übereinstimmung unterstreicht die enge Anbindung des Arktischen Ozeans an den Weltozean.

Literatur

FALCK E., KATTNER G. & G. BUDÉUS (2005): Disappearance of Pacific Water in the northwestern

Fram Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL023400.

PROWSE T. D. & P. O. FLEGG (2000): Arctic river flow: A review of contributing areas, in *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Tallin, Estonia, 27 April-1 May 1998. Kluwer Acad., Norwell, Mass. 269-280.

RABE B., M. KARCHER, U. SCHAUER, J. M. TOOLE, R. A. KRISHFIELD, S. PISAREV, F. KAUKER, R. GERDES & T. KIKUCHI (2011): An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006-2008 period. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58, 173-185.

RUDELS B., JONES E. P., ANDERSON L. G. & G. KATTNER (1994): On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: Johannessen OM, Muench RD, Overland JE (eds) *The role of the polar oceans in shaping the global climate*. American Geophysical Union, Washington, DC. 33-46.

RUDELS B., ANDERSON L. G. & E. P. JONES (1996): Formation and evolution of the surface mixed layer and the halocline of the Arctic Ocean. *J Geophys Res* 101:8807-8821.

RUDELS B., JONES E. P., SCHAUER U. & P. ERIKSSON (2004): Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters. *Polar Res* 23:181-208.

SCHAUER U. & A. BESZCZYNSKA-MÖLLER (2009): Problems with estimation and interpretation of oceanic heat transport – conceptual remarks for the case of Fram Strait in the Arctic Ocean. *Ocean Science*, 5, 487-494.

WOODGATE R. A. & K. AAGAARD (2005): Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02602, doi:10.1029/2004GL021747.

WOODGATE R. A., T. J. WEINGARTNER & R. LINDSAY (2012): Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L24603, doi:10.1029/2012GL054092.

Kontakt:

Prof. Dr. Ursula Schauer

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

Ursula.Schauer@awi.de