

## 4 DAS WELTKLIMA UND DIE POLARREGIONEN

Infolge der Neigung des Erdachse gegenüber der Erdbahnebene (gegenwärtig etwa 23,5°) besitzen die Polargebiete besondere Wetter- und Klimabedingungen, die primär die großen Eisschilde und die vielfältigen anderen Eisarten hervorgerufen und erhalten. Der Wechsel von Polartag und -nacht, die niedrigen Temperaturen, die relativ geringen Niederschläge und die häufigen Stürme machen die Polargebiete zu unwirtschaftlichen Gegenden, deren Erforschung äußerst mühselig und sehr gefährlich war und ist. Heute können die Klimasysteme der Arktis und Antarktis in den Grundzügen als erforscht gelten. Man weiß schon viel über die Klimageschichte, über die Rolle des Ozeans, die Energie- und Massenbilanzen der großen Gletscher, die Wetterprozesse im Laufe der Jahreszeiten und vieles andere mehr. Beobachtete Klimavariationen zeigten die Klimaempfindlichkeit der Zonen des »ewigen Eises« klar. Heute ist die Frage brennend, welchen gravierenden Änderungen die Polarregionen unterliegen werden, wenn der globale Klimawandel weiter voranschreitet. Die Klimamodelle sagen eine starke Erwärmung von Arktis und Antarktis voraus, wobei die südliche Kryosphäre voraussichtlich viel länger stabil bleibt als die nördliche. Wird sich das Klima Europas sogar abkühlen, wenn im Nordatlantik die Vertikalkonvektion infolge Eisschmelze geringer wird? Welche Rückwirkungen hat ein ganz oder partiell eisfreies Nordpolarmeer auf das Weltklima? Das sind Fragen, mit der sich die Wissenschaftler heute intensiv befassen. Auf das Thema »Neue Seewege« geht Kap. 4.7 im Band Warnsignal Klima: Die Meere ein.

### 4.1 Wechselwirkungen zwischen arktischem Meereis und der atmosphärischen Zirkulation

KLAUS DETHLOFF, DÖRTHE HANDORF, ANNETTE RINKE, WOLFGANG DORN & RALF JAISER

*Interaction between Arctic sea ice and atmospheric circulation: Arctic sea ice cover changes on interannual to decadal time-scales both impact and respond to the variability of large-scale atmospheric teleconnection patterns, in particular to the variability of the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation. It is known that a prolonged positive phase of the Arctic Oscillation in winter like that occurring during the 1990s, can contribute to the thinning of Arctic sea ice. On the other hand, the pronounced recent decline in Arctic sea ice cover in late summer is associated with circulation patterns in the following winter season, which resemble the negative phase of the Arctic/North Atlantic Oscillation. This may lead to colder and dryer winter conditions over North- and middle Europe. Model results obtained with regional and global climate models reproduce some of the observed atmospheric responses to low and high sea ice concentration, although the simulated changes of the atmospheric circulation patterns strongly depend on the pattern of sea-ice distribution.*

**A** rktis und Antarktis stellen die Wärmesenken für die Atmosphäre dar und beeinflussen die globale Zirkulation durch den meridionalen Energiegradienten zwischen den Polen und den Tropen. Sie spielen für das globale Klimasystem und die Zirkulation der Atmosphäre eine ähnlich wichtige Rolle wie die Wärmequellen in den Tropen.

Der arktische Ozean wird zu großen Teilen durch Landmassen eingeschlossen und ist durch jahreszeitlich variierendes Meereis von bis zu 5 m Dicke bedeckt. Die arktischen Landflächen sind von Oktober bis Mai mit Schnee bedeckt. Große Landteile der Arktis entsprechen polaren Wüsten mit weniger als 5% Vegetation und sind quasi dauerhaft gefroren. Dieser Permafrost taut nur jahreszeitlich bedingt in einer dünnen, aktiv genannten Schicht auf.

Direkte atmosphärische Messungen aus den Polarregionen sind nur spärlich vorhanden, da lediglich einige wenige Beobachtungsstationen existieren, die mit langjährigen Messreihen dienen können. Deshalb stellen neben Satellitendaten verschiedene Reanalysen,

z.B. des ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*) und des NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) einen brauchbaren Datensatz für die Polarregionen dar, der durch die Assimilation von existierenden Beobachtungsdaten einschließlich einer großen Anzahl von Satellitendaten in ein Wettervorhersagemodell erzeugt wurde.

#### **Luftdruck- und Temperaturverteilung der Arktis**

Die arktische Winterzirkulation wird in der mittleren Troposphäre durch einen polaren Wirbel bestimmt, dessen Druckminimum über dem kanadischen Archipel liegt und der sich bis nach Sibirien erstreckt. Diese Druckverteilung wird durch die Orographie, die Land-Meerverteilung und die negative Strahlungsbilanz während der Polarnacht bestimmt. Der Polarwirbel schwächt sich im Sommer ab und wird symmetrischer. Der mittleren, überwiegend zonalen Zirkulation sind im Winter stark ausgeprägte großskalige planetare Wellenmuster überlagert, die im Sommer wesentlich schwächer ausgeprägt sind.

Abb. 4.1-1 zeigt den mittleren Bodenluftdruck für die Jahre 1979-2012 auf der Basis der neuesten ECMWF-Reanalysedaten (ERA-Interim, <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim>, DEE & UPPALA 2009) für die Wintermonate Dezember-Februar (links) und die Sommermonate Juni-August (rechts). Im Winter dominieren im Bodenluftdruck das Islandtief an der Südküste Grönlands, das Aleutientief im nordpazifischen Raum und das Sibirienhoch über Zentralasien. Das Islandtief und das Aleutientief werden durch den thermischen Einfluss des relativ warmen Ozeans und die Entwicklung

regionaler Zyklonen bestimmt. Das sibirische Hoch wird im Wesentlichen durch langwellige Strahlungsabkühlung getrieben. Die Druckverteilung des Sommers zeigt den höchsten Luftdruck über dem nördlichen Nordatlantik, der Barents- und der Beaufortsee. Niedriger Luftdruck herrscht über Sibirien und im Islandtief, das im Vergleich zum Winter deutlich abgeschwächt ist.

Die mittlere Temperaturverteilung im Winter zeigt die niedrigsten Temperaturen unter  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  über Gebieten Sibiriens, Randgebieten des eisbedeckten Arktischen Ozeans, dem nördlichen Teil Kanadas und Grönlands.

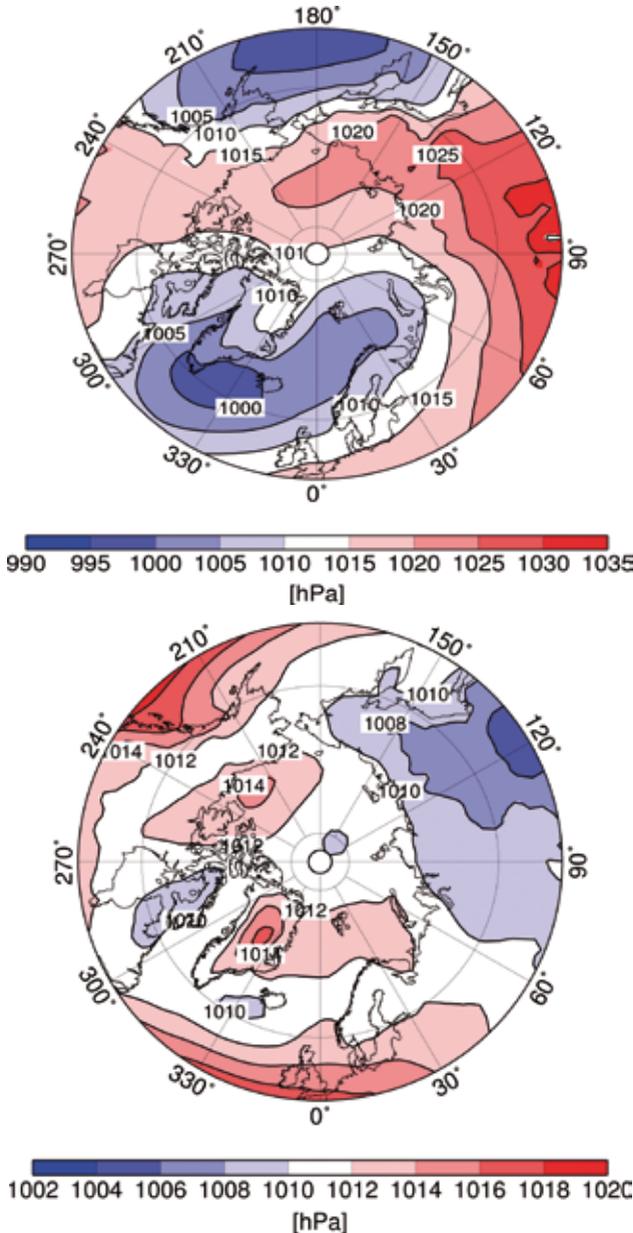


Abb. 4.1-1: Wintermittel (oben) und Sommermittel (unten) des auf Meereshöhe umgerechneten Luftdrucks (hPa) in der Arktis für 1979–2012 aus ERA-Interim-Daten.

Die höheren Temperaturen über dem atlantischen Sektor sind mit ozeanischem Wärmetransport und starker Wolkenbildung und horizontalem Wärmetransport durch die nordatlantischen Zyklonen verknüpft, welche die Bildung von Meereis verhindern. Die tiefsten Temperaturen über Sibirien treten im Kältehoch auf, während ozeanische Wärme flüsse durch das relativ dünne arktische Eis die Temperaturen über dem zentralen arktischen Ozean relativ hoch halten. Im Sommer weist die Temperaturverteilung eine mehr zonale Struktur auf, mit hohen Temperaturen deutlich über 0 °C über den Kontinenten, während das schmelzende Meereis die Temperaturen über dem arktischen Ozean bei 0 °C hält.

Die winterlichen Oberflächentemperaturen der Arktis werden durch die langwellige Abstrahlung bestimmt, da während der Polarnacht keine solare Einstrahlung vorhanden ist. Die Oberflächentemperaturen nehmen vom nördlichen Atlantischen Ozean zum zentralen Arktischen Ozean stark ab. Das winterliche Strahlungsdefizit verursacht starke vertikale Temperaturinversionen, die in den untersten 1.000 m der Atmosphäre Temperaturunterschiede sogar im Mittel von bis zu 12 K erreichen können (KAHL 1990, SERREZE et al. 1992). Die Inversionen über Land sind stärker als über Meereis und können zu einer Entkopplung der Prozesse zwischen freier Atmosphäre und Erdoberfläche führen.

### Wettersysteme der Arktis

Die winterliche Aktivität der Wettersysteme (Zyklonenaktivität) ist am stärksten über der atlantischen Seite der Arktis und bildet einen wichtigen Teil der nordatlantischen Zyklonenzugbahn. Bevorzugte Zyklonenzugbahnen findet man im Winter über der Südspitze Grönlands im Zusammenhang mit dem Islandtief und in der Barents- und Karasee. In dieser Region entwickeln sich Zyklonen durch den großen Temperaturunterschied zwischen dem warmen, nordwärts fließenden Nordatlantikstrom und dem kalten, südwärts fließenden Ostgrönlandstrom in der Nähe der Eiskanten. Diese Tiefdruckgebiete transportieren an ihrer Westflanke warme Luft und Drehimpuls polwärts und an der Ostflanke kalte Luft und Drehimpuls südwärts und bewegen sich von West nach Ost. Der nordatlantische »Stormtrack« ist im Sommer schwächer als im Winter, aber die Zyklonenaktivität wächst über den Landgebieten an. Sommerzyklonen treten häufig über Ostasien und Alaska auf, ein weiteres sommerliches Zyklonenmaximum ist über dem zentralen Arktischen Ozean zu finden (SERREZE 1995).

In der Arktis treten neben den oben beschriebenen Wettersystemen auch mesoskalige Zyklonen mit horizontalen Skalen kleiner als 1.000 km und Zeitskalen um einen Tag auf (EMANUEL & ROTUNNO 1989), die nur

sehr schwer analysiert und vorhergesagt werden können. Diese mesoskaligen Tiefdruckgebiete haben einen deutlichen Einfluss auf die arktischen Infrastrukturen. Sie treten bevorzugt im Winter auf und bilden sich an den arktischen Meereiskanten. Sie können sich sehr schnell verstärken und in den Windgeschwindigkeiten Hurrikanstärke erreichen.

Die räumlichen Muster der Zyklonenaktivität bestimmen weitgehend die Muster der Niederschlagsverteilung (P). Diese ist infolge der geringen Zahl von Messstationen nur sehr schwer zu erfassen. Die höchsten jährlichen Niederschlagsmengen mit bis zu 2.400 mm treten an den Süd-Ostküsten Grönlands auf und nehmen in Nord-Ost-Richtung bis auf 400 mm in der Karasee ab. Die Bestimmung der Verdunstung (E) ist gleichfalls schwierig und basiert häufig auf indirekten Methoden. Danach beträgt (P-E) ca. 150-300 mm über Land, 200 mm über dem zentralen arktischen Ozean und bis zu 1.000 mm in der Region des Islandtiefs. Sehr geringe (P-E)-Werte werden auch über Zentralgrönland erreicht (CULLATHER et al. 2000).

### Klimaänderungen und Klimavariabilität in der Arktis

Die oben beschriebenen Muster der arktischen Luftdruck- und Temperaturverteilung unterliegen starken Schwankungen auf interannualen bis zu dekadischen Zeitskalen. Ein Großteil dieser Variabilität ist mit den großskaligen atmosphärischen Telekonnektionsmustern (auch Fernverbindungsmuster genannt) verbunden. Dabei hat die Arktische Schwingung (oft auch Arktische Oszillation oder AO, THOMPSON & WALLACE 1998) den größten Einfluss auf die arktische Luftdruck- und Temperaturverteilung. Diese Schwingung stellt in allen Jahreszeiten das vorherrschende Variabilitätsmuster der Nordhalbkugel dar und beschreibt die Stärke des Luftdruckgegensatzes zwischen den arktischen und den mittleren Breiten auf der Nordhemisphäre. Über dem nordatlantisch-europäischen Raum ist diese Schwingung mit der Nordatlantischen Schwingung (NAO, HURRELL 1996) verbunden, die großräumige Luftdruckschwankungen zwischen dem Islandtief und dem subtropischen Azorenhoch repräsentiert. Der Einfluss der dominierenden Variabilitätsmuster erstreckt sich dabei bis in die Stratosphäre. Während der positiven Phase der AO, wie z.B. in den 1990er Jahren, tritt niedrigerer Luftdruck in der gesamten Arktis und höherer Luftdruck in mittleren Breiten auf. Dies geht mit positiven Temperaturanomalien über der westlichen Eurasischen Arktis und einer Ausdehnung der nordatlantischen Zyklonenzugbahn nordwärts in den Arktischen Ozean einher. Gleichzeitig ist der stratosphärische Polarwirbel stabiler und kälter. Die Stärke

des Polarwirbels beeinflusst die Ausbreitung planetarer Wellen von der Troposphäre in die Stratosphäre und ebenso die Übertragung extremer Klimaaomalien von der Stratosphäre hinab in die Troposphäre. Die negative Phase der AO ist durch höheren Luftdruck über der Arktis und niedrigeren Luftdruck in mittleren Breiten gekennzeichnet. Der Polarwirbel ist abgeschwächt. In diesen Phasen kann kalte Polarluft häufiger nach Süden vordringen und zu kalten Wintern in Europa und Nordamerika führen.

Die Zeitreihe der mittleren arktischen bodennahen Lufttemperatur von 1880 bis heute für die Region polwärts von 59 °N (s. BEKRYAEV et al. 2010) zeigt ausgeprägte multidekadische Variabilität mit einer Erwärmungsperiode von ca. 1925-1945 und einer Erwärmungsperiode ab ca. 1960. Für letztere beträgt der Erwärmungstrend 0,36 K/Dekade. Betrachtet man die kürzeren Zeiträume 1979-2008 bzw. 1999-2008 verstärkt sich der Trend auf 0,64 K/Dekade bzw. 1,35 K/Dekade (BEKRYAEV et al. 2010). Diese verstärkte arktische Erwärmung seit den späten 1990er Jahren zeigt sich zudem relativ gleichförmig in allen Jahreszeiten (BEKRYAEV et al. 2010, STROEVE et al. 2011a, CHUNG et al. 2013), während in den Dekaden davor der Erwärmungstrend im Winter deutlich größer als in den anderen Jahreszeiten war (CHUNG et al. 2013); vor 1998 trat in den Sommern sogar ein leichte Abkühlung auf (SERREZE et al. 2000).

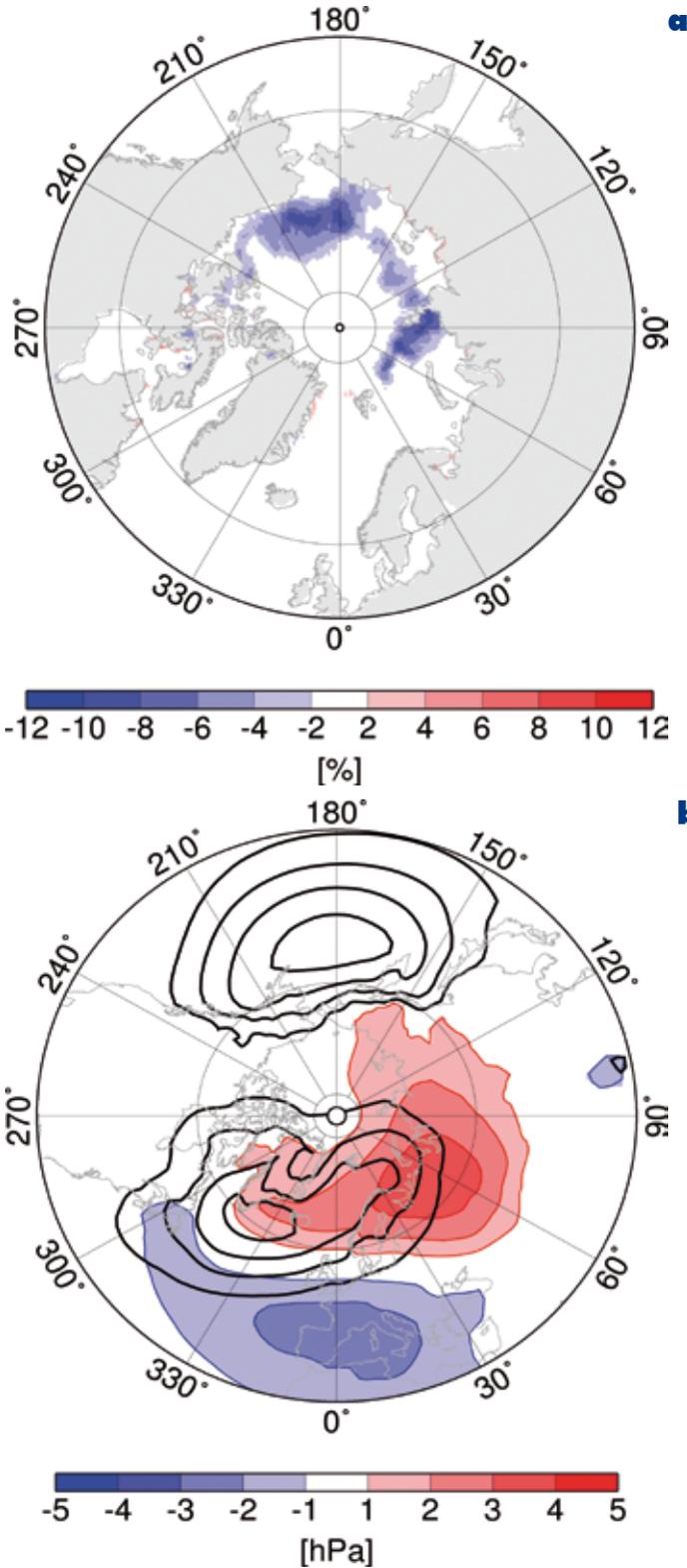
Die beobachtete Erwärmung im Winter von ca. 1960 bis zum Ende des 20. Jahrhunderts geht einher mit der globalen Erwärmung, die sich in einer Erhöhung der globalen Mitteltemperatur um ca. 0,35 K (IPCC AR5) manifestiert. Ein großer Teil der arktischen Erwärmung bis zum Ende des 20. Jahrhunderts lässt sich jedoch mit den Änderungen der arktischen Oszillation und anderer Telekonnektionsmuster verstehen. Vor allem in den 1990er Jahren trat die positive Phase der AO mit positiven Temperaturanomaliën über der europäischen Arktis und einer Ausdehnung der nordatlantischen Zyklonenzugbahn nordwärts in den Arktischen Ozean gehäuft auf. Auch die vorherrschenden Phasen der Telekonnektionsmuster, welche die Zirkulation über dem nordpazifisch-amerikanischen Raum bestimmen, wie z.B. das Pazifik-Nordamerika-Muster (WALLACE & GUTZLER 1981), trugen in diesem Zeitraum zur Erwärmung der Arktis bei (siehe z.B. OVERLAND et al. 2008).

Die verstärkte Erwärmung im letzten Jahrzehnt ist verbunden mit dem Anstieg der Konzentration der Treibhausgase, dem Anstieg der Konzentration von Ruß-Aerosolen (SHINDELL & FALUVEGI, 2009), einem Anstieg der Wolkenbedeckung im Frühling mit verstärkter abwärtsgerichteter langwelliger Strahlung (FRANCIS & HUNTER 2006) und mit einem drastischen Rückgang der arktischen Meereisbedeckung im Som-

mer (zuletzt gab es im September 2012 einen Negativrekord der Eisbedeckung). Auch die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster haben sich grundlegend umgestellt (OVERLAND et al. 2008, ZHANG et al. 2008, CHEN et al. 2013). Während die oben beschriebenen dominanten Zirkulationsregime für die letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts durch stark zonale Strömungskomponenten gekennzeichnet sind, treten danach gehäuft Zirkulationsmuster mit starken meridionalen Strömungskomponenten, wie z.B. das arktische Dipolmuster oder die Barentssee-Schwingung, auf.

Neben den beschriebenen atmosphärischen Prozessen, welche die Meereisausdehnung und das Meereisvolumen beeinflussen, wirken ozeanische und Meereis-Änderungen auf die Atmosphäre zurück. Die im Sommer und Herbst im Ozean gespeicherte Wärme, die deutlich größer bei verringerter Meereisbedeckung ist, wird in den folgenden Monaten an die Atmosphäre abgegeben, was zu entsprechend höheren Temperaturen nahe der Oberfläche führt. Die bodennahe Erwärmung beeinflusst die Stabilität der Atmosphäre (JAISER et al. 2012) und begünstigt die Entstehung und Ausbreitung von Tiefdruckgebieten. Entsprechendes häufigeres Auftreten von solchen Wettersystemen, verbunden mit erhöhter Intensität der Wetterprozesse und entsprechenden Änderungen der Niederschlagsmuster, wird durch Studien bestätigt (STROEVE et al. 2011b). Darüber hinaus lassen sich mit statistischen Methoden Zusammenhänge zwischen dem stärker zurückgehenden Eis im Sommer und der Veränderung der typischen Luftdruck- und Zirkulationsmuster der Nordhemisphäre im Winter feststellen (JAISER et al. 2012). Diese Veränderungen sind dem Strömungsmuster der arktischen Oszillation in der negativen Phase sehr ähnlich. Das heißt, in Jahren mit geringer Meereisbedeckung im Sommer tritt im darauffolgenden Winter ein im Mittel schwächer ausgeprägter Luftdruckunterschied zwischen mittleren und polaren Breiten auf (Abb. 4.1-2). Dadurch wird weniger warme Luft vom Atlantik auf die Kontinente getragen. In Abhängigkeit der konkreten Wetterlage steigt somit die Wahrscheinlichkeit für den Einbruch kalter Luftmassen aus Norden und Osten bis nach Mitteleuropa. Dieser Zusammenhang beschreibt das Klima-Paradoxon der sich erwärmenden Arktis und dem statistisch häufigerem Auftreten kalter Winter in Europa.

Weitere Studien zeigen darüber hinaus eine Fortsetzung der Auswirkungen der verringerten sommerlichen Eisbedeckung bis in die Stratosphäre (JAISER et al. 2013). Diese zeigen, dass der Polarwirbel in Jahren mit geringerer Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer schwächer ausgeprägt ist. Auch entsprechend höhere Temperaturen werden in der polaren Stratosphäre festgestellt. Dabei besteht ein Zusammenhang mit großska-



a

b

**Abb. 4.1-2:** Mit Hilfe einer statistischen Methode (Maximum Covariance Analysis) berechnetes gekoppeltes Muster zwischen abnehmendem Meereis, dargestellt als blaue Fläche in (a), und negativen Abweichungen des Bodenluftdrucks in den mittleren Breiten, dargestellt als blaue Fläche in (b), und positiven Druckabweichungen in polaren Breiten, dargestellt als rote Flächen in (b). Die schwarze Kontur in (b) zeigt die über den Gesamtzeitraum gemittelte Lage des Aleutentiefs und Islandtiefs. Die Analysen basieren auf Bodenluftdruckdaten aus dem ERA-Interim-Datensatz und den Meereiskonzentrationsdaten aus dem HadISST1-Datensatz (Met Office Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset, RAYNER et al. 2003) von 1979–2012.

ligen planetaren Wellen, welche sich im Winter vertikal zwischen der Troposphäre und Stratosphäre ausbreiten. Diese werden durch die veränderten Bedingungen infolge der veränderten Meereisbedeckung derart modifiziert, dass sie den Polarwirbel stören.

### **Vorhersagbarkeit arktischer Klimaänderungen - Ein Ausblick**

Die Zunahme der globalen Oberflächentemperatur in den letzten Jahrzehnten ist sowohl durch anthropogene Faktoren wie auch die Veränderung natürlicher Zirkulationsmuster der Atmosphäre und des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean getrieben. Deren Änderungen sind wahrscheinlich auch für die gegenwärtige Pause in der globalen Erwärmung verantwortlich.

Das komplexe nichtlineare Zusammenspiel von externen Antriebsfaktoren (z.B. Treibhausgase, Solaraktivität, Vulkanausbrüche) mit Änderungen und Verschiebungen in den führenden atmosphärischen Zirkulationsmustern ist bisher kaum verstanden. Globale Zirkulationsmodelle zeigen beispielsweise bei Erhöhung der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentrationen häufig positive Phasen der arktischen und nordatlantischen Schwingung und wärmere Winter in Europa, wobei der Anstieg des Indexes der arktischen Schwingung in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts statistisch signifikant wird (z.B. MILLER et al. 2006). Die beobachtete Entwicklung der Indizes von arktischer und nordatlantischer Schwingung mit häufigerem Auftreten von neutralen und negativen Werten und einer höheren Wahrscheinlichkeit für kalte Winter in Europa in den letzten Jahren (JAISER et al. 2012, LIU et al. 2012) stimmt mit diesen Modellprojektionen nicht überein und lässt vermuten, dass die interne Variabilität auf interannuellen bis dekadischen Zeitskalen in den Modellen bislang unterschätzt wird.

Die polaren Regionen reagieren infolge der Eis-Albedo-Rückkopplung besonders sensitiv auf Änderungen in externen oder internen Antriebsmechanismen des Klimasystems und können positive oder negative Temperaturanomalien verstärken, weshalb man diese Prozesse unter dem Begriff »Polare Verstärkung« zusammenfasst. Die mit der globalen Erwärmung einhergehende arktische Meereisabnahme im Sommer verursacht dabei ein Klima-Paradoxon, weil sie negative Phasen der arktischen Schwingung mit stärker meridional ausgeprägten atmosphärischen Strömungsmustern vom Erdboden bis in die Stratosphäre im Winter anfachen kann. Dadurch treten stabile Hochdruckgebiete und Blockierungslagen über Nordeuropa-Russland und Asien häufiger auf. Im nichtlinearen gekoppelten Klimasystem wirken neben arktischen Prozessen auch Prozesse in den Tropen auf die natürlichen Zirkula-

tionsmuster ein, wodurch statistisch robuste Zusammenhänge zwischen physikalischen Prozessen extrem schwer zu bestimmen sind (HOPSCHE et al. 2012).

Regionale und globale Klimamodellsimulationen können einige der beobachteten atmosphärischen Reaktionen auf niedrige und hohe Meereiskonzentrationen wiedergeben, wobei die simulierten Änderungen in den atmosphärischen Zirkulationsmustern vom vorgeschriebenen oder simulierten räumlichen Muster der Eisverteilung abhängen (z.B. HONDA et al. 2009, LIU et al. 2012, SCREEN et al. 2013, RINKE et al. 2013).

Die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster sind ein Schlüssel für das Verständnis von Klimaänderungen auf der Zeitskala von Jahren bis zu Jahrzehnten. Ihre nichtlineare Dynamik wird sowohl durch viele Prozesse, die im Klimasystem ablaufen, als auch durch externe Kontrollmechanismen, wie z.B. steigende Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen beeinflusst. Wie in diesem Beitrag dargelegt, spielt die Arktis dabei eine wichtige Rolle. Zum einen beeinflussen Zirkulationsmuster wie die arktische Schwingung oder das arktische Dipolmuster das arktische Wetter und Klima, zum anderen wirken arktische Prozesse auf die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster zurück. Dieser Rückkopplungsprozess vermittelt sich dadurch, dass die arktische Erwärmung und die damit verbundene Meereisabnahme den meridionalen Temperaturgradienten zwischen den wärmeren subtropischen und kälteren subarktischen Regionen verändert. Damit wird die Entstehung von instabilen Wettersystemen in mittleren Breiten geändert, was auf die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster zurückwirkt. Neben den arktischen Einflüssen sind z.B. Änderungen in den tropischen Ozeanen oder Ozonänderungen in der Stratosphäre von Bedeutung. Aufgrund der Nichtlinearität des Systems Atmosphäre manifestieren sich diese Einflüsse nur in statistischer Weise durch Änderungen in mehreren atmosphärischen Zirkulationsmustern mit sehr unterschiedlichen regionalen Änderungen und nicht durch mechanistische Kausalketten.

Regionale Verschiebungen dieser Muster in West-Ost oder Nord-Südrichtung oder ihre Verstärkung oder Abschwächung verursachen Klima-anomalien auf der Zeitskala von Jahreszeiten bis zu Jahrzehnten in verschiedenen geographischen Regionen, die häufig nicht mit dem globalen Temperaturtrend gekoppelt sind. Die Ursachen für die abrupten Wechsel zwischen positiven und negativen Phasen der Arktischen Schwingung, die mit stärkeren atmosphärischen Zonal- oder stärkeren Meridionalströmungen einhergehen, und ihre Vorhersagemöglichkeiten sind bisher unverstanden und Gegenstand intensiver Forschung im BMBF Programm »Mittelfristige Klimaprognose«.

Betrachtet man die Schlüsselrolle der atmosphärischen Zirkulationsmuster für das Verständnis von vergangenen, gegenwärtigen und zukünftigen Klimaänderungen, stellt sich die Frage, wie gut die weltweit besten komplexen Klima- und Erdsystemmodelle in der Lage sind, die atmosphärischen Zirkulationsmuster zu reproduzieren. Die meisten Klimamodelle, deren Berechnungen in die letzten beiden Sachstandsberichte des IPCC (Vierter Sachstandsbericht, SOLOMON et al. 2007; Fünfter Sachstandsbericht, Online-Veröffentlichung in uneditierter Form unter <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>) eingingen, reproduzieren die geographische Lage dieser globalen Zirkulationsmuster in realistischer Weise, geben aber ihre zeitliche Charakteristik nur ungenügend wieder (HANDORF & DETHLOFF 2012). Die Klimamodelle müssen daher weiterentwickelt werden, damit sich ihre Vorhersagegüte auf der Zeitskala von Jahreszeiten bis zu Jahrzehnten deutlich verbessert. Bis dahin sind Vorhersagen von Klima-anomalien auf diesen Zeitskalen mit großen Unsicherheiten behaftet und müssen mit großer Vorsicht interpretiert werden.

**Anmerkung:** Dieser Beitrag setzt einige Kenntnisse über das komplexe Klimasystem, insbesondere die Atmosphäre, voraus. Einen sehr guten Überblick zu den physikalischen Grundlagen der Physik der Atmosphäre gibt das Lehrbuch von ROEDEL (1992).

## Literatur

- BEKRYAEV, R. V., I. V. POLYAKOV & V. A. ALEXEEV (2010): Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. *J. Climate*, 23, 3888–3906. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
- CHEN, H. W., Q. ZHANG, H. KÖRNICH & D. CHEN (2013): A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2856–2861, doi:10.1002/grl.50551.
- CHUNG C.E., H. CHA, T. VIHMA & P. RÄISÄNEN (2013): Evaluation of the warming structure in the Arctic. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 21927–21959, doi:10.5194/acpd-13-21927-2013.
- CULLATHER, R. I., D. H. BROMWICH & M. C. SERREZE (2000): The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic basin from reanalyses. *J. Climate*, 13, 923–937.
- DEE, D. P. & S. UPPALA (2009): Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. *Q.J.R.Meteorol. Soc.*, 135, 1830–1841, doi:10.1002/qj.493.
- EMANUEL, K. A. & R. ROTUNNO (1989): Polar lows as Arctic hurricanes. *Tellus*, 41A, 1–17.
- FRANCIS J. A. & E. HUNTER (2006): New insight into the disappearing Arctic sea ice. *Eos Trans AGU*, 87, 509–511.
- HANDORF, D. & K. DETHLOFF (2012): How well do state-of-the-art atmosphere-ocean general circulation models reproduce atmospheric teleconnection patterns? *Tellus A*, 64, 19777, doi:10.3402/tellusa.v64i0.19777.
- HOPSCH, S., J. COHEN & K. DETHLOFF (2012): Analysis of a link between fall Arctic sea ice concentration and atmospheric patterns in the following winter. *Tellus A*, 64, 18624, doi:10.3402/tellusa.v64i0.18624.
- HONDA, M., J. INOUE & S. YAMANE (2009): Influence of low-Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- HURRELL, J. W. (1996): Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665–668.
- JAISER, R., K. DETHLOFF, D. HANDORF, A. RINKE & J. COHEN (2012): Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A*, 64, 11595, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595.
- JAISER, R., K. DETHLOFF & D. HANDORF (2013): Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. *Tellus A*, 65, 19375, doi:10.3402/tellusa.v65i0.19375.
- KAHL, J. D. (1990): Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coastline. *Int. J. Climatology*, 10, 537–548.
- LIU, J., J. A. CURRY, H. WANG, M. SONG & R. M. HORTON (2012): Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 109, 4074–4079, doi:10.1073/pnas.1114910109.
- MILLER R.L., G. A. SCHMIDT & D.T. SHINDELL (2006): Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JD006323.
- OVERLAND, J. E., M. WANG & S. SALO (2008): The recent Arctic warm period. *Tellus*, 60A, 589–597, doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00327.x.
- RAYNER, N. A., D. E. PARKER, E. B. HORTON, C. K. FOLLAND, L. V. ALEXANDER & CO-AUTHORS (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407. DOI:10.1029/2002JD002670.
- RINKE, A., K. DETHLOFF, W. DORN, D. HANDORF & J. C. MOORE (2013): Simulated arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. *J. Geophys. Res.*, 118, 7698–7714. doi:10.1002/jgrd.50584.
- ROEDEL, W. (1992): *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 457 S.
- SCREEN, J. A., I. SIMMONDS, C. DESER & R. TOMAS (2013): The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *J. Clim.*, 26, 1230–1248, doi:10.1175/JCLI-D-12-00063.1.
- SERREZE, M. C. (1995): Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmosphere-Ocean*, 33, 1–23.
- SERREZE, M. C., J. D. KAHL & R. C. SCHNELLE (1992): Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with soviet drifting station data. *J. Climate*, 5, 615–629.
- SERREZE, M. C., J. E. WALSH, F. S. CHAPIN III, T. OSTERKAMP, M. DYURGEROV, V. ROMANOVSKY, M. C. OECHEL, J. MORISON, T. ZHANG & R. G. BARRY (2000): Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Clim. Change*, 46, 159–207.
- SHINDELL D. & G. FALUVEGI (2009): Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nature Geosci.*, 2, 294–300, doi:10.1038/NGE0473.
- SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR & H. L. MILLER (eds.) (2007): *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- STROEVE J. C., M. C. SERREZE, M. M. HOLLAND, J. E. KAY & J. MASLANIK (2011a): The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Clim. Change*, 110, 1005–1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- STROEVE, J. C., M. C. SERREZE, A. BARRETT & D. N. KINDIG (2011b): Attribution of recent changes in autumn cyclone associated precipitation in the Arctic. *Tellus A*, 63, 653–663, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00515.x.
- THOMPSON, D. W. J. & J. M. WALLACE (1998): The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300.
- WALLACE, J. M. & D. S. GUTZLER (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784–812.
- ZHANG, X., A. SORTEBERG, J. ZHANG, R. GERDES & J. COMISO (2008): Recent radical shifts in atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22701, doi:10.1029/2008GL035607.

### Kontakt:

Prof. Dr. Klaus Dethloff

Dr. Dörthe Handorf

Dr. Annette Rinke

Dr. Wolfgang Dorn und

Dr. Ralf Jaiser

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für

Polar- und Meeresforschung, Potsdam

[klaus.dethloff@awi.de](mailto:klaus.dethloff@awi.de)