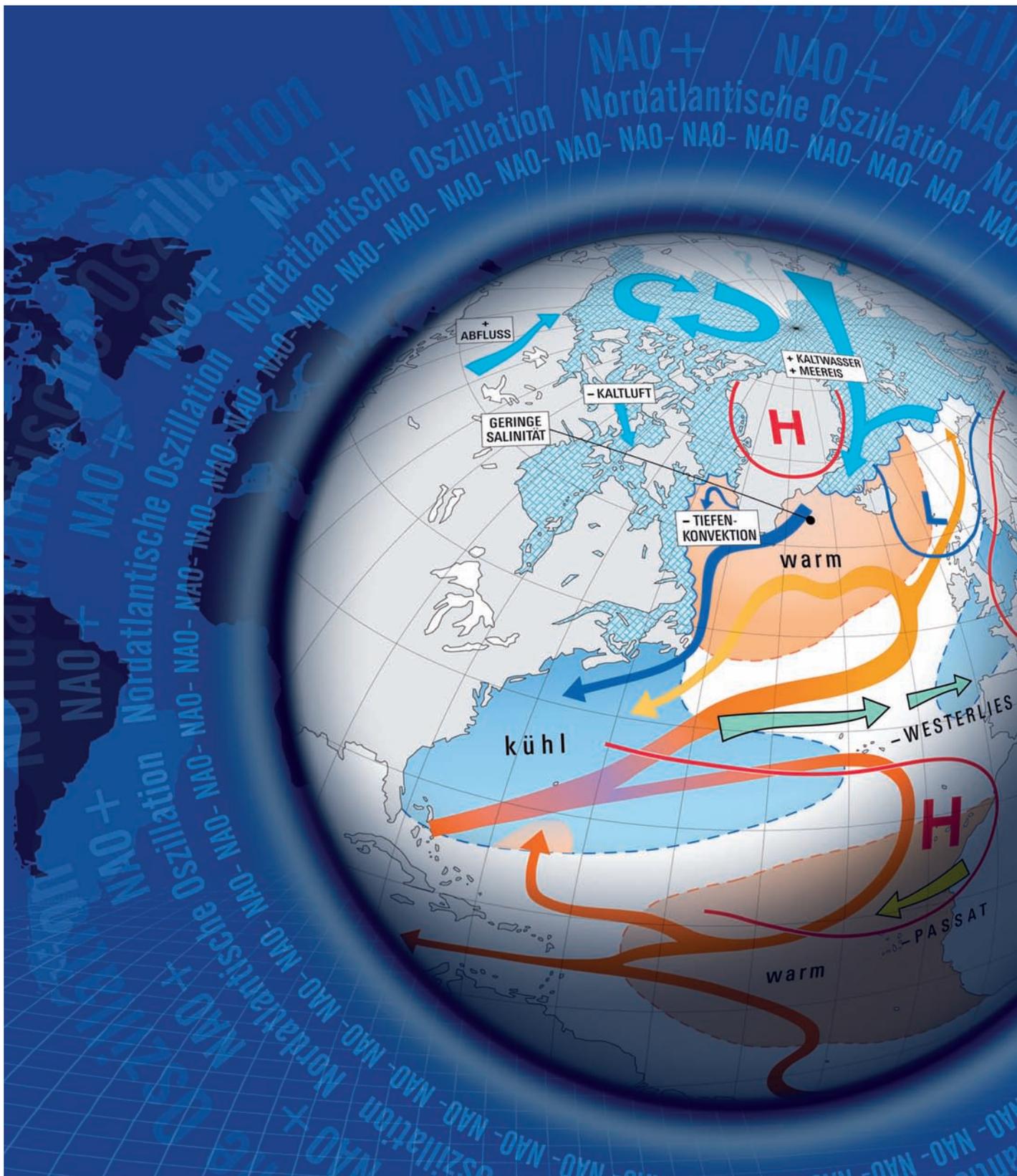


Die Nordatlantische Oszillation (NAO)



W. A. MÜLLER, C. APPENZELLER, M. LATIF

8 NAO und Vorhersagbarkeit

NAO and Predictability

Zusammenfassung:

Ein Überblick über die Güte heutiger NAO-Vorhersagen und Vorhersagbarkeit der NAO an sich wird gegeben. Der Einfluss der wesentlichen Prozesse auf die Vorhersagegüte auf saisonal-interannualen und dekadischen Zeitskalen wird zusammengetragen. Auf den saisonal-interannualen Zeitskalen ist vor allem die Wärmekapazität und der Wärmetransport der oberen Schichten des Nordatlantik von Bedeutung für den Anstieg der NAO-Vorhersagegüte. Statistische Modelle sowie gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Ensemble-Vorhersagesysteme weisen für die beiden letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts eine Vorhersagegüte von etwa 15% auf. Die Vorhersagegüte über die letzten 50 Jahre liegt jedoch unter 10%. Auf dekadischen Zeitskalen bildet die atlantische meridionale Umwälzbewegung eine Grundlage für die Vorhersagen des dekadischen Klimas in der atlantischen Region.

Abstract:

A review of the NAO prediction and predictability is given. The impact of basic processes governing the NAO variability and their feasibility to enhance prediction skill on seasonal-to-interannual and decadal timescales is investigated. On seasonal-to-interannual timescales heat content and transport of the North Atlantic upper layer ocean can be essential to increase winter NAO prediction skill. Statistical models and coupled atmosphere-ocean ensemble prediction systems suggest a positive skill of about 15% for the latest decades in the 20th century. The prediction skill for the last 50 years, however, is below 10%. On decadal timescales particularly the meridional overturning circulation provides the basis for forecasts of the decadal climate over the North Atlantic region.

1 Einführung

Auf den saisonalen bis dekadischen Zeitskalen beschreibt die Nordatlantische Oszillation (NAO) eine der wichtigsten Zirkulationsstrukturen in der nordatlantisch-europäischen (NAE) Region (Beitrag 1 dieses Heftes). In den mittleren Breiten haben Änderungen in den jeweiligen Phasen der NAO folgenreiche Auswirkungen auf Sturmzugbahnen und den damit zusammenhängenden Transport von Wärme und Feuchte (Beitrag 2 dieses Heftes). Schlüsselparameter wie Temperatur und Bodendruck zeigen in der NAE-Region charakteristische Strukturen mit der zur jeweiligen Phase der NAO gehörenden Amplitude. Abbildung 8-1 zeigt beispielsweise welche Temperaturabweichungen bei einer positiven Phase der NAO zu erwarten sind. Klar ersichtlich sind die Erwärmungen über Nord Europa und über dem Südosten der USA sowie die Kaltluftadvektionen über dem Norden von Kanada, dem mittleren Osten und Nordafrika. Die Amplituden sind verhältnismäßig

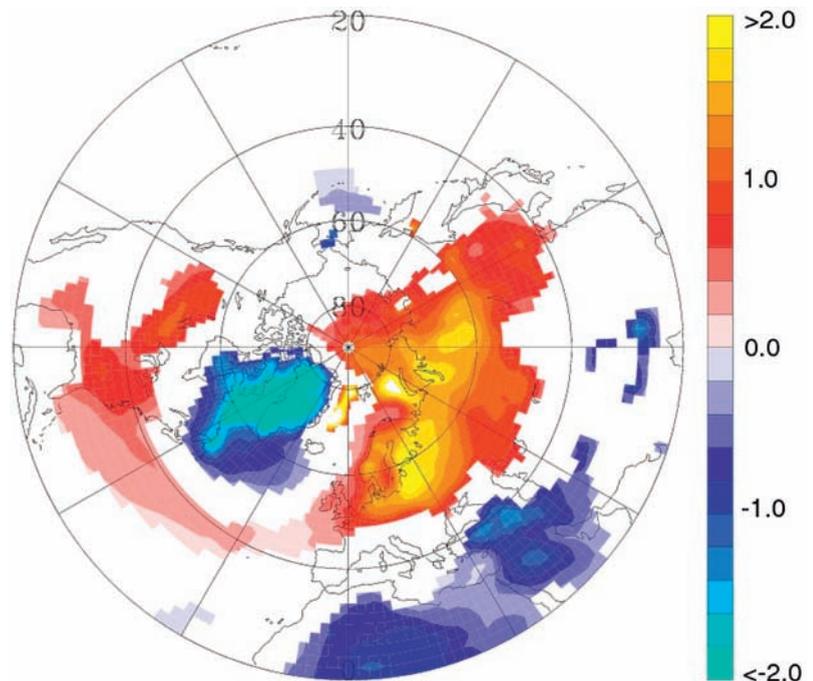


Abb. 8-1: Winterliche Temperaturabweichungen ($^{\circ}\text{C}$) verbunden mit der positiven Phase der NAO (hier +1 Standardabweichung des NAO-Index). Die Werte basieren auf 2 m-Temperaturen der NCEP-Reanalysedaten für den Zeitraum 1959-1998 (siehe hierzu APPENZELLER et al. 2000).

groß und erreichen über Nord europa regional sogar über 2 °C im Wintermittel.

Da die NAO einen großen Einfluss auf das regionale Klima hat, ist deren Variabilität und eben auch deren Vorhersagbarkeit von großem Interesse. Nach gegenwärtigem Stand der Forschung sind ihre Vorhersagen allerdings deutlich eingeschränkt, im Gegensatz zu anderen Phänomenen wie beispielsweise die „ El Niño/Southern Oscillation“ (ENSO, siehe hierzu LATIF 2006). Das liegt zum Einen an der chaotischen Natur insbesondere des extratropischen Klimasystems, in der kleinste Änderungen in den Anfangsbedingungen zu vollständig unterschiedlichen Endzuständen führen können. Zum Anderen aber auch an den vielfältigen, internen und externen Prozessen auf Zeitskalen von wenigen Tagen bis zu mehreren Dekaden, die auf die NAO-Variabilität und schließlich auf deren Vorhersagen einwirken (Beiträge 5 bis 7 dieses Heftes).

Den Einfluss der Anfangsbedingungen auf die Vorhersagen eines Systems lässt sich gut an einem reduzierten Modell wie das Lorenz-System verdeutlichen (LORENZ 1963). Obgleich das Lorenz-System in seiner ursprünglichen Form zur konzeptionellen Beschreibung von Konvektionsströmungen (Bénard-Problem) hergeleitet wurde, macht es fundamentale Eigenschaften eines chaotischen Systems deutlich und wird häufig als Paradigma für Wetter- und Klimasysteme und deren Vorhersagbarkeit verwendet (siehe hierzu auch FRAEDRICH 1996). Für den hier dargestellten Zustand (Abbildung 8-2) ist das System durch einen seltsamen Attraktor mit zwei instabilen Fixpunkten gekennzeichnet. Grundsätzlich unterscheidet man zwischen der Vorhersagbarkeit der ersten Art, also die Sensitivität gegenüber den Anfangsbedingungen, und Vorhersagbarkeit der zweiten Art, die Sensitivität gegenüber den Randbedingungen. Erstere ist im Wesentlichen für Wetter- und saisonale Klimavorhersagen von Bedeutung, während der Einfluss der Randbedingungen schon bei mittelfristigen Klimavorhersagen (z. B. Dekaden) mit einbezogen werden muss und bei langfristigen Klimavorhersagen (z. B. Projektionen) gar dominiert.

Um zu demonstrieren wie sensitiv das System zunächst gegenüber der Wahl der Anfangsbedingungen ist, wählen wir zwei Ensembles mit unterschiedlichen Anfangszuständen. In der „stabilen“ Phase (Abbildung 8-2 (a)) sind nach einer vorgegebenen Integrationszeit die einzelnen Elemente des Ensembles nach wie vor in unmittelbarer Nähe zueinander vorzufinden. Eine Fehlerabschätzung um den mittleren Wert des Ensembles würde hier eine moderate Größe ergeben, verglichen mit dem Durchmesser des Attraktors. Eine erstbeste Abschätzung der Vorhersage wäre durch das Mittel des Ensembles gegeben, welche in diesem Fall den nicht vor-

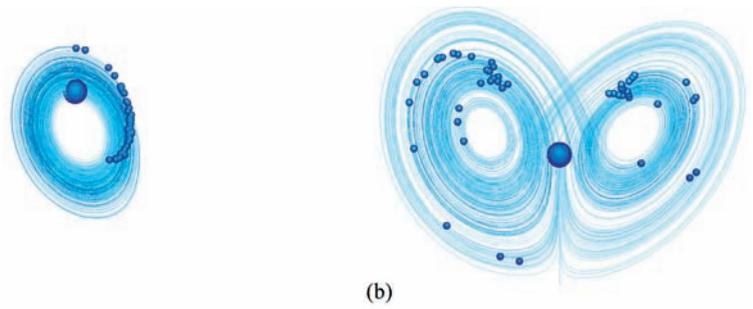


Abb. 8-2: Ein Ensemble von Trajektorien auf dem Lorenz-Attraktor mit (a) kleinem und (b) großem Fehlerwachstum. Das Ensemble startet mit den Anfangsbedingungen gekennzeichnet durch die große Kugel und die jeweiligen Trajektorien enden in den dargestellten kleineren Kugeln. Die Parametereinstellung des Lorenzsystems hier ist $r = 28$, $\sigma = 10$, $b = 8/3$.

hersagbaren Anteil heraus filtert. Eine Vorhersage basierend auf diesen Anfangswerten ergäbe somit eine vergleichsweise „gute“ Vorhersage. Anders ist der Fall in Abbildung 8-2 (b). Bei gleicher Integrationszeit divergieren hier die einzelnen Mitglieder des Ensembles durch den aufgespannten Phasenraum. Eine analoge Fehlerbestimmung würde hier einen relativ hohen Wert und damit eine „schlechte“ Vorhersage ergeben. Das Beispiel weist auf zwei Besonderheiten hin. Zum Einen wird ersichtlich, dass mit einer einzelnen Vorhersage keine sichere Aussage über den Endzustand getroffen werden kann, da die Trajektorie dieser Vorhersage jederzeit auf den anderen „Flügel“ des Attraktors springen kann. Mit Hilfe eines Ensembles kann diese Unsicherheit jedoch reduziert werden. Zum zweiten zeigt Abbildung 8-2, dass die Vorhersagen vom aktuellen Ort der Initialisierung abhängen. Offensichtlich zeichnen sich bei den gegebenen Parametereinstellungen die unterschiedlichen Zustände durch ein verändertes Fehlverhalten aus (siehe hierzu auch FRAEDRICH 1996).

Das Lorenz-System kann ferner verwendet werden um den Einfluss einer externen Kraft auf die Variabilität der NAO (z.B. durch steigende Treibhausgaskonzentrationen) zu illustrieren. Zu diesem Zweck werden der x- bzw. y-Komponente des Lorenz-System zusätzlich ein richtungsabhängiger Term beigefügt (siehe PALMER 1999). Dieser Term veranlasst, dass sich die relative Häufigkeit der Zustände um den jeweiligen Fixpunkt erhöht bzw. verringert. Abbildungen 8-3 zeigen hierzu exemplarisch die Wahrscheinlichkeitsdichten der Hauptkomponenten des Lorenz-Attraktors. Es zeigt sich, dass die Häufigkeiten um die jeweiligen Fixpunkte unterschiedlich ausfallen, je nachdem aus welcher Richtung der Antrieb kommt. Der Fall $\theta = 50^\circ$ könnte in etwa ein Zustand illustrieren, der vornehmlich durch eine positive Phase der NAO charakterisiert ist. Im Fall $\theta = 180^\circ$ hingegen wäre mit mehr negativen Phasen der NAO zu rechnen. Obgleich hierfür eine Beweisführung noch aussteht, unterstreichen Arbeiten von PALMER (1999) jedoch dieses Paradigma für die Klimavorhersagen und die besondere Rolle der externen Größen. Für

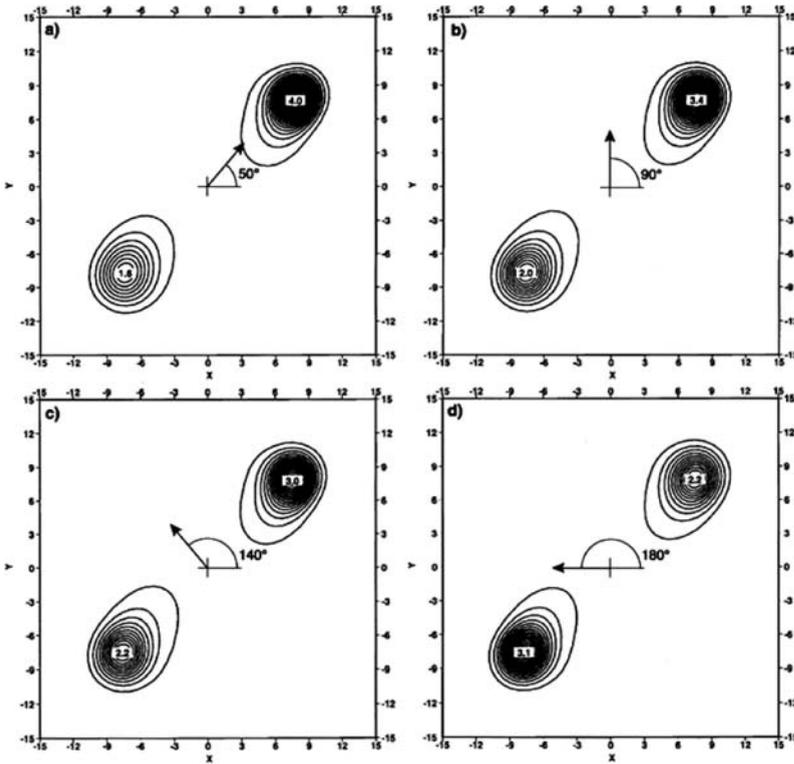


Abb. 8-3: Der Einfluss einer externen Kraft auf die Wahrscheinlichkeitsdichte der Hauptkomponenten des Lorenzmodells. Im Lorenzmodell wurden hierzu die x- und y-Komponenten um einen zusätzlichen Term ($f \cos(\theta)$, $f \sin(\theta)$) ergänzt; (a) $\theta = 50^\circ$, (b) $\theta = 90^\circ$, (c) $\theta = 140^\circ$ und (d) $\theta = 180^\circ$; siehe hierzu PALMER (1999).

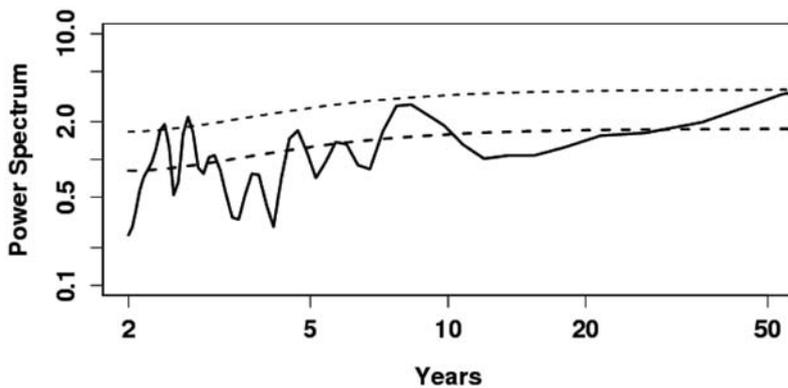


Abb. 8-4: Integriertes Leistungsspektrum des winterlichen NAO-Index errechnet aus den Stationsdaten Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur/Reykjavik (Island) für den Zeitraum 1860-2007. Die dünn gestrichelte Linie illustriert 95 % Signifikanz gegenüber der Nullhypothese eines AR(1)-Prozesses.

den Fall des Lorenz-Attraktors soll allerdings erwähnt werden, dass er sich hierbei um relative schwache Größen handelt. In unserem Falle würde beispielsweise ein größerer Antrieb die gesamte Struktur des Attraktors verändern. Ferner ist bei dieser Größenordnung die natürliche Variabilität von entscheidender Bedeutung. Studien unter anderem die von PALMER (1999) zeigen, dass durch den externe Antrieb zwar die Häufig-

keit, sich jedoch nicht die Lage der jeweiligen Regime ändert. Diese sind eng mit der natürlichen Variabilität des Systems verknüpft. Auch dieser Ansatz wird in der praktischen Umsetzung noch diskutiert.

Bei der Betrachtung der Vorhersagbarkeit der NAO sind wie bereits erwähnt neben der internen Variabilität die verhältnismäßigen Einflüsse weiterer Klimakomponenten auf unterschiedlichen Zeitskalen von entscheidender Bedeutung. Obgleich die interne Dynamik der Atmosphäre die wesentlichen Eigenschaften der NAO auf einer großen zeitlichen Bandbreite beschreiben kann, ist ihre zeitliche Entwicklung von einem zufälligen Muster geprägt und gilt gemeinhin als nicht vorhersagbar. Sie dient als Ausgangshypothese gegenüber den Einflüssen trägerer Prozesse, die oftmals aus den Kopplungen mit anderen Komponenten des Klimasystems (z. B. Ozean, Meereis, usw.) entstehen, und die NAO in ihren persistenten Eigenschaften antreibt. Abbildung 8-4 zeigt hierzu das globale Spektrum des beobachteten NAO-Index (für die lokale Dekomposition des Spektrums siehe auch APPENZELLER et al. 1998). Das Spektrum zeigt eine Reihe von Spektralspitzen auf interannualen (z. B. 2 bis 3 Jahren) und dekadischen (z. B. 7 bis 8 Jahren) Zeitskalen. Diese zeitliche Separation illustriert den multiskaligen Einfluss verschiedenster Prozesse. Im Gegensatz zu anderen Phänomenen der Klimavariabilität wie z. B. ENSO erscheint das Spektrum jedoch sehr nahe an einem zufälligen Prozess orientiert, und lediglich die interannualen Frequenzen sind signifikant. Im Folgenden sollen nun einige dieser Prozesse näher beschrieben und ihr Einfluss auf die Vorhersagen der NAO und des nordatlantischen Klimas näher diagnostiziert werden.

2 Saisonale bis interannuale Vorhersagen

2.1 Physikalische Grundlagen

Eine wesentliche Grundlage für die Vorhersagbarkeit der NAO auf den saisonalen bis interannualen Zeitskalen bilden die Wechselwirkungen der Atmosphäre mit unterschiedlichen Erdsystemkomponenten wie die der Stratosphäre (über die Variabilität der Polarvortex siehe THOMPSON et al. 2003 und Beitrag 7 dieses Heftes), Land (über Schneebedeckung oder Bodenfeuchte), oder dem Ozean. Die Wechselwirkungen mit der Erdsystemkomponente Ozean allerdings

bieten aufgrund der höheren Trägheit der Ozeane ein recht hohes Potential für Vorhersagen atmosphärischer Größen und sind daher am weitesten untersucht (ein ausführlicher Aufsatz siehe Beitrag 6 dieses Heftes). Nichtsdestoweniger sind die Einflüsse des Ozeans auf die NAO-Vorhersagen nicht eindeutig geklärt, mitunter durch den Umstand, dass sowohl tropische wie auch extratropische Prozesse daran beteiligt sind. Der Nordatlantik beispielsweise trägt hier über den Wärmeaustausch und Wärmetransport der oberen Schichten bei, während Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und Ozean in den Tropen global über Wellenbewegungen der Atmosphäre in die nordatlantische Region transportiert werden können.

Die Wechselwirkungen im Nordatlantik werden allerdings zunächst geprägt von der Atmosphäre, und deren Einfluss über großräumige Anomalien der Windfelder und Luftfeuchtigkeit auf die Wärmeflüsse und Temperaturen der Meeresoberflächen (SST, KUSHNIR et al. 2002). Die dominierenden Felder der saisonalen SST-Anomalien sind hoch korreliert mit den primären Zirkulationsmuster der Atmosphäre insbesondere der NAO. Ihr Zusammenhang ist am stärksten ausgeprägt im Winter vor allem, wenn die atmosphärischen Anomalien dem Ozean um einen Monat voraus sind. Umgekehrt jedoch zeigen Untersuchungen an Beobachtungen (z. B. von CZAJA und FRANKIGNOUL 2002), dass die SST durchaus eine aktive Rolle hat und auf die atmosphärische Zirkulation einwirkt. In diesem Zusammenhang konnten Czaja und Frankignoul zeigen, dass die SST im Nordatlantik im Frühling und Sommer eine signifikante Kovariabilität mit der winterlichen NAO (Abbildung 8-5) eingeht. Die SST erscheint in diesem Zusammenhang als tripolares Muster mit positiven Maxima bei ungefähr 20° N und 50° N und negativen Maximum bei zirka 40° N. Die NAO erscheint unter diesen Vorzeichen in der negativen Phase. Besonders die meridionale SST-Struktur im Nordatlantik gehen einher mit Änderungen der extratropischen Baroklinität und haben so möglicherweise eine direkte Auswirkungen auf die Sturmzugbahnen in der Region.

Die meridionale Verteilung der SST in Abbildung 8-5 macht allerdings auch deutlich, dass die Wechselwirkungen nicht nur auf die mittleren Breiten beschränkt sind. Änderungen der SST im subtropischen Atlantik gehen einher mit Veränderungen der interäquatorialen SST-Gradienten sowie diabatischer Erwärmung. Diese wiederum stehen eng im Zusammenhang mit der ITCZ, so dass durchaus eine Rückkopplung mit der NAO über Änderungen der Hadley Zirkulation und/oder angetriebe-

nen Rossbywellen besteht (siehe hierzu auch ausführlich CZAJA et al. 2003, KUSHNIR et al. 2002). Andere Studien verweisen auf die Möglichkeit einer Fernwirkung des Pazifischen Ozeans (ENSO) oder der Variabilität des Indischen Ozeans. Dies ist von besonderem Interesse da gerade in den Tropen die Vorhersagbarkeit auf der saisonalen Zeitskala hoch ist.

Für Vorhersagen auf Zeitskalen von wenigen Monaten bis hin zu Jahren stehen in der Praxis statistische und dynamische Modelle zur Verfügung. Eine besonders effiziente Methode die Vorhersagen der NAO umzusetzen, ist diese mit dem/den relevanten Prozessen im statistischen Sinne zu modellieren. Empirische NAO-Vorhersagemodelle auf der Basis linearer (oder nichtlinearer multiplen) Regressionsgleichungen wurden hierzu entwickelt unter Berücksichtigung der trägeren Randbedingungen wie SST (z. B. RODWELL und FOLLAND 2002) oder Schneebedeckung. Im Gegensatz zu den empirischen Modellen werden bei den Vorhersagen mit dynamischen Methoden komplexe Atmosphäre-Ozean-Modelle verwendet. Hierbei geht die Ozean-Komponente entweder als Randbedingung in die Simulationen ein, oder man verwendet ein vollständig gekoppeltes Modell unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen der jeweiligen Atmosphäre-Ozean-Prozesse. Letzteres wäre allerdings vorzuziehen, um auch nichtlineare

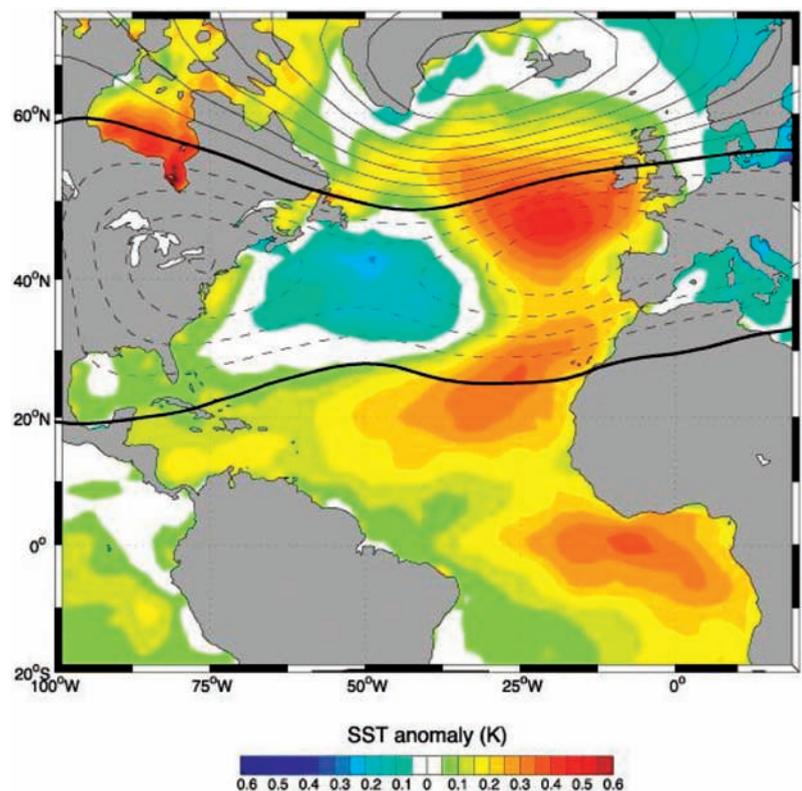


Abb. 8-5: Die dominierenden Muster der Kovarianz zwischen Winter (DJF)-Geopotenzial 500 hPa (Konturen) und vorhergehenden Mai-SST-Anomalien für den Beobachtungszeitraum 1958-1997. Die Intervalle für SST und Geopotenzial sind 0,05 K und 5 m (aus CZAJA und FRANKIGNOUL 2002).

Rückkoppelungen mit einzubeziehen. Um die intrinsische Unsicherheit besser abzubilden werden Ensembles von Simulation durchgeführt. In der Regel werden diese Vorhersagen für einen bestimmten Zeitraum nachgerechnet (so genannte „hind-cast“). Somit besteht die Möglichkeit die Vorhersagegüte des Systems zu testen.

2.2 Verifikation der Vorhersagen

Die Bestimmung der Vorhersagegüte ist jedoch unumgänglich für den Gebrauch von NAO-Vorhersagen, ganz gleich ob mit Hilfe von statistischen oder dynamischen Methoden. Die Vorhersagegüte beschreibt die Qualität eines Vorhersagesystems und zieht dabei die gemeinsame Verteilung von Vorhersagen und Beobachtungen in Betracht. Die Qualität des Systems wird durch skalare Maße (S) definiert, die je nach Anwendung unterschiedlich definiert sind. Häufig verwendete Maße sind der mittlere quadratische Fehler (MSE) oder für Wahrscheinlichkeitsvorhersagen der Brier Score (BS) oder Ranked Probability Score (RPS) (siehe hierzu WILKS 2004).

Die Vorhersagegüte wird schließlich über einen so genannten „skill score“ (SS) quantifiziert. Formal beschreibt der skill score den Zugewinn aus der Vorhersage S gegenüber der Referenzvorhersage S_{ref} :

$$SS = (S - S_{ref}) / (S_{pref} - S_{ref}) \times 100 \tag{1}$$

Hierbei ist S_{pref} das Maß des Vorhersagesystems im Falle einer perfekten Vorhersage. Gängige Referenzen sind Vorhersagen mit Hilfe der klimatologischen Verteilung oder etwa Persistenzvorhersagen. Ein Wert von $SS = 0$ oder für die oben genannte Maße bescheinigt dem Vorhersagesystem keinen Gewinn gegenüber der Referenzvorhersage.

2.3 NAO Vorhersagen

Abbildung 8-6 zeigt eine typische geographische Verteilung der Vorhersagegüte für saisonal gemittelte Oberflächentemperaturen, in diesem Fall aus dem saisonalen Vorhersagesystem 2 des EZMW (European Center of Medium Range Weather Forecast, ECMWF). Es ist klar ersichtlich, dass eine hohe Vorhersagegüte in den Tropen erreicht werden kann, insbesondere in der ENSO Region (HASTENRATH 2006). In den mittleren Breiten hingegen sind die Werte geringer und über dem europäischen Kontinent werden kaum Verbesserungen erreicht. Ganz ähnlich verhält es sich für die Vorhersagen von ENSO und der NAO (Abbildung 8-6). Während die Vorhersagegüte für ENSO, hier bei einer Vorlaufzeit

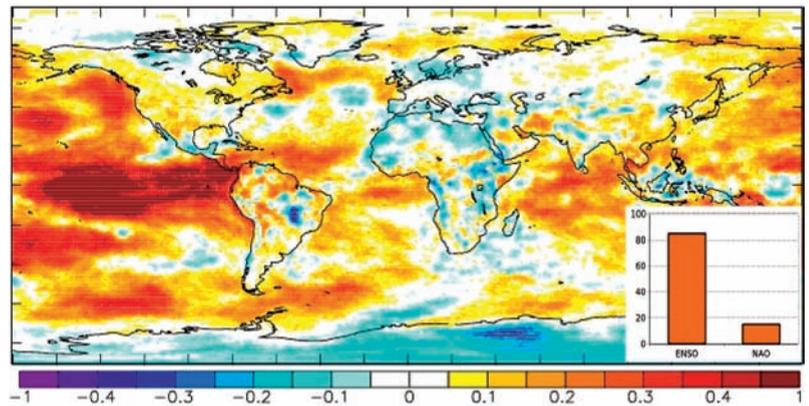


Abb. 8-6: Die Vorhersagegüte der 2 m-Temperatur für das saisonale Vorhersagesystem 2 des EZMW. Gezeigt sind Ergebnisse für alle saisonalen (dreimonatliche Mittel) Vorhersagen mit einer Vorlaufzeit von einem Monat. Die Referenzvorhersage für jeden Gitterpunkt ist die klimatologische Verteilung. Das Klima sowie die Hindcast wurden für den Zeitraum 1987-2001 errechnet. Ferner, die Vorhersagegüte für ENSO (SST-Anomalien für die Nino3.4-Region) und der winterlichen NAO (aus den Geopotentialfeldern 500 hPa für die nordatlantische Region 100°W60°E und 20°N-80°N); siehe auch SCHWIERZ et al (2006).

von einem Monat, bei etwa 85 % liegt, fällt der Wert für die NAO auf etwa 15 % zurück. Obgleich dieser Wert dennoch positiv ist, zeigen analoge Rechnungen für eine längere Periode (1959-2001) einen weiteren Rückgang der Vorhersagegüte auf unter 10 % (DOBLAS-REYES et al. 2003, MÜLLER et al. 2005).

Ein ähnliches Verhalten ist zu finden für NAO Vorhersagen auf der Basis von statistischen Methoden (siehe hierzu die ausführliche Zusammenstellung von FLETCHER und SAUNDERS 2006). Die Vorhersagegüte der NAO der empirischen Modelle variiert erheblich unter Berücksichtigung der einzelnen Prozesse sowie der untersuchten Periode. Für den kurzen Zeitraum vom 1972-2001 und der nordatlantischen SST beziehungsweise Schneebedeckung als Prädiktor wird gegenüber einer klimatologischen Referenzvorhersage eine Verbesserung von 15 bis 35 %, respektive 10 bis 30 % errechnet. Unter Berücksichtigung eines längeren Zeitraumes (1900-2001) hingegen wird ein Zugewinn von lediglich 10 % (durch die SST) erreicht. Obgleich durchaus Erfolge in den mittleren Breiten zu verzeichnen sind macht die geographische Verteilung der Vorhersagegüte deutlich, dass die saisonalen Vorhersagen deutlich von ENSO dominiert werden.

3 Dekadische Vorhersagen

Im Gegensatz zu den saisonalen Zeitskalen werden die dekadischen Vorhersagen gegenwärtig noch entwickelt. Diagnostischen Studien zeigen aber im Wesentlichen vier Regionen mit erhöhter Vorhersagbarkeit: Der Nord- und tropische Pazifik, der Ozean der hohen Breiten in der südlichen Hemisphäre („Southern Ocean“) und der Nordatlantik (siehe hierzu auch LA-

TIF et al. 2006). Hinsichtlich der Variabilität gehören der Southern Ocean und der Nordatlantik aber zu den bedeutsameren Regionen in denen über die Hälfte der Varianz auf der dekadischen Zeitskala zu finden ist.

Anhand von Beobachtungen wie auch mit Modellen konnte für den Nordatlantik gezeigt werden, dass der Ozean auf den dekadischen Zeitskalen tatsächlich eine aktive Rolle im Zusammenspiel mit der Atmosphäre besitzt. Untersuchungen an Modellen zeigen ferner eine deutliche Kohärenz zwischen der NAO und dekadischen Schwankungen im Nordatlantik. Exemplarisch hierfür zeigt Abbildung 8-7 die Kovariabilität der globalen SST mit dem Bodendruck über dem Nordatlantik (SUTTON und HODGES 2003, hierbei wurden die beobachteten SST dem Atmosphärenmodell als Randbedingungen vorgegeben). Erkennbar ist ein inter-hemisphärisches Muster mit tendenziell warmen SST Anomalien im Nordatlantik und kalten SST -Anomalien im südlichen Atlantik (Abbildung 8-7 (c)). Der Bodendruck erscheint hier in der negativen Phase der NAO (Abbildung 8-7 (a)). Die korrespondierenden Muster variieren auf einer Zeitskala von mehreren Dekaden (Abbildung 8-7 (b)) und sind möglicherweise verbunden mit Variationen der meridionalen Umwälzbewegung (meridional overturning circulation, MOC) im Atlantik. Sutton und Hodges konnten hier nachweisen, dass für die beobachtete Periode von 1871-1999 die SST-Variabilität signifikant auf das Klima der nordatlantischen Region einwirkt.

Umgekehrt kann jedoch auch gezeigt werden, dass die NAO nicht nur passiv sondern aktiv die Zirkulation des Nordatlantiks antreibt. Über Änderungen des Seewassers der Labrador-See moduliert die NAO dort die Konvektion und nimmt somit Einfluss auf die MOC (siehe hierzu auch Beitrag 6 dieses Heftes). Die Variationen der MOC sind diesbezüglich in guter Kohärenz mit der NAO, insbesondere wenn die NAO um einige Jahre führt (siehe Abbildung 4 in LA TIF et al. 2006). Obgleich dieser Prozess schon relativ gut erklärt ist, sind die komplexen Wechselwirkungen, vor allem was den Antrieb der Atmosphäre durch den Ozean bzw. NAO-induzierte Änderungen der MOC betrifft, noch nicht vollständig geklärt.

Basierend auf diesen Überlegungen können schließlich dekadische Vorhersagen für die nordatlantische Region abgeleitet werden, sofern der Zustand des Ozeans beziehungsweise der MOC vorhersagbar ist. Zu diesem Zweck wurde im Rahmen des EU-Projektes PREDICATE eine Modellvergleichsstudie durchgeführt. In Ensemble-Experimenten mit insgesamt fünf gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen wurden dekadische Klimavorhersagen allein auf Grundlage der Anfangsbedingungen der Ozeanzirkulation erstellt (COLLINS et al. 2006). Collins et al. kommen zu dem Ergebnis, dass die MOC sowie die mit der MOC assoziierten Oberflächentemperaturen im Nordatlantik zumindest eine Dekade vorhersagbar sind. Ob-

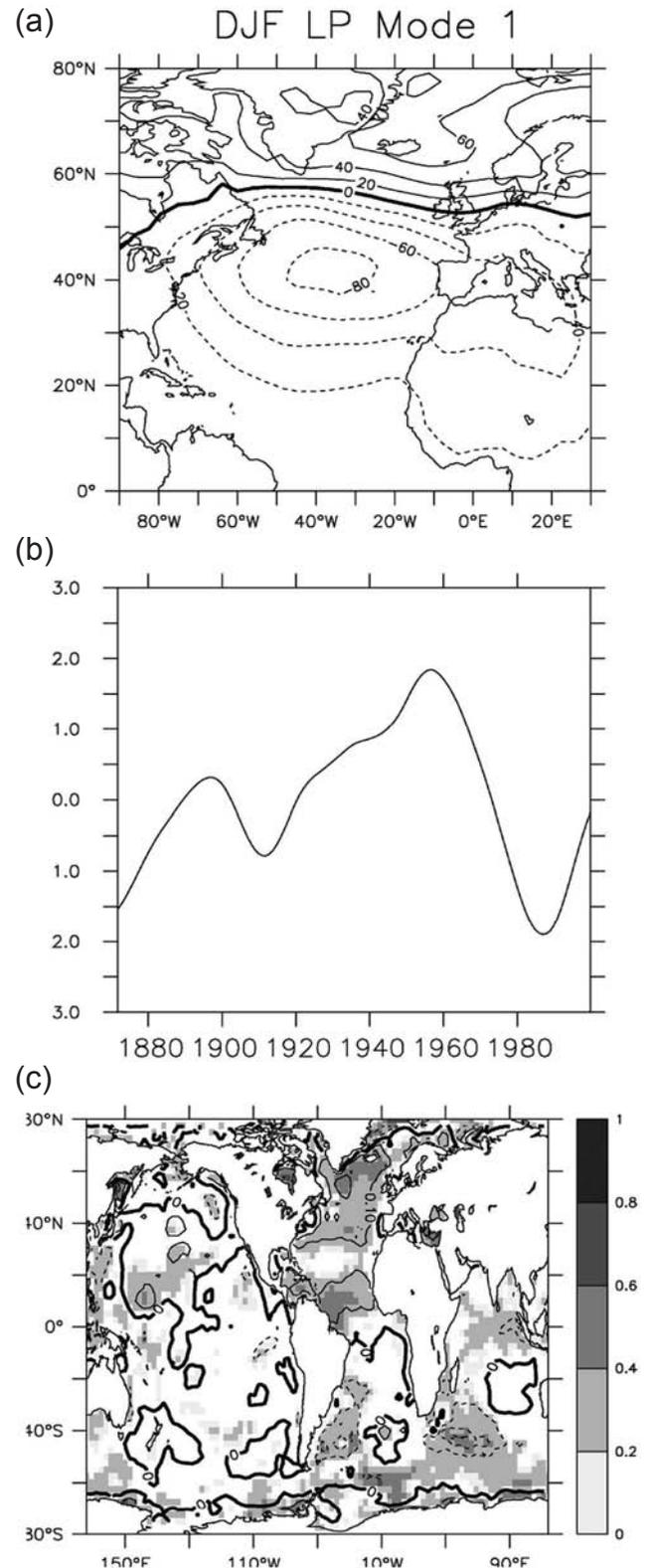


Abb. 8-7: (a) Das dominierende Muster der SST -angetriebenen und -gefilterten (etwa 20 Jahre) Variabilität des mittleren Bodendrucks im Winter sowie (b) korrespondierende Zeitreihe, (c) das Muster der SST , erhalten aus Regression mit der Zeitreihe aus (b). Nur signifikante Koeffizienten sind gezeigt. Die Konturen entsprechen in (a) 20 hPa- und in (c) 0,1 K-Intervallen (aus SUTTON und HODSON 2003).

gleich letztere aufgrund des zusätzlichen Störanteils der Atmosphäre eine geringere Vorhersagbarkeit aufweisen. Der Grad der Vorhersagbarkeit so scheint es, ist aber weiterhin abhängig davon welches Modell sowie welche Anfangsbedingungen des Ozeans in die Vorhersagen mit eingehen.

Andere Untersuchungen zeigen, dass Änderungen der MOC schließlich auch auf das europäische Klima und deren dekadische Vorhersagen Auswirkungen haben. Abbildung 8-8 zeigt hierzu exemplarisch die Verteilungen der bodennahen Temperaturen über dem europäischen Kontinent für die beiden Zustände einer starken beziehungsweise schwachen MOC. Es ist klar zu sehen, dass die Verteilungen vom jeweiligen Zustand der MOC abhängen. Eine schwache und starke MOC geht in dieser Modellstudie einher mit kälteren respektive wärmeren Temperaturen (siehe auch POHLMANN et al. 2006). Abgeleitete Größen wie etwa die Anzahl der Frost- und Hitzetage, oder eben Niederschlag (Abbildung 8-9) unterstreichen die Bedeutung der MOC auf das europäische Klima. Insbesondere die zentralen und nordeuropäischen Regionen zeigen eine signifikante Abhängigkeit zu Variationen der MOC. Der Einfluss der NAO respektive atmosphärischer Anomalien sind hier allerdings nicht diskutiert.

Tatsächlich deuten jüngste Arbeiten von KEENLYSIDE et al. (2008) darauf hin, dass die Vorhersagegüte von dekadischen Vorhersagen über dem europäischen Raum (z. B. der bodennahen Temperatur) durch eine geeignete Initialisierung des atlantischen Ozeans deutlich erhöht werden kann. Korrelationen zwischen Beobachtungen und Hindcasts zeigen beispielsweise eine signifikante Erhöhung in West- und Zentraleuropa, Nordafrika sowie dem östlichen Nordamerika. Insgesamt prognostizieren Keenlyside et al. für die kommende Dekade eine Abschwächung der MOC und, relativ zur gegenwärtigen Erwärmung aus der Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen, eine Abkühlung der bodennahen Temperaturen über dem europäischen Kontinent.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Insgesamt wird ersichtlich, dass die Vorhersagbarkeit der NAO nicht eindeutig einem einzigen Prozess zugeordnet werden kann, sondern vielmehr Wechselwirkun-

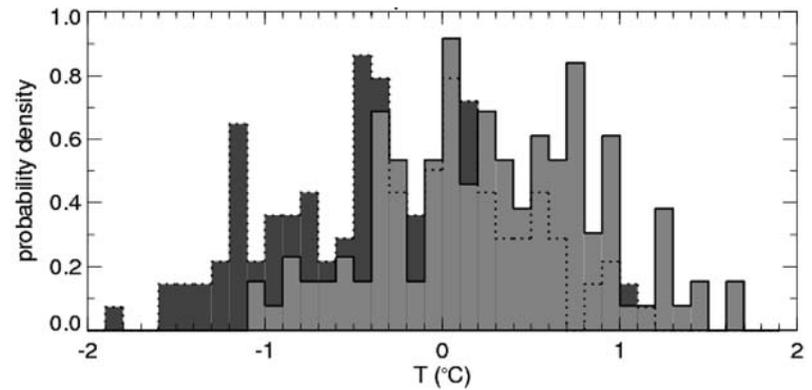


Abb. 8-8: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der europäischen Lufttemperatur (Jahresmittel) über Boden (35° N-75° N, 10° W-40° E) für (grau) positive und (schwarz) negative Anomalien der MOC. Die Verteilungen ergeben sich aus Simulationen des gekoppelten AOGCM ECHAM5/MPIOM. Beide Verteilungen sind signifikant unterschiedlich auf einem 95 %-Niveau (siehe POHLMANN et al. 2006).

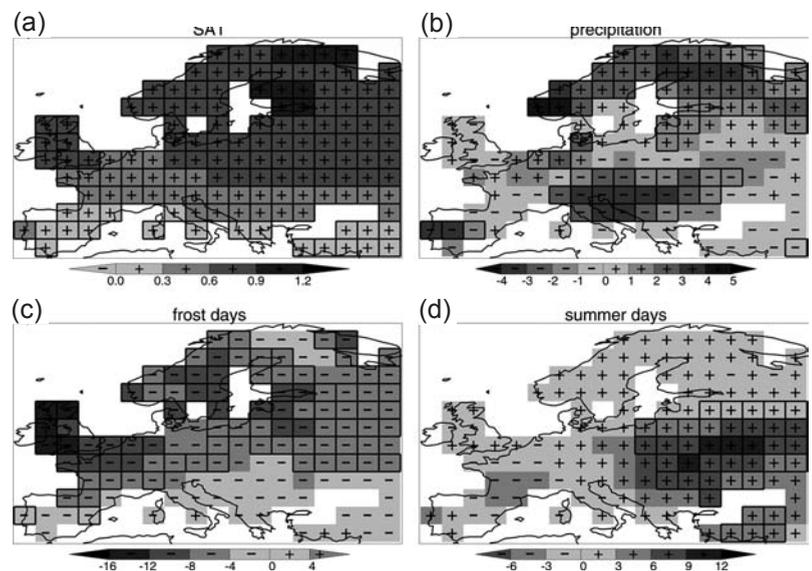


Abb. 8-9: Der Einfluss der MOC auf (a) die Oberflächentemperatur [°C], (b) die Niederschlagshöhe [mm Monat⁻¹] und (c) die Tage pro Jahr mit einer Temperatur unter 0°C bzw. (d) über 25°C. Die Werte ergeben sich aus der Differenz für Perioden mit einer starken weniger einer schwachen MOC welchen einen Wert von +/- 0,44 der Standardabweichung über- bzw. unterschreiten. Die Gitter geben statistisch signifikante Werte wieder (aus POHLMANN et al. 2006).

gen verschiedener Komponenten des Klimasystems auf unterschiedlichen Zeitskalen verantwortlich sind. Besonders die Trägheit des Ozeans und seine Wechselwirkung mit der Atmosphäre scheinen sich hier positiv auf Vorhersagbarkeit der NAO und des nordatlantischen Klimas auszuwirken. Auf den saisonalen bis interannuellen Zeitskalen ist es vornehmlich die Wärmekapazität sowie Wärmetransport der oberen Schichten des Nordatlantik, welche mit der Atmosphäre im Austausch sind. Auf dekadischen Zeitskalen sind vorwiegend Änderungen in der Zirkulationsstruktur des Ozeans von Bedeutung. Es soll aber betont werden, dass die einzelnen Austauschprozesse nicht eindeutig geklärt sind. So kann

in etwa der Einfluss der NAO auf die MOC über Änderungen der Konvektion der Labradorsee erklärt werden, umgekehrt ist jedoch nicht sicher, wie sich die Variabilität und somit Vorhersagbarkeit der NAO auf Änderungen der MOC verhält.

Dennoch zeigen komplexe Modellsysteme einen deutlichen Fortschritt in der praktischen Umsetzung der Vorhersagen der NAO und des nordatlantischen Klimas, auf den saisonalen und dekadischen Zeitskalen. Vor allem die Verwendung von Multimodell-Ensemble Vorhersagesysteme hat die Vorhersagegüte auf den saisonalen Zeitskalen weltweit deutlich verbessert. Wie etwa die Unsicherheit der Anfangsbedingungen mit der Einführung multipler Simulationen reduziert werden kann, so kann die Unsicherheit aus der Modellformulierung (sprich von der Parametrisierung nicht auflösender Prozesse) durch eine geeignete Kombination der einzelnen Modelle zu einem Multimodell reduziert werden (im einfachsten Fall das Mittel über alle Modelle). Im Rahmen des international angelegten Projektes DEMETER („Development of a European Multi-Model Ensemble Prediction System for Seasonal to Interannual Prediction“, PALMER et al. 2004) beispielsweise konnte gezeigt werden, dass auf der saisonalen Zeitskala für verschiedene Größen (z. B. NAO) die Vorhersagegüte des Multimodellensembles gegenüber den Ensembles aus den einzelnen Modellen deutlich an Qualität zunimmt. Eine analoge Vergleichsstudie für Vorhersagen auf dekadischen Zeitskalen steht derzeit noch aus.

Obgleich komplexe Modellsysteme einen Fortschritt in der Vorhersage der NAO und des nordatlantischen Klimas, auf den saisonalen und dekadischen Zeitskalen verzeichnen, ist die Vorhersagegüte gering. Erschwerend kommt hinzu, dass die Ergebnisse doch beträchtlich unter Berücksichtigung des betrachteten Zeitraums schwanken können. So wird in etwa für die winterliche NAO für die letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts eine motivierend hohe Vorhersagegüte errechnet. Diese wird jedoch unter Berücksichtigung der vergangenen 100 Jahre deutlich reduziert. Dies offenbart eine gewisse Nichtstationarität der zugrunde liegenden Prozesse und/oder einen Einfluss des gegenwärtigen Anstiegs der Treibhausgaskonzentrationen (Beitrag 10 in diesem Heft).

Insbesondere mit dem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen darf man gespannt sein inwiefern sich die Vorhersagegüte der NAO und des nordatlantischen Klimas verändern. So zeigen beispielsweise jüngste Projektionen der Klimamodelle des Max Planck-Instituts für Meteorologie (ECHAM5/MPIOM) für den 4. Sachstandsbericht des „Zwischenstaatlichen Ausschuss zum Klimawandel“ (IPCC AR4) in diesem Zusammenhang eine wachsende Kovarianz zwischen ENSO und der NAO (MÜLLER und ROECKNER 2006). Ob sich dadurch die hohe Vorhersagegüte von ENSO auf die nordatlantische Region übertragen lässt ist derzeit noch offen.