

Bachelorarbeit im
B.Sc. Physik des Erdsystems:
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik

Interne Variabilität des arktischen Meereises in Klimamodellen

Carl Jakob Schmidt
Matrikel-Nummer: 1014718

Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel

Oktober 2016

erster Prüfer: Prof. Dr. Mojib Latif
zweiter Prüfer: Dr. Thomas Martin

Inhaltsverzeichnis

Abstract	1
1 Einleitung	5
2 Methoden	7
2.1 Daten	7
2.2 Auswahl	8
2.3 EOF-Analyse	8
2.3.1 Annahmen	8
2.3.2 Mathematische Grundlagen	8
2.4 Korrelationsanalyse	10
2.5 Regressionsanalyse	11
3 Ergebnisse	12
3.1 SIA (Meereisfläche)	12
3.2 SIC (Meereiskonzentration)	13
3.3 SLP (Luftdruck auf Meeresniveau)	18
3.4 AMOC (Umwälzzirkulation im Atlantik)	25
4 Diskussion	28
5 Anhang	34
5.1 Ergänzungen zur EOF-Analyse	34
5.2 Modell-Übersicht	35
5.3 Grafiken	38

Abstract

The sea ice concentration (SIC) in the Arctic is one of the most important components of the climate system of the northern hemisphere. The interactions between the sea ice, the atmosphere and the ocean driving internal variability of sea ice are assessed in this thesis by examining the data of the sea level pressure (SLP) and the sea ice concentration as well as the annual mean of the meridional mass stream function in the Atlantic Ocean at the vertical maximum at 30°N and 55°N, namely the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). These interactions contribute to the internal variability of the SIC. This investigation is based on the seasonal december to february (DJF) means of SIC and SLP data. The data used here were provided by the preindustrial control integrations of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). The credibility of the model output was evaluated by comparing its sea ice area (SIA) to observational records. Empirical orthogonal function (EOF) analyses have been performed for the SIC and the SLP data of a selection of nine models in order to reveal the leading patterns of variability of these two parameters. Comparing the results of this analysis of the SIC data to the changes of strength of the AMOC was believed to yield insight in the characteristics driving the variability of northern hemisphere sea ice in the Atlantic basin. While the leading EOF of SLP was found to have a marked impact on the SIC, the simulated AMOC lacks for a robust connection to changes in the sea ice in the Atlantic sector in most models. Furthermore regression analysis have been performed showing slightly different patterns of variability than those obtained by EOF-analysis. This shows the issues one is about to face when trying to identify the drivers of the internal variability of sea ice on the one hand. On the other hand it emphasizes the strong need of additional research and analysis in this field to gain a more profound understanding of the ongoing climatic interactions.

Zusammenfassung

Die Meereiskonzentration (SIC) in der Arktis ist eine der wichtigsten Komponenten des Klimasystems der nördlichen Hemisphäre. Die Wechselwirkungen zwischen dem Meereis, der Atmosphäre und dem Ozean, welche die interne Variabilität des Meereises antreiben, werden in dieser Arbeit durch Begutachtung der Daten des Luftdrucks auf Meeresebene (SLP) und des jährlichen Mittels der meridionalen Massenstromfunktion im atlantischen Ozean im Punkt des vertikalen Maximums bei 30°N und 55°N, der Umwälzzirkulation im Atlantik (AMOC), untersucht. Diese Wechselbeziehungen haben einen Anteil an der internen Variabilität der SIC. Die vorliegende Untersuchung basiert auf den saisonalen Mittel von SIC- und SLP-Daten im Zeitraum von Dezember bis Februar (DJF). Die verwendeten Daten stammen aus den vorindustriellen Kontrollläufen der Modelle der „Coupled Model Intercomparison Project Phase 5“ (CMIP5). Die Plausibilität der Modelle wurde anhand eines Vergleichs ihrer Meereisfläche (SIA) zu Beobachtungsdaten ausgewertet. Für eine Auswahl von neun Modellen wurden empirische Orthogonalfunktions-Analysen (EOF) für die SIC und SLP-Daten durchgeführt, um die führenden Muster der Variabilität in diesen beiden Parametern aufzuzeigen. Ein Vergleich der Ergebnisse der Analyse der SIC-Daten mit Veränderungen der Stärke der AMOC wurde angestellt, um einen Einblick in die Merkmale zu gewinnen, welche die Variabilität der SIC im atlantischen Becken antreiben.

Die führende EOF des SLP hat einen deutlichen Einfluss auf die SIC, die AMOC hingegen zeigt für die meisten Modelle keine ausgeprägte Verbindung zur SIC. Die weiterhin durchgeführten Regressionsanalysen zeichnen ein Bild, das sich von den Ergebnissen der EOF-Analysen unterscheidet. Diese Resultate zeigen auf der einen Seite deutlich, welche Probleme im Zusammenhang mit der Untersuchung der Antriebe der internen Variabilität des Meereises auftreten, auf der anderen Seite ergibt sich hieraus die Notwendigkeit, auf diesem Gebiet weitere Untersuchungen und Analysen durchzuführen, um ein umfassenderes Verständnis der klimatischen Wechselwirkungen zu erhalten.

1 Einleitung

Die Arktis und insbesondere das arktische Meereis spielen eine wichtige Rolle für das globale Klima. Veränderungen in diesem Bereich können weitreichende Folgen für die Ökologie und Ökonomie des Planeten haben (*Hurrell and Deser, 2009*). Die Arktis ist eine der Regionen, in der sich anthropogene Einflüsse auf das Klima zuerst bemerkbar machen, insbesondere durch Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen (*Stroeve et al., 2012*). Die Trends der Eisausdehnung der vergangenen Jahrzehnte zeigen im Sommer einen Rückgang um 3-6% pro Dekade, während sich die gesamte Eisfläche im Winter kaum veränderte. Neuere Studien lassen jedoch auch für die Wintermonate eine abnehmende Eisfläche erkennen (*Francis and Hunter, 2007*). Diese Entwicklung der Eisfläche lässt sich allerdings nur zu etwa 60% anthropogenen Effekten zuschreiben (*Stroeve et al., 2012*), so dass auch die interne Variabilität bei der Untersuchung der Trends zu berücksichtigen ist.

Die Frage, welchen Antrieben die interne Variabilität des Meereises unterliegt, soll anhand von Modelldaten zur Meereiskonzentration (SIC), zum Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) und zur Stärke der meridionalen Umwälzzirkulation im Atlantik (AMOC) der fünften Phase des „Coupled Model Intercomparison Project“ (CMIP5) untersucht werden.

Der Fokus dieser Arbeit liegt auf den Wintermonaten Dezember-Februar (DJF) im atlantischen Sektor der Arktis (90°W - 90°O). Zum einen ist, wie u.a. von *Semenov et al. (2015)* beschrieben, die AMOC und deren Auswirkungen auf die Meereisfläche (SIA) in diesem Zeitraum am stärksten. Zum anderen ist der führende Mode der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, die Nordatlantische Oszillation (NAO), in dieser Jahreszeit ausgeprägter (*Hurrell and Deser, 2009*). In welchem Zusammenhang die NAO zur hemisphärischen Arktischen Oszillation (AO oder „Northern Hemispheric Annular Mode“ (NAM)) steht, die von *Thompson and Wallace (1998)* beschrieben wird, soll hier nicht weiter erörtert werden. Im Kontext der Ergebnisse von *Thompson and Wallace (1998)* erscheint die Annahme plausibel, dass die NAO einen Teil der AO darstellt (*Deser et al., 2000*). Der Intensität und der räumlichen Struktur von NAO und AMOC werden erhebliche Einflüsse auf das Meereis in der Arktis zugeschrieben, wobei die Barentssee sich hier als eine wichtige Region im arktischen Klimasystem identifizieren lässt. So zeigt die AMOC eine signifikante Antikorrelation mit der SIA im Winter (*Mahajan et al., 2011*). Dies geht vor allem auf erhöhte Oberflächentemperaturen von Luft (SAT) und Wasser (SST) zurück, die im Zusammenhang mit der AMOC auftreten. Auch die NAO zeigt

eine signifikante Korrelation zur SST und SAT (*Hurrel and Deser, 2009; Chen et al., 2013*).

Der Einfluss der atmosphärischen Komponente zeigt sich auf interannuellen bis dekadischen Zeitskalen, während sich die ozeanische Komponente verstärkt auf dekadischen Zeitskalen bemerkbar macht (*Hurrel, 1995; Hurrel and Deser, 2009*). Die NAO hat neben der Beeinflussung der Temperaturen über weiten Teilen der nördlichen Hemisphäre zudem weitreichende Auswirkungen auf die Winde und den Niederschlag über dem Atlantik und den angrenzenden Regionen. Der Austausch von sensibler und latenter Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre spielt sowohl in der Barentssee als auch in der Labradorsee in Zusammenhang mit der dort stattfindenden Tiefenwasserbildung eine wichtige Rolle für die SIC-Variabilität und kann dort für eine Feedback-Reaktion sorgen. So begünstigt eine positive SAT-Anomalie infolge einer durch die AMOC induzierten verstärkten Tiefenwasserbildung den Rückgang der SIA in der Labradorsee. Eine reduzierte Eisbedeckung und Eisdicke wiederum ermöglicht erhöhte Wärmeflüsse zwischen Wasser und umgebender Luft und führt dann im darauffolgenden Sommer zu einer erhöhten Eisschmelze. Andererseits kann eine ausgeprägte Eisbedeckung, die den Austausch von Wärme und Feuchtigkeit zwischen der Atmosphäre und dem Ozean aufgrund der unterschiedlichen Temperaturen von Eis- und Meeresoberfläche hemmt, eine Erwärmung der oberflächennahen Luft durch den Ozean verhindern. Die sich ausbildenden negativen Anomalien der Lufttemperatur würden infolge einer weiteren Eisbildung und -erhaltung begünstigen. Dadurch können Variationen in der Eisbedeckung auch Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation haben (*Deser et al., 2000*).

Die Auswirkungen dieser Feedbacks und die gegenseitigen Beeinflussungen zwischen NAO, AMOC und SIC selbst haben einen großen Anteil an der internen Variabilität der SIC. Ein umfassenderes Bild der Zusammenhänge ist deshalb im Kontext eines besseren Verständnisses der allgemeinen Interaktionen der einzelnen Klimakomponenten, wie auch für exaktere Zukunftsprojektionen von besonderem Interesse. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Einflüsse von SLP und AMOC auf die SIC näher zu untersuchen und die sich daraus ergebenden Effekte auf die interne Variabilität des Meereises zu identifizieren. Die hier gefundenen Ergebnisse werden mit aktuellen Studien zu den beobachteten Trends verglichen.

Entsprechend der Gliederung werden im folgenden Abschnitt die verwendeten Daten sowie die Methodik beschrieben. Abschnitt drei zeigt die Ergebnisse der Regressions- und EOF-Analyse. Eine Diskussion der Resultate findet sich in Abschnitt vier.

2 Methoden

2.1 Daten

Die hier verwendeten Daten entstammen den vorindustriellen Kontrollläufen der CMIP5-Modelle. CMIP5 wurde u.a. durch die „Working Group on Coupled Modelling“ (WGCM) in Zusammenarbeit mit dem „Analyses, Integration and Modelling of the Earth System“-Projekt (AIMES) des „International Geosphere-Biosphere Programme“ (IGBP) koordiniert. Das Projekt wurde 2008 mit dem Ziel gestartet, verbesserte Vorhersagen für den Assessment Report 5 (AR5) des „International Panel on Climate Change“ (IPCC) zur Verfügung zu stellen. Die CMIP5 Langzeitintegrationen zeichnen sich vor allem durch die verbesserte Auflösung im Vergleich zu den vorherigen CMIP3-Modellen aus (*Taylor et al.*, 2012). Die Daten zur SIC und zum SLP liegen als monatliche Mittelwerte vor, wobei für diese Arbeit für jedes Jahr das saisonale Mittel über die Monate Dezember des Vorjahres bis Februar des Folgejahres (DJF) gebildet wurde. Die SIC-Daten beschreiben den prozentualen Anteil der mit Eis bedeckten Fläche an der Gesamtoberfläche, die ein Datenpunkt repräsentiert. Für die SLP-Daten wird die Einheit Pa verwendet. Der Übersicht über die hier verwendeten Modelle im Anhang (Tabelle 1) ist zu entnehmen, dass die Auflösung der SLP-Daten innerhalb dieses CMIP5-Ensembles nicht einheitlich ist. Des Weiteren wurden jährliche Mittelwerte des vertikalen Maximums der meridionalen Stromfunktion bei $30^{\circ}N$ und $55^{\circ}N$ in $kg\,s^{-1}$ verwendet, um neben dem atmosphärischen Einfluss auch die Auswirkungen des meridionalen Wärmetransports im Atlantik auf die SIC zu erfassen. Diese Werte werden im Folgenden als Stärke der AMOC bezeichnet. Unter Verwendung des World Geodetic System 1984 (WGS-84) Referenzellipsoids wurde die Fläche um die Datenpunkte der SIC-Daten berechnet. Aus Multiplikation der Fläche eines Datenpunktes mit der entsprechenden SIC geht die Meereisfläche (SIA) hervor. Für die Berechnung der SIA wurden dabei nur jene Konzentrationen berücksichtigt, die über 15% lagen (*Wettstein and Deser*, 2014; *Semenov et al.*, 2015). Alle hier verwendeten Daten wurden vor Durchführung der Analysen um den lokalen linearen Trend bereinigt. Zur Beantwortung der eingangs diskutierten Fragestellung wurden sowohl die SIC- als auch die SLP-Daten anhand einer Analyse der empirischen Orthogonalfunktion (EOF) untersucht, die in Abschnitt 2.3 ausführlich beschrieben wird.

2.2 Auswahl

Aus 34 zur Verfügung stehenden Modellen wurde zur Gewinnung einer repräsentativen Auswahl für jedes Modell die mittlere Eisfläche in der Nordhemisphäre im Zeitraum DJF berechnet. Diese Werte wurden gegen die Standardabweichung der SIA-Zeitreihe dieser Region aufgetragen. Abbildung 1 zeigt diese Übersicht für die gesamte Nordhemisphäre, wie auch für den atlantischen Sektor (90°W - 90°O ; 0° - 90°N). Ebenfalls dargestellt sind Beobachtungsdaten der mittleren SIA des saisonalen DJF-Mittels aus dem Zeitraum von 1982-2014. Diese Daten wurden auf Grundlage der SIC-Satellitendaten des National Snow and Ice Data Center (NSIDC) berechnet (Details s. *Aue*, 2016). Anhand dieser Abbildung wurden neun Modelle ausgewählt, deren Laufzeit mindestens 500 Jahre beträgt und die im Vergleich zu den Beobachtungsdaten plausible Werte in Varianz und mittlerer Meereisfläche auswiesen.

2.3 EOF-Analyse

2.3.1 Annahmen

Die folgende Ausführung basiert auf der Annahme, dass zu jedem der p Mess- bzw. Gitterpunkte eine Zeitreihe $\vec{x}_{obs}(p)$ der Daten vorliegt.

Die Zeitreihen enthalten jeweils n Messungen. Für die EOF-Analyse wird von den um den lokalen Trend bereinigten Zeitreihen $\vec{x}(p)$ zusätzlich der Mittelwert $\mu(p) = \frac{\sum_{i=1}^n x_i(p)}{n}$ abgezogen. Die Zeitreihen $\vec{x}'(p)$, die sich hieraus ergeben, werden in einer $n \times p$ Matrix $\vec{\mathbf{X}}' = (\vec{x}'(1), \dots, \vec{x}'(p))$ arrangiert.

2.3.2 Mathematische Grundlagen

Da die EOF-Analyse in der Literatur nicht einheitlich definiert ist, orientiert sich diese Beschreibung an der Nomenklatur nach *von Storch and Zwiers* (1999). Das Ergebnis einer EOF-Analyse besteht zum einen aus den EOFs an sich, zum anderen existiert zu jeder EOF eine als PC (Principal Component) bezeichnete Zeitreihe. Die PC gibt die Stärke der jeweiligen EOF an den einzelnen Zeitpunkten an. Ziel der EOF-Analyse ist es, mögliche Muster in der Varianz der vorliegenden Daten auszumachen, wobei die führende EOF ein Maximum an Varianz beschreiben soll.

Mathematisch lässt sich dieses Problem durch das Minimieren des Fehlers ϵ_1 beschreiben:

$$\begin{aligned}\epsilon_1 &= \|Var(\vec{\mathbf{X}}') - Var(\vec{\mathbf{X}}' \cdot \vec{E}_1)\| \\ &= \|Var(\vec{\mathbf{X}}') - \vec{E}_1^* \cdot \Sigma \cdot \vec{E}_1\|^1\end{aligned}$$

Für sämtliche EOFs \vec{E}_i gilt $\|\vec{E}_i\| = 1$. Es ist offensichtlich, dass die Minimierung von ϵ_1 einer Maximierung von $Var(\vec{\mathbf{X}}' \cdot \vec{E}_1)$ gleichkommt.

Unter der Nebenbedingung $\|\vec{E}_1\| = 1$ ergibt sich die Lagrangefunktion

$$L(\vec{E}_1) = Var(\vec{\mathbf{X}}' \cdot \vec{E}_1) + \tilde{\lambda}_1(\|\vec{E}_1\| - 1).$$

Das Extremum dieser Funktion ergibt sich aus:

$$\frac{d}{d\vec{E}_1} L(\vec{E}_1) \stackrel{!}{=} 0 = 2\Sigma \cdot \vec{E}_1 + 2\tilde{\lambda}_1 \vec{E}_1 \quad \iff \quad \Sigma \cdot \vec{E}_1 = \lambda_1 \vec{E}_1$$

Die Gleichung $\Sigma \cdot \vec{E}_1 = \lambda_1 \vec{E}_1$ stellt ein Eigenwertproblem (EWP) dar, wobei der Eigenvektor \vec{E}_1 definitionsgemäß einen Großteil der Varianz von $Var(\vec{\mathbf{X}}')$ erklären soll. Dabei gilt für den zugehörigen Eigenwert $\lambda_1 = Var(\vec{\mathbf{X}}' \cdot \vec{E}_1)$ (dies folgt aus Multiplikation des EWP mit \vec{E}_1^T). Die erste EOF ist demnach jener Eigenvektor der Kovarianzmatrix Σ mit dem größten Eigenwert. Das EWP liefert insgesamt (ausgehend von einer $p \times p$ Kovarianzmatrix) p Eigenwerte und p Eigenvektoren (EOFs).

Wie eingangs in diesem Abschnitt erwähnt, existiert zu jeder EOF eine PC. Diese ergibt sich aus der Projektion der Matrix $\vec{\mathbf{X}}'$ auf die jeweilige EOF. So gilt für die i -te PC α_i :

$$\alpha_i = \vec{\mathbf{X}}' \cdot \vec{E}_i$$

¹Für $\vec{E}_i \in \mathbb{R}$ ist die adjungierte Matrix \vec{E}_i^* gleich der transponierten Matrix \vec{E}_i^T . Für die Kovarianzmatrix Σ der um den Mittelwert bereinigten Daten gilt: $\Sigma = Cov(\vec{\mathbf{X}}', \vec{\mathbf{X}}') = \vec{\mathbf{X}}'^T \cdot \vec{\mathbf{X}}'$

Es sollen hier noch zwei Merkmale und die sich daraus ergebenden Konsequenzen festgehalten werden:

$$\begin{aligned} \text{Var}(\vec{\mathbf{X}}') &= \sum_{i=1}^p \lambda_i \\ \vec{\mathbf{X}}' &= \sum_{i=1}^p \alpha_i \vec{E}_i \approx \sum_{i=1}^k \vec{\alpha}_i \vec{E}_i \end{aligned}$$

Der Anteil der durch die i -te EOF \vec{E}_i beschriebenen Varianz an der Gesamtvarianz wird durch $\frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^p \lambda_i}$ angegeben. Dieser Anteil wird als erklärte Varianz bezeichnet. Die Matrix $\vec{\mathbf{X}}'$ lässt sich durch die Summe der Produkte aller PCs $\vec{\alpha}_i$ und der zugehörigen EOFs \vec{E}_i berechnen. Da jedoch bereits die erste EOF einen Großteil der Varianz erklärt, können die Daten für $k \ll p$ hinreichend genau beschrieben werden (*Björnsson and Venegas, 1997*). Es ist anzumerken, dass die EOF-Analyse eine mathematische Methode zur Berechnung wiederkehrender Muster in der Varianz ist. Aufgrund der Definition stehen die berechneten Funktionen orthogonal zueinander und müssen deshalb nicht unbedingt physikalischen Variabilitätsmustern entsprechen. Ergänzende Anmerkungen, insbesondere zur praktischen Anwendung der EOF-Analyse, finden sich im Anhang sowie in der ausführliche Beschreibung durch *von Storch and Zwiers (1999)*.

2.4 Korrelationsanalyse

Die aus der EOF-Analyse hervorgehenden PCs wurden mit ihrer Standardabweichung normiert. Die um den Mittelwert und den linearen Trend bereinigten Daten der AMOC wurden ebenfalls durch ihre Standardabweichung dividiert. Die normierten Zeitserien werden hiernach als Indizes bezeichnet. Für die beiden SIC-Indizes (PC1 und PC2) eines Modells wurden Kreuzkorrelationen mit dem SLP-PC1-Index und dem AMOC-Index durchgeführt. Die Kreuzkorrelation selbst basiert auf der Formel zur Korrelation zweier Zeitserien A und B mit jeweils n skalaren Beobachtungen nach Pearson (1972). In diesem Fall wird die Korrelation wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} \rho(A, B) &= \frac{\text{Cov}(A, B)}{\sigma_A \sigma_B} = \frac{\sum_{t=1}^n (A(t) - \sigma_A)(B(t) - \sigma_B)}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (A(t) - \sigma_A)^2 \sum_{t=1}^n (B(t) - \sigma_B)^2}} \\ &= \frac{1}{n-1} \sum_{t=1}^n \left(\frac{A(t) - \mu_A}{\sigma_A} \right) \left(\frac{B(t) - \mu_B}{\sigma_B} \right) \end{aligned}$$

Dabei gilt $\rho(A, B) \in [-1, 1]$. Die Kreuzkorrelation wurde durch Korrelation der zueinander verschobenen Indizes berechnet, wodurch die Indizes je nach Größe der Verschiebung am Anfang bzw. am Ende gekürzt wurden. Sofern die Korrelationen in dieser Arbeit als signifikant bezeichnet werden, sind sie dies auf einem Signifikanzniveau von 95%.

2.5 Regressionsanalyse

Um den Einfluss von SLP und AMOC auf die SIC der gesamten nördlichen Hemisphäre zu untersuchen, wurden sowohl der SLP-PC1-Index als auch die beiden AMOC-Indizes als Regressor für die lineare Regression der trendbereinigten SIC-Daten verwendet. Dabei wird für jeden Gitterpunkt (x_k, y_j) der SIC-Anomalien der Parameter $\theta_1(x_k, y_j)$ berechnet, der die Gleichung $y(x_k, y_j, t) = \theta_1(x_k, y_j)x(t) + \varepsilon(x_k, y_j, t)$ für einen möglichst kleinen Fehlerterm $\varepsilon(x_k, y_j, t)$ erfüllt.

Die Zeitserie des Gitterpunktes (x_k, y_j) der abhängigen Variable (SIC) wird durch $y(x_k, y_j, t)$ beschrieben. Die Zeitserie des Regressors (SLP-Index oder AMOC-Indizes) wird durch $x(t)$ angegeben.

3 Ergebnisse

3.1 SIA (Meereisfläche)

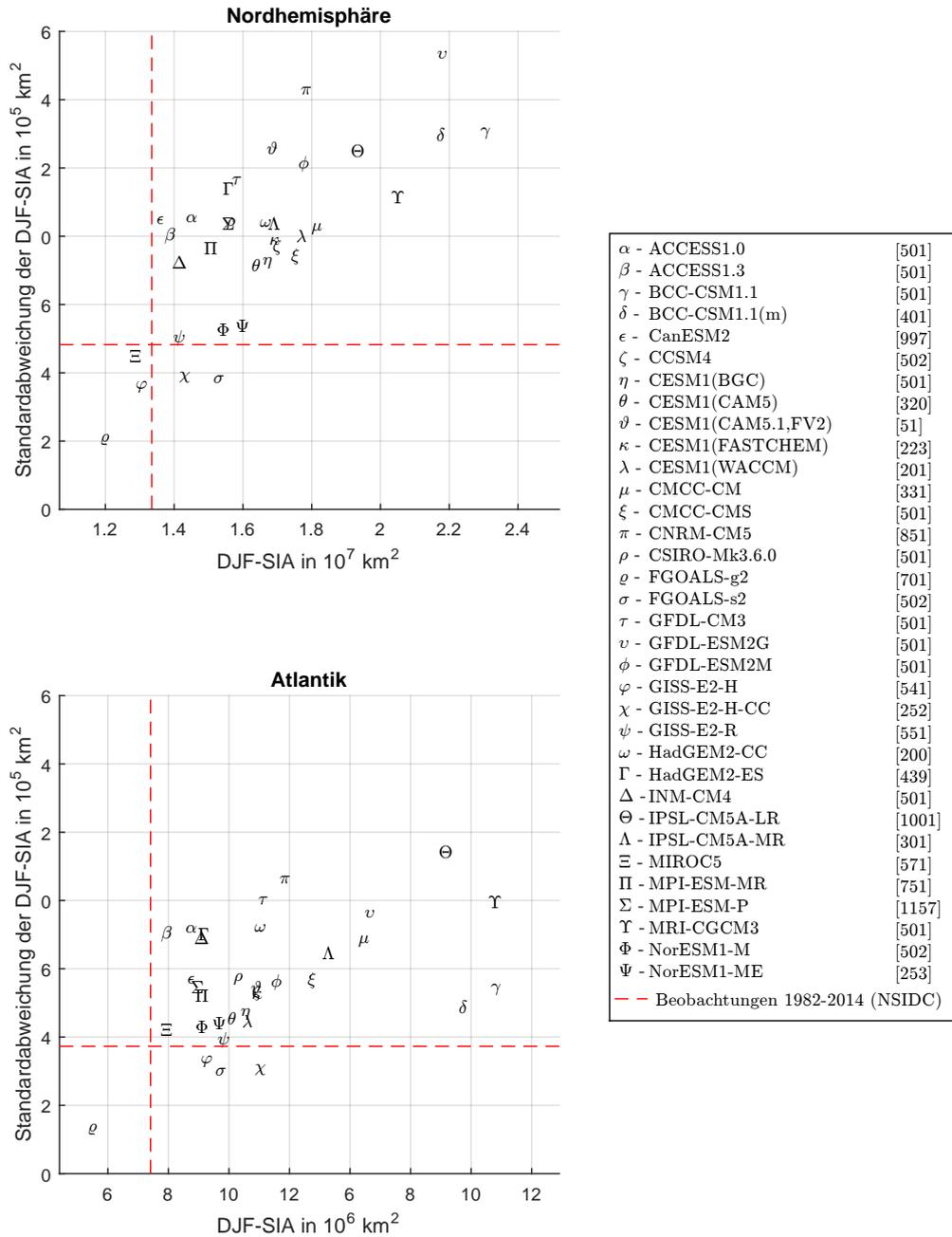


Abbildung 1: Vergleich der Modelle und Beobachtungsdaten durch die Darstellung der Standardabweichung über der mittleren Eisausdehnung im Winter; Angaben in eckigen Klammern geben die Anzahl der DJF-Mittelwerte an; Beobachtungsdaten stammen vom National Snow and Ice Data Center (NSIDC)

Überwiegend simulieren die Modelle im Vergleich zu den Beobachtungen im Winter eine größere Meereisausdehnung wie auch eine höhere Standardabweichung der SIA. Die höhere Standardabweichung kann möglicherweise auf die von *Semenov et al.* (2015) beschriebene erhöhte Sensibilität der CMIP5-Modelle zurückgeführt werden. Die Beobachtungswerte unterliegen jedoch im Gegensatz zu den Modell-Daten einem anthropogenen Einfluss. Ein Rückgang der SIA in den Wintermonaten der vergangenen Jahre in der Nordhemisphäre, wie von *Stroeve et al.* (2007) beschrieben, ist bei ersteren deshalb durchaus zu berücksichtigen.

3.2 SIC (Meereiskonzentration)

Die führende EOF des DJF-Mittels (nachfolgend E1-SIC genannt) des atlantischen Sektors (90°W-90°O) wird in Abbildung 2 dargestellt. Für die Berechnung der EOFs wurde der gesamte Bereich zwischen 0° und 90°N berücksichtigt. Die graphische Darstellung beschränkt sich auf den Bereich nördlich von 30°N. Ausgehend von Abbildung 1 wurde die EOF-Analyse für die in Tabelle 1 fettgedruckten Modelle durchgeführt. Die entsprechenden Zeitserien (PCs) finden sich im Anhang (Abbildung A.2 - A.10). E1-SIC zeigt für alle Modelle einen Quasi-Monopol. Ein Großteil der Variabilität beschränkt sich auf die Region um die Barents- und Grönlandsee und das Europäische Nordmeer. Minimale Variabilität mit anderem Vorzeichen lässt sich für jedes Modell außer für das GFDL-ESM2M und das GISS-E2-R (für letzteres sind die Vorzeichen westlich und östlich von Grönland identisch) in der Labradorsee und Davisstraße ausmachen. Die erklärte Varianz der E1-SIC liegt für alle Modelle auf einem vergleichbaren Niveau, wodurch die Plausibilität dieses Musters unterstützt wird. Im Vergleich zur Verteilung der mittleren Eiskonzentration (Abbildung A.1) zeigt sich, dass sich die Variabilität der E1-SIC in allen Modellen auf den Bereich nahe der Eiskante beschränkt. Die exakte räumliche Verteilung und Ausprägung der Muster in den Modellen unterscheiden sich dennoch teilweise auffallend. Alle Modelle zeigen ein Variabilitätszentrum im Gebiet zwischen Spitzbergen und Island. Für die Integration des GISS-E2-R ist dieses Muster zonal ausgedehnter und liegt weiter südöstlich als in den anderen Modellen. Im Gegensatz zu diesen, die auch nördlich von Skandinavien noch Variabilität mit gleichem Vorzeichen aufweisen, zeigt die E1-SIC des GISS-E2-R keine weiteren Variabilitätszentren. So findet sich ein ähnliches Merkmal in ausgedehnterer Form in der E1-SIC des INM-CM4-Modells. Zusätzlich ist in diesem Modell aber auch ein Variabilitätsmuster auszumachen, das sich von der Südspitze Spitzbergens bis nach Nowaja Semlja erstreckt. Vergleichbare, weniger stark ausgeprägte Muster zeigen sich zudem in den Modellen MPI-ESM-MR und NorESM1-M.

Auch in den vier übrigen Modellen ist die räumliche Verteilung der Variabilität in der Barentssee ähnlich. Diese Muster verlaufen hier aber parallel zur jeweiligen Eiskante in einem Bogen von der Südküste Spitzbergens durch die Barentssee zur Nordküste Norwegens. Alle Modelle zeigen Variabilität in der nördlichen Ostsee, wobei dieses Muster in der E1-SIC des GISS-E2-R weiter nach Süden ausgedehnt ist. Dies steht im Einklang mit der insgesamt südlicher verlaufenden Eiskante in diesem Modell.

Zusammenfassend zeigen die verschiedenen E1-SIC ein einheitliches Bild, obgleich das GISS-E2-R aufgrund der ebenfalls negativen Anomalie in der Labradorsee eine Sonderstellung einnimmt. Die führende EOF der gesamten Nordhemisphäre (nicht dargestellt) ähnelt der hier gezeigten E1-SIC und zeichnet den atlantischen Sektor ebenfalls als Schlüsselregion für die Variabilität des Meereises in der Nordhemisphäre aus (*Semenov et al.*, 2015). Die Korrelation der Zeitserien für den Atlantik und die Nordhemisphäre unterstützt diese Annahme ($r \geq 0,98$). Für die Modelle CCSM4 und GISS-E2-R wurden negative Korrelationen gefunden ($r \leq -0,99$). Dies steht jedoch nicht im Gegensatz zur obigen Aussage, da das Vorzeichen einer EOF in diesem Zusammenhang keine Rolle spielt. Das gefundene Muster deckt sich qualitativ mit vorherigen Studien (*Slonosky et al.*, 1997; *Deser et al.*, 2000; *Singarayer and Bamber*, 2003), wobei die Intensität in der Labradorsee und Davisstraße in diesen Arbeiten, die auf Beobachtungsdaten basieren, größer ist. Die erklärte Varianz der hier gezeigten E1-SIC deckt sich sehr gut mit den Resultaten von *Deser et al.* (2000), wobei in deren Arbeit der Zeitraum von Januar bis März Grundlage der Analyse war und ein direkter Vergleich mit den hier dargestellten Ergebnissen somit nur eingeschränkt sinnvoll ist. Die von *Slonosky et al.* (1997) für den Zeitraum Dezember bis Februar berechnete E1-SIC hat indes eine vergleichsweise geringere erklärte Varianz von 23%.

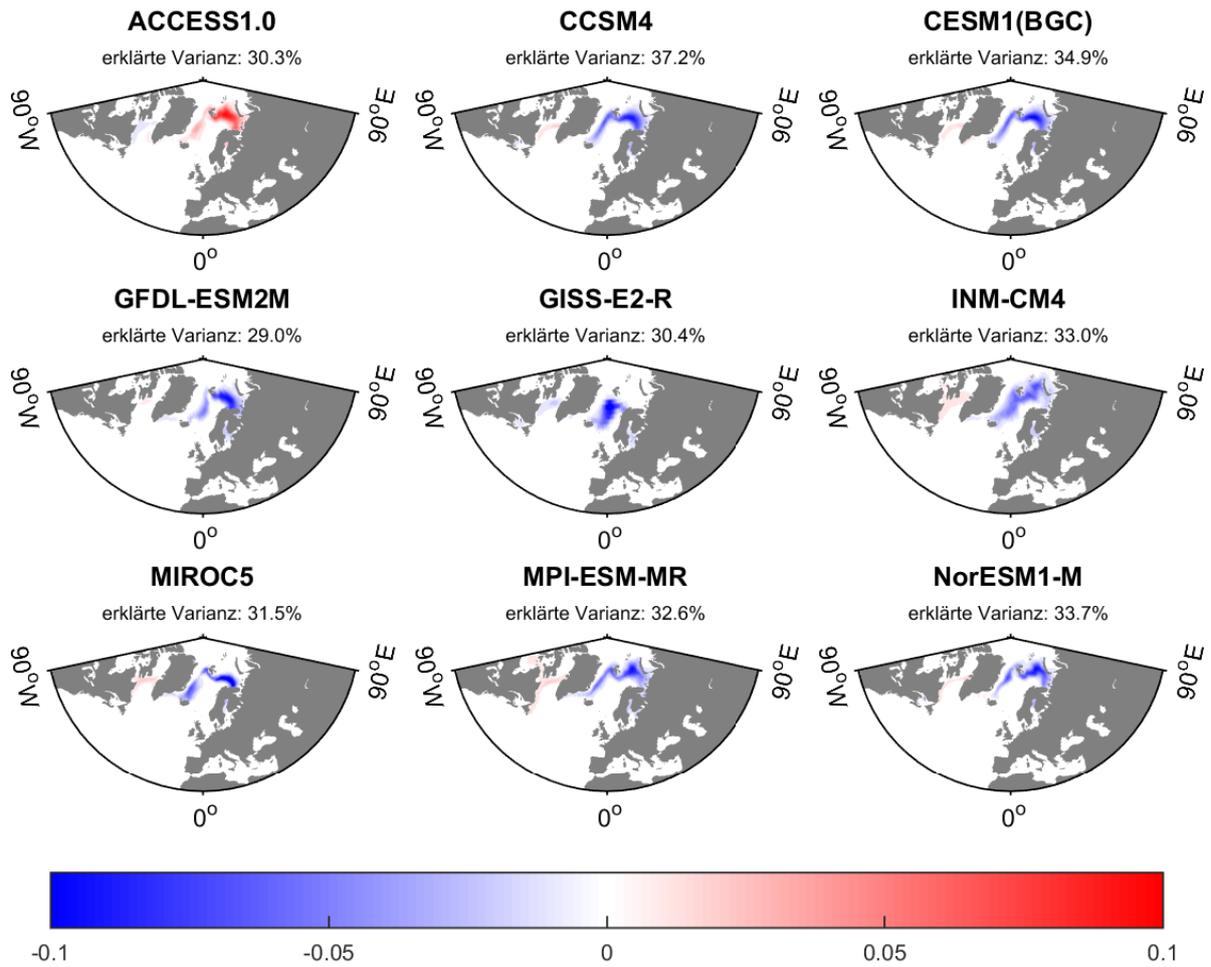


Abbildung 2: Führende SIC-EOF der ausgewählten Modelle berechnet für die Wintermonate Dezember-Februar

Die E2-SIC für den atlantischen Sektor (Abbildung 3) unterscheiden sich von Modell zu Modell stärker als die im vorherigen Abschnitt beschriebene E1-SIC. Die dazugehörigen PCs sind ebenfalls im Anhang in Abbildung A.2 - A.10 ersichtlich. Die E2-SIC sind nach der Regel von North et al.(1982) für alle Modelle gut von E1-SIC und E3-SIC abgegrenzt (vgl. Anhang). Die Modelle CCSM4, CESM1(BGC) und INM-CM4 zeigen einheitliche Dipol-Strukturen mit Variabilität des einen Vorzeichens in der Barentssee und der nördlichen Ostsee. Den Gegenpol bildet ein ausgeprägtes Variabilitätszentrum, das sich von der Grönlandsee zwischen Spitzbergen und Island bis in das Gebiet südlich von Grönland erstreckt. CCSM4 und CESM1(BGC) zeigen zudem geringe Anteile an der von E2-SIC beschriebenen Varianz entlang der Küste von Neufundland und Labrador. Die Modelle MPI-ESM-MR und NorESM1-M erzeugen unter Berücksichtigung der Eiskante zu INM-CM4 eine vergleichbare Verteilung der Variabilität. Die E2-SIC des GISS-E2-R ähnelt den bereits besprochenen E2-SIC. Jedoch ist der Dipol östlich von Grönland nach Südwesten verschoben und konzentriert sich so auf das Gebiet um die Grönlandsee und das europäische Nordmeer. Dadurch zeigt das GISS-E2-R keine Variabilität in der Barentssee. Der Bereich westlich von Grönland trägt hier mehr zur Gesamtvariabilität bei, die EOF ist hier ausgeprägter. Die E2-SIC von ACCESS1.0 und MIROC5 besitzen qualitative Gemeinsamkeiten im Bezug auf die Gestalt der Variabilität. Variabilität zeigt sich ebenfalls in den Gebieten westlich von Grönland und in der Grönland- und Barentssee. Die Vorzeichen der Gebiete Davisstraße/Labradorsee und Barentssee sind im Gegensatz zu den anderen Modellen identisch. Die Ausprägung der E2-SIC des ACCESS1.0 ist in der Barentssee geringer als in der Region Davisstraße/Labradorsee. Das Modell GFDL-ESM2M nimmt im Bezug auf die E2-SIC eine Sonderstellung ein. Auch wenn die Muster hier wieder in den bereits genannten Bereichen liegen, zeigen sich paarweise Anomalien gleichen Vorzeichens. Die Variabilität westlich von Grönland besitzt das gleiche Vorzeichen wie eine Anomalie, die meridional von der Ostküste Spitzbergens ins europäische Nordmeer verläuft. Ein deutlicher Gegenpol findet sich nordöstlich von Island. Des weiteren sind abgeschwächte Anomalien nordwestlich von Island und südlich von Spitzbergen in der Barentssee auszumachen. Der Unterschied zwischen der E2-SIC des atlantischen Sektors (Abbildung 3) und der E2-SIC der gesamten nördlichen Hemisphäre (nicht dargestellt) ist insgesamt größer, als bei der E1-SIC. So sind die Korrelationen für einige Modelle (ACCESS1.0, INM-CM4, MIROC5, NorESM1-M) wieder hoch ($|r| \geq 0,99$), allerdings zeigen andere Modelle zwar signifikante, aber deutlich geringere Korrelationen ($r = -0,14$ für CCSM4; $r = -0,12$ für GFDL-ESM2M).

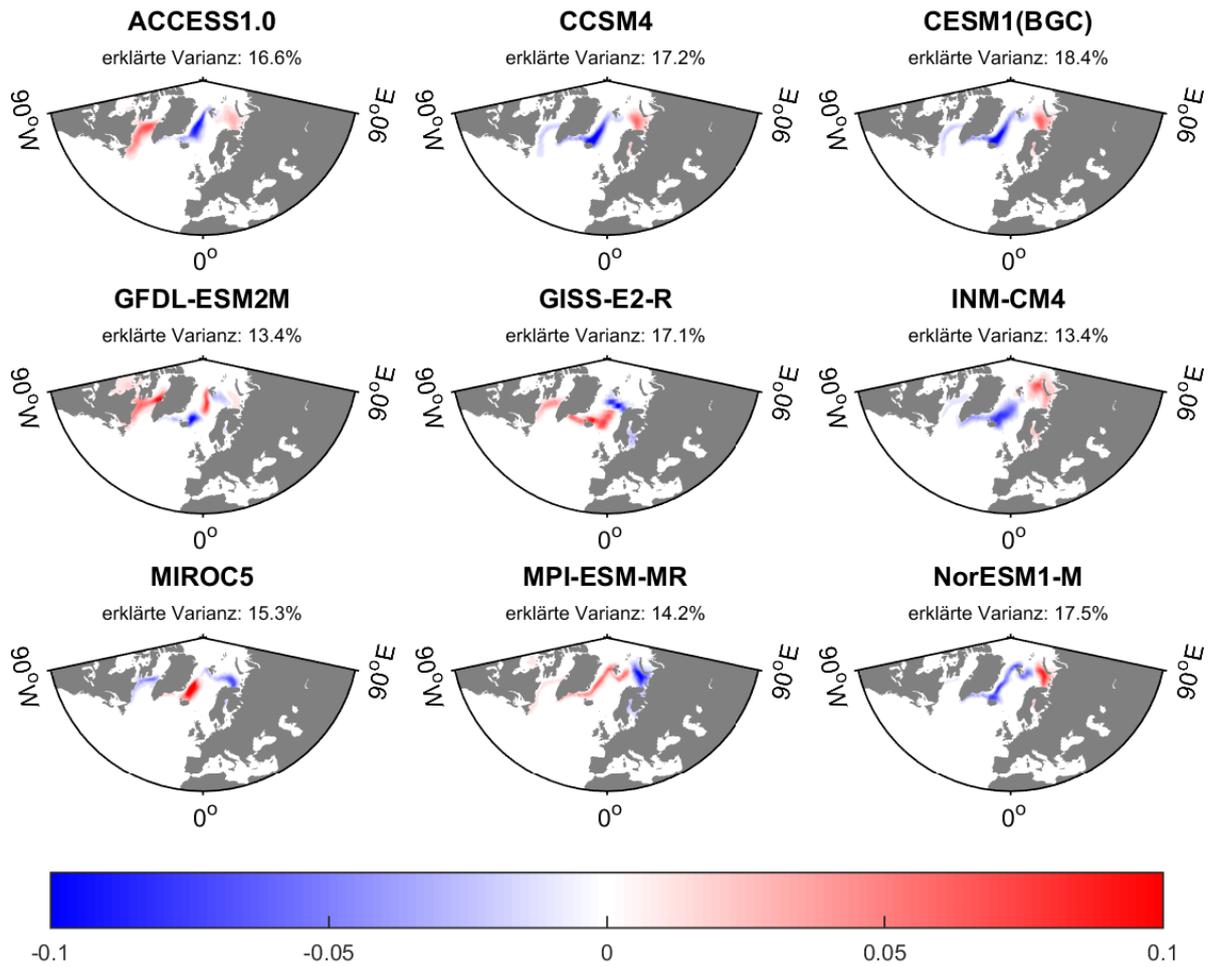


Abbildung 3: E2-SIC der ausgewählten Modelle berechnet für die Wintermonate Dezember-Februar

3.3 SLP (Luftdruck auf Meeresniveau)

Zahlreiche Arbeiten deuten auf einen Zusammenhang zwischen der NAO und der SIC hin (*Deser et al.*, 2000; *Singarayer and Bamber*, 2003; *Semenov et al.*, 2015). Um zu untersuchen, wie sich diese Beziehung in den CMIP5-Modellen darstellt, wurde die EOF-Analyse der SLP-Daten in einem Bereich von 90°W-40°O und 20°N-70°N durchgeführt. *Hurrell and Deser* (2009) konnten für eine in dieser Region durchgeführte EOF-Analyse das Muster der NAO nachweisen. So zeigen auch die in der vorliegenden Arbeit für die Wintermonate DJF berechneten E1-SLP (Abbildung 4) in den untersuchten Modellen deutlich das Muster eines zonal symmetrischen Dipols, welches für alle Modelle bereits einen Großteil der Varianz der SLP Daten beschreibt. Während sich der Bereich maximaler Amplitude im Norden stets mit Ausnahme von CCSM4, CESM1(BGC) und NorESM1-M auf die Region um Island beschränkt, variiert die exakte Lage der jeweiligen Zentren im Süden von Modell zu Modell. CCSM4, CESM1(BGC) und NorESM1-M weisen im südlichen Bereich Variabilität über die gesamte Breite des beobachteten Gebietes auf (90°W-40°O) auf. Die größte Variabilität lässt sich über der iberischen Halbinsel finden. Das Zentrum der Variabilität erstreckt sich beim NorESM1-M zudem über das gesamte Mittelmeer und Teile des Ostatlantiks. Insgesamt zeigen die drei Modelle im Vergleich zu den anderen eine Verlagerung des gesamten Dipols nach Osten. Beim GFDL-ESM2M-Modell liegt der südliche Pol der E1-SLP nordwestlich der iberischen Halbinsel. Dennoch überspannt die Variabilität auch hier den gesamten Zentralatlantik und Zentraleuropa. Auch die Modelle ACCESS1.0, GISS-E2-R und INM-CM4 zeigen ein derart ausgedehntes Muster, allerdings liegt das Zentrum hier im Zentralatlantik. Die E1-SLP des MPI-ESM-MR unterscheidet sich im Wesentlichen von denen der anderen Modelle durch einen großen Bereich maximaler Schwankung über dem Zentralatlantik und der iberischen Halbinsel. Damit ähnelt dieses Muster der E1-SLP des NorESM1-M, obgleich die Zentren im MPI-ESM-MR weiter westlich liegen.

Es lässt sich festhalten, dass die NAO in allen der neun untersuchten Modelle anhand einer EOF-Analyse nachweisbar ist. Die erklärte Varianz und auch die Struktur der Modelle stehen im Einklang mit den Ergebnissen von *Hurrell and Deser* (2009) und *Chen et al.* (2013), wobei die dort beschriebene E1-SIC der Beobachtungsdaten aus dem Zeitraum 1899-2006 im selben Gebiet 35,6% der Varianz erklärt.

Die in Abbildung 5 dargestellte Kreuzkorrelation zwischen den nach der in Abschnitt 2.4 dargestellten Methodik normierten PC1-SLP (nachfolgend NAO-Index genannt) und PC1-SIC zeigt übereinstimmend die betragsmäßig höchste Korrelation, wenn der NAO-Index der PC1-SIC um ein Jahr voraus ist. Für die Korrelation wurden jeweils die PCs

der EOF-Analysen der saisonalen DJF-Mittel verwendet. Die Resultate stimmen mit den Ergebnissen von *Slonosky et al. (1997)* und *Singarayer and Bamber (2003)* überein. Trotz der geringen Korrelationen bei dieser Verschiebung ($0,09 \leq |r| \leq 0,24$), sind alle Korrelationen signifikant. Die Modelle GFDL-ESM2M und MIROC5 zeigen zudem signifikante Korrelationen, bei einem Versatz von -4 bzw. -2 Jahren (vgl. Abbildung 5). ACCESS1.0, GISS-E2-R und INM-CM4 zeigen für einen Versatz von -3 bis 0 Jahren signifikante Korrelationen. Für die Modelle GFDL-ESM2M und GISS-E2-R ist die Korrelation für den Versatz von zwei Jahren sogar geringfügig größer als für den einjährigen Versatz. Auffällig ist, dass einige Modelle (CCSM4, INM-CM4, MIROC5, MPI-ESM-MR und NorESM1-M) auch für den Fall, dass die Zeitserien nicht gegeneinander verschoben

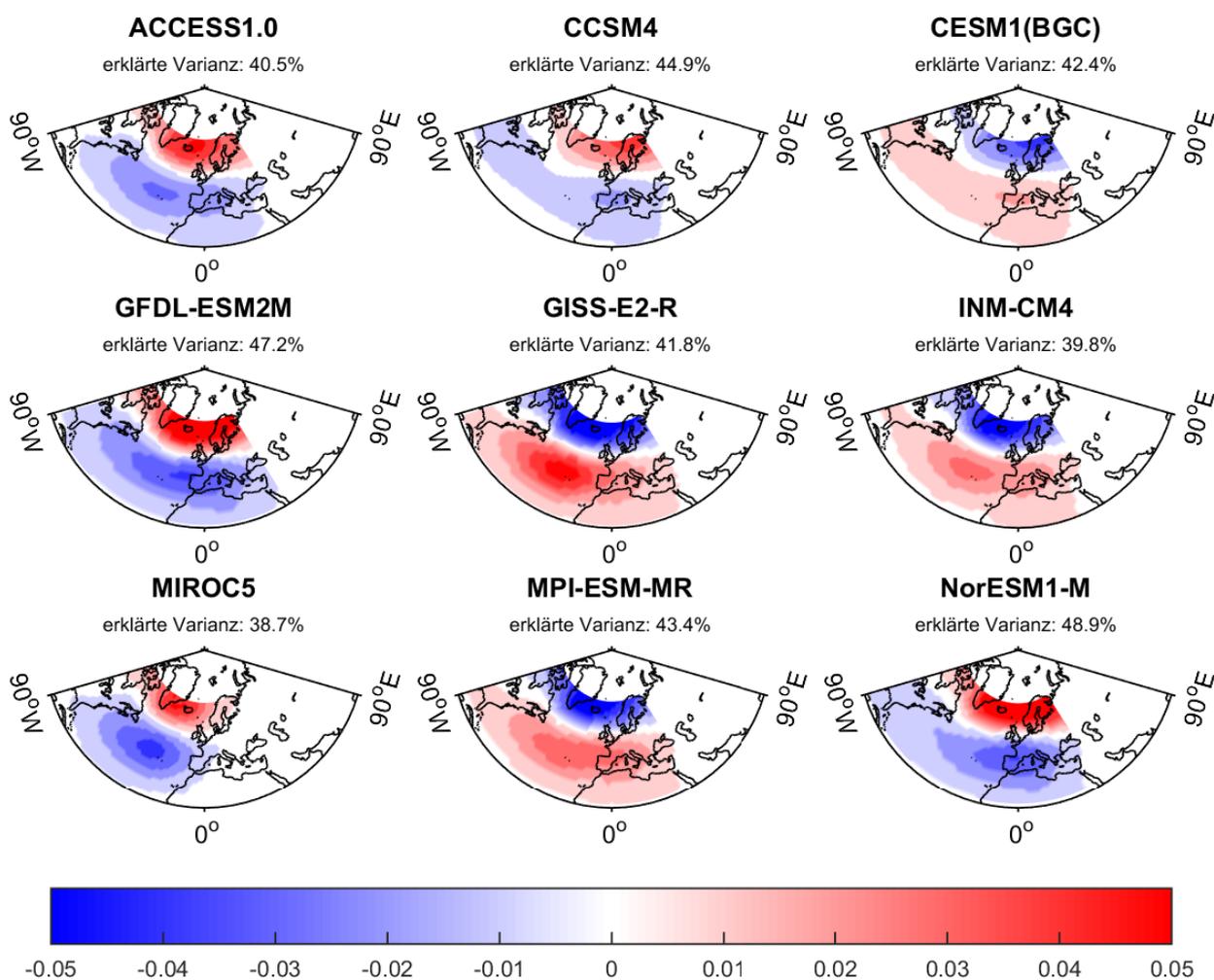


Abbildung 4: Führende SLP-EOF der ausgewählten Modelle berechnet für die Wintermonate Dezember-Februar im Bereich 90°W bis 40°O zwischen 20°N und 70°N

werden, eine signifikante Korrelation zeigen. Des Weiteren weist auch das CCSM4-Modell für den Fall, dass die PC1-SIC führt, eine zum Versatz von Null vergleichbare, signifikante Korrelation auf. Die Korrelationsanalyse deutet unter Berücksichtigung der Vorzeichen der in Abbildung 2 und Abbildung 4 dargestellten EOFs darauf hin, dass ein Teil der Variabilität des Meereises im Atlantik auf den atmosphärischen Einfluss zurückgeht. Somit deuten die Modelle übereinstimmend an, dass eine positive Phase der NAO positiv mit einem Rückgang des Meereises östlich von Grönland korreliert. Zur Untersuchung der unmittelbaren Zusammenhänge zwischen NAO und SIC wurde die Kreuzkorrelation zudem auf Basis von monatlichen Werten berechnet (vgl. Abbildung 6). In den dafür erforderlichen EOF-Analysen wurden alle verfügbaren monatlichen Daten als einzelne Werte berücksichtigt. Hierbei ist zu beachten, dass sich die E1-SIC für das Mittel der Wintermonate DJF und für alle Monate des Jahres zwar ähneln, jedoch sichtbare Unterschiede im Bereich der Karasee existieren (vgl. Abbildung 2 und Abbildung A.11). Es liegt nahe, dass die im Vergleich zu der DJF-E1-SIC zusätzlich weiter nördlich liegende Variabilität den Jahresgang der Eisausdehnung widerspiegelt. Die E1-SLP des gesamten Jahres unterscheiden sich indes weniger von der E1-SLP des DJF-Mittels (*Hurrell and Deser, 2009*). Das Ergebnis dieser Kreuzkorrelation zeigt eine mit Abbildung 5 vergleichbare Korrelation, deutet allerdings auch auf einen direkteren Einfluss der NAO hin. So scheint sich die atmosphärische Zirkulation generell auf die Eiskonzentration des Fol-

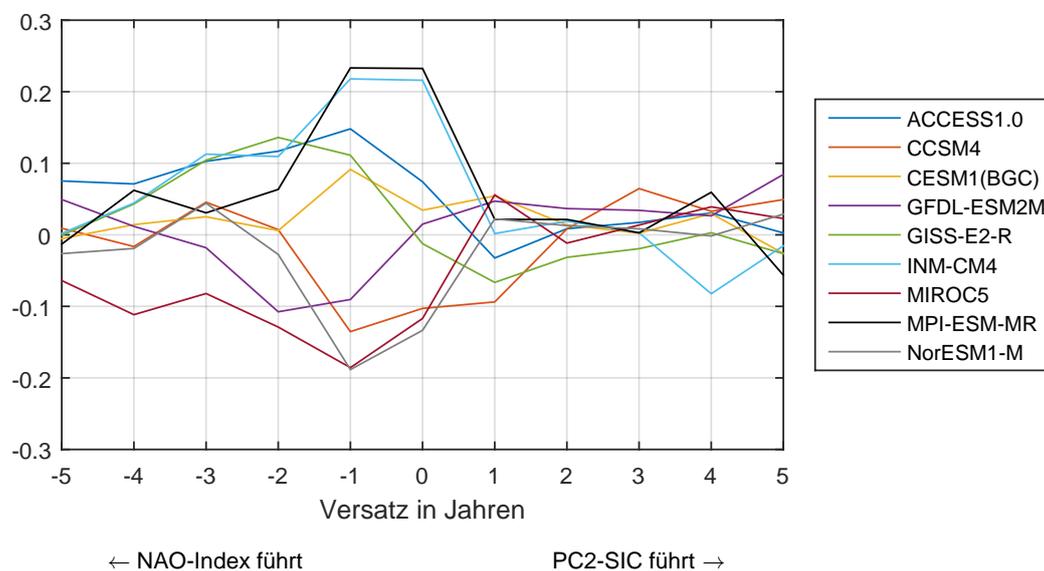


Abbildung 5: Kreuzkorrelation zwischen NAO-Index und PC1-SIC für die Wintermonate Dezember-Februar

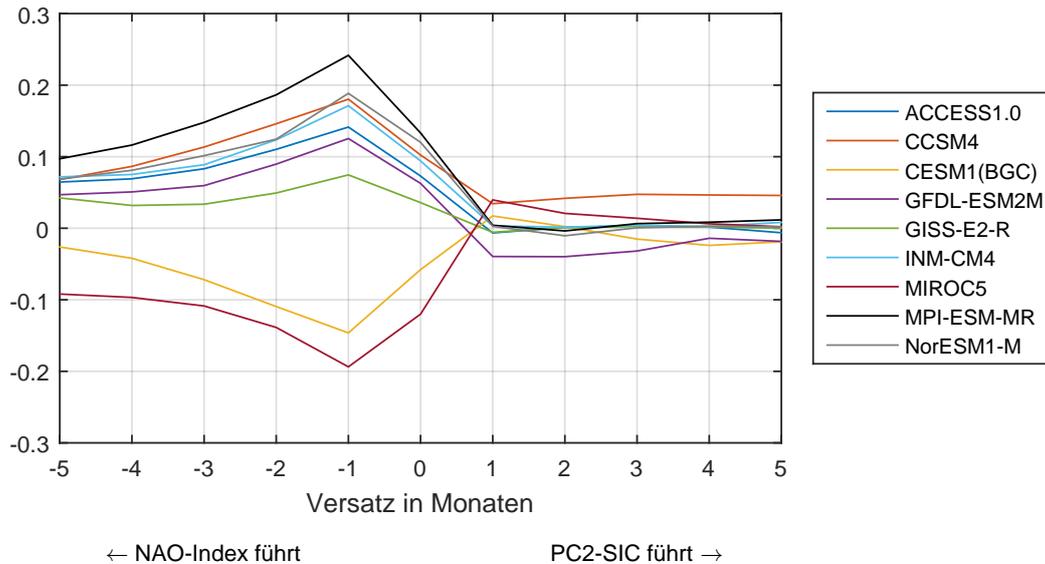


Abbildung 6: Kreuzkorrelation zwischen NAO-Index und PC1-SIC für alle verfügbaren monatlichen Werte

gemonats auszuwirken. Die Antikorrelation zwischen NAO-Index und PC1-SIC für die beiden Modelle CESM1(BGC) und MIROC5 lässt sich durch die Richtung der jeweiligen EOFs erklären, so dass auch hier eine starke NAO mit einer Abnahme der SIC östlich von Grönland einhergeht. Die Kreuzkorrelation des NAO-Index der einzelnen Monate Dezember bis April mit der März PC1-SIC (nicht gezeigt) bestätigt die beschriebene direkte zeitliche Beziehung zwischen NAO und SIC auch für die einzelnen Wintermonate. In Abbildung 7 ist die Regression der SIC-Anomalien auf den NAO-Index im Zeitraum DJF dargestellt. Diese Regression wurde ohne Versatz durchgeführt. Im Gegensatz zur E1-SIC (Abbildung 2) sind hier für alle Modelle bis auf MIROC5 Zusammenhänge zwischen NAO und SIC des einen Vorzeichens westlich und südlich von Grönland zu erkennen. Die Regressionsanalyse des MIROC5 zeigt nur in dem Gebiet um die Labradorsee und Davisstraße SIC-Anomalien in Verbindung mit der NAO. Zudem lassen sich in allen Modellen zwischen Spitzbergen und Island sowie in der Ostsee Anomalien mit gegenteiligem Vorzeichen ausmachen. Die Untersuchung von *Löptien et al.* (2013) ergibt allerdings, dass sich die NAO nicht eignet, um Veränderungen im Meereis in der Ostsee zu beschreiben. Auf dieser Grundlage ist davon auszugehen, dass die hier untersuchten CMIP5-Modelle generell den regionalen Einfluss der NAO auf das Meereis in der Ostsee überschätzen. Die Vorzeichen der Regressionskoeffizienten stehen im Einklang mit den in Abbildung 4 dargestellten E1-SLP.

Die Anomalien in der Grönland- und Barentssee zeigen sich abhängig von der jeweiligen mittleren Eiskonzentration der Modelle in diesem Bereich (Abbildung A.1). So deutet sich eine stärkere Beeinflussung der Eiskonzentration durch die NAO an, wenn die Eiskante, insbesondere südöstlich von Grönland und südwestlich von Nowaja Semlja, weniger stark ausgeprägt ist (ACCESS1.0, CCSM4, CESM1(BGC), MIROC5, MPI-ESM-MR und NorESM1-M). Auffällig sind die Modelle GFDL-ESM2M und GISS-E2-R, die nur eine geringe Beeinflussung der SIC durch die NAO in dieser Region aufweisen. Ebenso bemerkenswert ist die starke Anomalie, die das INM-CM4-Modell hier zeigt. Dies steht jedoch im Einklang mit der geringeren Eisausdehnung des Modells nördlich von Skandinavien. Im Bezug auf eine sich andeutende stärkere Auswirkung der NAO auf geringe Eisausdehnungen ist anzumerken, dass es sich hierbei um einen Vergleich von unabhängigen Modellen mit unterschiedlichen Parametrisierungen handelt. Es ist daher ebenso möglich, dass die Ursache dieses Zusammenhangs zwischen Eisausdehnung und Einfluss der NAO in den Unterschieden der Physik der einzelnen Modelle liegt. Alle Modelle zeigen zudem Anomalien im Pazifik im Bereich der Beringsee und dem ochotskischen Meer. Weiterhin lassen INM-CM4 und NorESM1-M ausgeprägte Anomalien im Gelben Meer erkennen. Dies unterstützt die These, dass die NAO ein Teil der NAM ist. Da der Fokus dieser Arbeit auf dem atlantischen Sektor liegt, sollen diese Auffälligkeiten im Folgenden nicht weiter diskutiert werden.

Die in Abbildung 7 sichtbaren Muster der Regressionsanalyse in den Gebieten westlich und östlich von Grönland decken sich mit den in der Literatur beschriebenen Auswirkungen (*Slonosky et al.*, 1997; *Deser et al.*, 2000; *Hurrell and Deser*, 2009; *Semenov et al.*, 2015). Eine positive Phase der NAO (d.h. ein meridionaler Druckgradient mit hohem Druck in mittleren Breiten) äußert sich in einer ausgeprägten westlichen geostrophischen Windkomponente im Bereich des Zentralatlantiks. Die damit verbundenen nördlichen Winde über der Labradorsee und der Davisstraße führen lokal zu negativen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (SST) und hohen sensiblen Wärmeflüssen (*Skeie*, 2000). Dies wiederum induziert eine verstärkte Eisbildung. Im Gegensatz dazu sorgen südliche Winde über Grönland und der Barentssee für den Eintrag positiver SST-Anomalien und damit für einen Rückgang des Eises (*Francis and Hunter*, 2007). Des Weiteren wirkt sich die NAO auf die Eisdrift (*Slonosky et al.*, 1997) und den Einstrom in die Barentssee (*Semenov et al.*, 2015) aus. Die so hervorgerufenen Veränderungen des Meereises werden von Abweichungen der Oberflächentemperatur (SAT) begleitet (*Deser et al.*, 2000). Die Anomalien in der Ostsee könnten im Zusammenhang mit der von *Hurrell* (1996) beschriebenen Zunahme der SAT über großen Teilen des eurasischen Kontinentes während einer

positiven Phase der NAO stehen. Bei einer negativen Phase kommen gegenteilige Effekte zum Tragen, wobei die allgemeine atmosphärische Zirkulation dann schwächer ist (*Deser and Blackmon, 1993*). Zudem führt der durch Nordwinde induzierte Eisexport durch die Framstraße zu einer allgemeinen Abnahme der SIA (*Stroeve et al., 2007*). Allerdings bewirken diese Winde gleichzeitig einem Wärmeverlust im Bereich der Barentssee, der die Eisbildung lokal begünstigt (*Skeie, 2000*).

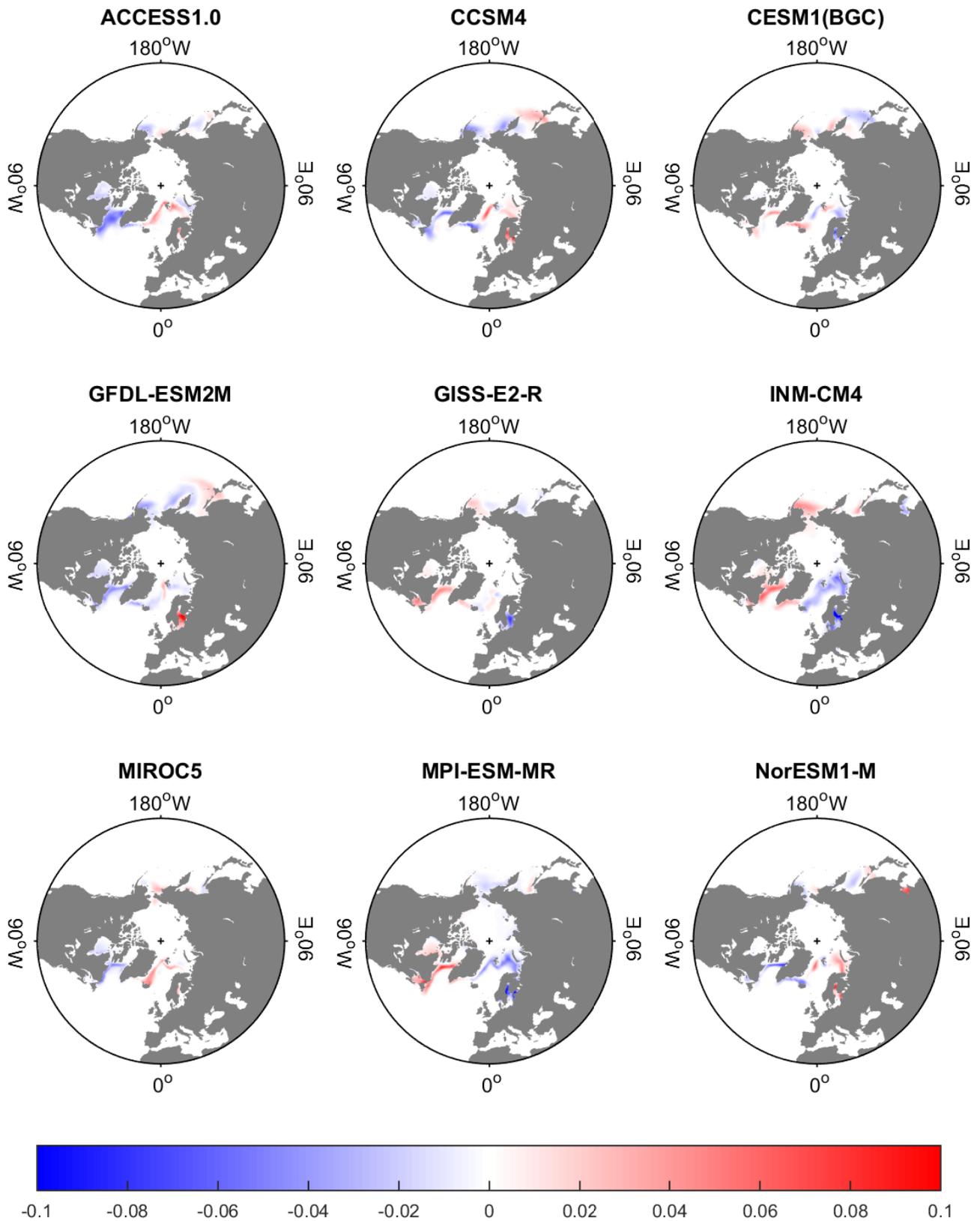


Abbildung 7: lineare Regression der Anomalien des DJF-Mittels der SIC auf den NAO-Index; Regressionskoeffizienten sind dimensionslos

3.4 AMOC (Umwälzzirkulation im Atlantik)

Die in Abbildung 8 dargestellte lineare Regression der SIC-Anomalien auf den AMOC-Index bei 55°N deutet auf signifikante Unterschiede in der Verknüpfung der beiden Größen zwischen einzelnen Modellen hin. Zwar fallen die Gebiete der Beeinflussung der SIC in allen Modellen wieder mit der Eiskante zusammen, jedoch differieren die Vorzeichen und die Größenordnung der einzelnen Anomalien von Modell zu Modell. Übereinstimmend zeigen CCSM4, CESM1(BGC), MPI-ESM-MR und NorESM1-M einen negativen Zusammenhang zwischen AMOC und SIC im Bereich der Barents- und Grönlandsee und einen positiven westlich von Grönland. Dennoch unterscheidet sich auch hier die Stärke der Verbindung. Das Modell ACCESS1.0 zeigt einen vergleichsweise starken Einfluss der AMOC. Die SIC in der Barentssee wird allerdings konträr zu den bereits beschriebenen Modellen positiv von einer starken AMOC geprägt. Einen gänzlich anderen Sachverhalt weist das Modell GFDL-ESM2M auf, mit negativen Anomalien in der Davisstraße, südlich von Spitzbergen und in der nördlichen Ostsee und einem positiven Pendant nördlich von Island. GISS-E2-R und MIROC5 lassen im gesamten atlantischen Bereich eine Abnahme der SIC im Zusammenhang mit einem positiven AMOC-Index erkennen, wobei MIROC5 auf eine stärkere Reaktion der SIC im Gebiet östlich von Grönland hindeutet. Im Gegensatz zur ausgeprägten Kopplung von SLP und SIC (Abbildung 7) ist der Zusammenhang zwischen AMOC und SIC im INM-CM4 mit schwachen Anomalien in Grönland- und Barentssee deutlich geringer.

Auch die Regression der SIC-Anomalien auf den AMOC-Index bei 30°N (Abbildung A.12) zeigt deutliche Unterschiede zwischen den Modellen. So lassen sich Anomalien gleichen Vorzeichens in der Grönlandsee und westlich von Grönland finden (ACCESS1.0). MIROC5 lässt zudem noch eine weitere Anomalie mit identischem Vorzeichen in der Barentssee erkennen. Bis auf eine marginale Abweichung mit anderem Vorzeichen nordöstlich von Island, zeigt auch das GFDL-ESM2M-Modell unter Berücksichtigung der individuellen Lage der Eiskante ein gleichartiges Ergebnis.

Gegensätzlich dazu haben GISS-E2-R, INM-CM4 und NorESM1-M eine Dipolstruktur mit unterschiedlichen Vorzeichen westlich und östlich von Grönland. CCSM4 stellt nur in der Grönland- und Barentssee einen linearen Zusammenhang zwischen AMOC und SIC dar und steht damit im Kontrast zu den anderen Modellen. Das Modell CESM1(BGC) beschreibt einen stärkeren Zusammenhang zwischen AMOC und der SIC im Pazifik als im atlantischen Sektor. Hier zeigt sich ein schwach ausgeprägtes, mit GFDL-ESM2M vergleichbares Muster. Die Regressionskoeffizienten des MPI-ESM-MR, die einen Einfluss der AMOC auf das Meereis in der Grönland- und Barentssee andeuten, sind ebenfalls

in Relation zu den anderen Modellen gering.

Mahajan et al. (2011) geben an, dass eine starke AMOC mit positiven SAT-Anomalien und damit einhergehend mit einem Rückgang der SIC im Bereich der Barents- und Grönlandsee wie auch in der Labradorsee verbunden ist.

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse lassen aufgrund der großen Unterschiede hier jedoch kein eindeutiges Bild der Auswirkungen der AMOC auf die SIC erkennen. Allerdings zeigen die in Abbildung A.2 bis A.10 dargestellten Zeitserien der AMOC niederfrequente Variabilität, die im Einklang mit den Modellstudien von *Semenov et al.* (2015) und *Mahajan et al.* (2011) steht.

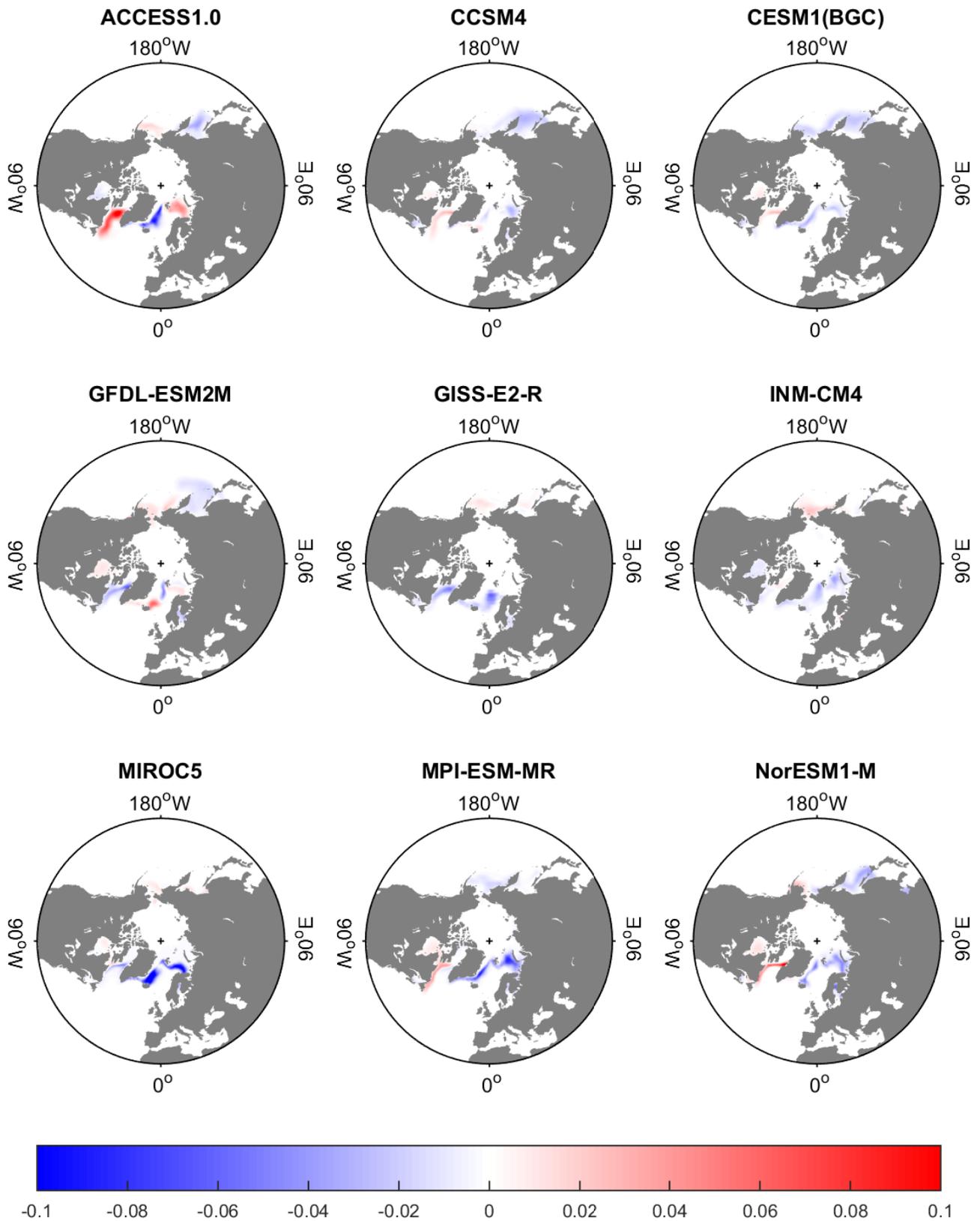


Abbildung 8: lineare Regression der Anomalien des DJF-Mittels der SIC auf den AMOC-Index bei 55°N; Regressionskoeffizienten sind dimensionslos

4 Diskussion

Die vorliegende Arbeit verfolgt das Ziel, die Variabilität des Meereises im Atlantik in den vorindustriellen Kontrollläufen der CMIP5-Modelle auf ihren Zusammenhang zur NAO und AMOC zu untersuchen.

Alle untersuchten Modelle zeigen ein übereinstimmendes Bild der E1-SIC mit einem Großteil der Variabilität östlich von Grönland. Die Variabilität beschränkt sich dabei auf die Region der Eiskante. Dieses Bild lässt sich durch einen Vergleich mit anderen Studien bestätigen (*Deser et al.*, 2000; *Singarayer and Bamber*, 2003). Auch die führende EOF der atmosphärischen Variabilität zeigt in allen Modellen ein ausgeprägtes, einheitliches Muster. Aufgrund des Dipolcharakters lässt sich die E1-SLP für alle untersuchten Modelle als NAO identifizieren. Diese Aussage kann anhand verschiedener Studien belegt werden (*Hurrell and Deser*, 2009; *Chen et al.*, 2013).

Während die E1-SIC sich hauptsächlich auf den Bereich der Grönland- und Barentssee beschränkt, deutet die E2-SIC in einigen Modellen zudem Variabilität in der Labradorsee und Davisstraße an. Nach den Regressionsanalysen ist im genannten Bereich ebenfalls Variabilität in der SIC zu erwarten, die stärker ist als die in der E1-SIC abgebildete. Allerdings unterscheiden sich die E2-SIC der Modelle teilweise deutlich und lassen es deshalb nicht zu, diese als physikalische Varianzmuster zu interpretieren.

Die E2-SLP (nicht dargestellt) zeigt im Gegensatz zum zonal symmetrischen Dipol der NAO für die meisten Modelle einen Dipol zwischen Skandinavien und der Südspitze Grönlands. Aufgrund der vergleichsweise geringen Korrelation zwischen PC2-SLP und PC1-SIC ($|r| < 0,14$), PC2-SLP und PC2-SIC ($|r| < 0,13$) als auch zwischen PC2-SLP und einer Zeitserie der gesamten SIA im atlantischen Sektor ($|r| < 0,18$) wurden hier die Einflüsse der E1-SLP auf die SIC untersucht.

Die Auswertung der Modelldaten weist auf eine Beeinflussung der Variabilität der SIC im Bereich der Eiskante durch die NAO im atlantischen Raum hin. Es zeigt sich, dass eine starke NAO generell zu einer Abnahme des Eises in der Grönland- und Barentssee und zu einer Zunahme der Eisfläche westlich von Grönland führt. Der Unterschied zwischen Abbildung 2 und Abbildung 7 im Bereich der Grönland- und Barentssee in einigen Modellen deutet allerdings darauf hin, dass die mit der NAO verknüpfte SIC-Variabilität nur partiell von der E1-SIC erfasst wird (*Hurrell and Deser*, 2009). Abbildung 5 und Abbildung 6 veranschaulichen darüber hinaus, dass der Einfluss der NAO in den einzelnen Modellen unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Hierdurch wird nahegelegt, dass die in E1-SIC dargestellte Variabilität zusätzlichen Einflüssen unterliegt. Dies deckt sich mit

den Angaben von *Hurrel and Deser* (2009), dass in Beobachtungsdaten auch in den Jahren einer schwachen NAO ein allgemeiner Rückgang der SIA zu beobachten ist. Darüber hinaus ist zu vermuten, dass die Zunahme des Meereises westlich von Grönland, die mit einer positiven NAO verbunden ist, durch andere Faktoren teilweise aufgehoben wird. Dies könnte eine Erklärung für den schwach ausgeprägten Dipol in E1-SIC sein.

Die in dieser Arbeit ebenfalls untersuchte AMOC vermag es nicht, in allen Modellen die vermuteten Zusammenhänge zwischen SIC und den Vorgängen im atlantischen Ozean zu offenbaren. So sehen aktuelle Studien einen Zusammenhang zwischen einer starken AMOC und einer abnehmenden SIA im Atlantik (*Semenov et al.*, 2015). Dies ist vor allem auf positive Anomalien im nordwärtigen Wärmetransport zurückzuführen (*Mahajan et al.*, 2011; *Zhang and Wang*, 2013). Jedoch zeigt *Hurrel* (1996) auch eine Verbindung zwischen positiven SAT-Anomalien über Europa und einer starken AMOC.

Die in Abbildung 8 und Abbildung A.12 dargestellten Regressionsanalysen weisen jedoch auf ein uneinheitliches Bild der Einflüsse der AMOC auf die SIC hin. Die Regression auf den AMOC-Index bei 30°N deutet zwar in allen Modellen bis auf GISS-E2-R und INM-CM4 eine Abnahme der SIC im Zusammenhang mit einer ausgeprägten AMOC an, allerdings lässt sich dies anhand von Abbildung 8 nicht vollständig bestätigen. So zeigen die Modelle CCSM4, CESM1(BGC), MPI-ESM-MR und NorESM1-M neben dem Modell ACCESS1.0 eine unerwartete Zunahme der SIC in der Labradorsee.

Auch die Korrelationen der AMOC-Indizes mit den PCs der EOF-Analyse der SIC unterscheiden sich von Modell zu Modell. Zu erwähnen ist, dass sich für GFDL-ESM2M und MIROC5 signifikante Antikorrelationen von $r_{30} = -0,41$ bzw. $r_{30} = -0,38$ zwischen der AMOC bei 30°N und der Zeitserie der gesamten SIA im atlantischen Sektor ergeben. Für den AMOC-Index bei 55°N lässt sich diese Korrelation jedoch nur noch für das Modell MIROC5 finden ($r_{55} = -0,48$). Es ist auch bemerkenswert, dass das Modell GISS-E2-R hier eine ebenfalls signifikante Antikorrelation von $r_{55} = -0,3$ zeigt, während die (nicht signifikante) Korrelation für 30°N nur bei $r_{30} = -0,02$ liegt. Die Korrelationsanalyse wurde für einen Versatz von einem Jahr durchgeführt, wobei die AMOC die SIA anführt (*Mahajan et al.*, 2011). Eine zusätzlich für die dekadischen Mittelwerte durchgeführte Korrelation zeigt indes für alle Modelle außer INM-CM4 ($r_{30} = 0$) und NorESM1-M ($r_{30} = -0,05$) Antikorrelationen von $r_{30} \leq -0,38$, wobei GFDL-ESM2M ($r_{30} = -0,54$) und MIROC5 ($r_{30} = -0,6$) sich hierbei erneut von den anderen Modelle abheben. Für 55°N zeigen die Modelle GISS-E2-R und MIROC5 bemerkenswerte Antikorrelationen von $r_{55} = -0,55$ bzw. $r_{55} = -0,69$. Auffällig ist zudem der Unterschied zwischen der Korrelation der jährlichen und der dekadischen Mittelwerte beim MPI-ESM-MR Modell

($r_{55} = -0,16$ bzw. $r_{55} = -0,45$). Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass die AMOC die SIA vor allem auf dekadischen Zeitskalen beeinflusst. Dieses Verhalten lässt sich jedoch nur für einen geringen Teil der hier untersuchten Modelle beweisen, sodass eine allgemein gültige Aussage bezüglich des Einflusses der AMOC auf das Meereis auf Grundlage dieser Untersuchung nicht möglich ist. Die hier dargestellten Ergebnisse decken sich allerdings mit den Aussagen von *Semenov et al.* (2015), die ebenfalls keinen belastbaren Zusammenhang zwischen AMOC und SIC in den CMIP5-Modellen feststellen konnten. Aufgrund positiver SAT-Anomalien, die infolge einer starken AMOC auftreten, wäre eine negative Korrelation zwischen AMOC und SIA zu erwarten (*Mahajan et al.*, 2011). Zudem wird die AMOC in den CMIP5-Modellen generell gut dargestellt (*Zhang and Wang*, 2013). Deshalb lassen die hier gefundenen Ergebnisse vermuten, dass entweder die hier angewandte Methodik zur Untersuchung des Sachverhaltes nicht geeignet war oder die CMIP5-Modelle bei der Darstellung des Zusammenhangs zwischen AMOC und SIC Defizite aufweisen.

Es lässt sich festhalten, dass die Muster der Variabilität von SIC und SLP, die einen Großteil der Varianz erklären, von allen Modellen gut dargestellt werden. Dies lässt den Schluss zu, dass die von den Modellen erzeugte Variabilität dieser zwei Größen plausibel ist. Durch Vergleiche mit anderen Studien konnte zudem nachgewiesen werden, dass die simulierte Variabilität den beobachteten Gegebenheiten weitgehend ähnelt. Die Arbeit von *Zhang and Wang* (2013) belegt, dass auch die von den Modellen simulierte AMOC realistisch ist. Trotz dieser Erkenntnisse zeigt die hier vorliegende Arbeit die Schwierigkeiten, die mit der Identifizierung und Beschreibung der wesentlichen Antriebe der natürlichen Variabilität des Meereises einhergehen.

So konnte herausgestellt werden, dass die NAO für einen Teil der internen Variabilität verantwortlich ist, wesentliche, zusätzliche Antriebe und insbesondere die genaue Rolle der AMOC in diesem Zusammenhang blieben jedoch im Unklaren.

Es ergibt sich daraus die Notwendigkeit weiterer Forschungen und Untersuchungen in Bezug auf diese Problematik. Eine Analyse, die vor allem die Auswirkungen von SAT- und SST-Variabilität auf die Meereisfläche und -konzentration untersucht, erscheint im Kontext dieser Ergebnisse vielversprechend. Zusätzlich sollte eine Analyse der Wärmeflüsse entlang der Eiskante unterstützende Ergebnisse liefern.

Literatur

- Aue, L. (2016): *Mechanismen der Meereisvariabilität aus Beobachtungen*. B.Sc. Thesis, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel; GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel.
- Björnsson, H. and Venegas, S.A. (1997): *A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data*. McGill University.
- Chen, H.W., Zhang, Q., Körnich, H. and Chen, D. (2013): A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **40**(11), 2856–2861. doi:doi:10.1002/grl.50551.
- Deser, C. and Blackmon, M.L. (1993): Surface Climate Variations over the Atlantic Ocean during Winter 1900-1989. *Journal of Climate*, **6**(9), 1743–1753. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1743:SCVOTN>2.0.CO;2.
- Deser, C., Walsh, J.E. and Timlin, M.S. (2000): Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. *Journal of Climate*, **13**(3), 617–633. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<0617:ASIVIT>2.0.CO;2.
- Francis, J.A. and Hunter, E. (2007): Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas. *Geophysical Research Letters*, **34**(17). doi:10.1029/2007GL030995.
- Hurrell, J.W. (1995): Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, **269**(5224), 676–679. doi:10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell, J.W. (1996): Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, **23**(6), 665–668. doi:10.1029/96GL00459.
- Hurrell, J.W. and Deser, C. (2009): North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, **78**(1), 28–41. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.026.
- Löptien, U., Mårtensson, S., Meier, H. and Höglund, A. (2013): Long-term characteristics of simulated ice deformation in the Baltic Sea (1962–2007). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(2), 801–815. doi:10.1002/jgrc.20089.

- Mahajan, S., Zhang, R. and Delworth, T.L. (2011): Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on Arctic Surface Air Temperature and Sea Ice Variability. *Journal of Climate*, **24**(24), 6573–6581. doi:10.1175/2011JCLI4002.1.
- Semenov, V.A., Martin, T., Behrens, L.K. and Latif, M. (2015): Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change. *The Cryosphere Discuss*, **9**, 1077–1131. doi:10.5194/tcd-9-1077-2015.
- Singarayer, J.S. and Bamber, J.L. (2003): EOF analysis of three records of sea-ice concentration spanning the last 30 years. *Geophysical Research Letters*, **30**(5). doi: 10.1029/2002GL016640.
- Skeie, P. (2000): Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework. *Geophysical Research Letters*, **27**(16), 2569–2572. doi: 10.1029/2000GL011529.
- Slonosky, V.C., Mysak, L.A. and Derome, J. (1997): Linking Arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales. *Atmosphere-Ocean*, **35**(3), 333–366. doi:10.1080/07055900.1997.9649596.
- von Storch, H. and Zwiers, F.W. (1999): *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.
- Stroeve, J., Holland, M., Meier, W., Scambos, T. and Serreze, M. (2007): Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, **34**(9). doi: 10.1029/2007GL029703.
- Stroeve, J.C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M. and Meier, W.N. (2012): Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophysical Research Letters*, **39**(16). doi:10.1029/2012GL052676.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. and Meehl, G.A. (2012): An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(4), 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**(9), 1297–1300. doi:10.1029/98GL00950.

Wettstein, J.J. and Deser, C. (2014): Internal Variability in Projections of Twenty-First-Century Arctic Sea Ice Loss: Role of the Large-Scale Atmospheric Circulation. *Journal of Climate*, **27**(2), 527–550. doi:10.1175/JCLI-D-12-00839.1.

Zhang, L. and Wang, C. (2013): Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(10), 5772–5791. doi:10.1002/jgrc.20390.

5 Anhang

5.1 Ergänzungen zur EOF-Analyse

North's Rule of Thumb

Es ist zu berücksichtigen, dass die in der Matrix \vec{X}' vorliegenden Daten auch in gewissem Maße Rauschen enthalten können. Es gibt verschiedene Ansätze, die Signale und das Rauschen in den Daten zu trennen. Diesen ist gemein, dass sie den Datenraum in zwei Unterräume unterteilen. Der eine enthält die EOFs, die Signale in den Daten abbilden, wohingegen der andere die EOFs beinhaltet, die das Rauschen darstellen.

Eine Alternative zu dieser Möglichkeit beschreiben *von Storch and Zwiers* (1999) und andere Autoren mit der Rule-of-Thumb von North. Der typische Fehler zwischen zwei benachbarten Eigenwerten λ der Kovarianzmatrix ist demnach definiert als:

$$\Delta\lambda_i \approx \sqrt{\frac{2}{n_{un}}} \lambda_i$$

n_{un} ist hierbei die Anzahl der unabhängigen Messungen.

Die Regel besagt, dass, wenn der Fehler eines Eigenwertes $\Delta\lambda_i$ vergleichbar oder größer als der Abstand des Eigenwertes λ_i zu seinen benachbarten Eigenwerten λ_{i-1} oder λ_{i+1} ist, der Fehler der zugehörigen EOF \vec{E}_i vergleichbar mit der Größe der entsprechenden benachbarten EOF ist.

Diese Fehler-Analyse wurde für die gezeigten Modelle unter der Annahme durchgeführt, dass Messreihen mit einem Abstand von zwei Jahren unabhängig sind (*Deser et al.*, 2000; *Slonosky et al.*, 1997)(nicht dargestellt).

Praktische Anwendung

Ziel der in den Methoden beschriebenen Analyse ist es, die Muster in der zeitlichen Variation aufzudecken. Die Berechnung der EOFs stützt sich dabei auf die $p \times p$ Kovarianzmatrix Σ . Aufgrund der Auflösung der Daten ist $p = 32400$ (Nordhemisphäre) bzw. $p = 16200$ (Atlantik). Diese Datenmenge ließ mit den zur Verfügung stehenden Möglichkeiten keine Lösung des EWP zu. Zur Bestimmung der EOFs und der zugehörigen PCs wurde deshalb die $n \times n$ Kovarianzmatrix $\hat{\Sigma} = Cov(\vec{X}^{tT}, \vec{X}^{tT}) = \vec{X}' \cdot \vec{X}^{tT}$ berechnet und das EWP $\hat{\Sigma} \cdot \vec{Y}_i = \lambda_i \vec{Y}_i$ gelöst. Die sich hieraus ergebenden n Eigenwerte λ_i sind identisch mit den ersten n der p Eigenwerte, die sich aus dem EWP $\Sigma \cdot \vec{E}_1 = \lambda \vec{E}_1$ ergeben. Die Eigenvektoren \vec{Y}_i hingegen sind nicht identisch mit den EOFs \vec{E}_i , jedoch gilt der Zusammenhang:

$$\vec{E}_i = \frac{\vec{X}^{tT} \cdot \vec{Y}_i}{\sqrt{\lambda_i}}$$

Die PCs lassen sich schließlich wieder durch Projektion der Datenmatrix auf die jeweilige EOF bestimmen: $\vec{\alpha}_i = \vec{X}' \cdot \vec{E}_i$

5.2 Modell-Übersicht

Die Übersichts-Tabelle ist entsprechend dem nachfolgend dargestellten Schema aufgebaut. Fettgedruckt sind jene **Modellbezeichnungen** der Modelle, die im Kontext dieser Arbeit analysiert wurden. Die Datenlage zu den SLP-Daten ergibt sich aus der angegebenen Auflösung. Ist dieses Feld frei, so lagen keine Daten vor.

Modellbezeichnung	Beginn	Ende	Datenpunkte SLP (Länge \times Breite)
Institut			

ACCESS 1.0	01/0300	12/0799	192 × 145
ACCESS 1.3	01/0250	12/0749	192 × 145
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) und Bureau of Meteorology (BOM), Australia			
BCC-CSM1.1	01/0001	01/0500	128 × 64
BCC-CSM1.1(m)	01/0001	01/0400	320 × 160
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration			
CanESM2	01/2015	12/3010	128 × 64
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis			
CCSM4	01/0800	12/1300	288 × 192
National Center for Atmospheric Research			
CESM1(BGC)	01/0101	12/0600	288 × 192
CESM1(CAM5)	01/0001	12/0319	288 × 192
CESM1(CAM5.1,FV2)	01/0001	12/0050	
CESM1(FASTCHEM)	01/0070	12/0291	288 × 192
CESM1(WACCM)	01/0096	12/0295	144 × 96
Community Earth System Model Contributors			
CMCC-CM	01/1550	12/1879	480 × 240
CMCC-CMS	01/3684	12/4183	192 × 96
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici			
CNRM-CM5	01/1850	12/2699	256 × 128
Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique			
CSIRO-Mk3.6.0	01/0001	12/0500	192 × 96
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in Zusammenarbeit mit Queensland Climate Change Centre of Excellence			
FGOALS-g2	01/0201	12/0900	128 × 60
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science und CESS, Tsinghua University			
FGOALS-s2	01/1850	12/2350	128 × 108
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science			

GFDL-CM3	01/0001	12/0500	144 × 90
GFDL-ESM2G	01/0001	12/0500	144 × 90
GFDL-ESM2M	01/0001	12/0500	144 × 90
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory			
GISS-E2-H	01/2410	12/2949	144 × 90
GISS-E2-H-CC	01/2081	12/2331	144 × 90
GISS-E2-R	01/3981	12/4530	144 × 90
NASA Goddard Institute for Space Studies			
HadGEM2-CC	12/1859	11/2059	
Met Office Hadley Centre			
HadGEM2-ES	12/1859	11/2298	192 × 145
Met Office Hadley Centre (ergänzt durch Instituto National de Pesquisa Espaciais)			
INM-CM4	01/1850	12/2349	180 × 120
Institute for Numerical Mathematics			
IPSL-CM5A-LR	01/1800	12/2799	96 × 96
IPSL-CM5A-MR	01/1800	12/2099	
Institute Pierre-Simon Laplace			
MIROC5	01/2100	12/2669	256 × 128
Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies und Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology			
MPI-ESM-MR	01/1850	12/2849	192 × 96
MPI-ESM-P	01/1850	12/3005	192 × 96
Max-Planck-Institut für Meteorologie			
MRI-CGCM3	01/1851	12/2350	320 × 160
Meteorological Research Institute			
NorESM1-M	01/0700	12/1200	144 × 96
NorESM1-ME	01/0901	12/1152	144 × 96
Norwegian Climate Centre			

Tabelle 1: Übersicht über die Modelle

5.3 Grafiken

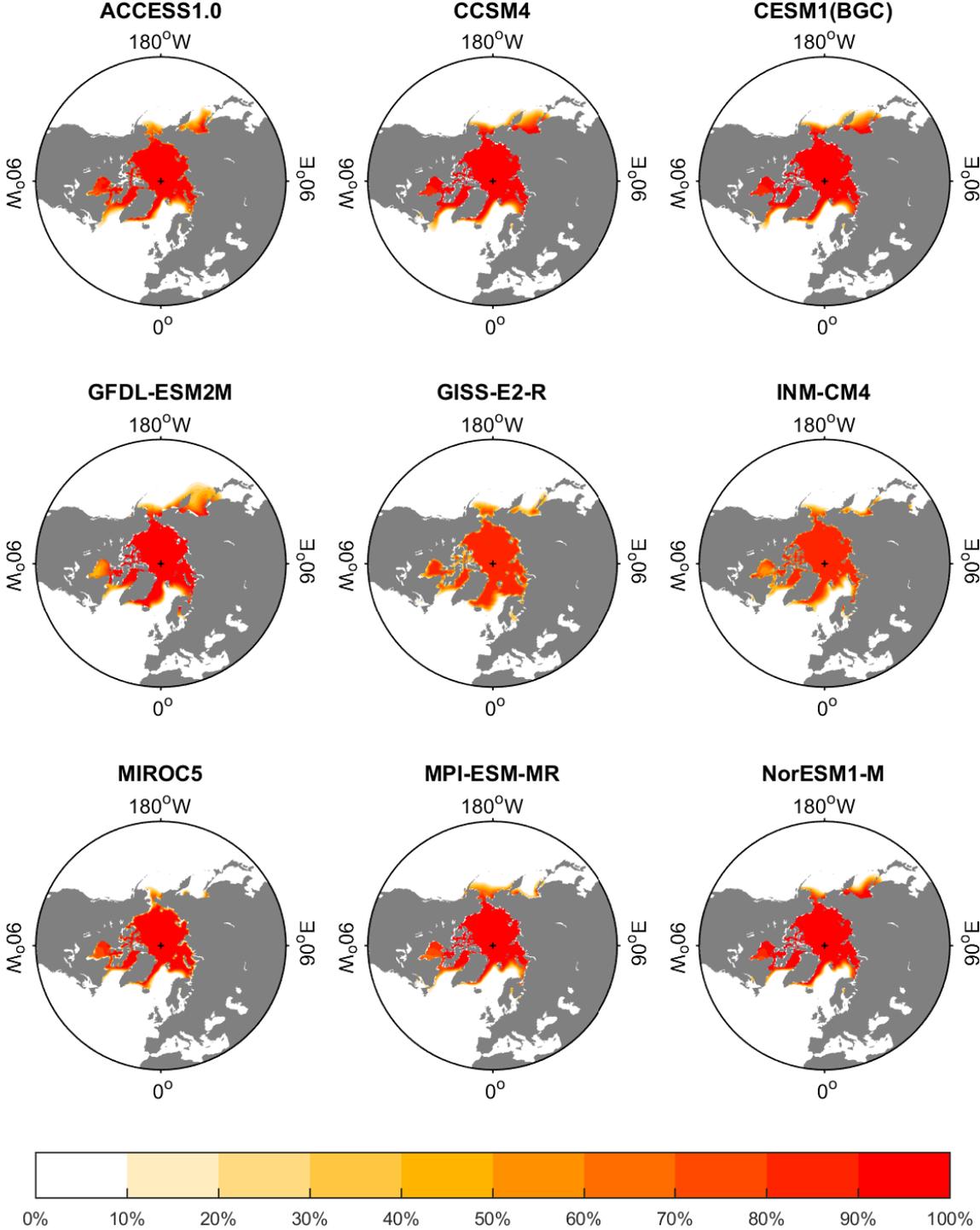


Abbildung A.1: Mittlere Meereiskonzentration für den Zeitraum Dezember bis Februar der ausgewählten Modelle

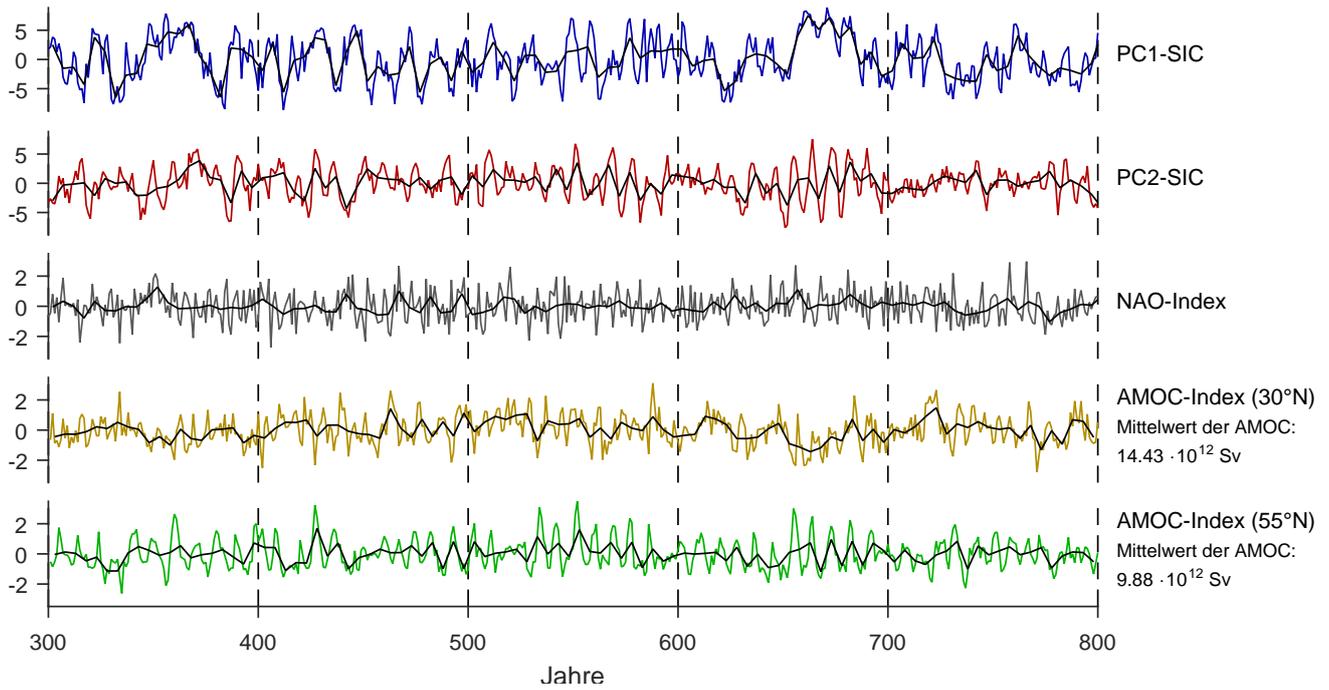


Abbildung A.2: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells ACCESS1.0 (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

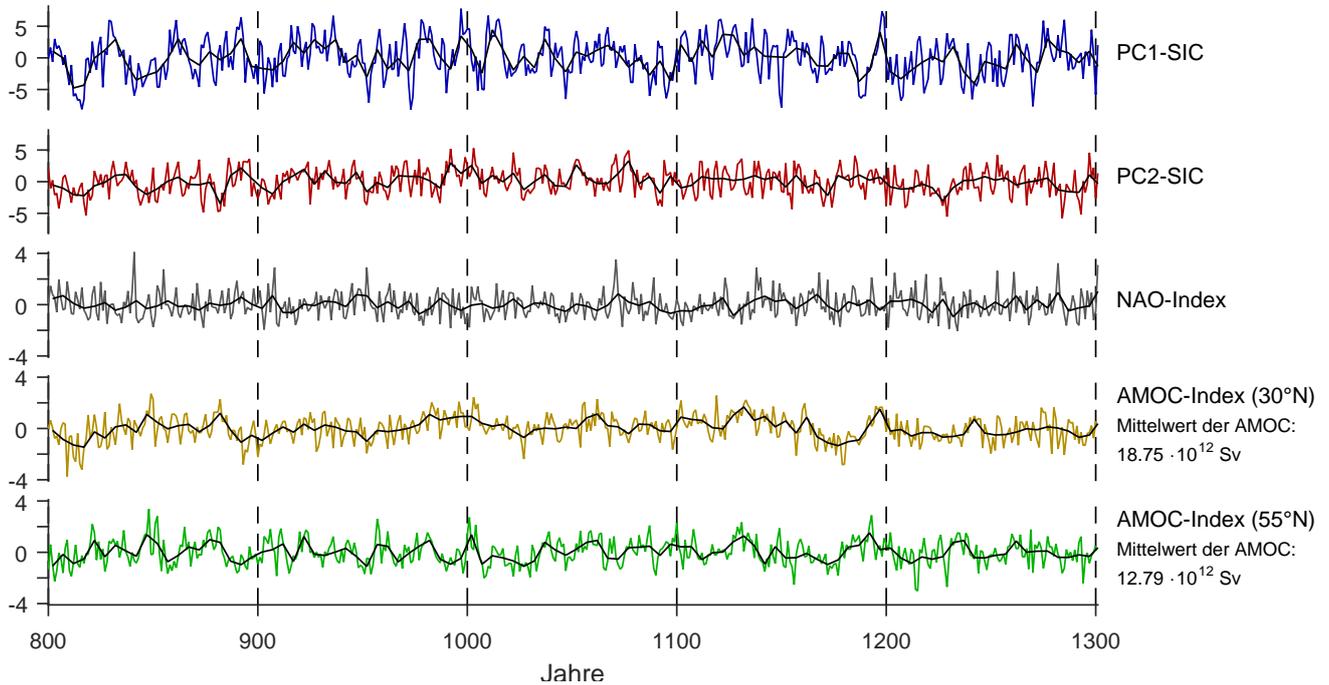


Abbildung A.3: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells CCSM4 (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

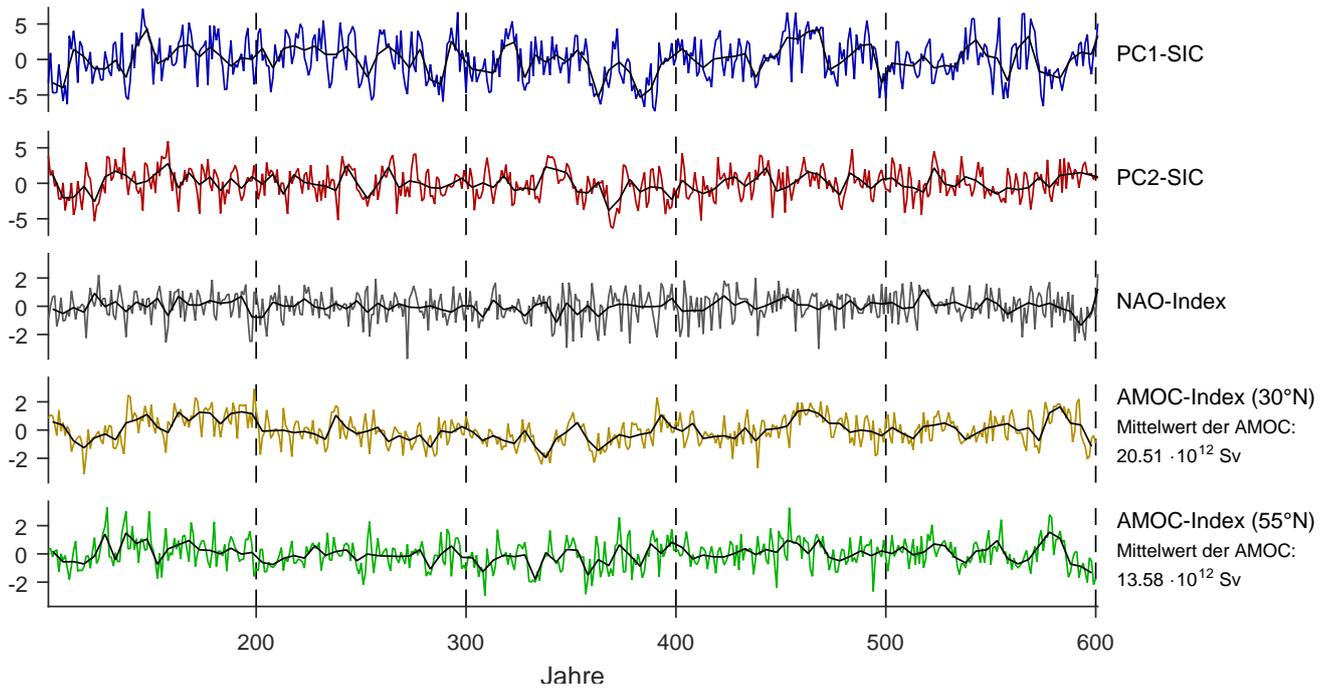


Abbildung A.4: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells CESM1(BGC) (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

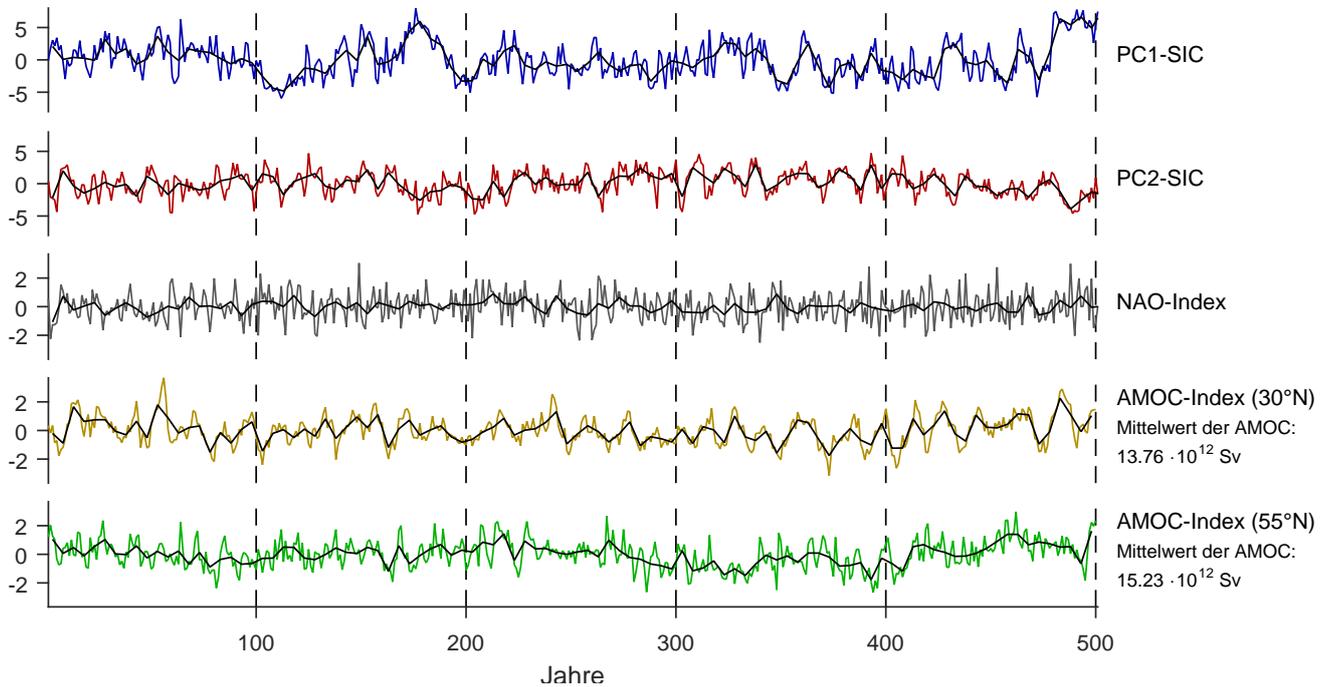


Abbildung A.5: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells GFDL-ESM2M (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

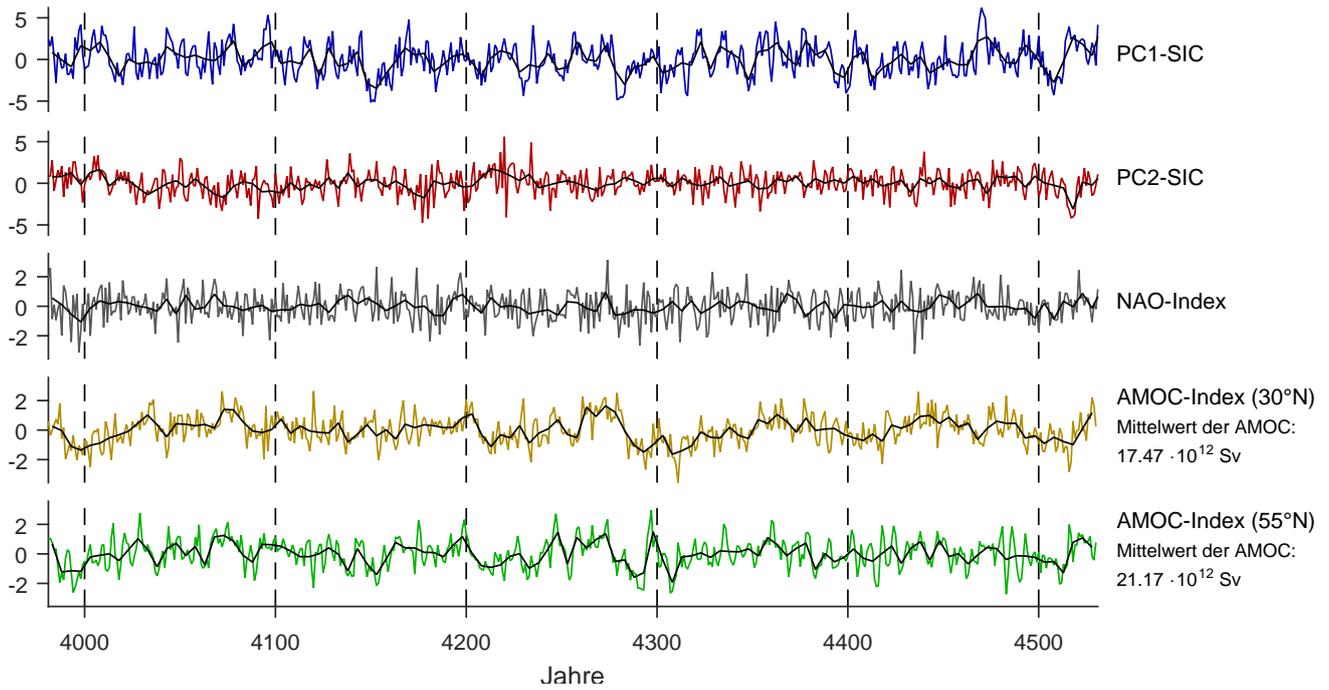


Abbildung A.6: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells GISS-E2-R (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

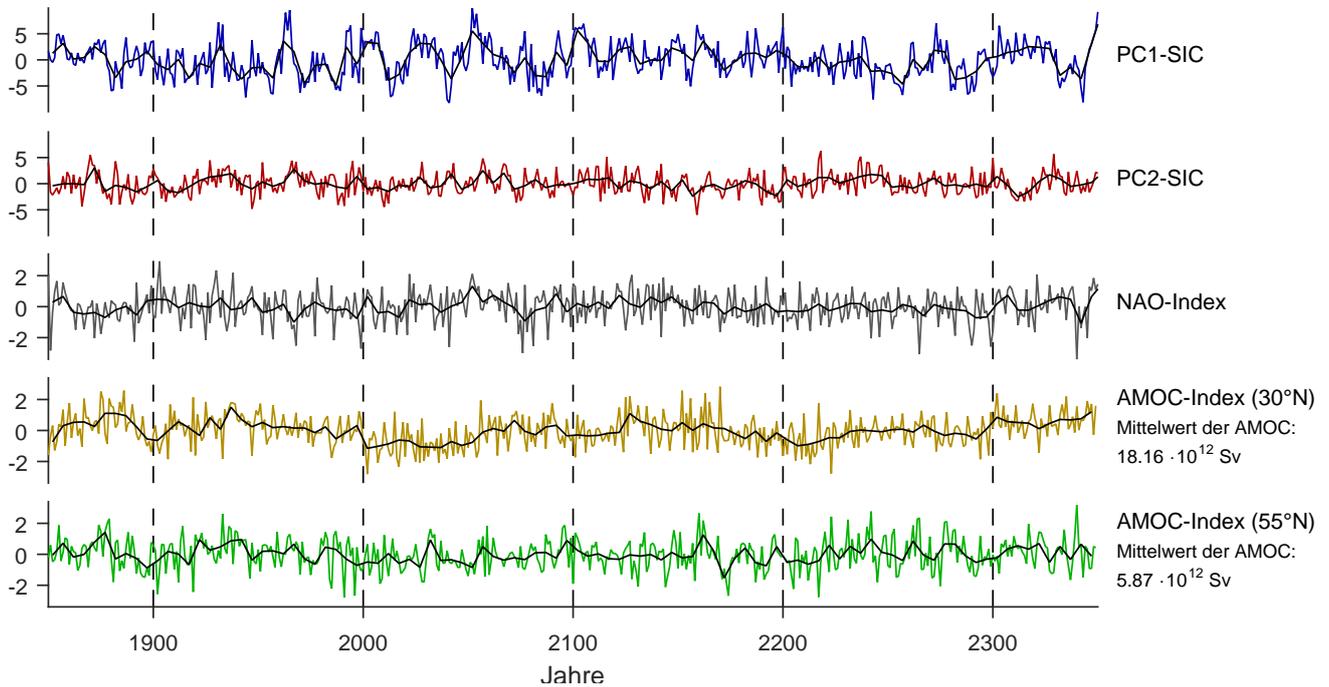


Abbildung A.7: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells INM-CM4 (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

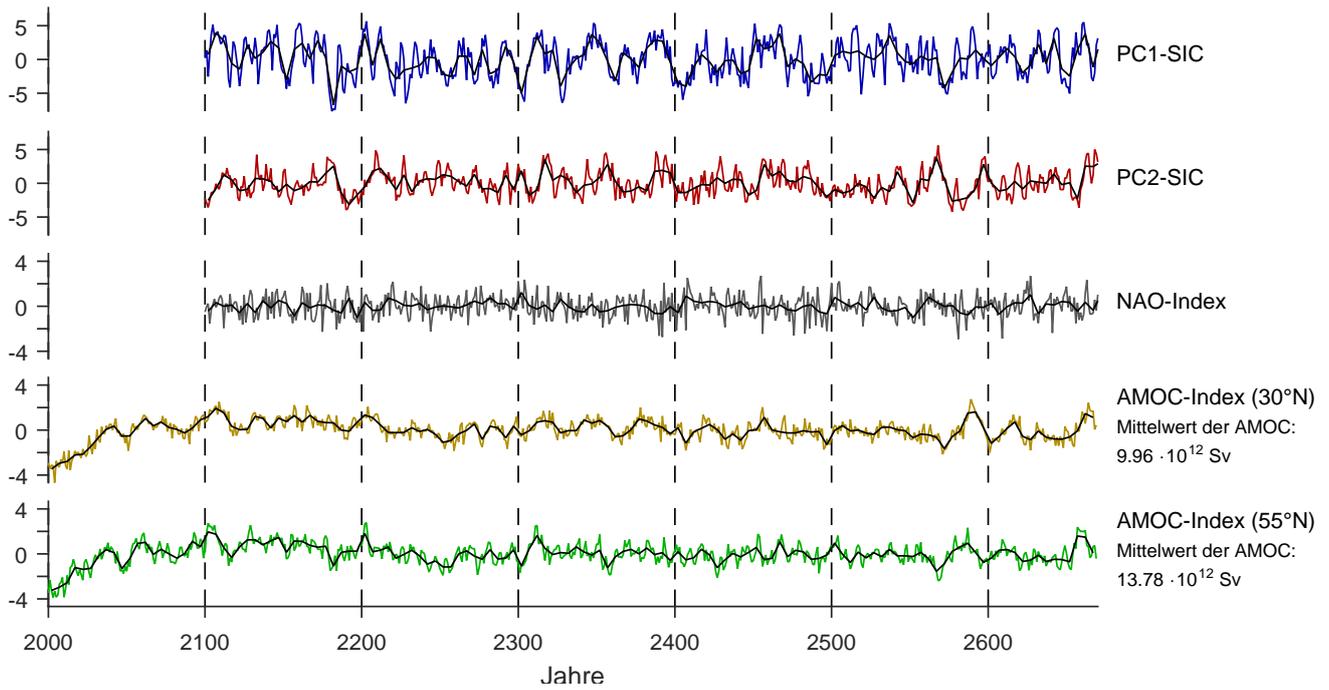


Abbildung A.8: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells MIROC5 (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

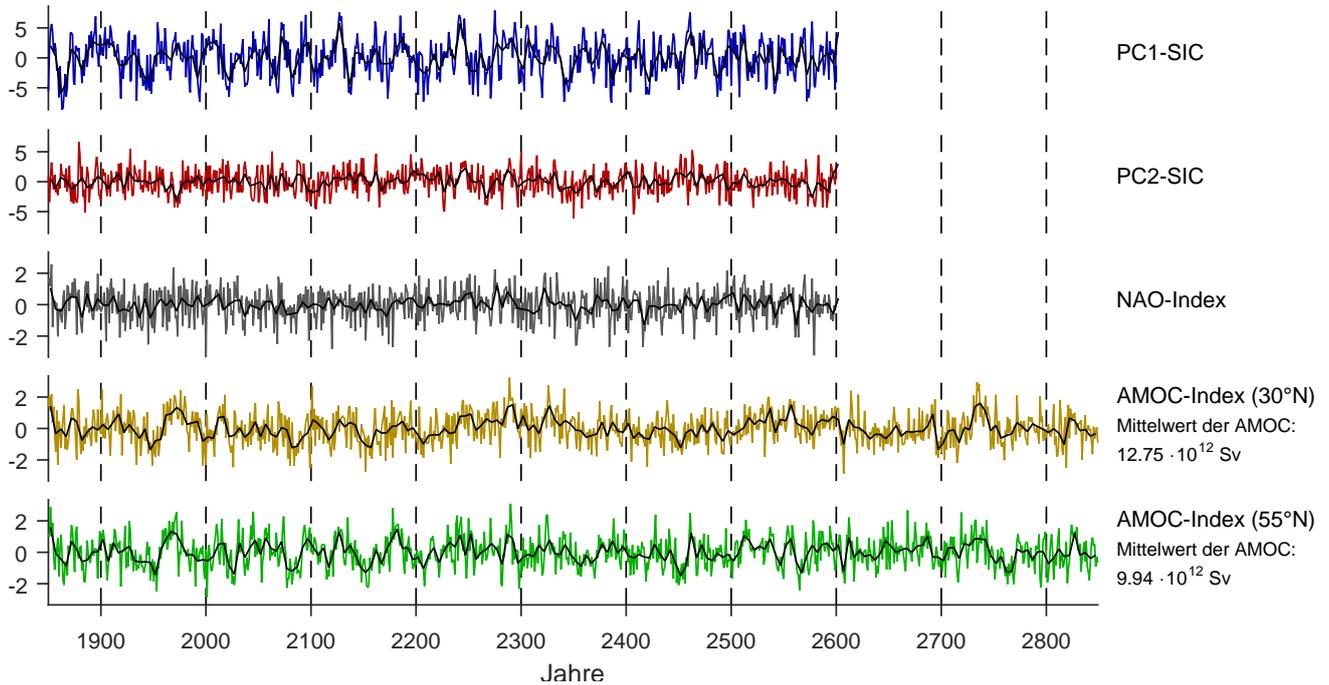


Abbildung A.9: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells MPI-ESM-MR (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

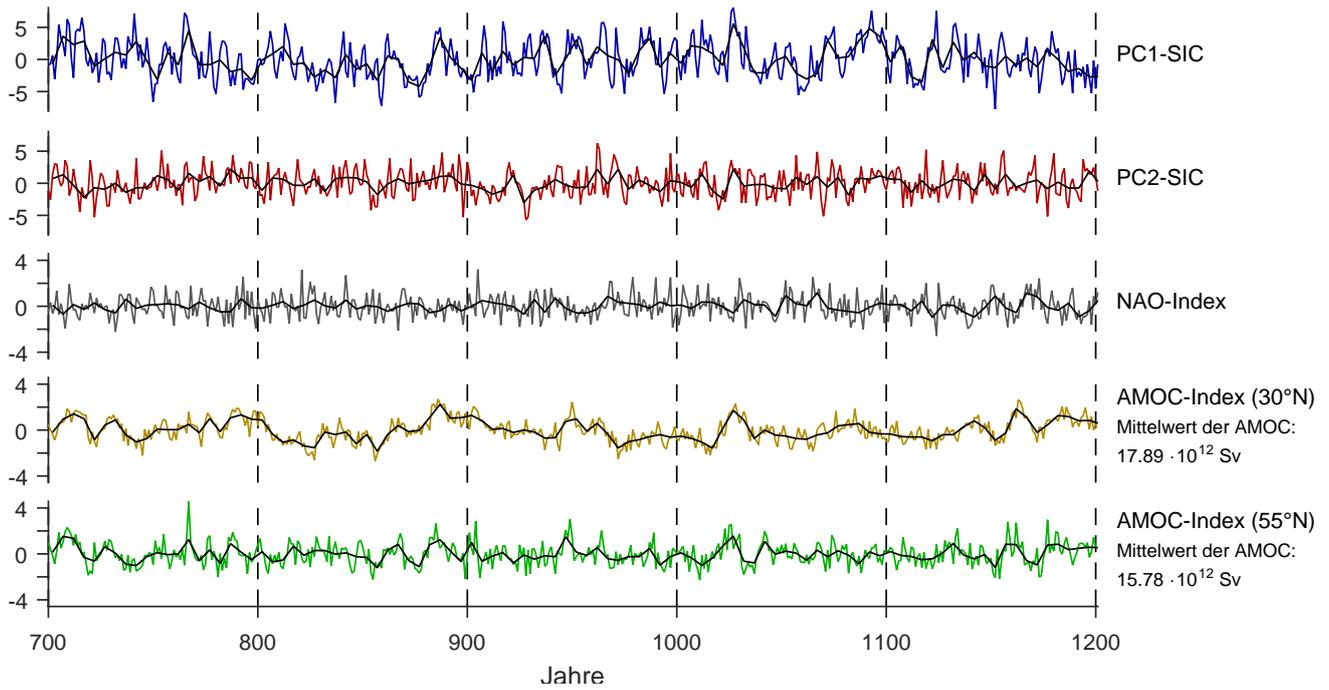


Abbildung A.10: Dimensionslose Zeitreihen der DJF-Mittelwerte des Modells NorESM1-M (AMOC-Index basiert auf jährlichem Mittelwert); Mittelwert der AMOC bezieht sich auf Periode, wo SIC-Daten vorliegen; 5-Jahres-Mittel sind in schwarz dargestellt

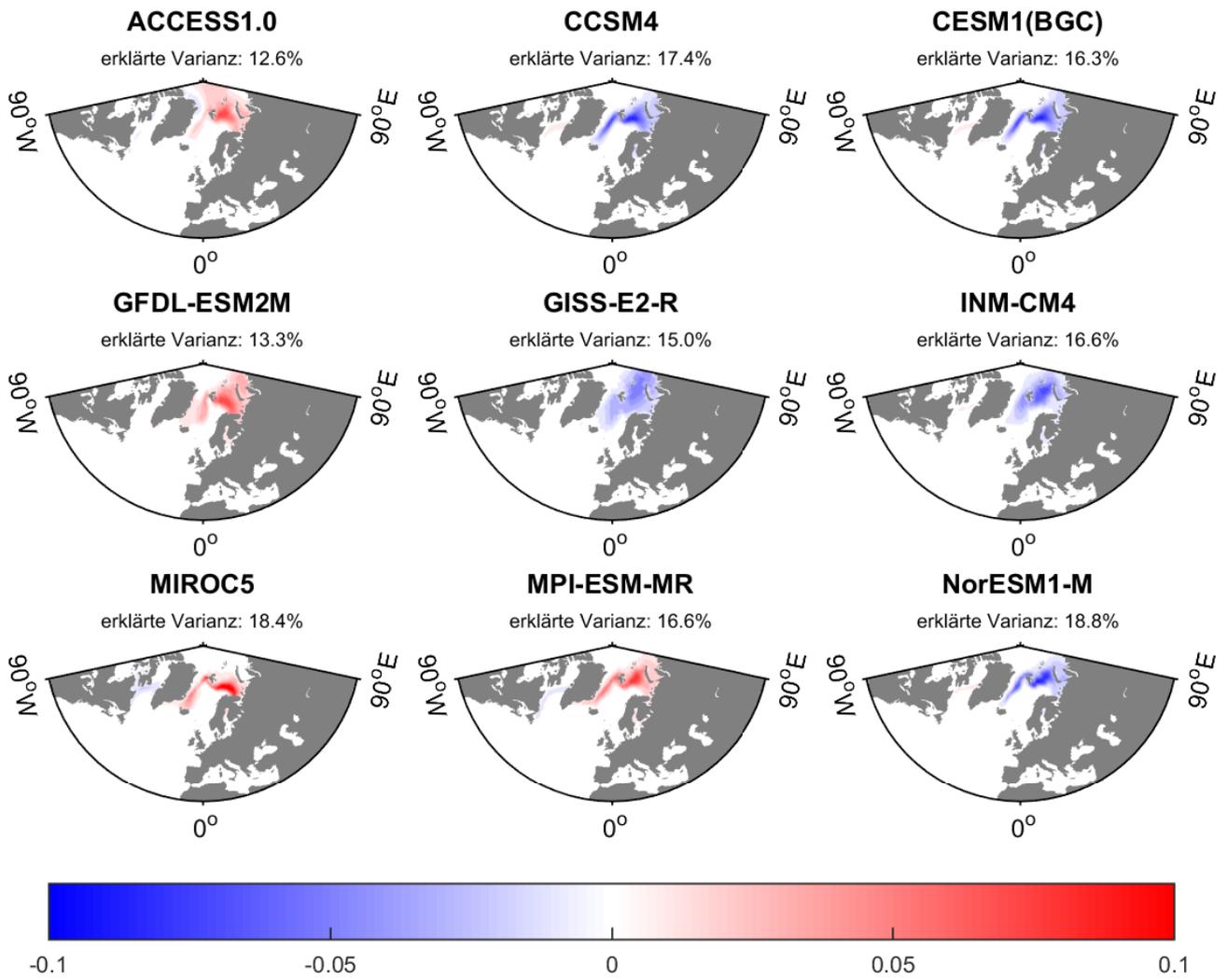


Abbildung A.11: Führende SIC-EOF der ausgewählten Modelle berechnet für alle Monate

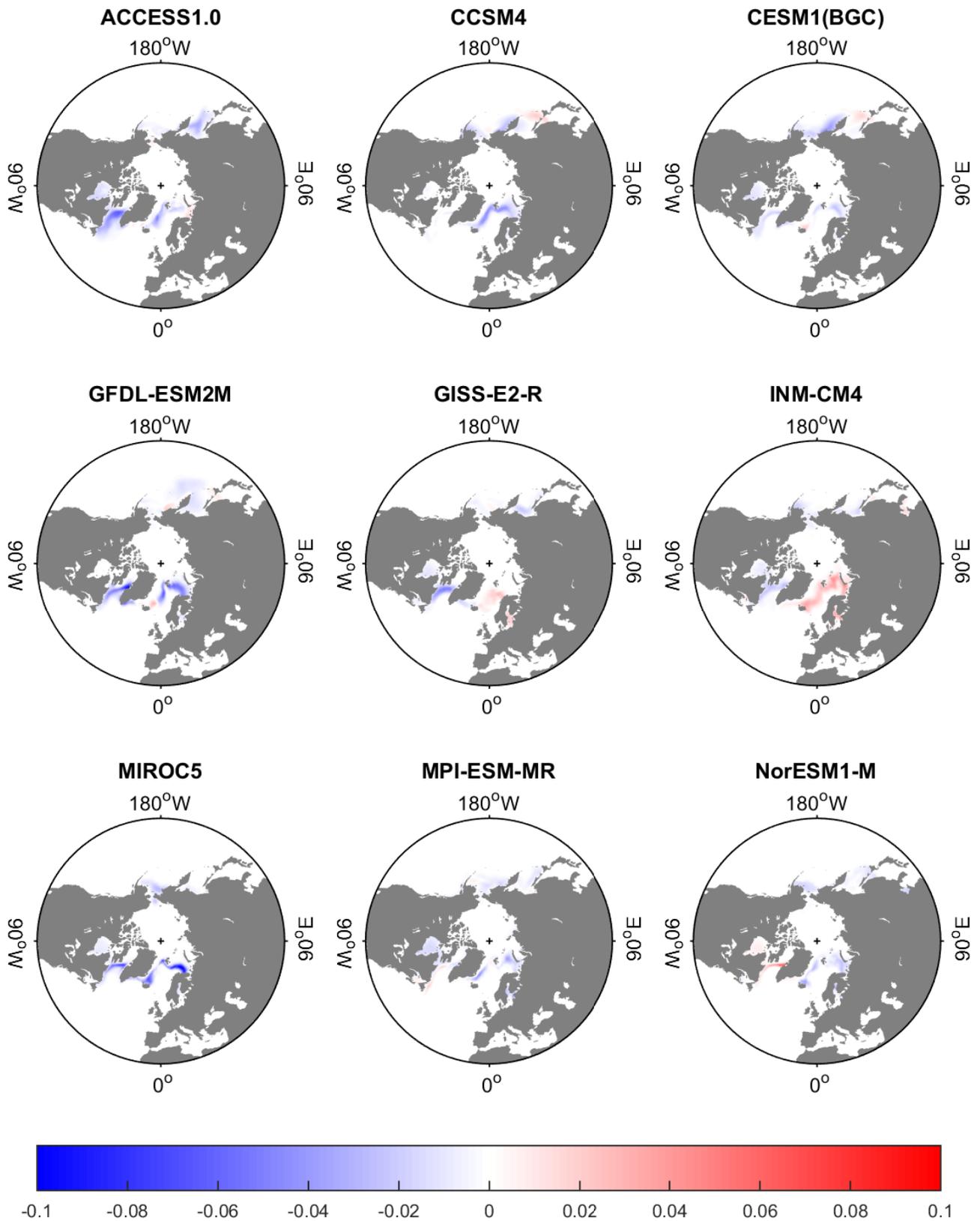


Abbildung A.12: lineare Regression der Anomalien des DJF-Mittels der SIC auf den AMOC-Index bei 30°N; Regressionskoeffizienten sind dimensionslos

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Carl Jakob Schmidt, dass ich die Bachelorarbeit selbstständig und nur mit Hilfe der angegebenen Referenzen und Hilfsmittel angefertigt habe.

Die Stellen der Arbeit, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken entnommen sind, wurden unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht.

Die eingereichte schriftliche Version stimmt mit der auf dem elektronischen Speichermedium überein. (Dateiname: Bachelorarbeit_C.J.Schmidt_10_16.pdf)

Weiter bestätige ich, dass ich diese Arbeit noch nicht für einen Abschluss an anderer Stelle eingereicht habe.

Datum

Carl Jakob Schmidt