

# Die Arktische Oszillation im Kieler Klimamodell

Bachelor-Arbeit

im

**-Bachelorstudiengang (B.Sc.) Physik des Erdsystems-  
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik**  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Janin Schaffer

837969

Erstgutachter: Dr. Torge Martin

Zweitgutachter: Dr. Thomas Martin

Kiel, den 16.06.2010

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>3</b>
<b>Summary</b>	<b>4</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>5</b>
<b>2 Methoden</b>	<b>10</b>
2.1 Daten und Modell . . . . .	10
2.2 Analysemethode . . . . .	13
<b>3 Ergebnisse</b>	<b>15</b>
3.1 Die Arktische Oszillation (AO) im Kieler Klimamodell (KCM) . . . . .	15
3.2 Auswirkungen eines veränderten externen Antriebes auf die AO . . . . .	19
3.3 Die AO im realistischen Klimaszenario A1B . . . . .	23
<b>4 Diskussion</b>	<b>24</b>
4.1 Vergleich der AO im KCM mit Beobachtungen . . . . .	24
4.2 Vergleich der AO im KCM mit anderen gekoppelten Klimamodellen . . . . .	26
<b>5 Schlussfolgerung</b>	<b>29</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>31</b>
<b>Erklärung</b>	<b>34</b>

# Zusammenfassung

Die Arktische Oszillation (AO) ist die dominante Variabilitätsmode des mittleren Luftdruckfeldes auf Meereshöhe (MSLP<sup>1</sup>) der Nordhemisphäre. Sie ergibt sich aus einer EOF-Analyse für Luftdruckanomalien im Winter. Da die AO einen entscheidenden Einfluss auf atmosphärische Prozesse in der Troposphäre und Stratosphäre hat (*Randall et al.*, 2007), ist von Interesse, wie sich die AO aufgrund sich ändernder klimatischer Bedingungen verhält. Es werden daher drei Modellläufe des Kieler Klimamodells (KCM<sup>2</sup>) im Hinblick auf die AO untersucht: ein Kontrolllauf mit vorindustriellem  $CO_2$ -Gehalt, ein A1B-Szenario und ein Szenario, in welchem der  $CO_2$ -Gehalt um jeweils 1% pro Jahr erhöht wird bis eine Verdopplung des anfänglichen vorindustriellen  $CO_2$ -Gehaltes erreicht ist, woran sich eine lange Stabilisierungsperiode anschließt. Vergleicht man die AO im Kontrolllauf mit dem Resultat aus dem  $CO_2$ -Antriebsszenario, so ergeben sich gleichbleibende Anomalien über dem arktischen Zentrum. Hingegen nimmt die Variabilität im westlichen Nordatlantik ab und im Nordpazifik deutlich zu. Eine erhöhte Variabilität im Pazifik ist auch in der zweiten EOF wiederzufinden, welche zudem einen größeren Anteil an der Gesamtvariabilität übernimmt. Aus der Analyse, wie sich die AO aus dem Kontrolllauf im Antriebsszenario zeitlich entwickelt, resultiert ein positiver AO-Index. Dieser impliziert einen tieferen Luftdruck als im Mittel über der Arktis. Um die Ergebnisse des KCM einordnen zu können, wird die AO im A1B-Szenario des KCM in Anlehnung an *Miller et al.* (2006) für den Zeitraum 1950-1999 und der AO-Index relativ zum Zeitraum 1900-1970 mit den Ergebnissen der Ensemble des Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC AR4) von 14 gekoppelten Atmosphären-Ozeanmodellen, dem resultierenden Multi-Modell und Beobachtungsdaten verglichen. Die Beobachtungsdaten, das A1B-Szenario des KCM und das Multi-Modell ergeben einen positiven Trend im AO-Index. Die Stärke der Trends weicht jedoch deutlich voneinander ab. In den Ergebnissen der räumlichen Verteilung der Variabilität wird eine starke Streuung innerhalb der Modelle ersichtlich. Das KCM überschätzt die Variabilität im Pazifik, wie auch der Großteil der anderen Modelle. Für die Variabilität in der zentralen Arktis und im Atlantik ergibt das KCM, im Vergleich zu den IPCC AR4 Modellen, eine hohe Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten.

---

<sup>1</sup>mean sea level pressure (eng.), analog SLP für sea level pressure

<sup>2</sup>Kiel Climate Model

# Summary

The Arctic Oscillation (AO) is the dominant mode of variability of the mean sea level pressure (MSLP) in the Northern hemisphere. It is a result of an EOF-analysis for SLP<sup>3</sup> anomalies during winter. Because of a decisive influence of the AO on atmospheric processes in the troposphere and stratosphere (*Randall et al.*, 2007), it is of interest how the AO behaves during changing climatological conditions. Therefore three runs of the Kiel Climate Model (KCM) will be analyzed considering the AO: a control run with pre-industrial  $CO_2$ -level, an A1B scenario and a scenario in which the  $CO_2$ -level will change by one percent per year until a doubling of the pre-industrial  $CO_2$ -level is reached ongoing with a stabilization period. Comparing the AO of the control run with the AO of the  $CO_2$ -forced run the result reaches an equal anomaly in the Arctic centre. By contrast the variability in the western North Atlantic Ocean is sinking while it is clearly rising in the North Pacific Ocean. Additionally the second EOF indicates an increasing variability in the Pacific Ocean, while it is also presenting a higher degree regarding the overall variability. As a result of the temporal evolution of the AO, calculated for the control run, in the forced scenario there is a distinctive positive trend in the AO-Index. This implies a lower SLP than the average in the Arctic. In order to classify the results of the KCM, the AO of the A1B scenario in the period of 1950 to 1999 of the KCM is compared to results simulated by the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC AR4) ensembles of 14 coupled atmosphere-ocean-models, the resulting Multi-Model and observed data with regard to *Miller et al.* (2006). The observed data indicate as well as the A1B scenario of the KCM and the Multi-Model a positive trend in the AO-Index but the magnitude is varying. The results of the spatial distribution of the variability are showing a strong dispersion in between the models. The variability in the North Pacific Ocean is overestimated in the KCM as it is in most of the other models as well. Furthermore the AO indicates, with regard to the other IPCC models, a high agreement with the observed data in the Arctic centre and the Atlantic area.

---

<sup>3</sup>sea level pressure

# Kapitel 1

## Einleitung

Der voranschreitende Klimawandel wirkt sich besonders stark auf die polaren Regionen der Erde aus. Laut dem IPCC AR4 sind die Oberflächentemperaturen über der Arktis in den letzten 100 Jahren nahezu zweimal so hoch angestiegen, wie im globalen Mittel. Aus Satellitenbeobachtungen geht zudem hervor, dass die arktische Meereisbedeckung seit 1978 um etwa 2,7% pro Dekade, im Sommer sogar um 7,4% pro Dekade, abgenommen hat. Die sich ändernden klimatischen Bedingungen nehmen zudem großen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation. Ansteigende Bodenlufttemperaturen (SAT<sup>1</sup>) verstärken die Konvektion, was wiederum in einen tieferen Bodenluftdruck resultiert. Dementsprechend ist in Zukunft ein tieferer Luftdruck über der Arktis zu erwarten, welcher aufgrund von Massenerhaltung durch umliegenden höheren Druck kompensiert werden muss. Für Wintermonate (DJF<sup>2</sup>) wurden bereits Veränderungen im globalen Luftdruckfeld durch Analysen von 1948 bis 2005 belegt. *Gillett et al.* (2005) registrieren eine Luftdruckabnahme über der Arktis, der Antarktis und dem Nordpazifik und eine Zunahme des Luftdrucks über dem subtropischen Nordatlantik, dem südlichen Europa und Nordafrika. Daraus resultierend kommt es zu einer Verstärkung der Gradienten des mittleren Luftdrucks in den mittleren Breiten und dementsprechend zu einer stärkeren westlichen Zirkulation in beiden Hemisphären. Diese Änderungen sind spätestens seit Ende der 70er Jahren nachweisbar (*Trenberth et al.*, 2007).

Ein wesentlicher Faktor von Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation ist die Variabilität des Luftdrucks. Die Arktische Oszillation ist die bestimmende Variabilitätsmode in den hohen Breiten der Nordhemisphäre und wird durch die erste empirische Orthogonalfunktion (EOF) des mittleren Luftdruckfeldes auf Meereshöhe charakterisiert. Als Resultat der statistischen Analysemethode spiegelt sie die höchste Varianz der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation in der Nordhemisphäre wider. Ansteigende Treibhaus-

---

<sup>1</sup>surface air temperature (eng.)

<sup>2</sup>Dezember, Januar, Februar

gaskonzentrationen und sich daraus ergebende Änderungen der klimatischen Bedingungen könnten dieses dominante Variabilitätsmuster der Atmosphäre räumlich wie zeitlich verändern, woraus sich wiederum Folgen für andere klimatische Mechanismen ergeben würden.

Das signifikante Muster, welches heute als AO bezeichnet wird, wurde zuerst von *Lorenz (1951)* in zonal gemittelten SLP-Daten identifiziert. Es entspricht einer Wippe zwischen tiefem Luftdruck in der Arktis und hohem Luftdruck in den mittleren Breiten. Die Interpretation der Variabilitätsmoden basiert darauf, dass viele Muster der Schwankungen innerhalb eines Jahres als Linearkombinationen der ersten zwei EOF's des SLP dargestellt werden können (*Quadrelli and Wallace, 2004*). Die erste EOF wird als Arktische Oszillation bezeichnet und ist das stabile Resultat aus EOF-Analysen über Wochen, Monaten, Jahreszeiten, Jahren und Dekaden. Somit dominiert sie Luftdruckschwankungen innerhalb dieser Zeitskalen. Man betrachtet die AO bei der Analyse stets für die Winterzeit, da sie im Sommer sehr viel schwächer ausgeprägt ist und im Winter die Variabilität mehr Einfluss auf Temperatur und Meereis nimmt. Charakteristisch für die AO ist eine zonal symmetrische Struktur (*Thompson and Wallace, 1998*). Hierbei wird das Hauptaktionszentrum über der Arktis von zwei zonal ausgedehnten und zur Arktis entgegengesetzt gerichteten Aktionszentren über dem Nordpazifik und Nordatlantik in den mittleren Breiten umgeben. Der ringförmige Charakter ist jedoch nicht als Zusammenhang zwischen Luftdruckschwankungen im Atlantik und Pazifik anzusehen, sondern als Dominanz des arktischen Zentrums (*Deser, 2000*). Aufgrund dieses ringförmigen zonalen Charakters wird von *Thompson and Wallace (2000)* der Ausdruck 'Annular Mode' (AM) verwendet, welcher die erste EOF und dazugehörige PC beinhaltet. Daher wird, u.a. im IPCC AR4, die Arktische Oszillation auch als Northern Annular Mode (NAM) bezeichnet. Als ringförmige Variabilität wird die Umverteilung atmosphärischer Masse zwischen mittleren und hohen extratropischen Breiten verstanden, wobei die Massenumverteilung einer Änderung des meridionalen Gradienten des Oberflächendrucks entspricht. Diese wird zudem mit einer sich ändernden Stärke der Oberflächenwestwinde, der Zugbahnen von Stürmen in mittleren Breiten und der Jetstreams assoziiert. Zusätzlich können in der AO am Boden starke Fluktuationen innerhalb saisonaler, jährlicher und dekadischer Zeitskalen im 50hPa Level und somit die Stärke des polaren Wirbels in der Höhe identifiziert werden (*Thompson and Wallace, 1998*). Schwankungen an der Oberfläche sind dementsprechend mit Höhenstufen bis in die Stratosphäre gekoppelt (*Thompson and Wallace, 2000*).

Interpretiert man die AO physikalisch, so kann das konsistente Muster im Europa-Atlantik Raum als Nordatlantische Oszillation (NAO) und das im Nordpazifik als Pacific-North American Pattern (PNA) gedeutet werden (*Ambaum et al., 2001*). Im Nordpazifik ist die dekadische und interdekadische Variabilität der atmosphärischen Zirkulation i.A. am deutlichsten sichtbar. Dort variieren Fluktuationen in der Stärke des winterlichen Tief-

drucksystems der Aleuten mit Meeresoberflächentemperaturen (SST<sup>3</sup>) des Nordpazifiks in Abhängigkeit voneinander. Die NAO ist das dominante Muster der Variabilität der oberflächennahen atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik und verantwortlich für ein Drittel der totalen Varianz im MSLP im Winter (*Trenberth et al., 2007*). Aus der Tatsache, dass die Variabilität der AO in bestimmten Regionen mit der Variabilität der NAO stark korreliert, hat sich die wissenschaftliche Debatte ergeben, ob die NAO oder die AO für die winterliche Zirkulation relevanter ist (*Trenberth et al., 2007*). *Thompson and Wallace (1998)* argumentieren, dass die erste EOF des winterlichen SLP stärker mit SAT Fluktuationen über dem Eurasischen Kontinent gekoppelt ist als die NAO. Zudem ähnelt die AO zwar in vielerlei Hinsicht der NAO, jedoch überdeckt ihr Hauptaktionszentrum eine wesentlich größere Fläche über der Arktis. Die AO wird mehr auf einer horizontalen Skala definiert und entspricht zu einem hohen Grad einem zonal symmetrischen Muster und nicht einem Dipol. Somit ist die AO eher mit der ersten EOF der Südhemisphäre, der Antarctic Oscillation (AAO) bzw. der Southern Annular Mode (SAM), oder dem Oberflächensignal vom hohen Polarwirbel gleichzusetzen. Hingegen hebt *Deser (2000)* hervor, dass die AO im Atlantischen Bereich nahezu nicht unterscheidbar von der NAO ist und die Zeitserien mit 0.95 zueinander korrelieren. Dennoch zeigen die Unterschiede in den Mustern, dass die grundlegenden physikalischen Mechanismen voneinander verschieden sind (*Wallace, 2000*).

Die zeitliche Änderung des räumlichen Variabilitätsmusters der AO wird als AO-Index (bzw. NAM-Index) bezeichnet. Dieser war nach Beobachtungen in den 60er Jahren in einer negativen Phase und ging anschließend in eine positive Phase über. Zwischen 1980 und 1990 wurde zudem ein stark positiver Trend verzeichnet (*Thompson and Wallace, 1998*). Ein positiver AO-Index entspricht einem tieferen Druck über dem Pol und einem kompensierenden höheren Luftdruck in den mittleren Breiten als im Mittel. Änderungen der Variabilität der extratropischen Zirkulation werden charakterisiert durch ein Ansteigen der positiven Phase vom AO-Index. Es wird vermutet, dass der aktuelle positive Trend des AO-Index seit den 80er Jahren im Zusammenhang mit der durch ansteigende Treibhausgase induzierten globalen Erwärmung steht (*Shindell et al., 1999*). *Miller et al. (2006)* vergleichen EOF-Muster simulierter A1B Szenarien von 14 unterschiedlichen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen untereinander sowie mit Reanalysedaten der National Centers of Environmental Prediction (NCEP). Die simulierten Felder weisen eine hohe räumliche Korrelation mit den beobachteten Feldern im späten 20. Jahrhundert auf. Ansteigende Treibhausgaskonzentrationen und stratosphärische Sulfataerosolkonzentrationen führen in mehr als der Hälfte aller Modelle zu einem positiven Jahrestrend des AO-Index. Zudem ist der Trend konsistent mit einer regionalen Änderung der NAO

---

<sup>3</sup>sea surface temperature (eng.)

(*McHugh and Rogers, 2005*). Dass die Simulationen eine kleinere Amplitude des positiven Trends als die zuletzt beobachteten Werte aufweisen, lassen *Gillett et al. (2005)* darauf schließen, dass nur ein Teil des beobachteten Trends durch den Klimawandel angetrieben wird. *Miller et al. (2006)* führen an, dass die Modelle möglicherweise die Kopplung von stratosphärischen Veränderungen auf jährliche Variationen an der Oberfläche unterschätzen und somit nicht die ganze Antwort auf erhöhte Treibhausgaskonzentrationen simulieren können. Eine mögliche Erklärung für das Ausbilden eines positiven Trends des AO-Index ist eine Intensivierung des polaren Wirbels durch die troposphärische Erwärmung und die stratosphärische Abkühlung aufgrund steigender Treibhausgaskonzentrationen (*Randall et al., 2007*). Folgen dieses Trends sind eine polwärtige Verlagerung der Sturmzugbahnen und eine Verstärkung der hohen Westwinde (*Yin, 2005*). Während der positiven AO-Phase wurde des Weiteren eine steigende Meereisadvektion aus der Arktis in die Framstraße beobachtet, da Westwindanomalien zu einem Verschieben des Transportes wärmerer Luft nach Nordeuropa anstatt Nordwestamerika führen (*Kwok and Rothrock, 1999*). Aus dem IPCC AR4 geht zudem hervor, dass Änderungen der AO sowie der AAO zu regionalen Modifizierungen z.B. von Oberflächentemperatur-, Niederschlag- und Meereisfeldern führen können. Diese werden zusätzlich zu den global-skaligen Änderungen in einem wärmeren Zukunftsklima wirken und wiederum Auswirkungen auf u.a. ozeanische Prozesse haben. *Thompson et al. (2000)* weisen auf Grundlage von *Hurrell (1996)* nach, dass für JFM<sup>4</sup> von 1968-1997 die AO für 1,6 °C von 3 °C der Erwärmung der Eurasischen Oberflächentemperaturen, für 4,9 hPa von 5,7 hPa der Luftdruckabnahme über 60-90° N, für 37% von 45% des Anstiegs im Niederschlag über Norwegen und 33% von 49% des abnehmenden Niederschlags über Spanien verantwortlich war. Zudem gab es signifikante Effekte auf den ozeanischen Wärmehalt, das Meereis, ozeanische Strömungen und auf den ozeanischen Wärmetransport. Weiterhin zeigen *Thompson et al. (2000)*, dass die derzeitige arktische Entwicklung stark mit der AO korreliert. Zudem wird angenommen, dass ein positiver AO-Trend Veränderungen in der stratosphärischen Zirkulation auslöst (*Randall et al., 2007*).

Analysen verschiedener Modelle zeigen also, dass die AO auf steigende Treibhausgaskonzentrationen mit troposphärischen Prozessen antworten kann (*Fyfe et al. (1999)*, *Gillett et al. (2005)*, *Miller et al. (2006)*). Aufgrund der Unterschiede in den Modellen gibt es allerdings noch keinen Konsens, wie die AO tatsächlich auf den Klimawandel reagiert. Außerdem verursachen große interdekadische Schwankungen der AO starke Unsicherheiten in den AO Trends. Es gilt daher die AO weiterhin in Klimaszenarien zu untersuchen, da die Folgen einer veränderten Variabilität des SLP u.a. mit SAT, Meereismasse und Meereisdrift in der Arktis verknüpft sind, welche bereits ohne diesen Einfluss sehr sensi-

---

<sup>4</sup>Januar, Februar, März



bel auf den Klimawandel reagieren. Daher soll in dieser Arbeit das Verhalten der AO und des AO-Index in drei verschiedenen Läufen des Kieler Klimamodells analysiert und mit den Ergebnissen von *Miller et al.* (2006) verglichen werden.

Im Kapitel 2 werden als erstes das KCM und die Klimaszenarien, welche im Folgenden verwendet werden, vorgestellt. Anschließend erfolgt eine detaillierte Erklärung der Anwendung der EOF-Analyse auf die Luftdruckdaten, die aus den Modellen hervorgehen. In den Ergebnissen (Kapitel 3) wird zunächst der Kontrolllauf des KCM im Hinblick auf die AO und das mittlere Luftdruckfeld der Nordhemisphäre im Winter untersucht, um einen Überblick über den Standardzustand der Atmosphäre zu erhalten. Im Anschluss werden die gleichen Analysen auf das Klimaszenario mit externem  $CO_2$ -Antrieb angewendet und mit denen vom Kontrolllauf verglichen, um Änderungen des Standardzustands durch veränderte klimatische Bedingungen zu untersuchen. Zur Analyse des AO-Index in einem realistischen Klimaszenario, wird die zeitliche Entwicklung der AO des Kontrolllaufs im A1B-Lauf ausgewertet. In der darauf folgenden Diskussion (Kapitel 4) wird das A1B-Szenario des KCM mit Beobachtungsdaten und den Ergebnissen der AO anderer Modelle aus *Miller et al.* (2006) verglichen. Diese umfassen eine Auswahl von IPCC AR4 Modellen und Reanalysedaten der NCEP. Zudem wird die zeitliche Entwicklung der AO relativ zum Zeitraum 1900 bis 1970 untersucht. Abschließend werden die Ergebnisse der Arbeit diskutiert und mögliche weiterführende Untersuchungen vorgeschlagen.

# Kapitel 2

## Methoden

### 2.1 Daten und Modell

Die Daten, die in dieser Arbeit ausgewertet werden, basieren auf drei verschiedenen Läufen des Kieler Klimamodells. Dieses Modell wurde am IFM-GEOMAR in der Abteilung Maritime Meteorologie entwickelt (*Park and Latif, 2008*). Es basiert im Kern auf ECHAM 5 (*Roeckner and Coauthors, 2003*) und NEMO (*Madec, 2008*) (Abb. 2.1).

ECHAM 5 ist die fünfte und aktuellste Version des Atmospheric General Climate Model vom European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Hamburg. Dieses spektrale Modell wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) entwickelt. NEMO steht für Nucleus for European Modeling of the Ocean und ist ein allgemeines Ozean-Meereis-Zirkulationsmodell. Es setzt sich zusammen aus der neunten Version des

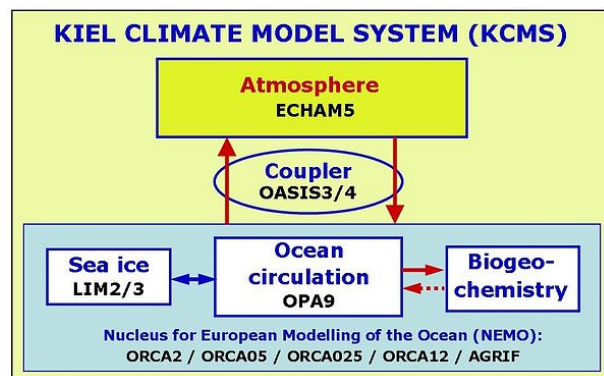


Abbildung 2.1: System des Kieler Klimamodell (<http://www.ifm-geomar.de/index.php?id=kcms>)

ozeanischen Zirkulationsmodells Océan Parallélisé 9 (OPA 9) und der zweiten Version des Meereis-Modells Louvain-la-Neuve Ice Model (LIM2). Die Kopplung des Atmosphären- mit dem Ozeanmodell erfolgt mittels der dritten Version vom Ocean Atmosphere Sea Ice Soil Koppler OASIS 3 (*Valcke, 2006*). Die spektrale atmosphärische Auflösung in den verwendeten KCM Simulationen entspricht horizontal T31 ( $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ ) mit 19 vertikalen Höhenstufen. Die horizontale Auflösung des OPA/NEMO Ozean-Meereismodells basiert auf einem  $2^\circ$  Mercator Gitter und beträgt im Mittel  $1,3^\circ$ . Vertikal werden 31 Tiefenstufen

verwendet (*Park et al.*, 2009).

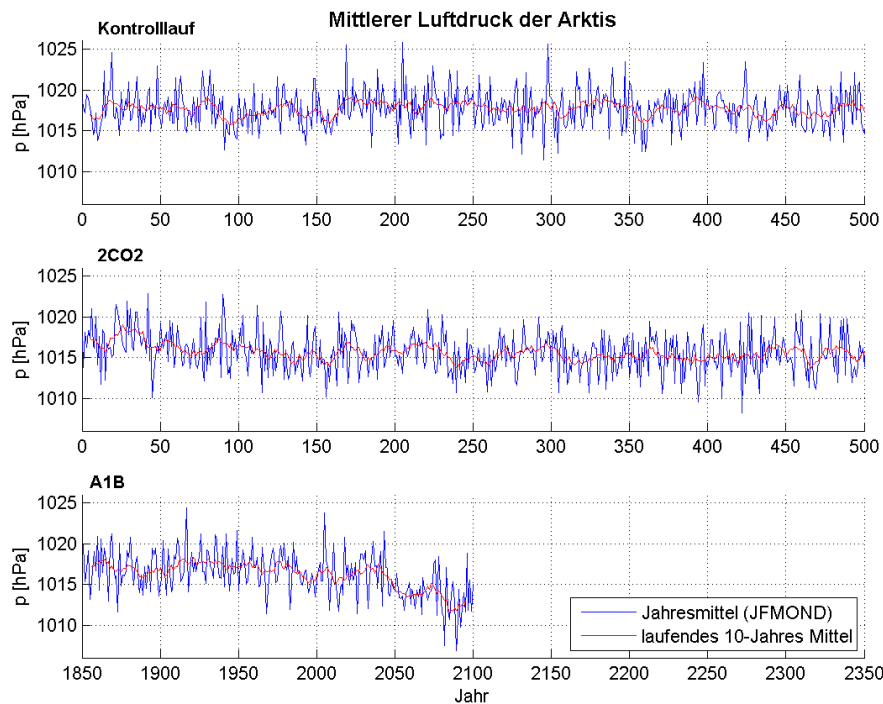


Abbildung 2.2: Mittlerer Luftdruck der Arktis (über  $70^{\circ}\text{N}$  gemittelt) über die Monate Oktober bis März in den verwendeten Modellläufen des KCM: Kontrolllauf (oben),  $2\text{CO}_2$ -Antriebsszenario (Mitte), A1B-Szenario (unten)

Als Grundlage wird ein langer Kontrolllauf über 1000 Jahre ausgewertet. Dieser basiert auf einem vorindustriellen stabilen atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt von 286 ppm ohne zusätzlichen Treibhausgasantrieb. Der zweite Modelllauf ist ein Experiment mit einem Treibhausgasantrieb in Anlehnung an das A1B-Szenario des IPCC. Das Standard A1B-Szenario, basierend auf *Nakicenovic and Swart* (2000), simuliert das Klima des 21. Jahrhunderts unter Annahme eines zukünftigen rapiden ökonomischen Wachstums, eines geringen Populationswachstums und unter sofortiger Anwendung neuer und effizienter Technologien. Hauptannahmen des Szenarios sind eine ökonomische und kulturelle Annäherung und die Fähigkeit regionale Unterschiede des Pro-Kopf-Einkommens substantiell zu reduzieren. In dieser Welt verfolgen die Menschen mehr ihr persönliches Wohl anstatt die Umweltqualität in zunehmendem Maße zu verbessern. Der Modelllauf spiegelt von 1850 an den tatsächlich beobachteten Treibhausgasantrieb wider und simuliert die weitere Entwicklung unter den zuvor beschriebenen Annahmen bis 2100. Hierbei kommt es im globalen Mittel zu einem Temperaturanstieg um  $2,8^{\circ}\text{C}$  bis 2090 - 2099 relativ zum Zeitraum 1980 - 1999 (*Trenberth et al.*, 2007). Im dritten Modelllauf wird ein Anstieg des  $\text{CO}_2$ -Gehalts um ein Prozent pro Jahr simuliert. Der extreme Antrieb von jährlich 1%

wird über einen Zeitraum von 70 Jahren angenommen, d.h. solange bis eine Verdopplung des vorindustriellen Wertes erreicht ist (572 ppm). Anschließend erfolgt eine 930 Jahre lange Stabilisierungsperiode.

Die Unterschiede in den Modellläufen aufgrund des variierenden Treibhausgasantriebes spiegeln sich u.a. im jeweiligen zeitlichen Verlauf des mittleren Bodenluftdrucks über der Arktis gemittelt für die Monate Oktober bis März (ONDJFM<sup>1</sup>) in Abbildung 2.2 wider. Für den Kontrolllauf und das  $CO_2$ -Antriebsszenario werden lediglich die ersten 500 Jahre dargestellt. Im laufenden zehnjährigen Mittel ist, trotz hoher Variabilität auf kleinen Skalen, eine Abnahme im MSLP in den Szenarien mit Treibhausgasantrieb zu erkennen. Im  $CO_2$ -Antriebsszenario reagiert der MSLP verzögert auf den extremen  $CO_2$ -Antrieb. Der Abfall im MSLP setzt nach etwa 25 Jahren ein und hält im Mittel über ca. 150 Jahre an, worauf eine Stabilisierung des MSLP folgt. Im A1B-Szenario ist die Abnahme noch deutlicher erkennbar. Ein extremer Abfall in den Jahren von 2040 bis 2080 um etwa 5 hPa spiegelt deutlich die drastischen Veränderungen des Klimas in diesem Szenario wider. Aufgrund der aus dem laufenden zehnjährigen Mittel im Kontrolllauf hervorgehenden multi-dekadischen Schwankungen, werden zunächst die Zeitreihen mittels Spektralanalyse auf langperiodische Schwankungen im Klimasystem untersucht. Beispielhaft

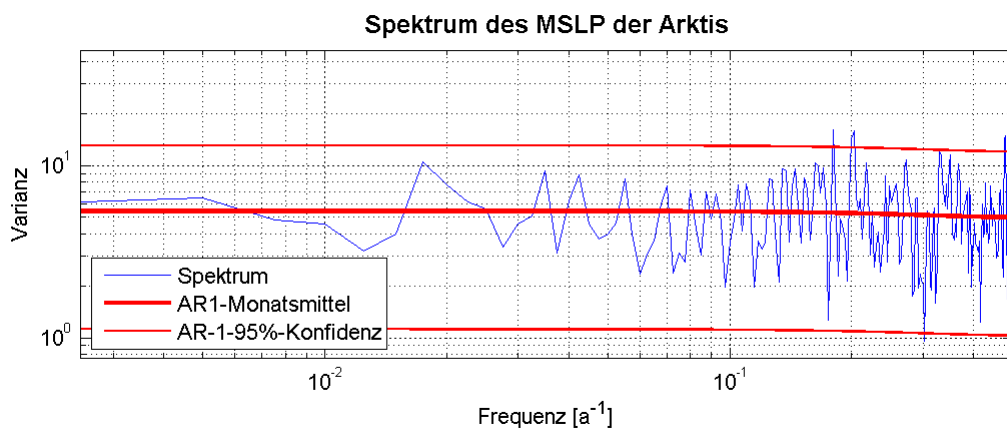


Abbildung 2.3: Spektrum des mittleren Luftdrucks der Arktis (über 70° N gemittelt, ONDJFM) im Kontrolllauf des KCM (Fensterbreite = 400, Überlappung = 100)

wird das Spektrum des mittleren Luftdrucks über der Arktis aus dem Kontrolllauf dargestellt (Abb. 2.3). Es zeigt ein rotes Rauschen mit keinen besonderen Eigenfrequenzen für kleine Frequenzen, die den roten Hintergrund überlagern. Die langperiodischen Schwankungen im System, die aufgrund der Zeitserien vermutet werden, sind somit statistisch unabhängige Einzelwirkungen. Um dennoch repräsentative und von langfristigen internen Schwankungen unabhängige Ergebnisse zu erhalten, werden für die Analysen möglichst

<sup>1</sup>Oktober, November, Dezember, Januar, Februar, März

lange Zeiträume der Modellläufe des KCM verwendet.

## 2.2 Analysemethode

Die EOF-Analyse (oder auch Principal Component Analysis) ist eine Methode zum Analysieren der örtlichen und zeitlichen Variabilität geophysikalischer Felder, wie z.B. vom MSLP oder der SAT. Die EOF entspricht dabei dem Variabilitätsmuster und zeigt stets eine stehende Oszillation. Ziel der EOF-Analyse ist eine effizientere Auswertung der Kovarianzmatrix der Daten. In der Praxis soll der größte Anteil der Varianz mit der kleinsten Anzahl an Datenpunkten gefunden werden. Hierfür wird im Verlauf der Analyse die Datenmatrix in verschiedene Moden zerlegt, wobei jede Mode einem Variabilitätsmuster entspricht. Jede Mode besteht aus drei Teilen: dem räumlichen Muster (EOF-Muster), einer Zeitserie der Entwicklung des räumlichen Musters (Principal Component) und der erklärten Varianz für diese Mode (Eigenwert). Dabei sind die Moden absteigend nach der erklärten Varianz geordnet. Mit Hilfe einer linearen Kombination der Moden kann schließlich das Datenfeld für jeden Zeitpunkt wieder hergestellt werden:

$$\text{Daten}(S \times T) = \text{EOF}(S \times N) \cdot \text{EV}(N \times N) \cdot \text{PC}(N \times T). \quad (2.1)$$

Die Bezeichnung EV steht für Eigenwert und PC für Principal Component. S ist die räumliche, T die zeitliche Dimension und N die Dimension der Moden.

Im Folgenden wird das mathematische Vorgehen Schritt für Schritt in Anlehnung an *Dommenget* (2008) betrachtet. Zunächst bedarf es einer Datenmatrix, auf welche die EOF-Analyse angewendet werden soll. Sie enthält diverse Orte und die zeitliche Entwicklung des z.B. monatlich gemittelten SLP an jedem Ort. Somit entspricht jede Spalte der Datenmatrix der Zeitserie eines Ortes und jede Zeile der räumlichen Verteilung zu einem gegebenen Zeitpunkt. Da die AO im Winter dominant ist, wird die Auswertung auf den Zeitraum Oktober bis März eingeschränkt. Zudem werden Daten der Nordhemisphäre über 20° N verwendet, damit die AO einen möglichst großen Anteil der Gesamtvariabilität wiedergibt. Um ein Variabilitätsmuster zu erhalten, müssen die Anomalien des MSLP betrachtet werden. Daher wird vor der Analyse die Klimatologie des MSLP von den Daten entfernt. Man erhält monatlich gemittelte Anomalien des SLP von Oktober bis März der Nordhemisphäre. Da sich das Modellgitter zum Pol hin verjüngt, müssen die SLP-Werte stets mit den Gitterzellenflächen gewichtet werden. Zudem wird für eine Auswertung der räumlichen EOF-Muster der Trend im zeitlichen SLP-Verlauf von den Daten abgezogen. Für die Auswertung der zeitlichen Entwicklung der Moden, d.h. der PC's, bleibt der Trend in den Daten enthalten, da ansonsten ein Teil des gesuchten Signals verloren gehen würde.

Im Allgemeinen wendet man die EOF-Analyse auf die Kovarianzmatrix an, welche

man durch Multiplikation der Datenmatrix mit der transponierten Datenmatrix erhält. Die Kovarianz beschreibt den statistischen Zusammenhang zwischen zwei oder mehr Größen zueinander, d.h. in diesem Fall den Zusammenhang der Entwicklung des MSLP an unterschiedlichen Orten. Auf Grundlage der Kovarianzmatrix wird das sich ergebene Eigenwertproblem gelöst. Ziel ist das Auffinden der größten Eigenwerte und der dazugehörigen Eigenvektoren. Zunächst wird versucht die erste Mode aufzufinden, welche den größten Teil der Varianz erklärt. Zieht man die erste Mode von der Datenmatrix ab, so sollte der größte Anteil der Varianz der restlichen Datenmatrix von der zweiten Mode erklärt werden. Für die folgenden Moden gilt dies entsprechend. Die Eigenwerte werden nach ihrer Größe geordnet und bezeichnen die erklärte Varianz der Mode. Die aus den Eigenwerten abgeleiteten Eigenvektoren werden als EOF-Muster definiert. Die Eigenvektoren sind orthogonal zueinander, d.h. nicht korreliert. Durch Projektion der Daten auf die jeweilige EOF erhält man die entsprechende PC-Zeitreihe, welche die zeitliche Entwicklung des jeweiligen räumlichen EOF-Musters beschreibt. Auch diese Vektoren sind nicht korreliert und orthogonal zueinander. Anschaulich werden die Eigenvektoren zu neuen Koordinatenachsen und die Datenmatrix in das resultierende neue Koordinatensystem projiziert. Stellt man das EOF-Muster als Karte dar, so zeigt diese eine stehende Oszillation. Jede Oszillation ist eine Variabilitätsmode und die dazugehörige PC gibt an, wie diese Mode in der Zeit oszilliert.

Das Hauptinteresse der EOF-Analyse liegt im Allgemeinen auf den Eigenvektoren, da das jeweilige EOF-Muster die Information über die räumliche Verteilung der Daten enthält. Um die Amplituden des EOF-Musters einfacher mit den Amplituden des Datenfeldes vergleichen zu können, werden die dimensionslosen Eigenvektoren mit der Wurzel der entsprechenden Eigenwerte skaliert.

Aufgrund der Tatsache, dass die EOF-Moden mit den Eigenwerten nicht das Feld an jedem Punkt erklären können, sondern nur dort, wo die Amplitude des Eigenvektors größer als die Standardabweichung ist, wird häufig zum Vergleich die Korrelation der PC-Zeitreihe mit den Originaldaten zur Betrachtung hinzugezogen. Das daraus resultierende Feld der erklärten Varianz fügt die Eigenwerte der EOF-Moden in eine lokale Perspektive.

# Kapitel 3

## Ergebnisse

### 3.1 Die Arktische Oszillation (AO) im Kieler Klimamodell (KCM)

Um einen Überblick zu bekommen, wie sich die AO und der mittlere Luftdruck im KCM verhalten, wurde zuerst der 1000 Jahre lange Kontrolllauf ausgewertet. Damit ein Einfluss durch die hohe interne Variabilität und des Einschwingens des Modellaufs aufgrund vorgegebener Anfangsbedingungen (spin-up-Phase) ausgeschlossen werden kann, wird das 900 Jahre lange Zeitfenster, welches bis zum Ende der Zeitreihe reicht, für die Auswertung verwendet.

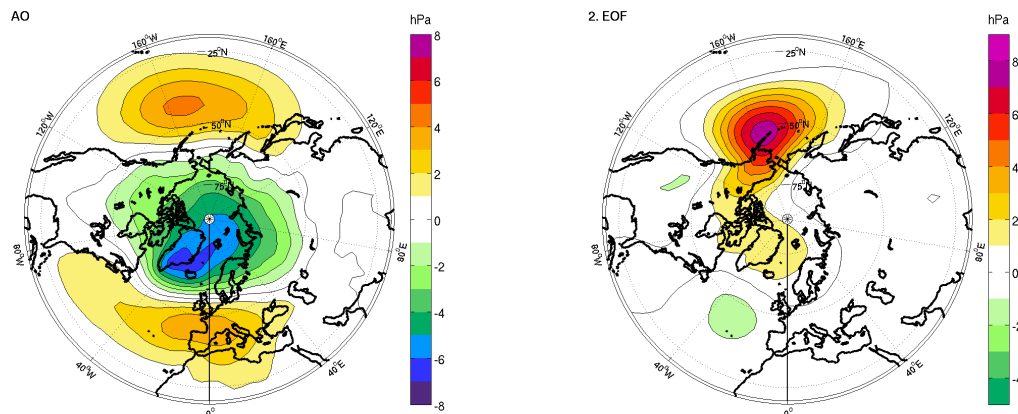


Abbildung 3.1: Die Arktische Oszillation (links) und die 2. EOF (rechts) des MSLP (nördlich 20° N, ONDJFM) im Kontrolllauf des KCM

Mittels EOF-Analyse erhält man für die erste Variabilitätsmode das typische Muster der Arktischen Oszillation (Abb. 3.1, links). Es erklärt 24,7% der Gesamtvariabilität des SLP in der Nordhemisphäre über 20° N im Kontrolllauf des KCM. Die zweite EOF erklärt lediglich 11,1% der Gesamtvariabilität. Daher spiegelt die AO im KCM das dominante

Variabilitätsmuster im Winter der Nordhemisphäre wider. Die AO weist die für sie typischen Aktionszentren auf: eine hohe Anomalie über der Arktis mit Zentrum südöstlich von Grönland und zwei entgegen gerichtete Anomalien in den mittleren Breiten. Die Variabilität im Zentrum über Südwesteuropa und dem östlichen Nordatlantik beträgt maximal 3,6 hPa und ist somit etwas geringer als die Variabilität im Nordpazifik, welche Werte bis zu 4,2 hPa aufweist. Die entgegen gerichtete Anomalie über dem arktischen Zentrum nimmt sehr viel höhere Werte von bis zu -6,6 hPa an. Interpretiert man dieses räumliche Variabilitätsmuster physikalisch, so verhält sich in einem Winter mit einer starken Ausprägung des arktischen Tiefs, d.h. eine Abnahme des SLP über der Arktis, der SLP über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik entgegengesetzt. Es verstärkt sich also gleichzeitig das Azorenhoch. Das Aleutentief wird hingegen durch zunehmenden Druck abgeschwächt. In Jahren, in denen das arktische Tief weniger stark ausgeprägt ist, ist auch das Azorenhoch weniger stark, aber das Aleutentief stärker ausgeprägt. Das dominante Variabilitätsmuster der AO liefert somit Regionen, welche die Variabilität des SLP der Nordhemisphäre bestimmen und zeigt Zusammenhänge zwischen den Zentren des Variabilitätsmusters auf.

Auch das räumliche Muster der 2. EOF (Abb. 3.1, rechts) ist ein stabiles Ergebnis der EOF-Analyse. Das Variabilitätsfeld wird dominiert durch einen starken Monopol, der im Kern eine sehr hohe Variabilität von bis zu 7,6 hPa zwischen Alaska und den Aleuten aufweist. Zudem erstreckt sich die hohe Anomalie nicht nur über dem nördlichen Pazifik, sondern auch in abgeschwächter Form über dem Norden Kanadas und über Grönland.

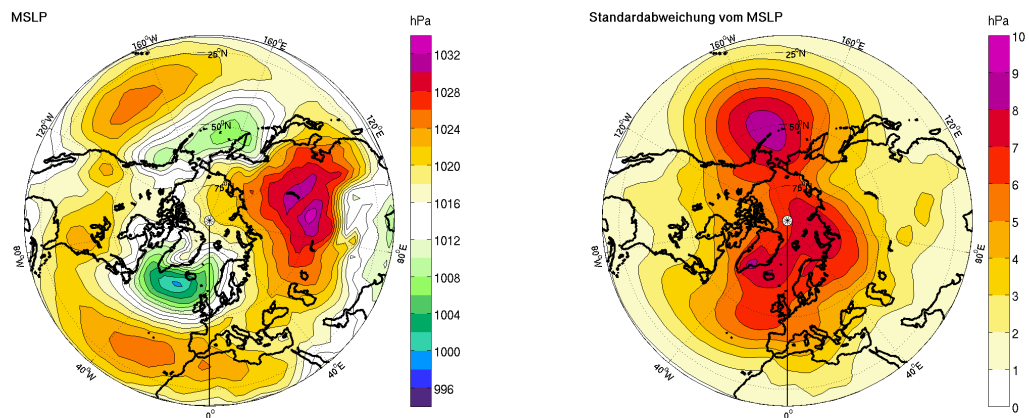


Abbildung 3.2: Mittlerer Luftdruck (links) und Standardabweichung (rechts) vom mittleren Luftdruck der Nordhemisphäre (ONDJFM) im Kontrolllauf des KCM

Die Hoch- und Tiefdruckgebiete, welche im Einfluss der zuvor beschriebenen Variabilitätsmuster liegen, werden nun im mittleren Luftdruckfeld der Nordhemisphäre betrachtet (Abb. 3.2, links). In den mittleren Breiten ist der Hochdruckgürtel mit einem ausgeprägten Azorenhoch im Atlantik erkennbar. Die prägnanten Tiefdruckgebiete der hohen Breiten zeichnen sich durch sehr niedrige MSLP-Werte aus: das Islandtief über dem Nordatlantik



und das Aleutentief über dem Nordpazifik. In der Region des starken Gradienten zwischen den Hoch- und Tiefdruckregionen befindet sich die Westwindzone, d.h. die Zone, entlang welcher die Sturmtiefs ziehen. Zudem dominiert über Sibirien ein stabiles winterliches kontinentales Hoch. Aus den Standardabweichungen vom mittleren Luftdruck an jedem Ort (Abb. 3.2, rechts) geht hervor, dass es vor allem im Bereich über der Arktis und in den hohen Breiten über dem Nordostatlantik und -pazifik zu hohen Abweichungen innerhalb der Zeitreihen kommt. Das bedeutet, dass in diesen Gebieten der Luftdruck im zeitlichen Verlauf stark variiert. Sehr hohe Standardabweichungen bis zu 8,5 hPa sind im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer aufzufinden. Zudem reichen hohe Standardabweichungen bis in die mittleren Breiten des östlichen Atlantiks hinein. Die AO spiegelt etwa ein Viertel dieser Variabilität wider. Die Variabilität in der Region der höchsten Standardabweichungen über dem Nordpazifik, v.a. zwischen Alaska und den Aleuten, wird nicht nur maßgeblich von der AO, sondern auch von der 2. EOF erfasst.

Der AO-Index, d.h. die erste PC der AO, gibt an, wie stark das räumliche Muster im zeitlichen Verlauf um seinen Grundzustand schwankt. Für Jahresmittel (ONDJFM) des Kontrolllaufs wurde ein Schwanken um etwa -0.02 hPa mit Amplituden von  $\pm 0,38$  hPa ermittelt. Wird diese Zeitserie wiederum mit den Originaldaten korreliert, so ist erkennbar, wo die AO besonders gut mit den MSLP-Daten in Phase schwingt. Das räumliche Muster der entsprechenden erklärten Varianz (Abb. 3.3) ergibt die gleichen Zentren wie die AO. Eine besonders hohe Korrelation mit Maximalwerten von 0.74 tritt in der Arktis auf. Hingegen ist die Korrelation im Pazifik nur halb so hoch und um 0,1 geringer als im Atlantik. Dies steht im Gegensatz zum Betrag der Anomalien, die sich aus der AO ergeben.

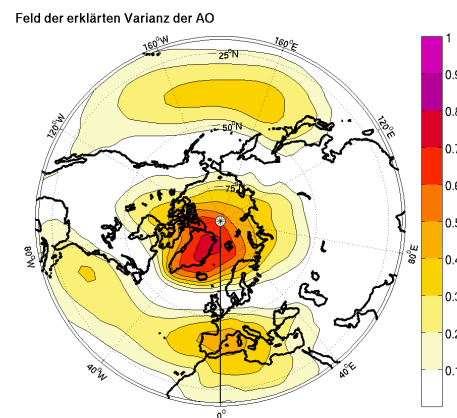


Abbildung 3.3: Feld der erklärten Varianz der AO errechnet aus dem Quadrat der Korrelation des AO-Index mit den Zeitserien der Originaldaten im Kontrolllauf des KCM

Abschließend wird die Bedeutung eines positiven bzw. negativen AO-Index in Hinblick auf das mittlere Luftdruckfeld verdeutlicht. Es wird für alle Werte des AO-Index größer gleich eins und anschließend für Werte kleiner gleich minus eins das entsprechende mittlere Luftdruckfeld dargestellt (Abb. 3.4). Dabei stellt sich heraus, dass positive Werte des AO-Index einen verstärkten Tiefdruckkern über der Arktis und einen verstärkten Hochdruckgürtel in den mittleren Breiten im Vergleich zum mittleren Luftdruckfeld

### 3.1. DIE ARKTISCHE OSZILLATION (AO) IM KIELER KLIMAMODELL (KCM)

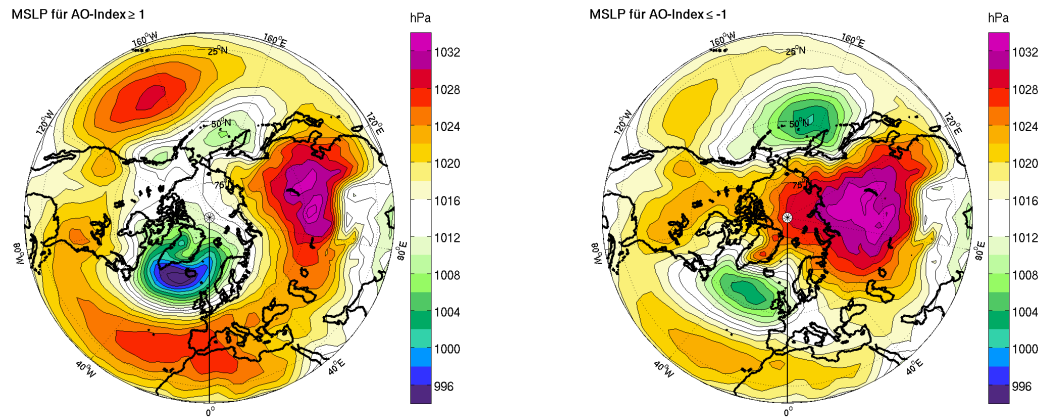


Abbildung 3.4: Mittleres Luftdruckfeld für einen positiven AO-Index ( $\geq 1$ ) (links) und für einen negativen AO-Index ( $\leq -1$ ) (rechts) im Kontrolllauf des KCM

der gesamten Periode (Abb. 3.2, links) hervorrufen. Für das mittlere Luftdruckfeld für PC-Werte kleiner gleich minus eins ergibt sich hingegen ein stark verändertes MSLP-Muster: Das Islandtief über dem Nordatlantik und das Aleutentief über dem Nordpazifik sind deutlich voneinander abgetrennt. Über der zentralen Arktis befindet sich ein ausge dehntes starkes Hochdruckgebiet, welches ausgehend von einem ausgeprägten Hoch über Russland bis über die Arktis und in die mittleren Breiten Nordamerikas hineinreicht.

## 3.2 Auswirkungen eines veränderten externen Antriebes auf die AO

Der externe Antrieb durch eine  $CO_2$ -Erhöhung um 1% pro Jahr bewirkt trotz hoher interner Variabilität im System Veränderungen im Vergleich zu den zuvor im Kontrolllauf analysierten Parametern. Aufgrund der verzögerten Reaktion des Luftdrucks auf den externen Antrieb durch eine Luftdruckabnahme wird das  $CO_2$ -Antriebsszenario beginnend nach 250 Jahren bis zum Ende des 1000 Jahre langen Modelllaufs ausgewertet. Führt man

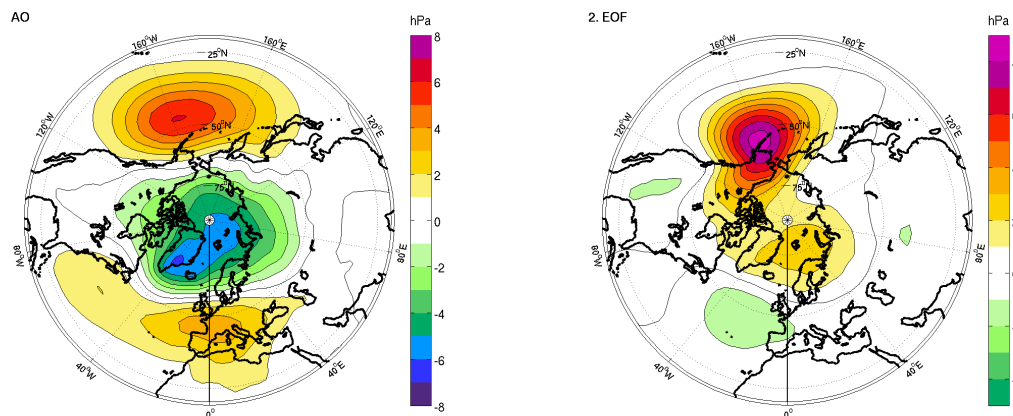


Abbildung 3.5: Die Arktische Oszillation (links) und die 2. EOF (rechts) des MSLP (nördlich 20° N, ONDJFM) im  $CO_2$ -Antriebsszenario des KCM

analoge Betrachtungen wie in Absatz 3.1 durch, so erhält man für die AO eine ähnlich hohe erklärte Varianz von 24,1% wie im Kontrolllauf. Auch das prägnante räumliche Muster der AO ist deutlich erkennbar. Es treten jedoch einige Abweichungen im Betrag und in der Ausdehnung der Anomalien auf (Abb. 3.5, links). Der Kern der Anomalie über dem arktischen Zentrum überdeckt eine kleinere Fläche, wobei maximale Werte von -6,2 hPa in der gleichen Größenordnung wie im Kontrolllauf liegen. Die entgegen gerichteten Anomalien im Variabilitätsmuster variieren hingegen stärker. Die Variabilität über Südeuropa hat sich räumlich verändert, wobei höhere Variabilität weniger stark über den Atlantik reicht als im Kontrolllauf. Prägnante Unterschiede sind im Pazifik vorzufinden. Die Variabilität scheint sich im Antriebsszenario deutlich verstärkt zu haben und weist Maximalwerte von 6,1 hPa auf, die sich somit in der gleichen Größenordnung befinden, wie die Anomalien über der Arktis. Zudem erstrecken sich die Anomalien im Pazifik etwas weiter nach Norden, wobei das Einflussgebiet gleich groß geblieben ist. Dies bedeutet, dass sich statistisch eine größere Kopplung der Variabilität vom Arktischen Tief mit dem Aleutentief in der AO ergibt.

Eine weitere deutliche Änderung im extern angetriebenen Szenario ist in der zweiten EOF vorzufinden. Diese Variabilitätsmode weist im Vergleich zum Kontrolllauf eine um

### 3.2. AUSWIRKUNGEN EINES VERÄNDERTEN EXTERNEN ANTRIEBES AUF DIE AO

4% höhere erklärte Varianz von 15,1% auf. Die räumliche Verteilung zeigt zwar erneut eine hohe Variabilität über dem westlichen Alaska mit gleicher räumlicher Ausdehnung wie im Kontrolllauf, jedoch mit einem stärkeren Gradienten, d.h. einer um 0,9 hPa höheren Anomalie von 8,5 hPa im Zentrum. Zudem hat sich deutlicher eine zweite schwache gleichgerichtete Anomalie über dem Nordpolarmeer ausgebildet. Aus dem höheren Anteil an der Gesamtvariabilität, der größeren Ausdehnung und der höheren Beträge der Anomalien in der zweiten EOF geht eine Entkopplung der Variabilität des Nordpazifiks hervor.

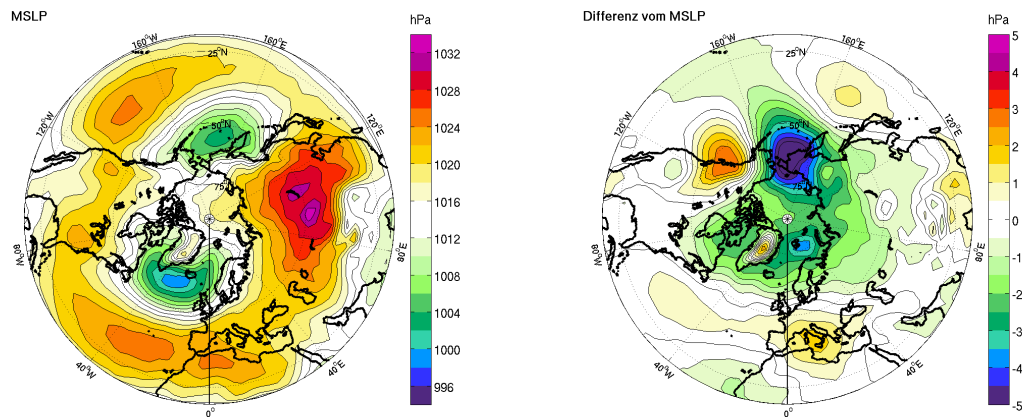


Abbildung 3.6: Mittlerer Luftdruck der Nordhemisphäre (ONDJFM) im  $CO_2$ -Antriebsszenario des KCM (links) und Differenz des MSLP aus dem Kontrolllauf und dem  $CO_2$ -Antriebsszenario (rechts)

Zuzüglich wird das mittlere Luftdruckfeld im  $CO_2$ -Antriebsszenario betrachtet, in welchem sich eine große Veränderung im Aleutentief ergibt (Abb. 3.6, links). Um die Unterschiede zwischen Kontrolllauf und extern angetriebenem Szenario deutlicher hervorzuheben, wurde die Differenz beider Luftdruckfelder gebildet (Abb. 3.6, rechts). Diese Graphik zeigt, dass der Luftdruck über der Arktis im angetriebenen Klima großflächig um etwa 2,5 hPa niedriger ist als im Kontrolllauf mit vorindustriellen  $CO_2$ -Werten. Eine besonders starke Abnahme von maximal 6,1 hPa ist im Bereich des Beringmeeres zu finden, wo dementsprechend das Aleutentief sehr viel stärker ausgeprägt ist. Üblicherweise reicht das Zentrum des Aleutentiefs im Winter zonal bis an die Westküste Kanadas, wie im Kontrolllauf in Abb. 3.2 (links) zu sehen ist. Diese zonale Ausbreitung ist aufgrund eines um bis zu 3 hPa höheren Drucks über der Westküste Kanadas im Antriebsszenario nicht mehr vorzufinden. Eine weitere schwächere Druckzunahme ist über der Mittelmeerregion erkennbar.

Die Standardabweichung vom mittleren Luftdruckfeld weist im Szenario mit externem Antrieb eine deutlich höhere Variabilität über dem Pazifik auf (Abb. 3.7, links). Das Muster ähnelt zwar stark dem des Kontrolllaufs, ergibt jedoch im Pazifik einen stärkeren

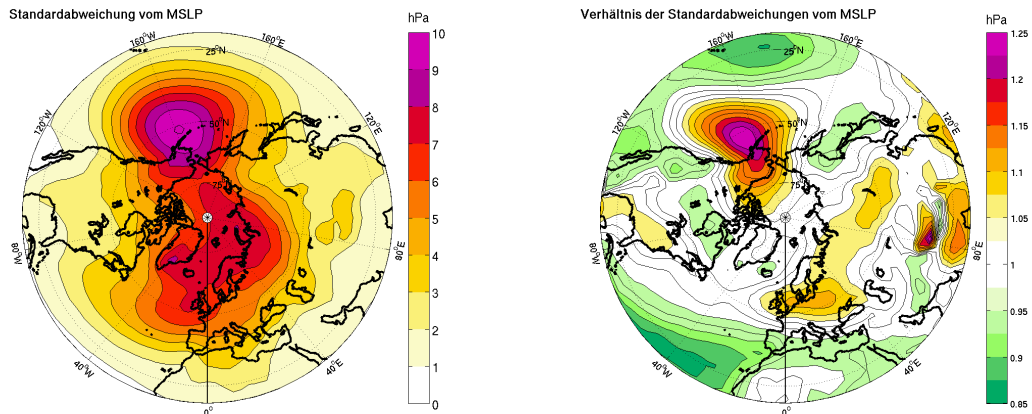


Abbildung 3.7: Standardabweichung vom mittleren Luftdruck der Nordhemisphäre (OND-JFM) im  $CO_2$ -Antriebsszenario des KCM (links) und Verhältnis der Standardabweichung des MSLP vom Kontrolllauf relativ zum  $CO_2$ -Antriebsszenario (rechts)

Gradienten und um 1,6 hPa höhere Maximalwerte von 10,1 hPa. Aus dem Feld des Quotienten der Standardabweichungen des MSLP beider Modellläufe im KCM (Abb. 3.7, rechts) gehen zusätzlich deutliche Unterschiede im Nordostpazifik hervor. Dies basiert hauptsächlich auf einer größeren zonalen Ausdehnung der hohen Standardabweichungen im extern angetriebenen Szenario. Im Muster der Verhältnisse wird zudem eine höhere Variabilität in Mitteleuropa erkennbar. Die höhere Variabilität im Pazifik im  $CO_2$ -Antriebsszenario wird v.a. durch die 2. EOF erfasst, wohingegen die höheren Standardabweichungen in Mitteleuropa sich nicht mit der ersten oder zweiten Variabilitätsmode erklären lassen.

Um eine Beziehung zwischen der zeitlichen Entwicklung der AO und den originalen MSLP-Daten herzustellen, wird erneut die Korrelation der Zeitserien betrachtet. Wiederum sind die drei dominanten Zentren gut sichtbar und die höchste Korrelation ist über der zentralen Arktis mit Maximalwerten von 0,65 vorzufinden. Im Vergleich zum Kontrolllauf hat sich die Korrelation im Pazifik auf 0,46 erhöht und weist verbreitet höhere Korrelationen als im Atlantik auf. Ergänzend zu der erhöhten Variabilität, die aus der AO hervorgeht, zeigt dementsprechend auch die Korrelation der

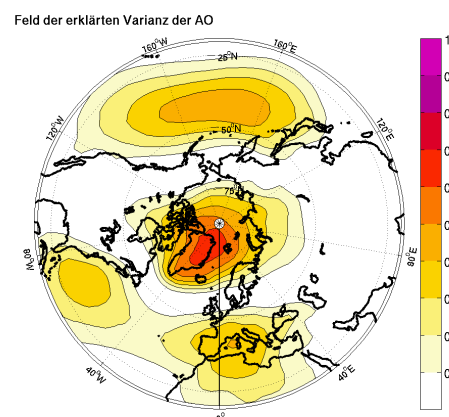


Abbildung 3.8: Feld der erklärten Varianz der AO errechnet aus dem Quadrat der Korrelation des AO-Index mit den Zeitserien der Originaldaten im  $CO_2$ -Antriebsszenario des KCM

Zeitreihen, dass das Aleutentief Einfluss gewinnt.

Abschließend wird die zeitliche Entwicklung der AO aus dem Kontrolllauf im  $CO_2$ -Antriebsszenario ausgewertet, indem das räumliche Muster der AO auf die Datenmatrix des angetriebenen Szenarios projiziert wird. Die so bestimmte Zeitserie ergibt trotz der

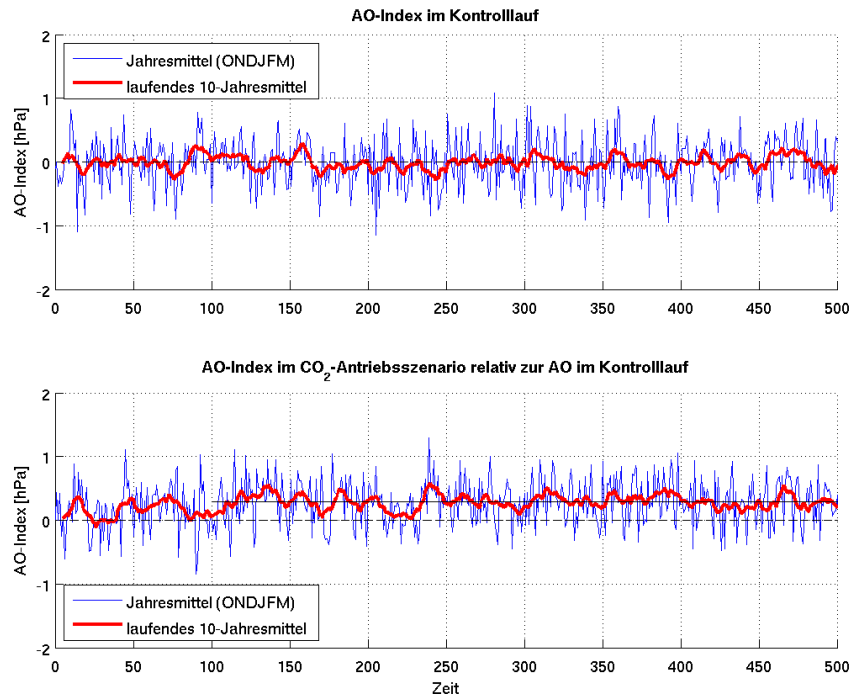


Abbildung 3.9: AO-Index im Kontrolllauf (oben) und AO-Index im  $CO_2$ -Antriebsszenario relativ zur AO aus dem Kontrolllauf des KCM

hohen Variabilität ein deutliches Signal: Das räumliche Muster des Kontrolllaufs schwankt in diesem Szenario nicht mehr um Null, wie in Abbildung 3.9 (oben), sondern hat sich zu positiven Werten hin verschoben (Abb. 3.9, unten). Das Muster schwankt zwischen den Jahren 100 bis 500 im Jahresmittel (ONDJFM) um einen Mittelwert von 0.29 hPa (schwarze durchgezogene Linie in der unteren Abb. 3.9) mit Amplituden von  $\pm 0.35$  hPa. Somit haben die Amplituden der Schwankungen um den Mittelwert im Vergleich zum Kontrolllauf abgenommen. Aufgrund des positiven AO-Index tritt vermehrt das Muster des mittleren Luftdruckfeldes auf, welches der linken Abb. 3.4 entspricht. Folglich nimmt der Druck über der Arktis im Mittel ab und in den mittleren Breiten im Mittel zu.

### 3.3 Die AO im realistischen Klimaszenario A1B

Für das A1B-Szenario wird an dieser Stelle lediglich die zeitliche Entwicklung der AO aus dem Kontrolllauf im A1B-Szenario untersucht. Die Analyse des räumlichen Verhaltens der AO im A1B-Szenario ist wegen des relativ kurzen Zeitabschnitts von insgesamt 250 Jahren mit einer sehr kurzen anfänglichen stabilen Phase aufgrund der hohen internen inter- und multidekadischen Variabilität im Klimasystem der Nordhemisphäre nicht möglich. Jedoch eignet sich dieses Klimaszenario, um die Ergebnisse des KCM mit Beobachtungsdaten und Ergebnissen von anderen Modellen aus *Miller et al.* (2006) zu vergleichen (siehe Kapitel 4). Da im A1B-Szenario nicht nur der  $CO_2$ -Gehalt sondern auch andere Treibhausgase

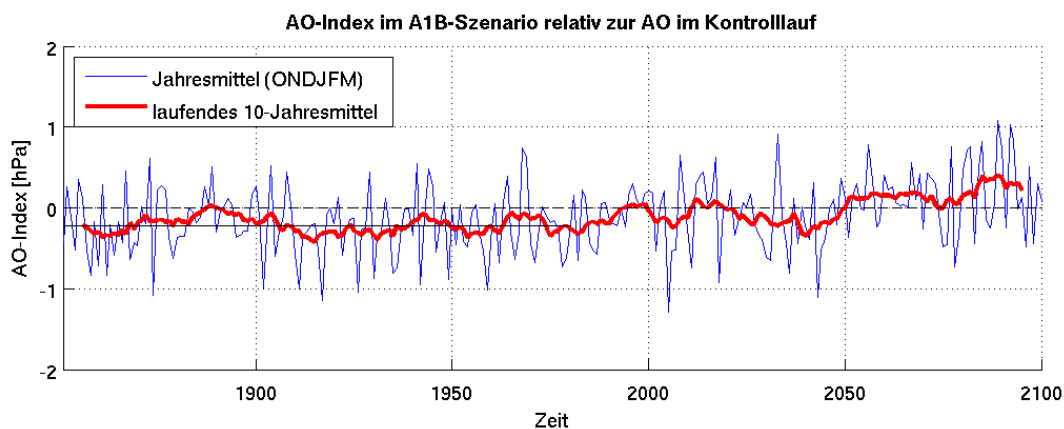


Abbildung 3.10: PC im  $2CO_2$ -Szenario relativ zum des EOF-Muster aus dem Kontrolllauf des KCM

Einfluss auf das Klima nehmen, schwankt der AO-Index in Abbildung 3.10, welcher aus der AO des Kontrolllaufes berechnet wurde, nicht um Null. Für den Zeitraum 1850-1980 schwankt der Index um einen negativen Mittelwert von  $-0.22$  hPa mit Amplituden von  $\pm 0.4$  hPa. Dennoch geht aus der Analyse deutlich hervor, dass spätestens ab dem Jahr 2040 der AO-Index einen positiven Trend aufweist. Vergleicht man die Zeitserie mit der vom SLP (Abb. 2.2), so ist ab demselben Jahr ein deutlich negativer Trend im mittleren Luftdruck über der Arktis zu erkennen. Ebenso wie zuvor im  $CO_2$ -Antriebsszenario ergibt sich aus erhöhten Konzentrationen der Treibhausgase auch im A1B-Szenario ein positiver AO-Index, welcher einen tieferen Luftdruck als im Mittel über der Arktis impliziert.

# Kapitel 4

## Diskussion

### 4.1 Vergleich der AO im KCM mit Beobachtungen

Für eine allgemeine Einschätzung der Ergebnisse aus den modellierten Klimäläufen des KCM werden Beobachtungsdaten der NCEP mit Ergebnissen des realitätsnahen A1B-Szenarios verglichen. Die erklärte Varianz liefert in beiden Analysen sehr ähnliche Werte:

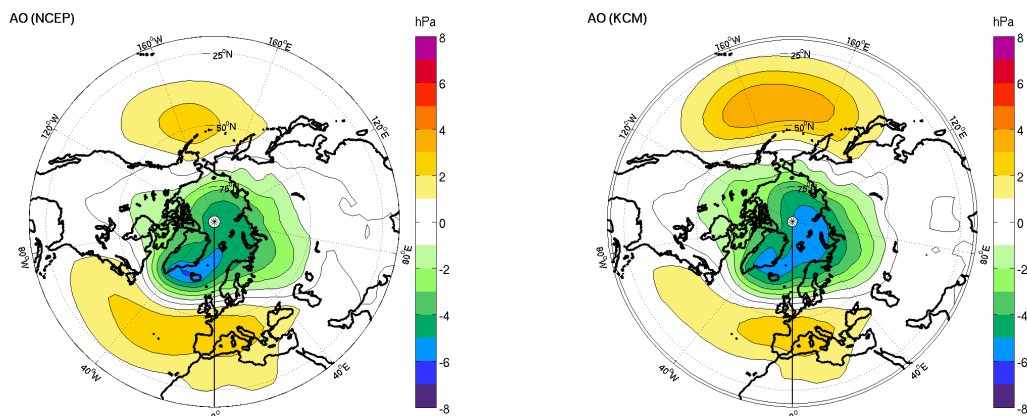


Abbildung 4.1: Die Arktische Oszillation aus NCEP Reanalysedaten (links) und im A1B-Szenario des KCM (rechts) für den Zeitraum 1950 bis 1999 (ONDJFM, nördlich von 20° N)

im KCM 21,9% und für die Beobachtungsdaten 19,7%. In Abbildung 4.1 wird deutlich, dass das KCM das generelle räumliche Muster der AO gut simuliert. Dennoch sind regionale Unterschiede erkennbar. Der Kern der negativen Anomalie über der Arktis dehnt sich im KCM weiter über das Nordpolarmeer aus als aus den Beobachtungen hervorgeht. Die positive Anomalie in den mittleren Breiten im Atlantik und Süd-/Mitteleuropa ist hingegen im KCM schwächer ausgeprägt. Die größten Abweichungen, sowohl räumlich als auch im Betrag der Anomalien, treten über dem Nordpazifik auf. Hier liefert das KCM



verbreitet eine um ein bis zwei hPa höhere Variabilität, die sich im Gegensatz zu den Beobachtungen über die gesamten hohen Breiten im Pazifik erstreckt. Das KCM überschätzt folglich die Variabilität im Pazifik und geringfügig auch in der Arktis und unterschätzt sie im Atlantik.

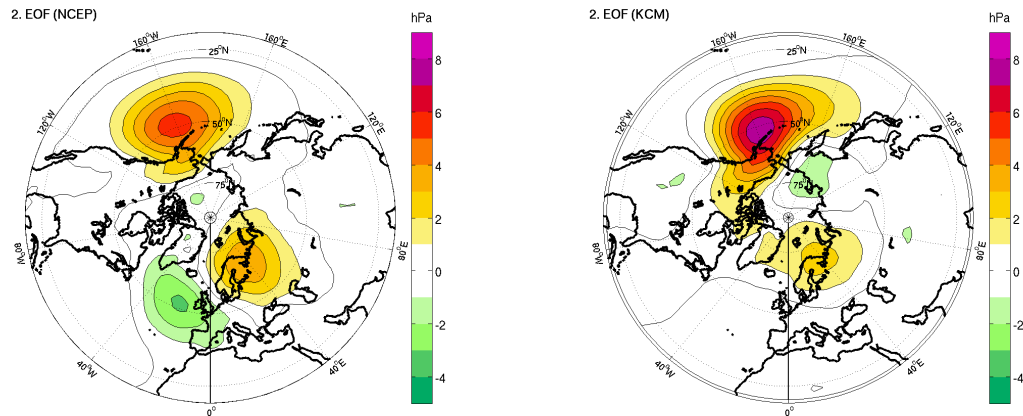


Abbildung 4.2: Die 2. EOF aus NCEP Reanalysedaten (links) und im A1B-Szenario des KCM (rechts) für den Zeitraum 1950 bis 1999 (ONDJFM, nördlich von 20° N)

Deutliche Abweichungen des KCM von den Reanalysedaten sind in der zweiten Variabilitätsmode des Luftdrucks zu finden. Übereinstimmend ist, dass die dominante Anomalie im Pazifik sowohl im KCM als auch in den Beobachtungen klar erkennbar ist und die 2. EOF in beiden Fällen einen etwa gleich hohen Anteil an der Gesamtvariabilität erklärt: im KCM 12,3% und in den Beobachtungen 11,2%. Jedoch ist der Kern der Anomalie im Pazifik im A1B-Szenario des KCM weiter nördlich aufzufinden und um 2,7 hPa höher als in den Beobachtungen. Die Variabilität erstreckt sich, wie in der AO, über eine größere Fläche im Pazifik, d.h. es wird Variabilität in Regionen aufgezeigt, welche in den Beobachtungen nicht im Einflussbereich dieser Variabilitätsmode liegen. Weiterhin fällt auf, dass die gleichgerichtete Anomalie über Nordosteuropa in den Beobachtungsdaten stärker ausgeprägt ist und etwa halb so hohe maximale Anomalien wie im Pazifik aufweist. Zudem ergibt sich eine nahezu gleich hohe aber entgegen gerichtete Anomalie über dem nordwestlichen Nordatlantik, die im A1B-Szenario des KCM nicht hervortritt.

Diese hohen Abweichungen, welche hauptsächlich in der Variabilität des Nordpazifiks begründet liegen, ergeben sich auch in anderen Modellen, was im folgenden Abschnitt untersucht wird.

## 4.2 Vergleich der AO im KCM mit anderen gekoppelten Klimamodellen

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, werden in *Miller et al. (2006)* EOF-Muster aus simulierten A1B Szenarien von Ensembles aus gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen (AOGCMs<sup>1</sup>) für den Zeitraum 1950-1999 ausgewertet und mit Beobachtungen aus Reanalysedaten der NCEP verglichen. Das KCM reiht sich gut in diese Modelle ein, deren Hauptresultat ist, dass die meisten AOGCMs zu viel Variabilität im SLP in der AO und einen positiven Trend im AO-Index ergeben. Trotz einer hohen Korrelation an interner Variabilität einiger Modelle mit den Beobachtungen variieren die räumlichen Muster der simulierten Luftdrucktrends zwischen den einzelnen Modellen stark und weichen von den Beobachtungen ab. Vergleicht man die Ergebnisse aus Abschnitt 4.1 mit denen aus *Miller et al. (2006)*, so liefert das KCM, im Vergleich zu anderen Modellen, eine hohe Übereinstimmung des räumlichen Musters in der zentralen Arktis und der Atlantik-Europäischen Region mit den Beobachtungsdaten. Der Betrag der Variabilität wird für diese Regionen im KCM nur geringfügig unterschätzt. Der Großteil anderer Modelle liefert v.a. im Atlantik stärker abweichende Ergebnisse von den Beobachtungen. Betrachtet man zudem die erklärte Varianz der AO, so überschätzen alle Modelle den Anteil der AO an der Gesamtvariabilität. Das KCM reiht sich in die Modelle ein, die lediglich bis zu 3% von den Ergebnissen der Reanalysedaten abweichen, wobei 9 der 14 Modelle noch höhere erklärte Varianzen aufweisen. Die größten Abweichungen von den Beobachtungen ergeben sich im KCM, sowohl in der Ausdehnung als auch im Betrag der Variabilität, im Nordpazifik und dementsprechend für die Entwicklung des Aleutentiefs. Ähnlich hohe Abweichungen im Betrag und in der Ausdehnung finden sich in einem Großteil der IPCC AR4 Modelle wider, welche eine starke Streuung der AO im Nordpazifik zwischen den Modellen ergeben. Aus dem Vergleich geht daher hervor, dass das KCM sich in die Modelle der IPCC AR4 Ensemble einreicht, die die Beobachtungsdaten am verlässlichsten simulieren können.

Die Ursache der starken Abweichungen im Nordpazifik wird von *Randall et al. (2007)* wie folgt begründet: In den hohen Breiten sind die SLP-Anomalien aufgrund El-Niño artiger Änderungen inkompatibel mit Änderungen aufgrund eines positiven AO-Index. Modelle, die also Veränderungen von El-Niño über dem Pazifik simulieren, ergeben keine AO Muster in den polaren Regionen. Somit ist in den derzeitigen Modellen das relative Wichten der Mechanismen, welche die AO artigen Änderungen und welche die ENSO<sup>2</sup> artigen Änderungen hervorrufen, nicht richtig bestimmt. Dies führt zu Streuungen im globalen Erwärmungsmuster auf regionalen Skalen über dem Pazifik und folglich zu Streuungen in anderen atmosphärischen Feldern. Das PNA Muster ist dementsprechend

---

<sup>1</sup>Atmosphäre-Ocean General Circulation Models

<sup>2</sup>El Niño-Southern Oscillation

zwar ein bestimmendes räumliches Muster der atmosphärischen Variabilität, aber schwer zu simulieren und abhängig von ENSO-Simulationen in den Tropen.

Viele Simulationen projizieren eine Abnahme im arktischen SLP im 21. Jh., was zu einem Anstieg vom AO-Index beiträgt. *Miller et al. (2006)* zeigen, dass mehr als die Hälfte der betrachteten Modelle einen positiven Trend im AO-Index aufweisen. Auch wenn die Steigung in den Trends stark zwischen den unterschiedlichen Modellen variiert, zeigt keines der 14 Modelle einen Trend zu einem niedrigeren AO-Index bzw. einem höheren arktischen SLP. Für den Großteil der IPCC AR4 Simulationen steigt der AO-Index ab dem frühen 21. Jh. signifikant. Für das Multi-Modell ergeben sich aufgrund der nicht korrelierten dekadischen Schwankungen zwischen den Modellen sehr geringe Schwankungen im AO-Index. Am Ende des 20. Jh. beginnt dieser in eine positive Phase anzusteigen. Nach ein paar Dekaden im 21. Jh. übersteigt das Mittel des Multi-Ensembles die vorangehende Variabilität. Am Ende des Laufes, im Jahr 2100, wird etwa ein Wert von 1,7 hPa erreicht. Dieser Trend stimmt mit den Beobachtungen der letzten Dekaden überein, wobei in den Beobachtungen ein wesentlich stärkerer Anstieg auf kleinen Skalen erkennbar ist. Um

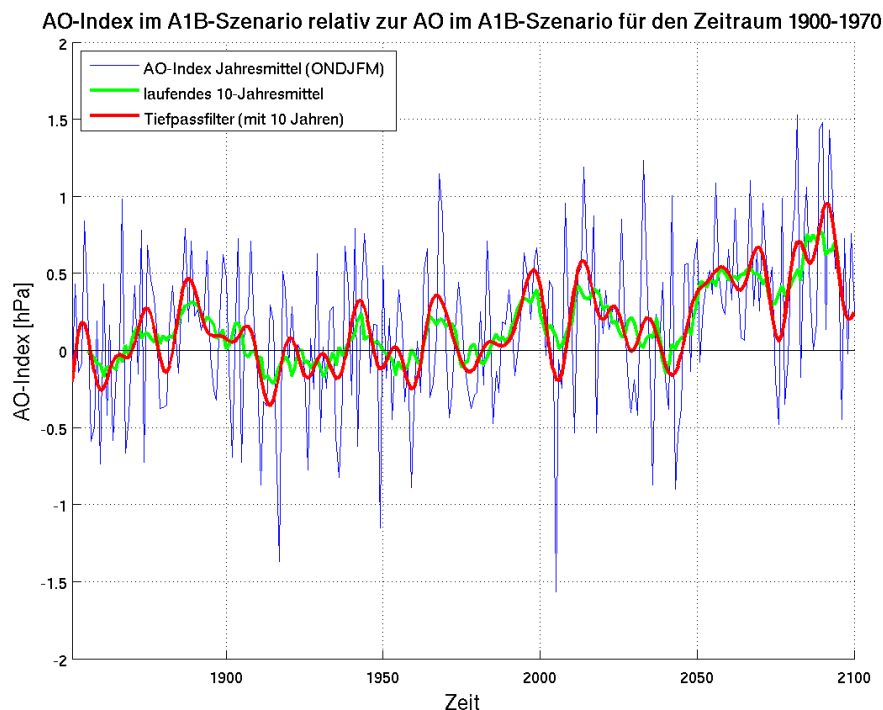


Abbildung 4.3: PC im A1B-Szenario relativ zum EOF-Muster 1900-1970

diesen Trend mit dem A1B-Szenario des KCM zu vergleichen, wurde der AO-Index wie von *Miller et al. (2006)* relativ zum EOF-Muster von 1900 bis 1970 errechnet und zudem so verschoben, dass der mittlere Index zwischen 1900 und 1970 Null beträgt. Man erhält für das KCM, analog zum Multi-Modell, ab dem späten 20. Jh. einen positiven Trend im

AO-Index (Abb. 3.10). Jedoch erreicht der AO-Index am Ende des 21. Jh. im laufenden zehnjährigen Mittel lediglich einen mittleren Wert von 0,8 hPa. Wendet man analog zu *Miller et al.* (2006) einen Tiefpassfilter mit 10 Jahren auf die Zeitreihe an, so ergibt sich ein Anstieg bis auf 0,95 hPa. Der positive Trend im AO-Index wird also im Vergleich zu den anderen Modellen und v.a. im Vergleich zu den Beobachtungsdaten deutlich im KCM unterschätzt.

Weitere Ergebnissen von *Miller et al.* (2006) zeigen, dass Modelle, die mit der oberen Grenze bis in die Stratosphäre hineinreichen, im Mittel einen höheren Anstieg im AO-Index erzeugen. Dass die Stratosphäre einen entscheidenden Einfluss auf die AO nimmt, wurde bereits in der Einleitung (Kapitel 1) erwähnt. Ergänzend dazu erklären *Scaife et al.* (2005), dass der beobachtete multi-dekadische Trend in Oberflächen-AO mit AOGCMs reproduziert werden kann, wenn beobachtete Trends in der tiefen stratosphärischen Zirkulation im Model vorgeschrieben werden. Eine weitere Verbesserung der Modelle sollte somit durch Einbinden einer Kopplung von Troposphären-Stratosphären-Prozessen in die Modelle erfolgen.

# Kapitel 5

## Schlussfolgerung

Das Verhalten der Arktischen Oszillation im A1B-Szenario des Kieler Klimamodells liefert vergleichbare Ergebnisse, wie die IPCC AR4 Modelle in den Analysen von *Miller et al.* (2006). Das Hauptresultat ist ein positiver Trend im AO-Index, welcher im A1B-Szenario des KCM jedoch einen sehr viel schwächeren Anstieg aufweist, als aus dem Multi-Modell der IPCC AR4 Simulationen hervorgeht. Ähnliche Ergebnisse für den AO-Index erhält man durch projizieren der AO aus dem Kontrolllauf auf das  $CO_2$ -Antriebsszenario des KCM. Die Zeitserie des AO-Index liefert durch den anfänglich starken Antrieb ein Verschieben des Index in eine positive Phase, d.h. der Index schwankt nicht wie im Kontrolllauf um Null, sondern um einen positiven Mittelwert. Dieser positive Trend impliziert einen tieferen Luftdruck als im Mittel über der Arktis und einen kompensierenden höheren Luftdruck als im Mittel in den mittleren Breiten. Daraus ergibt sich ein stärkerer Luftdruckgradient zwischen mittleren und hohen Breiten mit entsprechenden Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation, welche zusätzlich zu anderen Veränderungen aufgrund eines globalen Klimawandels wirken.

Betrachtet man das räumliche Muster der AO, so liefern die IPCC AR4 Modelle v.a. im Pazifik stark streuende Ergebnisse. Der Großteil der Modelle zeigt eine höhere Variabilität als aus den Beobachtungsdaten hervorgeht. Dies ist auch für die Pazifikregion der AO im KCM der Fall. Das Hauptproblem liegt dabei in der Modellierung des Nordpazifiks begründet. Hinzu kommen fehlende entscheidende Prozesse in den Modellen aufgrund einer nicht vorhandenen Kopplung mit der Stratosphäre. Daher sind die Ergebnisse des räumlichen Musters stets relativ zu diesen Fehlern in der Modellierung auszuwerten. Das KCM liefert im Vergleich des Kontrolllaufs mit dem extern angetriebenen  $CO_2$ -Szenario v.a. starke Signale in dieser Pazifikregion.

Die räumliche Verteilung der Variabilität der AO im arktischen Zentrum weist im Vergleich des Kontrolllaufs mit dem extern angetriebenen  $CO_2$ -Antriebsszenario eine sehr ähnliche Struktur und nahezu gleich hohe Anomalien auf. Auch im Vergleich der Stan-

dardabweichungen ergibt sich über dieser Region keine Änderung. Aus den Feldern des MSLP wird hingegen im angetriebenen Modelllauf eine deutliche Luftdruckabnahme über der Arktis ersichtlich. Diese Abnahme wird durch einen positiven AO-Index und andere Einflussfaktoren des angetriebenen Szenarios hervorgerufen.

In den mittleren Breiten im Nordatlantik und Mittel-/Südeuropa nimmt der Luftdruck im Antriebsszenario zu. Aus dem Vergleich der Standardabweichungen beider Modellläufe geht zudem eine erhöhte Variabilität in Mitteleuropa hervor. Diese steht jedoch nicht im Zusammenhang mit der AO. Aus der AO und der Korrelation der PC mit den Originaldaten ergeben sich über dem Atlantik etwas geringere Werte als im Kontrolllauf. Dementsprechend könnte der Anteil der AO an der Gesamtvariabilität über dem Nordatlantik im Antriebsszenario durch andere Variabilitätsmoden übernommen worden sein. Anzeichen von Veränderungen im Atlantisch-Europäischen Raum ergeben sich in der 2. EOF. Diese und folgende Variabilitätsmoden sollten daher weitergehend untersucht werden.

Im Nordpazifikraum ergeben sich die größten Abweichungen im Vergleich der Modellläufe des KCM. Für diese Region erhält man im mittleren Luftdruckfeld eine sich ändernde Struktur des Aleutentiefs. Im angetriebenen Modelllauf setzt sich der Tiefdruckkern über dem Beringmeer durch. Dieser verstärkt sich und das Zentrum verschiebt sich in Richtung der Beringstraße. Damit einher geht eine Abnahme der Ausbreitung des Aleutentiefs bis an die Westküste Kanadas. Aus dem Vergleich der Standardabweichungen geht hervor, dass die Variabilität im Randbereich des dominierenden Aleutentiefs, südwestlich von Alaska, deutlich zunimmt. Eine entsprechend höhere Variabilität zeigt sich auch in der AO. Zudem weist die Korrelation der PC mit den Originaldaten im Pazifik höhere Werte als im Kontrolllauf auf. Die 2. EOF übernimmt den Hauptanteil der ansteigenden Variabilität im Pazifik, da sie nicht nur stärkere Anomalien, sondern auch einen höheren Anteil der Gesamtvariabilität enthält. Die Variabilität im Pazifik verstärkt sich dementsprechend nicht nur, sondern entkoppelt sich zusätzlich von der AO.

Die Ergebnisse, die aus den Modellläufen des KCM hervorgehen, weisen darauf hin, dass sich das Verhalten der AO und des AO-Index durch eine Erhöhung der Treibhausgaskonzentration ändert. Die Veränderungen im räumlichen Muster finden allerdings nicht im arktischen Zentrum, sondern maßgeblich in den Luftdruckmustern im Nordatlantik und Nordpazifik statt. Um diese Ergebnisse weiter zu stützen und die Größenordnung der Änderungen besser abschätzen zu können, sollten ähnliche Analysen für andere Antriebsszenarien und andere Modelle durchgeführt werden.

# Literaturverzeichnis

- Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson (2001), Arctic oscillation or north atlantic oscillation?, *J. Climate*, *14*(16), 3495–3507.
- Deser, C. (2000), On the teleconnectivity of the “arctic oscillation”, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(6), 779–782.
- Dommenget, D. (2008), *An Introduction to Statistical Analysis in Climate Research*.
- Fyfe, J. C., G. J. Boer, and G. M. Flato (1999), The arctic and antarctic oscillations and their projected changes under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(11), 1601–1604.
- Gillett, N. P., R. J. Allan, and T. J. Ansell (2005), Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble, *Geophys. Res. Lett.*, *32*.
- Hurrell, J. W. (1996), Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 665–668.
- Kwok, R., and D. A. Rothrock (1999), Variability of the fram strait ice flux and north atlantic oscillation, *J. Geophys. Res.*, *104*, 5177–5189.
- Lorenz, E. (1951), Seasonal and irregular variations of the northern hemisphere sea-level pressure profile, *J. Meteor.*, *8*, 52–59.
- Madec, G. (2008), *NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation 27*, Institut Pierre-Simon Laplace, 193 pp.
- McHugh, M. J., and J. C. Rogers (2005), Multi-model representation of the north atlantic oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, *32*.
- Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models, *J. Geophys. Res.*, *111*.
- Nakicenovic, N., and R. Swart (2000), *Special Report on Emissions Scenarios*, Cambridge University Press, Cambridge.

- Park, W., and M. Latif (2008), Multidecadal and multicentennial variability of the meridional overturning circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Park, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Ströh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec (2009), Tropical pacific climate and its response to global warming in the kiel climate model, *J. Climate*, 22(1), 71–92.
- Quadrelli, R., and J. M. Wallace (2004), A simplified linear framework for interpreting patterns of northern hemisphere wintertime climate variability, *J. Climate*, 17, 3728–3744.
- Randall, D., et al. (2007), Climate Models and Their Evaluation, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Roeckner, E., and Coauthors (2003), *The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description*, Max Planck Institute for Meteorology Rep. 349, 128 pp.
- Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland (2005), A stratospheric influence on the winter nao and north atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- Shindell, D. T., R. L. Miller, G. A. Schmidt, and L. Pandolfo (1999), Simulation of recent northern winter climate trend by greenhouse-gas forcing, *Nature*, 399, 452–455.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998), The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25(9), 1297–1300.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability, *J. Climate*, 13, 1000–1016.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl (2000), Annular modes in the extratropical circulation. part ii: Trends, *J. Climate*, 13, 1018–1036.
- Trenberth, K., et al. (2007), Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.



Valcke, S. (2006), *OASIS3 user guide*, PRISM Tech. Rep. 3, 64 pp.

Wallace, J. M. (2000), North atlantic oscillation/annular mode: Two paradigms—one phenomenon, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *126*, 791–805.

Yin, J. H. (2005), A consistent poleward shift of storm tracks in simulations of 21st century climate, *Geophys. Res. Lett.*, *32*.

# Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. (Name der Datei: Die\_AO\_im\_KCM.pdf)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Datum, Unterschrift