

Der Einfluss von ENSO auf den NH Winter im ECHAM5 Modell und die Rolle der Stratosphäre

Diplomarbeit von Doreen Metzner

Kiel, Juli 2008



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
erstellt am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
– Maritime Meteorologie –

Zusammenfassung

Es existieren eine Reihe von Beobachtungs- und Modellstudien, die ein Signal von El Niño/Southern Oscillation (ENSO) in der Stratosphäre zeigen. Der Einfluss von ENSO auf das Europäische Klima wird immer stärker diskutiert. In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss von ENSO auf die extratropische Nordhemisphäre im Winter mit Hilfe des allgemeinen Zirkulationsmodells ECHAM5 untersucht. Dabei wird speziell auf die Rolle der Stratosphäre mit Analysen von zwei unterschiedlich hohen vertikalen Auflösungen des ECHAM5-Modells eingegangen.

Dafür werden die durch Meeresoberflächentemperaturen angetriebenen Simulationen zwei verschiedener Modellversionen des ECHAM5 analysiert. Unter Nutzung des 19-Schichten („niedriges Rand“) Modells (L19), mit einem Modelloberrad in 10 hPa (ca. 30 km Höhe), werden 6 Läufe ausgewertet, die eine Periode von 1900 bis 1998 abdecken. Ein Ensemble aus 5 Läufen steht mit dem L39-Schichten („hohes Rand“) Modell (0.01 hPa, ≈ 80 km Höhe) für den Zeitraum 1950 bis 2005 zur Verfügung. Beide Modellversionen besitzen eine horizontale Auflösung von T31 ($3,75^\circ \times 3,75^\circ$).

Die Anomaliemuster in der Troposphäre zeigen eine weitgehende Übereinstimmung zu früheren Arbeiten. In den Anomalien für El Niño Ereignisse ist der beobachtete warme und schwache stratosphärische Polarwirbel, aufgrund erhöhter planetarischer Wellenaktivität feststellbar. Es wird gezeigt, dass die Unterschiede im stratosphärischen Signal für die ENSO-Warm- und Kaltphase mit einer unterschiedlichen Wellenanregung- und ausbreitung für die beide ENSO-Phasen erklärt werden kann. Damit wird ein annähernd umgekehrtes Signal mit einer Verstärkung und Abkühlung des Polarwirbels für La Niña Ereignisse gezeigt. Die beobachtete saisonale Entwicklung der Anomalien in der Stratosphäre werden vom L39-Modell mit einem Monat Verzögerung simuliert. Signifikante Telekonnektionsmuster in der Stratosphäre, die mit den Beobachtungen übereinstimmen, werden nur für die L39-Modellversion gefunden. Mit der Abschwächung und der Erwärmung kommt es zu häufigeren Major Warmings. Das damit verbundene Abwärtswandern der positiven Anomalie konnte für den Mitt- und Spätwinter simuliert werden.

Neueste, aus Beobachtungen gewonnene Resultate zeigen während eines El Niños ein Signal am Boden im Nordeuropäischen Raum, welches der negativen NAO-Phase entspricht. Übereinstimmend mit der Entwicklung der Anomalien über die Höhe, zeigt sich ein Wechsel der Muster im Mitt- bis Spätwinter am Boden. Die negative NAO-Phase wird für ERA40 im Mitt- und für L39 im Spätwinter festgestellt.

Der Vergleich von unterschiedlichen Modellversionen untereinander und mit Beobachtungen, kann unser Verständnis der ablaufenden atmosphärischen Prozesse verbessern. Ebenso

ist eine Schätzung möglich, ob Telekonnektion durch die Stratosphäre eine Quelle zur Verbesserung der saisonalen Vorhersage für den nordeuropäischen Winter sein kann.

Abstract

There are a number of observational and modelling studies demonstrating an extra-tropical El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) signal in the stratosphere. The influence of ENSO on European climate is more strongly debated. Here, I investigate ENSO wintertime teleconnections to the extratropical Northern hemisphere with the help of the general circulation model ECHAM5. Thereby it is especially addressed the role played by the stratosphere with the analysis of two different high vertical resolutions of ECHAM5 model.

For this, simulations with two different model versions of ECHAM5 forced by observed sea surface temperatures are analysed. One version is the „low top“ model with a lid at 10 hPa (≈ 30 km altitude) and 19 vertical layers (L19) including six members for the ensemble for the period 1900 - 1998. The other version is the „high top“ model with a lid at 0.01 hPa (≈ 80 km altitude) and 39 layer (L39) including five members for the ensemble for the period 1950 - 2005. Both are simulations with T31 horizontal resolution, corresponding to a gaussian grid of $3,75^\circ \times 3,75^\circ$.

The teleconnection patterns in the troposphere show largest agreement with previous observations and modelling studies. Composites of El Niño events show, as observed, a warm and weak polar stratospheric vortex due to enhanced planetary wave driving. It is shown, that the differences in the stratospheric signal for the ENSO warm and ENSO cold phase can be explained with different wave forcing and propagation. Accordingly a reverse signal with a strengthening and cooling of the polar vortex is found for La Niña events. The observed seasonal evolution of the anomalies in the stratosphere is simulated with one month delay by the L39 model. Significant teleconnection patterns in the stratosphere, that agree with observations, are only found in the high-top model version. With the weakening and the warming of the stratospheric polar vortex more major stratospheric warmings occur. The associated downward propagation of the positive anomalies was able to simulate for mid and late winter.

Recent observational results indicate a surface signal over Northern Europe during El Niño events resembling the negative NAO phase due to the downward propagation of the stratospheric anomalies. In conformity with the evolution of the anomalies with the height, a modification of the patterns in mid till late winter is reflected. The negative NAO phase is found for ERA-40 in mid and for L39 model in late winter.

The comparison of the different model set-ups with each other and with observations can improve our understanding of the underlying atmospheric processes and an assessment is possible, whether ENSO teleconnections via the stratosphere may be a source of improvement of seasonal predictability for Northern Europe in winter.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	iii
Abstract	v
Inhaltsverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
2 Grundlagen	3
2.1 Aufbau der Atmosphäre	3
2.1.1 Die Troposphäre	4
2.1.2 Die Stratosphäre	5
2.2 Strahlungshaushalt im Erd-Atmosphärensystem	6
2.3 Grundgleichungen der atmosphärischen Dynamik	8
2.4 Allgemeine Zirkulation	11
2.4.1 Troposphärische Zirkulation	11
2.4.2 Stratosphärische Zirkulation	12
2.4.3 Extratropischer Wellenantrieb	15
2.4.4 Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre	16
2.5 Polarwirbel - Klimatologie	17
2.6 Stratosphärenenerwärmungen	18
2.6.1 Nordhemisphärische Wintervariabilität (und ihre natürlichen Einflussfaktoren)	19
2.6.1.1 Die Quasi-Biennale Oszillation	20
2.6.1.2 Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus	21
2.6.1.3 Vulkane	23
3 Wechselwirkung Atmosphäre - Ozean	25
3.1 Das ENSO-Phänomen	25
3.1.1 El Niño und La Niña	25
3.1.2 Die Southern Oscillation	28
3.1.3 Der El Niño-Index	32
3.1.4 Auswirkungen auf die Dynamik in der Atmosphäre	34
3.1.4.1 Einfluss auf die troposphärische Dynamik	34

3.1.4.2	Einfluss auf die stratosphärische Dynamik	36
3.2	Die Nordatlantische Oszillation	39
3.2.1	Die NAO in der Troposphäre	39
3.2.1.1	Die positive NAO-Phase	40
3.2.1.2	Die negative NAO-Phase	40
3.2.1.3	Der NAO-Index	41
3.2.2	Die NAO in der Stratosphäre	43
4	Modell und Datensätze	45
4.1	Das Klimamodell ECHAM5	45
4.2	Der ERA-40 Datensatz	49
4.3	Verwendete Datensätze	51
5	Modellklimatologie	53
5.1	Temperatur und Wind	53
5.2	Zwischenjährliche Variabilität	56
5.2.1	Nordpoltemperatur	56
5.2.2	Zonaler Wind	56
5.2.3	Standardabweichung	58
6	ENSO und NAO Einfluss in ECHAM5	61
6.1	Einteilung der ENSO-Phasen	61
6.2	ENSO in der Troposphäre	63
6.2.1	Oberflächentemperatur und Bodendruck	63
6.2.2	Anomalien in 500 hPa	67
6.2.2.1	Anomalien der geopotentiellen Höhe	67
6.2.2.2	Anomalien der Temperatur	69
6.2.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	69
6.3	ENSO in der Stratosphäre	71
6.3.1	Anomalien der geopotentiellen Höhe in 30 hPa	71
6.3.1.1	Saisonale Entwicklung	74
6.3.2	Anomalie der Temperatur in 30 hPa	77
6.3.2.1	Saisonale Entwicklung	80
6.3.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	83
6.4	Die NAO im ECHAM5 Modell	85
6.4.1	NAO(-Index) im Modell	85
6.4.2	Korrelation des stratosphärischen zonalen Windes mit dem NAO-Index	86
7	ENSO - Atmosphäre: Wechselwirkung und Mechanismen	91
7.1	Vertikale Struktur der ENSO-Anomalien	91
7.2	Planetarische Wellenanregung	92
7.3	Saisonale Entwicklung in den Bodenkarten	97
7.4	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	100

8 Zusammenfassung und Ausblick	103
Abkürzungen	107
Abbildungsverzeichnis	111
Tabellenverzeichnis	113
Literaturverzeichnis	115
Danksagung	127
Erklärung	129

Kapitel 1

Einleitung

Seit vielen Jahren ist die Klimavariabilität Schwerpunktthema in der Klimaforschung. Mit dieser werden aufgrund der Atmosphären-Ozean-Wechselwirkungen globale Variabilitätsmuster verbunden, zu denen die El Niño/Southern Oscillation (ENSO) und die Nordatlantische Oszillation (NAO) gehören.

Im äquatorialen tropischen Pazifik, ist ungefähr alle 3-5 Jahre eine ozeanische Erwärmung festzustellen. Dieses als El Niño bezeichnete Phänomen steht in Wechselbeziehung mit der Atmosphäre, in der mit der Verlagerung von Konvektionsgebieten Luftdruckschwankungen auftreten, die die Südliche Oszillation (engl. *Southern Oscillation*) kennzeichnen. Daneben kommt es aber auch zu großskaligen räumlichen Veränderungen, sogenannten Telekonnektionsmustern, mit der Zirkulationsanomalien höherer Breiten einhergehen. Während der Einfluss von ENSO auf die Troposphäre vor allem in den tropischen Regionen und im pazifisch-nordamerikanischen Sektor zahlreich untersucht und gut erklärt ist (z.B. Larkin und Harrison, 1998; Trenberth et al., 1998; McPhaden et al., 2006; Diaz und Markgraf, 2000), sind mögliche Auswirkungen auf den Nordatlantik und Europa, insbesondere auf die NAO, nicht übereinstimmend geklärt (Fraedrich und Müller, 1992; Merkel und Latif, 2002; Brönnimann, 2007). Die NAO bestimmt die Klimavariabilität in Nordamerika und Europa und ist durch eine gleichzeitige Abschwächung oder Verstärkung des Islandtiefs und Azorenhochs gekennzeichnet. Während der positiven NAO-Phase, d.h. wenn das Islandtief und das Azorenhoch anormal stark sind, führen die daraus resultierenden verstärkten Westwinde in Nordeuropa zu mildereren und feuchteren Wintern. Umgekehrtes gilt für die negative NAO-Phase. Die Auswirkungen von verschiedenen ENSO-Ereignissen scheinen vor allem auf den Atlantik/Europa Sektor unterschiedlich auszufallen. Toniazzo und Scaife (2006) zeigen anhand einer Einteilung der El Niños in moderat und stark, welches unterschiedliche Signal es geben kann. Während sie für moderate El Niños eine negative NAO-Phase im nordatlantisch-nordeuropäischen Raum fanden, erhielten sie kein eindeutiges Signal für die starken Ereignisse.

Frühere Arbeiten zeigen, dass der nordatlantische Bereich mit der Stratosphäre verbunden ist (Baldwin und Dunkerton, 2001). Somit sollte im Hinblick auf die Fragestellung, ob ENSO auf das europäische Klima und damit die NAO einen Einfluss hat, zusätzlich der Einfluss auf die Stratosphäre betrachtet werden. Frühere Beobachtungs- und Modellstudien bringen ein Signal in der winterlichen Stratosphäre für ENSO hervor (z.B. van Loon und Labitzke, 1987;

Hamilton, 1993a,b; Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006), welches einen warmen gestörten Polarwirbel im Winter während einer ENSO-Warmphase zeigt. Dabei kommt der winterlichen Variabilität der Stratosphäre, die durch die Stärke, Struktur und die Temperatur des Polarwirbels zum Ausdruck kommt eine bedeutende Rolle zu. Neben ENSO stellen die quasi zweijährige Schwingung des zonalen Windes in äquatorialen Breiten, der 11-jährige Sonnenzyklus und große Vulkanausbrüche wichtige Einflussfaktoren für die winterliche Variabilität der Stratosphäre dar. Mit Hilfe von Modellstudien ist es möglich einzelne Faktoren detailliert zu untersuchen. Auf kurzen Zeitskalen (Tage bis Wochen) sind die plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen Ausdruck der hohen Wintervariabilität (Labitzke, 1981; Matsuno, 1971; Andrews et al., 1987; Limpasuvan et al., 2004). Aufgrund dieser ist es auch schwierig ein deutliches Signal von ENSO in der Stratosphäre zu erhalten.

Ausgehend davon wird in der vorliegenden Arbeit mit Hilfe eines allgemeinen Atmosphärenmodell der Einfluss von ENSO auf die Stratosphäre untersucht und die Wirkungsmechanismen von ENSO auf die NAO über die Troposphären-Stratosphären-Troposphären Kopplung analysiert. Im Hinblick auf die Modellstudie von Merkel und Latif (2002), die mit einer höheren horizontalen Auflösung im ECHAM4-Modell das von Fraedrich und Müller (1992) beobachtete Signal in schwacher Ausprägung simulieren konnten, wird hier das allgemeine Atmosphärenmodell ECHAM5 mit zwei verschiedenen vertikalen Auflösungen genutzt, um die Rolle einer im Modell vollständig aufgelösten Stratosphäre in Hinblick auf den Einfluss von ENSO auf die NAO zu untersuchen.

In Kapitel 2 wird eine Übersicht der atmosphärischen Zirkulation gegeben, die die wichtigsten Grundlagen für diese Arbeit enthält. Anschließend wird das ENSO-Phänomen und die NAO in seiner Entstehungs- und Wirkungsweise in der Troposphäre und Stratosphäre in Kapitel 3 erläutert. In Kapitel 4 werden die zwei Modellversionen von ECHAM5 und die Beobachtungsdaten ERA-40 beschrieben. Die folgenden Ergebnisse beruhen auf der Auswertung von zwei Modelldatensätzen und einem Beobachtungsdatensatz. Einen Überblick über die Modellklimatologien und die Variabilität insbesondere in der Stratosphäre wird in Kapitel 5 gegeben. In Kapitel 6 werden die ENSO-Anomalien in der Troposphäre und Stratosphäre dargestellt, die sich aus den Langzeitmitteln der jeweiligen ENSO-Phase gegenüber dem neutralen Zustand ergeben. Die Anomalien werden im folgenden Kapitel 7 im Hinblick auf eine mögliche Troposphären-Stratosphären-Troposphären Wechselwirkung und den Einfluss von ENSO auf den Atlantik/Europa Sektor untersucht. Abschließend wird eine Zusammenfassung und ein Ausblick auf zukünftige Arbeiten gegeben.

Kapitel 2

Grundlagen

In diesem Kapitel wird auf die für diese Arbeit wichtigsten Grundlagen der atmosphärischen Dynamik eingegangen. Im ersten Abschnitt wird der vertikale Aufbau der Atmosphäre, insbesondere der Troposphäre und Stratosphäre erläutert, der aus dem anschließend in Abschnitt 2.2 eingeführten Strahlungshaushalt resultiert. Mit den in Abschnitt 2.3 gegebenen Gleichungen der Dynamik kann dann die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (Abschnitt 2.4) erklärt werden. Dabei wird die troposphärische und stratosphärische Zirkulation sowie die Kopplung zwischen beiden erwähnten Sphären hervorgehoben. Da der Einfluss von ENSO auf den nordhemisphärischen Winter Thema dieser Arbeit ist, wird in Abschnitt 2.5 der mittlere Zustand der winterlichen Atmosphäre und der in der Stratosphäre bedeutende Polarwirbel dargestellt. Im letzten Abschnitt dieses Kapitels werden die mit der nordhemisphärischen Wintervariabilität verbundenen Stratosphärenenerwärmungen sowie einige dafür relevante Einflussfaktoren beschrieben.

2.1 Aufbau der Atmosphäre

Die Atmosphäre wird hinsichtlich ihrer charakteristischen Eigenschaften wie folgt eingeteilt: Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre, Thermosphäre und Exosphäre (Abbildung 2.1). Dabei spielt für die Namensgebung der vertikale Temperaturverlauf, in dem sich die ablaufenden Prozesse widerspiegeln, eine bedeutende Rolle. In der gesamten Atmosphäre existieren drei Heizschichten, welche zu Temperaturmaxima führen:

1. Die untere Heizschicht (die Erdoberfläche) durch Absorption der Sonnenstrahlung zwischen $0,3 \mu\text{m}$ und $5 \mu\text{m}$ Wellenlänge.
2. Die mittlere Heizschicht durch Absorption von UV-Strahlung hauptsächlich an Ozon bei etwa 50 km Höhe.
3. Die obere Heizschicht oberhalb von 100 km durch Absorption von extremer UV-Strahlung.

Oberhalb der einzelnen Heizschichten nimmt die Temperatur ab und dieser negative vertikale Temperaturgradient führt dann zu einem Minimum zwischen den Heizschichten. Zwischen

dem Minimum und der nächsten Heizschicht kehrt sich der vertikale Temperaturgradient um und wechselt in den sogenannten Pausen das Vorzeichen. Im Folgenden wird auf die für diese Arbeit relevanten Schichten Troposphäre und Stratosphäre eingegangen Haeckel (1993); Kraus (2004); Roedel (2000); Warnecke (1987).

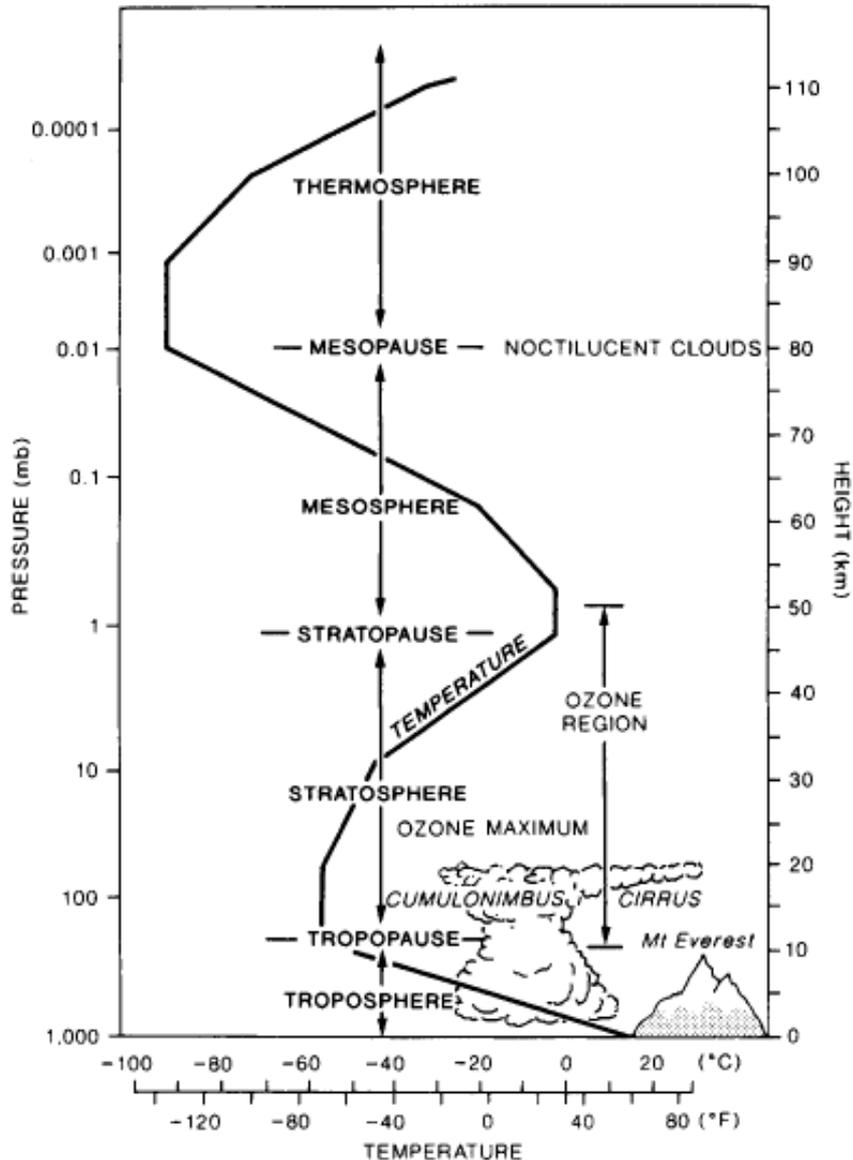


Abb. 2.1: Das mittlere vertikale Temperaturprofil. (Quelle: cccr.unh.edu)

2.1.1 Die Troposphäre

Für die Troposphäre (griech. *tropein* = wenden, umwälzen) ist die starke Durchmischung der Luftmassen charakteristisch. Sie ist eine Sphäre der Umwälzungen, welche durch die Absorption solarer Strahlung und damit einhergehender Erwärmung am Erdboden angetrieben wird. Der Wärmetransport in höhere Schichten erfolgt dabei durch Turbulenz und Konvektion, was eine instabile Schichtung mit sich bringt.

In der Troposphäre resultiert aus dem Konvektionsgleichgewicht eine im Mittel mit der Höhe abnehmende Temperatur. Die erwärmte aufsteigende Luft expandiert unter mit der Höhe geringer werdendem Druck und leistet dabei Ausdehnungsarbeit. Die erforderliche Energie muss sie dafür selbst aufbringen. Somit nimmt ihre innere Energie ab, was mit einer adiabatischen Abkühlung verbunden ist. Der vertikale Temperaturgradient (Gleichung 2.1) ist unter der Voraussetzung einer trockenen Atmosphäre aus dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik (Abschnitt 2.3) ableitbar:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{c_p}, \quad (2.1)$$

wobei g die Erdbeschleunigung, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und z die Höhe angeben. Damit ergibt sich eine Temperaturabnahme von ungefähr 0,981 K/100 m. Diese ist allerdings in einer realen Atmosphäre geringer, da der in der Atmosphäre enthaltene Wasserdampf bei Kondensation latente Wärme freisetzt, mit der die trockenadiabatische Temperaturabnahme teilweise kompensiert wird. In diesem Fall spricht man auch vom feuchtadiabatischen Temperaturgradienten.

Die Konvektion und die damit einhergehende Temperaturabnahme reichen unterschiedlich hoch. Über warmen Oberflächen reichen sie höher als über kälteren, so dass die Obergrenze der Troposphäre, die Tropopause, in den tropischen Breiten hoch und kalt ist (bis zu 18 km und -90°C), über kälteren, wie den mittleren und polaren Breiten, dagegen tiefer und wärmer ist (zwischen 8 km und 12 km und -50°C und -60°C).

Die Höhe und Temperatur der Tropopause (griech. *pauein* = aufhören) schwankt aufgrund der unterschiedlichen Strahlungsverhältnisse mit der Jahreszeit und der darunterliegenden Luft. Im Mittel bleibt die Temperatur in der Tropopause konstant.

Die Troposphäre enthält etwa 3/4 der Masse der Atmosphäre und fast 100% des gesamten Wasserdampfes, weswegen die Wolken- und Niederschlagsbildung hier stattfindet.

2.1.2 Die Stratosphäre

Die Stratosphäre (lat. *stratus* = geschichtet) ist im Gegensatz zur Troposphäre eine stabil geschichtete Sphäre, die sich im Strahlungsgleichgewicht befindet (Abschnitt 2.2). Der Temperaturverlauf in ihr wird weitgehend durch Strahlungserwärmung bzw. -abkühlung bestimmt, was vor allem auf die an Ozon absorbierte UV-Strahlung zurückgeht. Aber auch eine in Abschnitt 2.4.2 erläuterte dynamisch angeregte Meridionalzirkulation trägt ihren Anteil zur Temperaturverteilung in der Stratosphäre bei. Nach der US-Standard-Atmosphäre kann man die Stratosphäre vertikal dreiteilen:

1. eine isotherme Schicht von 11 km bis 20 km (Tropopausenbereich),
2. eine Zunahme der Temperatur von 1 K/km bis ca. 32 km Höhe,
3. eine Temperaturzunahme von 2,8 K/km bis zur Stratopause (ca. 50 km), wo Temperaturen von etwa 0°C erreicht werden können.

Das Maximum der Temperatur in der Stratosphäre wird im oberen Bereich der Ozonschicht in 47 km bis 51 km Höhe erreicht, da hier der größte Teil der eintreffenden UV-Strahlung absorbiert wird. Des Weiteren hängt die Temperatur der Ozonheizschicht auch von der Ozonverteilung in verschiedenen Höhen und stark vom Einfallswinkel der Sonne ab. Somit weist die Stratosphärentemperatur vor allem in den mittleren und polaren Breiten ebenfalls einen deutlichen Jahresgang auf.

Der Wassergehalt in der Stratosphäre ist im Vergleich zur Troposphäre sehr gering, da diese bereits den gesamten Wasserdampf enthält. Es bilden sich fast keine Wolken, ausgenommen der sogenannten Perlmutterwolken (engl. *mother of pearl clouds* oder *Polar Stratospheric Clouds, PSC's*), welche keine reinen Wasserwolken sind. Wie bereits erwähnt, spielt das Ozon eine wichtige Rolle. Das Ozonmaximum befindet sich in 25 km Höhe und steht in engem Zusammenhang mit dem Temperaturmaximum in etwa 50 km Höhe, in der auch die Stratopause liegt. Neben dem Ozon sind noch weitere Spurengase wie CO_2 , O_2 , NO_2 und H_2O vorhanden. Diese spielen bei dem im nächsten Abschnitt kurz dargestellten Strahlungshaushalt aufgrund ihres Absorptionsvermögens eine wichtige Rolle.

2.2 Strahlungshaushalt im Erd-Atmosphärensystem

Strahlung ist der Transport von Energie in Form von elektromagnetischen Wellen. Diese elektromagnetischen Wellen setzen sich aus alternierenden elektrischen und magnetischen Feldern zusammen, deren räumliche und zeitliche Änderung durch die Maxwell-Gleichungen beschrieben werden.

Um Aussagen über den Strahlungshaushalt machen zu können, ist an dieser Stelle eine kurze Einführung in die Strahlungsgesetze notwendig. Weiterhin muss bei der Betrachtung zwischen solarer (kurzwelliger) und terrestrischer (langwelliger) Strahlung unterschieden werden, deren Wellenlängen schließlich aus den unten aufgeführten Gesetzen hervorgehen.

Beim ersten grundlegenden Strahlungsgesetz, dem *Planckschen Strahlungsgesetz*, geht man von einem sogenannten Schwarzkörper aus. Ein Schwarzkörper absorbiert die einfallende Strahlung (in jeder Wellenlänge) vollkommen und nach dem *Kirchhoffschen Strahlungsgesetz* emittiert er diese auch wieder vollständig. Wie Max Planck erkannte, wird bei der Absorption bzw. Emission Energie nur gequantelt aufgenommen bzw. abgegeben. Dies ist eine Funktion der Temperatur und die monochromatische Strahlungsflussdichte B_λ eines derartigen Schwarzkörperstrahlers ist mit dieser über das Plancksche Strahlungsgesetz verknüpft:

$$B_\lambda(T)d\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} d\lambda, \quad (2.2)$$

mit

- λ = Wellenlänge,
- h = Plancksches Wirkungsquantum,
- k = Boltzmann-Konstante,

T = Temperatur,
 c = Lichtgeschwindigkeit.

Mit Gleichung 2.2 wird deutlich, dass B_λ die Energie von Strahlung ist, die ein Schwarzkörper pro Zeit-, Flächen-, Raumwinkel- und Wellenlängen-Einheit in Normalenrichtung ausstrahlt. In Abbildung 2.2 wird die Abhängigkeit von λ und T veranschaulicht, wobei λB über einer logarithmischen λ -Abszisse aufgetragen ist. Die linke Kurve zeigt die von der Erde absorbierte solare Strahlung und die rechte die von ihr emittierte terrestrische Strahlung.

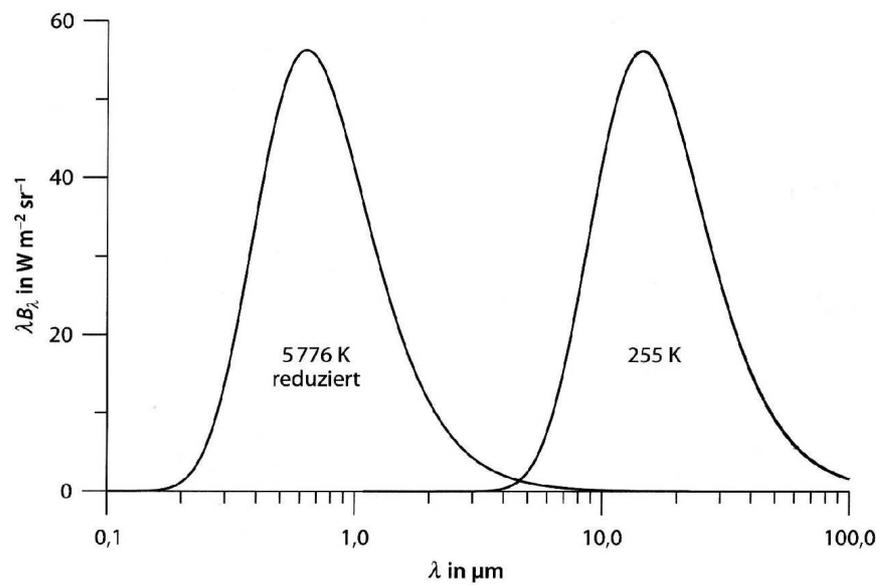


Abb. 2.2: Plancksche Kurve für $T=5776$ K reduziert mit dem Faktor $(1 - a_g) \cdot 1/4 \cdot 1/46200$ (links) und für $T=255$ K (rechts) (Kraus, 2004).

Diese Temperaturabhängigkeit wird noch deutlicher, wenn man Gleichung 2.2 über alle Wellenlängen von 0 bis ∞ und den Halbraum integriert und damit das Stefan-Boltzmann Gesetz erhält:

$$\pi B(T) = \sigma T^4, \quad (2.3)$$

wobei σ die Stefan-Boltzmann-Konstante und T die Temperatur ist. Dieses Gesetz besagt, dass die Gesamtstrahlung eines schwarzen Körpers in den Halbraum nur von der Temperatur abhängt.

Will man entsprechend der Temperatur die Wellenlänge maximaler Emission λ_{max} herausbekommen, so leitet man Gleichung 2.2 ab und nach anschließendem Nullsetzen erhält man das sogenannte Wiensche Verschiebungsgesetz:

$$\lambda_{max} T = a = const = 2898 \cdot 10^{-3} [mK]. \quad (2.4)$$

Aus Gleichung 2.4 wird deutlich, dass mit niedrigeren Temperaturen eine Verschiebung des Maximums der spektralen Verteilung zu größeren Wellenlängen auftritt. Ein Beispiel hierfür ist die damit mögliche Unterscheidung zwischen kurzwelliger und langwelliger Strahlung, wie sie schon in Abbildung 2.2 veranschaulicht wurde.

Setzt man nun die Temperaturen für die Sonnenoberfläche oder für die Erdoberfläche ein, erhält man jeweils die Wellenlänge, mit denen diese „Körper“ strahlen.

$$\text{Sonne: } T \approx 6000 \text{ K} \longrightarrow \lambda_{max} = 0.48 \cdot 10^{-6} \text{ m (sichtbarer Bereich, grün)}$$

$$\text{Erde: } T \approx 300 \text{ K} \longrightarrow \lambda_{max} = 9.66 \cdot 10^{-6} \text{ m (Infrarotbereich)}$$

Bei Betrachtung eines räumlichen und zeitlichen Mittels sind die solare Einstrahlung und die terrestrische Ausstrahlung im Gleichgewicht. Die Strahlungsflussdichte in der mittleren Entfernung der Erde von der Sonne, bezogen auf die Atmosphärenobergrenze, wird auch als Solarkonstante bezeichnet. Sie wird mit einem ungefähren Wert von 1368 W/m^2 aufgrund teilweiser Rückstreuung/Reflexion abgeschwächt und somit steht ein Teil der Strahlung nicht mehr zur Verfügung. Eine Maßzahl für die Rückstreuung ist die Albedo A , welche von der Oberfläche abhängig ist. Auf der Erde weist sie einen ungefähren Wert von $A = 0,3$ auf; anders ausgedrückt stehen 30% der an der Atmosphärenobergrenze einfallenden solaren Strahlung am Erdboden nicht mehr zur Verfügung. Unter Berücksichtigung, dass die Einstrahlung auf die Querschnittsfläche der Erdkugel, die Ausstrahlung aber von der gesamten Erdoberfläche erfolgt, ergibt sich folgende Gleichung für den Strahlungshaushalt:

$$S(1 - A)\pi a^2 = 4\pi a^2 \sigma T^4 \quad (2.5)$$

mit

S = Solarkonstante,

a = Erdradius.

In Abbildung 2.3 sind die Heizungs- und Kühlungsraten dargestellt und die daraus resultierende Strahlungstemperatur über die Höhe. Dabei werden die drei Heizschichten (Abschnitt 2.1) deutlich, ebenso das in der Stratosphäre annähernd vorherrschende Strahlungsgleichgewicht.

2.3 Grundgleichungen der atmosphärischen Dynamik

Um die Atmosphärendynamik vollständig beschreiben zu können, werden in diesem Abschnitt die thermo-hydrodynamischen Grundgleichungen eingeführt. Anschließend werden die hydrostatische und geostrophische Approximation erklärt und schließlich die thermische Windbeziehung definiert.

Ausgehend von einem rotierenden Koordinatensystem gehören folgende Gleichungen dazu (Etling, 1996):

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \vec{v} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -\vec{\nabla} \Phi - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p \quad (2.6)$$

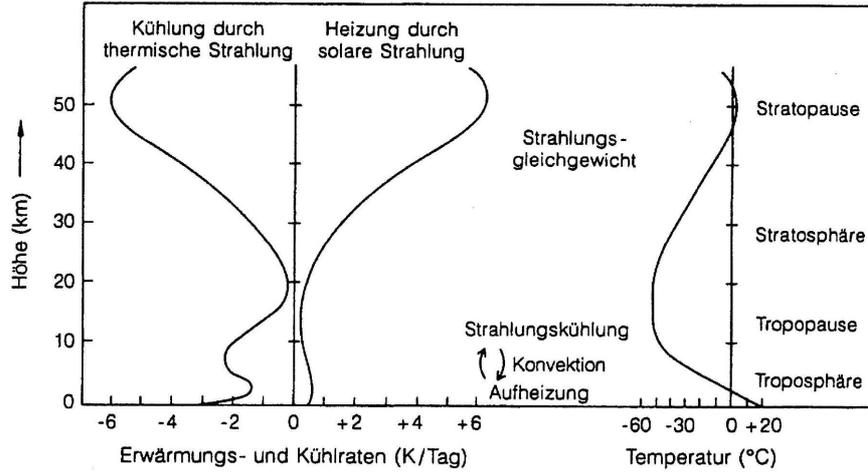


Abb. 2.3: Erwärmungs- und Kühlraten (links) und das daraus resultierende Temperaturprofil (rechts) für die Troposphäre und Stratosphäre.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \rho = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{v} \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T - \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} = \frac{Q_{diab}}{c_p} \quad (2.8)$$

$$p = \rho RT \quad (2.9)$$

Dabei umschreiben die Bewegungsgleichung (2.6) und die Kontinuitätsgleichung (2.7) die Erhaltung von Impuls und Masse. Anhand der Bewegungsgleichung ist die zeitliche Entwicklung des dreidimensionalen Windvektors \vec{v} möglich. So wird deutlich, dass ein Luftpaket hinsichtlich seines Bewegungszustandes durch die Corioliskraft $2\vec{\Omega} \times \vec{v}$, die Druckgradientkraft $\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$ und den Gradienten des Schwerepotentials $\vec{\nabla} \Phi$ verändert werden kann. Die Reibung wird hierbei vernachlässigt. Mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung wird ersichtlich, dass die Dichte ρ des Luftpaketes zur Erhaltung der Masse bei Konvergenz bzw. Divergenz zu- bzw. abnimmt. Gleichung 2.8 stellt den 1. Hauptsatz der Thermodynamik dar, welcher die zeitliche Änderung eines trockenen Luftpaketes angibt. Bei der zeitlichen Änderung der Temperatur muss zwischen zwei Ursachen unterschieden werden: der adiabatische Term $\frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt}$, z.B. durch Kompression hervorgerufene Temperaturänderung, und der diabatische Term $\frac{Q_{diab}}{c_p}$, der die strahlungsbedingten Effekte zusammenfasst. Die Gleichungen 2.6 bis 2.8 sind für eine trockene Atmosphäre gültig, wobei die Luft wie ein ideales Gas behandelt wird. Die Zustandsgleichung idealer Gase ist hier mit der Gleichung 2.9 aufgeführt, wobei mit R die allgemeine Gaskonstante für trockene Luft gemeint ist.

Hinsichtlich der in dieser Arbeit zu untersuchenden Einflüsse auf die Atmosphäre, insbesondere im Hinblick auf die Stratosphäre, werden die Strömungen großräumig betrachtet. Ausgehend von den Eigenschaften großräumiger Wettersysteme werden die Gleichungen 2.6 bis 2.8 mit Hilfe einer Skalenanalyse approximiert. Durch die Skalenanalyse wird deutlich,

dass die vertikale Komponente der Corioliskraft zu vernachlässigen ist. Unter angenommener Reibungsfreiheit vereinfacht sich für rein vertikale Bewegungen die dritte Komponente der Bewegungsgleichung 2.6 zur hydrostatischen Approximation (Gleichung 2.10). Diese besagt, dass der vertikale Druckgradient durch die Schwerkraft kompensiert wird, was zur Vernachlässigung der vertikalen Beschleunigung führt.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g_0 \quad (2.10)$$

Für großräumige Bewegungsvorgänge nimmt man eine rein horizontale Bewegung an. Somit vereinfacht sich die Bewegungsgleichung 2.6 mit dem horizontalen Windvektor $\vec{v}_h = (u, v)$ und durch Annäherung der horizontalen Komponente von $2\vec{\Omega} \times \vec{v}$ zu $f\vec{k} \times \vec{v}_h$:

$$\frac{\partial \vec{v}_h}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \vec{\nabla}_h \vec{v}_h + f\vec{k} \times \vec{v}_h = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_h p. \quad (2.11)$$

Nimmt man nun noch Stationarität und horizontale Homogenität an, ergibt sich eine beschleunigungsfreie Strömung, bei der sich die Coriolis- und Druckkraft im Gleichgewicht befinden und somit der Windvektor eindeutig aus dem Druckfeld bzw. Geopotentialfeld ablesbar ist. Dies ist die geostrophische Approximation, wobei der geostrophische Wind \vec{v}_g wie folgt definiert ist:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_h p. \quad (2.12)$$

Daraus ergibt sich in Komponentenschreibweise:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.13)$$

$$v_g = +\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (2.14)$$

Der geostrophische Wind verläuft somit parallel zu den Isobaren (höherer Druck links zur Windrichtung). In der Stratosphäre und freien Troposphäre gelten in guter Näherung hydrostatisches und geostrophisches Gleichgewicht.

Differenziert man die Gleichung 2.12 unter Berücksichtigung der hydrostatischen Approximation (2.10) und der Zustandsgleichung für ideale Gase (2.9) nach der Höhe z , so ergibt sich die Gleichung für die thermische Windbeziehung:

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} = \frac{g_0}{fT} \vec{k} \cdot \vec{\nabla}_h T. \quad (2.15)$$

Der thermische Wind ist kein Wind im eigentlichen Sinn, sondern er gibt die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe an, die sowohl vom zonalen als auch vom meridionalen Temperaturgradienten abhängig ist.

2.4 Allgemeine Zirkulation

2.4.1 Troposphärische Zirkulation

Das in Abschnitt 2.2 beschriebene Gleichgewicht zwischen solarer Einstrahlung und terrestrischer Ausstrahlung ist mit Berücksichtigung sensibler und latenter Wärmefflüsse im zeitlichen und räumlichen Mittel erfüllt. Dennoch wird die im Folgenden beschriebene globale troposphärische Zirkulation von der meridionalen Abweichung von diesem Gleichgewicht durch die Strahlung der Sonne angetrieben. Diese solare Einstrahlung wird absorbiert und führt aufgrund ihrer unterschiedlichen Intensität in den verschiedenen Breiten zu einer diabatischen Erwärmung. So weist der Äquator, wo eine vermehrte Einstrahlung einer geringeren terrestrischen Ausstrahlung gegenübersteht, eine positive Strahlungsbilanz auf. Luft steigt ganzjährig auf und kühlt dabei adiabatisch ab. Niedrige Temperaturen in der tropischen Troposphäre sind die Folge. Im Gegensatz dazu überwiegt ab einer Breite von 20°N bis zu den Polen die Ausstrahlung die Einstrahlung, was zu einer negativen Strahlungsbilanz führt. Ein Absinken der Luft und eine damit einhergehende adiabatische Erwärmung der Troposphäre sind die Folge. Der Überschuss an Energie am Äquator und das Defizit an den Polen, sowie die damit verbundenen Gegensätze in Temperatur und Druck sind Grundlage der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation Haeckel (1993); Kraus (2004); Roedel (2000); Warnecke (1987); Peixoto und Oort (1992).

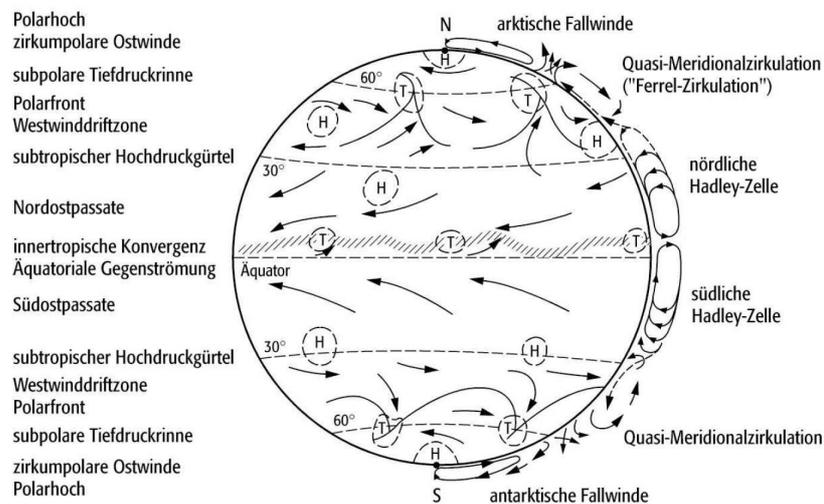


Abb. 2.4: Skizze der großräumigen Zirkulationsmuster. Die wichtigsten bodennahen horizontalen Winde sind links und die meridionale Zirkulation rechts neben der Abbildung aufgelistet (Quelle: www.wissenschaft-online.de, nach Roedel, 2000).

In jeder Hemisphäre sind drei Zonen bzw. Zellen zu unterscheiden (Abbildung 2.4). Die erste, thermisch direkt angetriebene Zelle bildet sich zwischen dem Äquator, wo die Luft aufsteigt, und den jeweiligen Wendekreisen aus, welche auf beiden Hemisphären die Tropenzone, eine

Region stärkster Einstrahlung, schließen. An den Wendekreisen bei einer Breite von 30° haben sich die Luftmassen soweit abgekühlt, dass sie wieder absinken. Die Temperatur- und Druckgegensätze werden versucht durch Winde auszugleichen. Aufgrund der durch die Erdrotation bedingten Corioliskraft wehen am Boden zwischen 30°S und 30°N der Südost- bzw. Nordostpassat, und in Höhe der tropischen Tropopause dazu die Antipassate aus Westen, womit die nach ihrem Entdecker benannte Hadley-Zelle geschlossen wird. Der in der Höhe damit verbundene nordwärtige Massentransport wird von einer starken Westwindströmung, als Subtropenstrahlstrom bezeichnet, überlagert. Dieser ergibt sich aus der Erhaltung des Drehimpulses. Wenn Luft, die am Äquator aufgrund der höheren Umlaufgeschwindigkeit eines Punktes auf der Erdoberfläche einen hohen Impuls besitzt, nach Norden in Gebiete mit einer geringeren Umlaufgeschwindigkeit strömt, hat sie dementsprechend eine höhere Geschwindigkeit gegenüber der Erdoberfläche, so dass die Luft die Erde gleichzeitig in dieser westlichen Strömung umrundet. Daraus wird ersichtlich, dass nur bei zonaler Mittelung die Luftströmung eine meridionale Komponente aufweist.

Am Erdboden sind in den Tropen auch reine zonale Zirkulationen zu beobachten, als Walkerzirkulationen bezeichnet, die aber bei zonaler Mittelung nicht mehr bemerkbar sind. In Kapitel 3 wird bei der Beschreibung des ENSO-Phänomens herausgestellt, dass diese vor allem im pazifischen Raum eine Rolle spielen.

Zwischen dem Polarkreis und dem Pol (die polare Region) erstreckt sich die Polarzelle, welche ebenso wie die Hadley-Zelle eine im zeitlichen und zonalen Mittel thermisch angetriebene Zelle ist, die allerdings um einiges schwächer ausgeprägt ist. Dabei hat das Strahlungsdefizit ein Absinken über dem Pol zur Folge. Gleichzeitig steigt in niedrigen Breiten die Luft auf. Zwischen der Hadley- und der Polarzelle liegt nun ein Bereich, der im Gegensatz zu den beiden recht stabilen thermischen Zellen durch Instabilitäten geprägt ist. Mit dem meridionalen Energietransport ergibt sich ein großer meridionaler Temperaturgradient, als dessen Folge die Polarfront entsteht. Die Polarfront weist starke Baroklinität auf und mit dieser geht das für die als Ferrel-Zelle bezeichnete Zone bedeutende Westwindband einher. Nach den thermischen Windgesetzen (Abschnitt 2.3) entsteht oberhalb des Bereiches stärkster Baroklinität ein weiteres die Troposphäre charakterisierendes Windmaximum, der Strahlstrom der gemäßigten Breiten. Dieser umfasst ebenfalls den gesamten Erdumfang. Aufgrund des breitenabhängigen Coriolisparameters kommt es in Bereichen von nordwärtigem Strahlstrom als Folge der Divergenz zur Bildung von Zyklonen. Während der Entstehung dieser geht die zonale Strömung in eine wellenförmige über, der weitere kleinräumige Zyklonenwellen überlagert sind. Diese sind für den Ausgleich des Temperaturgradienten notwendig. Die Ferrel-Zelle ist im Gegensatz zur äquatorwärts gelegenen Hadley-Zelle und zu der polwärts anschließenden Polar-Zelle eine Folge dieser Zellen und eine durch die Wellenströmung dynamisch angetriebene Zelle.

2.4.2 Stratosphärische Zirkulation

Als Folge der ununterbrochenen Einstrahlung im Polargebiet auf der Sommerhemisphäre und der Abwesenheit dieser auf der Winterhemisphäre, ist die Sommerhalbkugel durch eine relativ warme polare Stratosphäre mit einem Temperaturmaximum in der Stratopause beim

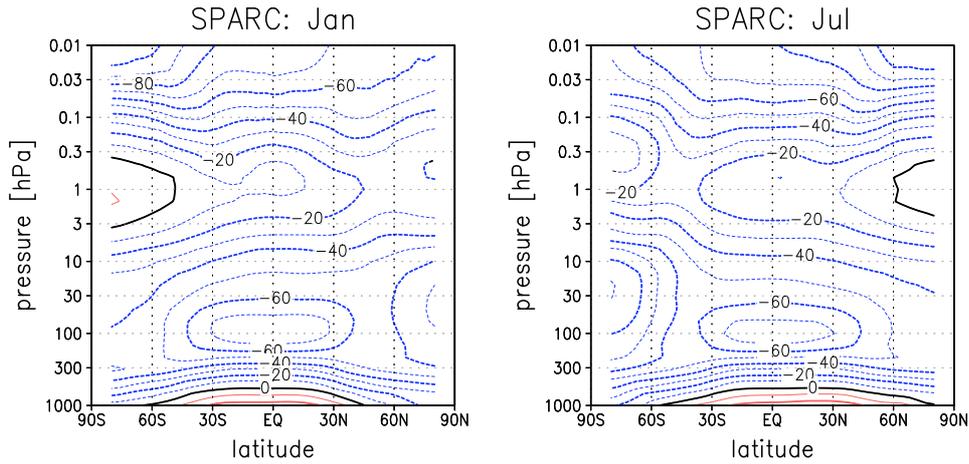


Abb. 2.5: Zonale Temperatur-Klimatologie für Januar (links) und Juli (rechts); 1992 bis 1997; von UKMO-Analysen + UARS (HALOE, HRDI) (Quelle: <http://sparc.sunysb.edu>).

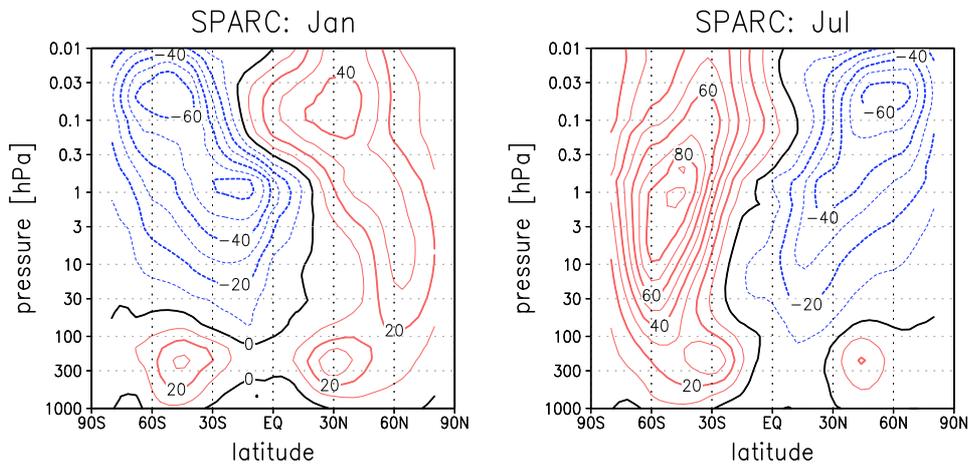


Abb. 2.6: Zonalgemittelte Wind-Klimatologie für Januar (links) und Juli (rechts); 1992 bis 1997; von UKMO-Analysen + UARS (HALOE, HRDI) (Quelle: <http://sparc.sunysb.edu>).

Sommerpol gekennzeichnet, während in der unteren Stratosphäre am Äquator und am Pol der jeweiligen Winterhemisphäre niedrige Temperaturen mit einem Minimum in der Stratopause beim Winterpol anzutreffen sind (Abbildung 2.5). Es ergibt sich somit ein über den Äquator hinwegreichendes Temperaturgefälle, welches vom Sommer- zum Winterpol reicht. Dieser, die Sommerhemisphäre betreffende polwärts gerichtete Temperaturanstieg bzw. -abfall in der Winterhemisphäre, führt nach dem Prinzip des thermischen Windes zu zonalen stratosphärischen Strömungen (2.3). Danach wird im Sommer die troposphärische Westwinddrift durch stratosphärische Ostwinde abgelöst. Umgekehrt findet man auf der Winterhalbkugel eine kältere Stratosphäre in den Extratropen als in den Tropen, was nach gleichen Gesetzmäßigkeiten zu einem wie in der Troposphäre wehendem Westwind führt (Abb. 2.6). Mit Herbstbeginn und dem Rückzug der Sonne aus den polaren Gebieten wechselt die Sommerzirkulation allmählich in die Winterzirkulation. Während am Äquator die Luft weiter-

hin aufsteigt und in den höheren Breiten wieder absinkt, übertrifft aufgrund der fehlenden Einstrahlung während der Polarnacht in den höheren Breiten (am Pol) die mit dem großräumigem Absinken innerhalb des Polarwirbels (engl. *polar vortex*, *PV*) verbundene Erwärmung das Abkühlen infolge der strahlungsbedingten Ausstrahlung (Abbildung 2.5). Nach den Gesetzen der Adiabatie wird dabei die Luft komprimiert und erwärmt, so dass die Temperatur oberhalb der des Strahlungsgleichgewichts liegt (Abbildung 2.7). Daraus resultiert ein über den gesamten Winter polwärts und abwärts gerichteter Transport von der oberen in die mittlere bis untere Stratosphäre.

Während die sommerlichen Ostwinde eine recht gleichmäßige zonale Struktur aufweisen, sind die winterlichen Westwinde von Wellenstrukturen, Instabilitäten und einer deutlichen Meridional Komponente gekennzeichnet, was somit den im Winter intensiven Austausch in meridionaler Richtung erklärt. Dies ist unter anderem bedeutend für die meridionale Verteilung von Ozon.

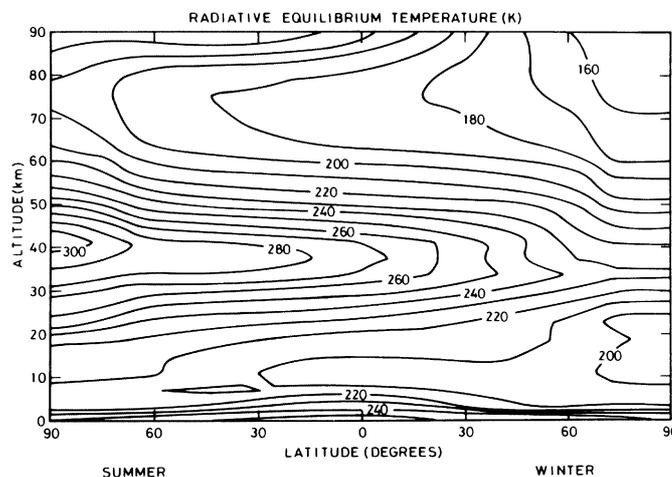


Abb. 2.7: Strahlungsgleichgewichtstemperatur [K], die sich aufgrund von strahlungsaktiver Spurengase wie z.B. Ozon, CO_2 , O_2 , NO_2 und H_2O einstellt (Geller, 1983).

Die Vorstellung von einer existierenden Meridionalzirkulation in der Stratosphäre hatte bereits Dobson (1956). Er stellte anhand von beobachteten Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre (Dobson et al., 1929) fest, dass die höchsten Ozongehalte in der polaren Stratosphäre vorzufinden sind, allerdings Ozon vor allem in den Tropen aufgrund des Einflusses höherer solarer Einstrahlung produziert wird. Um die beobachteten Ozonwerte zu erklären, muss schlussfolgernd ein Transport von Ozon angenommen werden.

Zuvor hatte Brewer (1949) schon eine Meridionalzirkulation vorgeschlagen, die er mit dem beobachteten niedrigen Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre begründete. Die Luft steigt am Äquator auf und kondensiert dabei. Der stratosphärische Wasserdampfgehalt ist durch die niedrigste Temperatur bestimmt, die ein Luftpaket während des Aufstiegs in die Stratosphäre annimmt. Während die Tropopausentemperatur in den Tropen niedrig genug ist, um einen derartig geringen Anteil an Wasserdampf in der Stratosphäre zu erklären, sind die Temperaturen in den mittleren und hohen Breiten zu hoch für diesen geringen Wasserdampfgehalt. Daraus resultierte seine Vorstellung einer Meridionalzirkulation mit Aufsteigen der

Luftmassen in den Tropen und Absinken in den hohen Breiten. Aus den Ergebnissen von Dobson und Brewer resultiert schließlich, die als Brewer-Dobson Zirkulation (engl. *Brewer-Dobson Circulation*, *BDC*) bezeichnete Meridionalzirkulation, welche den chemischen Spurengastransport von den Tropen zum Winterpol beschreibt.

Ergänzend dazu schätzten Murgatroyd und Singleton (1961) eine auf Berechnungen zugrundeliegende meridionale Zirkulation, deren Antrieb die solare Strahlung darstellt, (siehe Abbildung 2.8). Die meridionale Temperaturverteilung mit einem Heizen in der Sommerhemisphäre bis in die Mesosphäre und einem Abkühlen in der Winterhemisphäre führt mit Hilfe des 1. Hauptsatzes und der Kontinuitätsgleichung (Abschnitt 2.3) zu einer rein diabatischen Zirkulation, mit Aufsteigen in den Tropen und der gesamten Sommerhemisphäre, einem Rücktransport in der Höhe in die Winterhemisphäre und dortigem Absinken. Dieser zur BDC zusätzliche mesosphärische Ast wird auch als Murgatroyd-Singleton Ast der globalen Zirkulation bezeichnet und führt zu einem interhemisphärischen Transport von Luftmassen. Das Aufsteigen bzw. Absinken in der Sommer- bzw. Winterhemisphäre erklärt aufgrund adiabatischer Abkühlung bzw. Erwärmung die niedrigen bzw. hohen Temperaturen in der Mesosphäre der jeweiligen Hemisphäre. Durch die Polarnacht, in der keine Strahlung die Stratosphäre erwärmt, wird ein strahlungsbedingtes Absinken verursacht, welches schließlich zu einem die ganze Winterhemisphäre beherrschenden Tiedruckgebiet führt, dem sogenannten stratosphärischen Polarwirbel (engl. *polar vortex*, *PV*) (siehe Abschnitt 2.5). Oft spricht man bei der Murgatroyd-Singleton Zirkulation (MSZ) von der diabatischen Restzirkulation, die eine Balance zwischen vertikalem Fluss und strahlungsbedingten Prozessen beschreibt. (Bei der MSZ wurde aber der Anteil der Wellen vernachlässigt, die implizit im Temperaturfeld enthalten waren.)

Neben dieser strahlungsbedingten meridionalen Zirkulation, welche den geringeren Anteil an der gesamten stratosphärischen Zirkulation ausmacht, wird diese vor allem durch das Wellenbrechen in den Extratropen angetrieben (siehe Abschnitt 2.4.3). Dieses Brechen planetarischer Wellen ergibt eine nach Westen gerichtete Strömung, die allerdings aufgrund der Corioliskraft eine Ablenkung erfährt und somit zu einer winterpolwärts gerichteten Meridionalzirkulation führt. Diese durch großskalige/planetare Wirbel zusätzlich zur Strahlung beeinflusste Meridionalzirkulation wird auch als residuale Zirkulation bezeichnet.

2.4.3 Extratropischer Wellenantrieb

Die in der Atmosphäre beschriebene Zirkulation wird neben der Strahlung auch durch Wellen angetrieben. In der Stratosphäre sind vor allem die Rossbywellen, die aufgrund ihrer Ausdehnung von der Größe der Erde auch planetare Wellen genannt werden, und Schewewellen wichtig. Rossbywellen werden unter anderem durch die Orographie oder Temperaturunterschiede angeregt. In der Atmosphäre breiten sich die planetaren Wellen vertikal aus, unterliegen aber nach dem von ihren Entdeckern benannten Charney-Drazin-Kriterium (Charney und Drazin, 1961) einer Einschränkung, die die vorherrschende Windrichtung betrifft. Während bei nicht zu starken Westwinden eine Ausbreitung der Wellen möglich ist, brechen die Wellen bei Ostwinden und zu starken Westwinden. Somit folgt, dass eine derartige Ausbreitung in der Stratosphäre nur über die Wintermonate möglich ist, wenn die Winde

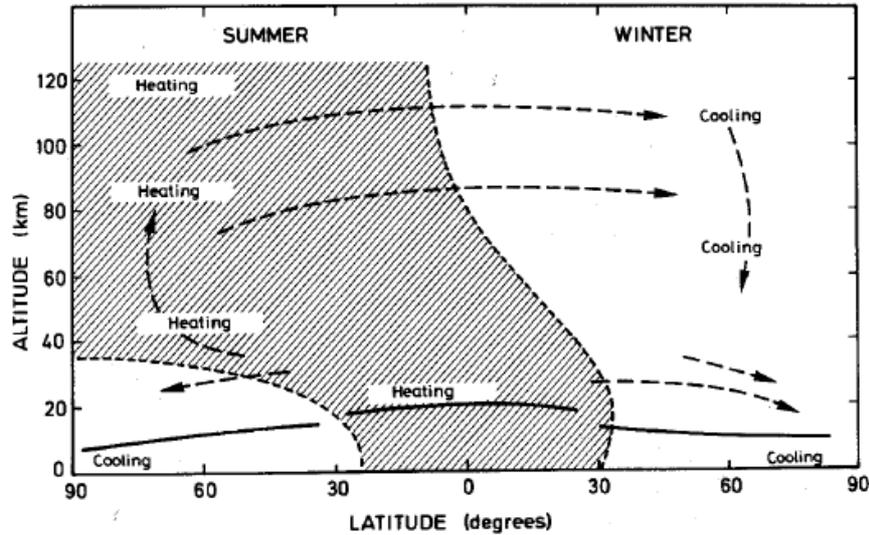


Abb. 2.8: Die diabatische Meridionalzirkulation nach Murgatroyd und Singleton (1961).

eine Westkomponente aufweisen, und die zonalen Wellen mit einer Wellenzahl 1-3 vorherrschend sind. Erreichen diese Wellen die kritische Schicht, das ist die Schicht, bei der die Westwinde zu stark werden oder Ostwinde auftreten, brechen sie und übertragen ihre Energie auf den Grundstrom (Welle-Grundstrom-Wechselwirkung). Über diesen hauptsächlich in den Extratropen stattfindenden Wellenantrieb, daher auch als extratropischer Wellenantrieb (engl. *wave-driven extratropical pump*) bezeichnet (siehe Abbildung 2.9, wird die BDC (Abschnitt 2.4.2) beeinflusst (Haynes et al., 1991). Eine Übersicht über die dynamischen Aspekte ist mit Abbildung 2.9 gegeben (Holton et al., 1995).

2.4.4 Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre

Es gibt drei Arten der Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre: die strahlungsbedingte, die chemische und die dynamische. Im Hinblick auf die Thematik der vorliegenden Arbeit, wird hier lediglich auf letztere eingegangen Kleppek (2005).

Bezüglich der dynamischen Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre, kommt den planetaren Wellen (Rossby-Wellen) eine bedeutende Rolle zu. Durch die aufwärts gerichtete Ausbreitung dieser Wellen wird der mittlere westliche zonale Fluss in der Stratosphäre geändert (Charney und Drazin, 1961; Matsuno, 1970). Durch Wärme- und Impulsfluss wird der zonalen Grundströmung eine westwärtige Beschleunigung aufgelegt und stört somit den Polarwirbel. Umgekehrt beeinflusst die Stärke des Polarwirbels das Brechen der aufwärts propagierenden planetaren Wellen. Im Detail bedeutet dies, dass ein starker Polarwirbel die vertikale Ausbreitung verhindert und ein schwacher Polarwirbel empfänglich für diese ist. Diese positive Rückkopplung ermöglicht das sukzessive Eindringen der Wellen in niedrigere Höhen (Holton und Mass, 1976; Dunkerton et al., 1981; Shindell et al., 2001). Desweiteren führt die Wechselwirkung zwischen dem zonalen Grundstrom und den aufwärts propagierenden planetaren Wellen zu einer Phasen-Abwärtsbewegung der gemittelten zonal-

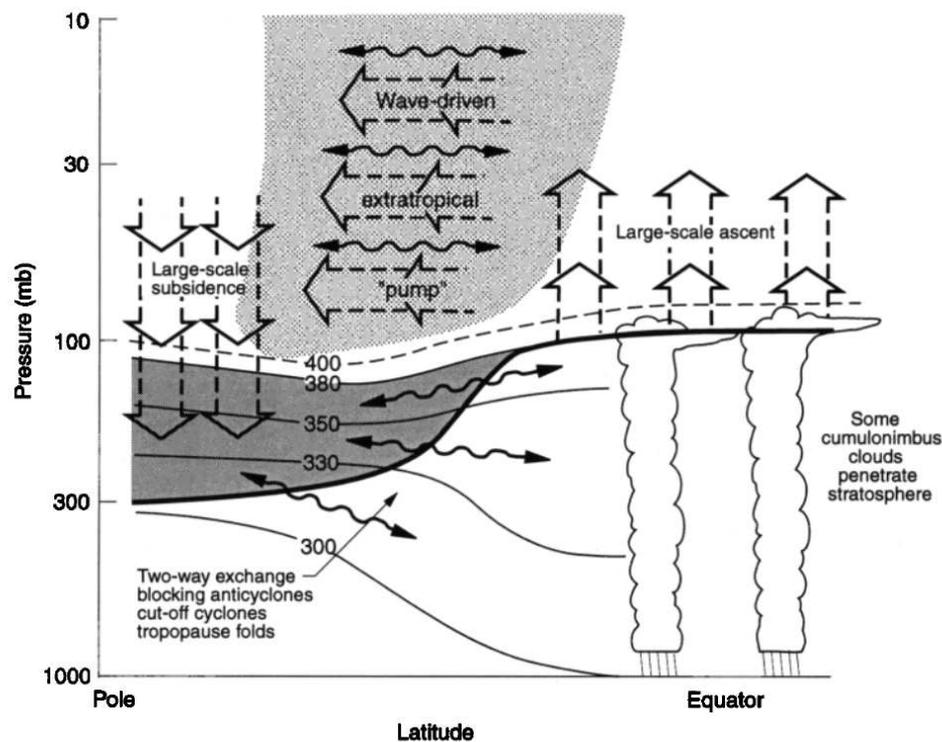


Abb. 2.9: Dynamische Aspekte der BDC mit Stratosphären-Troposphären Austausch (Holton et al., 1995).

len Windanomalien innerhalb der Stratosphäre (Hines, 1974). Allerdings heißt das nicht, dass Anomalien in geringeren Höhen aus den Abwärtsbewegungen der in höheren Schichten entsprungenen Anomalien herrühren, eher, dass die Stratosphäre die Bedingungen hinsichtlich der Ausbreitung von planetaren Wellen so abändert, dass sich die Grundstrom-Anomalien pol- und abwärts ausbreiten (Dunkerton, 2000).

2.5 Polarwirbel - Klimatologie

Im Winter wird die stratosphärische Zirkulation durch den Polarnachtstrahlstrom dominiert, der den Polarwirbel umgibt. Mit dem Rückzug der Sonne aus den polaren Gebieten und somit fehlendem Heizen kennzeichnen niedrige Temperaturen dieses Gebiet und das Arktische Tief - der Polarwirbel - vertieft sich auf seine niedrigsten Werte im Geopotentialfeld. Während der Polarnacht fehlt jegliche solare Einstrahlung am Pol und es kommt zu großräumigem Absinken der Luftmassen innerhalb des Polarwirbels. Nach den Gesetzen der Adiabasie wird dabei die Luft komprimiert und erwärmt, so dass sich ein Ausgleich zur Strahlungsabkühlung ergibt und die Temperatur oberhalb des Strahlungsgleichgewichts liegt (Abb. 2.5 und 2.7). Daraus resultiert ein über den gesamten Winter polwärts und abwärts gerichteter Transport von der oberen in die mittlere bis untere Stratosphäre, welcher hier den absteigenden Ast der BDC begründet. Gleichzeitig sind in den Subtropen nur geringe Änderungen in der geopotentiellen

Höhe zu beobachten. Dies hat zur Folge, dass die Höhendifferenz zwischen den Subtropen und dem Pol ansteigt. Dementsprechend neigen sich die Flächen gleichen Druckes immer mehr. Zur Neigung der Druckfläche ist die Windgeschwindigkeit proportional, was mit einer Verstärkung des Windes einhergeht. Somit sind in den mittleren Breiten die vorherrschenden Westwinde im Winter stärker als im Sommer (Abbildung 2.6). Der Polarnachtstrahlstrom hat sein Maximum bei ca. 60°N und 45 km Höhe. Mit dem Absinken in der polaren Region kommt es zum (diabatisch angetriebenen) Abwärtstransport von der Mesosphäre in die untere Stratosphäre von Ozon und anderen Spurengasen (z.B. Rosenfield und Schoeberl, 2001). Man findet tiefe Temperaturen in der Arktis, umgeben von einem Band höherer Temperaturen in den mittleren Breiten, welcher in Verbindung mit dem Winterstrahlstrom in der Troposphäre steht.

Vergleicht man den Polarwirbel beider Hemisphären im jeweiligen Winter, stellt man eine Asymmetrie dieser fest. Aufgrund unterschiedlicher topographischer Bedingungen werden die die (BDC) Zirkulation antreibenden planetaren und Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre davon abhängig angeregt. Durch eine im Gegensatz zur Nordhemisphäre geringeren Wellenaktivität in der Südhemisphäre, ist der Wellenantrieb der BDC schwächer und somit diese auch selbst (z.B. Randel und Newman, 1998). Damit ist der Polarwirbel in der Antarktis symmetrischer, stärker und kälter als jener in der Arktis. Das erklärt auch den Unterschied im Ozongehalt; in der Arktis führt ein stärkeres diabatisches Absinken, eine schwächere Isolation des Polarwirbels und die Bildung von weniger PSCs aufgrund höherer Temperaturen zu einem höheren Ozongehalt.

Aufgrund des im Winter starken Absinkens nördlich des troposphärischen Strahlstroms, kommt es im Bereich des Nordpazifiks in der Stratosphäre zur Erwärmung. Dieses damit verbundene Alëutenhoch kann im Winter und Frühling sehr stark werden und führt so zu einer starken Asymmetrie in Form und Lage (Richtung europäischer Arktis) des Polarwirbels.

2.6 Stratosphärenenerwärmungen

In den Abbildungen 2.5 und 2.6 ist der mittlere Zustand der Stratosphäre im Winter dargestellt. Allerdings unterliegen die zonalgemittelte Temperatur und der zonale Wind großen Schwankungen. So kann der zuvor beschriebene Wellenantrieb und das damit auftretende Wellenbrechen (Abschnitt 2.4.3) bei besonders starkem Auftreten zu plötzlichen Erwärmungen der Stratosphäre führen. Diese großräumigen Zirkulationsumstellungen werden als Stratosphärenenerwärmungen (Labitzke, 1977; Scherhag, 1952; Petzold, 1992; Kodera et al., 2000) bezeichnet und wurden erstmalig von Scherhag (1952) beobachtet. Dabei wird der winterliche Polarwirbel in wenigen Tagen aufgrund einer starken Wellenstörung erheblich abgeschwächt. Zur Aufrechterhaltung des geostrophischen Gleichgewichts nach der thermischen Windgleichung (Abschnitt 2.3) kommt es durch Absinken zu dieser beobachteten Erwärmung.

Man unterscheidet drei Typen von Stratosphärenenerwärmungen: „Major“, „Minor“ und „Canadian“ mittwinterlichen Erwärmungen. Kennzeichnend für die Großen mittwinterlichen Erwärmungen (engl. *Major Midwinter Warmings, MMW*) ist die Umkehr des Temperaturgradienten von 60°N bis zum Pol, wobei innerhalb einer Woche die Temperatur (auf einer

Druckfläche in etwa 10 hPa und darunter) um mindestens 25 K ansteigt, begleitet von einer Zirkulationsumkehr, d.h. das Ostwinde anstatt der sonst vorherrschenden Westwinde auftreten (Labitzke, 1977). Die entstehende Antizyklone ist die Folge des Zusammenbrechens des Polarwirbels. Dieses Ereignis betrifft die gesamte Winterhemisphäre der Strato- und Mesosphäre und tritt im Durchschnitt alle zwei Jahre auf. Stattdessen sind die Kleinen Erwärmungen (engl. *Minor Warmings*) ein Phänomen, welches in jedem Winter eine typische Erscheinung ist und oft den Großen Erwärmungen vorausgeht. Diese Art von Stratosphärenenerwärmung ist nur durch die Umkehr des Temperaturgradienten gekennzeichnet, die vollständige Zirkulationsumkehr fehlt jedoch.

Major Midwinter Warmings treten im Januar und Februar auf. Es sind allerdings auch Erwärmungen schon im Dezember mit gleichen Eigenschaften aufgetreten, diese werden dann als frühes MMW (Early Major Midwinter Warmings) bezeichnet. Als „Canadian Warmings“ kann man die frühen Erwärmungen im November und Dezember einstufen, die über Kanada zentriert stattfinden, wobei sich das Aläutenhoch verstärkt und nach Nordkanada wandert. Zu einem Zusammenbruch der Zirkulation muss es hier nicht kommen.

Der Übergang von der Winter- zur Sommerzirkulation, der mit dem Zusammenbruch des kalten Polarwirbels und dem entstehenden warmen Hoch einhergeht, wird als „Final Warming“ bezeichnet. Die dabei variierende Intensität lässt eine mögliche Unterscheidung zwischen „Minor“ und „Major Final Warming“ zu. Des Weiteren ist aufgrund des unterschiedlichen Zeitpunktes der Zirkulationsumstellung zwischen „Early Final Warming“ und „Late Final Warming“ zu differenzieren.

Stratosphärenenerwärmungen sind hauptsächlich in der Nordhemisphäre zu beobachten. Dies liegt an der zur Südhemisphäre unterschiedlichen Land-See-Massenverteilung, da planetarische Wellen verstärkt durch orographische Gegebenheiten angeregt werden.

Charakteristisch für die MMWs ist ihre hohe Variabilität im Hinblick auf ihre synoptische Entwicklung (Klassifizierung anhand von Wellenamplituden, Welle 1 und Welle 2 Erwärmung). Diese hohe Variabilität der MMWs lässt die Frage aufkommen, welche Einflussfaktoren das Auftreten bestimmen. Der Einfluss des ENSO-Phänomens wird als eine Möglichkeit in dieser Arbeit untersucht. Frühere Beobachtungsarbeiten zeigen, dass für ein El Niño eine höhere Frequenz früher Stratosphärenenerwärmungen nachweisbar ist (Taguchi und Hartmann, 2006). Andere Arbeiten zeigen Resultate, die eine scheinbare Verbindung der Stratosphärenenerwärmungen mit dem negativen NAO/AO Mode (Arktische Oszillation) (Abschnitt 3.2) darlegen (Baldwin und Dunkerton, 2001; Limpasuvan et al., 2004).

2.6.1 Nordhemisphärische Wintervariabilität (und ihre natürlichen Einflussfaktoren)

Eine wichtige Bedeutung in der Stratosphäre erlangt die zwischenjährliche Wintervariabilität der hohen Breiten, welche sich im Verlauf des Jahres ändert und auf beiden Hemisphären aufgrund des schon angesprochenen unterschiedlichen Wellenantriebs variiert (Scaife et al., 2000b). Während die die Südhemisphäre betreffende Variabilität im späten Winter bis Anfang Frühling maximal wird (z.B. Kuroda und Kodera, 1998), ist die Variabilität in der

Nordhemisphäre die ganze Winterjahreszeit hindurch groß (z.B. Labitzke, 1982). Diese Variabilität kann als eine Art Schwankung von Temperatur und Masse zwischen der polaren Region und den mittleren Breiten verstanden werden (Labitzke, 1982; Kodera et al., 1996). Anormal schwacher Wellenantrieb führt zu einem kälteren Polarwirbel und damit auch zu einer schwächeren BDC, also zu einer kälteren Polarregion und wärmeren mittleren Breiten. Umgekehrtes gilt für einen stärkeren Wellenantrieb. Den Zusammenhang zwischen aufwärts propagierenden Wellen und der Stärke des Polarwirbels zeigten Newman et al. (2001). Die zwischenjährliche Variabilität basiert auf verschiedenen die Dynamik antreibenden Faktoren. In diesem Abschnitt werden die natürlichen Einflussfaktoren, wie die Quasi-Zweijährige Schwingung (Abschnitt 2.6.1.1), die Vulkanausbrüche (Abschnitt 2.6.1.3) und der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus (Abschnitt 2.6.1.2) beschrieben. Anschließend wird in Kapitel 3 auf den Einfluss von ENSO als Schwerpunkt dieser Arbeit eingegangen.

2.6.1.1 Die Quasi-Biennale Oszillation

Die Stratosphäre über dem Äquator (in etwa 16 bis 50 km Höhe) ist mit der quasi-zweijährigen Schwingung (engl. *Quasi-Biennial Oscillation, QBO*) von einer Variabilität gekennzeichnet, deren Theorie erstmals von Lindzen und Holton (1968) und Holton et al. (1995) aufgestellt wurde. Die Entdeckung der QBO ist mit dem Vulkanausbruch des Krakatau 1883 verbunden. Dabei gelangten Aerosole bis in die Stratosphäre, die im Falle des Krakatau in zwei Wochen den Äquator in einer Höhe von 25 km bis 35 km in westlicher Richtung umrundeten. Diese dafür verantwortlichen Winde bekamen den Namen „Krakatau Easterlies“. Daneben wurden mit Radiosondenaufstiegen über dem tropischen Atlantik die beobachteten Winde als „Berson Westerlies“ bezeichnet (Berson, 1908). Weitere Beobachtungen eines in dieser Region oszillierenden zonalen Windes wurden unter anderem von Graystone (1959) und Ebdon (1960) gemacht. Mit den „Krakatau Easterlies“ und den „Berson Westerlies“ wurde ein vertikaler Übergang dieser zonalen Winde erkannt (Naujokat und Marquardt, 1992; Naujokat, 2005; Baldwin et al., 2001).

In der Stratosphäre wechseln sich, mit einer variierenden Periode von 22 bis 36 Monaten (im Mittel 28 Monate) West- und Ostwinde über dem Äquator ab. Aufgrund dieser quasi-zweijährigen Schwingungsperiode wird dieses Phänomen die Quasi Biennale Oszillation (QBO) genannt. Man beobachtet Extremwerte von 30-35 m/s in den Ostwinden und 15-20 m/s in den Westwinden. Die QBO tritt zwischen 100 hPa und 2 hPa auf, wobei die Amplitude der Oszillation sich in einer Höhe über 50 hPa kaum ändert, aber darunter schnell abnimmt und das Amplitudenmaximum in der Höhe von ca. 10-20 hPa nachweisbar ist (Abbildung 2.10). Die von der mittleren bis zur unteren Stratosphäre mit Unregelmäßigkeiten abwärtspropagierenden Phasen des Zonalwindes sind in dem Zeit-Höhen-Schnitt deutlich erkennbar. In Abbildung 2.10 wird auch deutlich, dass die Ostwindscherzonen gegenüber den Westwindscherzonen langsamer und unregulärer nach unten sinken, aber im Mittel ein Absteigen der Windregime von rund 1 km/Monat nachweisbar ist.

Die QBO im tropischen Bereich ist mit einem thermischen Antrieb durch die solare Einstrahlung allein nicht möglich (Andrews et al., 1987). Vielmehr geht die Schwingung des zonalen Windes auf den vertikalen Transfer von Impuls und die Wechselwirkung von tropischen Wel-

len mit dem zonalen Grundstrom zurück (Baldwin et al., 2001; Lindzen und Holton, 1968; Holton und Lindzen, 1972). Vertikal propagierende Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen brechen in der tropischen Stratosphäre, wenn sie auf ihre kritische Schicht treffen. Dabei übertragen sie ihren Impuls an den Grundstrom. Die äquatorialen Kelvinwellen brechen in der unteren Stratosphäre und aufgrund ihrer ostwärtigen Phasengeschwindigkeit beschleunigen sie den Grundstrom in Richtung Osten (Westwind-Phase). Infolge der Impulsabgabe durch Dissipation verstärkende Westwinde brechen die Wellen nun schon unter diesem Gebiet und somit breiten sich die Westwinde immer weiter nach unten aus. Hingegen brechen die Rossby-Schwerewellen erst in einer größeren Höhe, wo die Kelvinwellen schon fast vollständig dissipiert sind. Mit ihrer westwärtigen Phasengeschwindigkeit führen sie zu einer Beschleunigung in Richtung Westen (Ostwind-Phase) und breiten sich ebenfalls wie die Westwinde nach unten aus (Holton et al., 1995).

Obwohl die QBO ein tropisches Phänomen ist und ihre Amplitude schnell mit zunehmender Entfernung vom Äquator abnimmt, hat diese Auswirkungen auf die gesamte Stratosphäre (Holton und Tan, 1980; Naito und Hirota, 1997). Vor allem die extratropische Stratosphäre der Nordhemisphäre wird dabei durch die Modulation von extratropischen Wellen im Winter beeinflusst (Baldwin und Dunkerton, 1999, 2001). Die Ausbreitung der Wellen hängt vom zonalen Wind zwischen den polaren und tropischen Regionen ab. Während des Winter sind die stratosphärischen Westwinde besonders stark und planetare Wellen können sich von der Troposphäre aufwärts und polwärts ausbreiten. Befindet sich die QBO in der Ostphase sind die Bedingungen für die Ausbreitung einer Welle 1 ideal und es kommt häufiger zu MMWs (siehe Abschnitt 2.6).

2.6.1.2 Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus

Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre ist Gegenstand vieler Untersuchungen. So ist unter anderem der Einfluss der QBO durch den solaren Zyklus nach Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) moduliert. Mit einem solaren Minimum erreicht eine geringere Menge solarer Strahlung die Stratosphäre. Bei einem vermehrten Auftreten von Sonnenflecken, also einem solaren Maximum, kommt es aufgrund erhöhter solarer Abstrahlung zu einer größeren solaren Einstrahlung in der mittleren Atmosphäre und schließlich zu einer Erhöhung der Temperatur dieser. Des Weiteren ist der Ozongehalt in der oberen Stratosphäre vom solaren Signal abhängig. So verstärkt das in einem solaren Maximum vermehrte Ozon das Heizen zusätzlich. Diese Erwärmung schwächt den Wind ab, was wiederum einen Einfluss auf die Wellenausbreitung hat. Folglich kommt es zu Änderungen in der BDC und mit ihr zur Änderung in der polaren Stratosphäre hinsichtlich Temperatur und Wind.

Labitzke und van Loon (1988) teilten die QBO nach ihren Phasen ein und berechneten Korrelationen zwischen der geopotentiellen Höhe sowie der Temperatur und dem 10,7 cm Radiofluss. Ihre Resultate zeigen während der QBO-Westphase und des solaren Maximums eine hohe Temperatur und eine niedrigere Temperatur während des solaren Minimums. Für die QBO-Ostphase wird genau der umgekehrte Mechanismus, aber weniger stark ausgeprägt, festgestellt.

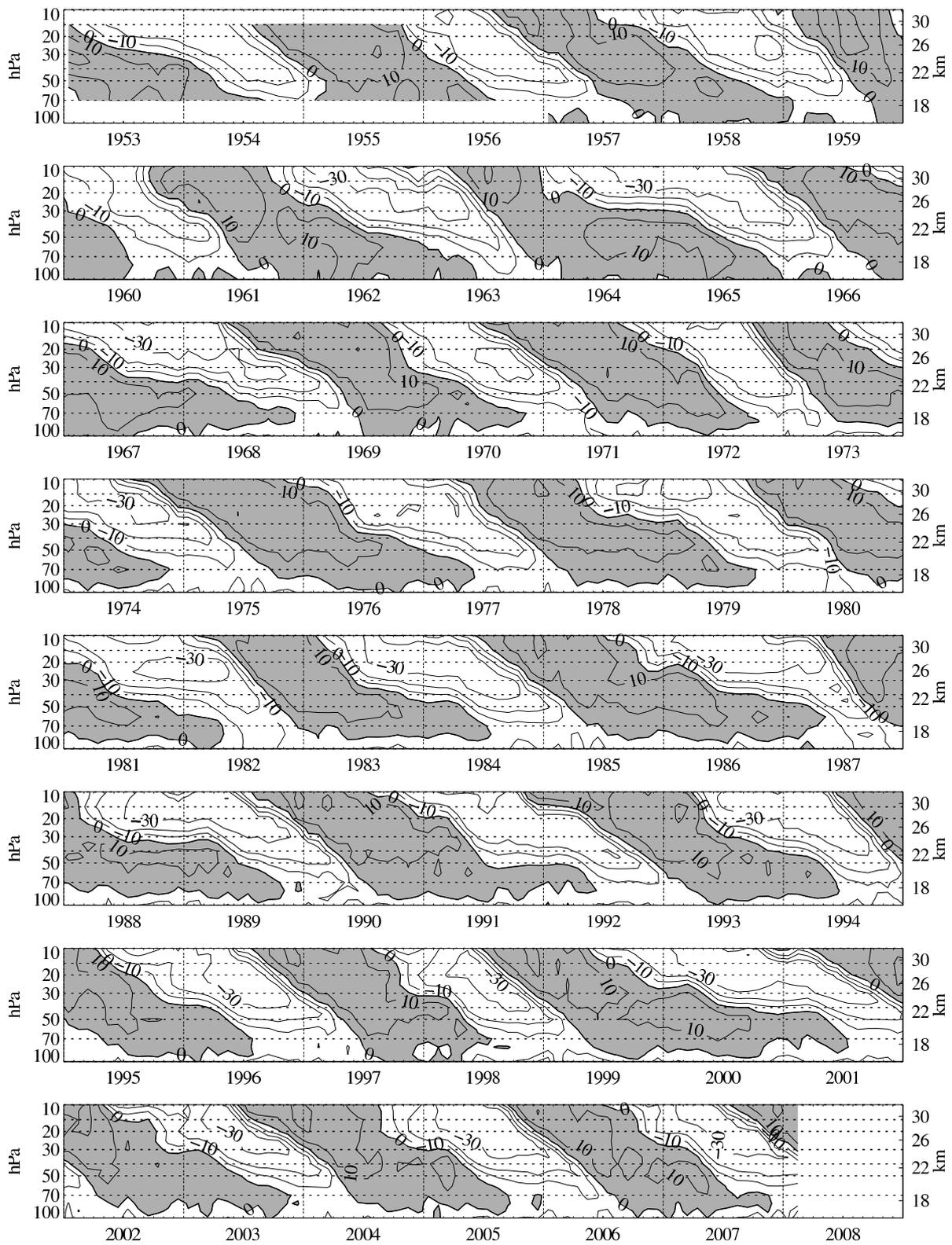


Abb. 2.10: QBO 1953-2008: Zeitreihe der Monatsmittel des zonalen Windes [m/s] in äquatorialen Breiten im Vertikalschnitt. Das Isolinienintervall beträgt für die Westwinde (grau schattiert) und die Ostwinde (weiß) 10 m/s (Naujokat, 1986, aktualisiert).

2.6.1.3 Vulkane

Große Vulkanausbrüche spielen bei den hier zum Vergleich verwendeten Beobachtungsdaten ebenfalls eine Rolle, da ihr Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre aufgrund der ausgeschütteten Aerosole erheblich ist. Für den hier betrachteten Zeitraum haben vor allem die drei großen Vulkanausbrüche des Mount Agung 1963 auf der indonesischen Insel Bali, des El Chichon in Mexiko 1982 und des Mount Pinatubo auf der philippinischen Insel Luzon 1991 einen Einfluss auf die äquatoriale Troposphäre sowie Stratosphäre hinsichtlich ihrer Netto-Erwärmung. Durch die bis in die Stratosphäre injizierten Aerosole kommt es zu verminderter Einstrahlung im kurzwelligen Spektrum, zu einer erhöhten atmosphärischen Gegenstrahlung im langwelligen Spektrum in der Troposphäre und somit zu negativen Temperaturanomalien am Erdboden. Gleichzeitig nimmt der Anteil der absorbierten solaren Strahlung in der Stratosphäre zu, was zu einer direkten (Netto-)Erwärmung der Stratosphäre führt.

Die solare Einstrahlung bzw. die langwellige Ausstrahlung im infraroten Spektralbereich sind für das Strahlungsgleichgewicht wichtige Einflussfaktoren. So stellt sich in der Stratosphäre dieses bei einer höheren Temperatur für Regionen ein, die der solaren Strahlung ausgesetzt sind, während die Region der Polarnacht aufgrund fehlender Einstrahlung und verstärkter Ausstrahlung infolge des dortigen Aerosolschleiers eine niedrigere Strahlungsgleichgewichtstemperatur aufweist. Diese negativen Temperaturanomalien können dynamisch verstärkt werden. Als Folge des meridionalen Temperaturgradienten, der sich zwischen den niedrigen und hohen Breiten nach einer Vulkaneruption verstärkt, bildet sich ein starker kalter Polarwirbel aus (positive Rückkopplung zwischen Strahlung und Dynamik).

Fällt der nordhemisphärische Winter nach einer Vulkaneruption nun in eine ENSO-Warmphase, kann der abschwächende Effekt auf den Polarwirbel teilweise durch die ausgeschüttete Aerosole kompensiert werden und die Ausbildung eines kalten, ausgeprägten Wirbels kann beobachtet werden.

Kapitel 3

Wechselwirkung Atmosphäre - Ozean

Betrachtet man die Klimavariabilität auf interannualen Zeitskalen, so ist das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen, welches seinen Ursprung im äquatorialen Pazifik hat, mit seinen globalen Auswirkungen neben den im vorherigen Kapitel angesprochenen Einflussfaktoren der wohl bedeutenste. Im Hinblick auf den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Einfluss von ENSO (Abschnitt 3.1.1-3.1.3) auf den nordhemisphärischen Winter, wird neben diesem Mode der Klimavariabilität noch ein weiterer, die Nordatlantische Oszillation (NAO) betrachtet (Abschnitt 3.2.1 bis 3.2.2). Im Zusammenhang mit diesen beiden Phänomenen wird auf bisher veröffentlichte Beobachtungs- und Modelluntersuchungen eingegangen.

3.1 Das ENSO-Phänomen

Mit „El Niño/ Southern Oscillation“ (ENSO) bezeichnet man die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean im äquatorialen Pazifik, deren Bezeichnung sich aus ihrer ozeanischen Komponente El Niño (EN) und der Abkürzung für die Southern Oscillation (SO), der atmosphärische Komponente, ergibt. ENSO als eine von Walker (1923, 1924) zuerst entdeckte Schwingung, deren Theorie auf Bjerknes (1966, 1969) zurückgeht, stellt den dominanten Mode der Klimavariabilität in der Troposphäre dar. Sein Einfluss auf den nordhemisphärischen Winter ist Thema dieser Arbeit. Deshalb wird in den nächsten Abschnitten das Phänomen ENSO in seiner physikalischen Entstehungs- bzw. Wirkungsweise erklärt und anschließend auf die globalen Auswirkungen in der Troposphäre und Stratosphäre eingegangen.

3.1.1 El Niño und La Niña

Die Bezeichnung El Niño (span. *el niño* = das (Christ-)Kind) wurde von den Anchovis-Fischern der äquatorialen südamerikanischen Küste geprägt und stellt ein in diesem Gebiet alle 3 bis 5 Jahre zu beobachtendes ozeanographisches Phänomen dar.

Im Normalfall (siehe Abbildung 3.1) weht im tropischen Pazifik ein kräftiger Südostpassat, der Oberflächenwasser westwärts transportiert. Dabei kommt es aufgrund des (hier vom

Äquator weggerichteten) Ekmantransports zum Aufsteigen (engl. *Upwelling*) von kaltem Wasser entlang des äquatorialen Pazifiks und einer westwärts zunehmenden Erwärmung. Als Folge dieses Südäquatorialstroms staut sich das Wasser am Westrand des Pazifiks vor Australien und der Indonesischen Küste, wobei ein Anstieg des Meeresspiegels von 30-50 cm entlang des Äquators zu beobachten ist. Dieser Stau setzt sich unter der Meeresoberfläche noch deutlicher fort und es treten damit Änderungen in der Temperaturschichtung als Ausgleich des Meeresspiegelgradienten auf.

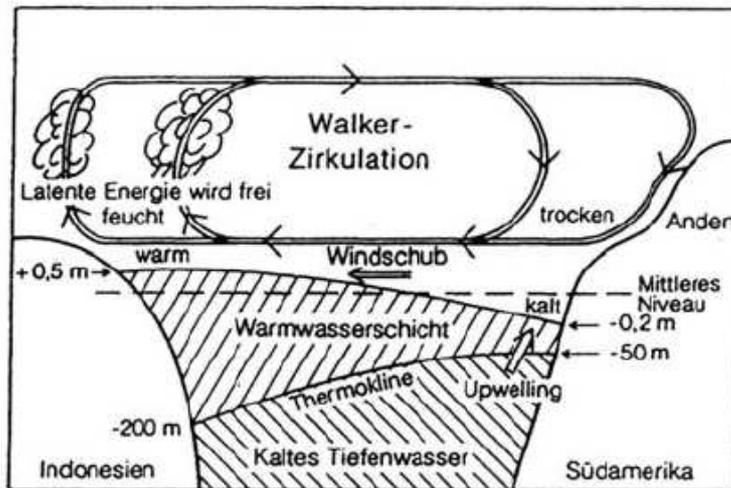


Abb. 3.1: Schematische Darstellung des ENSO-Phänomens: Normalbedingung (Roedel, 2000).

Die Thermokline, welche eine Übergangsschicht zwischen dem warmen Oberflächenwasser und dem kalten ozeanischen Tiefenwasser darstellt, senkt sich im westlichen Pazifik auf etwa 200 m. Gleichzeitig führt ihr Anstieg auf etwa 50 m im Osten vor der südamerikanischen Küste zum Aufsteigen von kaltem Wasser (Abbildung 3.1). Die charakteristisch niedrigen Meeresoberflächentemperaturen (engl. *Sea Surface Temperature*, SST) werden zusätzlich durch den hier parallel zur Küste wehenden Südostpassat, der zu meerwärtigem Ekmantransport und somit zum Aufsteigen von kaltem Tiefenwasser führt, sowie dem aus antarktischen Gewässern stammenden Humboldt-/Peru-Strom, der in den Südäquatorialstrom übergeht, bestimmt (Abbildung 3.2). Das Absenken der Thermokline im Westen verhindert dieses Aufquellen und aufgrund der im äquatorialen Westpazifik folgend herrschenden hohen SSTs bildet sich ein oberflächennaher Temperaturgradient, der den Antrieb für die in Abschnitt 3.1.2 beschriebene Walker-Zirkulation in der Atmosphäre darstellt. In etwa 100 m Tiefe gleicht ein ostwärtiger Strom den durch den Zustrom des Oberflächenwassers entstehenden Druckgradienten aus.

Sowohl das am Äquator, als auch das an Küsten zu beobachtende Aufsteigen von kaltem Tiefenwasser ist auf den schon eben erwähnten Ekmantransport zurückzuführen. Der Ekmantransport ist eine resultierende Gesamtströmung, welche der reibungsbedingten Übertragung von kinetischer Energie von der Atmosphäre auf die Meeresoberfläche als Antrieb unterliegt (Ekman, 1905). Der Impulsfluss von der Atmosphäre in den Ozean führt zur Bewegung des oberflächennahen Wassers, welches aufgrund der Corioliskraft, eine aus der Erdrota-

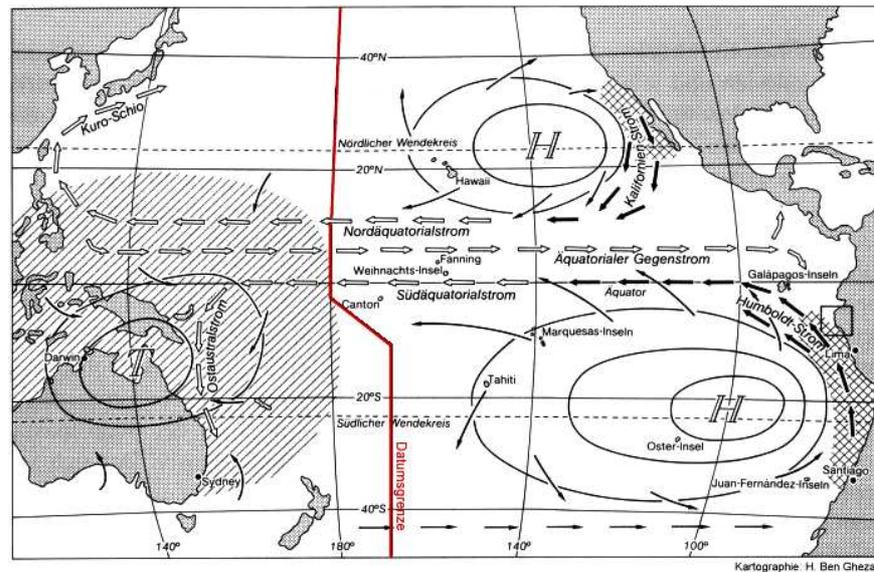


Abb. 3.2: Ozeanische und atmosphärische Zirkulation in einem Normaljahr; (Quelle: www.enso.info, 2008).

tion resultierende Trägheitskraft, die auf alle bewegten Gegenstände auf der Erdoberfläche wirkt, abgelenkt wird. Während bewegte Körper auf der Nordhemisphäre eine Rechtsablenkung erfahren, kehrt sich diese auf der Südhemisphäre in eine Ablenkung nach links um. In Bezug auf die Nordhemisphäre wird die Meeresströmung an der Oberfläche im Idealfall um 45° Grad gegenüber der vorherrschenden Windrichtung abgelenkt, was sich mit zunehmender Tiefe und damit verbundener Abnahme von Reibung und Geschwindigkeit bis zur sogenannten Ekmantiefe, die größte von der Oberfläche beeinflussbare Tiefe, in der sich die Strömungsverhältnisse umgekehrt haben, stetig fortsetzt. Der Massentransport in der Ekman-schicht, die Schicht zwischen der Meeresoberfläche und der Ekmantiefe, ist gegenüber der Windrichtung um 90° Grad verschoben.

Während eines El Niño Ereignisses (siehe Abbildung 3.3) wird nun das relativ kalte Oberflächenwasser vor den Küsten Perus und Equadors durch warmes Wasser verdrängt. Mit sinkender Thermokline steigt der Meeresspiegel und Temperaturerhöhungen von ca. 5°C labilisieren die hier sonst stabil geschichtete Atmosphäre. Es kommt im Gegensatz zur sonst vorherrschenden Trockenheit zu starken Niederschlägen. Im westlichen Pazifik nimmt die SST währenddessen ab, der Meeresspiegel sinkt und die Thermokline steigt. Ungewöhnliche Trockenperioden sind die Folge (Abbildung 3.4). Diese positiven bzw. negativen Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen treten um die Weihnachtszeit auf, was auch im Namen El Niño zum Ausdruck kommen soll (Wyrтки, 1975; Enfield, 1989).

Neben diesem einen Extremzustand gibt es noch den Fall der negativen SST-Anomalien in der Region des östlichen Pazifiks, dann spricht man von einem La Niña Ereignis (span. *la niña* = das Mädchen). Während diesem Ereignis wird der Normalzustand noch weiter verstärkt.

Fluktuationen dieser ozeanischen Komponente haben einen Einfluss auf die Atmosphäre. Die damit verbundene atmosphärische Schwingung wird im nächsten Abschnitt erläutert.

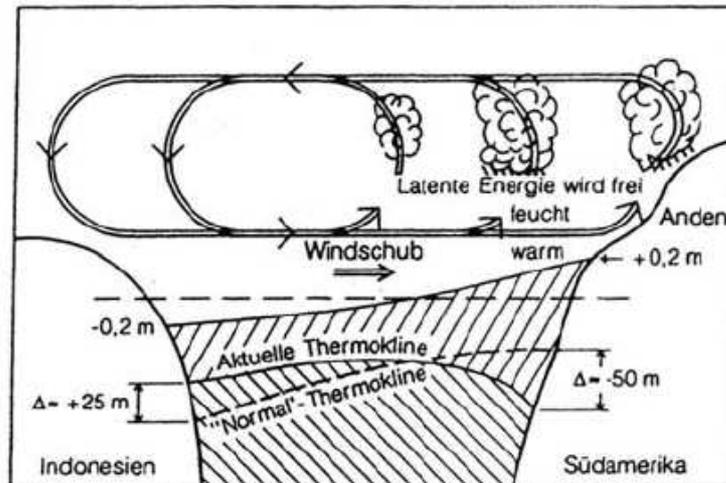


Abb. 3.3: Schematische Darstellung des ENSO-Phänomens: El Niño (Roedel, 2000).

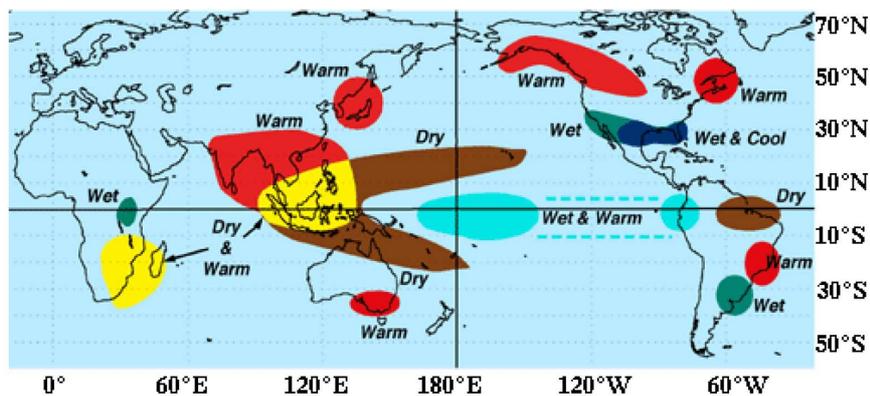


Abb. 3.4: Globale Temperatur- und Niederschlagsauswirkungen von El Niño während des nordhemisphärischen Winters (Dezember-Februar) (Ropelewski und Halpert, 1987).

3.1.2 Die Southern Oscillation

Die zuvor beschriebenen ozeanischen Phänomene sind von der hier eingeführten atmosphärischen Komponente, der Südlichen Oszillation (engl. *Southern Oscillation*, *SO*), zu trennen. Die troposphärische Zirkulation in den Tropen besitzt eine meridionale und eine zonale Komponente. Die meridionale Komponente, als Hadley Zirkulation bekannt und in Abschnitt 2.4.1 eingeführt, besteht aus zwei meridionalen Zellen. Dabei steigt feuchte Luft in der ITCZ auf, divergiert in der oberen Troposphäre polwärts und sinkt dann in Regionen nördlich und südlich der ITCZ ab. Aufgrund des größeren meridionalen Temperaturgradienten in der Winterhemisphäre kommt es in dieser zu intensiverem Absinken. Die damit verbundenen großen Antizyklone bzw. Hochdruckgebiete auf beiden Seiten des Äquators variieren somit auch in Ort und an Intensität. Sie sind stärker und wandern in höhere Breiten der jeweiligen Sommerhemisphäre (Abbildung 3.2).

Dieser meridionalen Zirkulation, zwischen den dynamischen Subtropenhochs und der Innertropischen Konvergenzzone, ist eine zonale Zirkulation überlagert, die aufgrund der ungleichen Luftdruck- bzw. Temperaturverteilung über dem Äquator zustande kommt. Den kalten SSTs und dem damit hohen Luftdruck in der unteren Troposphäre im Osten stehen warme Meeresoberflächentemperaturen und ein niedriger Luftdruck in den im Westen angrenzenden Küstengebieten gegenüber. Aus Kontinuitätsgründen (Abschnitt 2.3) steigt hierbei Luft über dem westlichen tropischen Pazifik auf und sinkt auf der östlichen Seite wieder ab, womit es in der Höhe über dem Hoch- bzw. Tiefdruckgebiet zu entgegengesetzten Druckzentren kommt. Die entstehenden Druckgradienten werden durch die am Boden wehenden Passatwinde und die in der Höhe auftretenden Antipassate ausgeglichen. Diese damit geschlossene zonale Zirkulationszelle (siehe auch Abschnitt 2.4.1), die aufgrund der hier fehlenden Corioliskraft erst möglich wird, wurde von Bjerknes (1966) als Walker-Zirkulation eingeführt. Damit erhält ein Luftteilchen, dass sich westwärts bewegt auf diesem Weg auch eine meridionale Geschwindigkeitskomponente.

Die nun im Normalfall hohen SSTs im westpazifischen Raum führen zur Bildung großer Konvektionsgebiete, in denen die Luft aufsteigt und große Mengen latenter Wärme freigesetzt werden. Am Boden sind diese Konvektionsgebiete deutlich mit den Tiefdruckgebieten verbunden (Abbildung 3.2). Über dem zentralen und östlichen Pazifik, wo aufgrund des Kalifornien-Stroms im Nordpazifik und dem Humboldtstrom im Südpazifik niedrige SSTs auftreten sind, sinken die Luftmassen ab, womit entsprechend am Boden zwei Hochdruckgebiete entstehen.

Verbunden mit Verschiebungen dieser Luftmassen kommt es zu Veränderungen der großräumigen Luftdruckverteilung in den tropisch-subtropischen Regionen. Diese damit einhergehende Schwingung des Bodendrucks (engl. *Sea Level Pressure*, SLP) zwischen dem Ost- und Westpazifik stellt den dominierenden atmosphärischen Mode zwischenjährlicher Variabilität in den Tropen dar und wurde als die Southern Oscillation (SO) von Walker (1923, 1924) sowie Walker und Bliss (1932) identifiziert. Dabei kommt es während eines El Niño Ereignisses in der indonesisch-australischen Region zur Bildung eines Hochdruck- statt eines Tiefdruckgebietes (Abbildung 3.5). Das den ostpazifischen Abschnitt der Äquatorialen Tiefdruckrinne prägende Hochdruckgebiet wird dagegen abgeschwächt. Mit dem hohen Druck in westlichen Regionen (Australien, Indonesien und einige Nachbarstaaten) kommt es dort zur schon erwähnten langanhaltenden Trockenheit sowie zu enormen Regenmengen in den Inselstaaten des Zentralpazifiks und den östlichen pazifischen Regionen (Abbildung 3.4).

Als eine Maßzahl der SO dient der Southern Oscillation Index (SOI). Zur Berechnung werden zwei Stationen festgelegt, wovon eine Station in der Tiefdruckzone Nordaustraliens im westlichen Pazifik (oft wird Darwin als Bezugsstation gewählt) und eine im zentralen oder östlichen Pazifik befindlichen Hochdruckgebiet (meist über Tahiti) liegt. Für diese werden über Jahre der Bodendruck gemessen (Abbildung 3.6). Die aufgestellten Stationen in den genannten Kerngebieten besitzen eine relativ lange Aufzeichnungszeitreihe, so dass der SOI bis ins Jahr 1882 berechnet werden kann (Ropelewski und Jones, 1987).

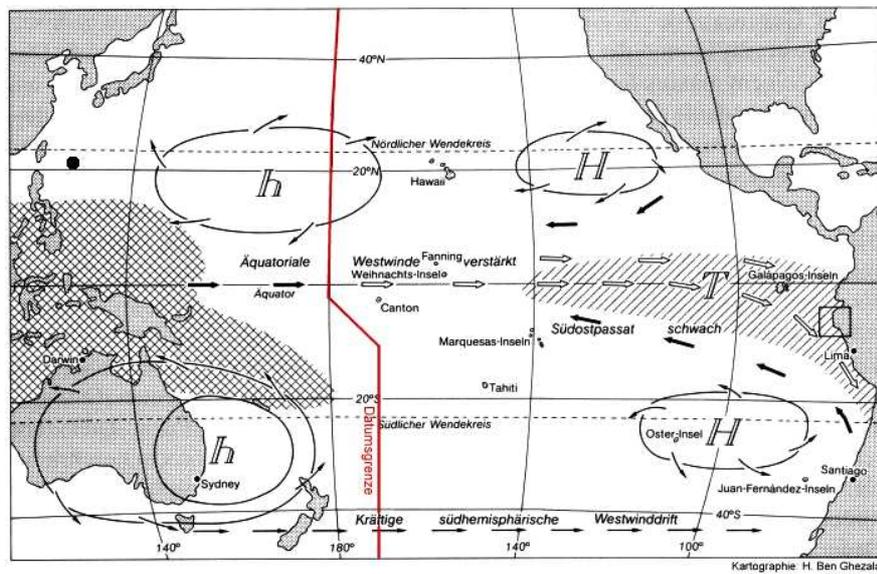


Abb. 3.5: Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines El Niños (Quelle: www.ensoinfo.com, 2008).

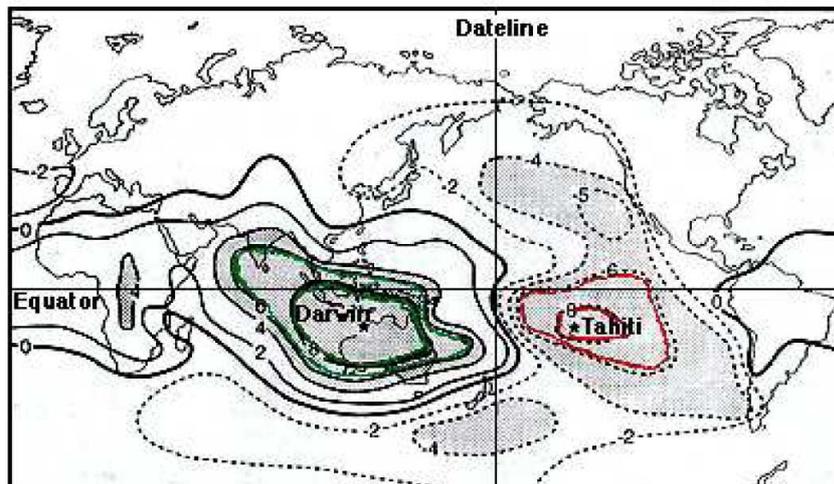


Abb. 3.6: Korrelationskoeffizienten für den Bodendruck der „Aktionszentren“ Tahiti und Darwin (nach Rasmussen, 1984).

Der SOI wird folgendermaßen berechnet:

$$SOI = \frac{PA_T - PA_D}{\sigma_{(P_T - P_D)}}, \quad (3.1)$$

wobei PA_T bzw. PA_D die Druckanomalien von Tahiti bzw. Darwin sind und $\sigma_{(P_T - P_D)}$ die Standardabweichung der langjährigen Druckdifferenz dieser Stationen. In Abbildung 3.7 ist der SOI (Gleichung 3.1) dargestellt.

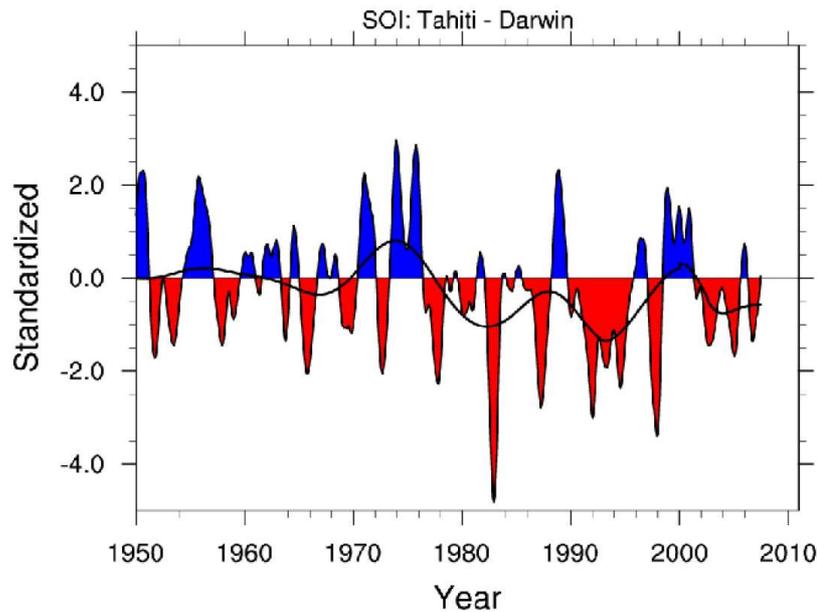


Abb. 3.7: Zeitreihe der monatlichen Werte des Southern Oscillation Index (Quelle: www.cgd.ucar.edu/cas).

Anhand des SOI lässt sich nun der Zustand der Atmosphäre ablesen. Ein positiver Wert des SOI, was eine negative Bodendruckanomalie im Westen und eine positive im Osten bedeutet, weist auf eine intensive Walkerzirkulation hin. Diese positive Indexphase entspricht einem La Niña Ereignis. Dagegen ergibt sich infolge einer positiven Anomalie im Westen und einer negativen im Osten, was einer Abschwächung beider sonst vorherrschenden Drucksysteme, nämlich der Abschwächung des Tiefdruckgebietes im westlichen Pazifik und des Hochdruckgebietes im zentralen und östlichen Pazifik, gleichkommt (siehe Abbildung 3.5), ein negativer SOI. Die als Folge der geringeren Druckdifferenz schwächer wehenden Passate führen zur Reduzierung des Windschubs auf das Wasser; somit ist diese Druckkonstellation nach den Mechanismen in Abschnitt 3.1.1 mit einem El Niño Ereignis verbunden. Mit den höheren SSTs wandern die Konvektionsgebiete Richtung Osten. Das Abschwächen der subtropischen Hochdruckgebiete und dem somit geringeren Druckgradienten zwischen den Subtropen und Tropen verstärken wiederum den Prozess, da sich die Passate weiter abschwächen und die SSTs anormal warm bleiben. Es handelt sich um eine positive Rückkopplung, wobei deutlich

wird, dass die SSTs sowohl auf die Walker-Zirkulation, welche im Fall eines El Niño Ereignisses schwächer wird, als auch auf die sich gleichzeitig verstärkende Hadley-Zirkulation Einfluss haben. Die Abschwächung der Passate kann soweit reichen, dass sich die Walker-Zirkulation umkehrt. Damit bilden sich, wie in Abbildung 3.5 gezeigt, zwei Hochdruckzellen im westlichen Pazifik aus.

Damit schließt sich das gekoppelte System Ozean-Atmosphäre und es wird deutlich, dass sich beide Komponenten in ihrer Wechselwirkung beeinflussen. Ein somit bezeichnetes ENSO Ereignis wird daher aufgrund von Instabilitäten des komplexen Systems Ozean-Atmosphäre angetrieben (Philander, 1990).

In dieser Arbeit wird zwischen zwei ENSO-Phasen unterschieden. Ein den Schwellenwert überschreitender positiver El Niño Index (El Niño) (Abschnitt 3.1.3) und ein gleichzeitig negativer SOI kennzeichnen ein ENSO-Warmereignis. Ein entsprechender negativer El Niño Index und ein positiver SOI charakterisieren die ENSO-Kaltphase. Mit diesen physikalischen Vorgängen während eines El Niños sind starke Niederschläge und Überschwemmungen in den Inselstaaten des Zentralpazifiks und an der Westküste Südamerikas verbunden. Dagegen kommt es in Australien, Indonesien und einigen Nachbarstaaten im westlichen Pazifik zu langanhaltenden Trockenperioden.

3.1.3 Der El Niño-Index

In der vorliegenden Arbeit wird zur Identifizierung der jeweiligen ENSO-Ereignisse der sogenannte El Niño-Index verwendet. Im Gegensatz zum SOI (Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Darwin), stellt der Niño-Index eine über eine festgelegte geographische Region im relevanten Pazifikgebiet gemittelte SST-Anomalie dar. Aufgrund seines direkten Bezuges zur SST erlangt dieser Temperatur-Index somit eine höhere Aussagekraft als der Luftdruck-Index.

Im Hinblick auf unterschiedliche Regionen werden verschiedene Niño-Indizes definiert (Abbildung 3.8).

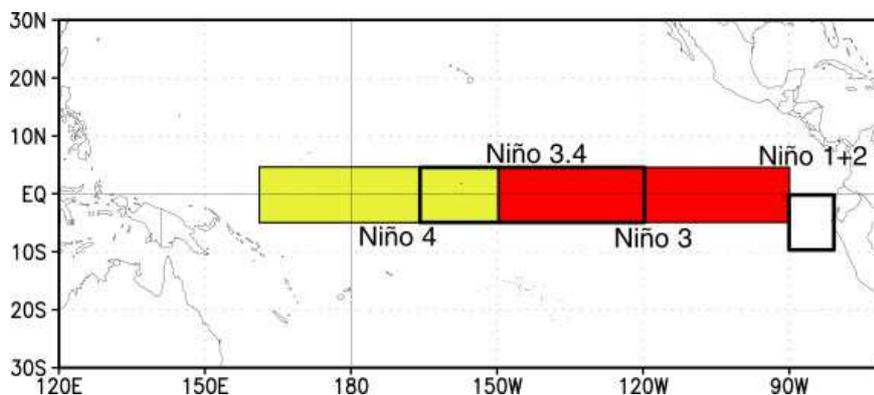


Abb. 3.8: Regionen verschiedener Niño SST-Indizes (Quelle: www.cpc.noaa.gov).

Die häufig verwendete Niño-3-Region umfasst das Mittel von 5°N-5°S und 90° – 150°W. Für ein solches Gebiet werden monatliche Klimatologien und Anomalien erstellt. Um von einem

El Niño-Ereignis zu reden, muss ein 5-monatiger Durchschnitt dieser Anomalien für wenigstens sechs Monate $0,5^{\circ}\text{C}$ erreichen bzw. übersteigen (Trenberth, 1997). Das Umgekehrte gilt für ein La Niña-Ereignis ($-0,5^{\circ}\text{C}$).

Im Hinblick auf die unterschiedlichen Regionen werden verschiedene zeitliche Zustände des Pazifiks angesprochen. So weist ein Niño 1-Index eine Warmwasseranomalie vor der Küste Perus erst auf, wenn der gesamte Pazifik sich schon abnormal erwärmt hat. Bei Betrachtung der angesprochenen Niño 3-Region muss eine zeitliche Verzögerung von ca. 3 Monaten berücksichtigt werden, nach der die für ein El Niño-Ereignis typischen Niederschlagsanomalien in Zentralchile oder an der Küste Kaliforniens zu beobachten sind.

Für diese Arbeit wird der Niño-3.4-Index verwendet, der von 5°N - 5°S , 120° – 170°W die Niño 3 und Niño 4 Regionen widerspiegelt (siehe Abbildung 3.9). Hierbei werden ENSO-Ereignisse schon für Schwellenwerte von ± 0.4 gekennzeichnet (Trenberth, 1997).

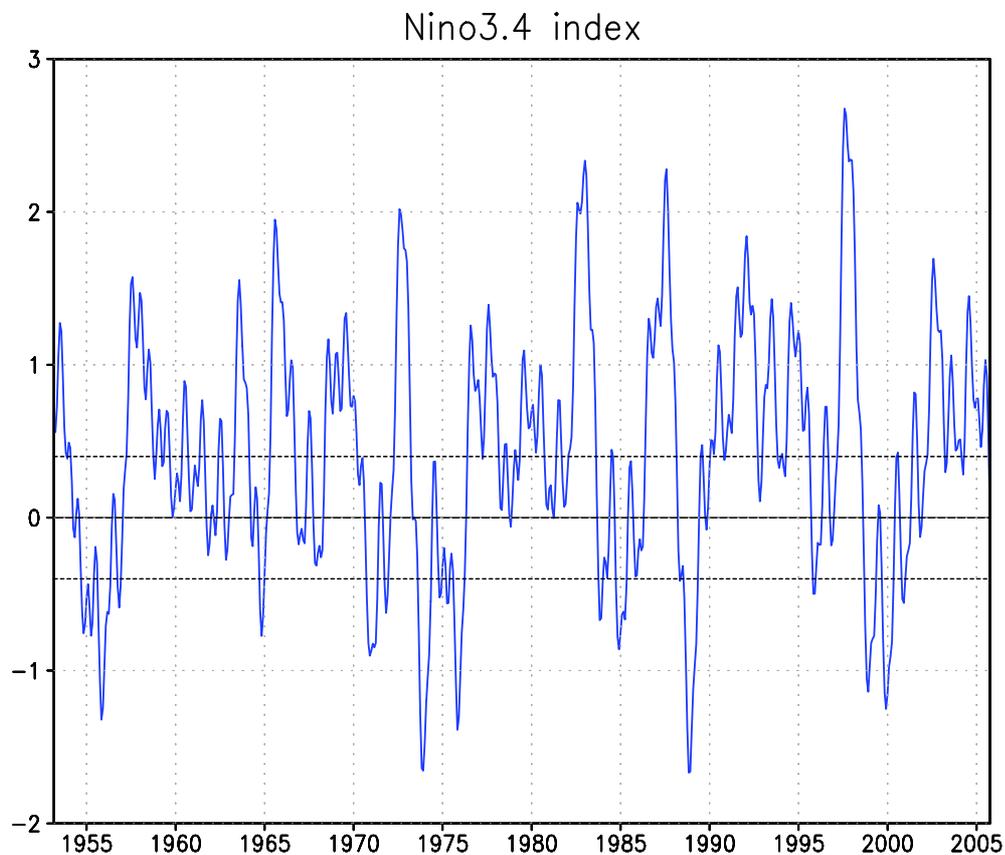


Abb. 3.9: Zeitreihe der monatlichen Werte des Niño 3.4 Index für den Zeitraum 1953-2005, dargestellt mit einem gleitenden 5-Monatsmittel. SST Daten vom HadISST1 Datensatz (Rayner et al., 2003).

Im Gegensatz zum SOI sind positive Index-Werte, die den geforderten Schwellenwert übersteigen, mit einer Warmwasseranomalie in der betreffenden Region und somit mit einem El Niño-Ereignis verbunden, entsprechend kennzeichnen negative Index-Werte ein La Niña-Ereignis. In Abbildung 3.9 sind die starken El Niño Ereignisse 1972/73, 1982/83 oder 1997/98

anhand von sehr hohen Index-Werten, sowie La Niñas wie in den Wintern 1973/74 und 1988/89 sichtbar.

3.1.4 Auswirkungen auf die Dynamik in der Atmosphäre

In den folgenden Abschnitten wird auf die Auswirkung von ENSO sowohl in der Troposphäre als auch in der Stratosphäre eingegangen.

3.1.4.1 Einfluss auf die troposphärische Dynamik

Das ENSO-Phänomen hat nicht nur direkte Auswirkungen in den Tropen, sondern auch über weite Distanzen kommt es zu Veränderungen in den die Troposphäre betreffenden Druck- und Zirkulationsmustern (Horel und Wallace, 1981; van Loon und Madden, 1981; Rasmussen und Carpenter, 1982; Rasmussen und Wallace, 1983; van Loon und Shea, 1987), sowie in den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen (Ropelewski und Halpert, 1987, 1989; Kiladis und Diaz, 1989). Auswirkungen in Gebieten außerhalb der Tropen gehen auf Veränderungen der (tropisch angetriebenen) Hadleyzelle zurück. Diese Veränderungen schließen unter anderem eine Verstärkung bzw. Abschwächung des Strahlstroms und dessen Verlagerung, was schließlich zu Veränderungen der Lage von Tiefdruckgebieten führt, ein.

Die Fernwirkung eines lokalen Ereignisses und der ihr unterliegende physikalische Zusammenhang wird als Telekonnektion (engl. *teleconnection*) bezeichnet, welche z.B. durch Korrelationsrechnungen (oder Empirische Orthogonalfunktionen; engl. *Empirical Orthogonal Function*, EOF) nachweisbar ist. Dabei wird die Zeitreihe eines Index mit hemisphärischen Daten korreliert und identifiziert so gleichphasige oder entgegengesetzte Entwicklungen. Die bestdefinierten ENSO-Telekonnektionsmuster sind für den SLP zu finden, so dass man anhand derartiger Korrelationsrechnungen die gegenläufigen Bodendruckdaten im West- und Ostpazifischen Raum als Ausdruck der SO nachweisen kann (Berlage, 1966). Aber schon Walker (1923, 1924), sowie Walker und Bliss (1932) studierten die Korrelationen zwischen der SO und dem globalen Klima. Während die SO schon lange bekannt ist, wurde die Wechselbeziehung zwischen der SO und den SSTs mit Hilfe derartiger Rechnungen erst in den späten 1950er und 1960er gezeigt (Berlage, 1957; Ichiye und Petersen, 1963; Bjerknes, 1966, 1969). Die Bodendruckdaten von Darwin (12, 5°S, 131°E) korrelierten van Loon und Madden (1981) mit nordhemisphärischen Bodendruckdaten für verschiedene Zeiträume von 1899/1900 bis 1978/79. Wie auch schon Bjerknes (1969) feststellte, verstärkt sich während eines ENSO-Warmereignis das Aläutentief, was aus hohen negativen Korrelationen in diesem Bereich resultiert.

Die Bodendruckanomalien deuten auf Anomalien in größeren Höhen hin, da sich der Bodendruck als eine integrale Größe der Masse der gesamten Atmosphäre ergibt. In 500 hPa spiegeln sich die resultierenden Zirkulationsanomalien wider, so z.B. im sogenannten Pazifik-Nord-Amerika Muster (engl. *Pacific North American pattern*, PNA) (Horel und Wallace, 1981; van Loon und Madden, 1981).

In Abbildung 3.10 sind die wichtigsten Telekonnektionsmuster in 500 hPa zu sehen, welche sich hierbei durch die Berechnung der Telekonnektivität (engl. *Teleconnectivity*) ergeben

(Wallace und Gutzler, 1981). Mit „Teleconnectivity“ wird der Absolutbetrag des größten negativen Korrelationskoeffizienten bezeichnet, der sich aus Berechnungen der größten negativen Korrelation für jeden Gitterpunkt eines horizontalen Feldes ergibt. Die in Abbildung 3.10 deutlich werdenden verschiedenen Aktionszentren weisen zwar unterschiedliche Vorzeichen auf, ihr Betrag ist aber ungefähr gleich. So können vor allem über dem nördlichen Pazifik und Nordamerika Zentren miteinander verbunden werden. Ein aus vier Zentren bestehendes Telekonnektionsmuster wird als PNA-Muster bezeichnet. Dieses setzt sich aus positiven Anomalien über dem Nordpazifik sowie dem Südosten der USA, negativen Anomalien über Nordwestamerika sowie dem zentralen Pazifik zusammen. Weitere Muster, wie *West Pacific* (WP), *East Atlantic* (EA) oder *West Atlantic* (WA), sind in Abbildung 3.10 ebenfalls markiert.

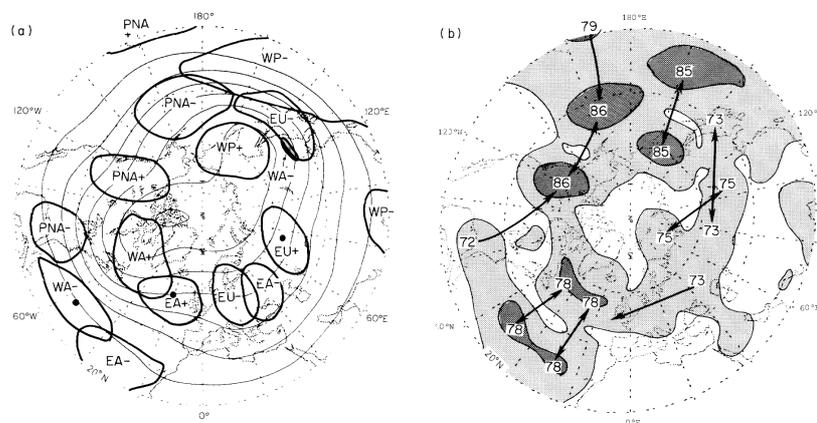


Abb. 3.10: (a) Die anhand der Teleconnectivity identifizierten wichtigsten Telekonnektionsmuster: Pacific North America (PNA), West Pacific (WP), Eurasien (EU), East Atlantic (EA), West Atlantic (WA). (b) Teleconnectivity (x100) für Monatsmittel der geopotentiellen Höhe im Winter in 500 hPa. Hellschattierte Gebiete weisen Werte über 60 bzw. dunkelschattierte über 75 auf. Gegenläufige Aktionszentren werden durch Pfeile gekennzeichnet (Wallace und Gutzler, 1981).

Dieses die Nordhemisphäre im Bereich Nordpazifik und Nordamerika beherrschende Muster wird im Zusammenhang mit Untersuchungen von ENSO-Anomalien wiedergefunden (Horel und Wallace, 1981). Anhand von Korrelationen des SOI mit verschiedenen mit ENSO in Verbindungen stehenden Indizes wurden ähnliche Korrelationsmuster wie in Abbildung 3.10 gefunden. Das verstärkte Aläutentief, eine positive Anomalie der geopotentiellen Höhe über Kanada und eine negative Anomalie über dem Südosten der USA werden in Abbildung 3.11 während eines ENSO Warmereignisses deutlich. Für ein ENSO Kaltereignis ergibt sich ein umgekehrtes Signal (hier nicht gezeigt).

Die globalen Auswirkungen während eines ENSO-Kaltereignis sind in weiten Teilen zu den ENSO-Warmereignissen entgegengesetzt (van Loon und Shea, 1987; Yarnall und Diaz, 1986; Lau und Sheu, 1988; Kiladis und Diaz, 1989; Ropelewski und Halpert, 1989).

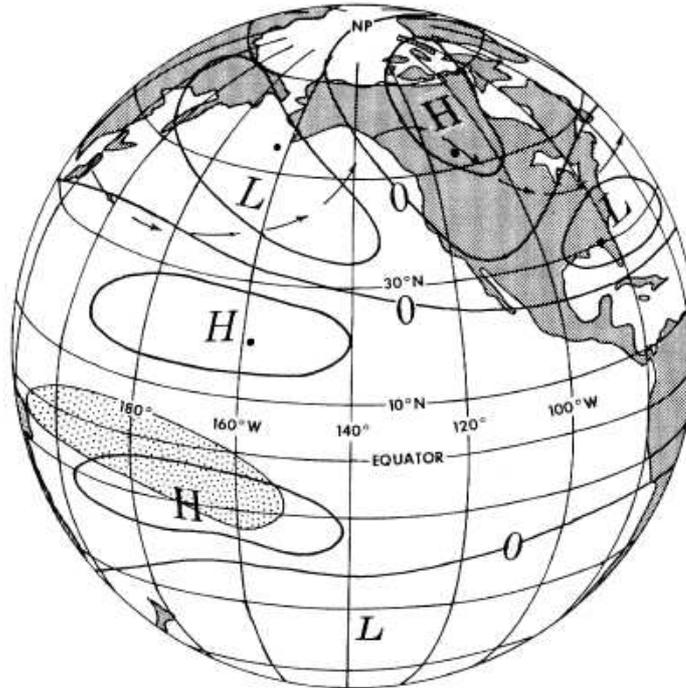


Abb. 3.11: Schematische Darstellung der atmosphärischen Reaktion in der mittleren bis hohen Troposphäre während eines ENSO-Warmereignisses. Die vier Punkte kennzeichnen die Anomaliezentren, die die PNA widerspiegeln: Hawaii (20°N , 160°W), nordpazifischer Ozean (45°N , 165°W), Alberta (55°N , 115°W) und der Südosten der USA (30°N , 85°W). Mit den Pfeilen ist die Verstärkung des Trog im nordpazifischen Raum und eine Verstärkung des Keils über Kanada angedeutet (Horel und Wallace, 1981).

3.1.4.2 Einfluss auf die stratosphärische Dynamik

Die Auswirkung von ENSO bzw. das Signal der Southern Oscillation reicht bis in die Stratosphäre. Die kalte Tropopausenregion verschiebt sich verbunden mit den Konvektionsgebieten östlich, so dass sie während eines El Niño-Ereignisses im Vergleich zu einem La Niña-Ereignis über dem westlichen Pazifik niedriger und über dem östlichen Pazifik höher liegt. Damit einhergehend ist ein El Niño mit einer kalten hohen Tropopause, sowie der unteren Stratosphäre verbunden, während die Troposphäre anomal warm ist. Bei Betrachtung dieser Sphären während eines La Niña-Ereignisses kehren sich aufgrund der geringeren Konvektion diese Verhältnisse um, d.h. die tropische Troposphäre ist relativ kalt und die untere Stratosphäre dagegen warm (Abbildung 3.12). Mit diesen tropischen Anomalien im Temperatur- und Geopotentialfeld wird der Temperaturgradient zwischen den Tropen und den höheren Breiten beeinflusst, somit zeigt auch die extratropische Stratosphäre Veränderungen als Effekt eines ENSO Ereignisses. Es kommt insbesondere zu Veränderungen in der Stärke der westlichen Winde um den Polarwirbel und zu Veränderungen in den Impuls- und Wärmeflüssen in der Stratosphäre. Anhand von Beobachtungen kann man sagen, dass während einer ENSO-Warmphase die stratosphärische Zirkulation gestörter ist und häufiger Major Midwinter

Warmings auftreten. Hingegen ist der für den Winter typische Polarwirbel während einer ENSO-Kaltphase stark ausgeprägt.

Die ersten Beobachtungsstudien der Stratosphärenzirkulation im Hinblick auf ENSO stellten Labitzke (1981) an. Sie identifizierten zwischen 1963/64 und 1977/78 die in zwei Kategorien geteilten ENSO-Phasen; für die ENSO-Warmphase fanden sie 7 Ereignisse und für die ENSO-Kaltphase ergaben sich 4 Ereignisse. Anschließend wurden Langzeitmonatsmittel gebildet, die sich für die Temperatur, die geopotentielle Höhe und den zonalen Wind der jeweiligen Phase ergeben, und die Differenz zwischen den Dez/Jan/Feb Mittelwerten dieser berechnet. Es ergeben sich sowohl im 100 hPa als auch im 10 hPa deutliche Unterschiede, wobei die ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase einen relativ schwach ausgeprägten und warmen Polarwirbel aufweist. Damit einhergehend sind auch die nördlich von 50°N geringeren Windgeschwindigkeiten zu erklären. Des Weiteren ist ein starkes Aläutenhoch zu beobachten.

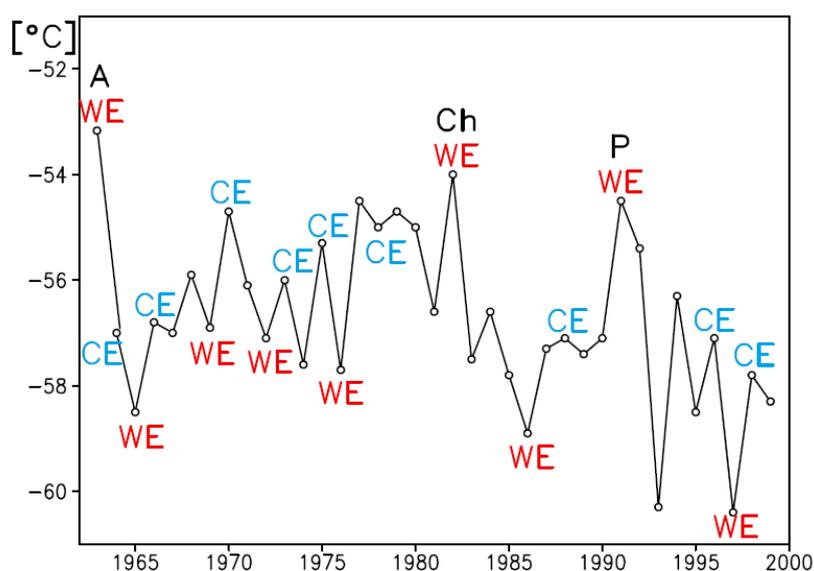


Abb. 3.12: Zonalgemittelte Monatsmitteltemperaturen (30 hPa, 10°N); Aktualisierung von van Loon und Labitzke (1987) in WMO (2003).

Für einen längeren Zeitraum, der 28 Winter von 1957/58 bis 1984/85 umfasst, stellten van Loon und Labitzke (1987) ähnliche Untersuchungen an. Die Einteilung der untersuchten Winter zu den Warm- und Kaltphasen von ENSO wurden jedoch ein wenig verändert und sie bildeten die Anomalien gegenüber dem neutralen Zustand, ein Langzeitmittel aller Jahre ohne ENSO-Ereignisse. Die Ergebnisse der 50 hPa Druckfläche bestätigten die früheren Resultate. In Abbildung 3.13, welche eine Aktualisierung der Resultate von van Loon und Labitzke (1987) darstellt, sind die Anomalien des Geopotentialfelds in 30 hPa für die kalten und warmen ENSO-Phasen dargestellt.

Hinsichtlich des Anomaliemusters unterscheiden sich zwei Winter (1963/64 und 1982/83) deutlich von den übrigen. Diese Unterschiede sind auf die großen Vulkanausbrüche des Mt. Agung 1963 und El Chichon 1982 (siehe Abschnitt 2.6.1.3) zurückzuführen. Während eines

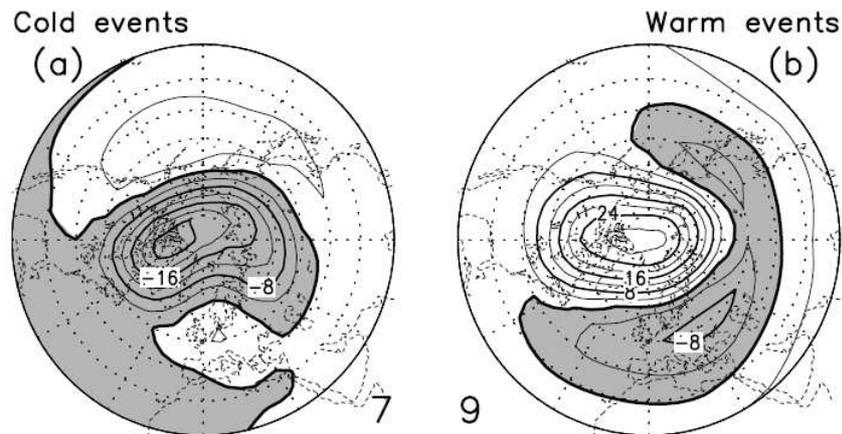


Abb. 3.13: Anomalien der geopotentiellen Höhe für die ENSO-Kaltphasen (links) und die ENSO-Warmphasen (rechts); Zeitraum 1958-1997; Aktualisierung von van Loon und Labitzke (1987) in WMO (2003).

ENSO Warm-Ereignisses ist die tropische untere Stratosphäre kälter, was während der drei letzten großen Vulkanausbrüche, die sich alle im tropischen Gürtel ereigneten, kompensiert wird (Abbildung 3.12).

Hamilton (1993a) untersuchte 34 Winter zwischen 1957 und 1991 und stellte keine signifikante Korrelation zwischen dem SOI und zonal gemittelter geopotentieller Höhe nördlich von 20°N in der unteren bis mittleren Stratosphäre (auf Druckflächen zwischen 100 hPa und 10 hPa) fest. Als Erklärung dient hier die für die ENSO-Warmphase typische Welle 1 Struktur, mit einer positiven Anomalie über Kanada und einer negativen Anomalie über Europa, welche sich bei zonaler Mittelung teilweise kompensiert. Ebenfalls teilte der Autor die Winter in die jeweiligen ENSO-Phasen anhand des SOI ein und verglich die Resultate mit denen von van Loon und Labitzke (1987), was nur zu geringen Abweichungen führte. Anschließend filterte er die Daten nach den einzelnen QBO-Phasen und erhielt dadurch eine geringere Variabilität.

Untersuchungen hinsichtlich dieser Einflüsse wurden des weiteren von van Loon und Labitzke (1987) sowie Labitzke und van Loon (1989) durchgeführt. Sie stellten anhand der Einteilung der 7 Warmereignisse in 4 QBO-West und 3 QBO-Ost Phasen fest, dass die beobachteten Anomalien auf das ENSO-Signal zurückzuführen sind. Neuere Untersuchungen mit Reanalyse-Daten hinsichtlich der QBO und ENSO zeigen, dass der ENSO-Effekt auf die nordhemisphärische Stratosphäre von der QBO unabhängig ist, wenn diese sich in der westlichen Phase befindet. Dagegen scheint während der QBO-Ost Phase der Einfluss von ENSO reduziert (Garfinkel und Hartmann, 2007).

Baldwin und O'Sullivan (1995) untersuchten die mit ENSO in Verbindung stehende Ausbreitung von Telekonnektionsmustern der Troposphäre bis in die Stratosphäre für einen die Beobachtungsdaten betreffenden Zeitraum von 1964 bis 1993. Sie gingen von der modifizierten Ausbreitung planetarischer Wellen in der Troposphäre aus, welche dann einen Einfluss auf die Stratosphäre haben. Dazu untersuchten sie mit Hilfe von über die Monate Dez/Jan/Feb gemittelt berechneten EOFs verschiedene für die Troposphäre (500 hPa) typische Muster im

Geopotentialfeld und setzten dies auf mehreren Druckflächen bis in die Stratosphäre fort, wobei aber die Muster in der Stratosphäre weniger signifikant sind.

Die Resultate aus den Beobachtungsstudien werden anhand von Modellstudien überprüft. Hamilton (1993b) bestätigt mit Hilfe eines Allgemeinen Zirkulationsmodells (engl. *General Circulation Model, GCM*), die für Dez/Jan beobachtete mittlere stratosphärische Zirkulation in der Nordhemisphäre (Welle 1 und 2). Die Resultate zeigen auch, dass die zwischenjährliche Variabilität der SST nur einen kleinen Teil der stratosphärischen Variabilität in höheren Breiten erklärt.

Eine weitere Untersuchung mit einem atmosphärischen allgemeinen Zirkulationsmodell (engl. *Atmospheric General Circulation Model, AGCM*) für den Zeitraum 1950-2000 brachte in den Beobachtungen ähnliche Ergebnisse hervor: die Abschwächung des Polarwirbels in Folge eines El Niños ist mit einer starken Erwärmung verbunden (Temperaturdifferenzen von 10 – 15 K zwischen El Niño und La Niña), was gleichzeitig mit häufigeren großen Erwärmungen (Abschnitt 2.6) einhergeht. Weitere Beobachtungsstudien von Labitzke et al. (1999) und Modellstudien von z.B. Sassi et al. (2004) und Manzini et al. (2006) bringen ebenfalls Resultate hervor, die eine positive Anomalie im Geopotentialfeld über dem Pol, sowie deren negatives Band in den mittleren Breiten zeigen (Baldwin und Dunkerton, 2001; García-Herrera et al., 2006).

3.2 Die Nordatlantische Oszillation

Im Hinblick auf den hier untersuchten Einfluss ENSOs auf den nordhemisphärischen Winter, wird neben diesem eben beschriebenen ENSO-Phänomen nun kurz auf einen weiteren Mode der Klimavariabilität eingegangen. Dies ist die seit langem bekannte Nordatlantische Oszillation (Walker, 1924; Walker und Bliss, 1932), welche eine Luftdruckschwingung über dem Atlantik beschreibt. Sie wird konkret durch die Druckdifferenz der Druckanomalien im Meeresniveau zweier Aktionszentren beschrieben: dabei liegt eine Station über Island und die andere über den Azoren. Dieser damit verbundene meridionale Druckgradient variiert. Mit dieser Variation geht eine Änderung in den Wetterbedingungen vor allem im Winter für Europa einher. Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist der nachgewiesene dominierende Mode winterlicher Klimavariabilität im Bodenluftdruck über dem Nordatlantik und den angrenzenden Kontinenten in der Nordhemisphäre (Hurrell und Van Loon, 1997).

3.2.1 Die NAO in der Troposphäre

Die im Normalfall atmosphärische Westströmung ergibt sich zwischen dem Tiefdruckgebiet nahe Islands (Islandtief) und dem Hochdruckgebiet bei den Azoren (Azorenhoch) als Folge des Druckausgleichs, wobei deren Stärke von eben diesem abhängt (Hurrell et al., 2001; Greatbatch, 2000). Das Prinzip der Nordatlantischen Oszillation ist die gleichzeitige Verstärkung oder Abschwächung von Islandtief und Azorenhoch während des Winters und Frühjahrs. Bei einem größeren Druckgradienten spricht man von der positiven NAO-Phase, oder umgekehrt kennzeichnet ein geringerer die negative Phase der NAO. Das Spektrum der

Fluktuation der Druckdifferenz reicht von Tagen bis Jahrzehnten, wobei Umkehrungen oder Aushebungen durchaus vorkommen können.

Die NAO gehört zu den wenigen periodischen Vorgängen in der Atmosphäre, die in allen Monaten präsent ist. Allerdings ist sie vor allem im Winter stark ausgeprägt, da die Atmosphäre in Folge großer Temperaturgegensätze zwischen Wasser und Atmosphäre besonders aktiv ist. In dieser Zeit erklärt sie mehr als ein Drittel der gesamten nordatlantischen Variabilität im Bodenluftdruck (z.B. Osborn et al., 1999; Slonosky et al., 2000).

3.2.1.1 Die positive NAO-Phase

In der positiven Phase der NAO (Abbildung 3.14) verstärken sich sowohl das Islandtief als auch das Azorenhoch. Der dementsprechend vergrößerte Druckgradient führt zu stärkeren zonalen Westwinden in den mittleren Breiten des Atlantiks, die mit der als Folge verbundenen erhöhten Zyklonenaktivität für maritim-milden Winter über Europa bis nach Sibirien (nördlich 40°N) sorgen (Hurrell, 1995; Osborn et al., 1999; Slonosky et al., 2000). Positive Temperatur- und Niederschlagsanomalien sind die Folge in dieser Region. Gleichzeitig sind die Winter in Westgrönland und in der kanadischen Arktis sehr trocken und kalt, was mit dem in Folge des verstärkten Islandtiefs auftretenden starken Nordwind verbunden ist. Ebenfalls sind aufgrund des verstärkten Hochs über den Azoren und den damit geringeren Zyklonen über dem Mittelmeerraum derartige mit abnormer Trockenheit verbundene Winterverhältnisse zu beobachten. Auch der Osten Nordamerikas wird von der NAO beeinflusst, so dass die von dem ausgeprägten subtropischen Hochdruckgebiet herantransportierte feuchte Luft für feuchtere und mildere Winter im Südwesten der USA sorgt.

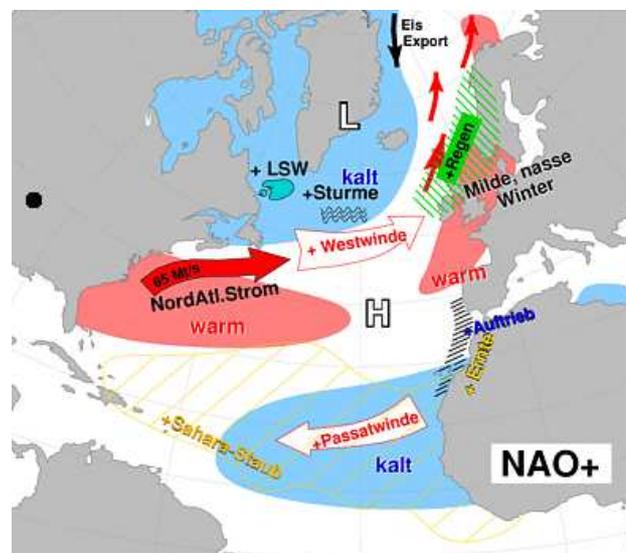


Abb. 3.14: Folgen des positiven NAO-Index (Quelle: www.ifm-geomar.de).

3.2.1.2 Die negative NAO-Phase

In der negativen Phase der NAO (siehe Abbildung 3.15) verringert sich mit der Abschwächung sowohl des Islandtiefs als auch des Azorenhochs der Druckgegensatz zwischen beiden Regio-

nen. Damit schwächen sich die Westwinde ab und die im Gegensatz zur positiven NAO-Phase erhöhte Zyklonenaktivität nimmt ebenfalls ab. Damit einhergehend wird weniger milde Luft vom Atlantik nach Mitteleuropa transportiert, was in Hochdruckwetterlagen und damit kalt-trockenen Wintern zum Ausdruck kommt. In der Labradorsee sind dagegen feuchte und milde Winter die Konsequenz. Auch im Mittelmeerraum haben sich die Verhältnisse mit feuchten und milden Wintern aufgrund der vom Atlantik kommenden Westwinde weitestgehend umgekehrt. Die als Folge des relativ flachen Hochdruckgebietes über den Azoren wehenden nördlichen Winde bringen dem Osten der USA kalte und trockene Winter.

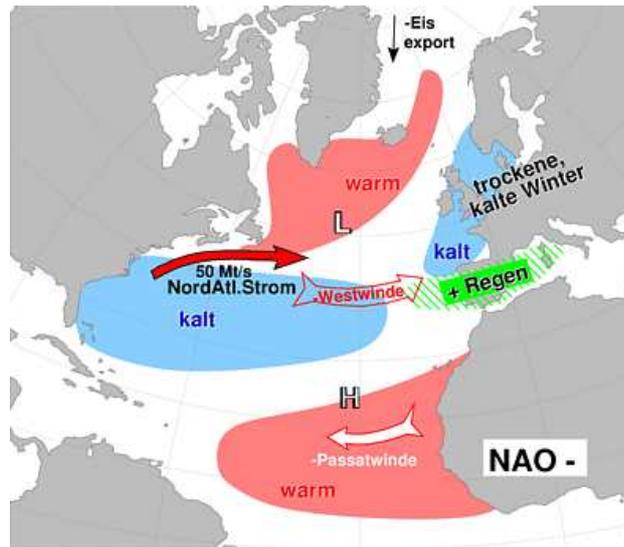


Abb. 3.15: Folgen des negativen NAO-Index (Quelle: www.ifm-geomar.de).

3.2.1.3 Der NAO-Index

Für vergleichende längerfristige Untersuchungen, wo die Abweichungen von langjährigen Mittelwerten im Mittelpunkt stehen, werden, wie beim ENSO-Phänomen, Indizes entwickelt, mit denen die Differenzen der Anomalien des Luftdruckes im Meeressniveau (engl. *Sea Level Pressure, SLP*) vergleichbar werden. Da die einzelnen Druckzentren eine große Variabilität aufweisen, ist es für die Vergleichbarkeit der Studien notwendig, die SLP-Anomalien zusätzlich mit der Standardabweichung der Anomalien der betrachteten Zeitreihe zu normieren.

$$NAO - Index = \frac{PA_A}{\sigma_A} - \frac{PA_I}{\sigma_I} \quad (3.2)$$

An zwei festen Standorten A und I, wobei einer über den Azoren (A) und der andere über Island (I) liegt, wird die monatliche SLP-Anomalie $PA_{A,I}$ als Differenz des SLP-Monatsmittels $PM_{A,I}$ und des langjährigen Mittels $PL_{A,I}$ gebildet ($PA_{A,I} = PM_{A,I} - PL_{A,I}$), und diese dann mit der jeweiligen Standardabweichung $\sigma_{A,I}$ normiert.

Aufgrund unterschiedlich benutzter Bezugspunkte existieren mehrere NAO-Indizes (siehe z.B. Rogers (1984); Hurrell (1995, 2003)). Für das Azorenhoch werden die monatlichen SLP-

Anomalien von den Standorten Ponta Delgada, Lissabon oder Gibraltar genutzt, für die mit dem Islandtief verbundenen SLP-Anomalien von Stykkishomur oder Akureyri. Mit der Verfügbarkeit langer Datenaufzeichnungen (für Europa) bis in die frühen 1820er können Indizes unter Nutzung monatlicher SLP-Daten zeitlich weit zurück erstellt werden. In Abbildung 3.16 ist der NAO-Index für die Wintermonate Januar, Februar, März dargestellt, als Bezugspunkte dienen dabei Stykkisholmur und Lissabon.

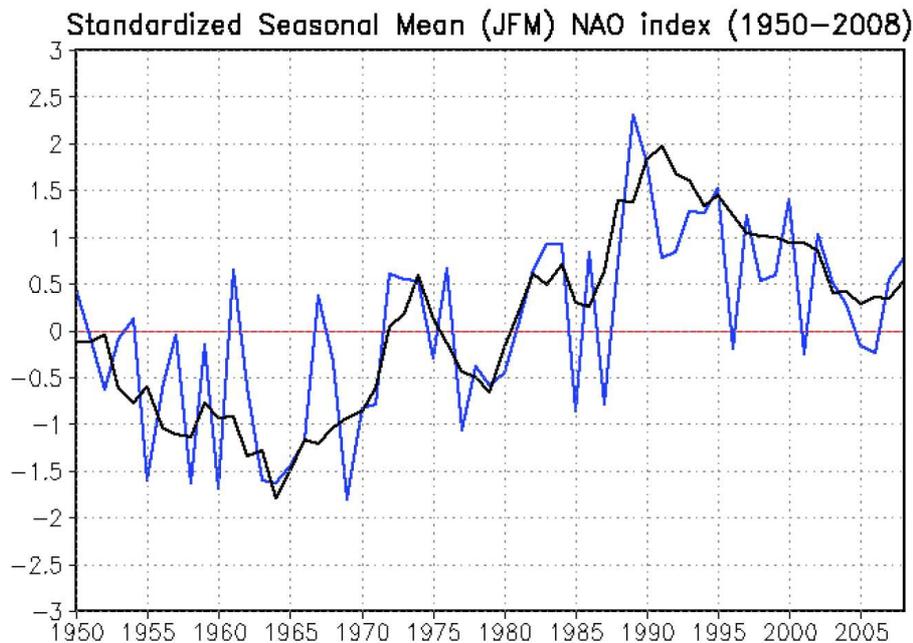


Abb. 3.16: Der NAO-Index für das Wintermittel JFM (blaue Kurve) und ein 5 Jahresgleitmittel des NAO-Index (schwarze Kurve) von 1950 bis 2008; Quelle: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

Hierbei werden starke Schwankungen von Jahr zu Jahr deutlich, aber auch längerfristige Trends sind in der Abbildung 3.16 ersichtlich. Auffallend ist der Anstieg von negativen Werten in den 1960er Jahren auf positive in den 1980er und 1990er Jahren. Einige Studien zeigen, dass der Zusammenhang zwischen der NAO und dem Klima (Oberfläche) mit der Zeit variiert (z.B. Osborn et al., 1999; Slonosky et al., 2001).

Mit Hilfe von Ein-Punkt-Korrelationen wurde die Struktur der NAO in der Troposphäre definiert (Wallace und Gutzler, 1981). Die Struktur der NAO ist allerdings durch stationsabhängige Indizes nicht bestmöglichst wiedergegeben. Die Definition des sogenannten nordhemisphärischen Annularen Mode (engl. *Northhemispheric Annular Mode*, *NAM*), welcher über die führende EOF des Bodendrucks definiert ist, beschreibt die Verlagerung der gesamten atmosphärischen Masse von den mittleren bis zu den hohen Breiten und umgekehrt (Thompson und Wallace, 1998, 2000). Mit der EOF ist eine stark zonalsymmetrische Komponente verbunden, die aufgrund der Land-Meerverteilung in der Nordhemisphäre auch eine Wellenkomponente aufweist. Mit dieser Wellenkomponente sind Schwankungsmuster, vor allem im Bereich über dem Nordatlantik, verbunden. Dieser regionale Anteil drückt sich in der

NAO aus. Die führende EOF wird auch für das nordhemisphärische Geopotentialfeld und somit der NAM für verschiedene Höhen berechnet. Dies ist auch als die Arktische Oszillation (engl. *Arctic Oscillation*, *AO*) bekannt.

3.2.2 Die NAO in der Stratosphäre

Während die dynamische Wirkung der Troposphäre auf die Stratosphäre gut untersucht und akzeptiert ist, wird die Frage der aktiven Rolle der Stratosphäre diskutiert. Beobachtungen und Modelle belegen, dass sowohl die Troposphäre die Stratosphäre als auch die Stratosphäre die Troposphäre beeinflussen kann. Der Identifizierung der annularen Moden auf der Nord- und Südhemisphäre folgten Korrelationsrechnungen dieser Moden in verschiedenen Höhen. Mitte der 1990er wurden statistische Untersuchungen bezüglich der Stärke des Polarwirbels und den mit der NAO verbundenen Mustern in der Troposphäre durchgeführt (z.B. Perlwitz und Graf, 1995). Sie identifizierten einen starken Polarwirbel mit NAO ähnlichen positiven Anomalien in der Troposphäre und umgekehrt. Mit der Entdeckung des nordhemisphärischen annularen Mode (NAM), wurde zu den bis dahin theoretischen Überlegungen die ersten Beobachtungen hinsichtlich der Kopplung zwischen der Stärke des Polarwirbels und der troposphärischen Variabilität gemacht.

Baldwin und Dunkerton (1999) bildeten für 17 Höhenlevel den NAM-Index und untersuchten somit die zeitliche Höhenentwicklung der NAM-Muster. Auch sie stellten ein abwärts propagierendes des NAM-Muster von der niedrigen Stratosphäre in die Troposphäre fest. Mit Konzentration auf den hier untersuchten nordhemisphärischen Winter sind die Arbeiten von Thompson und Wallace (2000), sowie Ambaum und Hoskins (2002) zu nennen. Die signifikanten Korrelationen zwischen dem Annularen Mode am Erdboden und dem stratosphärischen Annularen Mode, wobei ersteres über den SLP, zweiteres über den Polarjet definiert wird, zeigen, dass eine Änderung des stratosphärischen Polarjets mit den Änderungen des troposphärischen NAM verbunden ist.

Das Abwärtswandern von geopotentieller Höhe und zonalen Wind Anomalien wurde schon von Kodera et al. (1990) und nachfolgend mit der NAM-Analyse von Baldwin und Dunkerton (1999, 2001) und Kuroda und Kodera (1998) anhand von Beobachtungen und Modellexperimenten gezeigt.

Kapitel 4

Modell und Datensätze

4.1 Das Klimamodell ECHAM5

Das Anfang der 1990er Jahre entwickelte allgemeine Zirkulationsmodell ECHAM5, wird hier kurz vorgestellt.

Während der dynamische Kern von ECHAM auf das operationell arbeitende (spektrale) Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen in Reading/UK (engl. *European Centre for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF*) zurückgeht (Simmons et al., 1989), wurden die nötigen umfangreichen Parametrisierungen, welche den speziellen Anforderungen der numerischen Klimamodellierung und -vorhersage angepasst wurden, am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) in Hamburg entwickelt. Daraus ergibt sich der Name des Modells ECHAM. Das Klimamodell wird regelmäßig überarbeitet und befindet sich mittlerweile (seit 2004) in seiner 5. Generation (ECHAM5), welche auch für diese Arbeit genutzt wurde (Roeckner, 2003; Roeckner et al., 2006; Manzini et al., 2006). Das spektrale Modell ECHAM5 basiert auf den hydro-thermodynamischen Grundgleichungen (Abschnitt 2.3) mit den prognostischen Variablen Vorticity (Vertikalkomponente der Wirbelstärke), Divergenz, Temperatur, Bodenluftdruck, spezifische Feuchte und Mischungsverhältnisse des Wasserdampfes und des Wolkenwassers. Vergleichbar mit seinen Vorgängern ECHAM1 bis ECHAM4 (Roeckner et al., 1992, 1996) wird mittels einer Reihenentwicklung sphärischer harmonischer Funktionen (Kugelflächenfunktionen) die Dynamik aus Vorticity, Divergenz, Temperatur und Bodendruck in der Horizontalen spektral berechnet. Die prognostischen Gleichungen für die spezifische Feuchte und die Wolkenkomponenten werden aus den aus Vorticity und Divergenz abgeleiteten Windfeldern im Gitterpunktraum berechnet. Vom Modell nicht auflösbare Prozesse, z.B. der Strahlungstransfer, müssen mit Hilfe von empirischen oder physikalischen Ansätzen parametrisiert werden. Diese Parametrisierungen beruhen auf detaillierten Beobachtungen und hochaufgelösten Prozessmodellstudien. Mit Hilfe einer Fourier-Transformation wird der Spektral- und Gitterpunktraum verbunden. Mit Tabelle 4.1 wird ein kurzer Überblick über die prognostischen Variablen und parametrisierten Prozesse im ECHAM5-Modell gegeben.

Die horizontale Auflösung des Modells wird durch die sogenannte Dreiecksabschneidung (engl.: *Triangular Truncation*, T) bestimmt. Sobald Wellenzahlen im Spektralraum größer

Prognostische Variablen	Vorticity Divergenz Natürlicher Logarithmus des Oberflächendruckes Temperatur Spezifische Feuchte Mischungsverhältnis des Gesamtwolkenwassers Spurengase und Wolkenaeosole (optional)
Parametrisierte „sub-skalige“ Prozesse	Wolkenbedeckung Vertikaler turbulenter Austausch Strahlungstransfer: → kurzweilig: Fouquart und Bonnel (1980) → langweilig: „Rapid Radiative Transfer Model“ (RRTM) (Mlawer et al., 1997) Cumuluskonvektion (Tiedke (1989); Modifikationen Nordeng (1994)) Großskalige Kondensation Bodenprozesse Schwerewellen

Tab. 4.1: Prognostische Variablen und parametrisierte Prozesse im ECHAM5-Modell.

als ein bestimmter Grenzwert sind, werden diese abgeschnitten, wobei dies in ECHAM5 je nach Option bei einer Wellenzahl von T21, T31, T42, T63, T85, T106 oder T159 geschieht. Bei den in dieser Arbeit analysierten Datensätzen wurde eine horizontale Auflösung von T31 verwendet. Für die physikalischen Parametrisierungen ist es notwendig, die Variablen im Gitterpunktraum zur Verfügung zu stellen. Dafür werden die Kugelflächenfunktionen mit jedem Zeitschritt auf ein Gauß'sches Gitter und zurück transformiert. Das entsprechende Längen-Breiten Gitter weist für T31 eine Gittermasche von $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ bzw. 96 Längen- und 48 Breitengrade auf. Dies führt zu einem meridionalen sowie zonalen Gitterpunkt Abstand von ca. 417 km am Äquator, wobei der zonale Gitterabstand aufgrund der Konvergenz der Meridiane polwärts immer weiter abnimmt und z.B. bei einer Breite von 60° nur noch etwa 200 km beträgt.

Die vertikale Auflösung wird durch Sigma-Koordinaten, genauer durch ein hybrides σ -p-Koordinaten-System beschrieben (σ = relativer Luftdruck bezogen auf den Bodenluftdruck, p = Luftdruck) (Simmons und Burridge, 1981; Simmons und Strüfing, 1981). Ein σ -p-Koordinaten-System wird durch folgende Gleichung bestimmt:

$$p_k = A_k + B_k p_s, \quad (4.1)$$

wobei p_k in Pascal [Pa] der Luftdruck der Schicht $k = 0, 1, \dots, n$ ist und p_s der Bodenluftdruck in [Pa] ist, A und B sind Konstanten. Für den Grenzfall $A = 0$ liegen reine σ -Koordinaten, im Fall $B = 0$ reine p-Koordinaten vor. Der Vorteil dieses hybriden σ -p-Koordinaten-Systems liegt in der Berücksichtigung der Orographie. Während die Koordinaten an der Oberfläche

der Topographie folgen, gehen sie mit zunehmender Höhe langsam in konstante Druckschichten über (Abbildung 4.1). In der planetaren Grenzschicht wird die höchste Auflösung erzielt. Die Druckdifferenz zweier übereinander liegenden Schichten beträgt maximal 10 hPa, die vertikale Auflösung nimmt mit der Höhe allmählich ab.

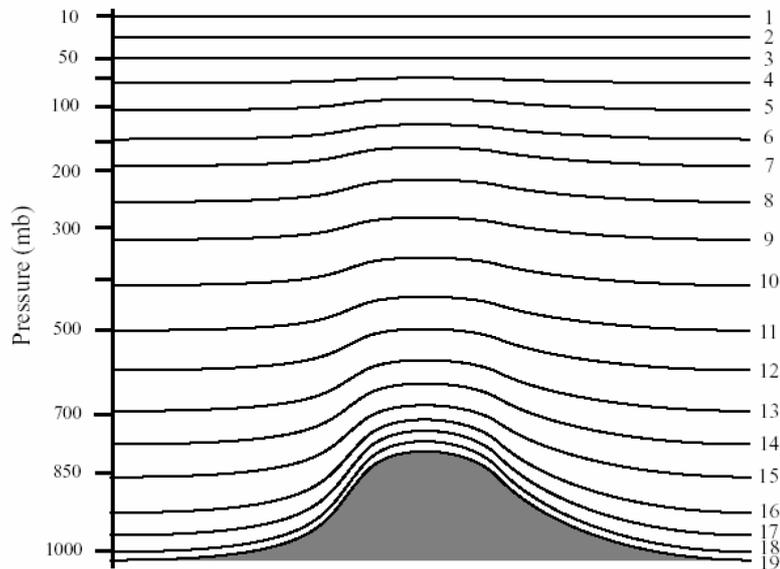


Abb. 4.1: Schematische Darstellung der vertikalen Auflösung von ECHAM im hybriden σ - p - Koordinatensystem mit 19 vertikalen Schichten (Roeckner et al., 1992).

In dieser Arbeit wird zum einen die Standardversion des ECHAM5 mit 19 vertikalen Schichten (engl. *Layer*, L) verwendet und zum anderen die Mittelatmosphären-Version mit 39 Schichten (Manzini et al., 2006). Die nun gegebene Obergrenze ist für 39 Schichten auf 0.01 hPa gegenüber der Obergrenze von 10 hPa bei 19 vertikalen Schichten gestiegen. Dabei gleichen sich diese mit der Höhe ungleichmäßig verteilten Schichten bis in ein Druckniveau von 500 hPa (Abbildung 4.2). (Der größte vertikale Auflösungsgewinn wird somit in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre erreicht). Für die Standardversion (L19) reicht der vertikale Gitterpunktabstand von 1 km in der unteren Troposphäre über 1,5 km in der mittleren Troposphäre bis 2 km nahe der Tropopause. Die mit 39 Schichten Mittelatmosphärenversion weist eine vertikale Auflösung von ca. 1,5 km in der unteren Stratosphäre auf und nimmt mit der Höhe bis zur Modellobergrenze auf ca. 6-7 km ab.

Die zeitliche Auflösung des Modells ist gemäß dem „Courant-Friedrichs-Levy-Kriterium“ (CFL-Kriterium) von der räumlichen Auflösung abhängig. So müssen bei einer höheren (engeren) Horizontal- und Vertikalauflösung die Zeitschritte zur Berechnung der Variablen dementsprechend (proportional) verringert werden (Trenberth, 1992). Für die T31L19 Version beträgt somit der Zeitschritt 40 Minuten, für die T31L39 Version nur 25 Minuten.

Ein vergleichender Überblick über die räumliche und zeitliche Auflösung der ECHAM-Modellversionen wird mit Tabelle 4.2 gegeben.

Zu den eingangs kurz erwähnten Parametrisierungen gehört unter anderem der Strahlungstransport. Der kurzweilige Strahlungstransfer, welcher unabhängig vom Zeitschritt und der

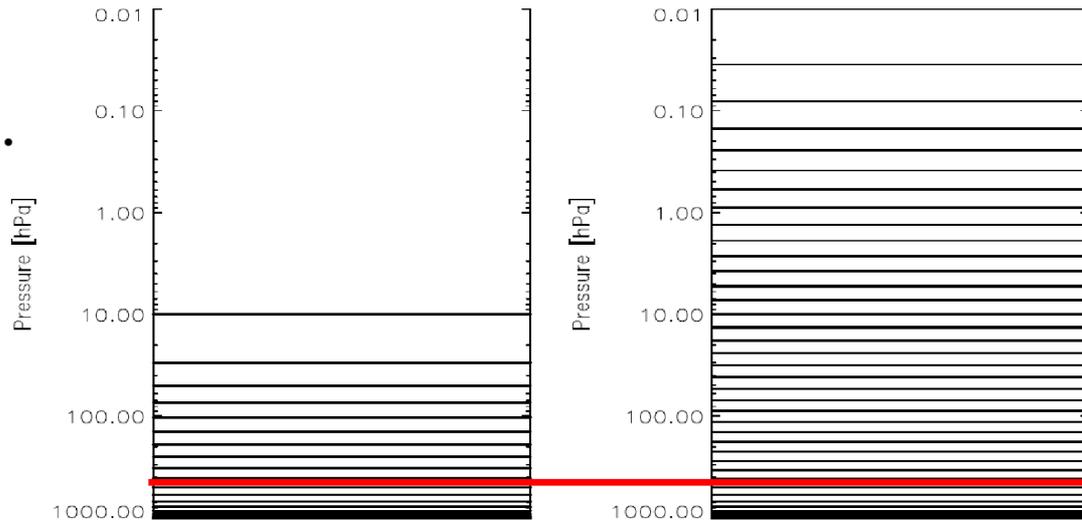


Abb. 4.2: Darstellung der Modelllevel für L19 (links) und L39 (rechts) (Cagnazzo und Manzini, 2007)

	Maschenweite	Gitterpunktsabstand	Vertikale Auflösung	Modelobergrenze	zeitliche Auflösung
T31L19	$3,75^\circ \times 3,75^\circ$	ca. 417 km	19 Schichten	10 hPa (30 km)	$\Delta t = 40$ Minuten
T31L39	$3,75^\circ \times 3,75^\circ$	ca. 417 km	39 Schichten	0.01 hPa (80 km)	$\Delta t = 25$ Minuten

Tab. 4.2: Überblick über die räumliche und zeitliche Auflösung der ECHAM-Modellversionen.

Auflösung alle 2 Stunden berechnet wird, folgt dem von Fouquart und Bonnel (1980) und der langwellige dem „Rapid Radiative Transfer Model“ (RRTM) (Mlawer et al., 1997). Im kurzwelligen Bereich gibt es 4, im langwelligen Bereich 16 Banden (Morcrette et al., 1998). Für die Berechnung des Strahlungstransportes sind Profile unter anderem von Aerosolen und aktiven Gasen wie CO_2 , CH_4 und N_2O erforderlich. CO_4 , N_2O , Treibhausgase und CFCs sind mit einem konstanten Mischungsverhältnis vorgeschrieben. Ozon ist als Funktion von Monat, Breite und Höhe durch die zonalgemittelte monatliche Klimatologie nach Fortuin und Kelder (1998) gegeben, welche auf einem Zeitraum von 1980-1991 basiert. CO_4 und N_2O weisen in der Mittelatmosphärenversion ein vorgeschriebenes vertikales Profil auf, welches in der Stratosphäre ein abnehmendes Mischungsverhältnis aufweist. Aerosolverteilungen folgen Tanre et al. (1984).

Die „sub-skaligen“ orographischen Parametrisierungen folgen den von Lott und Miller (1997) und Lott (1999), dabei werden zwei Mechanismen unterschieden. Zum einen der Impulstransport von der Erde an die Atmosphäre durch orographisch angeregte Schwerewellen, zum anderen die Dämpfung von „sub-skaligen“ Bergen, wenn die Luft in unteren Schichten geblockt wird. Während die Ausbreitung und Dissipation der orographischen Wellen der Formulierung von Palmer et al. (1986) folgt, geht der „sub-skalige“ orographische Wellenantrieb auf Lott (1999) zurück.

Ausschließlich die Mittlatmosphärenversion von ECHAM5 betreffend gibt es eine zusätzliche Parametrisierung für ein kontinuierliches Spektrum von Schwerewellen, die nicht am Erdboden angeregt werden, d.h. nicht-orographischen Ursprungs sind. Diese basiert auf der „Doppler Spread Theory“, der Ausbreitung und Dissipation des Schwerwellenspektrums nach Hines (1997). Die Standardversion von ECHAM verwendet dagegen für die Dissipation von aufwärtswandernden Wellen die „Rayleigh Friction“.

4.2 Der ERA-40 Datensatz

Zum Vergleich der Modelldaten mit Beobachtungsdaten wird der 2003 am ECMWF (in Zusammenarbeit mit vielen anderen Instituten) erstellte und für ursprünglich 40 Jahre geplante ECMWF-Reanalyse-Datensatz (ERA-40) genutzt (Uppala et al., 2005).

Der ERA-40-Datensatz stellt Reanalyse-Daten bereit, die, mit einer Periode von September 1957 bis August 2002, 45 Jahre meteorologische Beobachtungen umfassen. Dabei wurde das über die gesamte Analyse im Vergleich zum ERA-15 Datensatz verbesserte Assimilationsverfahren konstant gehalten. Ein Atmosphärenassimilationsverfahren umfasst verschiedene Schritte, in denen mit Hilfe eines GCMs Hintergrundinformationen mit Beobachtungen kombiniert werden, um bestmögliche Analysen durch Lösung der primitiven Gleichungen zu erstellen. Für die ERA-40-Analysen kommt das dreidimensionale variationelle (3D-VAR) Datenassimilationsverfahren zum Einsatz, welches Messdaten aus dem Zeitraum $[t_n - 3h, t_n + 3h]$ verwendet und diese zum Zeitpunkt t_n als beobachtet ansieht. Der 45-jährige Datensatz basiert auf unterschiedlichen Beobachtungssystemen. So dienten bis 1973 vor allem Radiosondenaufstiege und Ballonflüge als Grundlage zum Erstellen der Assimilationsdaten. Diese beinhalten Messungen von Wind, Temperatur und Feuchte. Aber auch Beobachtungen von Bodenstationen, wie die von Landstationen und Schiffsmeldungen, lieferten die nötigen Daten. In den 1990er Jahren vermehrten sich die Temperatur- und Windmessungen durch entsprechende Flugzeuge und geostationäre Satelliten. Für die Südhemisphäre waren driftende Ozeanbojen eine alternative Ergänzung für bodennahe Beobachtungen. In den 1990er Jahren vermehrten sich die Temperatur- und Windmessungen durch entsprechende Flugzeuge und geostationäre Satelliten. Weitere Details hinsichtlich der Gewinnung von Beobachtungsdaten finden sich in Uppala et al. (2005).

Bei der Datenassimilation wurden fünf simultane Läufe erstellt, die die Zeiträume September 1957 bis April 1973, Mai 1973 bis Mai 1985, Juni 1985 bis Juni 1986, Juli 1986 bis Januar 1989 und Februar 1989 bis August 2002 abdecken. Dabei entstanden Unstetigkeiten, die sich aus der numerischen Inkonsistenz an den Übergängen der einzelnen Läufe ergaben. Die Assimilationsdaten wurden alle 6 Stunden zu den Terminen 0 UTC, 6 UTC, 12 UTC und 18 UTC global ausgelagert und umfassen den somit gewonnenen ERA-40 Datensatz. Verfügbar sind damit tägliche Daten und Monatsmitteldaten, die auf den zum Termin 0 UTC gemittelten täglichen Daten beruhen.

Der ERA-40-Datensatz hat eine spektrale Auflösung von T159, wobei die Daten auf ein Länge-Breite-Gitter mit einer Auflösung von ungefähr $1,125^\circ$ interpoliert werden. Dies entspricht somit im reduzierten Gaußschen System einem Gitterpunktabstand von ca. 125 km

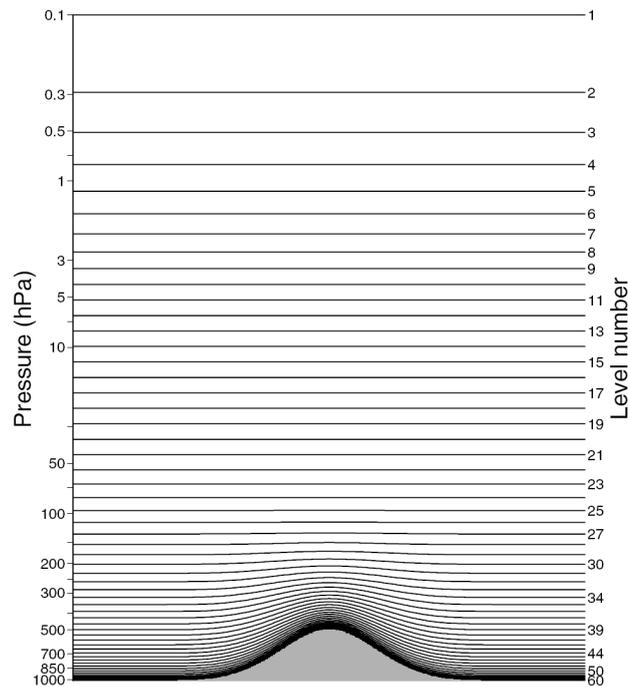


Abb. 4.3: Darstellung der 60 Schichten des ERA-40 Datensatzes.

am Äquator (Hortal und Simmons, 1991; Courtier und Naughton, 1994). Die vertikale Auflösung weist 60 hybride Schichten auf, womit im Gegensatz zu den ERA-15 Daten, deren vertikale Auflösung noch bei 31 vertikalen Schichten lag, die Stratosphäre und die untere Mesosphäre aufgelöst sind. Damit resultiert nun im Vergleich zu 10 hPa für ERA-15 eine oberste Schicht bei 0,1 hPa, was einer Höhe von ca. 64 km entspricht. Hierzu gibt Tabelle 4.3 einen Überblick. 23 Standarddrucklevel werden für die Datennutzer zur Verfügung gestellt. Wie schon im ECHAM-Modell sind die Schichten der Orographie angepasst, was eine Auswirkung auf die Höhe der einzelnen Schichten bis in 80 hPa hat.

	Maschenweite	Gitterpunktabstand	Vertikale Auflösung	Modelobergrenze	zeitliche Auflösung
T159L60	ca. $1,125^\circ \times 1,125^\circ$	ca. 125 km	60 Schichten	0.01 hPa (64 km)	$\Delta t = 40$ Minuten

Tab. 4.3: Überblick über die räumliche und zeitliche Auflösung der ERA-40 Daten.

ERA-40 besitzt im Vergleich zu den NCEP/NCAR Reanalyse-Daten eine höhere vertikale Auflösung (Kalnay et al., 1996) und ist somit für diese Arbeit der bestmögliche Datensatz. Im Hinblick auf die Dynamik der Stratosphäre wird die QBO im Gegensatz zur hier verwendeten Version des ECHAM-Modells gut repräsentiert, obwohl diese mit der Nutzung des 3D-Var Datenassimilationsverfahrens zu stark ist (van Noije et al., 2004).

Weitere Details des ERA-40 Datensatzes werden in Uppala et al. (2005) bereitgestellt.

4.3 Verwendete Datensätze

In dieser Arbeit geht es neben dem Einfluss von ENSO auf das Klima in Nordeuropa während des Winters auch um den Vergleich der zwei genutzten Modellversionen des Klimamodells ECHAM5, wobei der Rolle einer vollständig aufgelösten Stratosphäre besondere Aufmerksamkeit zukommt.

Den Modellergebnissen für das „hohe Rand“ Modell liegen fünf Simulationen zugrunde. Dabei umfasst der erste Lauf eine Periode von 106 Jahren (1990 bis 2005) und die anderen 4 Läufe repräsentieren den Zeitraum 1950 bis 2005. Mit dem „niedrigen Rand“ Modell stehen sechs Simulationen von 1900 bis 1998 zur Verfügung. Der ERA-40 Datensatz umfasst den Zeitraum 1957 bis 2002. Aufgrund der uneinheitlichen Datensatzlängen wird die ENSO-Auswertung dieser Arbeit auf die Winter der Jahre 1957/58 bis 1997/98 beschränkt.

	Durchgeführte Läufe	Auswertungszeitraum
T31L19	6x 1900 - 1998	1957-1998
T31L39	1x 1900 - 2005	1957-1998
	4x 1950 - 2005	1957-1998
T159L60	1957 -2002	1957-1998

Tab. 4.4: Datensätze der Modellläufe und Beobachtungen.

Kapitel 5

Modellklimatologie

In diesem Kapitel werden die Modellklimatologien der T31L19 und T31L39 Modellversionen präsentiert, sowie mit Beobachtungsdaten verglichen. Dabei wird sich auf die die atmosphärische Zirkulation charakterisierenden Variablen, wie z.B. die zonale Temperatur und den zonalen Wind konzentriert und sich auf die jeweils für den hemisphärischen Winter repräsentativen Monate Januar und Juli beschränkt. Eine wichtige Rolle bei der stratosphärischen Winterzirkulation der Nordhemisphäre spielt die zwischenjährliche Variabilität, die anschließend anhand der Nordpoltemperatur sowie dem zonalen Wind in 60°N sowohl für das Modell als auch zum Vergleich für die Beobachtungen dargestellt werden. Mit der Betrachtung der für jeden Datensatz charakterisierenden Standardabweichung des zonalen Windes soll zusätzlich die Unterschiede in der Variabilität gezeigt werden.

5.1 Temperatur und Wind

In der Abbildung 5.1 ist die zonal gemittelte Temperatur für die Modellversionen T31L19 sowie T31L39 im Januar (links) und Juli (rechts) gezeigt. Zum Vergleich wird die SPARC-Klimatologie herangezogen, die von UKMO-Analysen + UARS (HALOE, HRDI) eine Temperatur- und Windklimatologie für 1992 bis 1997 (siehe Abbildung 2.5).

Im Januar ist für L39 eine mit bis zu -70°C kalte untere und mittlere Stratosphäre in den hohen Breiten der Winterhemisphäre gegeben. Für das L19 sind mit -80°C noch etwas tiefere Temperaturen in gleichen Bereichen vorherrschend. Gleichzeitig zeigt sich in beiden Modellversionen eine kalte tropische Tropopause mit einem Minimum von -80°C . Die in der L19-Version nicht dargestellte Stratopause der Sommerhemisphäre, ist in der L39-Version mit maximalen Werten von 0°C in den hohen bis mittleren Breiten vergleichbar warm und zieht sich bis zum Winterpol, wo sie Werte von -20°C aufweist. Die SPARC-Klimatologie weist ähnlich zum L39-Modell Werte von -70°C in der mittleren winterlichen polaren Stratosphäre auf. Gleichzeitig ist die tropische Tropopause mit -70°C und südhemisphärische Stratopause ist mit 10°C wärmer als im Modell.

Die Juli-Klimatologie lässt eine im Vergleich zum Januar kältere Winterstratosphäre der Südhemisphäre erkennen. Während für L39 ein Minimum von -80°C in den hohen Breiten deutlich wird, erreicht dieses für L19 sogar minimale Werte von -90°C . Die mit -70°C

bzw. -80°C für L19 bzw. L39 kalte tropische Tropopause befindet sich in etwa 100 hPa, wobei das Kältegebiet im Vergleich zum Januar weniger weit ausgedehnt ist. Eine auch im Juli mit -70°C wärmere tropische Tropopause zeigt sich für die SPARC-Klimatologie. Das winterliche Minimum von -90°C in der Stratosphäre bestätigt die Juli-Modellklimatologie hinsichtlich einer kälteren Stratosphäre der winterlichen Südhemisphäre.

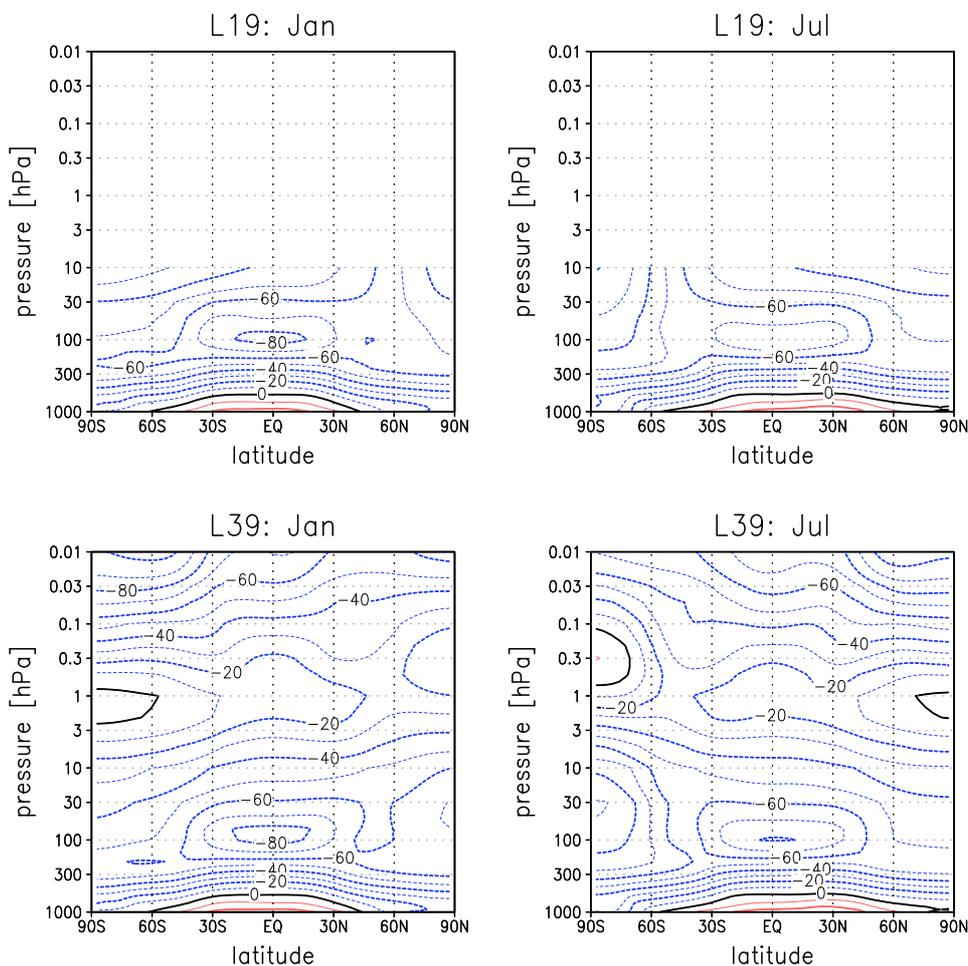


Abb. 5.1: Klimatologie der zonal gemittelten Temperatur für Januar (links) und Juli (rechts) im Breiten-Höhen-Schnitt. Für L19 (oben) wurden die Daten 1953-1998, für L39 (unten) 1953-2005 genutzt. Der Isolinienabstand beträgt 10°C .

Entsprechend den Temperatur-Klimatologien sind in Abbildung 5.2 die Wind-Klimatologien dargestellt. Der beobachtete zonal gemittelte zonale Wind kann unter der Annahme des geostrophischen Gleichgewichts (Abschnitt 2.3) abgeleitet werden, wobei in äquatorialen Breiten der Wind mit Hilfe der thermischen Windbilanz abgeleitet wird.

In der Januar-Klimatologie werden die in der Winterhemisphäre die ganze Tropo-, Strato- und Mesosphäre beherrschenden Westwinde deutlich, welche in den Tropen in Ostwinde übergehen und sich in der sommerlichen Südhemisphäre in der unteren Stratosphäre fortsetzen. Der für die Winterhemisphäre stratosphärische Strahlstrom erreicht mit Werten bis 40 m/s in etwa 30°N und $0,1\text{ hPa}$ sein Maximum, was aufgrund des Modeloberrands nur in

der L39-Version feststellbar ist. Der gleichzeitige Ostwind in der Sommerhemisphäre zeigt Werte bis -70 m/s in etwa 1 hPa und 30°S . Dies ist in guter Übereinstimmung zur SPARC-Klimatologie, wobei der stratosphärische Strahlstrom weiter nördlich liegt. Sowohl im L39-Modell als auch in den Beobachtungen ist eine äquatorwärtige Neigung des stratosphärischen Strahlstroms mit der Höhe zu sehen.

Im Juli sind die troposphärischen Strahlströme mit etwa 40 m/s in der Nordhemisphäre und 30 m/s in der Südhemisphäre ungefähr 10 m/s stärker gegenüber denen in der SPARC-Klimatologie (siehe Abbildung 2.6). In den Tropen gehen die Westwinde in Ostwind über, welche sich in der sommerlichen Südhemisphäre in der unteren Stratosphäre fortsetzen. Im Juli wird die Umkehrung der Zirkulation auf der Nordhemisphären deutlich. Statt den die Nordhemisphäre über die ganze Höhe bestimmenden Westwinden, werden diese oberhalb der troposphärischen Strahlströme durch Ostwinde abgelöst. In der Winterhemisphäre dagegen setzen sich die Westwinde weiter nach oben fort und zeigen zur SPARC-Klimatologie mit 80 m/s im Vergleich zu 90 m/s schwächere Maximalwerte.

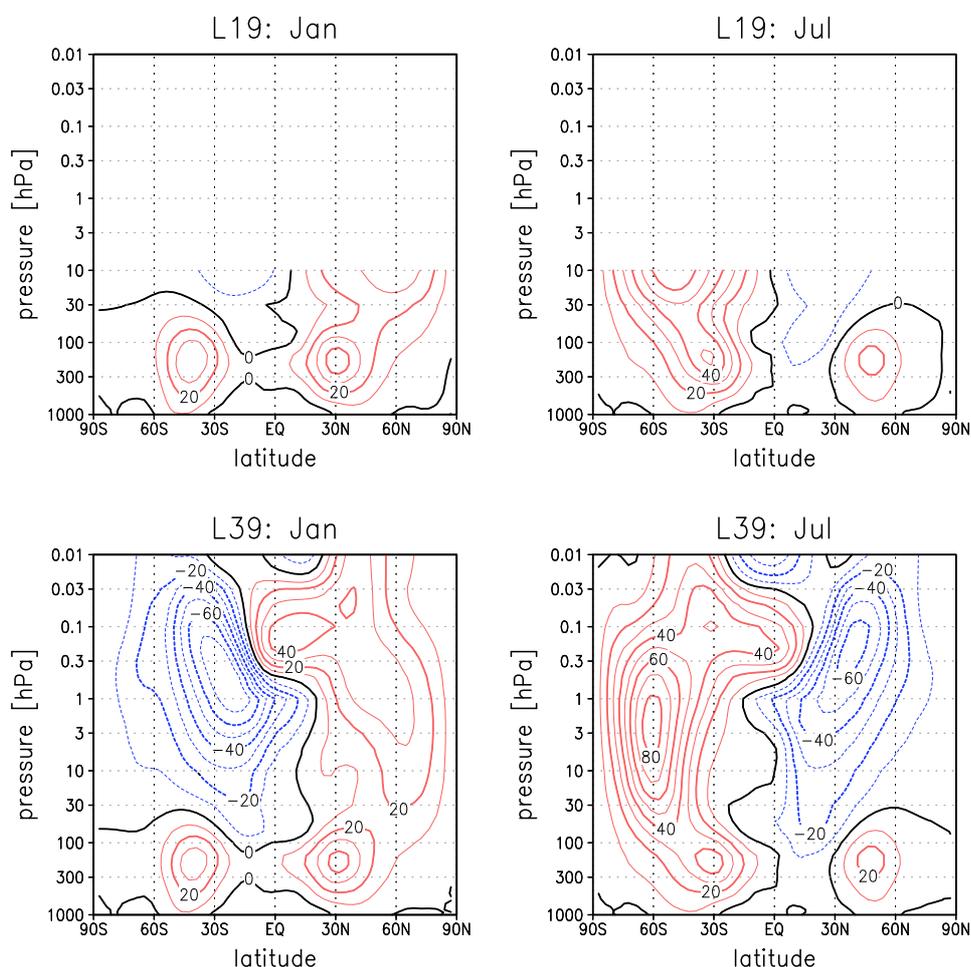


Abb. 5.2: Klimatologie des zonal gemittelten zonalen Windes für Januar (links) und Juli (rechts) im Breiten-Höhen-Schnitt. Für L19 (oben) wurden die Daten 1953-1998, für L39 (unten) 1953-2005 genutzt. Der Isolinienabstand beträgt 10 m/s.

5.2 Zwischenjährliche Variabilität

Im Abschnitt 2.6.1 wurde schon auf die die Stratosphäre kennzeichnende zwischenjährliche Variabilität des nordhemisphärischen Winters eingegangen. In diesem Unterkapitel wird nun anhand der in 10 hPa dargestellten Nordpoltemperatur sowie dem zonalen Wind in 60°N diese aufgezeigt. Dabei ist erstere ein Ausdruck für die Stratosphärenerwärmungen (Abschnitt 2.6) und mit letzterer Kenngröße wird die beim Zusammenbruch des Polarwirbels auftretende Zirkulationsumkehr beschrieben. Ein Vergleich zwischen den Daten der Modelversion T31L39 und den aus Beobachtungen abgeleiteten FUB-Analysen soll gleichzeitig zeigen, inwiefern Modell und Beobachtungen übereinstimmen. Der Vergleich von der Nordpoltemperatur und vom zonalen Wind beschränkt sich auf die L39-Modellversion und die FUB-Analysen, da die L19-Modellversion bei 10 hPa den Modelloberrand hat, was zur Beeinflussung der simulierten Variabilität führen könnte. Desweiteren werden beide Modellversionen mit Hilfe der Standardabweichung auf ihre simulierte Variabilität untersucht.

5.2.1 Nordpoltemperatur

In Abbildung 5.3 wird die tägliche Nordpoltemperatur in 10 hPa für die Monate November bis April bzw. Mai von den FUB-Analysen mit dem L39-Modell verglichen. Für die Berliner Daten (FUB-Analysen), die mit einem Zeitraum von Juli 1958 bis Juli 2001 eine sehr lange Analysezeitreihe von Radiosondenmessungen in der NH-Stratosphäre zur Verfügung stellen, werden die in 10 hPa verfügbaren Daten von 1965/66 bis 1999/2000 verwendet.

Der November ist in den Beobachtungen im Vergleich zu den darauf folgenden Monaten nicht sehr variabel. Während in den Beobachtungen in diesem Monat Nordpoltemperaturen von -62°C bis -75°C auftreten, zeigt das Modell Werte von -35°C bis -68°C . Der November ist im Modell wärmer und variabler (Abbildung 5.3). Ab Mitte Dezember steigt die Schwankungsbreite und somit die Variabilität sprunghaft an. Bis Mitte Februar sind schwankende Werte von -85°C bis -5°C in den Beobachtungen erkennbar, danach steigt die Temperatur im Mittel auf -70°C bis -5°C im Februar und -50°C bis -25°C Ende April an. Die Schwankungsbreite im Modell ist ähnlich stark, allerdings ist diese im Frühwinter sowie Frühjahr ausgeprägter.

5.2.2 Zonaler Wind

Mit großen Stratosphärenerwärmungen sind Zirkulationsumkehrungen verbunden, d.h. statt den Westwinden im Winter treten dann Ostwinde auf (Abschnitt 2.6). In Abbildung 5.4 wird die damit zum Ausdruck kommende Variabilität im zonalen Wind in 60°N und 10 hPa dargestellt. Die Nulllinie kennzeichnet dabei den Wechsel von West- zu Ostwinden. Auch hier wird deutlich, dass der November und der April im Modell variabler sind als in den Beobachtungen. Dies bedeutet, dass im Modell ein späterer Zusammenbruch des Polarwirbels und damit eine spätere Umkehr von der Winter- zur Sommerzirkulation auftritt als in den Beobachtungen. Insgesamt fällt der November mit schwächeren Winden bzw. Ostwinden (-20 bis 35 m/s) im L39-Modell gegenüber den Beobachtungen (18 bis 35 m/s) auf.

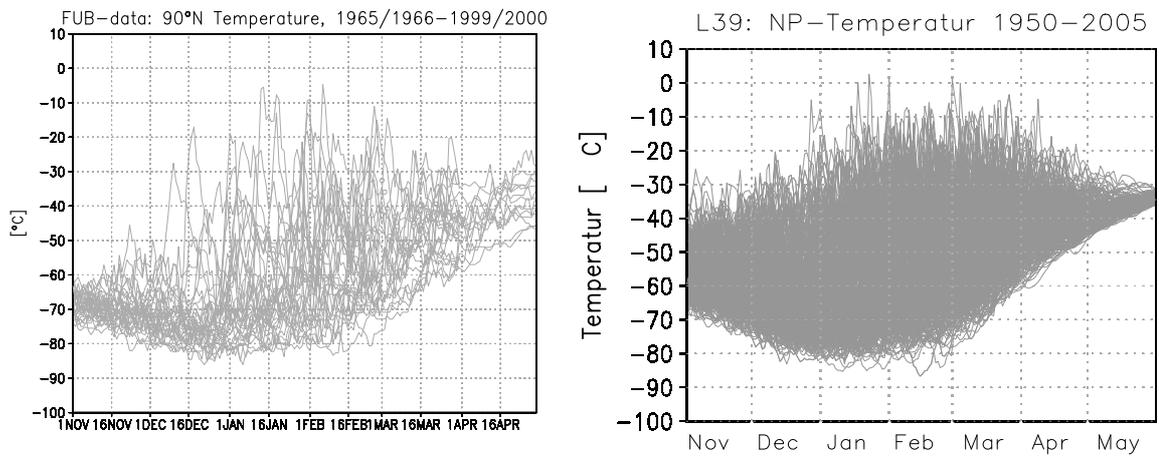


Abb. 5.3: Tägliche Nordpoltemperatur [°C] für 10 hPa. Links: FUB-Analysen für die Monate Nov-April 1965/66-1999/2000. Rechts: L39-Modelldaten für die Monate Nov-Mai 1950/51-2004/05 (von Krüger (2008) zur Verfügung gestellt).

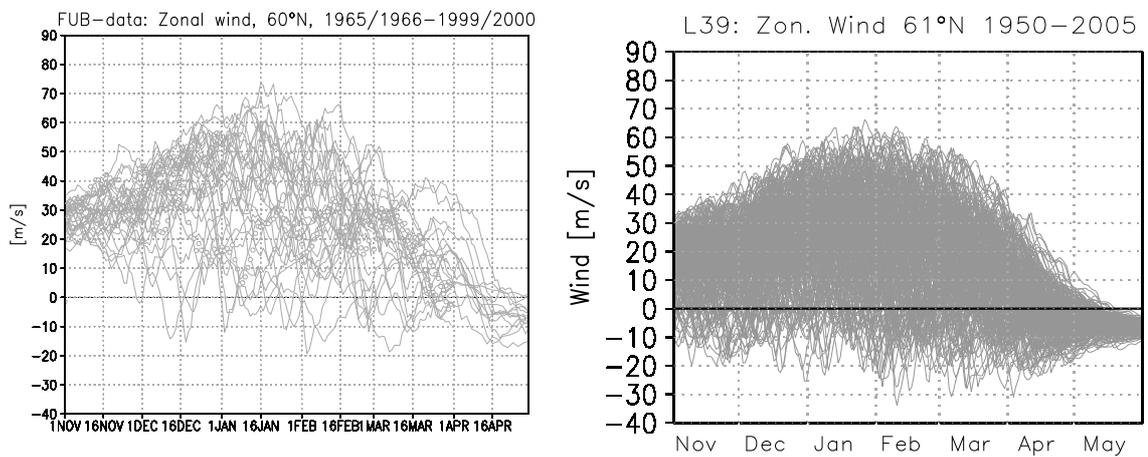


Abb. 5.4: Zonal gemittelter Wind in 60°N [m/s] für 10 hPa. Links: FUB-Analysen für die Monate Nov-April 1965/66-1999/2000. Rot und grün markiert sind die Jahre mit Vulkanausbrüchen. Rechts: L39 Modelldaten für die Monate Nov-Mai 1950/51-2004/05 (von Krüger (2008) zur Verfügung gestellt).

5.2.3 Standardabweichung

In Abbildung 5.5 ist die Standardabweichung des zonal gemittelten zonalen Windes für die 30 hPa Druckfläche gezeigt. Es werden die klimatologischen Mittel jeden Monats berechnet und von Januar bis Januar für die beiden Modellversionen L39 und L19 sowie den Beobachtungsdatensatz ERA40 dargestellt und miteinander verglichen. Für letztere werden drei Maxima deutlich. Besonders eine über das ganze Jahr auffällig erhöhte Variabilität in den Tropen ist erkennbar, deren Maximum in den Monaten Juni bis Oktober auftritt. Mit dieser hohen Standardabweichung ist die zumeist im Nordsommer auftretende Umstellung der QBO verbunden (Naujokat, 1986; Baldwin et al., 2001). Dabei kehrt sich etwa alle 2 Jahre der Wind von West- auf Ostwind um (Abschnitt 2.6.1.1). Ein weiteres Maximum wird in den hohen Breiten der Nordhemisphäre von Oktober bis Mai ersichtlich, welches Ausdruck der hohen zwischenjährlichen Variabilität im Nordwinter ist. Mit dieser sind die plötzlichen großen Stratosphärenenerwärmungen verbunden, die eine Umkehr des zonalen Windes auf Ostwind nördlich von 60°N zur Folge haben (Abschnitt 2.6). Der Sommer weist dagegen auf der jeweiligen Hemisphäre eine geringe Schwankungsbreite auf. Im Südwinter ist entsprechend das dritte Maximum erkennbar. Aufgrund der im Vergleich zur Nordhemisphäre gleichmäßigeren Landmassenverteilung und damit schwächeren Wellenanregung durch die Orographie, zeigt dieses Maximum geringere Werte.

In den Modellversionen fehlt das Maximum in den Tropen, da sich die QBO im ECHAM5 L19- und L39-Modell nicht von selbst einstellt. In der Nordhemisphäre wird in der L39-Version eine zu den Beobachtungen ähnlich erhöhte Variabilität simuliert. Diese erstreckt sich allerdings im L39 von September bis Mai, was eine frühere Formation des Polarwirbels und einen späteren Zusammenbruch, d.h. eine Umkehr von der Winter- auf die Sommerzirkulation, mit sich bringt. Im südhemisphärischen Winter zieht sich ab Juni von den mittleren Breiten bis in die hohen Breiten im Dezember ein weiteres Band erhöhter Standardabweichung. Dieses erreicht im Gegensatz zu den Beobachtungen erst maximale Werte von 9 m/s im November (einen Monat später). In der L19-Version sind die Maxima der Nordhemisphäre und der Südhemisphäre sehr schwach ausgeprägt, was vermutlich auf die „Rayleigh Friction“, zurückzuführen ist.

Es konnte insgesamt gezeigt werden, dass die Modellklimatologie bis auf kleine Abweichungen gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Das Kältepolproblem tritt nicht auf (Roeckner et al., 2006). Das L39-Modell zeigt im Vergleich zu den Beobachtungen eine starke Variabilität in der Stratosphäre im November und im April, was Auswirkungen saisonal bedingten Wechselwirkungen haben könnte. Die geringe Standardabweichung in der troposphärischen Stratosphäre ist auf die fehlende QBO in den Modellversionen zurückzuführen. Die im L19-Modell verwendete „Rayleigh Friction“ bringt die im Vergleich zum L39-Modell geringere winterliche Variabilität hervor.

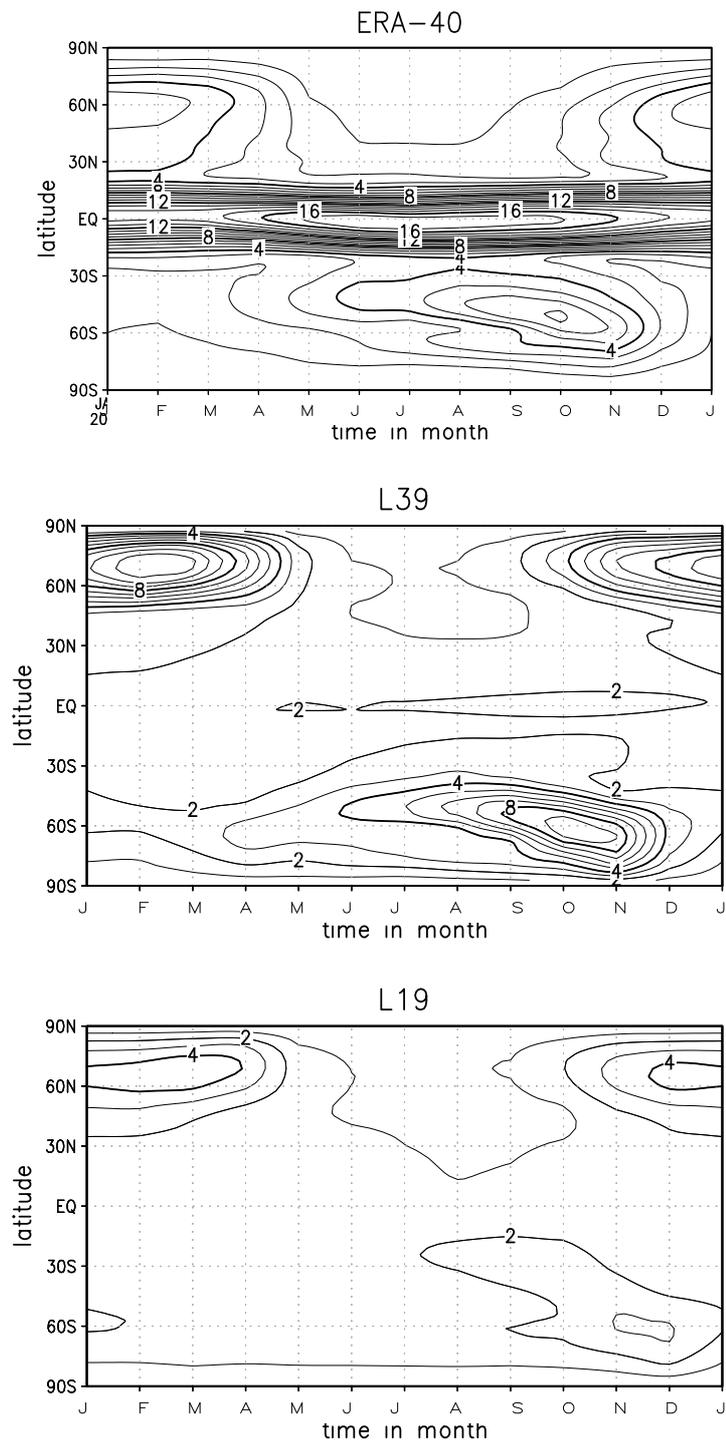


Abb. 5.5: Standardabweichung des zonal gemittelten zonalen Windes [m/s] in 30 hPa für ERA40 (oben), L39 (mitte) und L19 (unten).

Kapitel 6

ENSO und NAO Einfluss in ECHAM5

In der vorliegenden Arbeit wird der ENSO-Einfluss auf den NH-Winter mit Hilfe des allgemeinen Atmosphärenmodells ECHAM5 untersucht. Da das Modell nicht mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist, welches die physikalischen Prozesse für ein ENSO-Ereignis repräsentierten, dienen beobachtete SSTs als untere Randbedingung. In diesem Kapitel wird zunächst anhand derer die Einteilung der ENSO-Phasen und die Berechnung der ENSO-Anomalien durchgeführt. Frühere Arbeiten mit GCMs (Blackmon et al., 1983; Hamilton, 1995; May und Bengtsson, 1996) zeigen, dass die ENSO-Telekonnektionen durch derartige GCMs aufgelöst werden. In diesem Kapitel werden die ENSO-Telekonnektionsmuster in der Troposphäre und insbesondere in der Stratosphäre untersucht. Ziel ist es dabei, den Einfluss der vertikalen Auflösung im ECHAM5 Modell sowie die Bedeutung einer vollständig im Modell aufgelösten Stratosphäre im Vergleich zu Beobachtungsdaten zu analysieren. Abschließend wird der NAO Einfluss speziell auf die Stratosphäre im ECHAM5 Modell untersucht. (Kapitel 7).

6.1 Einteilung der ENSO-Phasen

Die herangezogenen Modell- sowie Beobachtungsdaten für die geopotentielle Höhe, die Temperatur, den Bodendruck und den zonalen Wind werden mit Hilfe des in Abschnitt 3.1.3 eingeführten Niño 3.4-Index in die entsprechenden El Niño und La Niña Ereignisse eingeteilt. Danach muss ein 5-monatiger Durchschnitt der SST-Anomalien in der Niño 3.4 Region den Schwellwert von $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ für mindestens 6 aufeinanderfolgende Monate, wobei die Wintermonate enthalten sein sollten, übertreffen (Trenberth, 1997). In anderen Arbeiten definierte man sich die entsprechenden Ereignisse für eine Abweichung von $0,75^{\circ}\text{C}$ (Garfinkel und Hartmann, 2007) von mindestens 1 Standardabweichung (Sassi et al., 2004) oder zog sich die Anzahl von Fällen mit den größten Abweichungen heraus (Manzini et al., 2006). Aus den hier zugehörigen Ereignissen werden jene für El Niño ausgesucht, die zusätzlich für mindestens 4 Monate ± 1 Standardabweichung und mehr abweichen, um ein möglichst klares Signal zu erhalten. Damit genügend La Niña Ereignisse für die Berechnung zur Verfügung stehen, gilt für die Auswahl dieser die Definition von Trenberth (1997). In der Tabelle 6.1 sind die für den Zeitraum 1953–2005 in der Abbildung 6.1 markierten Jahre für ein El Niño

bzw. La Niña aufgelistet. Die übrigen Jahre, d.h. in dem weder ein El Niño noch ein La Niña Phänomen auftrat, werden als neutrale Jahre definiert.

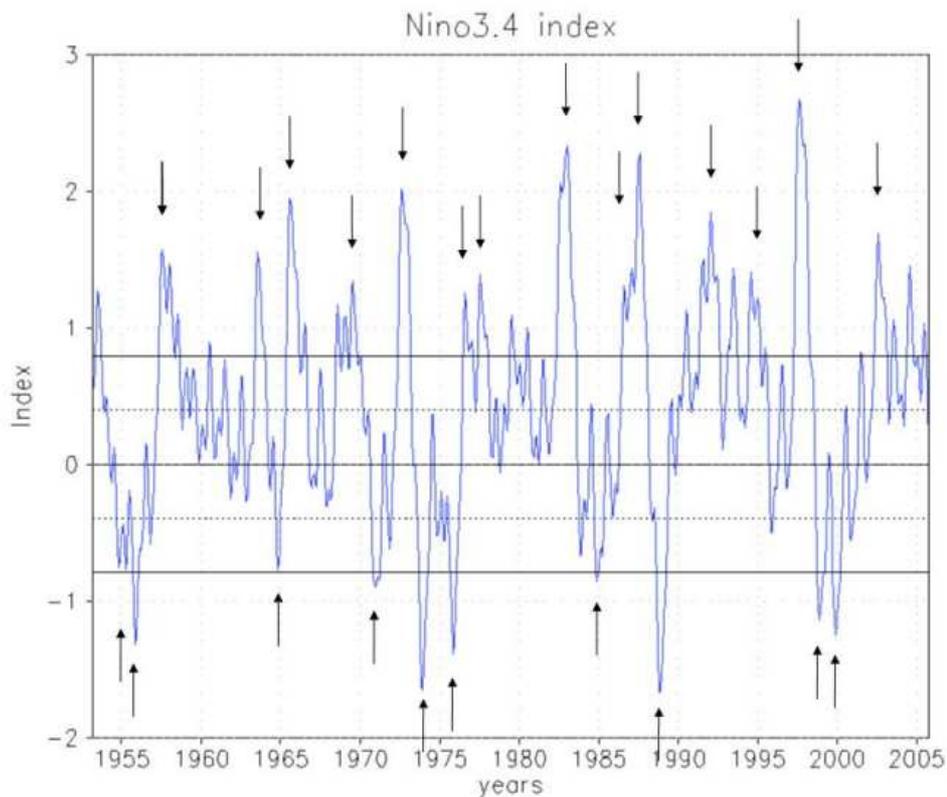


Abb. 6.1: Der Niño 3.4 Index für den Zeitraum 1953 bis 2005. Die durchgezogene Linie (blau) repräsentiert ein gleitendes Mittel von 5 Monaten. Die gestrichelte schwarze Linie kennzeichnet den Schwellwert $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$, die durchgezogene schwarze den von ± 1 Standardabweichung. Die Pfeile markieren die Jahre der El Niños (oben) und der La Niñas (unten).

Da die El Niño und La Niña Ereignisse Auswirkungen auf die SO haben, bzw. beide zusammenwirken (siehe Kapitel 3), werden korrespondierende ENSO-Phasen definiert. Als ENSO-Warmphase (wENSO) wird im folgenden der Zustand positiver SST-Anomalien bezeichnet, bzw. entspricht einem El Niño. Bei einem La Niña mit negativen SST-Anomalien wird demnach auch von einer ENSO-Kaltphase (cENSO) gesprochen.

Nach Einteilung der Jahre in die entsprechenden ENSO-Phasen werden die ENSO-Composites gebildet. Die Composites der Monatsmittel der einzelnen Variablen werden aus den Ensemble-Mitteln der jeweiligen Zeitreihen für die L19 und L39 ECHAM5-Version gebildet. Dazu werden die Anomalien der ENSO-Warm- bzw. ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (alle neutralen Jahre) berechnet. Damit werden zwei ENSO-Composites definiert: „*warm ENSO composite*“ und „*cold ENSO composite*“. Für den ERA-40 Datensatz erfolgt selbige Berechnung, ohne dass vorher ein Ensemble-Mittel erforderlich ist.

Um den Einfluss unterschiedlicher ENSO-Ereignisse aufgrund der abweichenden Zeiträume in den Modell- und Beobachtungsdatensätzen auszuschließen, werden im Folgenden ausschließ-

El Niño	La Niña	Neutral	
1957/58	1954/55	1953/54	1980/81
1963/64	1955/56	1956/57	1981/82
1965/66	1964/65	1958/59	1983/84
1968/69	1970/71	1959/60	1985/86
1972/73	1973/74	1960/61	1989/90
1976/77	1975/76	1961/62	1990/91
1977/78	1984/85	1962/63	1992/93
1982/83	1988/89	1966/67	1993/94
1986/87	1998/99	1967/68	1995/96
1987/88	1999/00	1969/70	1996/97
1991/92		1971/72	2000/01
1994/95		1974/75	2001/02
1997/98		1978/79	2003/04
2002/03		1979/80	2004/05

Tab. 6.1: Einteilung der Winter zwischen 1953 und 2005 nach ENSO-Phasen: El Niño (rot), La Niña (blau) und Neutrale Jahre (schwarz). Die grau unterlegten Jahre werden für die weitere Arbeit nicht genutzt.

lich die nordhemisphärischen Winter 1957/58 bis 1997/98 verwendet. Damit ergeben sich die in der Tabelle 6.2 aufgelisteten Fälle für die ENSO-Phasen und den neutralen Zustand. Die Signifikanzen wurden mit einem zweiseitigen Student t-Test berechnet und sind hier auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

	wENSO	cENSO	neutral
ECHAM5 (T31L19)	78 (6 Läufe x 13 Fälle)	36 (6 x 6)	132 (6 x 22)
ECHAM5 (T31L39)	65 (5 Läufe x 13 Fälle)	30 (5 x 6)	110 (5 x 22)
ERA-40 (T159L60)	13 (1 Lauf x 13 Fälle)	6 (1 x 6)	22 (1 x 22)

Tab. 6.2: Anzahl der Fälle für wENSO, cENSO und Neutral für die NH Winter von 1957/58 bis 1997/98.

6.2 ENSO in der Troposphäre

6.2.1 Oberflächentemperatur und Bodendruck

In den Abbildungen 6.2a - 6.2c sind die wENSO Anomalien für den Bodendruck im Modell und in den Beobachtungen gezeigt. Die Anomalien wurden hier jeweils für das Mittel aus Dezember, Januar und Februar (DJF) berechnet. Hinsichtlich der Lage einer tiefen negativen und hochsignifikanten (99%) Anomalie im Nordpazifik im Bereich der Aläuten stimmen die Modelldatensätze untereinander und mit denen der Beobachtungen gut überein. Es können

negative Werte bis -6 hPa festgestellt werden, wobei sich die Anomalie in den Modellversionen weiter südöstlich ausdehnt. Gleichzeitig liegt in allen drei Datensätzen über der europäischen und sibirischen Arktis eine weitere negative Anomalie mit maximalen Werten bis 2 hPa, die in den Beobachtungsdaten über Skandinavien und Nordosteuropa zentriert ist. In den Modellversionen ist außerdem eine von Nordamerika herreichende positive Anomalie zu sehen, die den Nordatlantik sowie Nordafrika und Teile des Mittelmeerraumes überdeckt. Höchstwerte sind dabei 2 hPa. In den Beobachtungen ist der Bereich des Atlantiks dagegen durch negative Anomaliewerte gekennzeichnet. Für Europa sind in allen drei Datensätzen negative Werte im Norden/Nordosten sowie positive im Südwesten erkennbar. Für das DJF-Mittel wird im Bodendruck ein positives NAO-Signal beobachtet bzw. simuliert.

Für die ENSO-Kaltphase ergibt sich im Bereich der Aläuten ein umgekehrtes Signal, was in der Abbildung 6.3 deutlich wird. Die negative Anomalie wird nun durch eine positive Anomalie ersetzt, die mit 3 hPa in den Modellversionen L19 und L39 und mit 4 hPa in den Beobachtungen ihr Maximum hat. Während sie in den ersten beiden im zentralen Nordpazifik liegt, hat sie sich in letzteren Richtung Westküste des Nordamerikanischen Kontinents verschoben. Auch hier werden Signifikanzen auf dem Niveau von 99% erreicht. Über dem Pol befindet sich erneut eine negative Anomalie, die im ERA-40 Datensatz mit 3 hPa gegenüber den Modellversionen mit 1 hPa stärker ausgeprägt ist. Eine weitere positive Anomalie ist im Bereich des Nordatlantiks vor der europäischen Küste zu erkennen, die im L19-Modell 5 hPa, im L39-Modell 3 hPa und in den Beobachtungen 4 hPa maximal aufzeigt. In den Modelldaten ist diese auch hochsignifikant (99%). Die Beobachtungen zeigen mit der positiven Anomalie vor dem englischen Kanal und der negativen über der Polarkappe mit Ausläufern bis Grönland, Skandinavien und vor allem Island ein zur positiven NAO-Phase ähnliches Signal.

Mit den Abbildungen 6.4 sowie 6.5 sind entsprechend die Anomalien für die 2m-Temperatur dargestellt. Während der ENSO-Warmphase (Abbildung 6.4) sind hohe signifikante Temperaturanomalien in Kanada und vor allem Alaska ersichtlich, die Werte über 2°C hervorbringen. Vor allem in den Beobachtungen sind in fast der gesamten östlichen Hemisphäre ebenso positive, aber schwächere Anomalien zu finden, die in den Modelldatensätzen eine geringere Stärke und Ausdehnung haben. Drei negative Anomaliecluster befinden sich im arktischen Bereich: im Pazifik (-2°C), Ostkanada/Grönland (-1°C) und Sibirien (-0.5°C), wobei nur die ersteren beiden Muster in den Modelldaten simuliert werden. Insgesamt gesehen sind die Anomalien der 2m-Temperatur in den Beobachtungen stärker ausgeprägt. Aber diese stimmen gerade im Bereich von Europa nicht mit Resultaten früherer Beobachtungsstudien überein (Fraedrich und Müller, 1992; Gouirand, 2003; Toniazzo und Scaife, 2006).

Die ENSO-Kaltphase (Abbildung 6.5) zeigt dagegen in allen drei Datensätzen negative Werte im Bereich von Alaska und dem Nordpazifik, die hier im L39-Modell etwas stärker als in den Beobachtungen ist. Diese negative Anomalie zieht sich über Kanada bis nach Grönland. Südlich dieser schließt sich in den USA eine positive Anomalie an, die in den Modellversionen etwas intensiver ist (über 2°C statt 1°C in den Beobachtungen). Der asiatische Kontinent ist zu weiten Teilen mit negativen Werten gekennzeichnet, die sich bis zum Mittelmeer ziehen und in ERA-40 höhere Werte erreichen. Deutlich wird auch die für alle drei dargestellten Datensätze positive Anomalie, welche genau über dem Pol liegt. Im Atlantisch-Europäischen

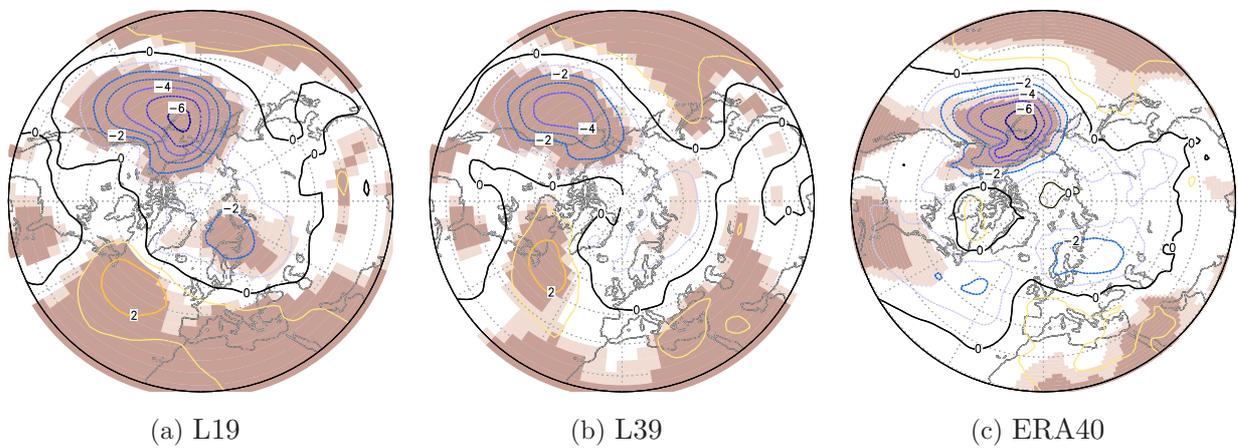


Abb. 6.2: Anomalien im Bodendruck [hPa] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand für DJF-Wintermittel, 20° - 90°N: a) L19-Modell, b) L39-Modell und c) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 1 hPa. Die signifikanten Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

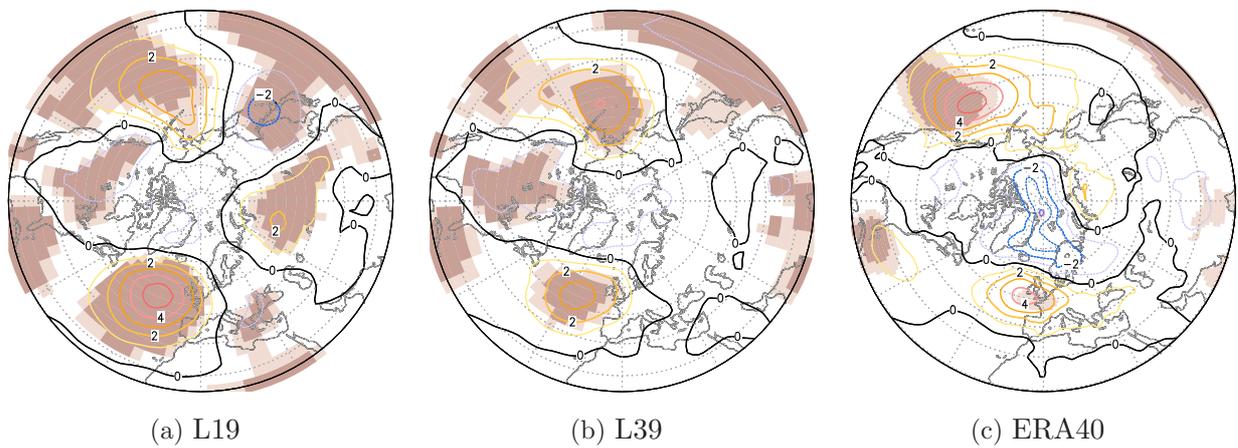


Abb. 6.3: Wie Abb. 6.2 für ENSO-Kaltphase.

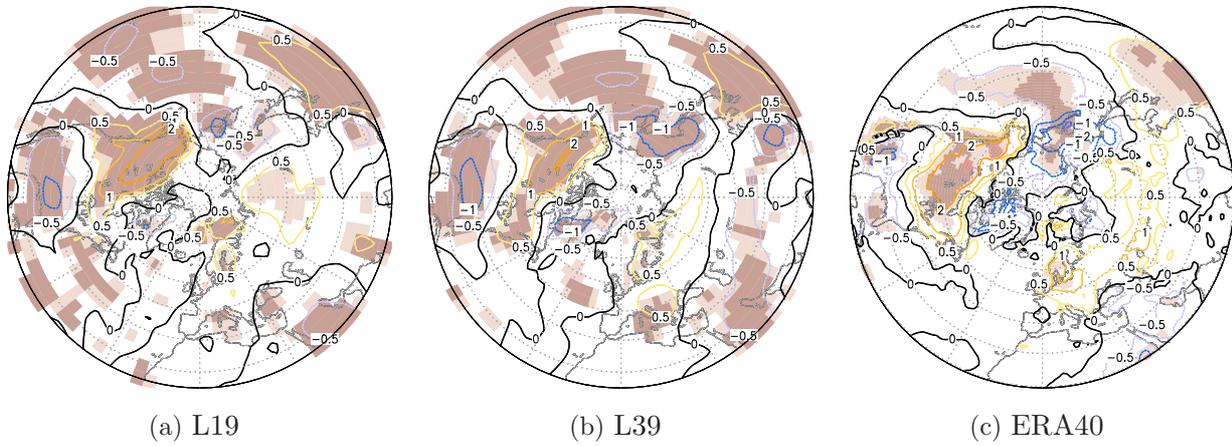


Abb. 6.4: Anomalien in der 2m-Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand für DJF-Wintermittel, $20^{\circ} - 90^{\circ}\text{N}$: a) L19-Modell, b) L39-Modell und c) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 1°C , die $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ Linie ist eingezeichnet. Die signifikanten Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

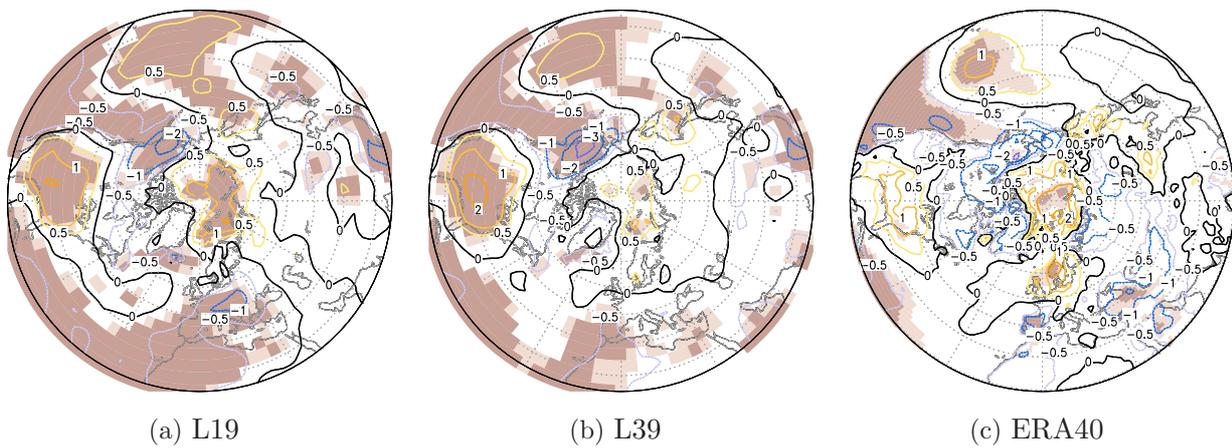


Abb. 6.5: Wie Abb. 6.4 für ENSO-Kaltphase.

Raum ist kein klares NAO-Signal zu finden. Signifikante Anomaliepattern sind auf der westlichen Hemisphäre zu finden.

6.2.2 Anomalien in 500 hPa

6.2.2.1 Anomalien der geopotentiellen Höhe

In den Abbildungen 6.6 und 6.7 sind die Auswirkungen von ENSO auf die geopotentielle Höhe in 500 hPa gezeigt. Das aus früheren Arbeiten (z.B. Hoerling et al., 1997) bekannte troposphärische Anomaliepattern für ein DJF-Wintermittel ist sowohl für die ENSO-Warm- als auch für die ENSO-Kaltphase im Modell und in den Beobachtungen zu finden. Im Modell (Abbildung 6.6a und 6.6b) liegt während der ENSO-Warmphase über dem östlichen Nordpazifischen Ozean ein Minimum mit mehr als -60 gpm in der L19-Version und -40 gpm in der L39-Version. Östlich davon ist in beiden Versionen eine positive Anomalie mit Werten größer als 20 gpm über dem Nordamerikanischen Kontinent bis in den Nordatlantik ersichtlich. Sowohl die negative (-60 gpm) als auch die positive (40 gpm) Anomalie ist in den Beobachtungsdaten (Abb. 6.6c) räumlich ähnlich ausgeprägt, wobei die positive doppelt so hohe Werte aufzeigt. Südlich der positiven Anomalie ist für alle drei Datensätze noch eine schwach negative Anomalie (-20 gpm) erkennbar, die als eine ostwärtige Ausdehnung der negativen über dem Nordpazifik aufgefasst werden kann. Damit zeigen die Anomalien der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand eine deutliche Wellenstruktur, deren zwei Minima und zwei Maxima Teil des als PNA bezeichneten Musters (siehe Abschnitt 3.1.4.1) sind. Die Zentren der PNA können mit den Anomaliezentren am Boden in Verbindung gebracht werden, wobei eine minimale Westwärtsneigung mit zunehmender Höhe erkennbar ist. Die Anomaliezentren sind im Modell und in den Beobachtungen in weiten Teilen zu 99% signifikant, wobei Signifikanzen über Grönland/Nordeuropa sowie fast in den gesamten Subtropen bis hin zu den Extratropen in beiden Modellversionen simuliert werden. Im Gegensatz dazu sind die troposphärischen Auswirkungen einer ENSO-Kaltphase durch eine positive Anomalie über dem Nordpazifik gekennzeichnet. Im Modell (Abb. 6.7a und 6.7b) erreicht diese positive Anomalie Werte von 40 gpm und in den Beobachtungen (Abb. 6.7c) 60 gpm, welche dort auch im östlichen Bereich des Pazifiks liegt. Diese zum Winteranfang (Dez) noch schwach positive Anomalie verstärkt sich zum Februar, so dass annähernd ein Ring positiver Anomalien entsteht (hier nicht gezeigt). Über Alaska ist in den Datensätzen eine negative Anomalie zu finden, die maximale Werte von 20 gpm in ERA40 und L19, und sogar 40 gpm in L39 aufweist. Diese negative Anomalie zieht sich weiter über Grönland bis nach Skandinavien und umschließt dann fast die komplette östliche Hemisphäre in ERA40 und im L39-Modell. Über dem Nordamerikanischen Kontinent ist südlich der negativen Anomalie eine schwach positive Anomalie (unter 20 gpm) zu sehen, die in den Modelldaten hochsignifikant ist. Sie erstreckt sich über den Atlantik bis nach West-/Mitteleuropa und erreicht im Nordostatlantik ein signifikantes Maximum von 40 gpm in den Beobachtungen sowie L19 und 20 gpm in L39. Insgesamt scheinen die Anomalien während der ENSO-Kaltphase ein wenig schwächer zu sein und vor allem im ERA-40 Datensatz weniger signifikant. Dies kann an den geringeren negativen SST-Anomalien liegen (Abbildung 6.1), mit denen ein schwächerer

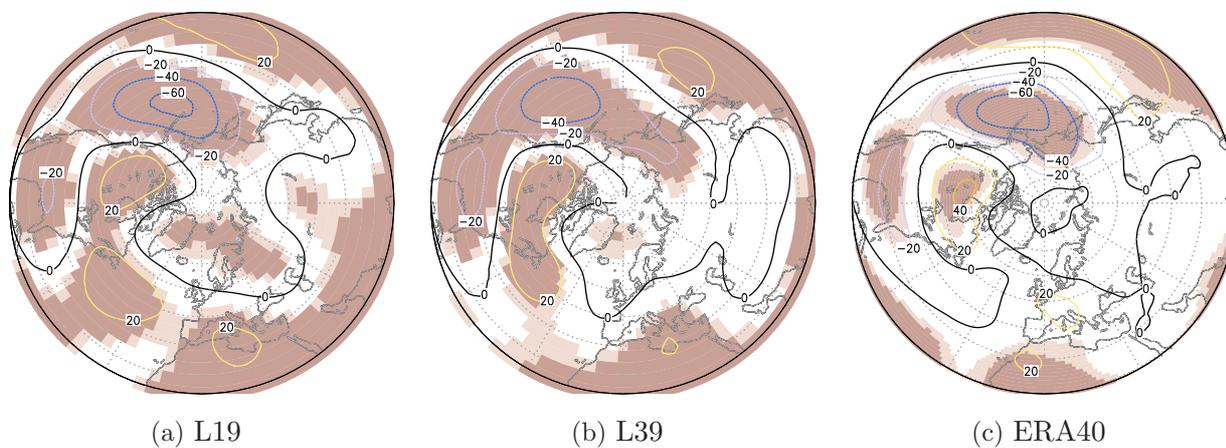


Abb. 6.6: Geopotentielle Höhe Anomalie [gpm] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand in 500 hPa für DJF-Wintermittel, 20° - 90° N: a) L19, b) L39 und c) ERA-40-Analysen. Das Kontourintervall beträgt 20 gpm. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

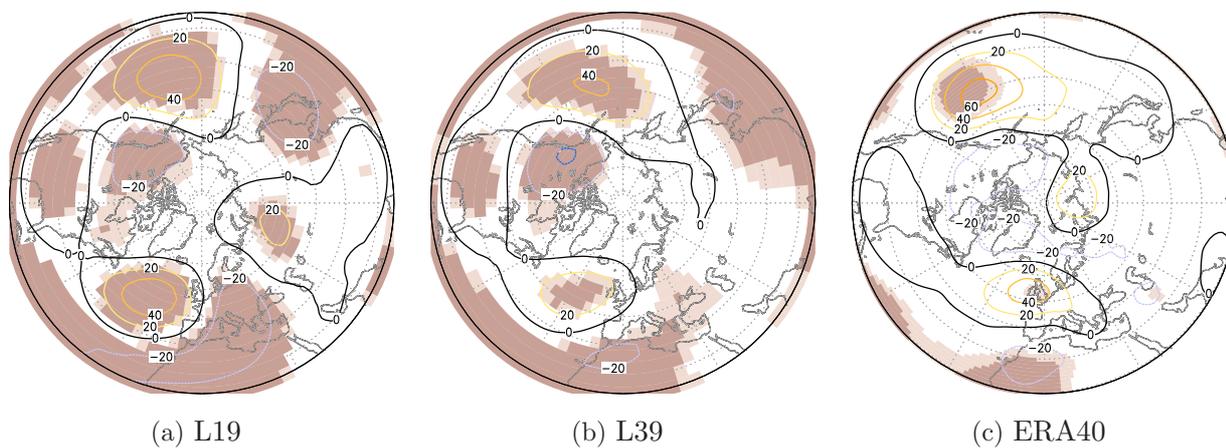


Abb. 6.7: Wie Abb. 6.6 für ENSO-Kaltphase.

Antrieb der SO einhergeht. Während die Anomaliezentren im Modell auch hier zu 99% signifikant sind, ist diese hohe Signifikanz in den Beobachtungen nur über dem Nordpazifik feststellbar. Erneut fällt auf, dass vor allem in den ERA40-Analysen weniger und geringere Signifikanzen auftreten, was vermutlich mit der geringen Anzahl an ENSO-Fällen für die Anomalieberechnung zusammenhängt.

6.2.2.2 Anomalien der Temperatur

Entsprechend zu den troposphärischen Anomalien der geopotentiellen Höhe sind in den Abbildungen 6.8 und 6.9 die Anomalien der Temperatur für das DJF-Wintermittel in 500 hPa dargestellt. Die Temperaturanomalien zeigen das zu den Anomalien der geopotentiellen Höhe konsequente Muster. Sowohl im Modell (Abb. 6.8a und Abb. 6.8b) als auch in den Beobachtungen (Abb. 6.8c) ist eine positive Anomalie über Kanada, und eine negative über dem Nordpazifik, welche sich süd- und ostwärts über den nordamerikanischen Kontinent ausbreitet, zu nennen. Diese Anomaliezentren mit Beträgen von ungefähr 1°C sind zu weiten Teilen hochsignifikant (99%).

Für die ENSO-Kaltphase stimmen die reproduzierten Temperaturanomalien im Modell und den Beobachtungen weitgehend in ihrer Struktur und Größe überein. Mit den schon im Geopotentialfeld zur ENSO-Warmphase annähernd entgegengesetzten Anomalien ergibt sich auch hier im Temperaturfeld ein mit einer positiven Anomalie über dem Nordpazifik bis Nordamerika/USA und einer negativen über Nordkanada ähnliches Bild. Die Zentren dieser Anomalien mit Werten bis $\pm 1^{\circ}\text{C}$ sind im Modell wieder hochsignifikant, in den Beobachtungen weisen sie nur teilweise eine Signifikanz von 99% über dem östlichen Pazifik auf. Weiterhin sind für die drei Datensätze im subtropische Bereich über dem Pazifik und Atlantik hohe Signifikanzen festzustellen. Die sowohl während der ENSO-Warm- als auch während der ENSO-Kaltphase ersichtlichen Anomalien im Pazifik und in Nordamerika stimmen mit den Aktionszentren der PNA überein, die ebenfalls mit den Anomalien der 2m-Temperatur in Verbindung gebracht werden können.

6.2.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

In diesem Kapitelabschnitt wurden die in Zusammenhang mit ENSO auftretenden Anomalien in der Troposphäre untersucht. Insgesamt kann festgestellt werden, dass die Anomalienmuster sowohl für die ENSO-Warm- als auch für die ENSO-Kaltphase bis in ein Druckniveau von 500 hPa im L19- und L39-Modell gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Am Boden wird die mit früheren Beobachtungsstudien bestätigte Verstärkung des Aläutentiefs während der ENSO-Warmphase im ECHAM5 deutlich. Gleichzeitig wird in den drei Datensätzen über Kanada und dem Nordwesten der USA eine positive Anomalie im Bodendruck festgestellt (van Loon und Madden, 1981; Hamilton, 1993a). Für die 2m-Temperatur ergeben sich positive Werte über Alaska und Kanada. Ein derartiges Signal kann von Brönnimann et al. (2004) bestätigt werden, die den Einfluss von El Niño 1940 bis 1942 auf die Oberflächentemperatur mit Hilfe von historischen Beobachtungen und Rekonstruktionstechniken untersuchten und diese mit einer 650-Jahr Simulation eines gekoppelten Klimamodells verglichen.

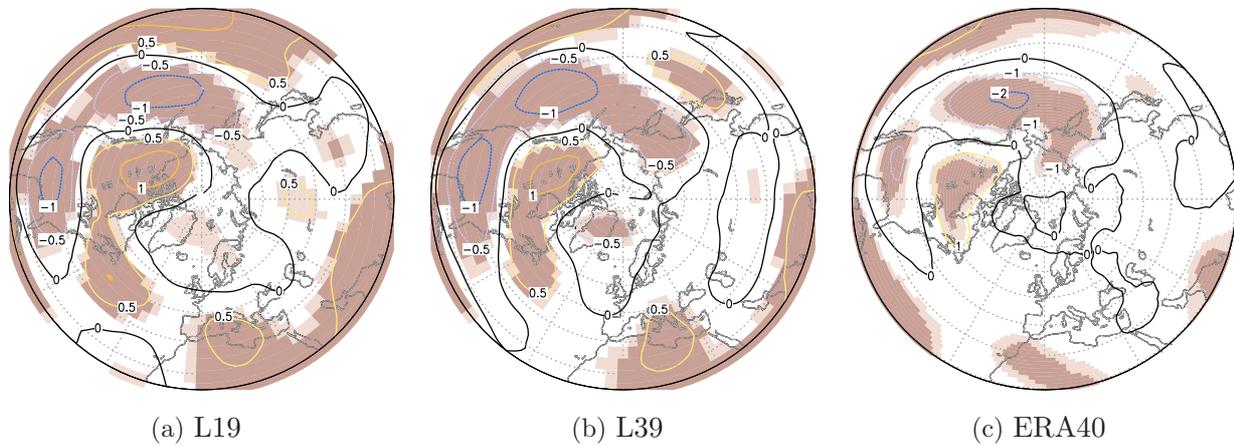


Abb. 6.8: Temperatur Anomalie [$^{\circ}\text{C}$] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand in 500 hPa für DJF-Wintermittel, $20^{\circ} - 90^{\circ}\text{N}$: a) L19, b) L39 und c): ERA-40 Analysen. Das Kontourintervall beträgt 1°C , die $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ Linie ist eingezeichnet. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

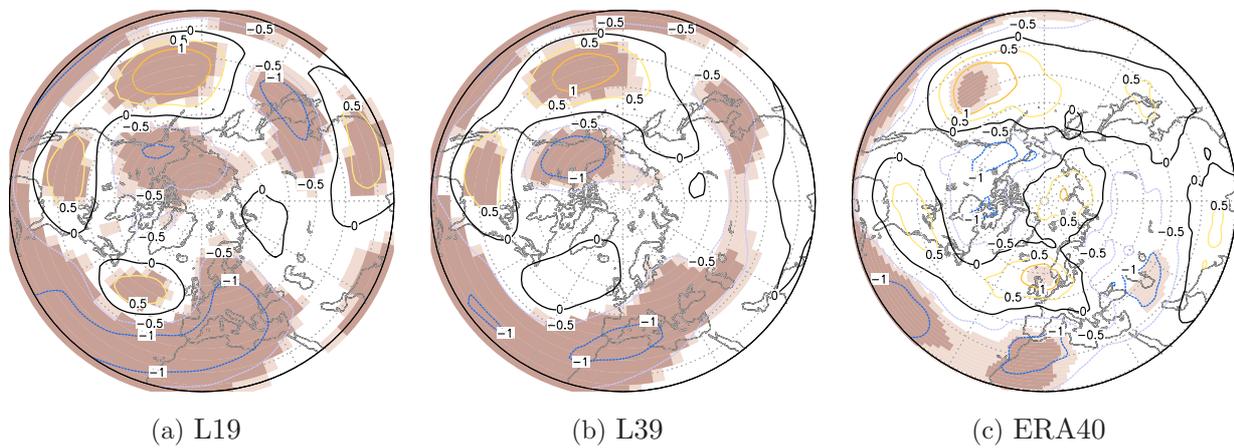


Abb. 6.9: Wie Abb. 6.8 für ENSO-Kaltphase.

Die in Brönnimann et al. (2004), aber auch in Fraedrich und Müller (1992) dargestellten negativen Anomalien über Zentraleuropa werden weder in den ERA-40 Analysen noch im Modell wiedergegeben. Damit wird deutlich, dass das ENSO-Signal für einzelne Fälle und Perioden zu variieren scheint. Für 500 hPa zeigt sich während der ENSO-Warmphase in den Karten der geopotentiellen Höhe und der Temperatur eine ausgeprägte Wellenstruktur mit einer negativen Anomalie über dem Nordpazifik, einer positiven über Kanada und einer negativen im Süden/Südosten der USA. Dieser als Pazifik-Nordamerika (PNA) bezeichnete Wellenzug zeigt den Einfluss ENSOs auf die extratropischen troposphärische Zirkulation, wie er durch frühere Beobachtungs- und Modellstudien bekannt ist (van Loon und Madden, 1981; Horel und Wallace, 1981; Sassi et al., 2004) Hoerling et al., 1996). Die hochsignifikanten Anomaliezentren am Boden können mit denen in 500 hPa in Verbindung gesetzt werden, wobei eine minimale Westwärtsneigung mit zunehmender Höhe erkennbar ist. Für die ENSO-Kaltphase wird ein umgekehrtes Signal beobachtet und simuliert, was ebenso in seiner räumlichen und zeitlichen Ausdehnung in den drei Datensätzen gut übereinstimmt. Die Anomalien sind dabei insgesamt etwas schwächer, was mit früherern Beobachtungsstudien bestätigt werden kann (van Loon und Madden, 1981; van Loon und Rogers, 1981; Horel und Wallace, 1981; van Loon und Labitzke, 1987; Hoerling et al., 1997). Im ERA-40 Datensatz ergeben sich für beide ENSO-Phasen kaum Signifikanzen, was vermutlich auf den wenigen beobachteten in die Berechnung eingehenden ENSO-Fälle zwischen 1957/58 und 1997/98 beruht. Im Gegensatz dazu werden im L19 und L39 großräumig Gebiete mit einem 99% Signifikanzniveau simuliert, aufgrund der Ensemblemittel der zwei Modellversionen. Zusammenfassend reproduziert das Modell in guter Übereinstimmung zu anderen allgemeinen Zirkulationsmodellen die beobachtete troposphärische Zirkulation der Extratropen während ENSO-Ereignissen. In der Troposphäre treten kurz bis langskalige zonale Wellenzahlen auf. Nur die langen planetarischen Wellen mit den zonalen Wellenzahlen 1 bis 3 breiten sich in der jeweiligen Winterhemisphäre (Abschnitt 2.4.3) bis in die Stratosphäre aus (Charney und Drazin, 1961). Eine unterschiedliche Wellenanregung und -ausbreitung während der ENSO-Phase führt zu einem dynamischen Einfluss auf die Stratosphäre (siehe Kapitel 2 und 7).

6.3 ENSO in der Stratosphäre

In diesem Abschnitt werden die ENSO-Anomalien für die 30 hPa Druckfläche in den beiden Modellversionen und in den Beobachtungen miteinander verglichen. Dabei werden Anomalien im Geopotential- und Temperaturfeld untersucht, die hier als DJF-Wintermittel und für die einzelnen Monate dargestellt werden, um die saisonale Entwicklung des stratosphärischen Polarwirbels (siehe Abschnitt 2.5) in den verschiedenen Datensätzen darzustellen.

6.3.1 Anomalien der geopotentiellen Höhe in 30 hPa

Die Abbildung 6.10 zeigt die Anomalien der geopotentielle Höhe für die ENSO-Warmphase. Im L19-Modell (Abbildung 6.10a) tritt das Maximum positiver Anomalie mit 100 gpm über Nordkanada auf, gleichzeitig ist das Minimum von -60 gpm über Skandinavien lokalisiert,

was sich über Mittel- und Nord- bis Osteuropa erstreckt. Dieser negative Bereich ist von einem Ring positiver Werte umgeben, welche die Nordhemisphäre bis 20°N umschließt.

Im L39-Modell (Abbildung 6.10b) ergibt sich ein etwas anderes Bild. Die mit mehr als 100 gpm positive Anomalie ist über der Kanadischen Arktis zentriert und hat eine größere Ausdehnung. Eine schwach negative Anomalie umgibt diesen Bereich vom Nordostpazifik über Asien und Europa bis in den Nordostatlantik, die lediglich im Raum Großbritannien bis Skandinavien ein Minimum von -20 gpm erreicht. Positive Werte zeigen sich ähnlich zum L19-Modell im subtropischen Bereich.

Mit den Beobachtungsdaten (Abbildung 6.10c) kann das Resultat der L39-Auflösung weitgehend bestätigt werden. Die positive Anomalie mit einem Maximum von 120 gpm zieht sich vom Norden der USA über den Pol und reicht bis zum asiatischen Kontinent. Die negative Anomalie zeigt zwei Zentren, wobei das eine über Nordosteuropa mit maximalen Werten von 60 gpm und das andere über dem westlichen Nordpazifik mit Werten bis 40 gpm liegt.

Während in den Beobachtungen die negativen Zentren Signifikanzen auf dem 95% Niveau und im östlichen Mittelmeer sowie dem Schwarzen Meer auf dem 99% Niveau zu finden sind, zeigen sich in den Modellversionen für weite Gebiete hochsignifikante Anomalien (99%). Dazu gehören im L39 der subtropische Bereich und die positive Anomalie, im L19 ist die negative Anomalie ebenfalls in ihrem Zentrum hoch signifikant. Diese Unterschiede in den Signifikanzen können vermutlich mit der geringeren stratosphärischen Wintervariabilität im L19 in Zusammenhang gebracht werden (Kapitel 5).

Für die ENSO-Kaltphase werden die Unterschiede zwischen den Beobachtungen und den Modellversionen größer, was anhand der Abbildung 6.11 erkennbar ist. In der L19-Modellversion (Abbildung 6.11a) zeigt sich eine schwach positive Anomalie mit einem Maximum von 40 gpm südlich von Grönland, die sich über Kanada bis zum zentralen Pazifik erstreckt. Um diese schließt sich eine die ganze Hemisphäre umgebende negative Anomalie, die östlich vom Baikalsee mit 40 gpm ihr Maximum erreicht. Dieser Ring negativer Anomalien sowie das Zentrum der positiven Anomalie ist hochsignifikant (99%).

Im Vergleich dazu zeigen sich in der L39-Modellversion (Abbildung 6.11b) zwei Gebiete mit positiven Anomalien, die über Island (40 gpm) und Japan (> 0 gpm) lokalisiert sind. Diese zwei Gebiete sind von negativen Anomalien umschlossen, die ihr Minimum von -40 gpm zwischen Alaska, Nordpol und Sibirien liegen haben und im Bereich von Alaska hochsignifikant (99%) sind. Das breite Band in den Subtropen ist ebenfalls hochsignifikant.

Im Beobachtungsdatensatz (Abbildung 6.11c) wird eine viel stärkere negative Anomalie deutlich (Welle-2 Struktur). Diese erstreckt sich vom Norden der USA über Grönland und leicht verschoben über den Nordpol. Dabei besitzt sie ein Minimum von -160 gpm über Nordkanada. Zwei schwach positive Anomalien finden sich im Nordwesten von Europa bis Island (40 gpm) und im nordöstlichen Asien (20 gpm). Signifikanzen sind jedoch nicht feststellbar. Die geringeren Signifikanzen für die ENSO-Kaltphase können auf ein weniger robustes Signal hindeuten, außerdem gehen weniger La Niña Fälle in die Berechnung ein (besonders für ERA-40).

Mit der im L39-Modell und in den Beobachtungen positiven Anomalie in der geopotentiellen Höhe ist ein den Winter dominierende positive Druckabweichung in 30 hPa während der ENSO-Warmphase verbunden. Der stratosphärische Polarwirbel schwächt sich ab und

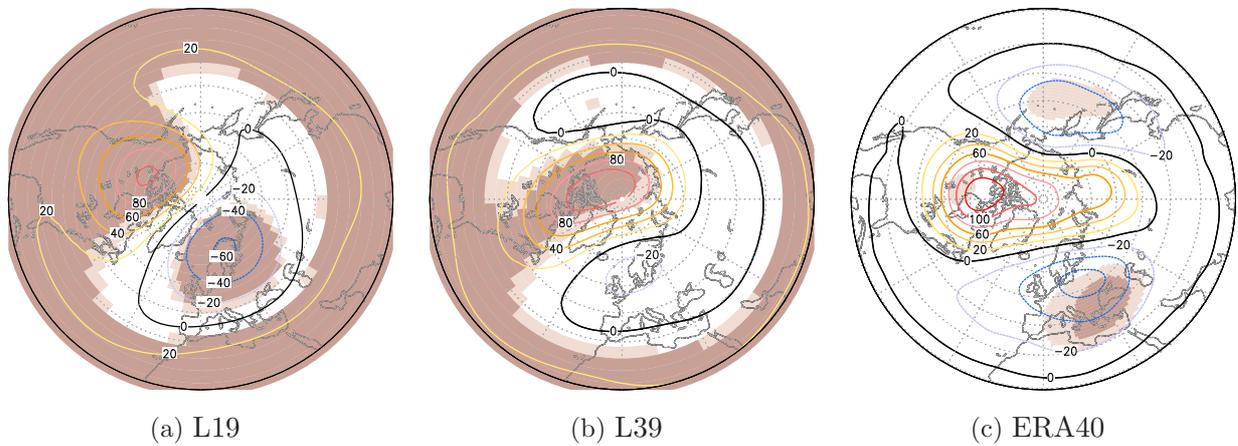


Abb. 6.10: Geopotentielle Höhe Anomalie [gpm] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand in 30 hPa für DJF-Wintermittel, 20° - 90° N: a) L19, b) L39 und c) ERA-40 Analysen. Das Kontourintervall beträgt 20 gpm. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

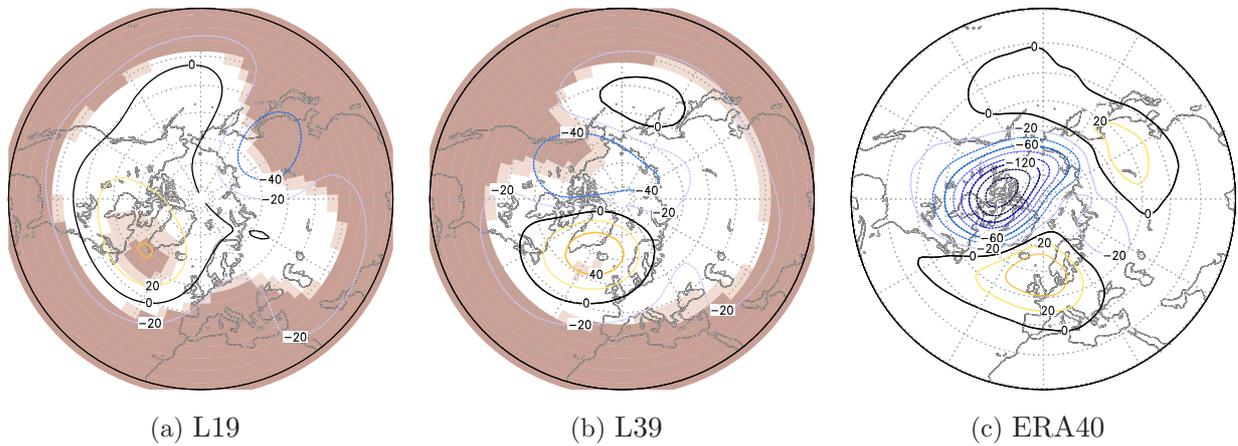


Abb. 6.11: Wie Abb. 6.10 für ENSO-Kaltphase.

das Aläutenhoch verstärkt sich. Umgekehrtes ergibt sich während der ENSO-Kaltphase. Die negative Anomalie über dem Pol bringt eine Verstärkung des Polarwirbels sowie eine Abschwächung des Aläutenhochs mit sich. Um die Entwicklung des ENSO-Signals in der Stratosphäre besser zu verstehen, wird der saisonale Gang in den Anomalien untersucht.

6.3.1.1 Saisonale Entwicklung

ENSO-Warmphase

In der Abbildung 6.12a - 6.12i sind für die einzelnen Monate Dezember, Januar und Februar die Anomalien der geopotentiellen Höhe dargestellt. Dabei sind sowohl Unterschiede als auch Parallelen zwischen den Modelldaten der L19 sowie L39 Version und den ERA-40 Daten zu erkennen. Besonders der Monat Dezember (Abb. 6.12a, 6.12b und 6.12c) weist erhebliche Differenzen zwischen den drei Datensätzen auf. Während in den Beobachtungsdaten eine deutliche negative Anomalie, die sich mit einem Minimum von -100 gpm über Nordwestgrönland sowohl bis nach Nordsibirien als auch in den Nordpazifik und -atlantik erstreckt, festzustellen ist, wird in den Modelldaten eine von Kanada in Richtung Nordpol ausbreitende positive Anomalie mit maximalen Werten von 60 gpm (80 gpm) im L39 (L19) simuliert. Diese positive Anomalie ist von schwachen negativen Anomalien umgeben, die weite Gebiete vom Nordpazifik (Aläuten), Asien und Mittel- bis Nordeuropa sowie den Nordatlantik einschließt. Dieses annähernd Welle 1/Welle 3 Muster in L19/L39 ist in den Beobachtungsdaten nicht zu finden. In denen kommen neben der negativen Anomalie noch schwach positive Anomalien über dem Norden der USA und Sibirien hinzu, eine typische Welle-2 Struktur mit umgekehrtem Vorzeichen. Die starke negative Abweichung im ERA-40 Datensatz kann mit der aus Klimatologien resultierenden Abschwächung der geopotentiellen Höhe zum Winter erklärt werden, wogegen im Modell die Variabilität schon im November zu Beobachtungen vergleichbar sehr groß ist (Kapitel 5).

Im Januar (Abb. 6.12d, 6.12e, 6.12f) wird eine starke positive Anomalie von 240 gpm beobachtet, deren Zentrum über Nordkanada liegt und die sich weit bis in die USA und zum Pol ausdehnt. Umgeben wird dieser Bereich mit einem großen Gebiet negativer Anomalien, die ihr Maximum mit mehr als 120 gpm über Großbritannien erreichen. Das Januar-Anomalienmuster für die L19-Modelldaten ist dem vom Dezember recht ähnlich. Die positive Anomalie hat sich auf Werte von über 100 gpm und die negative Anomalie auf 80 gpm verstärkt. Gleichzeitig scheint diese negative Anomalie etwas weiter östlich gewandert zu sein. In der L39-Version hat sich die positive Anomalie ebenfalls auf Werte von 100 gpm über Nordkanada verstärkt und weiter vergrößert, so dass sie bis nach Nordsibirien reicht.

Die positiven Anomalien haben sich im Februar (Abb. 6.12g, 6.12h und 6.12i) sowohl in den Beobachtungsdaten als auch in den Modelldaten gegenüber dem Januar weiter verstärkt. Für die Beobachtungsdaten liegt sie mit maximalen Werten von 320 gpm und für die L39-Version mit 200 gpm direkt über dem Pol. Dabei reicht das Gebiet vom Norden der USA über den Pol bis zum Baikalsee und hat eine elongierte Form. Diese wird von einem geschlossenem Ring negativer Werte in ERA40 umgeben, der im L39-Modell im Bereich Nordamerika und Atlantik nicht vollständig umschließt. In den Beobachtungsdaten werden vor allem die zwei

negativen Anomaliezentren mit Werten bis -80 gpm über Ostasien/Nordpazifik und über Osteuropa deutlich. Für die L39-Modelldaten ergeben sich schwächere negative Anomalien, deren Maxima mit mehr als 20 gpm bzw. 40 gpm südlich der Alëuten und Nordosteuropa liegen. Eine weiterhin fehlende Entwicklung ist auch im Februar für L19 feststellbar. Die über Kanada liegende verstärkte positive Anomalie von 120 gpm und die negative Anomalie haben sich von ihrer Position kaum geändert. Im L19-Modell wird kein saisonaler Gang des stratosphärischen Polarwirbels während El Niño simuliert, was auf eine fehlende Wintervariabilität in der Stratosphäre zurückzuführen ist. Vermutlich ist dieser Artefakt in 30 hPa auf die Nähe zum Modelloberrand in 10 hPa zurückzuführen (Kapitel 4).

In allen drei Monaten werden für die Beobachtungen nur geringe Signifikanzen bezüglich der Anomalienmuster analysiert. Lediglich im Januar ist das Gebiet negativer Anomalien über dem Nordatlantik bis nach Osteuropa auf dem 99% Niveau und die positiven Anomalien über Kanada zu 95% signifikant. Im Februar sind Signifikanzen von 99% über dem Westpazifik und über Russland zu erkennen. Für die Modelldaten sticht der Subtropenbereich aufgrund seiner hohen Signifikanzen (99%) deutlich hervor, die aus der geringen zwischenjährlichen Variabilität in diesen Breiten, aufgrund der im Modell nicht simulierten QBO, resultieren. Daneben sind die Anomaliezentren im L19-Modell in allen drei Monaten vollständig hochsignifikant, spiegeln aber nicht einen realistischen Jahresgang während eines El Niño Ereignis wieder. Diese Modellversion hat einen unrealistischen Jahresgang der nordhemisphärischen Winterstratosphäre (siehe Abschnitt 5.2). Im Februar ist das Zentrum der positiven Anomalie in L39 in großen Teilen zu 99% signifikant.

ENSO-Kaltphase

Während der ENSO-Kaltphase (Abbildung 6.13a - 6.13i) sind die Anomalien besonders in den Modelldaten schwächer und kaum signifikant. Für den Dezember (Abb. 6.13a, 6.13b und 6.13c) ist in den Beobachtungsdaten eine vom Pol nach Nordkanada verschobene negative Anomalie mit Werten von -300 gpm zu sehen. Diese wird von schwachen bis maximal 80 gpm positiven Werten umgeben. Im Modelldatensatz der L39-Version ist eine positive Anomalie im Bereich des Nordatlantiks feststellbar, deren Zentrum über Grönland mit Werten von bis zu 60 gpm liegt. Diese synoptische Situation wird nicht annähernd in den beiden Modellversionen simuliert und deutet auf ein grundsätzliches Problem im saisonalen Gang der Stratosphäre des ECHAM5-Modell im Frühwinter hin.

Im Januar (Abb. 6.13d, 6.13e und 6.13f) weisen die Beobachtungsdaten zwei negative Zentren auf. Ein großes Gebiet mit Minimumwerten von -140 gpm liegt über Eurasien/Westsibirien und ein weiteres erstreckt sich von Westgrönland über die Mitte der USA bis zum Zentralpazifik (-60 gpm). Zwischen diesen liegt ein Gebiet positiver Anomalien, die von Japan mit maximalen Werten von 60 gpm über die Mongolei/Sibirien bis zum Nordatlantik reichen. Für die L39-Modelldaten hat sich eine negative Anomalie von Alaska über den Pol nach Sibirien entwickelt, die nun Werte von -100 gpm aufweist. Eine positive Anomalie (40 gpm) erstreckt sich vom Nordosten von Kanada über Grönland bis nach Nordeuropa. Dieses Muster ähnelt am ehesten dem beobachteten Anomalienmuster im Februar in ERA-40 und deutet auf eine zeitliche Verschiebung der La Niña Anomalie im L39-Modell hin. In L19 wird eben-

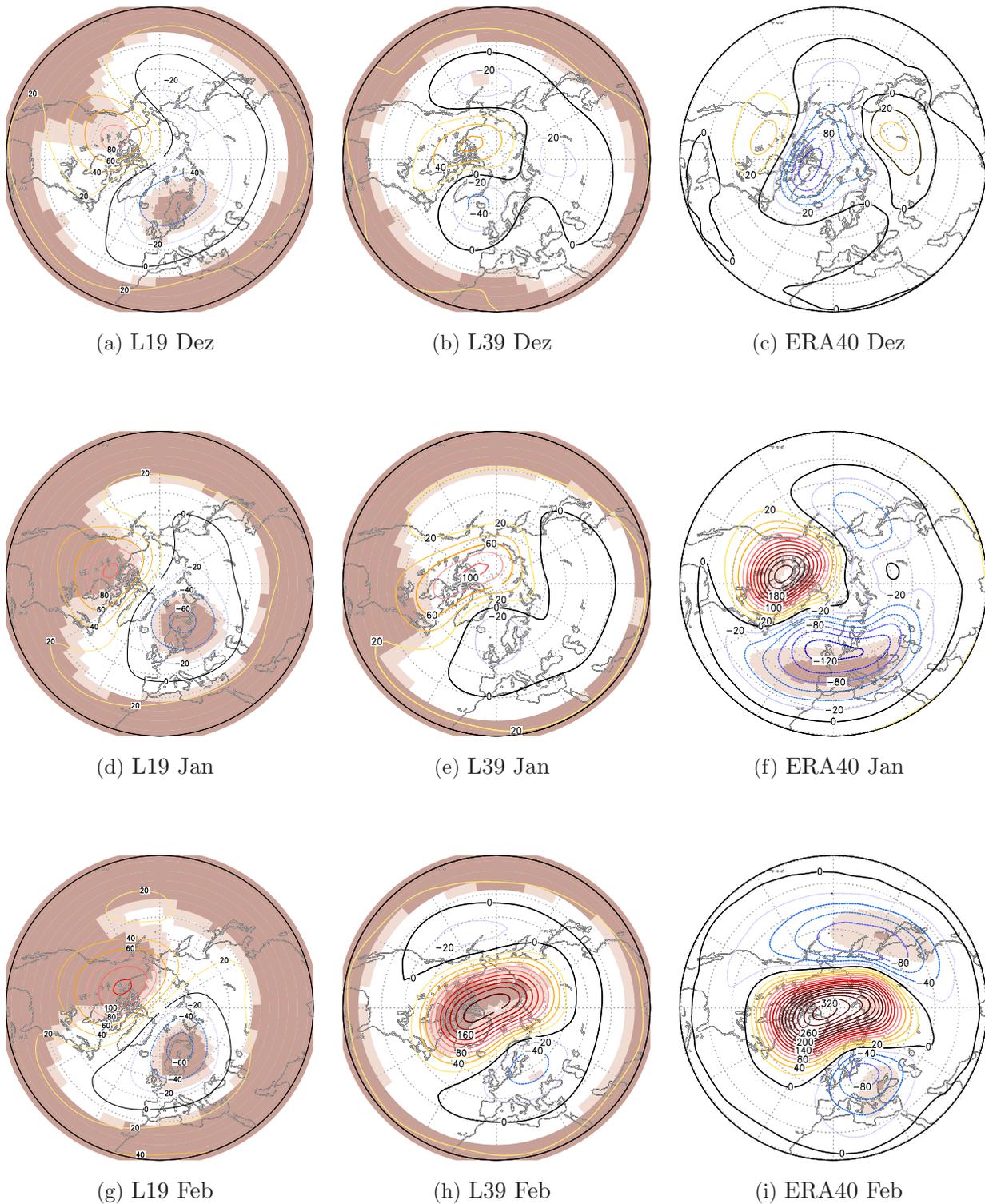


Abb. 6.12: Geopotentielle Höhe Anomalie [gpm] der ENSO-Warmphase in 30 hPa für die einzelnen Monate Dez/Jan/Feb, 20° - 90°N: a), d), g) L19, b), e), h) L39 und c), f), i) ERA-40 Analysen. Das Kontourintervall beträgt 20 gpm. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

falls eine von Kanada reichende positive Anomalie deutlich, die sich allerdings nicht so weit östlich ausdehnt. Außerdem ist über Japan und Mittel- bis Südeuropa eine schwach negative Anomalie (40 gpm) zu nennen.

Im Februar (Abb. 6.13g, 6.13h und 6.13i) zeigen die Beobachtungsdaten eine stark ausgeprägte negative Anomalie von -160 gpm, die sich von Nordostkanada über den Pol bis nach Japan erstreckt. Diese wird von zwei positiven Zentren umgeben, die maximal über Skandinavien (80 gpm) und dem östlichen Zentralpazifik (20 gpm) sind. Im L39-Modell ist eine Welle-2 Struktur erkennbar, ähnlich zu dem beobachteten Mustern im Januar. So liegen die positiven Anomalien über dem Nordatlantik und über dem östlichen Zentralasien (60 gpm und 40 gpm), welche von den negativen Anomalien über Kanada und Osteuropa getrennt werden (-40 gpm). Das L19-Modell simuliert eine positive Verstärkung und Verschiebung des Polarwirbels während La Niña, was nicht realistisch im Vergleich zu Beobachtungen ist.

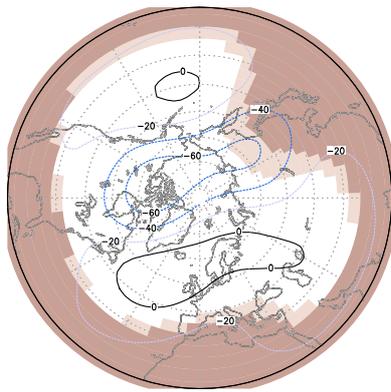
Für die ENSO-Kaltphase sind in den Beobachtungsdaten keine signifikanten Gebiete zu finden. In den Modelldaten wird für alle drei Monate wieder der subtropische Bereich mit den höchsten Signifikanzen (99%) deutlich. Desweiteren ist nur noch die schon erwähnte positive Anomalie im Februar im L19 signifikant (95%), die jedoch kein realistisches Ergebnis widerspiegelt.

Die beobachtete saisonale Entwicklung kann vom L39-Modell für die ENSO-Warmphase gut wiedergegeben werden. Auch für die ENSO-Kaltphase zeigen sich Übereinstimmungen, allerdings scheint das L39-Modell um einen Monat den Beobachtungen in der Entwicklung hinterher. Das L19-Modell spiegelt weder für die ENSO-Warm-, noch für die ENSO-Kaltphase das ENSO-Signal wider.

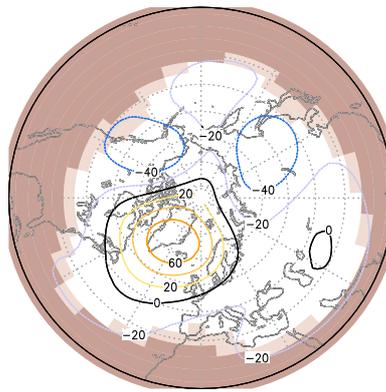
6.3.2 Anomalie der Temperatur in 30 hPa

Im Temperaturfeld unterscheiden sich die Anomaliemuster der einzelnen Modellversionen sowie der Beobachtungen während der ENSO-Warmphase wenig (Abbildung 6.14). In allen drei Datensätzen ergibt sich eine positive Anomalie im Bereich Nordkanadas, die sich unterschiedlich weit über den Nordpazifik und den Pol bis nach Sibirien ausdehnt. Für L19 (Abbildung 6.14a) erreicht diese Werte von mehr als 2°C und mit einer leichten Verschiebung vom Pol weg fasst sie einen großen Teil des Nordpazifiks mit ein. Für die L39-Daten (Abbildung 6.14b) dehnt sich diese gleichstarke Anomalie weiter über den Pol aus, wo sie auch maximale Werte aufweist. In beiden Modellversionen ist dieser Bereich positiver Werte hochsignifikant (99%). Im ERA-40 Datensatz (Abbildung 6.14c) liegt diese nicht signifikante positive Anomalie mit Werten von 3°C zentrierter über dem Pol. Damit verbunden ist eine geringere Ausdehnung in den Nordpazifik sowie eine größere in den asiatischen Kontinent. In den Beobachtungen wird eine negative Anomalie deutlich, die von Florida über den Nordatlantik bis nach Osteuropa zieht und im Raum Großbritannien und Westeuropa maximale Anomaliewerte von 2°C aufweist. Dieser negative Bereich ist zum Teil auf dem 99% Niveau signifikant.

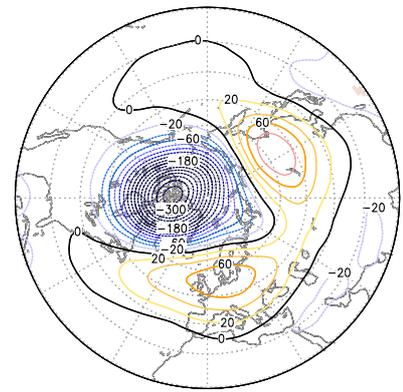
Im Vergleich zur ENSO-Warmphase ergeben sich für die ENSO-Kaltphase uneinheitlichere Ergebnisse (Abbildung 6.15). Vor allem in den Modellversionen sind aufgrund der sehr schwachen negativen Anomalie (-1°C) kaum Aussagen zu treffen. Während in L19 (Ab-



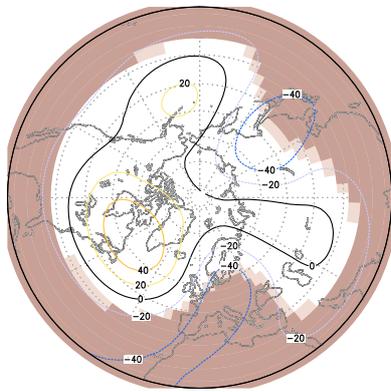
(a) L19 Dez



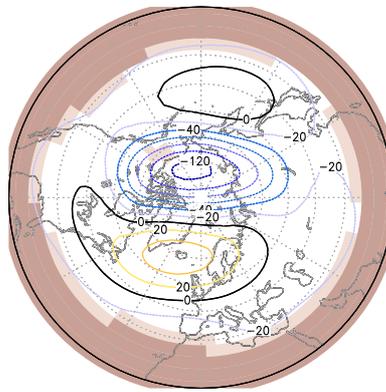
(b) L39 Dez



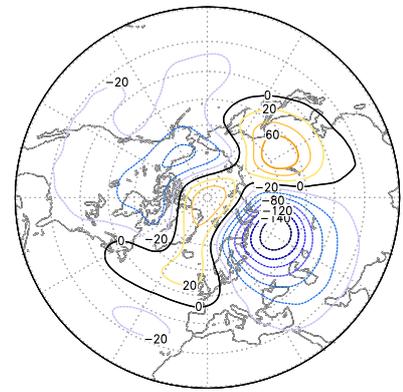
(c) ERA40 Dez



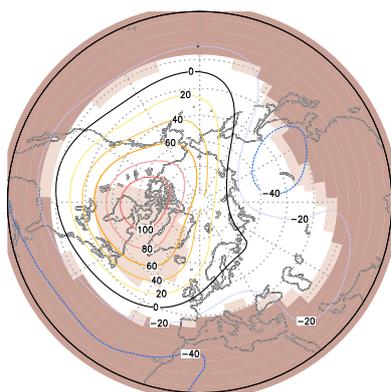
(d) L19 Jan



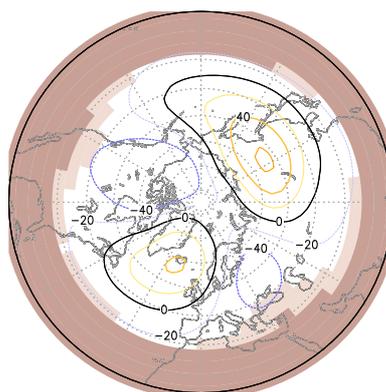
(e) L39 Jan



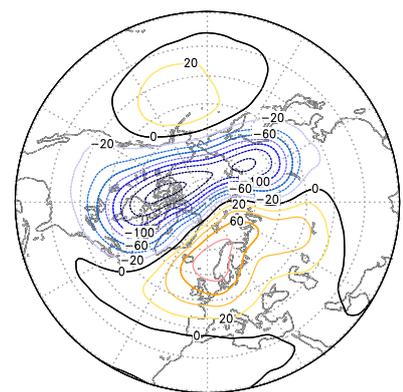
(f) ERA40 Jan



(g) L19 Feb



(h) L39 Feb



(i) ERA40 Feb

Abb. 6.13: Wie Abb. 6.12 für ENSO-Kaltphase.

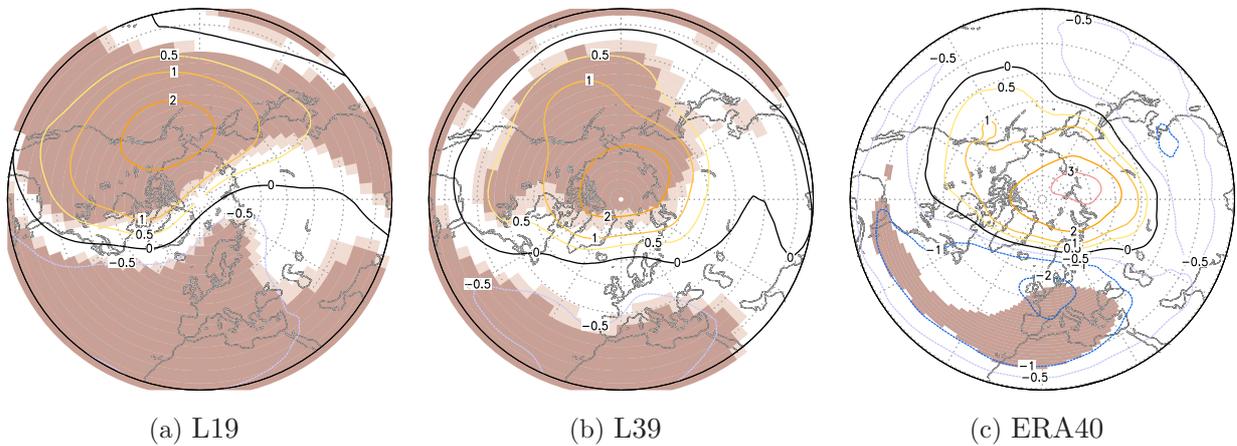


Abb. 6.14: Temperatur Anomalie [$^{\circ}\text{C}$] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand in 30 hPa für DJF-Wintermittel, $20^{\circ} - 90^{\circ}\text{N}$: a) L19, b) L39 und c) ERA-40 Analysen. Das Kontourintervall beträgt 1°C , die $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ Linie ist eingezeichnet. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

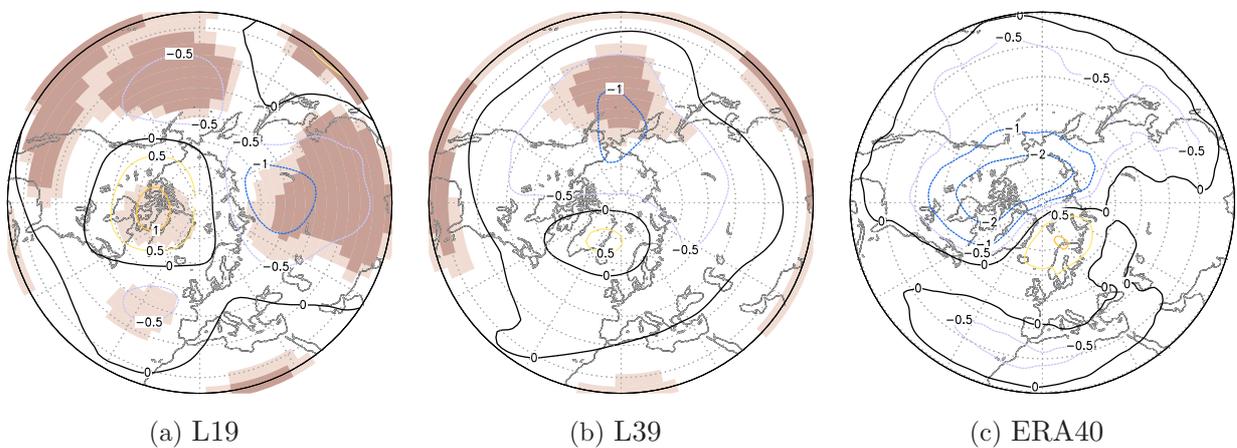


Abb. 6.15: Wie Abb. 6.14 für ENSO-Kaltphase.

bildung 6.15a) das Zentrum der hochsignifikanten negativen Anomalie über Russland liegt, findet sich dieses in L39 (Abbildung 6.15b) im nordpazifischen Ozean. Eine vom Betrag gleichgroße positive Anomalie zeigt sich in L19 von Nordkanada bis Grönland, die auch zu 95% signifikant ist. In den Beobachtungen (Abbildung 6.15c) erstreckt sich dagegen eine negative Anomalie von Kanada über Alaska und den Nordpol, wo Werte von 2°C erreicht werden. Signifikanzen sind allerdings in den Beobachtungen nicht zu finden.

Diese positive Anomalie in der Temperatur während der ENSO-Warmphase erklärt die mit der Abschwächung des Polarwirbels verbundene Erwärmung über dem Pol und dem sich verstärkenden Aläutenhoch in der Stratosphäre. Die negative Anomalie während der ENSO-Kaltphase zeigt die mit der Verstärkung des stratosphärischen Polarwirbels einhergehende Abkühlung. Auch für die Temperatur wird die saisonale Entwicklung der Temperaturanomalien gezeigt.

6.3.2.1 Saisonale Entwicklung

ENSO-Warmphase

Um die saisonale Entwicklung der ENSO-Anomalien in der Temperatur darzulegen, werden wieder die einzelnen Monate Dezember, Januar und Februar während der ENSO-Warmphase für die drei Datensätze betrachtet (Abb. 6.16).

Im Dezember (Abb. 6.16a, 6.16b und 6.16c) ist sowohl für die L19- als auch für die L39-Version eine positive Anomalie im Bereich des Nordpazifiks festzustellen. Diese ist im Modell hoch signifikant (99%). In den Beobachtungen ergibt sich ebenfalls ein Bereich positiver Werte, der mit 1°C vom Westen Kanadas über Alaska nach Nordsibirien zieht und dort Werte von 2°C erreicht. Südlich über Zentralasien/Japan und dem westlichen Pazifik sowie über Grönland und Nordafrika liegen noch schwach negative Anomalien, die bis auf den Mittelmeersektor nicht signifikant sind. Im L19-Modell sind weite Teile des Atlantiks und Pazifiks durch Signifikanzen (99%) gekennzeichnet. Im L39-Modell ist nur der Norden der USA, Nordafrika und der östliche Teil des subtropischen Atlantiks durch derartige Anomalien gekennzeichnet.

Im Januar (Abb. 6.16d, 6.16e und 6.16f) wird in allen drei Datensätzen ein Wellenzahl-1 Muster deutlich, wobei dieses in den Beobachtungen stärker ausgeprägt ist. In der L19-Version ergibt sich ein zum Dezember sehr ähnliches Muster. Die positive Anomalie hat sich weder in ihrer Intensität noch in ihrer räumlichen Ausdehnung sichtlich verändert. In der Mittelatmosphärenversion von ECHAM5 hat sich diese vom Nordpazifik Richtung Nordamerika ausgedehnt und zeigt nun Maximalwerte von 3°C . In beiden Modelldatensätzen ist gleichzeitig eine sehr schwache negative Anomalie über dem westeuropäischen Kontinent zu sehen (1°C). Für die Beobachtungen sind Maximalwerte von 3°C im Bereich der positiven Anomalie festzustellen, die leicht vom Pol nach Alaska verschoben sind. Eine zugehörige negative Anomalie mit einem Zentrum von 4°C ist über dem Nordatlantik mit einer weiträumigen Ausdehnung bis nach Europa zu finden, die im Bereich des östlichen Nordatlantiks hochsignifikant (99%) ist. Im Modell sind derart hohe Signifikanzen im Bereich der positiven

Anomalie, im subtropischen Gürtel sowie über dem Atlantik und teils über dem Pazifik zu finden.

Das Wellenzahl-1 Muster wird in den Beobachtungen und in der L39-Version zum Februar (Abb. 6.16g, 6.16h und 6.16i) von einer polaren Erwärmung abgelöst, so dass für diese beiden Datensätze eine starke positive Anomalie über dem Pol zentriert ist. Während diese mit einem Maximum von mehr als 6°C in den Beobachtungen keine Signifikanzen aufweist, ist diese im Modell mit Werten bis 5°C ein wenig schwächere Anomalie auf dem 99% Niveau signifikant. Über Nordamerika, dem Atlantik und weiten Teilen von Europa ist in den Beobachtungsdaten eine schwach negative Anomalie mit Werten von -2°C in Südosteuropa zu finden, die auch in einigen Gebieten Signifikanzen (95%) aufweist. Im L39-Datensatz ist lediglich in Südosteuropa eine ähnlich starke negative Anomalie ersichtlich, die allerdings ebenso wie der subtropische Gürtel über den Ozeanen und Nordwestafrika signifikant ist (95% - 99%). Für das L19-Modell ist weiterhin keine Entwicklung feststellbar.

ENSO-Kaltphase

Während der ENSO-Kaltphase (Abb. 6.17) ist das Signal für die Temperaturanomalien in der Stratosphäre nicht so deutlich ausgeprägt. In den Beobachtungen ist im Dezember (Abb. 6.17c) eine negative Anomalie mit Werten bis zu -5°C festzustellen. Diese liegt annähernd über dem Pol und zieht sich von Nordkanada bis Westgrönland. Eine weitere positive Anomalie mit einem Maximum von 2°C ist über Zentralasien zu sehen. Im L39-Modell (Abb. 6.17b) erstreckt sich dagegen eine negative Anomalie vom Pazifik westlich nach Zentralasien (1°C - 2°C). Im L19 zeigt sich eine ähnlich schwache negative Anomalie, welche leicht vom Pol Richtung Nordostsibirien verschoben ist. Lediglich in den Modellversion sind Signifikanzen im Bereich dieser Anomalien festzustellen (95% - 99%).

Im Januar (Abb. 6.17d, 6.17e und 6.17f) hat sich die im Modell nun nicht mehr signifikante negative Anomalie für die L19-Version nach Russland verschoben und für die L39-Version über den Pol mit maximalen Werten von -2°C . In ERA-40 liegt über dem Pol, Grönland und Nordostkanada eine positive Anomalie mit Werten bis 3°C , welche von einem fast geschlossenen Ring geringer negativer Anomalien umgeben ist. Diese negativen Anomalien erreichen Höchstwerte von 3°C über Osteuropa und Westrussland. Signifikanzen ergeben sich in den Beobachtung keine, im Modell vereinzelt.

Aus dem Ring negativer Anomalien hat sich im Februar (Abb. 6.17g, 6.17h und 6.17i) eine negative Anomalie über dem Pol gebildet, die sich vom Nordosten der USA/Kanadas bis nach Sibirien und Westasien zieht. Das über dem Pol gelegene Maximum erreicht Werte von 5°C . Weiterhin sind schwach negative Anomalien im Nordpazifik und im Atlantik südlich der Iberischen Halbinsel zu beobachten. Eine schwach positive Abweichung ergibt sich im Bereich des Urals bis nach Skandinavien. Wie schon in den vorherigen Monaten ist für die Beobachtung keine Signifikanz im Temperaturfeld während der ENSO-Kaltphase feststellbar. Die Modelldaten zeigen für den Februar eine positive Anomalie nahe des Pols mit Werten von 2°C und zwei signifikante Minima über den Aläuten (95%) und über dem Norden bis Westen der USA (99%).

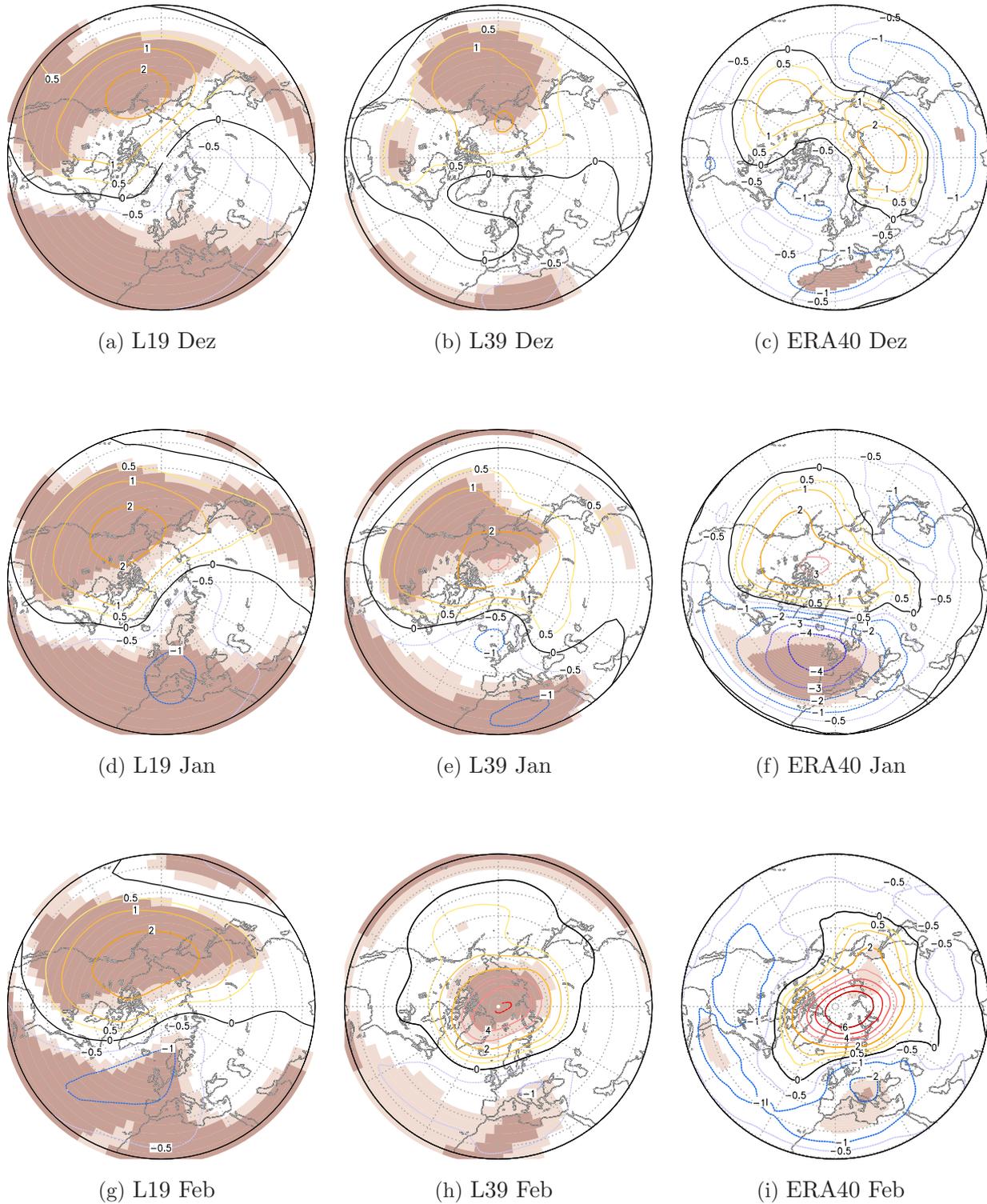


Abb. 6.16: Temperatur Anomalien [$^{\circ}\text{C}$] der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand in 30 hPa für die einzelnen Monate Dez/Jan/Feb, 20° - 90°N : a), d), g) L19, b), e), h) L39 und c), f), i) ERA-40 Analysen. Das Kontourintervall beträgt 1°C , die $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ Linie ist eingezeichnet. Signifikante Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

Dieses unklare Signal unterstützt die Thesen früherer Arbeiten, in denen für die La Niña Ereignisse nur schwer von der zwischenjährlichen Variabilität unterscheidbare oder überhaupt nennenswerte Resultate zu finden waren (z.B. Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006).

6.3.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Zusammenfassend konnte in diesem Kapitelabschnitt gezeigt werden, dass die extratropische Stratosphäre im NH-Winter durch ENSO beeinflusst wird.

Während der ENSO-Warmphase wird eine positive Anomalie über dem Pol und den Aläuten in den 30 hPa Karten der geopotentiellen Höhe für die Beobachtungen und das L39-Modell deutlich. Verbunden damit ist eine Abschwächung des Polarwirbels sowie eine Verstärkung des winterlichen Aläutenhochs in der Stratosphäre bis hin zur Verlagerung des Hochdruckgebiets über dem Pol - ein typisch zonales Welle 1-Muster. Das L19-Modell zeigt eine Verschiebung des Welle-1 Maximums nach Kanada. Gleichzeitig wird das Maximum mit einem fast geschlossenen Ring negativer geopotentielle Höhe Anomalien umgeben, was in allen drei Datensätzen auftritt. Damit einher geht eine Erwärmung wie in den dargestellten Temperaturanomalien ersichtlich wird. Während diese in den Beobachtungen über dem Pol liegt, ist sie für das L19- und L39-Modell Richtung Nordpazifik verschoben. Die Ergebnisse für die Stratosphäre während der ENSO-Warmphase stimmen mit anderen Beobachtungs- und Modellstudien gut überein (van Loon und Labitzke, 1987; Hamilton, 1993a,b, 1995; Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006). Der saisonale Verlauf über die Wintermonate zeigt für die geopotentielle Höhe und die Temperatur die Entwicklung einer positiven Anomalie, welche sich langsam von Nordwestkanada zum Pol ausbreitet und verstärkt. Dabei wird deutlich, dass zwischen den Beobachtungen und dem L39-Modell im Mittwinter (Januar) eine zeitliche Verschiebung des ENSO-Signals im L39-Modell um einen Monat nach hinten auftritt. Eine derartige saisonale Entwicklung des stratosphärischen Polarwirbels während einer ENSO-Warmphase ist im L19-Modell nicht zu finden, was auf eine fehlende Wintervariabilität in der unteren Stratosphäre zurückgeführt werden kann (Kapitel 5, Abb. 5.5) sowie auf die Nähe der 30-hPa Fläche zum Modelloberrand (Kapitel 4).

Während der ENSO-Kaltphase ist das Signal in der geopotentiellen Höhe in den Beobachtungen ungefähr gleich stark ausgeprägt, welches eine leicht vom Pol verschobene negative Anomalie und zwei positive Anomalien, wovon eine über dem Nordatlantik/Europa und die andere über dem Nordpazifik/Nordostsibirien liegt, zeigt. Dies hat eine Verstärkung des winterlichen Polarwirbels und eine Abschwächung des Aläutenhochs zur Folge. Während für das L39-Modell ein ähnliches, aber schwächeres Signal erkennbar ist, simuliert das L19-Modell dieses nicht. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Temperaturanomalien, die in den Beobachtungen eine Abkühlung des Polarwirbels zeigen. Bei der Untersuchung der saisonalen Entwicklung über die Wintermonate zeigt das L39-Modell in den einzelnen Monaten eine zeitliche Verschiebung im Mittwinter um einen Monat nach hinten zum ERA-40 Datensatz. Das L19-Modell simuliert nicht annähernd den beobachteten saisonalen Gang, was auf ein grundsätzliches Problem in der nordhemisphärischen Wintervariabilität in der Stratosphäre in ECHAM5 hindeutet. Bestätigt werden diese Resultate von Charlton et al. (2007), die verschiedene Mittlere Atmosphären Zirkulationsmodelle untersuchten. Dabei stellten die

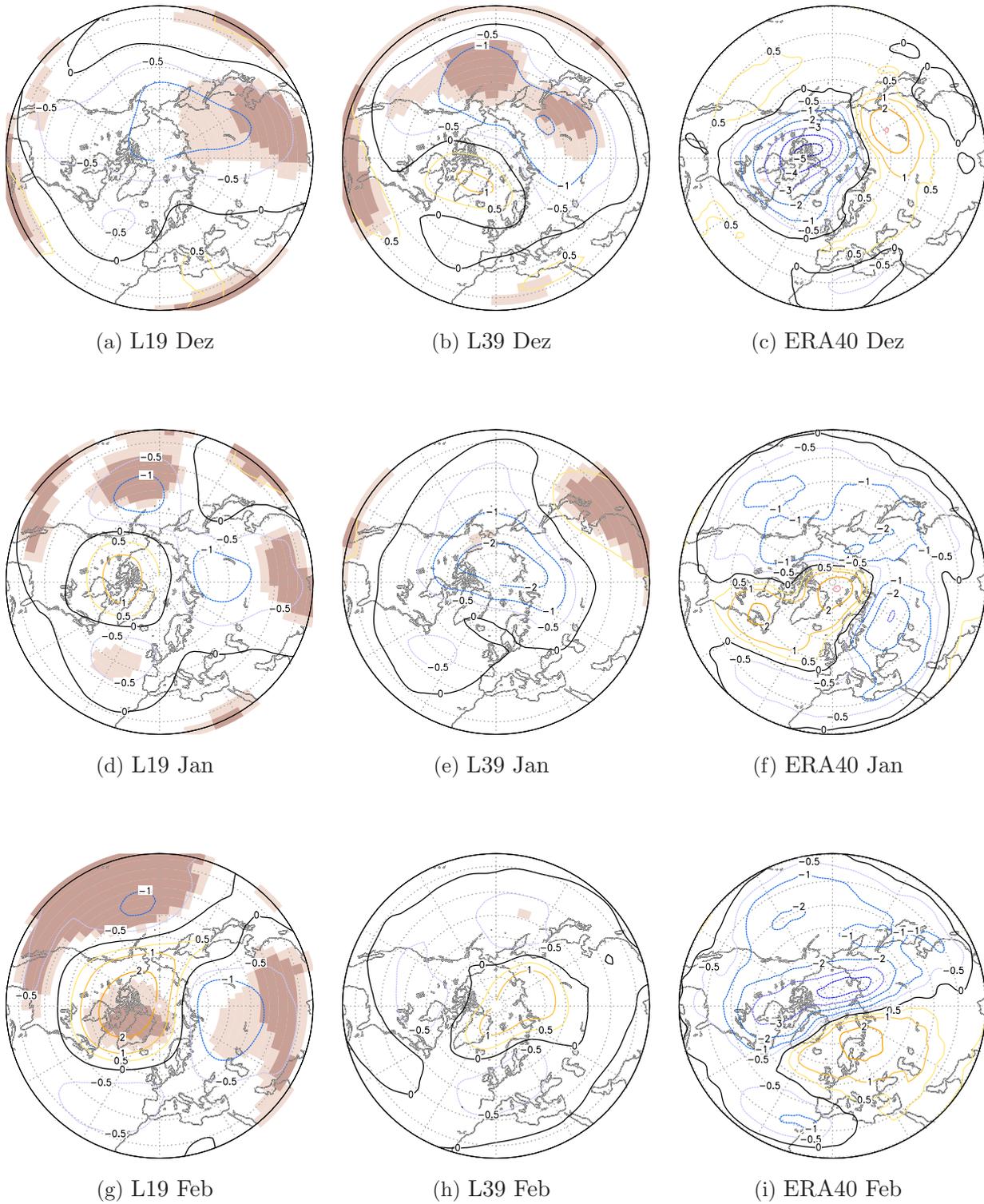


Abb. 6.17: Wie Abb. 6.16 für ENSO-Kaltphase.

Autoren bei ECHAM5 eine zu hohe Variabilität im Frühwinter mit einer erhöhten Frequenz von Major Warmings im November/Dezember fest.

Im Vergleich zu anderen Modellarbeiten (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006) wird ein kälter und stärker ausgeprägter stratosphärischer Polarwirbel im DJF-Mittel während einer ENSO-Kaltphase im T31L39-Modell simuliert, was in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen ist.

In den Beobachtungen sind im Vergleich zu den Modellversionen weniger signifikante Gebiete in der Stratosphäre zu finden, aus ähnlichen Gründen wie zuvor in Abschnitt 6.2.3 erwähnt wurde. Die beiden Modelldatensätze weisen hohe Signifikanzen (99%) der Anomaliezentren für im Wintermittel auf. Besonders der gesamte Subtropenbereich ist in den Modellversionen L19 und L39 hochsignifikant, was auf eine fehlende Simulation der QBO und somit geringere Variabilität in der subtropischen Stratosphäre im ECHAM5 zurückzuführen ist (Abschnitt 5.2.3). Die Signifikanzen im L19-Modell spiegeln keine realistische Stratosphärendynamik wieder und müssen daher mit Vorsicht betrachtet werden.

Mit der deutlichen Abschwächung und Erwärmung des Polarwirbels während der ENSO-Warmphase werden mehr Major Warmings beobachtet (Kunze, 2000; Taguchi und Hartmann, 2006), was in der vorliegenden Arbeit nicht weiter ausgewertet wurde. Diese positiven Anomalien wandern im Mittwinter von der oberen Stratosphäre bis zur Tropopause im Spätinter (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006). In Kapitel 7 soll das Abwärtswandern der Anomalien für die ENSO-Warm- gegenüber der ENSO-Kaltphase untersucht werden, um ein mögliches ENSO-Troposphären-Stratosphären-Troposphären-Signal, insbesondere über dem Atlantik/Europa Sektor, zu finden. Ziel ist es, die ENSO-Anomalien in der Troposphäre und Stratosphäre miteinander zu verbinden und die Mechanismen der Troposphären-Stratosphären-Troposphären Kopplung während eines ENSO Ereignisses detaillierter zu untersuchen. Im Hinblick auf die unrealistischen Resultate in der Stratosphäre und der erneut in dem stratosphärischen Wind deutlich werdenden geringen Variabilität für das L19, wird sich ab dem nächsten Kapitel nur noch auf das L39-Modell und die Beobachtungen beschränkt. Im nächsten Abschnitt wird zunächst die Simulation der NAO im Modell näher untersucht.

6.4 Die NAO im ECHAM5 Modell

In diesem Unterkapitel wird der NAO-Index und die Korrelation mit dem stratosphärischen zonalen Wind näher untersucht (siehe auch Kapitel 3).

6.4.1 NAO(-Index) im Modell

Im Abschnitt 3.2.1.3 wurde der NAO Index eingeführt, dessen Zeitreihen hier in Abbildung 6.18 für die Modellversionen L19 (blau) und L39 (magenta) sowie für die Beobachtungen (grün) dargestellt sind. Dabei wurden die Wintermittel aus den Monaten Jan/Feb/März der vergleichbaren Periode 1957/58 bis 1997/98 ausgewählt. Positive Werte entsprechen der positiven NAO-Phase, negative Werte kennzeichnen die negative NAO-Phase. Für alle drei Datensätze sind zwischenjährliche Variabilitäten festzustellen. Die Schwankungsbreite ist mit Werten von +4,9 (1989) bis -2,3 in den ERA-40 Daten deutlich höher als in den

Modellversionen, deren Werte zwischen $+2,1$ ($+2,2$) und $-0,4$ ($-0,9$) für das L39 (L19) liegen. Bis 1975 ist sowohl in den Modellversionen als auch in den Beobachtungen ein leichter positiver Trend zu sehen. Der positive Trend von 1965 bis 1995 ist nur in den Beobachtungen zu finden.

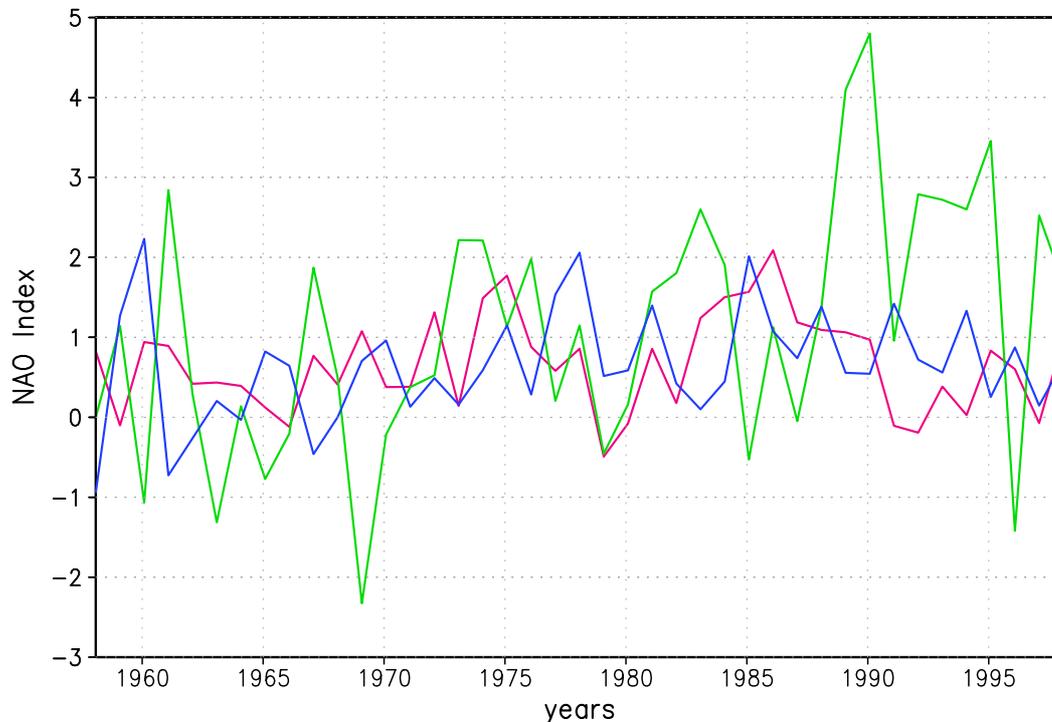


Abb. 6.18: Zeitreihe des NAO Index für das Wintermittel der Monate Januar bis März 1958 bis 1998; blau: L19-Modell, magenta: L39-Modell, grün: ERA-40 Beobachtungsdaten.

In anderen Arbeiten wurde gezeigt, dass Klimamodelle mit vorgeschriebenen SSTs den positiven Trend über die Dekaden nicht in der Stärke reproduzieren (z.B. Rodwell et al., 1999). Neben dem Einfluss vorgeschriebener SSTs auf die NAO wird in anderen Arbeiten der Einfluss der stratosphärischen Zirkulation untersucht. Scaife et al. (2005) zeigten die NAO in Abhängigkeit eines Trends im stratosphärischen zonalen Wind. In Abbildung 6.19 sind diese Ergebnisse dargestellt. Lediglich mit einem aufgesetzten stratosphärischen Trend im zonalen Wind (rote Kurve) konnte der beobachtete NAO-Trend (schwarze Kurve) im Modell reproduziert werden. Ein von den Autoren durchgeführter Kontrolllauf mit SST-Antrieb (blaue Kurve) zeigt dagegen nicht annähernd den beobachteten NAO-Trend. Die Resultate des Kontrolllaufs zeigen große Ähnlichkeiten zu den in dieser Arbeit gewonnenen Ergebnisse bezüglich des NAO-Index (Abbildung 6.18).

6.4.2 Korrelation des stratosphärischen zonalen Windes mit dem NAO-Index

Im Hinblick auf den möglichen Einfluss des stratosphärischen Windes auf die NAO werden in Abbildung 6.20 für die Modellversionen und die Beobachtungen die Zeitreihen der

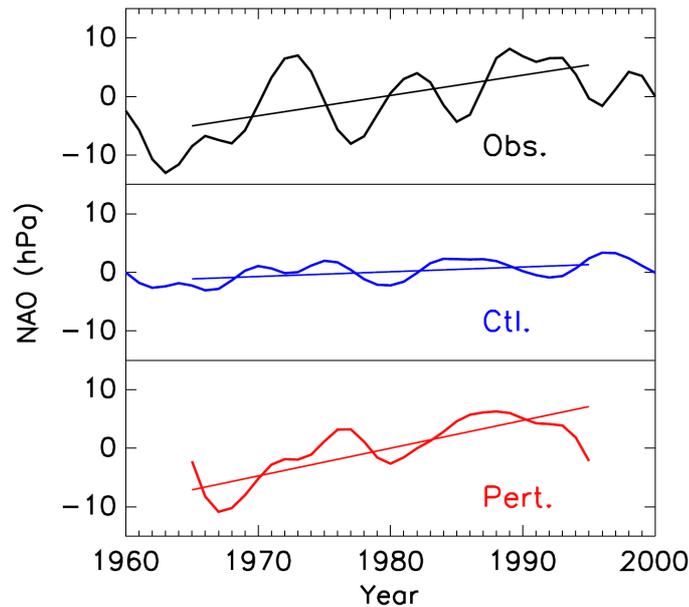


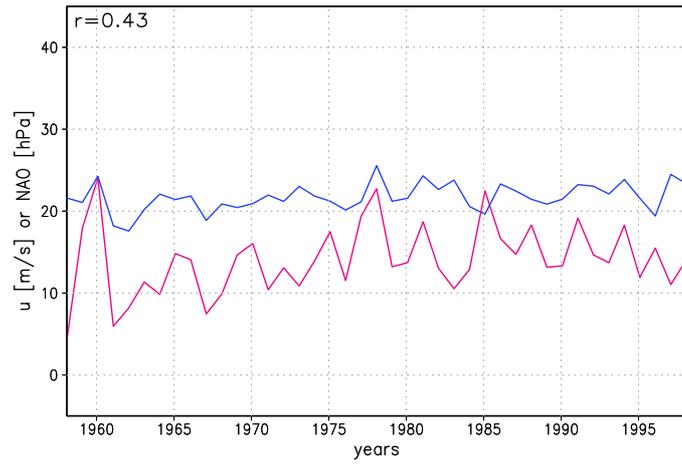
Abb. 6.19: NAO Trend für die Beobachtungen (schwarz), ein Ensemblemittel aus 6 Kontrollsimulationen (blau) und 2 Simulationen mit einem aufgesetzten Trend im stratosphärischen Wind (rot) (Scaife et al., 2005).

NAO-Bodendruckdifferenzen (magenta) sowie der zonal gemittelte zonale Wind (blau) bei 60°N in 50 hPa dargestellt. Dabei wurde der zonale Wind für das Wintermittel DJF berechnet, für die die NAO repräsentierenden Bodendruckdifferenzen wurde das Wintermittel um einen Monat nach hinten verschoben (JFM). Damit wurde die in der Abbildung 7.1 deutlich werdende zeitliche Verschiebung zwischen dem Signal in der Stratosphäre und am Boden berücksichtigt.

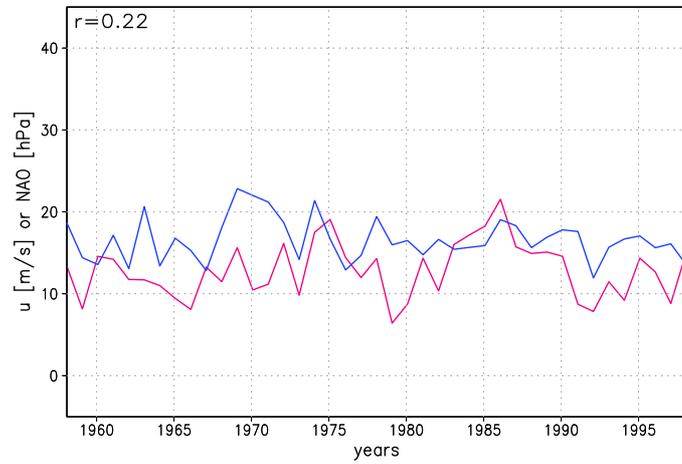
Alle drei Zeitreihen zeigen in der Bodendruckdifferenz (Abb. 6.20) entsprechend zum NAO-Index (Abb. 6.18) eine interannuale Variabilität. Auffällig ist die größere Schwangungsbreite in den Beobachtungen.

Der zonale Wind (blaue Kurve) ist in den Modellversionen im Vergleich zu den Beobachtungen stärker. Während in den Beobachtungen (6.20c) Werte um 10 m/s festzustellen sind, ergeben sich für die L19- und die L39-Version (6.20) zonale Windgeschwindigkeiten um 20 m/s für die L19- und L39-Version (6.20a). Auffällig für die L19-Version ist die geringere Variabilität im zonalen Wind, die auf eine reduzierte planetarische Wellenaktivität in der Stratosphäre zurückzuführen ist (hier nicht gezeigt). Insgesamt weist die Stratosphäre im L19-Modell eine zu geringe Variabilität auf (siehe Kapitel 5). Damit können auch die in Kapitel 6 hohen Signifikanzen mit unrealistischen Anomalieusername der geopotentiellen Höhe und der Temperatur in der Stratosphäre erklärt werden.

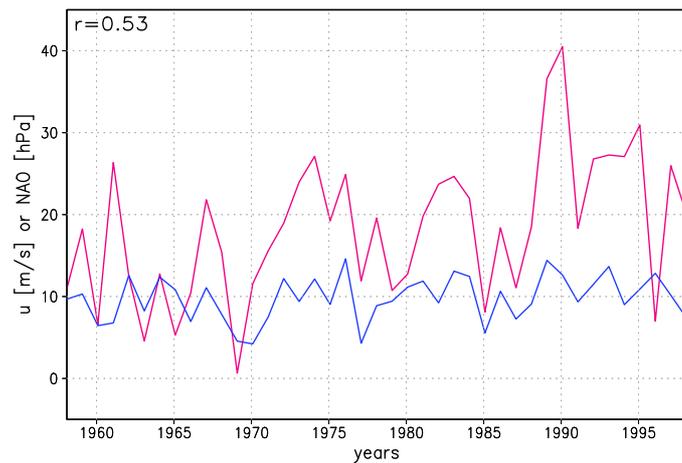
Um die Verbindung zwischen dem zonalen Wind in der unteren Stratosphäre und der NAO am Boden herzustellen, wurden die Korrelationen zwischen diesen beiden Größen für die Periode 1957/58 bis 1997/98 berechnet. Für die Beobachtungen ergibt sich mit 0,52 die höchste Korrelation. Damit wird deutlich, dass trotz großer zwischenjähriger Schwankungen beider Größen ein (linearer) Zusammenhang besteht. Im L39-Modell korrelieren zonaler



(a) L19



(b) L39



(c) ERA40

Abb. 6.20: NAO Bodendruckdifferenz (magenta) und zonaler Wind (blau) in 50 hPa für 50°-70°N gemittelt für L19 (oben), L39 (mitte) und ERA-40 (unten).

Wind und NAO weniger gut. Mit einem Wert von nur 0,22 für das Ensemblemittel aus allen 5 Modellsimulationen lässt sich ein Zusammenhang zwischen stratosphärischem zonalen Wind und der NAO am Boden nur schwer erklären. In den einzelnen Läufen ergeben sich allerdings sehr unterschiedliche Korrelationen, die sogar Werte von 0,6 erreichen (hier nicht gezeigt). Diese Unterschiede genauer zu analysieren wäre von großem Interesse, um die Korrelationen besser zu verstehen, soll aber nicht Schwerpunkt dieser Arbeit sein. Die Modellversion L19 zeigt mit einem Korrelationswert von 0,43 eine hohe Korrelation. Der im Vergleich zur L39-Modellversion etwas höhere Wert ist auf die erwähnte geringe Variabilität im stratosphärischen zonalen Wind zurückzuführen.

In Scaife et al. (2005) wurde der Zusammenhang zwischen den beiden Größen ebenfalls dargestellt (siehe Abb. 6.21). Sie fanden einen positiven NAO-Trend, der mit einem Anstieg im zonalen Wind in 50 hPa bei 60°N einherging. Für den gesamten Zeitraum 1957 bis 2001 fanden die Autoren eine Korrelation von 0,5, die für die Periode 1965 bis 1995 auf 0,8 anstieg. Ein derartiger Trend ist in den hier dargestellten Resultaten nicht zu finden. Damit wird deutlich, dass vorgeschriebene SSTs in einem Mittlere Atmosphäre GCM nicht reichen, um den in Beobachtungen signifikanten Trend im stratosphärischen Wind (z.B. Langematz et al., 2003) und den beobachteten positiven Trend in der NAO (Scaife et al., 2005) zu erhalten. Nach den Ergebnissen von Scaife et al. (2005) führt eine Verstärkung des stratosphärischen Windes zu dem beobachteten positiven NAO Trend. Diese Verstärkung kann zum Einen durch eine direkte Änderung des zonalen Windes (Relaxationsansatz) (Scaife et al., 2005) oder durch die Vorgabe des beobachteten stratosphärischen Ozon und CO₂ Trend (Langematz et al., 2003) im Modell hervorgerufen werden.

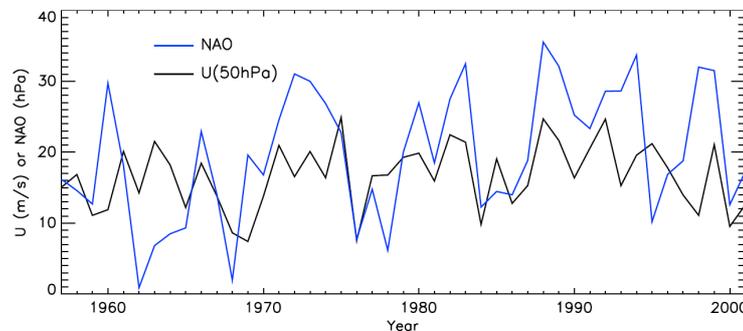


Abb. 6.21: Winter NAO Index (blau) und zonalgemittelter zonaler Wind (schwarz) in 50 hPa bei 60°N, 1957-2001 (Scaife et al., 2005).

Kapitel 7

ENSO - Atmosphäre: Wechselwirkung und Mechanismen

In diesem letzten Ergebniskapitel werden Wechselwirkungen und Mechanismen von ENSO mit der Atmosphäre untersucht. Ausgehend von den in Kapitel 6 dargestellten ENSO-Anomalien in der Troposphäre und Stratosphäre, wird in diesem Kapitel insbesondere die Troposphären-Stratosphären-Troposphären Kopplung in Verbindung zu bringen mit ENSO analysiert. Für diese Zwecke wird nur noch das Mittlere Atmosphärenmodell ECHAM5, was eine realistische Stratosphäre simuliert, mit den Beobachtungsdaten ERA-40 verglichen. Die über die gesamte Höhe saisonale Entwicklung der Anomalien und Signifikanzen soll hier detailliert erklärt werden.

7.1 Vertikale Struktur der ENSO-Anomalien

Während der ENSO-Warmphase ist ein schwacher und warmer Polarwirbel in der Stratosphäre vorherrschend. Damit treten häufiger Stratosphärenenerwärmungen auf Labitzke und van Loon,1999 (z.B. Taguchi und Hartmann, 2006), die im Verlauf des Winters abwärts wandern. In der Abbildung 7.1 ist ein Zeit-Höhen-Schnitt für die zonal gemittelte Temperatur bei 80°N und den zonal gemittelten zonalen Wind bei 60°N gezeigt. Dabei werden die Differenzen zwischen den ENSO-Warm- und Kaltphasen für die Monate Oktober bis April gezeigt. Während diese hier für das Modell über die gesamte vertikale Domäne erfolgt, ist die Darstellung für den ERA-40-Datensatz nur bis 1 hPa möglich (siehe Abschnitt 4.2).

Mit dem L39-Modell (Abb. 7.1a) ist für den November im Bereich 1000 - 300 hPa eine hohe Signifikanz (99%) feststellbar. Weitere Signifikanzen sind ab Januar in der Stratosphäre zu finden, die bis März ein Absinken zum Boden zeigen. Dabei wird vermutet, dass die Entwicklung der Anomalien von November bis Januar aufgrund der planetarischen Wellenausbreitung geschieht, welche im Abschnitt 7.2 näher dargelegt wird. Die in den Wintermonaten Jan/Feb gezeigten Signifikanzen in der Stratosphäre stimmen mit den in Kapitel 6 dargestellten Anomalien gut überein. So ist auch hier eine polare Erwärmung mit maximalen Werten von 4°C/5°C in der unteren und mittleren Stratosphäre erkennbar. Diese scheint mit den Signifikanzen nach unten zu wandern. Das Signal am Boden wird für die NH-Karten

im Detail in Abschnitt 7.3 gezeigt. Eine weitere hoch signifikante negative Anomalie (-5°C) tritt im Januar in der Mesosphäre auf, welche bei „Major Warmings“ typisch ist und durch das Filtern von Schwerewellen bei stratosphärischen Ostwinden erzeugt wird. Desweiteren leitet die ebenfalls in der Mesosphäre auftretende positive Anomalie ab März das „Final Warming“ und damit die Umstellung zur Sommerzirkulation ein.

Für den ERA-40 Datensatz (Abb. 7.1b) sind keine Signifikanzen zu finden. Im Vergleich zum Modell ist ab Oktober eine Erwärmung erst der mittleren, ab Dezember auch der unteren Stratosphäre (5°C) zu finden, die sich bis Januar nicht sichtlich nach unten bewegt. Allerdings weist sie ab Februar ein schnelles Absinken auf. In der oberen Stratosphäre ist ähnlich zum Modell eine Abkühlung (-7°C) im im Februar erkennbar, die sich zum Frühling nach unten ausbreitet.

Mit der polaren Erwärmung geht eine Änderung der zonalen Zirkulation einher. Die Abbildung 7.1c weist im November Signifikanzen auf, die sich von der unteren Troposphäre bis zur Tropopause erstrecken. Im Januar sind Signifikanzen auf dem Niveau von 90% in der mittleren Stratosphäre bis unteren Mesosphäre zu finden. Für diese wird bis März ein Absinken bis zum Boden erkennbar. Entsprechend des abgeschwächten Polarwirbels sind die Signifikanzen in der mittleren Stratosphäre mit negativen Anomalien im zonal gemittelten zonalen Wind (-9 m/s) verbunden. Mit dem Abkühlen in der Mesosphäre zeigt sich ein paralleles Absinken der positiven Anomalie im März/Apr. Im April deutet eine Abschwächung in der Mesosphäre auf eine späte Umstellung zur Sommerzirkulation hin. In den Beobachtungen (Abbildung 7.1d) ist eine langsamere Abwärtsbewegung ersichtlich. Ab November kennzeichnen negative Werte in der mittleren und unteren Stratosphäre eine Abschwächung der winterlichen Westwinde und damit des Polarwirbels. Diese wandern im Februar nicht ganz bis zum Boden runter.

7.2 Planetarische Wellenanregung

In diesem Abschnitt wird ein Erklärungsansatz für die im Kapitel 6 dargestellten stratosphärischen Anomalien gegeben. Dazu wird die Verbindung zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre mit Hilfe der planetarischen Wellenanregung untersucht, indem die stationären Wellen der geopotentiellen Höhe analysiert werden.

In dem Längen-Druck-Schnitt (Abbildung 7.2) ist die geopotentielle Höhe für das DJF-Wintermittel des neutralen Zustands beider Datensätze dargestellt. Mit derartigen Darstellungen werden die planetarischen Wellen mit den für die Stratosphäre dominierenden zonalen Wellenzahlen 1 - 3 deutlich. Die Abweichung vom zonalen Mittel berechnet sich aus der Klimatologie aller neutralen Jahre, wovon das zonale Mittel abgezogen und hier für eine Breite von 60°N gezeigt wird. Zwischen 60°N und 70°N treten maximale Amplituden der geopotentiellen Höhen Wellenzahlen 1 bis 3 in Beobachtungsdaten auf (Pawson und Kubitz, 1996), die in ECHAM5, etwas südlich bei 50° bis 60°N liegen (hier nicht gezeigt). Die Maxima geben die maximale Amplitudenstärke der Welle wieder, die jeweilige Lage kennzeichnet die Phase der Welle. Die Klimatologien zeigen sowohl für die Modellversionen als auch für die Beobachtungen positive Werte im Bereich von 90° bis 130°W am Boden, die mit zunehmender

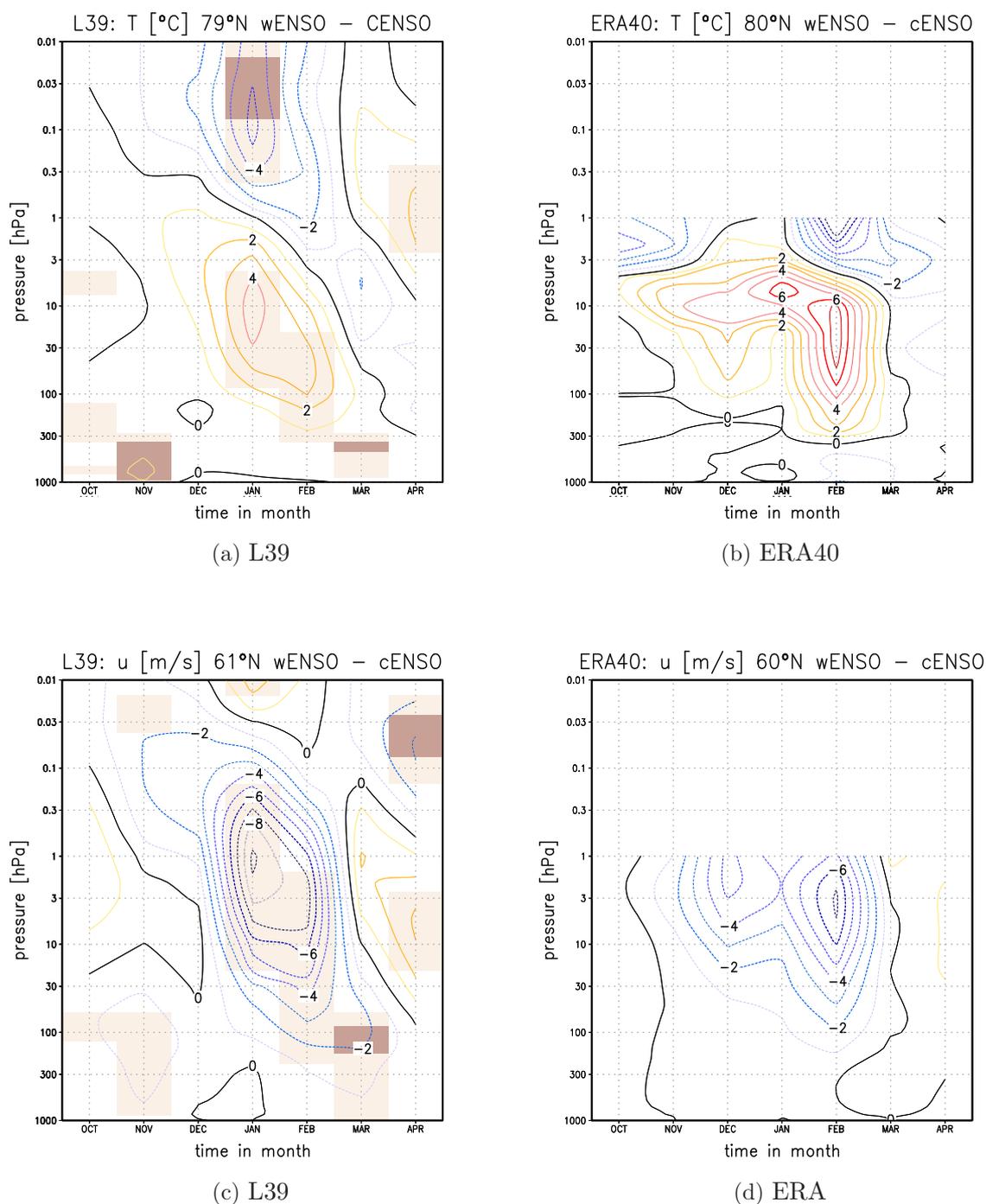


Abb. 7.1: Zeitliche Entwicklung der Differenzen zwischen wENSO und cENSO im L39-Modell (links) und in den Beobachtungen (rechts) von Oktober bis April. Oben: Anomalien zonalgemittelten Temperatur bei 80°N; der Kontourlinienabstand beträgt 1°C. Unten: Anomalien des zonalgemittelten zonalen Windes bei 60°N; der Kontourlinienabstand beträgt 1 m/s. Die signifikanten Gebiete wurden auf dem 90% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

Höhe eine Westwärtsneigung aufweisen. Bei einer Westwärtsneigung mit zunehmender Höhe ist die Übertragung von Impuls- und Wärmeflüssen gewährleistet (hydrostatisches Gleichgewicht). Ein maximal polwärtiger Wärmefluss ist mit starkem Wellenbrechen korreliert (Newman et al., 2001). In der Modellversion L39 (7.2a) sind bei 160°W in 10 hPa positive Werte von 640 m zu erkennen. Das Amplitudenmaximum mit 720 m bei 110° bis 170°E ist aber erst in einer Höhe von 0,5 bis 3 hPa zu finden. Die Beobachtungen (7.2b) zeigen bis 10 hPa einen ähnlichen Verlauf der positiven Abweichungen, wobei das Maximum bei 150°E bis 160°W in 2 bis 5 hPa mit 880 m etwas stärker ist. Neben den positiven Abweichungen vom zonalen Mittel sind zwischen 150°E und 130°W sowie 90°W und 10°E (170°E und 130°W sowie 90°W und 30°E) in ERA-40 (in L39) negative Werte gegeben; für beide Datensätze sind ähnliche negative Abweichungen vom zonalen Mittel zu erkennen. Von 10° bis 150°E mit 160 m in den Beobachtungen und 30° bis 170°E mit 80 m in dem L39-Modell sind positive Amplitudenphasen in etwa 100 bis 300 hPa zu finden. Damit ist für die Troposphäre und die untere Stratosphäre bis 70 hPa eine dominierende zonale Wellenzahl 2 festzustellen, die darüber in eine zonale Wellenzahl 1 übergeht.

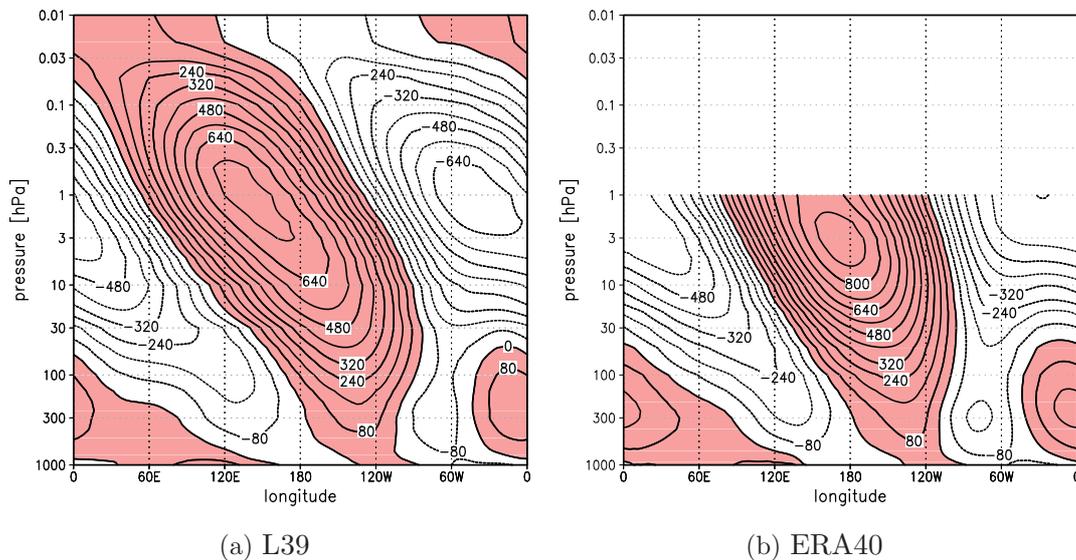


Abb. 7.2: Geopotentielle Höhe der stationäre Eddies [m] bei 60°N während dem neutralen Zustand für DJF. a) L39 und b) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 80 m. Schattierte Bereiche kennzeichnen positive Werte.

Um eine veränderte Wellenanregung und -ausbreitung als eine Erklärung für die stratosphärischen Anomalien in Kapitel 6 zu finden, werden die Anomalien der zonalen Wellen der geopotentiellen Höhe während der ENSO-Warm- und ENSO-Kaltphase miteinander sowie mit den Beobachtungsdaten verglichen.

Die ENSO-Warmphase (Abb. 7.3), a und b) zeigt von ca. 120°W bis 10°W im L39 (7.3a) sowie bis 10°E in den Beobachtungen (7.3b) eine positive troposphärische Anomalie, die im Vergleich zum neutralen Zustand (Abb. 7.2) die negative Abweichung der zonalen Wellen zu kompensieren scheint. Mit dieser Darstellung wird die stratosphärische vertikale Struktur der

Anomalie der zonalen Wellen deutlich, die eine Verstärkung der stationären Welle-1 zeigt. Ebenso ist eine Westwärtsneigung der Anomalien mit der Höhe feststellbar, die vor allem im L39 ab 30 hPa ausgeprägt ist. Die damit verstärkten positiven Werte sowie Westwärtsneigung während einer ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand sind ein Hinweis für die erhöhte Wellenanregung und -ausbreitung. Der ERA-40 Datensatz bestätigt die Modellergebnisse in weiten Teilen. Während L39 eine maximale Anomalie von 60 m zwischen 30 und 3 hPa zeigt, sind in den Beobachtungen 100 m bei 30 hPa feststellbar. In den Beobachtungen ist gleichzeitig eine negative Anomalie von 60 m im Bereich 170°E bis 110°W zu finden, der sich westlich davon bis 60°E eine positive Anomalie anschließt. Diese erreicht Werte größer als 200 m oberhalb 1 hPa (nicht gezeigt). Eine weitere negative Anomalie ist zwischen 10°E bis 60°E zu sehen, die sich mit der negativen Anomalie ab 0°E in einem Druckniveau von etwa 100 hPa verbindet und Werte größer als 180 m aufweist (nicht gezeigt). Ein etwas anderes Bild ist für die L39-Version festzustellen, die bis auf ganz schwach und kleinräumige positive Anomalien nur noch eine negative Anomalie im restlichen Längenbereich zeigt. Dabei werden minimale Werte von -140 m in einer Höhe von 1 hPa und 30°W simuliert.

Hieraus kann gefolgert werden, dass es während eines El Niño Ereignisses zu einer verstärkten geopotentiellen Höhe Welle 1 (und Welle 2) Anregung in der Troposphäre kommt, die sich bis in die Stratosphäre ausbreiten und aufgrund des verstärkten Wärme- und Impulsfluss (Westwärtsneigung mit zunehmender Höhe) zu einem Wellenbrechen und polwärtigem Transport des Wärmeflusses führt. Dieser Prozess wird von einer Verschiebung, Abschwächung und Erwärmung des Polarwirbels mit einer gleichzeitigen Ausbildung, Verstärkung und polwärts Wandern des Aläutenhochs begleitet, wie in Abschnitt 6.3 gezeigt werden konnte. Diese Resultate stehen in guter Übereinstimmung mit früheren Beobachtungsarbeiten (van Loon und Labitzke, 1987; Hamilton, 1993a).

Während der ENSO-Kaltphase (Abb. 7.3, c und d) fällt auf, dass das Wellenanregungsmuster umgekehrt zur ENSO-Warmphase ist. Im Bereich von 140° bis 40°W (in den Beobachtungen bis 30°W) ist eine negative Anomalie zu finden. Die L39-Version (Abb. 7.3c) zeigt mit -40 m und einer leichten Westwärtsneigung geringe negative Abweichungen, die bis in die Mesosphäre reichen. Der ERA-40 Datensatz bringt mit über -140 m hohe negative Anomalieamplituden hervor. Östlich von 40°W im Modell bzw. 30°W in den Beobachtungen bis 10°E ist eine positive Anomalie zu sehen, die in den Beobachtungen und in der L39-Version mit 100 m ungefähr gleich stark ist. Im ersteren Datensatz liegt sie bei 10 hPa, während sie im letzteren bei 3 hPa auftritt. In den Beobachtungen ist eine weitere positive Anomalie von 70°E bis 140°W feststellbar, die sich ab einem Druckniveau von 20 hPa mit der westlich liegenden positiven Anomalie verbindet. Dazwischen ist bis in dieses Druckniveau eine schwach negative Anomalie (20 m) zu finden. Für die L39-Version ist diese zweite positive Anomalie im Bereich von 130°E bis 140°W am Boden zu finden, wobei sie sich mit geringer Höhe bis 50°E erstreckt. Mit 20 m ist sie schwach ausgeprägt und reicht bis 30 hPa. Die, wie in den Beobachtungen westlich gelegene negative Anomalie (10° bis 130°E am Boden), reicht bis in die Mesosphäre (40 m).

Die zum neutralen Zustand entgegengesetzten Werte zwischen 120°E und 80°W haben eine Abschwächung der planetarischen Welle 1 zur Folge. Damit kann das schwächere und nicht signifikante stratosphärische Signal bei einer ENSO-Kaltphase nicht nur mit den nied-

rigen SST-Amplituden begründet werden, sondern auch mit einer gegenüber dem neutralen Zustand Abschwächung des troposphärischen Wellenantriebs.

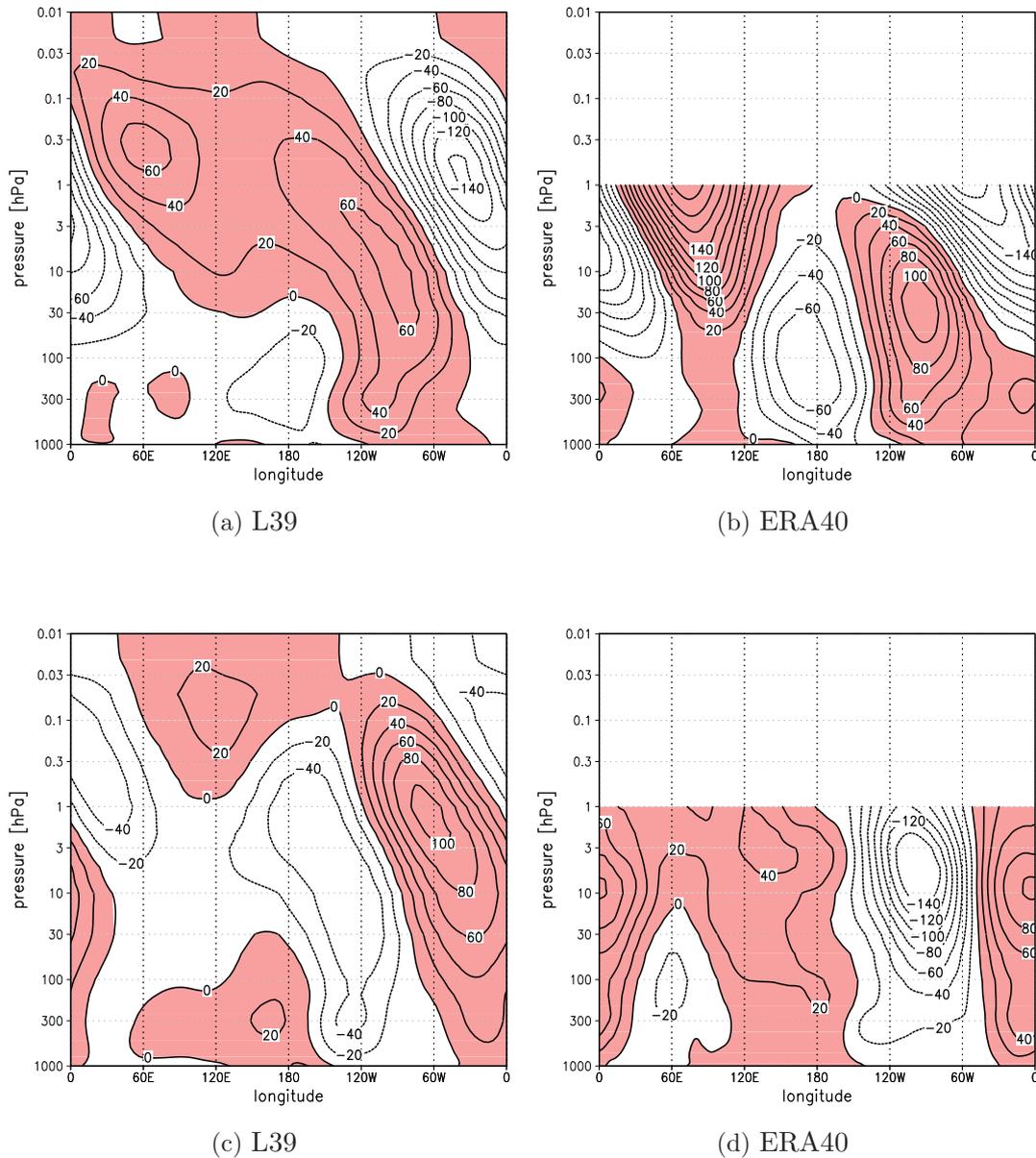


Abb. 7.3: Anomalie der stationäre Eddie Höhe [m] bei 60°N während der ENSO-Warmphase (obere Reihe) und ENSO-Kaltphase (untere Reihe) für DJF. a, c) L39 und b, d) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 20 m. Schattierte Bereiche kennzeichnen positive Werte.

Diese Ergebnisse zeigen sehr deutlich, dass die entsprechenden ENSO-Phasen unterschiedliche Anregungsorte und Ausbreitungsstärke für die stationären planetarischen Wellen, die von der Troposphäre bis in die Stratosphäre propagieren, in der winterlichen Nordhemisphäre hervorrufen.

7.3 Saisonale Entwicklung in den Bodenkarten

Die in der Troposphäre im Modell gezeigten Signifikanzen (Abschnitt 7.1) deuten auf eine Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre hin. Die Anomalien wandern sowohl in der zonal gemittelten Temperatur als auch im zonal gemittelten zonalen Wind von Januar in der Stratosphäre bis März abwärts zum Boden. Davon ausgehend werden mit den Abbildungen 7.4 und 7.5 die Anomalien für die ENSO-Warm- und Kaltphasen Differenz am Erdboden im Winterverlauf (ND, JF, MA) gezeigt. Die Beobachtungen (Abb. 7.4d) zeigen im ND von Osteuropa über Nordsibirien positive Abweichungen von 3 hPa. Gleichzeitig ist über den Aläuten eine große mit bis zu -5 hPa negative Anomalie zu finden, die sich über Alaska bis nach Nordkanada zieht. Im Nordatlantik vor der europäischen Küste ist eine zweite negative Anomalie mit minimalen Werten bis -8 hPa und Signifikanzen von 99% zu finden. Der südliche Nordatlantik sowie der südliche Nordpazifik vor Japan zeigt mit 2 hPa positive hochsignifikante (99%) Werte. Das L39-Modell (Abb. 7.4a) zeigt über dem Nordpazifik eine größer ausgedehnte negative hochsignifikante (99%) Anomalie, die mit minimalen Werten von -8 hPa stärker als in den Beobachtungen ist. Im Bereich Europa liegt die 0 Linie, so dass bis auf die in Nordosteuropa positiven signifikanten (99%) Werte (2 hPa) keine klaren Anomalien festzustellen sind. Eine weitere positive Anomalie (2 hPa) liegt über Kanada und wie in den Beobachtungen eine negative Anomalie vor der europäischen Küste, die ein Minimum von -4 hPa aufweist. Sowohl diese positive als auch die negative Anomalie sind ebenfalls hochsignifikant (99%). Im Verlauf des Winters wechseln diese Bedingungen am Boden. Für die ERA-40 Daten ergeben sich im JF positive Anomalien bis 4 hPa über Nordkanada, Grönland und dem Nordpol (Abb. 7.4e). Die negative Anomalie im Bereich der Aläuten hat sich über den Nordpazifik ausgedehnt und auf hochsignifikante Werte von -13 hPa verstärkt. Über Europa liegt im nördlichen Teil eine schwach negative Anomalie (2 hPa), die sich über Sibirien bis in den Nordpazifik erstreckt. Im südlicheren Nordatlantik vor der Nordamerikanischen Ostküste sind negative Werte (-3 hPa) zu finden. Das L39-Modell simuliert im Vergleich dazu weiterhin eine hochsignifikante negative Anomalie (-7 hPa) über den Aläuten (Abb. 7.4b). Die positive Anomalie über Kanada hat sich abgeschwächt (1 hPa). Die vor Europa liegende negative Anomalie im ND hat sich ebenso im JF abgeschwächt und über den nördlichen Teil Europas verlagert. Der Wechsel in den Oberflächenbedingungen wird noch deutlicher für das Mittel der Monate März und April (MA). Die Beobachtungen zeigen eine über dem Pol liegende positive Anomalie (5 hPa), die sich über Grönland bis nach Nordkanada ausdehnt (Abb. 7.4f). Umgeben wird diese von schwach negativen (fast ringförmigen) Anomalien mit minimalen Werten von -3 hPa im Nordatlantik und Nordosteuropa. Im spanischen Raum wird eine schwach positive Anomalie (2 hPa) deutlich. Im L39-Modell hat sich die negative Anomalie über den Aläuten weiter verstärkt und zeigt hochsignifikante Werte von -10 hPa (Abb. 7.4c). Über dem Pol, Grönland, Island und teils Nordamerika liegen schwach positive Werte (2 hPa). Vor der europäischen Küste zentriert tritt eine signifikante (95%) negative Anomalie (-2 hPa) auf.

Eine derartige Änderung der Bedingungen am Erdboden ist auch für die Temperatur feststellbar (Abb. 7.5). Im frühen Winter (ND) sind sowohl für die Beobachtungen (Abb. 7.5d) als

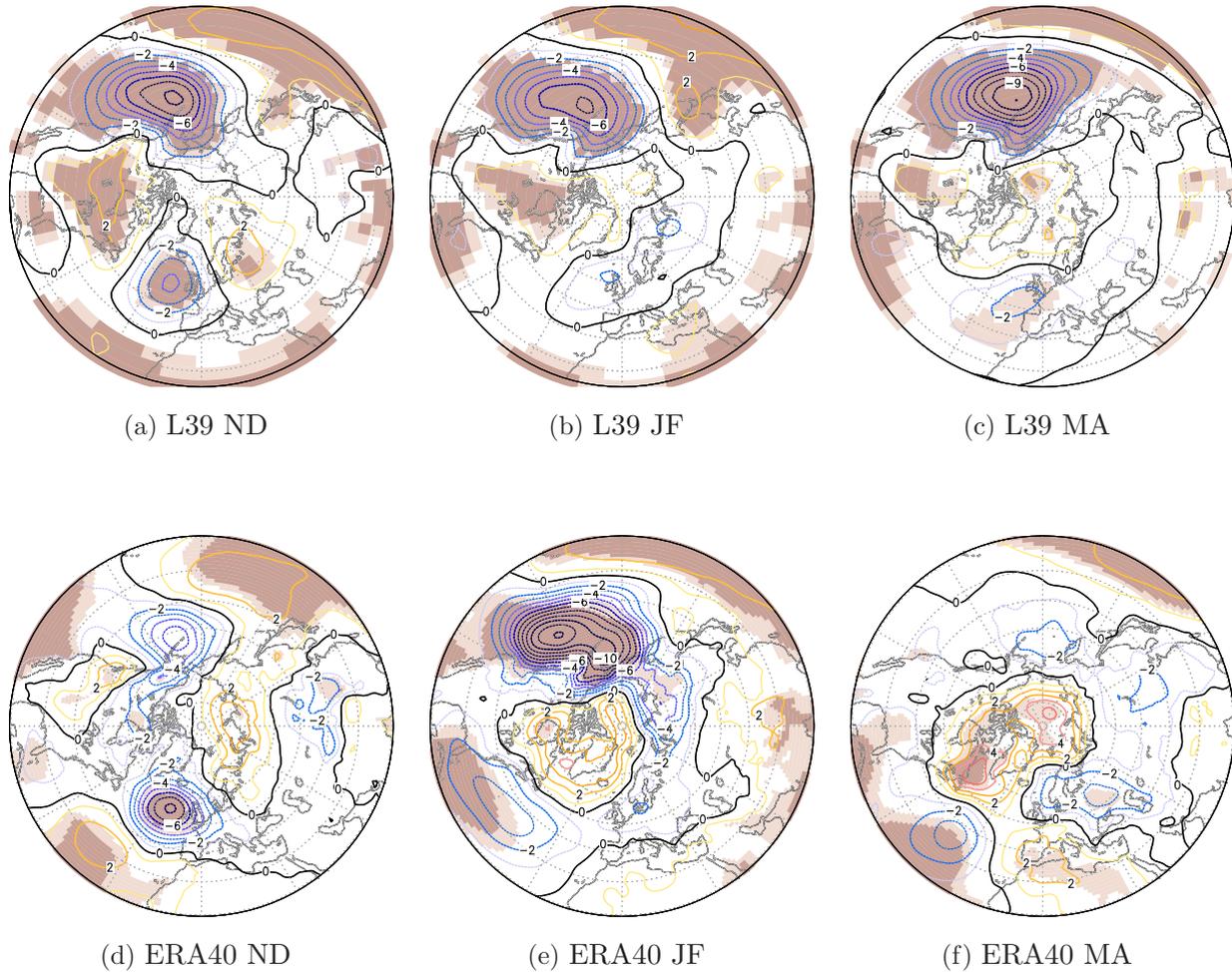


Abb. 7.4: Saisonale Entwicklung (ND - JF - MA) der Anomalie im Bodendruck während der ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase, 20° - 90° N: a) bis c) L39 und d) bis e) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 1 hPa. Die signifikanten Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

auch für das L39-Modell (Abb. 7.5a) positive Anomalien im Europäischen Raum ersichtlich ($0,5$ bis -1°C). Deutlich wird hier der gegenüber den Beobachtungen glättende Charakter im Modell aufgrund der Mittelung über fünf Simulationen. Zum JF sind im Nordeuropäischen Bereich weiterhin positive Anomalien über Europa zu finden. Gleichzeitig tritt statt der im ND positiven eine negative Anomalie über dem Pol auf, die für die Beobachtungen (Abb. 7.5b) stärker ausgeprägt ist. Für die Monate MA sind im L39-Modell (Abb. 7.5c) für den Nordeuropäischen Raum hochsignifikante negative Werte (1°C) feststellbar. Über Grönland und weite Teile des Nordatlantiks sind positive Werte erkennbar, die hohe Signifikanzen (99%) aufweisen. Die Beobachtungen (Abb. 7.5f) zeigen eine Ausdehnung der negativen Werte von Nord- nach Südeuropa, wobei der südwestliche und östliche Teil Europas positive Anomalien aufzeigt.

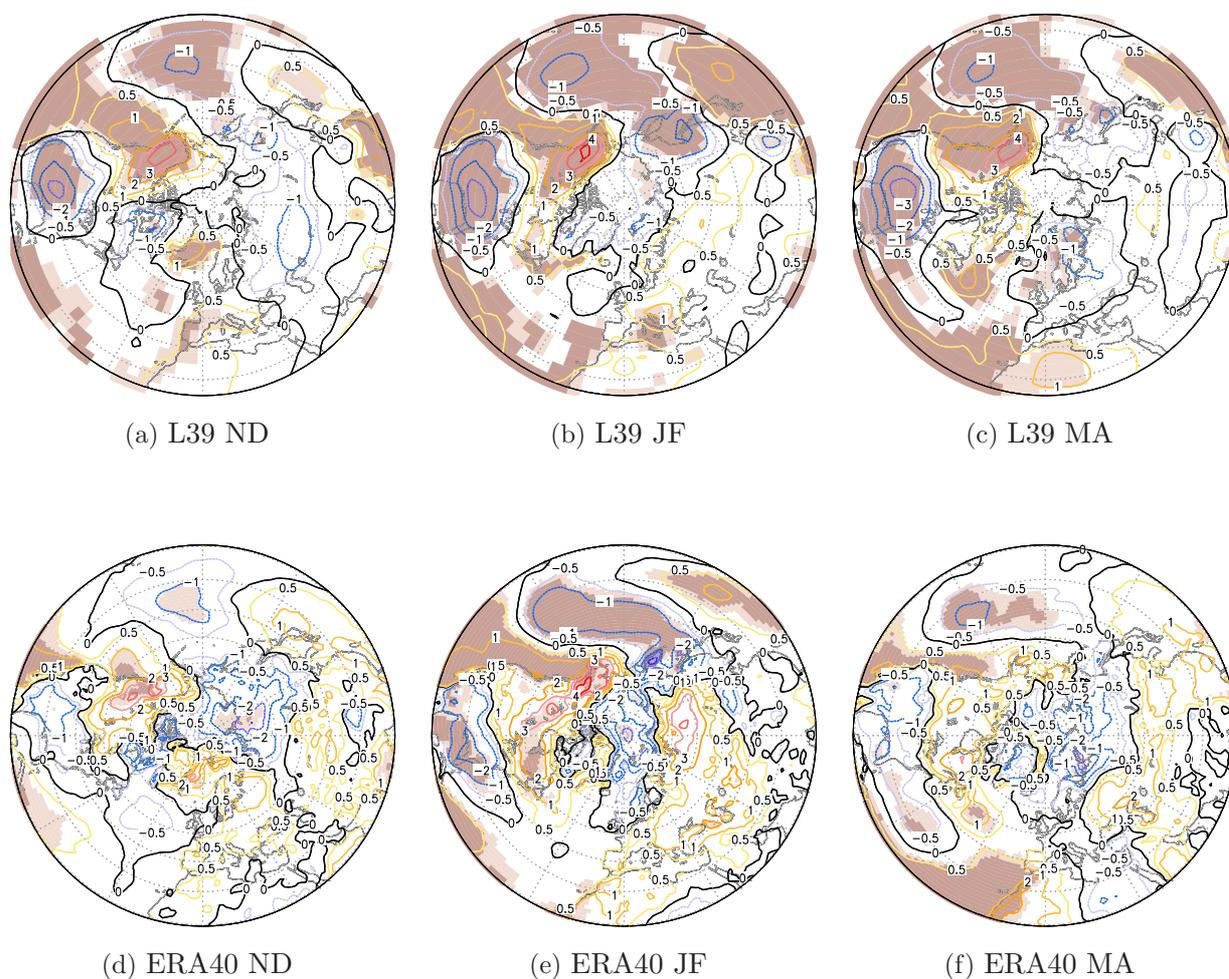


Abb. 7.5: Saisonale Entwicklung (ND - JF - MA) in der 2m-Temperatur während der ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase, $20^\circ\text{-}90^\circ\text{N}$: a) bis c) L39 und d) bis f) ERA-40 Analysen. Der Kontourlinienabstand beträgt 0.5°C , die $\pm 0,5^\circ\text{C}$ Linie ist eingezeichnet. Die signifikanten Gebiete wurden auf dem 95% Niveau hell und auf dem 99% Niveau dunkel schattiert.

Es konnte damit ein saisonaler Gang im Bodensignal dargelegt werden, der im späten Winter bzw. im Frühling die negative NAO-Phase annähernd wiedergibt. Dabei scheint der Wechsel des Signals am Erdboden für den ERA-40 Datensatz um einen Monat dem des L39-Modells voraus.

7.4 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Nachdem in Kapitel 6 die Anomalien der ENSO-Phase für die Troposphäre und die Stratosphäre gezeigt wurden, sollte hier untersucht werden, inwieweit diese Anomaliemuster miteinander gekoppelt sind und ob es zu einer Troposphären-Stratosphären-Troposphären Wechselwirkung während eines ENSO-Ereignisses kommt. Schwerpunkt dabei war es, die Wirkungsweise von ENSO auf die Extratropen zu untersuchen. Es wurde gezeigt, dass sich im L39-Modell signifikante Anomalien der ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase in der zonalgemittelten Nordpoltemperatur und im zonalen Wind ab November von der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten und dort im Januar/Februar ein maximal werdendes Abwärtswandern dieser Signifikanzen deutlich wird. Dabei werden signifikante positive Anomalien am Erdboden im März simuliert. Für die ERA-40 Daten ist im Januar ein langsames Abwärtswandern nichtsignifikanter positiver Anomalien erkennbar. Im Februar wird allerdings ein schnelles Absinken der polaren Erwärmung deutlich, die nicht ganz bis zum Boden reicht. Ein derartiges Abwärtswandern der beobachteten und simulierten stratosphärischen Anomalien wurde auch in anderen Arbeiten festgestellt (Manzini et al., 2006; Ineson und Scaife, 2008) und hat nach Baldwin und Dunkerton (2001) einige Wochen später einen deutlichen Effekt auf die Wetterbedingungen am Boden.

Die Stärke und Temperatur des stratosphärischen Polarwirbels im Winter wird zu einem großen Teil durch troposphärische planetarische Wellenanregung kontrolliert, wobei sich die stationären planetarischen Wellen bei einer großen plötzlichen Stratosphärenenerwärmung verstärkt vertikal und polwärts ausbreiten und mit dem Grundstrom wechselwirken (Matsuno, 1970; Holton et al., 1995; Newman et al., 2001). Das Wellenanregungsmuster ist für die ENSO-Kaltphase umgekehrt zur ENSO-Warmphase. Während für die ENSO-Warmphase eine verstärkte geopotentielle Höhe Welle 1 Anregung in der Troposphäre erkennbar ist, wird für die ENSO-Kaltphase eine Reduzierung des zonalen Wellenzahl 1 Antriebs festgestellt. Gleichzeitig wird während der ENSO-Warmphase ein verstärkter Wärme- und Impulsfluss, aufgrund der Westwärtsneigung, mit zunehmender Höhe, simuliert und beobachtet. In Folge dessen findet eine Verschiebung, Abschwächung und Erwärmung des Polarwirbels mit einer gleichzeitigen Ausbildung, Verstärkung und polwärts Wandern des Aläutenhochs während einer ENSO-Warmphase statt (Abschnitt 6.3). Die schwächeren beobachteten und simulierten Signale während der ENSO-Kaltphase können auf den reduzierten Wellenantrieb -und ausbreitung zurückgeführt werden (Abschnitt 7.2). Die Resultate der unterschiedlichen Wellenanregung stimmen mit früheren Modellarbeiten gut überein (Hoerling et al., 1997; Manzini et al., 2006).

Im Hinblick auf den möglichen Einfluss von ENSO auf den Euro-Atlantischen Sektor wurde der saisonale Verlauf im Bodendruck und in der 2m-Temperatur für die Differenzen zwischen

ENSO-Warm- und ENSO-Kaltphase für den Spätwinter/Frühjahr detaillierter untersucht. Sowohl im L39-Modell als auch im ERA-40 Datensatz zeigt sich im Verlauf des Winters ein Wechsel im Bodendruck und der 2m-Temperatur über dem Bereich Atlantik/Europa. Ein negatives NAO Signal ist für die Beobachtungen im JF und für das L39-Modell im MA zu finden, wobei dieses im Modell (teilweise) zu 95% signifikant ist. Das verzögerte NAO-Signal kann mit der zeitlichen Verschiebung des stratosphärischen Signals im L39-Modell erklärt werden. Ein Signal am Boden wurde auch in anderen Mittlere Atmosphäre Modellstudien im Frühjahr gefunden (Ineson und Scaife, 2008). Auffallend im ECHAM5 Modell ist das persistente Aläutentief während der Wintersaison, welches vermutlich das Signal über dem Pol schwächt und sich somit kein deutliches NAO-Signal ausbilden kann.

Toniazzo und Scaife (2006) versuchten ebenfalls ein ENSO-Signal über dem Atlantik und Europa in Beobachtungs und Modelldaten zu finden. Dazu teilten sie die El Niños in moderate und starke Ereignisse ein. Während die Autoren für die moderaten El Niños ein NAO-Signal in den Beobachtungen am Boden fanden, zeigten die starken El Niño Fälle kein eindeutiges Signal. Die mit SSTs angetriebenen Modellexperimente gaben das beobachtete ENSO-Signal über Europa nicht wieder. Weitere Beobachtungs- und Modellstudien zeigen zum Teil einen ENSO-NAO Einfluss, der aber nicht eindeutig zu sein scheint (Fraedrich und Müller, 1992; Gouirand, 2003; Brönnimann et al., 2004). AGCMs scheinen Probleme zu haben deutliche, signifikante Signale zu simulieren. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht ein realistisches ENSO-NAO-Signal mit Hilfe einer höheren vertikalen Auflösung und einer vollständig aufgelösten Stratosphäre zu erhalten. Die Arbeit von Merkel und Latif (2002), in der der Einfluss auf die NAO mit einem stärkeren El Niño als in den Beobachtungen mit 5 Realisationen im Hinblick auf eine erhöhte horizontale Auflösung im Modell untersucht wurde, zeigt einen schwachen, aber signifikanten Effekt auf den Atlantik/Europa Sektor. Aufgrund einer höheren horizontalen Auflösung wird die Orographie besser repräsentiert, was zu einer erhöhten Wellenanregung führt, die wie in diesem Kapitel (Abschnitt 7.2) gezeigt werden konnte einen Einfluss auf die Wechselwirkungen und Fernwirkung von ENSO hat.

Neuere Untersuchungen zeigen, dass das ENSO-Signal auf Europa sich zwischen einzelnen El Niños unterscheidet (Brönnimann et al., 2004; Toniazzo und Scaife, 2006; Brönnimann, 2007). Ein Grund kann im tropischen Pazifiksignal selbst liegen (Greatbatch et al., 2004). Auf niederfrequenten Zeitskalen variiert das diese Region verlassende Signal und führt zu einem differenzierten ENSO-Effekt in Europa. Dabei können die Stärke, die Position und der Zeitraum des SST-Signals im tropischen Pazifik eine Rolle spielen. Desweiteren scheint der Effekt von der zu betrachtenden Niño Region abhängig zu sein. Larkin und Harrison (2005) zeigen, dass mit der Hinzunahme aus dem Niño3.4 Index resultierende Veränderungen in den Winterbedingungen am Boden über Europa zu beobachten sind. Sie fanden mit einem in der Niño 3.4 Region stärkeren Signal auch ein klareres Signal für die Bodentemperatur, in dem Fall ein Abkühlen in Nordosteuropa. Dies konnte auch in der L39-Modellversion im MA simuliert werden. Neben den Unterschieden im Pazifik, wird das Signal auf dem Weg nach Europa moduliert, wobei die nichtlineare Wechselwirkung mit den SSTs anderer Ozeane ein Einflussfaktor haben kann. So hat der tropische Atlantik einen sehr starken Effekt, wenn die SSTs des tropischen Pazifiks und Atlantiks in Phase sind (Mathieu et al., 2004; Gouirand, 2003; Spencer und Slingo, 2003; Sutton und Hodson, 2003). Brönnimann et al.

(2007) fanden eine stärkere Korrelation von ENSO und der NAO, wenn ENSO und PDO (engl. *Pacific Decadal Oscillation*) im Jahr vor dem zu analysierenden Winter in Phase sind. Insgesamt ist es schwer ein eindeutiges NAO Signal in den Beobachtungen und in Modellsimulationen zu finden. Die Auswahl der ENSO-Ereignisse sowie der betrachtete Zeitraum scheinen einen erheblichen Einfluss auf die Ergebnisse zu haben. Dies wird sowohl in Beobachtungs- als auch in Modellstudien deutlich. Als eine Übersicht dient Brönnimann (2007). In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, dass sowohl für die ERA40-Beobachtungen als auch für das L39-Modell ein Effekt von ENSO auf die NAO existiert, der über die Troposphären-Stratosphären-Troposphären Wechselwirkung erklärt werden kann.

Kapitel 8

Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit soll der Einfluss von El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) auf die Atmosphäre in den mittleren und polaren Breiten während des NH-Winters untersucht werden. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei der in einem Modell vollständig aufgelösten Stratosphäre und der in ihr simulierten Variabilität als Folge der mit ENSO verbundenen Schwankungen der Meeresoberflächentemperaturen. Ziel war es unter anderem die Wirkungsweise von ENSO auf die Stratosphäre zu verstehen und ein mögliches ENSO-Signal über Troposphären-Stratosphären-Troposphären Kopplung am Boden im Atlantischen/Europäischen Raum zu erhalten.

Um den dynamischen Einfluss von ENSO auf die Troposphäre und Stratosphäre zu untersuchen, wurde das allgemeine Zirkulationsmodell ECHAM5 des MPI für Meteorologie in Hamburg genutzt. Zum einen wurden 6 Läufe mit der L19-Modellversion analysiert, zum anderen wurde die mittlere Atmosphärenversion des ECHAM5 mit 39 vertikalen Schichten verwendet, um die Auswirkungen von ENSO auf und über die Stratosphäre mit Hilfe von 5 Simulationen zu untersuchen. Als Vergleich für die Modelldaten wurden Beobachtungen, der ERA-40 Datensatz und die Freie Universität Berlin (FUB) Radiosondenanalysen verwendet.

Schwerpunkt war es zunächst die Modellklimatologie von L19 und L39 hinsichtlich ihrer Unterschiede miteinander zu vergleichen bzw. in Bezug zu Beobachtungen zu setzen. Auffallend ist die in L19 geringere stratosphärische Variabilität gegenüber L39 und den Beobachtungen. Dies ist vermutlich mit dem Modelloberrand in 10 hPa und der Rayleigh Reibung verbunden, die einen Effekt auf das künstliche Brechen planetarischer Wellen und Schwerewellen hat. Zum anderen zeigen beide ECHAM5 Versionen im Vergleich zum ERA-40 Datensatz eine zu geringe Variabilität in den Subtropen, die mit der fehlenden QBO erklärt werden kann. Das L39-Modell zeigt im Januar eine sehr gute Langzeitklimatologie der unteren Stratosphäre. Untersucht man dagegen die saisonale Entwicklung der NH-Winter, erkennt man, dass die winterlichen Westwinde in der unteren Stratosphäre generell zu schwach sind, und das vor allem im November zu hohe Temperaturen im Vergleich zu den FUB Analysen simuliert werden. Ebenso scheint die Umstellung zur Sommerzirkulation im L39-Modell später zu erfolgen (Mai statt April in den Beobachtungen).

Als nächstes wurde das ENSO-Signal in der Troposphäre für das Wintermittel DJF untersucht. Sowohl am Boden als auch in 500 hPa zeigen die Modellversionen übereinstimmend

zu den Beobachtungen signifikante Muster in den Langzeitmonatsmittelanomalien für die ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand. Deutlich tritt dabei ein PNA-Muster auf, was den Beobachtungen sehr ähnlich ist.

Für das DJF Wintermittel in der Stratosphäre werden Ergebnisse dargelegt, welche mit Beobachtungsstudien bestätigt werden (van Loon und Labitzke, 1987; Hamilton, 1993a), die eine stratosphärische Antwort auf ENSO Warmereignisse zeigen. Dabei wird die quasi-stationäre Verstärkung des Aläutenhochs sowie die Abschwächung und Erwärmung des winterlichen Polarwirbels beobachtet und simuliert. Dies ist in guter Übereinstimmung mit anderen Mittlere Atmosphäre Modellstudien (z.B. Hamilton, 1993b; Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006). Während der ENSO-Kaltphase findet in den Beobachtungen eine Verstärkung und Abkühlung des Polarwirbels in der Stratosphäre statt. Das L39-Modell ist in der Lage das beobachtete La Niña Signal zu simulieren, allerdings in schwächer ausgeprägter Form. Mit dem L19-Modell ist es nicht möglich, den sich verstärkenden und abkühlenden Polarwirbel zu reproduzieren, was unter anderem an der geringeren Variabilität in der Stratosphäre und der Nähe zum Modelloberrand liegen kann. Um die Entwicklung des ENSO-Signals in der Stratosphäre besser zu verstehen, werden die einzelnen Wintermonate während der ENSO-Warm- und Kaltphase untersucht, um evtl. Unterschiede im saisonalen Gang zwischen den Modellversionen und dem ERA-40 Datensatz zu finden. Dabei wird deutlich, dass sich das ENSO-Signal für die ENSO-Warmphase im L39-Modell langsamer, mit einem Monat Verzögerung im Mittwinter (Januar) gegenüber den Beobachtungen, entwickelt. Die langsame Verschiebung der positiven Anomalie von Nordwestkanada zum Pol, die Ausbreitung und Verstärkung dieser sowie ein fast geschlossener Ring negativer Anomalien in den mittleren Breiten wird in den einzelnen Monaten deutlich. Signifikanzen (95% und 99%) in den Bereichen negativer Zentren für ERA-40 sind ebenso wie im Bereich der positiven Anomalie für das L39 festzustellen. Das L19-Modell gibt den beobachteten Verlauf nicht annähernd wieder, eher ist ein stationäres Signal festzustellen. Für die ENSO-Kaltphase wird eine ähnliche Entwicklung des ENSO-Signals beobachtet. Mit einer zeitlichen Verschiebung von einem Monat nach hinten scheint das L39-Modell den Verlauf annähernd wiederzugeben. Für das L19-Modell ist erneut keine Entwicklung des ENSO-Signals für die Kaltphase ersichtlich. Die zeitliche Verschiebung und die Schwierigkeit den saisonalen Gang zu reproduzieren deutet auf ein grundsätzliches Problem in der nordhemisphärischen Wintervariabilität in ECHAM5 hin. Dieses Resultat wurde von Charlton et al. (2007) bestätigt, die die Häufigkeit von plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen verschiedener Mittlere Atmosphären Zirkulationsmodelle untersuchten. Sie fanden eine zu hohe Variabilität mit einer erhöhten Frequenz von Major Warmings im Nov/Dez on ECHAM5.

Insgesamt ist das Signal während der ENSO-Warmphase stärker ausgeprägt und signifikanter als in der ENSO-Kaltphase. Des Weiteren ist das Signal in den Beobachtungen stärker als in den Modellversionen. Dies steht in Übereinstimmung mit anderen Modellstudien (z.B. Hamilton, 1995; Manzini et al., 2006).

Um einschätzen zu können, inwieweit die NAO überhaupt vom Modell im Vergleich zum ERA-40 Datensatz simuliert wird, wurde der NAO Index für alle drei Datensätze berechnet. Eine deutlich größere Schwankungsbreite in den Beobachtungen ist gegenüber den Modellsimulationen festzustellen. Des Weiteren zeigt lediglich der Beobachtungsdatensatz einen

Trend im NAO-Index, der in Übereinstimmung zu anderen Arbeiten steht (z.B. Scaife et al., 2005). Eine realistische NAO mit einem Trend zu reproduzieren scheint ein generelles Problem von Klimamodellen zu sein (z.B. Rodwell et al., 1999; Latif et al., 2000). Des Weiteren wurden Korrelationen zwischen der NAO (JFM) und dem stratosphärischen zonalgemittelten zonalen Wind (DJF) in 50 hPa bei 60°N berechnet, um die dynamische Kopplung zwischen der Stratosphäre und der NAO (Scaife et al., 2005) zu untersuchen. Es ergibt sich eine hohe Korrelation im ERA-40 Datensatz (0,53) und für L19 (0,43). Das L39-Modell zeigt allerdings nur eine Korrelation von 0,22. Dabei muss die geringe Variabilität der stratosphärischen Winde im L19-Modell berücksichtigt werden, die vermutlich zu einer höheren Signifikanz führt. Die Korrelationen sind im Gegensatz zu Scaife et al. (2005) geringer, was mit dem fehlenden beobachteten Trend im stratosphärischen Wind in den Modellsimulationen erklärt werden könnte.

Aufgrund der nicht realistischen Resultate der ENSO-Simulationen in der Stratosphäre vom L19-Modell, wurde im Folgenden nur noch das L39-Modell und die Beobachtungen für weitere Untersuchungen genutzt.

Das ENSO-Signal im NH-Winter, d.h. die Stärke und Temperatur des stratosphärischen Polarwirbels, wird zu einem großen Teil durch troposphärische planetarische Wellenanregung kontrolliert, wobei sich die planetarischen Wellen bei einer großen plötzlichen Stratosphären-erwärmung verstärkt vertikal und polwärts ausbreiten und mit dem Grundstrom wechselwirken (Matsuno, 1970; Holton et al., 1995; Newman et al., 2001). In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass das Wellenanregungsmuster für die ENSO-Kaltphase umgekehrt zur ENSO-Warmphase ist. Das stratosphärische Signal während der ENSO-Warmphase kann mit der erhöhten troposphärischen Wellenaktivität (Welle-1) im Winter erklärt werden. Aufgrund der beobachteten und in L39 simulierten Westwärtsneigung der zonalen Wellenamplituden mit zunehmender Höhe resultiert ein verstärkter Wärme- und Impulsfluss. Mit diesem wird eine Verschiebung, Abschwächung und Erwärmung des Polarwirbels mit einer gleichzeitigen Ausbildung, Verstärkung und polwärts Wandern des Aläutenhochs während einer ENSO-Warmphase verursacht. Gleichzeitig kann ein nicht so starkes und klares Signal während der ENSO-Kaltphase auf die Reduktion des Wellenantriebs zurückgeführt werden. Die in dieser Arbeit gefundenen Resultate der unterschiedlichen Wellenanregung stimmen mit früheren Arbeiten gut überein (Hoerling et al., 1997; Manzini et al., 2006).

Mit der Abschwächung und der Erwärmung des Polarwirbels ist außerdem ein häufigeres Auftreten von Major Warmings aus anderen Studien bekannt (Labitzke und van Loon, 1999; Kunze, 2000; Taguchi und Hartmann, 2006). Übereinstimmend mit anderen Modellstudien (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006; Ineson und Scaife, 2007) wandern die positiven Anomalien im Mittwinter von der oberen Stratosphäre bis zur Tropopause im Spätwinter. Lediglich Manzini et al. (2006) zeigt übereinstimmend zu den hier gezeigten Resultaten das Wandern von Signifikanzen, das eine Troposphären-Stratosphären-Troposphären Kopplung von ENSO bestätigt. So breiten sich die Signifikanzen der zonalgemittelten Temperatur bei 80°N und des zonalen Windes bei 60°N im November vom Boden bis zur mittleren Stratosphäre aus. Im Januar wandern diese abwärts und treten schließlich erneut am Boden im März auf. Der saisonale Verlauf der Anomalien zeigt während des Winters einen Vorzeichenwechsel über dem Atlantik/Europa Sektor an der Erdoberfläche. Dabei findet sich für den

ERA-40 Datensatz im JF und für das L39-Modell im MA ein Muster, welches der negativen NAO-Phase entspricht, was im L39-Modell sogar zu (95%) signifikant ist. Die erneut auftretende zeitliche Verzögerung kann auf die schon im stratosphärischen ENSO-Signal zeitliche Verschiebung des L39-Modells zurückgeführt werden.

Es gibt eine Vielzahl von Beobachtungs- und Modellstudien, in denen der Einfluss ENSOs auf die NAO untersucht wurde (z.B. Fraedrich und Müller, 1992; Merkel und Latif, 2002; Brönnimann et al., 2004; Toniazzo und Scaife, 2006). Dabei zeigen die Beobachtungsstudien zum Teil einen ENSO-Einfluss auf die NAO (Fraedrich und Müller, 1992; Brönnimann et al., 2004; Toniazzo und Scaife, 2006). So fanden z.B. Toniazzo und Scaife (2006) nach Einteilung beobachteter El Niños in moderate und starke Ereignisse für die ersteren ein negatives NAO-Signal. Während Brönnimann et al. (2004) speziell nur die El Niño Jahre 1940 bis 1942 untersucht, zeigten Fraedrich und Müller (1992) ein leicht nach Nordosteuropa verschobenes negatives NAO-Signal für 26 El Niños. Die allgemeinen Atmosphären Zirkulationsmodelle scheinen allerdings Probleme zu haben ein klares ENSO-Signal auf die NAO zu simulieren (Toniazzo und Scaife, 2006). Dabei können eine Vielzahl von Modulationen eine Rolle spielen (siehe dazu als Übersicht Brönnimann (2007)). Des Weiteren scheint das Signal stark von einzelnen ENSO-Ereignissen abhängig zu sein, was in dieser Arbeit ebenfalls festgestellt wurde, aber hier nicht explizit gezeigt wurde.

In weiteren Modellstudien wäre die Simulation von ENSO und der QBO interessant, da mit einer Einteilung der ENSO-Ereignisse in die entsprechenden QBO-Phasen ein klareres Signal in der Stratosphäre beobachtet wird (Labitzke und van Loon, 1989; (Garfinkel und Hartmann, 2007)). Bei einer Einteilung von ENSO in die QBO-Phasen mit den ERA-40 Daten konnten erhebliche Unterschiede im stratosphärischen Signal festgestellt werden (hier nicht gezeigt). Weiterhin ist es wichtig die lokale Wellenausbreitung bei der Betrachtung des Euro-Atlantischen Sektors detaillierter zu untersuchen, um die Wirkungsweise von ENSO auf die NAO über die Stratosphäre besser zu verstehen. Im Hinblick auf die Schwierigkeiten ein eindeutiges NAO-Signal auf ENSO zu erhalten, könnte in weiteren Arbeiten explizite Fallstudien angeschaut werden, die auf die Nichtstationarität der ENSO-Ereignisse abzielen. Um die unterschiedliche Korrelation zwischen der NAO und dem zonalen stratosphärischen Wind besser zu verstehen, sollten zum einen Fallstudien durchgeführt werden und zum anderen könnte ein Experiment mit einem stratosphärischen Trend aufgesetzt werden.

Abkürzungen

AO	Arctic Oscillation
BDC	Brewer-Dobson-Circulation
DJF	Mittel aus Dezember, Januar und Februar
ECMWF	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (engl. <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i>)
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
JF	Mittel aus Januar und Februar
ERA-40	ECMWF-Reanalyse-Datensatz
GCM	General Circulation Model
JFM	Mittel aus Januar, Februar und März
gpm	geopotentielle Meter
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone (engl. <i>Inter Tropical Convergence Zone</i>)
L	Layer
NAM	Northern Annular Mode
NAO	Nordatlantische Oszillation (engl. <i>North Atlantic Oscillation</i>)
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
ND	Mittel aus November und Dezember
NH	Nordhemisphäre/Nordhemisphärisch
MA	Mittel aus März und April
QBO	Quasi-Biennial Oscillation
PNA	Pazifisch-Nordamerikanisch (engl. <i>Pacific North American</i>)
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SO	Southern Oscillation
SOI	Southern Oscillation Index
SST	Sea Surface Temperature
T	Triangular Truncation
WMO	World Meteorological Organization

Abbildungsverzeichnis

2.1	Vertikales Temperaturprofil der Atmosphäre	4
2.2	Plancksche Strahlungskurve	7
2.3	Erwärmungs- und Kühlungsraten	9
2.4	Skizze der großräumigen Zirkulationsmuster	11
2.5	Zonal gemittelte Temperatur (SPARC)	13
2.6	Zonal gemittelter zonaler Wind (SPARC)	13
2.7	Strahlungsgleichgewichtstemperatur	14
2.8	Diabatische Meridionalzirkulation	16
2.9	Skizze des BDC-Antriebs	17
2.10	Zeitreihe der QBO (1953-2008)	22
3.1	Walkerzirkulation über dem Pazifik im Normalzustand	26
3.2	Ozeanische und atmosphärische Zirkulation im Normalzustand	27
3.3	Walkerzirkulation über dem Pazifik während eines El Niño Ereignisses	28
3.4	Globale Temperatur- und Niederschlagsauswirkungen von El Niño	28
3.5	Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines El Niño Ereignisses	30
3.6	Korrelationskoeffizienten für den Bodendruck (Tahiti und Darwin)	30
3.7	Zeitreihe des Southern Oscillation Index (1950-2007)	31
3.8	Regionen des Niño SST-Index	32
3.9	Zeitreihe des Niño 3.4 Index (1953-2005)	33
3.10	Telekonnektivität und Telekonnektionsmuster	35
3.11	Schematische Darstellung der atmosphärischen Reaktion während einer ENSO- Warmphase	36
3.12	Zonal gemittelte Monatsmitteltemperaturen (30 hPa, 10°N)	37
3.13	Anomalien der geopotentiellen Höhe für die ENSO-Phasen (WMO 2003)	38
3.14	Schema über die Folgen der positiven NAO-Phase	40
3.15	Schema über die Folgen der negativen NAO-Phase	41
3.16	Zeitreihe des NAO-Index (JFM) (1950-2008)	42
4.1	Schematische Darstellung des hybriden σ -p-Koordinatensystem mit 19 verti- kalen Schichten	47
4.2	Darstellung der Modelllevel (L19 und L39)	48
4.3	Darstellung der 60 Schichten des ERA-40 Datensatzes	50

5.1	Modellklimatologie der zonal gemittelten Temperatur (L19 und L39)	54
5.2	Modellklimatologie des zonal gemittelten zonalen Windes (L19 und L39)	55
5.3	Nordpoltemperatur (80°N, 10 hPa)	57
5.4	Zonal gemittelter zonaler Wind (60°N, 10 hPa)	57
5.5	Standardabweichung des zonal gemittelten zonalen Windes (30 hPa)	59
6.1	Zeitreihe des Niño 3.4 Index (1953-2005) mit den markierten El Niños und La Niñas	62
6.2	Anomalien im Bodendruck der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	65
6.3	Anomalien im Bodendruck der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	65
6.4	Anomalien in der 2m-Temperatur der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	66
6.5	Anomalien in der 2m-Temperatur der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	66
6.6	500 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	68
6.7	500 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	68
6.8	500 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	70
6.9	500 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	70
6.10	30 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	73
6.11	30 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	73
6.12	30 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (Dez/Jan/Feb)	76
6.13	30 hPa Anomalien in der geopotentiellen Höhe der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (Dez/Jan/Feb)	78
6.14	30 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	79
6.15	30 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (DJF)	79
6.16	30 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Warmphase gegenüber dem neutralen Zustand (Dez/Jan/Feb)	82
6.17	30 hPa Anomalien in der Temperatur der ENSO-Kaltphase gegenüber dem neutralen Zustand (Dez/Jan/Feb)	84
6.18	Zeitreihe des NAO Index für das L19-, L39-Modell und ERA-40 (1958-1998)	86
6.19	NAO Trend (1960-2000) aus Scaife et al. (2005)	87

6.20	NAO Bodendruckdifferenz, zonaler Wind (50 hPa, 50°N-70°N) und die Korrelation beider für die L19-, L39-Version und ERA-40 (1957/58-1997/98) . . .	88
6.21	Winter NAO Index und stratosphärische Zirkulation (aus Scaife et al. (2005))	89
7.1	Zeitliche Entwicklung der Differenzen zwischen wENSO und cENSO für die zonalgemittelte Temperatur (80°N) und den zonal gemittelten zonalen Wind (60°N) im Modell (L39) und in den Beobachtungen (ERA-40)	93
7.2	Geopotentielle Höhe der stationären Eddies für den Neutralzustand (DJF, 60°N)	94
7.3	Anomalien der stationären Eddie Höhe für wENSO und cENSO (DJF, 60°N)	96
7.4	Saisonale Entwicklung der Anomalie im Bodendruck während der ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase	98
7.5	Saisonale Entwicklung in der 2m-Temperatur während der ENSO-Warmphase gegenüber der ENSO-Kaltphase	99

Tabellenverzeichnis

4.1	Prognostische Variablen und parametrisierte Prozesse im ECHAM5-Modell .	46
4.2	Überblick über die räumliche und zeitliche Auflösung der ECHAM5-Versionen	48
4.3	Überblick über die räumliche und zeitliche Auflösung der ERA-40 Daten . .	50
4.4	Datensätze der Modellläufe und Beobachtungen.	51
6.1	Einteilung der Winter zwischen 1953 und 2005 nach ENSO-Phasen	63
6.2	Anzahl der Fälle für wENSO, cENSO und Neutral (1957/85-1997/98)	63

Literaturverzeichnis

- Ambaum, M. H. P. und B. J. Hoskins, 2002. The NAO Troposphere-Stratosphere Connection. *Journal of Climate*, **15**, 1969–1978.
- Andrews, D. G., J. R. Holton und C. B. Leovy, 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, Inc.
- Baldwin, M. P. und T. Dunkerton, 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 30,937–30,946.
- Baldwin, M. P. und T. Dunkerton, 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.
- Baldwin, M. P., L. Gray, T. Dunkerton, K. Hamilton, P. Haynes, W. Randel, J. Holton, M. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. Jones, J. Kinnnersly, C. Marquardt, K. Sato und M. Takahashi, 2001. The Quasi-Biennial-Oscillation. *Reviews of Geophysics*, **39**, 179–229.
- Baldwin, M. P. und D. O’Sullivan, 1995. Stratospheric effects of ENSO-related tropospheric circulation anomalies. *Journal of Climate*, **8**, 649–667.
- Berlage, H. P., 1957. Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. *Roy. Neth. Meteor. Inst. Meded. Verh.*, **69**, 152 pp.
- Bjerknes, J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820–829.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163–172.
- Blackmon, M. L., J. E. Geisler und E. J. Pitcher, 1983. A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 1410–1425.
- Brewer, A., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **75**, 351–363.

- Brönnimann, S., 2007. Impact of El Niño - Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, **45**, RG3003, doi:10.1029/2006RG000199.
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T. M. Svendby, G. Hansen und T. Svenøe, 2004. Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940-42 related to El Niño. *Nature*, **431**, 971–974.
- Brönnimann, S., E. Xoplaki, C. Casty, A. Pauling und J. Luterbacher, 2007. ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, **28**, 181–197.
- Cagnazzo, C. und E. Manzini, 2007. Enso teleconnections and impact of modeling the stratosphere. Chapman Conference on the role of the stratosphere in climate and climate change, Santorini, Greece.
- Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen und D. Rind, 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. part II: Evaluation of numerical model simulations. *Journal of Climate*, **20**, 470–488.
- Charney, J. G. und P. G. Drazin, 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 83–109.
- Climate Change Research Center, 2008. Institute for the study of Earth, Oceans, and Space. <http://ccrc.unh.edu>.
- Courtier, P. und M. Naughton, 1994. A pole problem in the reduced Gaussian grid. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 1389–1407.
- Das ENSO-Phänomen, 2008. Informationen zum ozeanisch-atmosphärischen Phänomen El Niño/Southern Oscillation. <http://www.enso.info>.
- Diaz, H. und V. Markgraf, 2000. *El Niño and the southern oscillation: multiscale variability and global and regional impacts*. Cambridge University Press.
- Dobson, G., 1956. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. **236**, 187–193.
- Dobson, G. M. B., D. N. Harrison und L. Lawrence, 1929. Measurements of the amount of ozone in the earths atmosphere and its reaction to other geophysical conditions. *Proceedings of the Royal Society, Ser. A*, **110**, 660–693.
- Dunkerton, T., 2000. Midwinter deceleration of the subtropical mesospheric jet and interannual variability of the high-latitude flow in UKMO analyses. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 3838–3855.
- Dunkerton, T., C. Hsu und M. E. McIntyre, 1981. Some eularian and lagrangian diagnostics for a model stratospheric warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 819–843.

- Ebdon, R. A., 1960. Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **86**, 540–542.
- Ekman, V., 1905. On the influence of the earth rotation on ocean currents. *Ark. Math. Astr. Fys.*, **Stockhom 2 (Heft 11)**.
- El Niño, 2008. Die Infoseite zur Klimaanomalie im Pazifik. <http://www.elnino.info>.
- Enfield, D. B., 1989. El Niño, past and present. *Reviews of Geophysics*, **27**, 159–187.
- Etling, D., 1996. *Theoretische Meteorologie - Eine Einführung*. Verlag Vieweg.
- Fortuin, J. P. F. und H. Kelder, 1998. An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 31,709–31,734.
- Fouquart, Y. und B. Bonnel, 1980. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Contributions to Atmospheric Physics*, **53**, 35–62.
- Fraedrich, K. und K. Müller, 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology*, **12**, 25–31.
- García-Herrera, R., N. Calvo, R. R. García und M. A. Giorgetta, 2006. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D06101, doi:10.1029/2005JD006061.
- Garfinkel, C. I. und D. L. Hartmann, 2007. Effects of the El Niño - Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D19112, doi:10.1029/2007JD008481.
- Geller, M. A., 1983. Dynamics of the middle atmosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **41**, 683–705.
- Gouirand, V., I. und Moron, 2003. Variability of the impact of El Niño-Southern Oscillation on sea-level pressure anomalies over the North Atlantic in January to March (1874-1996). *International Journal of Climatology*, **23**, 1549–1566.
- Graystone, P., 1959. Meteorological office discussion on tropical meteorology. *Meteorological Magazine*, **88**, 117.
- Greatbatch, R. J., J. Lu und K. A. Peterson, 2004. Nonstationary impact of ENSO on Euro-Atlantic winter climate. *Geophysical Research Letters*, **31**, L02208, doi:10.1029/2003GL018542.
- Haeckel, H., 1993. *Meteorologie*. Verlag Eugen Ulmer, 3. Auflage.
- Hamilton, K., 1993a. An examination of observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**(20), 3468–3473.

- Hamilton, K., 1993b. A general circulation model simulation of El Niño effects in the extratropical Northern hemisphere stratosphere. *Geophysical Research Letters*, **20**(17), 1803–1806.
- Hamilton, K., 1995. Interannual variability in the Northern Hemisphere Winter middle Atmosphere in control and perturbed experiments with the GFDL SKYHI General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 44–66.
- Haynes, P. H., C. Marks, M. E. McIntyre, T. Shepherd und K. Shine, 1991. „Downward control“ of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**, 651–679.
- Hines, C. O., 1997. Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. part I: Basic formulation. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **59**, 371–386.
- Hoerling, M. P., A. Kumar und M. Zhong, 1997. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *Journal of Climate*, **10**, 1769–1786.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood und L. Pfister, 1995. Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, **33**(4)(95RG02097), 403–439.
- Holton, J. R. und R. S. Lindzen, 1972. An updated theory fo the Quasi-Biennial cycle of the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1076–1080.
- Holton, J. R. und C. Mass, 1976. Stratospheric vacillation cycles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **33**, 2218–2225.
- Holton, J. R. und H.-C. Tan, 1980. The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 2200–2208.
- Horel, J. D. und J. M. Wallace, 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *American Meteorology Society*, **1**, 813–829.
- Hortal, M. und A. J. Simmons, 1991. Use of reduced Gaussian grids in spectral models. *Monthly Weather Review*, **119**, 1671–1687.
- Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676 – 679.
- Hurrell, J. W., 2003. *The North Atlantic Oscillation - Climatic significance and environmental impact*. www.agu.org.
- Hurrell, J. W. und H. Van Loon, 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36** (3-4), 301–326.
- Ichiye, T. und J. R. Petersen, 1963. The anomalous rainfall of the winter 1957-58 winter in the equatorial central Pacific arid area. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **41**, 172–182.

- IFM-GEOMAR, 2008. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften. <http://www.ifm-geomar.de>.
- Ineson, S. und A. A. Scaife, 2007. Influence of ENSO on european climate via the stratosphere. Internet. Presentation.
- Ineson, S. und A. A. Scaife, 2008. El Niño teleconnections in an atmospheric model. In *20th Conference on Climate Variability and Change*.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, M. K. C. Janowiak, J., C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471.
- Kiladis, G. N. und H. F. Diaz, 1989. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **2**, 1069–1090.
- Kleppek, S., 2005. *Untersuchung zur dynamischen Kopplung der Troposphäre und der Stratosphäre*. Dissertation, Universität Potsdam.
- Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh und Y. Nikaidou, 1996. Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern hemisphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **74**, 365–382.
- Kodera, K., Y. Kuroda und S. Pawson, 2000. Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 12,351–12,359.
- Kraus, H., 2004. *Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag, 3. Auflage.
- Kunze, M., 2000. *ENSO und die Nordpolare, winterliche Stratosphäre*. Diplomarbeit, Fachbereich der Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Kuroda, Y. und K. Kodera, 1998. Interannual variability in the troposphere and stratosphere of the Southern hemisphere winter. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 13,787–13,799.
- Labitzke, K., 1977. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern hemisphere. *Monthly Weather Review*, **105**, 762–770.
- Labitzke, K., 1981. Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances - a summary of observed characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 9665–9678.
- Labitzke, K., 1982. On the interannual variability of the middle stratosphere during Northern winters. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**, 124–139.
- Labitzke, K., 1987. Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the North Polar Region. *Geophysical Research Letters*, **14**, 535–537.

- Labitzke, K. und H. van Loon, 1988. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO (quasi-biennial-oscillation) and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the Northern hemisphere in winter. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **50**, 197–206.
- Labitzke, K. und H. van Loon, 1989. Association between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere. Part III: Aspects of the association. *Journal of Climate*, **2**, 554–565.
- Labitzke, K. und H. van Loon, 1999. *The stratosphere - phenomena, history and relevance*. Springer-Verlag.
- Langematz, U., M. Kunze, K. Krueger, K. Labitzke und G. Roff, 2003. Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO₂ changes. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4027, doi:10.1029/2002JD002069.
- Larkin, N. K. und D. E. Harrison, 1998. El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies. *Reviews of Geophysics*, **36**, 353–399.
- Larkin, N. K. und D. E. Harrison, 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters*, **32**, L6705, doi:10.1029/2005GL022860.
- Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz und R. Voss, 2000. Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming. *Journal of Climate*, **13**, 1809–1813.
- Lau, M. K. und P. Sheu, 1988. Annual cycle, Quasi-Biennial Oscillation, and Southern Oscillation in global precipitation. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10975–10988.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson und D. L. Hartmann, 2004. The life cycle of the Northern hemisphere sudden stratosphere warmings. *Journal of Climate*, **17**, 2584–2596.
- Lindzen, R. S. und J. R. Holton, 1968. A theory of the Quasi-Biennial Oscillation of the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **25**, 1095–1107.
- Lott, F., 1999. Alleviation of stationary biases in a GCM through a mountain drag parameterization scheme and a simple representation of mountain lift forces. *Monthly Weather Review*, **127**, 788–801.
- Lott, F. und M. J. Miller, 1997. A new-subgrid-scale orographic drag parameterization: Its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 101–127.
- Manzini, E., M. A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornbluh und E. Roeckner, 2006. The influence of sea surface temperatures on the Northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model. *Journal of Climate*, **19**, 3863–3881.
- Mathieu, P.-P., R. T. Sutton, B. Dong und M. Collins, 2004. Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events. *Journal of Climate*, **17**, 1953–1974.

- Matsuno, T., 1970. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **27**, 871–883.
- Matsuno, T., 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 1479–1494.
- May, W. und L. Bengtsson, 1996. On the impact of the El Niño/Southern Oscillation Phenomenon on the atmospheric circulation in the Northern hemisphere extratropics. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, **224**.
- McPhaden, M., S. E. Zebiak und M. H. Glantz, 2006. ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, **314**, 1740 – 1745.
- Merkel, U. und M. Latif, 2002. A high resolution AGCM study of the El Niño impact on the North Atlantic/European sector. *Geophysical Research Letters*, **29**, 5.
- Mlawer, E. J., S. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono und S. A. Clough, 1997. Radiative transfer for inhomogenous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16,663–16,682.
- Morcrette, J.-J., S. A. Clough, E. J. Mlawer und M. J. Iacono, 1998. *Impact of a validated radiative transfer scheme, RRTM on the ECMWF model climate and 10-day forecasts*. Technischer Bericht, ECMWF, Reading, UK.
- Murgatroyd, R. und F. Singleton, 1961. Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **87**, 125–135.
- Naito, Y. und I. Hirota, 1997. Interannual variability of the Northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **75**, 925–937.
- Naujokat, B., 1986. An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 1873–1877.
- Naujokat, B., 2005. Variabilität in der Stratosphäre: Die QBO. *Meteorologische Fortbildung*, **31**, 30–32.
- Naujokat, B. und C. Marquardt, 1992. Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO) in der Stratosphäre. *Promet*, **22**, 62–68.
- NCAR, 2008. CGD's Climate Analysis Section. <http://www.cgd.ucar.edu/cas>.
- Newman, P. A., E. R. Nash und J. E. Rosenfield, 2001. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *Journal of Geophysical Research*, **106**, 19,999–20,010,.
- NOAA, 2008. National Oceanic and Atmospheric Administration. <http://www.noaa.gov>.

- Nordeng, T. E., 1994. *Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics*. Technischer Bericht 206, ECMWF, Reading, UK.
- Osborn, T., S. a. P. Briffa, K. R. and Tett und R. Trigo, 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, **15**, 685–702.
- Palmer, T., G. Shutts und R. Swinbank, 1986. Alleviation of a systematic bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity-wave drag parameterization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 1001–1039.
- Pawson, S. und T. Kubitz, 1996. Climatology of planetary waves in the Northern stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 16,987–16,996.
- Peixoto, J. P. und A. H. Oort, 1992. *Physics of Climate*. Springer-Verlag.
- Perlwitz, J. und H.-F. Graf, 1995. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern hemisphere in winter. *Journal of Climate*, **8**, 2281–2295.
- Petzold, K., 1992. Dynamik der Stratosphärenwärmungen. *Promet.*, **22**, 90–96.
- Philander, S. G. H., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego.
- Randel, W. J. und P. A. Newman, 1998. The stratosphere in the Southern hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorological Monographs*, **49**, 243–282.
- Rasmussen, E. M., 1984. El niño: the ocean/atmosphere connection. *Oceanus*.
- Rasmussen, E. M. und T. H. Carpenter, 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, **110**, 354–384.
- Rasmussen, E. M. und J. M. Wallace, 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1195 – 1202.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent und A. Kaplan, 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, **108**, No. D14, 4407 10.1029/2002JD002670.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell und C. K. Folland, 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320–323.
- Roeckner, E., 2003. *The atmospheric general circulation model ECHAM5 (Part I)*. Technischer Bericht 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie.

- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, M. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, U. Sausen, R. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992. *Simulation of the present day climate with the ECHAM model: Impact of the model physics and resolutions*. Technischer Bericht 93, Max Planck-Institute für Meteorologie.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Duemenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida, 1996. *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate*. Technischer Bericht 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann und L. Kornblueh, 2006. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journal of Climate*, **19**, 3771–3791.
- Roedel, W., 2000. *Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre*. Springer-Verlag, 3. Auflage.
- Rogers, J. C., 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern hemisphere. *Monthly Weather Review*, **122**, 1999–2015.
- Ropelewski, C. F. und M. S. Halpert, 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, **115**, 1606–1626.
- Ropelewski, C. F. und M. S. Halpert, 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **2**, 268–284.
- Ropelewski, C. F. und P. D. Jones, 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Monthly Weather Review*, **115**, 2161–2165.
- Rosenfield, J. E. und M. R. Schoeberl, 2001. On the origin of polar vortex air. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 33,485–33,497.
- Sassi, F., D. Kinnison, B. A. Boville, R. R. Garcia und R. Roble, 2004. Effect of El Niño - Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D17108, doi:10.1029/2003JD004434.
- Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis und C. K. Folland, 2005. A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Scherhag, R., 1952. Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, **38**, 51–63.
- Shindell, D., G. Schmidt, M. Mann, D. Rind und A. Waple, 2001. Solar forcing of regional climate change during the Maunder minimum. *Science*, **294**, 2149–2152.
- Simmons, A. J. und D. M. Burridge, 1981. An energy and angular-momentum conserving finite difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, **109**, 758–766.

- Simmons, A. J., M. J. D. M. Burridge, C. Girard und W. Wergen, 1989. The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **40**, 28–60.
- Simmons, A. J. und R. Strüfing, 1981. *An energy and angular-momentum conserving finite difference scheme, hybrid coordinates and medium-range weather prediction*. Technischer Bericht 28, ECMWF Technical Report.
- Slonosky, V. C., P. D. Jones und T. D. Davies, 2000. Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774-1995. *International Journal of Climatology*, **20**, 1875–1897.
- Slonosky, V. C., P. D. Jones und T. D. Davies, 2001. Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995. *International Journal of Climatology*, **21**, 63 – 75.
- SPARC Data Center, 2008. Stratospheric Processes and their Role in Climate. <http://www.sparc.sunysb.edu>.
- Spencer, H. und J. M. Slingo, 2003. The simulation of peak and delayed ENSO teleconnections. *Journal of Climate*, **16**, 1757–1774.
- Sutton, R. T. und L. R. Hodson, 2003. Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871-1999. *Journal of Climate*, **16**, 3296–3313.
- Taguchi, M. und D. L. Hartmann, 2006. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *Journal of Climate*, **19**, 324–332.
- Tanre, D., J.-F. Geleyn und J. Slingo, 1984. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. In *Aerosols and their Climatic Effects*, Band H. Gerber and A. Deepak (Eds.), S. 133–177.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, **13**, 1000–1016.
- Tiedke, M., 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, **117**, 1779–1800.
- Toniazzo, T. und A. A. Scaife, 2006. The influence of ENSO on winter North Atlantic climate. *Geophysical Research Letters*, **33**, L24704, doi:10.1029/2006GL027881.
- Trenberth, K., 1992. *Climate system modeling*. New York, NY (United States); Cambridge University Press.
- Trenberth, K. E., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**(12), 2771–2777.

- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau und C. Ropelewski, 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **103**(C7), 14,291–14,324.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. H. J. K. Gibson, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, S. S. K. Onogi, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. vande Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentesv, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. A. M. Jannssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo und J. Woollen, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**(612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- van Loon, H. und K. Labitzke, 1987. The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, 357–369.
- van Loon, H. und R. A. Madden, 1981. The Southern Oscillation. Part I: Global association with pressure and temperature in Northern winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 1150–1162.
- van Loon, H. und J. C. Rogers, 1981. The Southern Oscillation. Part II: Associations with changes in the middle troposphere in the Northern winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 1163–1168.
- van Loon, H. und D. J. Shea, 1987. The Southern Oscillation. Part VI: Anomalies of sea level pressure on the Southern hemisphere and of Pacific sea surface temperature during the development of a warm event. *Monthly Weather Review*, **115**, 370–379.
- van Noije, T. P. C., H. J. Eskes, M. van Weele und P. F. J. van Velthoven, 2004. Implications of the enhanced Brewer-Dobson circulation in European centre for medium-range weather forecasts reanalysis ERA-40 for the stratosphere-troposphere exchange of ozone in global chemistry transport models. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D19308, doi:10.1029/2004JD004586.
- Walker, G. T., 1923. Correlation in seasonal variation of weather VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. India Met. Dept.*, **24**, 75–131.
- Walker, G. T., 1924. Correlation in seasonal variation of weather IX: A further study of world weather. *Mem. India Met. Dept.*, **24**, 225–232.
- Walker, G. T. und E. W. Bliss, 1932. World weather v. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, **4**, 53–84.

- Wallace, J. M. und D. S. Gutzler, 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemispheric winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 784–812.
- Warnecke, G., 1987. *Meteorologie und Umwelt*. Springer-Verlag GmbH, 2. Auflage.
- Wissenschaft-online, 2008. Wissenschaft im Überblick. <http://www.wissenschaft-online.de>.
- WMO, 2003. *Scientific assessment of ozone depletion: 2002*, Band 47.
- Wyrski, K., 1975. El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **5**, 372–384.
- Yarnall, B. und H. F. Diaz, 1986. Relationships between extremes of the Southern Oscillation and the winter climate of the anglo-american Pacific coast. *Journal of Climatology*, **6**, 197–219.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich zum Abschluss die Gelegenheit nutzen mich bei all den Menschen bedanken, die mich während der Anfertigung meiner Diplomarbeit praktisch sowie moralisch unterstützt haben.

Zunächst danke ich Frau Prof. Dr. Kirstin Krüger für die Vergabe des Themas und die gute Betreuung. Mit ihren zahlreichen Tipps und Hinweisen war sie mir immer eine große Hilfe und schaffte es mich immer wieder zu motivieren.

Ein Dank geht an Noel Keenlyside, Nour-Eddine Omrani und Ralf Hand, die mir in der Anfangszeit für viele meiner Fragen mit einem offenen Ohr zur Seite standen. Noel hatte immer eine Lösung parat und half mir vor allem im Umgang mit den ECHAM-Daten; Nour-Eddine weckte mit seinen Anregungen immer wieder neues Interesse in mir. Des Weiteren danke ich Jürgen Bader für die Bereitstellung der Daten.

Ein Dankeschön gilt allen Professoren, Doktoranden und Diplomanden der Abteilung Maritime Meteorologie, die mir hilfreiche Ratschläge und Ideen während der Gruppentreffen gaben. Insbesondere danke ich in diesem Zusammenhang dem Leiter und Zweitkorrektor der vorliegenden Diplomarbeit Herrn Prof. Dr. Mojib Latif.

Bedanken möchte ich mich bei Michael Thieme, der mir bei der Anfertigung meiner Arbeit mit LaTeX jederzeit bei Schwierigkeiten zur Seite stand.

Des Weiteren bedanke ich mich bei Doreen Laubner, Claudia Frauen und Michael Thieme, die gefühlt jeden Fehler beim Korrekturlesen fanden. Claudia möchte ich außerdem für die nette Zeit der Bürozusammenarbeit danken, die hoffentlich in den nächsten Monaten anhält.

Abschließend möchte ich mich bei meiner Familie, vor allem bei meinen Eltern und meinen Brüdern bedanken, die mich trotz weiter Entfernung während meines gesamten Studiums unterstützten und immer für mich da waren.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, Juli 2008

(Doreen Metzner)

