

Variabilität des tropischen Pazifiks im Kieler Klimamodell und im Vergleich mit Messungen

Bachelorarbeit

B. Sc. Physik des Erdsystems – Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik

Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät
Christian-Albrechts - Universität zu Kiel

Hendrik Huster
Matrikel-Nummer 1005803

Erstprüfer Dr. Thomas Martin
Zweitprüfer Prof. Dr. Mojib Latif

Zusammenfassung

Der tropische Pazifik ist maßgeblich durch die El Niño Southern Oscillation (ENSO) charakterisiert. Die Erforschung dieser Ozean-Atmosphären Oszillation ist aufgrund der globalen Auswirkung auf Temperatur und Luftdruck von zentraler Bedeutung. Diese Arbeit analysiert daher die natürliche Variabilität von ENSO anhand eines knapp 4500 Jahre langen und ohne externe Einflüsse (forcing) berechneten Kontrolllaufes des Kieler Klimamodells (KCM) der Version 1.4.0. Hierbei zeigt der vorindustrielle Lauf im äquatorialen Pazifik um mehrere Grad kältere Temperaturen an der Meeresoberfläche, als die Beobachtungen. Der Kontrolllauf weist in zentralen Parametern wie Temperatur (SST), und Luftdruck an der Meeresoberfläche (SLP), zonaler 10 Meter Windgeschwindigkeit (WG) und Wärmehalt der oberen 300 Meter des Ozeans (WO) eine realistische Simulation der räumlichen Verteilung der Variabilität auf. Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung sind analog zu älteren Läufen des KCMs im äquatorialen Westpazifik in Form zu starker SST-Anomalien zu finden. Die Amplitude von ENSO weist dabei eine realistische Variabilität auf, wird jedoch im Modell um $\sim 17\%$ überschätzt. Wie die Arbeit zeigt, lässt sich ENSO im verwendeten Kontrolllauf vor allem durch äquatoriale SST- und SLP-Indizes, wie Niño 3.4 oder Equatorial Southern Oscillation Index (EQSOI) charakterisieren. Der gängige Southern Oscillation Index (SOI) hingegen erweist sich hierfür als ungeeignet. In den untersuchten Parametern weist der Kontrolllauf eine mit 1,7-5 Jahren realistische Periodizität von ENSO auf, wobei das Maximum der Schwankungen bei etwa 3 Jahren liegt. Auf multidekadischen Zeitskalen ist in den untersuchten Parametern hohe Variabilität erkennbar, die sich jedoch durch einen gedämpften AR1-Prozess erklären lässt und keine explizite Periodizität aufweist.

Abstract

The tropical pacific is governed by the El Niño Southern Oscillation (ENSO). Understanding this coupled ocean-atmosphere oscillation is crucial due to its global teleconnections on temperature and pressure. The present study examines the natural variability of ENSO, using a 4500-yr unforced control run from the Kiel Climate Model, version 1.4.0. Compared with observations, the preindustrial run displays a cold bias of several degrees in the equatorial pacific. The model also exhibits realistic spatial patterns of variability in key variables like sea surface temperature (SST), sea level pressure (SLP), zonal 10m Windspeed (WO) and the heat content of the upper 300m of the ocean (WO). As seen in previous studies of the KCM, deviations between model and observations are prominent in anomalous SSTs in the western equatorial pacific. Although overestimated by $\sim 17\%$, the amplitude of ENSO exhibits a realistic range of variability. The present study reveals that the characteristics of ENSO in this control run can mainly be described by the equatorial SST- and SLP-indices like Niño 3.4 Index or Equatorial Southern Oscillation Index (EQ-SOI). The common used Southern Oscillation Index (SOI) seems to be inapplicable for this purpose. In the analysed parameters of the run, ENSO exhibits a realistic periodicity on a time scale of 1,7-5 years with a maximum of variation around 3 years. There is also high variability on multidecadal time scales without any significant peaks. In this sense it can be explained by a damped AR1-Process.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Daten und Methoden	5
2.1	Daten	5
2.1.1	Kieler Klimamodell	5
2.1.2	HadISST 1.1 Datensatz	6
2.1.3	Indizes der National Oceanic and Atmospheric Administration	6
2.2	Analysemethoden	7
2.2.1	Standardabweichung	7
2.2.2	Berechnung von Indizes	8
2.2.3	EOF-Analyse	8
2.2.4	Analyse der spektralen Varianzdichte	10
2.2.5	Autoregressiver Prozess 1. Ordnung	11
2.2.6	Lineare Regression	11
2.2.7	Korrelation und Kreuzkorrelation	12
3	Ergebnisse	13
3.1	Vergleich von Messungen und Modell	13
3.1.1	Oberflächentemperaturen des tropischen Pazifiks	13
3.1.2	ENSO Amplitude	18
3.1.3	Periodizität von ENSO in Temperatur- und Druckindizes	19
3.2	Atmosphärische Telekonnektionsmuster von ENSO	22
3.3	Variabilität des äquatorialen Pazifiks in Wind- und Wärmedaten	23
3.3.1	Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans	24
3.3.2	Zonale 10m Windgeschwindigkeit	24
4	Diskussion von Methodik und Ergebnissen	26
4.1	Schwächen der Methodik	26
4.2	Diskussion der Ergebnisse	27
4.2.1	Oberflächentemperaturen	27
4.2.2	Verteilung der Variabilität im KCM	27
4.2.3	Amplitude von ENSO	29
4.2.4	Periodizität von ENSO	29
4.3	Ausblick	30
5	Literaturverzeichnis	31
	Anhang	35
	Erklärung	39

1 Einleitung

Das Gebiet des tropischen Pazifiks wird in zentralen Parametern wie Temperatur der Meeresoberfläche (SST) und Bodendruck (SLP) maßgeblich von dem El Niño Southern Oscillation (ENSO) Phänomen beeinflusst. Diese Ozean-Atmosphären Oszillation hat neben lokalen Effekten auf Wetter und Wirtschaft durch atmosphärische Telekonnektionen auch weltweite Auswirkungen auf Parameter wie Temperatur und Niederschlag (*Trenberth et al.*, 1998; *Alexander et al.*, 2002; *Collins et al.*, 2010). Das Phänomen stellt damit eine wichtige Quelle von zwischen-jährlicher Vorhersagbarkeit für weltweite Klima-anomalien dar (*Deser et al.*, 2011; *Glantz*, 2001; *Tippett and Barnston*, 2008).

Eine Warmphase (El Niño) der ENSO ist durch hohe positive SST Anomalien im äquatorialen Ostpazifik vor Peru (äquatoriale Kaltzunge) und negative SST Anomalien im Westpazifik vor der Ostküste Australiens gekennzeichnet. Bei einer Kaltphase (La Niña) der ENSO ist dies umgekehrt.

Die Warm- und Kaltphasen der ENSO dauern etwa 1-2 Jahre an (*Deser et al.*, 2011). Die meisten El Niños und La Niñas entstehen im späten Frühling und erreichen ihr Maximum gegen Ende des Jahres (*Okumura and Deser*, 2010), woher auch der Name El Niño (Das Christkind) stammt (*Cane*, 2005). Die La Niñas weisen dabei meist eine geringere Amplitude in den SST Anomalien auf und überdauern häufig den anschließenden Sommer, während sich die El Niños dann meist auflösen (*Harrison and Larkin*, 1998; *Okumura and Deser*, 2010).

Solche SST Anomalien entstehen aus einer Wechselwirkung zwischen dem äquatorialen Druckgradienten (Southern Oscillation) und dem Temperaturgradienten an der Meeresoberfläche.

In einer Normalphase der ENSO erzeugen Passatwinde im äquatorialen Pazifik von West nach Ost einen Gradienten von etwa 4-10 °C in den Temperaturen der Meeresoberfläche (*Cane*, 2005; *Latif and Keenlyside*, 2009) und eine Neigung der Sprungschicht von warmen zu kaltem Wasser (Thermokline). Dies wiederum bewirkt einen thermischen Antrieb der Atmosphärenzirkulation (Walker Zirkulation). Warme Luftmassen steigen im äquatorialen Westpazifik auf, strömen gen Osten und sinken im äquatorialen Ostpazifik wieder ab. Die bodennahen Ostwinde erzeugen einen Transport von weiterem warmen Wasser gen Westen. Der Temperaturgradient und die Neigung der Thermoklinen werden so durch bodennahe Winde aufrecht gehalten. Hierbei handelt es sich um einen sich selbst verstärkenden Prozess (positives Feedback), dem nach dem nach dem Forscher Jacob Bjerknes benann-

ten Bjerknes Feedback.

Bei einem Auftreten eines El Niños schwächt sich die atmosphärische Zirkulation aufgrund dieses Feedbacks stark ab und kehrt sich zum Teil sogar um. Bei La Niña Ereignissen hingegen verstärkt sich diese Zirkulation über den Normalfall hinaus.

Eine ausführlichere Beschreibung des ENSO Phänomens ist z.B. in *Cane* (2005) zu finden. Der Wechsel der verschiedenen Phasen dieses Systems wird dabei maßgeblich durch die Lage der Thermoklinen, sowie der SST gesteuert. *Burgers et al.* (2005) legt dabei für diesen Prozess eine gedämpfte lineare Oszillation („Recharge Oscillator“) nahe.

Neben dem klassischen El Niño Phänomen, welches vor allem starke SST-Anomalien im äquatorialen Ostpazifik aufweist, zeigen die Beobachtungen einiger El Niño events im späten 20. Jahrhundert starke SST-Anomalien im zentralen äquatorialen Pazifik (*Yeh et al.*, 2011, 2009; *Ashok et al.*, 2007). Für dieses Phänomen wird bislang keine einheitliche Terminologie verwendet. Im folgenden wird es mit dem gängigen Begriff „Central Pacific EL Niño“ (CP-El Niño) bezeichnet.

Die Beobachtungen und Aufzeichnungen des ENSO Phänomens in Temperatur und Druck geben bislang nur verlässliche Daten für etwa die letzten 150 Jahre. Diese Zeitserien sind damit für Studien der Variabilität auf Zeitskalen weniger Dekaden aussagekräftig, für die Analyse langfristiger Variabilität allerdings häufig zu kurz (*Wittenberg*, 2009; *Stevenson et al.*, 2010, 2011).

Eine Analyse dieser Aufzeichnungen des ENSO Phänomens zeigt mit Periodendauern von etwa 2 bis 7 Jahren eine starke oszillatorische Komponente (*Okumura and Deser*, 2010; *Donders et al.*, 2013; *Borlace et al.*, 2013; *AchutaRao and Sperber*, 2002). Der Vergleich verschiedener Klimamodelle zeigt dabei, dass eine Vielzahl von globalen, gekoppelten Klimamodellen in der Lage ist, diesen ENSO-Zyklus in guter Näherung zu simulieren (*Borlace et al.*, 2013; *Deser et al.*, 2011). Diese Simulation von ENSO und insbesondere El Niño ist damit auch geeigneter Test für Klimamodelle, die auch für Simulationen des globalen Klimawandels genutzt werden.

AchutaRao and Sperber (2002) kam bei dem Vergleich solcher globaler, gekoppelter Klimamodelle aus dem Coupled Model Incomparision Projekt (CMIP) zum Schluss, dass nicht nur Periode, sondern auch die Amplitude von ENSO zumindest durch einen Teil der Modelle in SST- und Luftdruckindizes realistisch simuliert werden kann.

Aktuellere Studien mit gekoppelten Klimamodellen weisen allerdings noch immer Probleme in der Simulation der Amplitude von ENSO auf. Dabei treten im Vergleich mit den Beobachtungen sowohl zu starke (*Rodgers et al.*, 2004; *Deser et al.*, 2011), als auch zu schwache Simulationen der Amplitude auf (*Borlace et al.*, 2013). Nach einer Studie

von *Wittenberg* (2009) sind für die Analyse der ENSO Amplitude, Zeitserien länger als 500 Jahre nötig. Für das in dieser Arbeit verwendete KCM zeigten bereits Läufe älterer Versionen eine gute ENSO Simulation in Periode und Amplitude (*Park et al.*, 2009; *Yeh et al.*, 2011).

Neben den bereits erwähnten Klimamodellen liefert auch die Paläoklimatologie Ansätze, die die Analyse der Variabilität von ENSO auf längeren Zeitreihen möglich macht. Sie versucht, das Problem der limitierten Datensätze in Druck- und Temperaturdaten durch die länger verfügbaren, indirekten Klimaanzeiger (Proxys) zu umgehen. So kam *Li et al.* (2011) aufgrund der Analyse von Baumringen und anderer ENSO sensitiver Proxys zum Schluss, dass der ENSO Amplitude ein 50-90 jähriger, scheinbar regelmäßiger Zyklus zugrunde liegt. Mit Hilfe dieses Ansatzes wurde in *Li et al.* (2013) eine anormal hohe ENSO Aktivität im späten 20. Jahrhundert diagnostiziert und ein Zusammenhang zur globalen Erwärmung vorgeschlagen.

Nicht eindeutig geklärt ist auch die Fragestellung, ob Veränderungen, wie die zuletzt von *McPhaden et al.* (2011) beobachtete verstärkte Neigung der Sprungschicht und Intensivierung der Passatwinde auf die globale Erwärmung oder auf interne Variabilität zurückzuführen sind. So konnte letzteres z.B. bei beobachteten Veränderungen des CP El Niño Phänomens im Vergleich mit Modellanalysen nicht ausgeschlossen werden (*Yeh et al.*, 2011). Auch eine Veröffentlichung von *Borlace et al.* (2013) deutet an, dass sich momentan beobachtete Veränderungen in der Amplitude von ENSO durchaus durch interne Variabilität erklären lassen. In der Veröffentlichung wird gezeigt, dass multidekadische Variabilität durch episodische In- und Extensivierung einzelner dynamischer Prozesse, wie dem Bjerknes Feedback gekoppelt an ein sich langsam veränderndes Klima, erzeugt werden kann.

Der Ansatz dieser Arbeit ist, dass solche intern verursachte Variabilität in modernen, gekoppelten Klimamodellen wie dem unter „Kiel Climate Model“ (KCM) simuliert und die Charakteristika des Phänomens so erkannt und bestimmt werden können.

Ziel dieser Arbeit ist daher die Analyse der natürlichen Variabilität des tropischen Pazifiks, insbesondere ENSOs anhand eines stabilen und ungestörten Kontrolllaufs des KCMs. Hierbei soll mit Beobachtungsdaten überprüft werden, in wie weit dieser Kontrolllauf typische Charakteristika dieser Region, wie die Verteilung der Oberflächentemperaturen oder Amplitude und Periodizität von ENSO simuliert und ob die Modellergebnisse daher realistisch sind. Es wird der Frage nachgegangen, wie die Variabilität des äquatorialen Pazifiks räumlich und zeitlich verteilt ist. Die Analyse erfolgt anhand zentraler Parameter

1. Einleitung

wie der Temperatur (SST) und dem Luftdruck an der Meeresoberfläche (SLP), der zonalen 10m Windgeschwindigkeit (WG) sowie dem Wärmehalt der oberen 300 Meter des Ozeans (WO). Es soll dabei geklärt werden, ob das KCM neben der zwischenjährigen Periodizität von ENSO auch multidekadische Variabilität im tropischen Pazifik zeigt und ob diese eine explizite Periodizität aufweist.

Die saisonale Charakteristik des äquatorialen Pazifiks hingegen wird in dieser Arbeit nicht betrachtet. Eine Beschreibung der saisonalen Charakteristik des KCMs in einer älteren Version bietet z.B. *Park et al.* (2009).

2 Daten und Methoden

2.1 Daten

Die Analyse basiert auf den Modelldaten Kiel Climate Model der Version 1.4.0. In dieser Arbeit wurde ein knapp 4500 Jahre langer Kontrolllauf dieses Modells analysiert. Zum Vergleich der Modellergebnisse wurde zusätzlich der unter Kapitel 2.1.2 beschriebene HadISST 1.1 Temperatur-Datensatz des Met Office Hadley Centre verwendet. Des Weiteren wurden die unter Kapitel 2.1.3 dargestellten Druck- und Temperaturindizes von Messdaten der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) verwendet.

2.1.1 Kieler Klimamodell

Das Kiel Climate Model (KCM) ist ein voll gekoppeltes, globales Atmosphären-Ozean-Meereis Modell. Für dieses Modell wird keine Form von Flusskorrektur oder von Kopplung der Anomalien in Süßwasser, Wärme oder Windschubspannung vorgenommen (*Yeh et al.*, 2011; *Park et al.*, 2009).

Die Modellkomponente der Atmosphäre besteht aus dem ECHAM5¹ Modell (*Roeckner et al.*, 2003) des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Hamburg. Sie ist über den OASIS3² Koppler (*Valcke*, 2013) an die Modellkomponente der Ozeanzirkulation und des Seees (NEMO³) (*Madec*, 2008) gebunden.

NEMO wiederum besteht aus dem Seeeis Modell LIM2⁴ und dem Modell der Ozeanzirkulation OPA9⁵.

Die Atmosphäre der KCM Simulation bietet eine Auflösung von T42(2.81°x2.79°) mit 19 vertikalen Stufen. Die horizontale Auflösung des Ozeans basiert auf einem 2° Mercator Netz und ist im Schnitt 1.3°, mit einer verbesserten meridionalen Auflösung von 0.5° in der äquatorialen Region (ORCA2 Gitter).

In der Vertikalen besitzt das Ozeanmodell 31 Stufen.

Der OASIS3 Koppler dient der Interpolation und dem Austausch von Daten zwischen den verschiedenen Gittern.

¹Atmospheric general circulation model version 5, entwickelt am Max Plank Institut (MPI), Hamburg

²Ocean Atmosphere Sea Ice Soil

³Nucleus for European Modeling of the Ocean

⁴Louvain-la-Neuve Ice Model version 2

⁵Océan Parallélisé version 9, entwickelt am Laboratory of Oceanography and Climatology (LOCEAN), Institute Pierre Simon Laplace (IPSL)

Der hier verwendete W07 Lauf des KCM ist ein 4500 Jahre langer, vorindustrieller Kontrolllauf mit einem CO_2 Gehalt von 286.6 ppm. Am Lauf wurde kein Forcing vorgenommen.

Verwendete Datensätze	Kürzel
Temperaturen der Meeresoberfläche	SST
Luftdruck an der Meeresoberfläche	SLP
Zonale 10 Meter Windgeschwindigkeit	WG
Zonale Windschubspannung	WS
Potentielle Temperatur des Ozeans	TP

Tabelle 2.1: Verwendete Datensätze aus dem W07 Lauf des KCM

Aus der potentiellen Temperatur des Ozeans wurde dabei unter der Näherung einer konstanten Dichte von $1023 \frac{kg}{m^3}$ und einer durchschnittlichen Wärmekapazität des Wassers von $3850 \frac{J}{kgK}$ der Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans (WO) berechnet. Nach Abzug der Einlaufzeit des Modells („Spin-Up“) standen für die Analyse des Wärmeinhaltes die ersten 1000 Jahre des Kontrolllaufes zu Verfügung, während für die anderen Datensätze aus Tabelle 2.1 die letzten 4478 Jahre verwendet wurden.

2.1.2 HadISST 1.1 Datensatz

Der Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) Datensatz gibt die gemessene globale Oberflächentemperatur in einem Zeitraum ab 1870 auf einem horizontalen Gitter von $1^\circ \times 1^\circ$ wieder.

Der Datensatz wurde vom Met Office Hadley Centre for Climate Prediction and Research entwickelt und herausgegeben. Er ist im Detail in *Rayner et al.* (2003) beschrieben.

Für diese Arbeit wurde Version 1.1 des Datensatzes verwendet und die Temperaturen in Monatsmittelwerten betrachtet. Der HadISST Datensatz ist global vollständig, da die Beobachtungen in Raum und Zeit auf das Gitter interpoliert wurden. Die Meereiskonzentration wurde bei der Berechnung der Eiszonen berücksichtigt.

2.1.3 Indizes der National Oceanic and Atmospheric Administration

Die National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) erstellt aus gemessenen SST- und Luftdruck-Datensätzen Indizes zur Klimavariabilität. Für diese Arbeit wurden die unter Kapitel 2.2.2 beschrieben, aus den KCM Daten berechneten Indizes mit den Indizes der NOAA verglichen. Die hierfür verwendeten Temperaturindizes der NOAA sind in Tabelle 2.2 aufgelistet.

Diese SST-Indizes basieren zum einen auf dem Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) Datensatz der Version 3b der NOAA (*Smith et al., 2008*). Die aktuelle Version 3b verwendet im Gegensatz zu früheren Versionen keine Satellitendaten. Die auf Basis des ERSST Datensatzes von der NOAA herausgegebenen Indizes decken den Zeitraum ab 1950 ab.

Zum anderen wurden die SST-Indizes aus dem hochauflösendem Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) Datensatz der Version 2 berechnet (*Reynolds et al., 2002*). Die auf Grundlage dieses Datensatz herausgegebenen Indizes decken den Zeitraum ab 1982 ab.

Bei den Druckindizes wurde der SOI Index, sowie der EQSOI Index der NOAA mit den aus KCM Daten berechneten Druckindizes (siehe Tabelle 2.3) verglichen. Die dafür genutzten Daten stammen aus der NCEP/NCAR Reanalyse (*Kistler et al., 2001*). Die Zeitreihen der Druckindizes beginnen für den SOI Index ab 1951 und für für den EQSOI Index ab 1949.

2.2 Analysemethoden

Notationen:

$\langle \rangle$ beschreibt das Skalarprodukt, \mathcal{E} den Erwartungswert

2.2.1 Standardabweichung

Um einen ersten Eindruck über die Variabilität des Pazifiks zu bekommen, wurde zunächst für den SST-Datensatz des KCMs, sowie den HadISST Datensatz eine Standardabweichung für das Gebiet 60°N-60°S, 120°O-60°W gerechnet. Das langfristige Monatsmittel wurde bei der Berechnung jeweils vom monatlichen Mittelwert abgezogen. Zusätzlich wurde die Standardabweichung für die Analyse der Amplitude genutzt.

Die Standardabweichung ist dabei ein Maß für die zeitliche Variabilität der Wertereihe eines lokalen Punktes.

Die Standardabweichung σ ergibt sich mathematisch wie folgt:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (2.1)$$

Dabei ist \bar{X} der Mittelwert, n die Anzahl der Werte der Zeitserie und X_i der Wert zum Zeitpunkt i .

2.2.2 Berechnung von Indizes

Der Zustand der Variabilitätsmuster des tropischen Pazifiks und des ENSO Phänomens wird gängigerweise durch Bodendruck- und Temperaturindizes beschrieben.

Die Temperaturindizes (SST-Indizes) wurden dabei sowohl für den KCM Datensatz, als auch für den HadISST Datensatz berechnet und zusammen mit den NOAA Indizes (siehe Kapitel 2.1.3) analysiert.

Name des Indizes	Gebiet des Indizes	Referenz
Niño 3 Index	90°W-150°W, 5°S- 5°N	<i>Trenberth (1997)</i>
Niño 3.4 Index	120°W-170°W, 5°S- 5°N	<i>Trenberth (1997)</i>
Niño 4 Index	160°O-150°W, 5°S- 5°N	<i>Trenberth (1997)</i>

Tabelle 2.2: Verwendete Temperaturindizes

Die Berechnung der SST-Indizes erfolgte durch Mitteln der Temperaturanomalien der Meeresoberfläche (SSTA) über verschiedene Gebiete. Im Gegensatz zu *Trenberth (1997)* wurde dabei jedoch auf eine saisonale Filterung durch einen laufenden Mittelwert und die damit einhergehende Veränderung der berechneten Spektren verzichtet.

Die Bodendruckindizes (SLP-Indizes) wurden aus den KCM Daten berechnet und mit den Indizes der NOAA analysiert.

Name des Indizes	Gebiet des Indizes	Referenz
Southern Oscillation Index (SOI)	Tahiti: 149,6°W 17,5°S Darwin: 130,9°O 12,4°S	<i>Trenberth (1984)</i>
Equatorial Southern Oscillation Index (EQSOI)	Druckfeld1: 130°W-80°W, 5°S-5°N Druckfeld2: 90°O-140°O, 5°S-5°N	<i>Bell and Halpert (1998)</i>
Index nach Vecchi und Soden (Vecchi Index)	Druckfeld1: 160°W-80°W, 5°S-5°N Druckfeld2: 80°O-160°O, 5°S-5°N	<i>Vecchi and Soden (2007)</i>

Tabelle 2.3: Verwendete Bodendruckindizes

Die SLP-Indizes geben die standardisierte Luftdruckdifferenz zwischen zwei Druckfeldern (siehe Tabelle 2.3) wieder.

2.2.3 EOF-Analyse

Die Beschreibung dieser Analyseverfahren folgt wesentlich der Darstellung nach *Storch and Zwiers (1999)*. Alternative Darstellungen sind z.B. in *Bjornsson and Venegas (1997)* und

Emery and Thomson (2001) zu finden.

Die „Empirische Orthogonal Funktion“ (EOF) Analyse ist eine multivariate Analysetechnik, die es ermöglicht, die Variabilität der dominanten statistischen Muster zu bestimmen. Die EOF beschreibt die räumliche Verteilung der Varianz zu den Zeitserien der Zeitkoeffizienten („Principal Components (PCs)“). Die EOF werden dabei absteigend zu der jeweiligen erklärten Varianz sortiert, weshalb meist die Analyse der ersten paar EOFs ausreichend ist.

Die Variabilitätsmuster („Patterns“ oder Moden) geben keine konkreten physikalischen Mustern wieder, sondern stehen orthogonal zueinander. Jedoch können Muster, die einen Großteil der Variabilität erklären, starke Analogien zu physikalischen Mustern aufweisen (*Legler*, 1983).

Als erstes wurde die Methode von *Pearson* (1901) und *Hotelling* (1935) beschrieben. In der Meteorologie fand sie zum ersten Mal Beachtung durch *Lorenz* (1956).

Das mathematischen Konzept dieser der EOF-Analyse funktioniert wie folgt:

Sei \vec{X}_t eine multivariate, zeitabhängige Variable.

Dann werden zunächst die Anomalien mit $\mu = \mathcal{E}(\vec{X}_t)$ gebildet.

$$\vec{X}'_t = \vec{X}_t - \vec{\mu} \quad (2.2)$$

Nun werden diese Anomalien in eine endliche Reihe erweitert.

$$\vec{X}'_t \approx \sum_{i=1}^k a_{i,t} \vec{e}_i \quad (2.3)$$

In Gleichung 2.3 beschreibt $a_{i,t}$ die Zeitkoeffizienten und der Vektor \vec{e}_i die Muster. Eine Gleichheit gilt genau dann, wenn k der Länge m von \vec{X}_t entspricht. Jedoch nimmt für gewöhnlich die Varianz der Koeffizient schnell mit i ab, so dass auch $k \ll m$ gute Approximationen liefern kann. Die Muster werden dabei so gewählt, dass sie orthogonal zueinander stehen. Die optimalen Koeffizienten $a_{i,t}$ können so über die Projektion der Muster \vec{e}_i auf die Anomalien \vec{X}'_t bestimmt werden. Dabei wird der Fehler ϵ_i so klein wie möglich gewählt.

$$\epsilon_i = \sum_t (\vec{X}'_t - \sum_{i=1}^k a_{i,t} \vec{e}_i)^2 \quad (2.4)$$

Nun gilt es, die Muster zu finden.

Für das erste Muster bzw. die erste EOF ergibt sich Gleichung 2.5, wobei der Fehler ϵ_1 wieder minimal wird.

$$\epsilon_1 = \mathcal{E}(\|\vec{X}'_t - \langle \vec{X}'_t, \vec{e}_1 \rangle \vec{e}_1\|^2) \quad (2.5)$$

Die Gleichung 2.5 beschreibt dabei die Projektion von \vec{X}'_t auf ein eindimensionalen Teilraum, der durch den Vektor \vec{e}_1 aufgespannt wird. Die Lösung dieser Gleichung geschieht unter der Bedingung $\|\vec{e}_i\| = 1$ und erfolgt wie in *Storch and Zwiers (1999)* gezeigt über Lagrange Multiplikatoren (Eigenwerte) und die Berechnung der Eigenvektoren der Kovarianzmatrix.

Dabei wird der Fehler ϵ_1 minimiert, indem die Varianz von \vec{X}'_t , die im Teilraum vorhanden ist, maximiert wird.

Die Berechnung der zweiten EOF erfolgt, indem die Anomalien \vec{X}'_t in Gleichung 2.5 durch die von der ersten EOF nicht erklärten Anomalien $\vec{X}'_t - \langle \vec{X}'_t, \vec{e}_1 \rangle \vec{e}_1$ ersetzt werden und die so entstehende Gleichung 2.6 wie Gleichung 2.5 gelöst wird.

$$\epsilon_2 = \mathcal{E}(\|\vec{X}'_t - \langle \vec{X}'_t, \vec{e}_1 \rangle \vec{e}_1 - \langle \vec{X}'_t, \vec{e}_2 \rangle \vec{e}_2\|^2) \quad (2.6)$$

Die Berechnung weiterer EOFs erfolgt analog zu Gleichung 2.6.

Die erklärte Varianz des j-ten EOF Musters ergibt sich dabei jeweils aus dem Verhältnis der Lagrange Multiplikatoren (Eigenwerte) λ .

$$Var_j = \frac{\lambda_j}{\sum_i \lambda_i} \quad (2.7)$$

Für die hier verwendeten Daten wurde nach der Kalkulation der Anomalien zusätzlich eine Flächengewichtung mit dem Gewichtungsfaktor $\sqrt{\cos(Breitengrad)}$ vorgenommen, um die nicht flächentreue Darstellung zu berücksichtigen.

2.2.4 Analyse der spektralen Varianzdichte

Für die Analyse der auftretenden Periodendauern und Frequenzen wurde die spektrale Varianzdichte (oder auch „power spectral density“) verwendet. Diese gibt die Verteilung der Varianz eines Signals in Abhängigkeit der im Signal enthaltenen Frequenzen wieder. So erlaubt das Varianzspektrum Rückschlüsse über die typischen Zeitskalen der Variabilität innerhalb einer Zeitserie. Fällt die Varianz über einen bestimmten Frequenzbereich beispielsweise signifikant hoch aus, so deutet dies auf eine gewisse Periodizität im Signal hin.

Die Darstellung der spektralen Varianzdichte wird im weiteren Verlauf dieser Arbeit als Spektrum bezeichnet.

Die Berechnung der spektralen Varianzdichte folgt aus *Storch and Zwiers (1999)*, sowie *Stoica and Moses (1997)*.

Zur Abtastung der Zeitserie wurde dabei ein Von-Hann-Fenster verwendet. Eine zunehmende Anzahl von Einteilungen der Zeitserie macht dabei eine höhere Rauschunterdrückung möglich, verkürzt jedoch den darstellbaren Frequenzbereich (siehe auch Diskussion Kapitel 4.1).

Für die Beurteilung und Interpretation der Spektren wurde der unter Kapitel 2.2.5 beschriebene AR(1)-Prozess verwendet.

2.2.5 Autoregressiver Prozess 1. Ordnung

Allgemein ist ein autoregressiver Prozess ein stochastischer Prozess, bei dem der Zustand auch von den vorangegangenen Zuständen abhängt. Die Ordnung des autoregressiven Prozesses beschreibt dabei, in wie weit zeitlich vorangegangene Zustände in die Berechnung mit einfließen. Eine ausführliche Beschreibung dieser Prozesse ist z.B. in *Storch and Zwiers* (1999) zu finden.

Mathematisch werden autoregressive Prozesse über folgende multiple Regressionsgleichung definiert:

$$X_t = a_0 + \sum_{i=1}^p a_i X_{t-i} + Z_t \quad (2.8)$$

Dabei ist X_t der Zustand zum Zeitpunkt t . a bezeichnet Koeffizienten und Z_t beschreibt ein weißes Rauschen zum Zeitpunkt t .

Für einen autoregressiver Prozess 1 Ordnung (AR(1)-Prozess) gilt demnach:

$$X_t = a_0 + a_1 X_{t-1} + Z_t \quad (2.9)$$

Um die in 2.2.4 beschriebenen Spektren schließlich bewerten zu können, muss beurteilt werden, inwiefern die auftretende Variabilität einen zufälligen Klimaprozess beschreibt oder ob es sich um signifikante Signale handelt.

Zu diesem Zweck wird zu der spektralen Varianzdichte jeder Zeitserie ein AR(1)-Prozess berechnet und ein 95% Konfidenzintervall angegeben.

2.2.6 Lineare Regression

Die lineare Regression berechnet den funktionalen Zusammenhang zwischen zwei oder mehr Variablen. Die lineare Regression nach Methode der kleinsten Fehlerquadrate folgt nach *Storch and Zwiers* (1999) bei der eine bestmögliche Regressionsgerade zwischen zwei

Zeitreihen gleicher Länge (n-Werte) bestimmt wird.

Für die Regressionsgerade eines Indizes auf die Zeitreihe eines Datenpunktes ergibt sich dann:

$$Y_j = a_0 + a_1 X_j + \epsilon_j \quad (2.10)$$

Hierbei ist Y_j der Index und X_j der Datenpunkt zum Zeitpunkt j , mit $j \in [1, n]$. a_0 und a_1 sind die entsprechenden Regressionskoeffizienten, ϵ_j und ϵ_j beschreiben den Fehler für den Zeitpunkt j .

2.2.7 Korrelation und Kreuzkorrelation

Für die Bewertung des Zusammenhangs zweier Zeitserien wurde in dieser Arbeit häufig eine Korrelation durchgeführt.

Die Korrelation wird dabei durch den dimensionslosen Korrelationskoeffizienten (ρ) ausgedrückt. Dieser kann Werte zwischen 1 (vollständig positiver linearer Zusammenhang) und -1 (vollständig negativer linearer Zusammenhang) annehmen. Ist der Korrelationskoeffizient 0, weisen die Zeitserien keinen linearen Zusammenhang auf.

Der Korrelationskoeffizient ergibt sich aus der Kovarianz (Cov) und der Standardabweichung (σ) zweier Variablen X und Y:

$$Cov(X, Y) = \mathcal{E}((X - \mu_X)(Y - \mu_Y)) \quad (2.11)$$

$$\rho(X, Y) = \frac{Cov(X, Y)}{\sigma(X)\sigma(Y)} \quad (2.12)$$

Hierbei beschreiben μ_X und μ_Y die Mittelwerte von X und Y.

Die erklärte Varianz des Korrelationskoeffizienten ergibt sich als dessen Quadrat (ρ^2).

Bei der Kreuzkorrelation wird zusätzlich eine zeitliche Verschiebung von X gegenüber Y durchgeführt und für jede mögliche Verschiebung erneut die Korrelation berechnet. Dies ermöglicht die Analyse zeitlich verschobener Signale.

3 Ergebnisse

3.1 Vergleich von Messungen und Modell

Ein Abgleich der SST-Daten des Kieler Klimamodells geschieht zunächst mit den unter Kapitel 2.1.2 beschriebenen Beobachtungsdaten des HadISST 1.1 Datensatzes. Anhand von Mittelwert, Standardabweichung und führenden EOFs wird gezeigt, dass der verwendete Kontrolllauf des KCM die Periode von ENSO sowie die räumliche Verteilung SST-Variabilität des tropischen Pazifiks in guter Näherung simuliert.

Ein weiterer Abgleich der zwischenjährlichen Variabilität von ENSO bestätigt anhand der unter Kapitel 2.2.2 beschriebenen Temperatur- und Druckindizes diese Periodizität von ENSO und weist außerdem multidekadische Variabilität auf.

Eine quantitative Analyse der Amplitude von ENSO anhand des Niño 3.4 SST-Indizes zeigt, dass die Amplitude von ENSO im verwendeten Kontrolllauf zwar etwas stärker ausgeprägt ist als in den Beobachtungen, die Variabilität aber realistisch ist.

3.1.1 Oberflächentemperaturen des tropischen Pazifiks

Mittelwert und Standardabweichung

Die Temperaturen der an der Meeresoberfläche (SSTs) werden hier zunächst durch den zeitlichen Mittelwert und dessen Standardabweichung beschrieben. In der mittleren Temperatur des Pazifiks ist im verwendeten Kontrolllauf nach Abzug des Spin-Ups dabei kein nennenswerter Trend erkennbar (Abbildung nicht gezeigt).

Wie in Abbildung 3.1 zu erkennen ist, weisen die Modelldaten im äquatorialen Pazifik deutlich geringere Oberflächentemperaturen als die Beobachtungen auf. Während diese Abweichung für das Gebiet 60°N 60°S 120°O 60°W mit etwa 0.6°C im Mittel relativ gering ausfällt, liegt sie im Bereich des tropischen Pazifiks für die Gebiete der SST-Indizes (siehe Tabelle 2.2) mit etwa 2.4°C im Mittel deutlich höher.

Die räumliche Verteilung der Standardabweichung der monatlichen SST-Anomalien (Anomalien sind als Abweichungen vom langfristigen Monatsmittel definiert) wird im KCM realistisch simuliert und weist große Analogien zu den Beobachtungen auf. Jedoch produziert das KCM fast im gesamten Pazifik eine größere Variabilität der SST-Anomalien

3. Ergebnisse

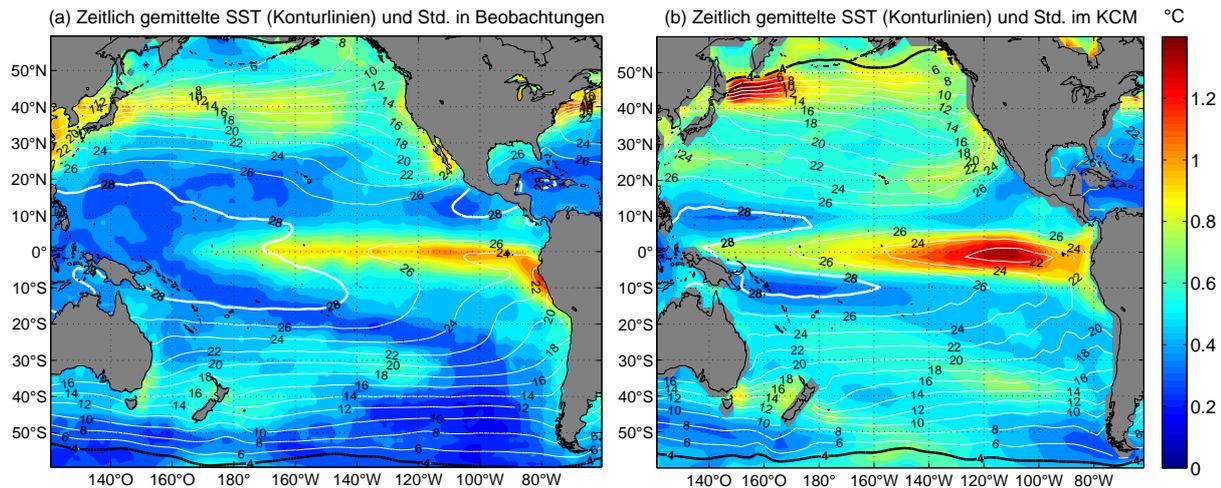


Abbildung 3.1: Klimatologisches Jahresmittel der SST (Konturlinie alle 2°C von 4°C [fett,schwarz] bis 28°C [fett,weiß]) und Standardabweichung der SST Anomalien (farbige Kontur) (a) der Beobachtungen (HadISST,1870-2014) und (b) des KCM Kontrolllaufes (4478 Jahre). Landmassen sind grau unterlegt.

als dies in Beobachtungsdaten zu sehen ist.

Auffallend dabei sind die Maxima entlang der äquatorialen Kaltzunge („cold tongue“) und zwischen 40°N und 50°N im westlichen und zentralen Nordpazifik, die im KCM deutlich stärker als in den Beobachtungen auftreten. Nach (*Deser et al., 2011*) ist die Variabilität im Nordpazifik der Pazifische Dekaden-Oszillation zuzuschreiben, während die hohen Standardabweichungen am Äquator auf Schwankungen von ENSO beruhen. Auch im äquatorialen Westpazifik simuliert das KCM stärkere SST-Anomalien als beobachtet. Geringfügig schwächer als in den Beobachtungen treten einige Maxima vor der Westküste Nordamerikas zwischen 20°N und 30°N und vor der Westküste Südamerikas zwischen 0° und 20°S auf.

In den Gebieten der SST-Indizes liegt die Standardabweichung 16,9% höher als in den Beobachtungen, was für eine etwas zu starke Simulation der Amplitude von ENSO spricht (siehe auch Kapitel 3.1.2).

EOF-Analyse

Die dominanten räumlichen Variabilitätsmuster (Moden) der monatlichen SST Anomalien des zentralen tropischen Pazifiks (30°N-30°S, 120°O-60°W) sind durch die EOF-Analyse in Abbildung 3.2 dargestellt. Dabei weist die erste EOF Mode (EOF_1) von Modell und Beobachtung große Analogien bei der Verteilung der SST-Variabilität auf. EOF_1 zeigt Maxima entlang der äquatorialen Kaltzunge und erklärt dabei rund 31% der SST-Variabilität im KCM und 43% in den Beobachtungen. Dieses Muster ist wohl bekannt und wird den vom

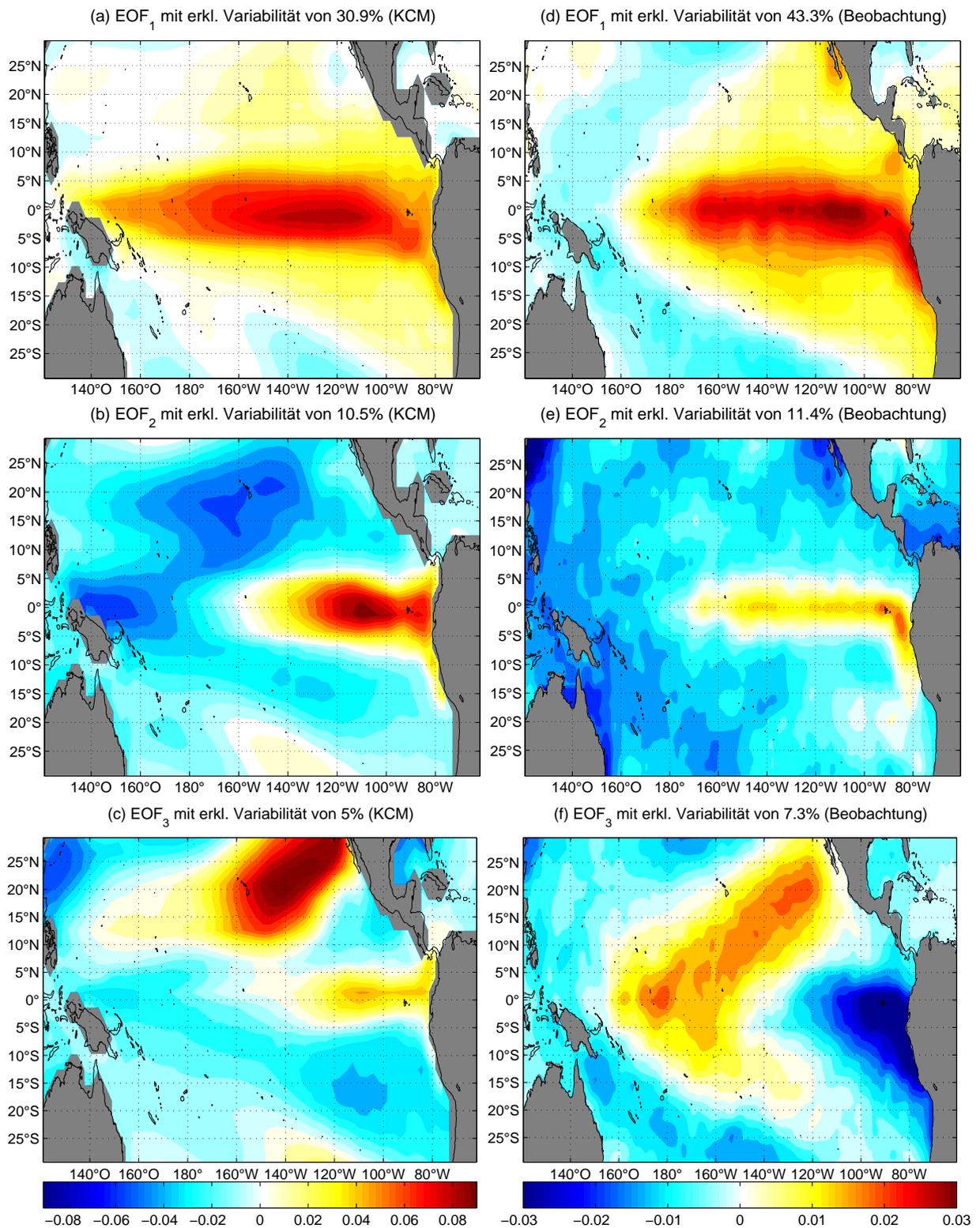


Abbildung 3.2: (a,b,c) die ersten drei SSTA-EOFs im KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre), sowie (d,e,f) in den Beobachtungen (HadISST,1870-2014). Die Landmassen sind grau unterlegt.

3. Ergebnisse

El Niño Phänomen verursachten SST Anomalien zugeschrieben (*Rasmusson and Carpenter, 1982; Ashok et al., 2007*). Wie schon die Standardabweichung gezeigt hat, bestätigt EOF_1 die im KCM etwas zu stark simulierte SST-Variabilität im äquatorialen Westpazifik. Auch scheint sich in der ersten EOF Mode das El Niño Phänomen im KCM stärker auf den äquatorialen Pazifik zwischen 10°N - 10°S zu beschränken, während es in den Beobachtungen auch südlich von 10°S starke SST-Variabilität aufweist

Die zweite EOF Mode (Abbildung 3.2 (b,e)) erklärt rund 11% der SST-Variabilität in Beobachtung und Modell, weist jedoch einige Unterschiede in der räumlichen Verteilung auf. So ist das Maximum im äquatorialen Ostpazifik im KCM deutlich stärker ausgeprägt und die Beobachtungen zeigen kein Tripol-Muster. EOF_3 (Abbildung 3.2 (c,f)) erklärt lediglich 5% der SST-Variabilität im KCM und noch etwa 7% in den Beobachtungen. Ein Zusammenhang in der räumlichen Verteilung der SST-Variabilität zwischen Beobachtung und Modell ist bestenfalls nördlich von 10°N festzustellen.

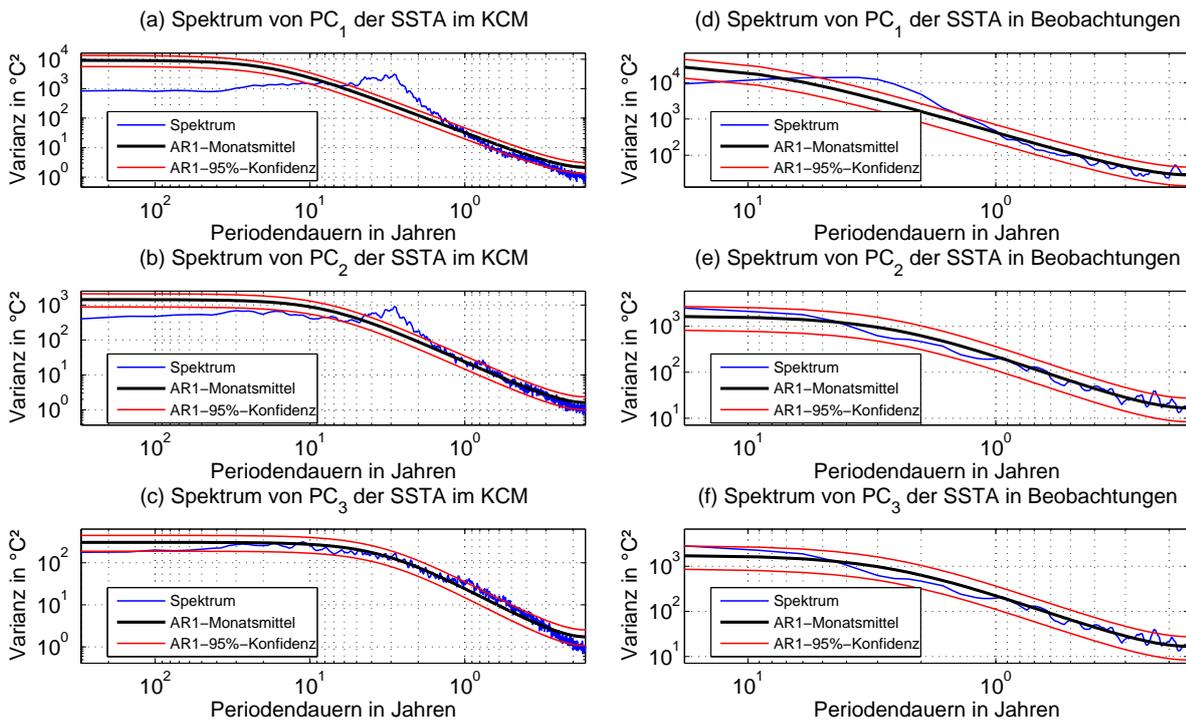


Abbildung 3.3: Spektrale Varianzdichte der in Monatsmitteln angegebenen PCs der SSTA-EOFs. Die Fensterbreite liegt bei (a,b,c) 300 Jahren im KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre) und (d,e,f) 18 Jahren in den Beobachtungen (HadISST,1870-2014) mit einer Überlappung von jeweils $\frac{1}{3}$ der Fensterbreite. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet.

Für die Berechnung der spektrale Varianzdichte der PCs (Darstellung im folgenden als Spektrum bezeichnet) in Abbildung 3.3 wurde eine Glättung des Spektrums vorge-

nommen, um nur den interpretierbaren Verlauf des Spektrums abzubilden (siehe auch Diskussion Kapitel 4.1).

Sowohl im Modell, als auch in den Beobachtungen liegt die Varianz von PC_1 bei Periodendauern von etwa 1,7-5 Jahren über der 95% Konfidenz des AR1-Prozesses (roten Rauschens). Während das Spektrum der ersten EOF im KCM dabei das Maximum bei Periodendauern rund um 3 Jahren aufweist, ist es bei etwa 4 Jahren in den Beobachtung zu finden. Diese zwischenjährliche Variabilität, die sowohl in den Beobachtungen, als auch im Modell über ein rotes Rauschen hinausgeht, ist auf das mit der ersten EOF assoziierte El Niño Phänomen zurückzuführen (siehe auch Abbildung 3.7).

Im Spektrum von PC_2 zeigen die Beobachtungen ein rotes Rauschen, während die Varianz der KCM Daten für Periodendauern von etwa 2-4 Jahren erneut über der 95% Konfidenz des AR1-Prozesses liegt. Die Zeitreihe von EOF_3 weist sowohl im KCM, als auch in den Beobachtungen ein rotes Rauschen im Spektrum auf.

Die Spektren der PCs im KCM zeigen auch auf multidekadischen Zeitskalen eine hohe Varianz, wengleich diese deutlich unter der Varianz des AR1-Prozesses liegt.

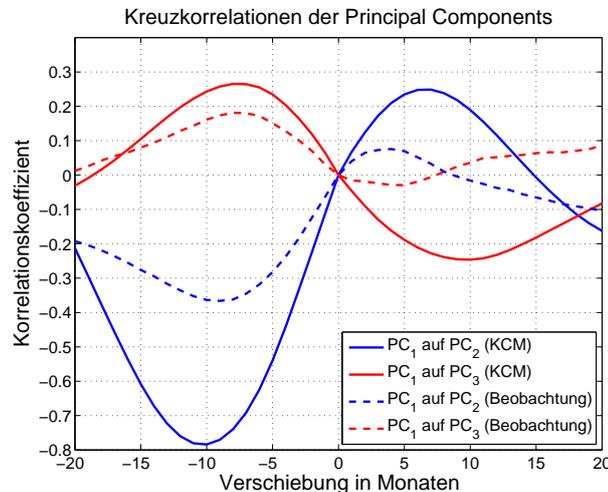


Abbildung 3.4: Kreuzkorrelation von PC_1 auf PC_2 und PC_3 in Beobachtung (HadISST, 1870-2014) und Modell (KCM, 4478 Jahre).

Eine Kreuzkorrelation von PC_1 auf PC_2 (Abbildung 3.4) zeigt im KCM mit einem Korrelationskoeffizienten von -0,78 eine hohe Antikorrelation der Zeitserien bei einer zeitlichen Verschiebung von -10 Monaten. In den Beobachtungen ist diese Antikorrelation ebenfalls zu sehen. Sie fällt mit einem minimalen Korrelationskoeffizienten von -0,37 bei einer zeitlichen Verschiebung von -9 Monaten jedoch verhältnismäßig schwach aus. Für die Kreuzkorrelation von PC_1 auf PC_3 ist weder in den Beobachtungen, noch im Modell

eine nennenswerte Korrelation festzustellen.

3.1.2 ENSO Amplitude

Die multidekadische Variationen in der Amplitude von ENSO wurde nach *Borlace et al.* (2013) anhand des Niño 3.4 SST-Indizes (siehe auch Kapitel 3.1.3) analysiert.

Alles in allem überschätzt der Kontrolllauf des KCM dabei mit einer Standardabweichung 0,87 leicht die Amplitude der Niño 3.4 SST Variabilität, die in den Beobachtungen bei 0,76 liegt (siehe auch Kapitel 3.1.1).

Um die multidekadische Variation der Amplitude quantitativ zu erfassen, wurde die Standardabweichung der SST-Anomalien zusätzlich über ein 51 Jahre gleitendes Fenster berechnet. Die Breite des Fensters wurde dabei so ausgewählt, dass sie zum einen die simulierte ENSO Variabilität in ausreichender Skalierung abtastet und zum anderen den Vergleich mit dem mit 144 Jahren recht kurzem Niño 3.4 Index aus dem HadISST Datensatz zulässt (*Borlace et al.*, 2013).

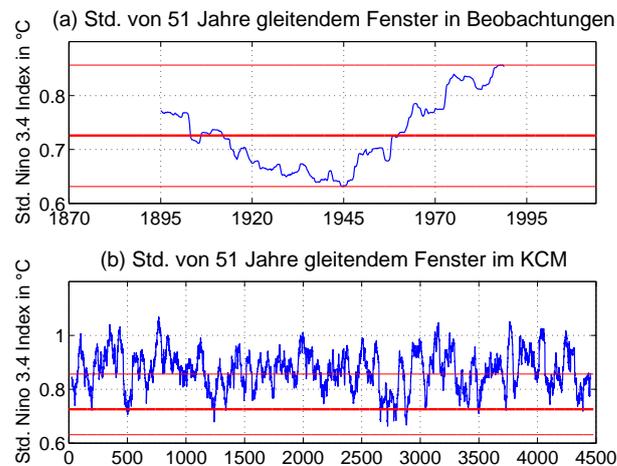


Abbildung 3.5: Standardabweichung eines 51 Jahre gleitenden Fensters des Niño 3.4 Indexes in (a) Beobachtungen (HadISST, 1870-2014) und (b) Modell (KCM, 4478 Jahre). Die berechnete Standardabweichung des 51 Jahre Fensters ist dabei jeweils im Zentrum des Fensters aufgetragen. Die dünnen roten Linien markieren Maximum und Minimum, die dicke rote Linie das Mittel der Beobachtungen.

Wie in Abbildung 3.5 (a) zu sehen ist in den Beobachtungen der ersten Hälfte des 20 Jahrhunderts ein Abfall der ENSO Amplitude von einer Standardabweichung von 0,77°C auf 0,63°C zu verzeichnen. In der Folgezeit zeigen die Beobachtungen dann einen starken Anstieg der ENSO Amplitude mit einer Standardabweichung von 0,86°C gegen Ende des 20 Jahrhunderts.

Die simulierte ENSO Amplitude (Abbildung 3.5 (b)) schwankt zwischen 0,66 und 1,07 und fällt damit etwas stärker aus als in den Beobachtungen. Die Variation der Amplitude von ENSO zeigt sich dabei in der Simulation ähnlich zu den vergleichsweise kurzen Beobachtungen. In den simulierten 4478 Jahren ist dabei kein klarer Trend in der ENSO Amplitude festzustellen.

3.1.3 Periodizität von ENSO in Temperatur- und Druckindizes

Temperaturindizes

Die auf den SST Anomalien basierenden Niño 3, Niño 3.4 und Niño 4 Indizes unterscheiden sich durch die für die Berechnung verwendeten Gebiete des äquatorialen Pazifiks (siehe Tabelle 2.2). Die Indizes, deren Gebiete nebeneinander liegen bzw. Überschneidungen aufweisen, zeigen eine starke Korrelation. So liegt der mittlere Korrelationskoeffizient zwischen diesen drei Indizes bei 0,89 in den HadISST Beobachtungsdaten und bei 0,85 in den KCM Daten.

Daraus resultieren auch große Übereinstimmungen der spektralen Varianzdichten dieser Indizes, weshalb in Abbildung 3.6 lediglich der Niño 3.4 Index der Beobachtungen dargestellt ist und Niño 3 sowie Niño 4 Index der Beobachtungen im Anhang (Abbildung 5.3) zu finden sind. Eine Abbildung des aus dem KCM-Daten berechneten Niño 3.4 Indizes über die vollen 4478 Jahre des Kontrolllaufes ist ebenfalls im Anhang zu finden (Abbildung 5.2).

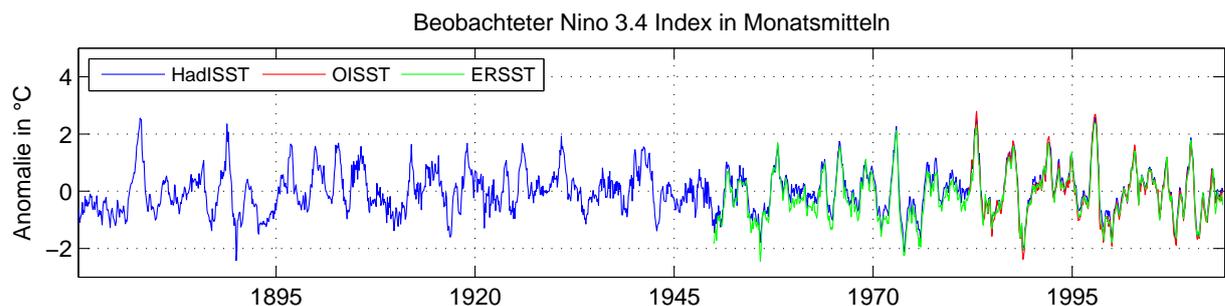


Abbildung 3.6: Monatlicher Niño 3.4 Index verschiedener Beobachtungsdaten mit unterschiedlich abgedeckten Zeiträumen (HadISST: 1870-2014, ERSST: 1950-2014, OISST: 1982-2014).

Wie in Abbildung 3.6 deutlich wird, bestätigen die unter Kapitel 2.1.3 beschriebenen NOAA Indizes den auf Grundlage des HadISST Datensatzes berechneten Index. So zeigen Korrelationen zwischen den drei auf verschiedenen Beobachtungsdaten basierenden Indizes für die gemeinsam abgebildeten Zeiträume allesamt Korrelationskoeffizienten über 0,97.

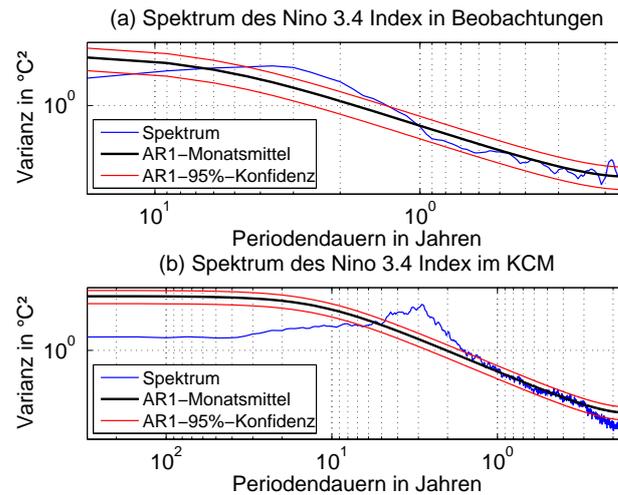


Abbildung 3.7: Spektrum des monatlichen Niño 3.4 Index in (a) Beobachtungen (HadISST, 1870-2014) und (b) Modell (KCM, 4478 Jahre). Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren im KCM und 18 Jahren in den Beobachtungen mit einer Überlappung von jeweils $\frac{1}{3}$ der Fensterbreite. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet.

Aus diesem Grund wurde für die Berechnung der spektralen Varianzdichte in Abbildung 3.7 der mit 144 Jahren längste Index des HadISST Datensatzes für die Auswertung der Beobachtungsdaten genommen.

In den Spektren von Abbildung 3.7 zeigt sich, dass sowohl im KCM, als auch in den Beobachtungen die Varianz für Periodendauern von etwa 1,7-5 Jahren über der 95% Konfidenz des AR1-Prozesses liegt. Die Maxima der Varianz liegen bei Periodendauern von etwa 3 Jahren im KCM und etwa 4,4 Jahren in den Beobachtungen. Auch für längere Periodendauern bleibt die Varianz zwar hoch, aber liegt unter der durch ein rotes Rauschen erklärbarer Varianz. Somit stimmen die Spektren der SST-Indizes damit in den wesentlichen Punkten mit den Spektren der PCs der 1 EOF Muster (Abbildung 3.3) überein.

Druckindizes

In der Variabilität des Bodendrucks gibt es einige Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung. So zeigt Abbildung 3.8, dass SOI und EQSOI in den Beobachtungen eine bedeutende Korrelation aufweisen, was sich durch einen Korrelationskoeffizienten von 0,76 beschreiben lässt. In den KCM Daten liegt mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,37 eine deutlich geringere Korrelation vor.

Der Vecchi Index und der EQSOI zeigen aufgrund der ähnlichen Lage ihrer Druckgebiete (siehe Tabelle 2.3) einen mit 0,98 großen Korrelationskoeffizienten und folglich eine sehr ähnliche Verteilung der Varianz auf die verschiedenen Frequenzbereiche. Das Spektrum

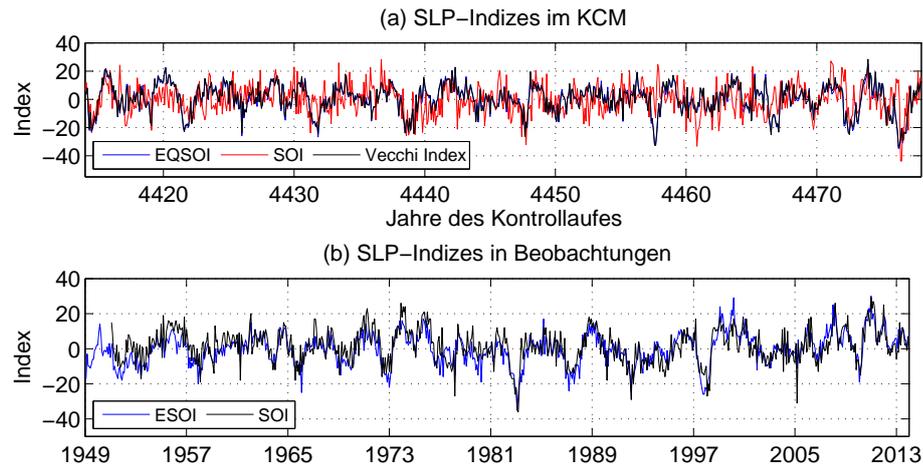


Abbildung 3.8: Monatliche Druckindizes in (a) Modell (KCM, letzten 64 Jahre des Kontrolllaufes) und (b) Beobachtungen (NCEP/NCAR, SOI: 1951-2014, EQSOI: 1949-2014).

des Vecchi Indizes ist daher im Anhang (Abbildung 5.4) zu finden.

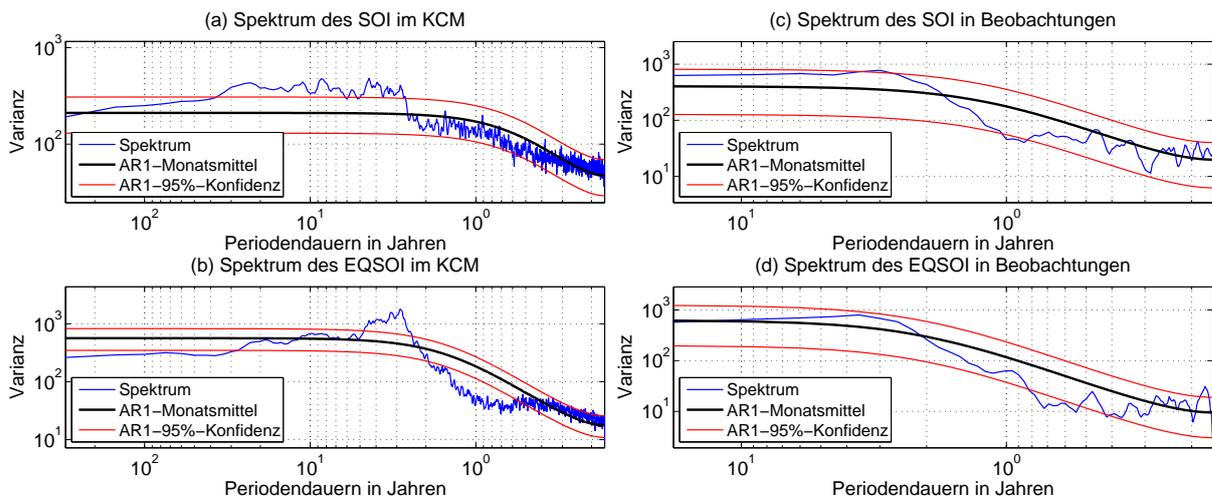


Abbildung 3.9: Spektrum des monatlichen SOI und EQSOI in (a,b) Modell (KCM, 4478 Jahre) und (b,c) Beobachtungen (NCEP/NCAR, SOI: 1951-2014, EQSOI: 1949-2014). Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren im KCM und 18 Jahren in den Beobachtungen mit einer Überlappung von jeweils $\frac{1}{3}$ der Fensterbreite. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet.

Wie in Abbildung 3.9 zu sehen ist, zeigen die Beobachtungen der Bodendruckindizes eine hohe Variabilität bei Periodendauern von etwa 2-9 Jahren. Diese Variabilität liegt jedoch fast ausschließlich in dem 95% Konfidenzintervall des AR1-Prozesses und weicht damit nicht signifikant vom einem roten Rauschen ab.

In den Spektren der KCM Indizes zeigt der EQSOI einen signifikanten (Varianz > 95%

3. Ergebnisse

Konfidenzintervall des AR1-Prozess) Anstieg der Varianz rund um eine Periodendauer von 3 Jahren. Gleiches trifft auf den SOI zu, wobei dieser auch für längere Periodendauern bis etwa 30 Jahren signifikant hohe Varianz verzeichnet.

Dies ist auf die standardisierten Bodendruckanomalien auf Tahiti zurückzuführen, welche im KCM keine typische ENSO Zyklizität zeigt, dafür aber hohe Varianz auf multidekadischen Zeitskalen aufweist. (Abbildung nicht gezeigt)

3.2 Atmosphärische Telekonnectionsmuster von ENSO

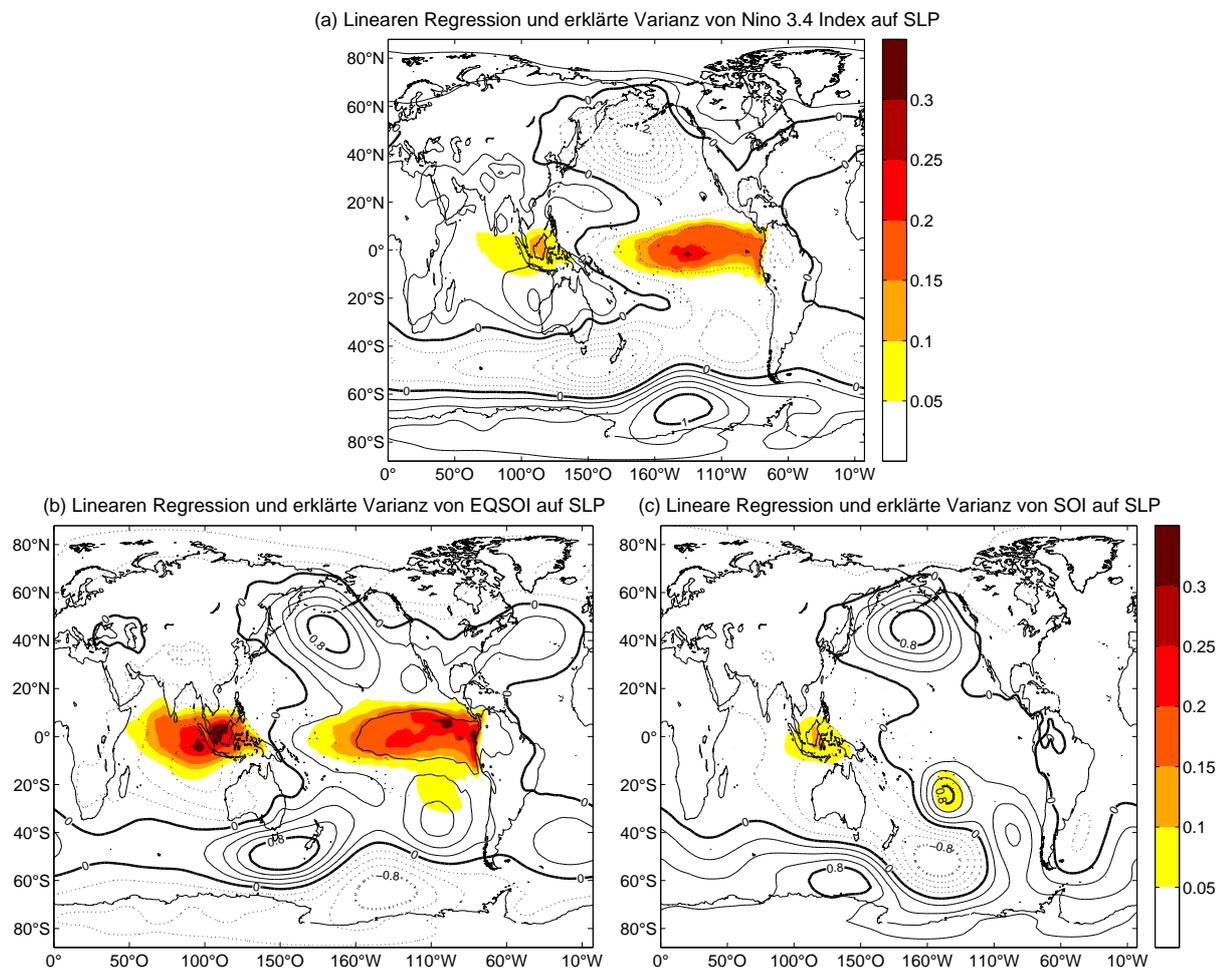


Abbildung 3.10: Lineare Regression (schwarze Konturlinien alle (a) $0.2 \text{ hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ bzw. (b,c) 0.2 hPa . Positive Werte durchgezogen, negative gepunktet) und erklärte Varianz (farbige Kontur) von (a) EQSOI, (b) Niño 3.4 Index und (c) SOI auf die SLP des KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre).

Wie das vorangegangene Kapitel gezeigt hat, weist der Southern Oscillation Index im KCM eine starke Diskrepanz zu anderen ENSO-Indizes auf. Eine lineare Regression (i.F. nur Regression genannt) soll in diesem Kapitel zum einen diese Abweichungen der SLP-Indizes klären und zum anderen das globale atmosphärische Telekonnectionsmuster von

ENSO im KCM aufzeigen.

Der EQSOI und Niño 3.4 Index sind mit einem Korrelationskoeffizienten von -0.75 antikorreliert (Abbildung nicht gezeigt). Ihre Regressionen auf den Bodendruck weisen daher entgegengesetzte Vorzeichen, aber ähnliche Muster auf (Abbildung 3.10 (a,b)). Wie in Abbildung 3.10 (a,b) zu sehen, zeigen die Regressionen von Niño 3.4 Index und EQSOI auf die SLP zunächst die Druckschaukel („seesaw“) zwischen Indonesien und dem äquatorialen Ostpazifik.

Die Korrelation von Niño 3.4 Index mit der SLP erklärt dabei rund 15 bis 25% der Varianz im äquatorialen Ostpazifik und rund 15% über Indonesien. Die erklärte Varianz des EQSOI in diesen Gebieten liegt mit rund 30% deutlich höher.

Die Regression des EQSOI (Niño 3.4 Indizes) auf die SLP zeigt Maxima (Minima) über den Aleuten im Nordpazifik, sowie südwestlich von Neuseeland im Südpazifik. Minima (Maxima) der Regression sind vor allem im östlichen Indik, sowie vor der Küste der Antarktis bei 175°W zu finden. Das simulierte atmosphärische Telekonnektionsmuster von ENSO im KCM stimmt damit in wesentlichen Punkten mit den Ergebnissen von Beobachtungen überein (*Abbildung 10b in Park et al. (2009)*).

Die Regression von SOI auf die SLP (Abbildung 3.10 (c)) weist vor allem im Südpazifik mit einem markanten Minimum südöstlich von Neuseeland, sowie positiven Werten über der Antarktis starke Abweichungen von diesem Telekonnektionsmuster auf. Die erklärte Varianz zeigt mit Werten unter 8% bei Tahiti und knapp über 10% bei Indonesien zwei verhältnismäßig schwache Maxima.

3.3 Variabilität des äquatorialen Pazifiks in Wind- und Wärmedaten

Wie die Spektralanalyse von SST- und SLP-Indizes unter Kapitel 3.1.3 gezeigt hat, beschreiben vor allem die äquatorialen Indizes im KCM die Variabilität von ENSO. Daher stellt der folgende Abschnitt die räumliche und zeitliche Verteilung der Variabilität des äquatorialen Pazifiks in weiteren zentralen Parameter wie der zonalen 10 Meter Windgeschwindigkeit (WG) oder dem Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans (WO) im KCM da. Analysiert wurden dabei die dominanten EOFs (erklärte Variabilität $\geq 10\%$) und ihre PCs über ein Gebiet von 5°N-5°S, 120°O-60°W.

Analog zu den EOFs der zonalen 10 Meter Windgeschwindigkeit wurde auch die zonale Windschubspannung (WS) betrachtet und diese aufgrund der Ähnlichkeit beider Parame-

ter im Anhang (Abbildung 5.5) dargestellt. Die ersten drei EOFs der SST wurden bereits in Abbildung 3.2 (a,b,c) präsentiert. Eine Analyse der dominanten SST-EOFs über das Gebiet von 5°N-5°S, 120°O-60°W weist eine große Übereinstimmung auf und ist daher ebenfalls im Anhang (Abbildung 5.6) zu finden.

3.3.1 Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans

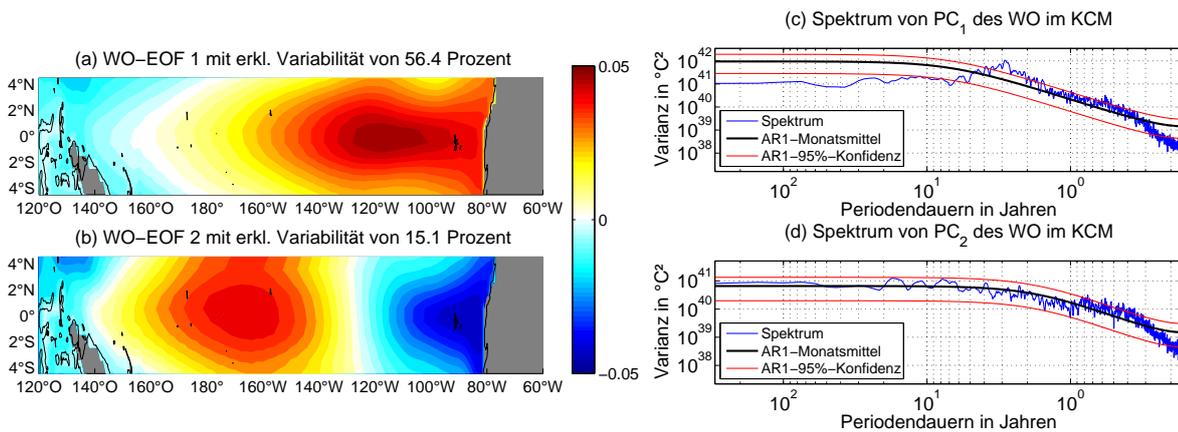


Abbildung 3.11: (a,b) die ersten beiden EOFs des Wärmeinhaltes der oberen 300 Meter des Ozeans im KCM, sowie (c,d) die Spektren ihrer PCs. Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet. Landmassen sind grau unterlegt.

Der Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans weist in der ersten EOF Mode (Abbildung 3.11 (a)) starke Maxima entlang der äquatorialen Kaltzunge auf und erklärt rund 56% der WO-Variabilität. EOF_1 zeigt damit in der räumlichen Verteilung der Variabilität starke Analogien zur ersten EOF der SSTA (Abbildungen 5.6 (a) und 3.2 (a)). Das Spektrum von PC_1 weist ein signifikantes (Varianz $>$ 95% Konfidenzintervall des AR1-Prozess) Maximum bei Periodendauern um 3 Jahren auf. Auf multidekadischen Zeitskalen bleibt die Varianz hoch, fällt jedoch unter die Varianz eines AR1-Prozesses (roten Rauschens). EOF_2 erklärt rund 15% der WO-Variabilität, zeigt am Äquator ein Maximum im Westpazifik und ein Minimum im zentralen Pazifik zwischen 160°O und 140°W. Das Spektrum von PC_2 zeigt außerhalb der saisonalen Variabilität ein rotes Rauschen.

3.3.2 Zonale 10m Windgeschwindigkeit

Die zonale 10m Windgeschwindigkeit zeigt in der ersten EOF (Abbildung 3.12 (a)) starke Variabilität im äquatorialen Westpazifik, welche rund 44% der gesamten Variabilität der

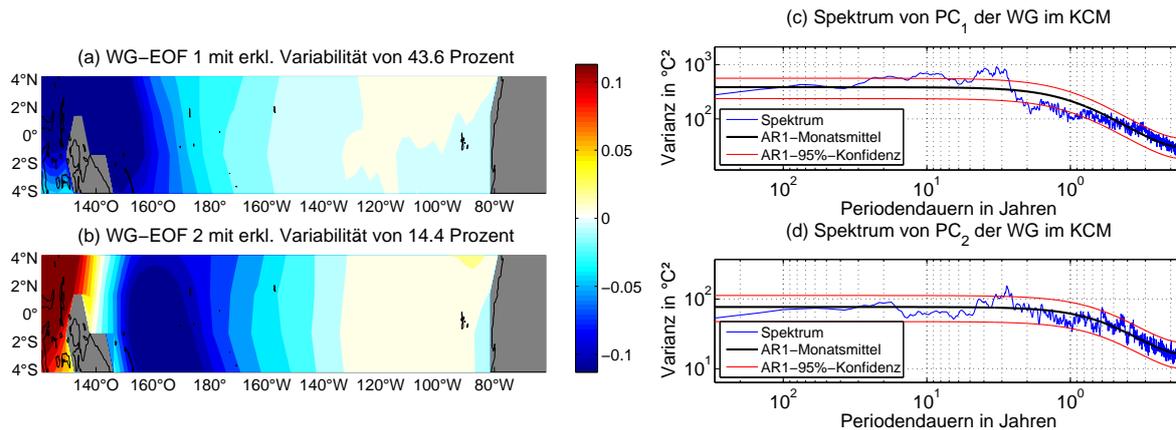


Abbildung 3.12: (a,b) die ersten beiden EOFs des Wärmeinhaltes der zonalen 10m Windgeschwindigkeit im KCM, sowie (c,d) die Spektren ihrer PCs. Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet. Landmassen sind grau unterlegt.

WG-Anomalien erklärt. Dieses Muster wird mit den Anomalien der äquatorialen Passatwinde im Westpazifik, welche durch ein EL Niño und die daraus folgende Veränderung der Walker Zirkulation ausgelöst, werden assoziiert (*Stuecker et al., 2013; Legler, 1983*). Passend dazu zeigt auch das Spektrum von PC_1 ein signifikantes Maximum bei Periodendauern um 3 Jahren.

Im Unterschied zum Wärmeinhalt zeigt das Spektrum von PC_1 auch für Periodendauern ≥ 5 Jahre starke Varianz, die erst auf multidekadischen Zeitskalen unter die Varianz des roten Rauschens fällt.

Die zweite WS-EOF zeigt ein äquatoriales Tripol-Muster und erklärt rund 14% der Variabilität der WG-Anomalien. Im Spektrum von PC_2 ist ein Maximum der Varianz rund um eine Periodendauer von etwa 2,7 Jahren erkennbar. Im Gegensatz zu den SST-EOFs des tropischen Pazifiks weist die zonale 10m Windgeschwindigkeit mit Korrelationskoeffizienten zwischen -0,1 und 0,1 dabei keine bedeutende Kreuzkorrelation zwischen PC_1 und PC_2 auf (Abbildung nicht gezeigt).

4 Diskussion von Methodik und Ergebnissen

4.1 Schwächen der Methodik

Die Methodik ist unter anderem in der Lage, die zeitliche und räumliche Variabilität des tropischen Pazifiks wiederzugeben. Einige Schwächen weist dabei jedoch die verwendete Analyse der spektrale Varianzdichte auf. So zeigt diese eine hohe Sensibilität gegenüber der gewählten Fensterbreite für eine niedrige Anzahl von Einteilungen der Zeitserie. Eine geringe Anzahl von Einteilungsschritten ist jedoch besonders bei den verhältnismäßig kurzen Zeitserien der Messdaten unvermeidbar. In dieser Arbeit wurde versucht, das Problem zu umgehen, indem stets eine 10-fache oder höhere Einteilung der Zeitserie mit einer Überlappung der Fenster ($\frac{1}{3}$ der Fensterlänge) vorgenommen wurde. Zusätzlich wurde eine Glättung der Spektren vorgenommen, da einzelne kleinere Extrema vor allem auf die Wahl von Fensterfunktion und Fensterbreite zurückzuführen sind.

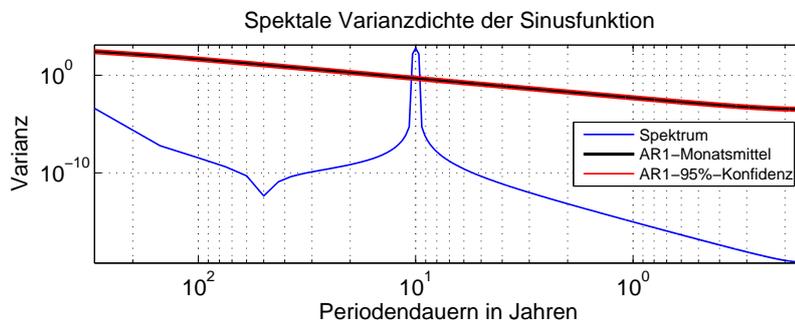


Abbildung 4.1: Spektrale Varianzdichte einer Sinusfunktion mit einer Fensterbreite von 300 Jahren und einer Überlappung von $\frac{1}{3}$ der Fensterbreite. Die Zeitserie ist in Monatsmitteln angegeben und insgesamt 4478 Jahre lang (53736 Werte). Die Frequenz liegt bei 10 Jahren. Die Amplitude nimmt Werte zwischen -1 und 1 an.)

Ein weiterer Schwachpunkt der spektrale Varianzdichte ergibt sich im Bereich hoher Periodendauern (niedriger Frequenzen). Um dies zu verdeutlichen wurde in Abbildung 4.1 ein Sinussignal über die gesamte Länge des verwendeten Kontrolllaufes des KCMs (4478 Jahre) erzeugt. Das Sinussignal (y) mit einer Periode von 10 Jahren wurde dabei mit $y = \sin(\frac{\pi * t}{60})$ und $t = 1, 2, \dots, 53736$ berechnet. Das Spektrum der Sinusfunktion weist neben der gewählten Periode von 10 Jahren stets eine erhöhte Varianz im Bereich hoher Periodendauern auf. Dieser Fehler ist mutmaßlich auf die verwendete Fensterfunktion

(Von-Hann-Fenster) zurückzuführen.

Das Phänomen zeigt sich dabei vor allem auf Periodendauern von einigen Jahrhunderten und abhängig von der analysierten Frequenz.

Die Ergebnisse der Spektralanalyse der Parameter KCMs sind daher auf hundertjährigen Zeitskalen nicht eindeutig, aber auf multidekadischen sowie interdekadischen Zeitskalen aussagekräftig.

Weiterführende Untersuchungen könnten mit einer Wavelet-Analyse nach *Park and Latif* (2010) die Periodizität, sowie eventuelle Veränderungen dieser qualitativ besser beschreiben.

Eine gewisse Ungenauigkeit besteht auch in den verwendeten Messdaten. Vor allem der mit 144 Jahren verhältnismäßig lange und global vollständige HadISST Datensatz kann unter Umständen Fehler in der beobachteten Klimavariabilität aufweisen, die aus der limitierten Methodik der Interpolation in wertearmen Regionen resultieren können (*Rayner et al.*, 2003). Zumindest im äquatorialen Pazifik gibt es allerdings ab 1950 eine große Übereinstimmung mit anderen Datensätzen wie OISST und ERSST (siehe Kapitel 3.1.3, Temperaturindizes).

4.2 Diskussion der Ergebnisse

4.2.1 Oberflächentemperaturen

Wie unter Kapitel 3.1.1 erläutert ist der äquatoriale Pazifik im KCM im Mittel um einige Grad kälter als in den Beobachtungen. Diese auch im Vergleich zu früheren Versionen des KCMs (*Park et al.*, 2009) starke Abweichung resultiert vermutlich aus dem Umstand, dass ein vorindustrieller Lauf verwendet und externe Einflüsse (Forcing) nicht berücksichtigt wurden. Nach Abzug des Spin-Ups des Modells zeigt sich der verwendete Kontrolllauf sehr stabil.

4.2.2 Verteilung der Variabilität im KCM

Das KCM zeigt in den Oberflächentemperaturen des tropischen Pazifiks eine realistische räumliche Verteilung der Anomalien (siehe Kapitel 3.1.1). Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen sind wie schon in älteren Versionen des KCM vor allem im äquatorialen Westpazifik zu finden (*Yeh et al.*, 2011; *Park et al.*, 2009). Dort weist das KCM stärkere SST-Anomalien auf als dies bislang gemessen wurde (siehe auch Diskussion Kapitel 4.2.3).

Die SSTA-EOFs der Beobachtungen decken sich mit den Beobachtungen von *Dommenget* (2007) und *Ashok et al.* (2007). Analog zu den Beobachtungen zeigen die ersten beiden SSTA-EOFs des tropischen Pazifiks im KCM vermutlich die Variabilität des El Niño Phänomens, bzw. der dadurch verursachten SST-Anomalien. Begründet wird diese Vermutung durch eine starke Antikorrelation zwischen PC_1 und PC_2 bei einer Verschiebung von PC_1 um etwa -9 bis -10 Monate gegenüber PC_2 . In den Beobachtungen wird die dritte EOF Mode der SSTA mit dem zentral pazifischem El Niño (CP El Niño) assoziiert (*Ashok et al.*, 2007). Ob es sich bei EOF_3 im KCM um die Abbildung dieses Phänomens handelt, ist aufgrund der großen Abweichungen in der räumlichen Verteilung der Variabilität fraglich.

Die Auswirkungen von El Niño sind auch in der ersten EOF der zonalen 10 Meter Windgeschwindigkeit, des zonalen Windstresses und dem Wärmeinhalt der oberen 300 Meter des Ozeans zu finden. So wird die erste EOF der Winddaten mit den Anomalien der äquatorialen Passatwinde im Westpazifik, welche durch ein EL Niño und die daraus folgende Veränderung der Walker Zirkulation ausgelöst werden, assoziiert (*Stuecker et al.*, 2013; *Legler*, 1983). Wie in der Einleitung beschrieben, ist das klassische El Niño Phänomen analog zu den SST-Anomalien auch durch Schwankungen der Thermoklinen im äquatorialen Ostpazifik gekennzeichnet. So wird auch die erste EOF des Wärmeinhaltes der oberen 300 Meter des Ozeans mit Maxima im äquatorialen Ostpazifik mit El Niño assoziiert.

Bestätigt werden die obigen Assoziationen von EOF_1 verschiedener Parameter durch die Spektralanalysen ihrer PCs, welche stets ein Maximum bei 3 Jahren aufweisen (siehe Diskussion Kapitel 4.2.4).

In Kapitel 3.1.3 dieser Arbeit zeigte der Southern Oscillation Index in Spektralanalyse und Korrelation starke Abweichungen zu anderen SLP- und SST-Indizes. Zurückzuführen ist dies vor allem auf den Luftdruck über Tahiti. Tahiti liegt mit $17,5^\circ\text{S}$ weit südlich und der verwendete Punkt im KCM befindet sich aufgrund der limitierten Auflösung des KCMs noch einmal $0,6^\circ$ weiter im Süden. Wie die lineare Regression von SOI auf den SST Datensatz im Kapitel 3.2 zeigt, ist dadurch vor allem die starke Variabilität der Subtropen des südlichen Pazifiks und der Antarktis in dem SOI zu sehen. Der Southern Oscillation Index eignet sich in diesem Lauf also nicht zur Analyse der atmosphärischen Dynamik des ENSO Phänomens.

Die lineare Regressionen von EQSOI und Niño 3.4 Index den SST Datensatz hingegen weisen ein Telekonnektionsmuster ähnlich der Beobachtungen von *Park et al.* (2009) (*Abbildung 10b*) auf.

4.2.3 Amplitude von ENSO

Die Ergebnisse der Beobachtung der Amplitude von ENSO anhand des HadISST Datensatzes (Kapitel 3.1.2) sind konsistent mit *Borlace et al.* (2013) sowie *Okumura and Deser* (2010), wobei letzterer aufgrund einer kürzeren Fensterbreite leicht abweichende Ergebnisse zeigte.

Im KCM wird die Variabilität der Amplitude realistisch simuliert. Die Amplitude von ENSO ist jedoch in den Temperaturen der Meeresoberfläche, wie in einigen anderen Modellen auch, überschätzt (*Rodgers et al.*, 2004; *Deser et al.*, 2011). Während andere moderne, gekoppelte Klimamodelle wie das Community Climate System Model der Version 4 (CCSM4) die Amplitude im Gebiet der Niño Indizes um etwa 30% bis 70% überschätzen (*Deser et al.*, 2011), bietet das KCM im verwendeten Kontrolllauf mit rund 17% einen vergleichbar niedrigen Wert. Bisherige Studien zur Amplitude von ENSO legen einen Zusammenhang zwischen Amplitude und Tiefe der Thermoklinen im äquatorialen Ostpazifik nahe (*Borlace et al.*, 2013; *Rodgers et al.*, 2004). Die Überschätzung der Amplitude im verwendeten Kontrolllauf könnte demnach auf eine tendenziell zu flache Thermokline im Ostpazifik zurückzuführen sein.

4.2.4 Periodizität von ENSO

Der verwendete Kontrolllauf ist in der Lage die zwischenjährliche Variabilität des ENSO Phänomens in guter Näherung zu simulieren.

Im Modell ist die Periodizität des Phänomens bei 1,7-5 Jahren, mit einem Maximum bei etwa 3 Jahren, zu verzeichnen. Dies passt zu Beobachtungen des Phänomens, die eine Periodizität von 2-7 Jahren, mit einem Maximum bei etwa 4 Jahren nahelegen (*Okumura and Deser*, 2010; *Donders et al.*, 2013; *Borlace et al.*, 2013; *AchutaRao and Sperber*, 2002). Ein Vergleich mit Läufen älterer Versionen des KCMs zeigt dabei eine Verlagerung des Maximums von etwa 4 (*Park et al.*, 2009; *Yeh et al.*, 2011) auf 3 Jahre.

Wie auch in (*Okumura and Deser*, 2010) weisen die Spektren der SST-Indizes dabei große Analogien mit dem Spektrum der Zeitserie der ersten SST-EOF auf.

Unterschiede zwischen den Spektren verschiedener Parameter ergeben sich vor allem für Periodendauern ≥ 5 Jahre. Während die Varianz in den ozeanischen Parametern (SST und WO) für Periodendauern ≥ 5 Jahre unter die Varianz eines roten Rauschens fällt, ist dies in den atmosphärischen Parametern erst auf multidekadischen Zeitskalen zu beobachten. Auffällig ist dabei besonders der Southern Oscillation Index, der eine schwache zwischenjährliche ENSO Zyklizität und starke multidekadische Variabilität aufweist (siehe Diskussion im Kapitel 4.2.2).

Wie diese Arbeit zeigt, weist der verwendete Kontrolllauf des KCMs in allen untersuchten Parametern hohe Variabilität auf multidekadischen Zeitskalen auf, ohne dabei explizite

Periodizität aufzuzeigen. Diese hohe Variabilität lässt sich damit durch einen AR1-Prozess (rotes Rauschen) bzw. einen gedämpften AR1-Prozess beschreiben. Auf Zeitskalen einiger Jahrhunderte lassen sich mit der verwendeten Methodik keine gesicherten Aussagen treffen (siehe Kapitel 4.1).

4.3 Ausblick

Der Fokus dieser Arbeit lag auf der räumlichen und zeitlichen Verteilung der natürlichen Variabilität zentraler Parametern des tropischen Pazifiks. Rückkopplung zwischen den verschiedenen Parameter wie z.B. zwischen SLP (EQSOI) und SST (Niño 3.4 Index) wurden daher nicht näher betrachtet. Wie die Arbeit jedoch zeigt, bietet der vorliegende Lauf, unter Vernachlässigung der saisonalen Variabilität, eine realistische ENSO Simulation. Anschließende Studien zu Feedbacks und saisonaler Variabilität des ENSO Phänomens sind daher mit dem vorliegenden Lauf möglich. Die problematische Frage, ob beobachtete Veränderungen des ENSO Phänomens auf natürlicher Variabilität oder Faktoren wie der globalen Erwärmung beruhen, ließe sich damit untersuchen.

Neben den Modellsimulationen und den Proxys der Paläoklimatologie sind vor allem hochauflösende Messungen ein Schlüssel zum besseren Verständnis der Dynamik des tropischen Pazifiks, sowie der Vorhersage von El Niños. Zu diesem Zweck entstanden gegen Ende des 20 Jahrhunderts Projekte wie das Tropical Atmospheric Ocean (TAO) Projekt mit dem TAO/TRITON Array. Im Rahmen dieses Projektes wird der tropische Pazifik mit über 75 Verankerungen vermessen. Seit einiger Zeit leidet dieses Projekt jedoch unter einer Unterfinanzierung. Aufgrund fehlender Wartung lieferte daher ein Großteil dieser Messstationen Anfang 2014 keine Daten. Derzeit ist die NOAA bemüht, das System bis Ende diesen Jahres wiederherzustellen (*Tollefson, 2014*).

5 Literaturverzeichnis

- AchutaRao, K., and K. Sperber (2002), Simulation of the el niño southern oscillation: Results from the coupled model intercomparison project, *Climate Dynamics*, **19**, 191–209. 2, 29
- Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott (2002), The atmospheric bridge: The influence of enso teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *J. Climate*, **15**, 2205–2231. 1
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El niño modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007. 2, 16, 28
- Bell, G. D., and M. S. Halpert (1998), Climate assessment for 1997, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 1014–1014, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<1014:CAF>2.0.CO;2. 8
- Bjornsson, H., and S. Venegas (1997), *A Manual for EOF and SVD analyses of Climatic Data*, CCGCR Report No. 97-1, McGill University, Canada. 8
- Borlace, S., W. Cai, and A. Santoso (2013), Multidecadal enso amplitude variability in a 1000-yr simulation of a coupled global climate model: Implications for observed enso variability, *J. Climate*, **26**, 9399–9407, doi:10.1175/JCLI-D-13-00281.1. 2, 3, 18, 29
- Burgers, G., F.-F. Jin, and G. J. van Oldenborgh (2005), The simplest enso recharge oscillator, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13706. 2
- Cane, M. A. (2005), The evolution of el niño, past and future, *Earth and Planetary Science Letters*, **230**, 227 – 240, doi:10.1016/j.epsl.2004.12.003. 1, 2
- Collins, M., et al. (2010), The impact of global warming on the tropical pacific ocean and el nino, *Nature Geoscience*, **3**, 391–397. 1
- Deser, C., A. S. Phillips, R. A. Tomas, Y. M. Okumura, M. A. Alexander, A. Capotondi, J. D. Scott, Y.-O. Kwon, and M. Ohba (2011), Enso and pacific decadal variability in the community climate system model version 4, *J. Climate*, **25**, 2622–2651, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00301.1. 1, 2, 14, 29
- Dommenget, D. (2007), Evaluating eof modes against a stochastic null hypothesis, *Climate Dynamics*, **28**, 517–531. 28

- Donders, T. H., S. W. Punyasena, H. J. de Boer, and F. Wagner-Cremer (2013), Enso signature in botanical proxy time series extends terrestrial el niño record into the (sub)tropics, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 5776–5781. 2, 29
- Emery, W., and R. Thomson (2001), *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Elsevier Science. 9
- Glantz, M. H. (2001), *Currents of Change: El Niño and La Niña Impacts on Climate and Society*, Cambridge University Press, Cambridge; New York. 1
- Harrison, D. E., and N. K. Larkin (1998), El niño-southern oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993, *Rev. Geophys.*, **36**, 353–399. 1
- Hotelling, H. (1935), The most predictable criterion., *Journal of Educational Psychology*, **26**, 139–142, doi:10.1037/h0058165. 9
- Kistler, R., et al. (2001), The ncep-ncar 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247–267, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2. 7
- Latif, M., and N. S. Keenlyside (2009), El niño/southern oscillation response to global warming, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **106**, 20,578–20,583. 1
- Legler, D. M. (1983), Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical pacific region, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**, 234–241, doi:10.1175/1520-0477(1983)064<0234:EOFAOW>2.0.CO;2. 9, 25, 28
- Li, J., S.-P. Xie, E. R. Cook, G. Huang, R. D’Arrigo, F. Liu, J. Ma, and X.-T. Zheng (2011), Interdecadal modulation of el nino amplitude during the past millennium, *Nature Clim. Change*, **1**, 114–118. 3
- Li, J., et al. (2013), El nino modulations over the past seven centuries, *Nature Clim. Change*, **3**, 822–826. 3
- Lorenz, E. N. (1956), *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*, Cambridge. 9
- Madec, G. (2008), Nemo ocean engine, *Note du Pole de modélisation*, **27**, 193 pp. 5
- McPhaden, M. J., T. Lee, and D. McClurg (2011), El niño and its relationship to changing background conditions in the tropical pacific ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L15709. 3
- Okumura, Y. M., and C. Deser (2010), Asymmetry in the duration of el niño and la niña, *J. Climate*, **23**, 5826–5843, doi:10.1175/2010JCLI3592.1. 1, 2, 29

-
- Park, W., and M. Latif (2010), Pacific and atlantic multidecadal variability in the kiel climate model, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L24702. 27
- Park, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Ströh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec (2009), Tropical pacific climate and its response to global warming in the kiel climate model., *Journal of Climate*, **22**, 71–92. 3, 4, 5, 23, 27, 28, 29
- Pearson, K. (1901), On lines and planes of closest fit to systems of points in space, *Philosophical Magazine*, **2**, 559–572. 9
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter (1982), Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/el niño, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354–384, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSSST>2.0.CO;2. 16
- Rayner, N., D. Parker, E. Horton, C. Folland, L. Alexander, D. Rowell, E. Kent, and 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**, 4407. 6, 27
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite sst analysis for climate, *J. Climate*, **15**, 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2. 7
- Rodgers, K. B., P. Friederichs, and M. Latif (2004), Tropical pacific decadal variability and its relation to decadal modulations of enso, *J. Climate*, **17**, 3761–3774, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3761:TPDVAI>2.0.CO;2. 2, 29
- Roeckner, E., et al. (2003), The atmospheric general circulation model eham5. part i: model description, *Max-Planck-Inst. für Meteorologie*, **349**, 127 pp. 5
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore (2008), Improvements to noaa’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *J. Climate*, **21**, 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1. 7
- Stevenson, S., B. Fox-Kemper, M. Jochum, B. Rajagopalan, and S. G. Yeager (2010), Enso model validation using wavelet probability analysis, *J. Climate*, **23**, 5540–5547, doi:10.1175/2010JCLI3609.1. 2
- Stevenson, S., B. Fox-Kemper, M. Jochum, R. Neale, C. Deser, and G. Meehl (2011), Will there be a significant change to el niño in the twenty-first century?, *J. Climate*, **25**, 2129–2145, doi:10.1175/JCLI-D-11-00252.1. 2
- Stoica, P., and R. L. Moses (1997), *Introduction to spectral analysis*, vol. 1, Prentice hall New Jersey:. 10

- Storch, H. V., and F. W. Zwiers (1999), *Statistical analysis in climate research*, 203–211, 293 pp., Cambridge university press. 8, 10, 11
- Stuecker, M. F., A. Timmermann, F.-F. Jin, S. McGregor, and H.-L. Ren (2013), A combination mode of the annual cycle and the el niño/southern oscillation, *Nature Geoscience*, **6**, 540–544. 25, 28
- Tippett, M. K., and A. G. Barnston (2008), Skill of multimodel enso probability forecasts, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3933–3946, doi:10.1175/2008MWR2431.1. 1
- Tollefson, J. (2014), El niño tests forecasters, *Nature*, **508**, 20–21, doi:10.1038/508020a. 30
- Trenberth, K. E. (1984), Signal versus noise in the southern oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 326–332, doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0326:SVNITS>2.0.CO;2. 8
- Trenberth, K. E. (1997), The definition of el niño, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771–2777, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2. 8
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski (1998), Progress during toga in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,291–14,324. 1
- Valcke, S. (2013), The oasis3 coupler: a european climate modelling community software, *Geoscientific Model Development*, **6**, 373–388, doi:10.5194/gmd-6-373-2013. 5
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden (2007), Global warming and the weakening of the tropical circulation, *J. Climate*, **20**, 4316–4340, doi:10.1175/JCLI4258.1. 8
- Wittenberg, A. T. (2009), Are historical records sufficient to constrain enso simulations?, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12702. 2, 3
- Yeh, S.-W., J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman, and F.-F. Jin (2009), El niño in a changing climate, *Nature*, **461**, 511–514. 2
- Yeh, S.-W., B. P. Kirtman, J.-S. Kug, W. Park, and M. Latif (2011), Natural variability of the central pacific el niño event on multi-centennial timescales, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L02704. 2, 3, 5, 27, 29

Anhang

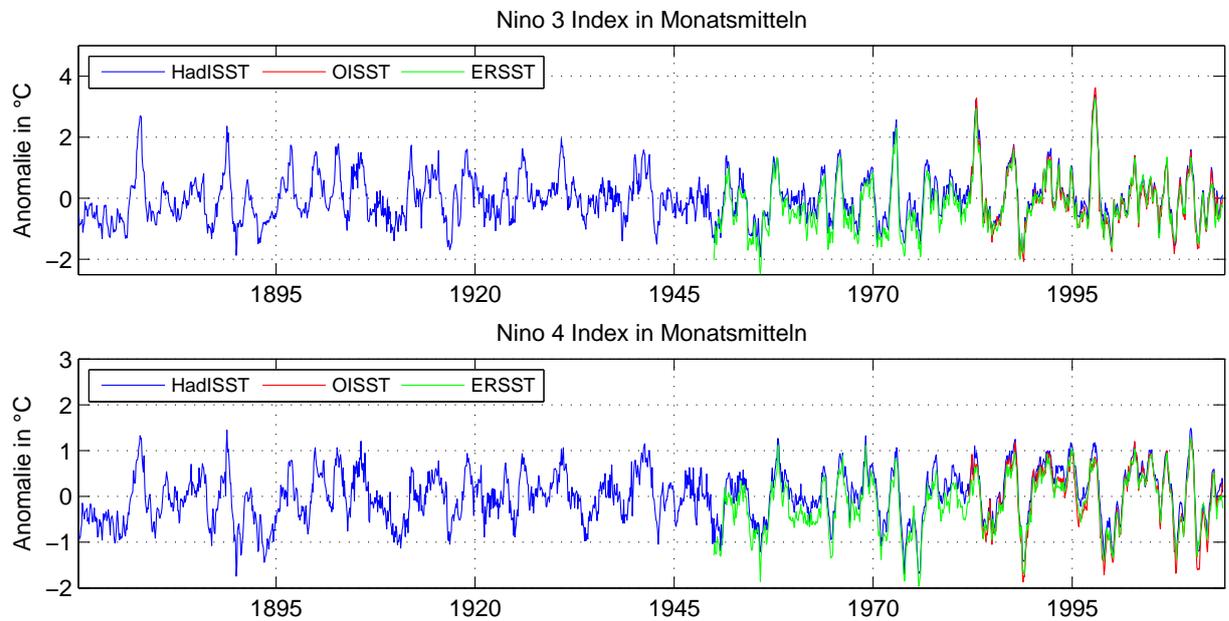


Abbildung 5.1: Monatlicher Niño 3 und Niño 4 Index verschiedener Beobachtungsdaten mit unterschiedlich abgedeckten Zeiträumen (HadISST: 1870-2014, ERSST: 1950-2014, OISST: 1982-2014)

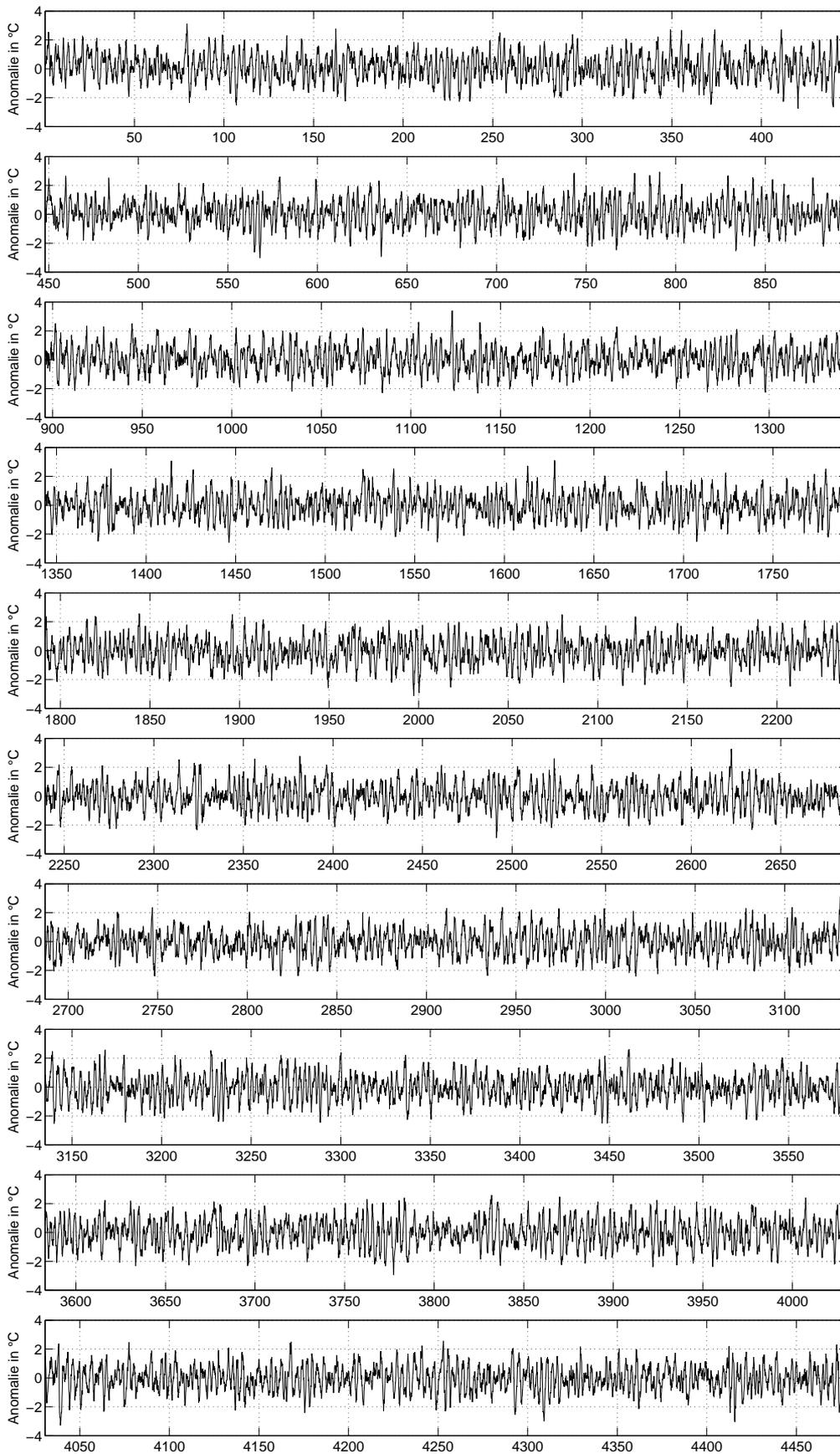


Abbildung 5.2: Niño 3.4 Index im KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre).

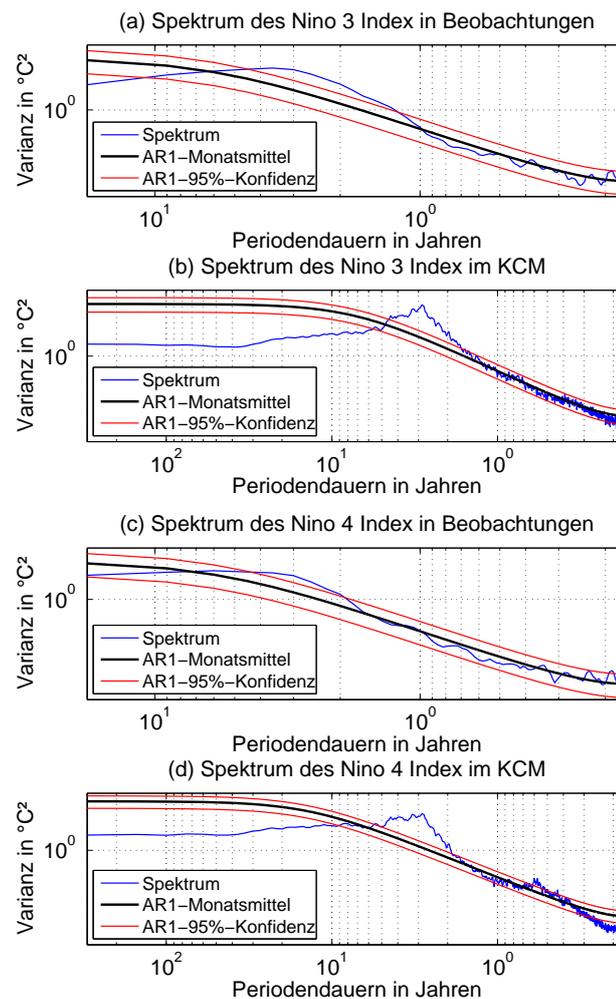


Abbildung 5.3: Spektrale Varianzdichte der monatlichen Niño 3 und Niño 4 Indizes im KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre). Die Fensterbreite liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet.

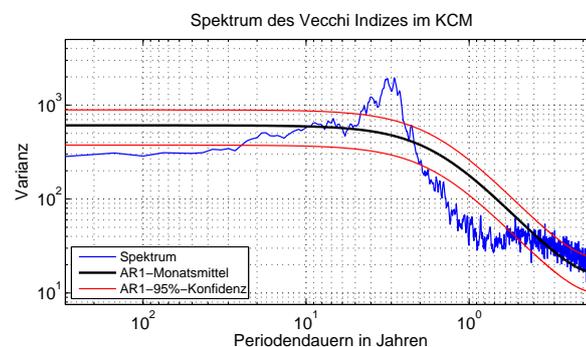


Abbildung 5.4: Spektrale Varianzdichte des Vecchi Indizes im KCM (Kontrolllauf, 4478 Jahre). Fensterbreite des Spektrums liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Das Spektrum wurde mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet.

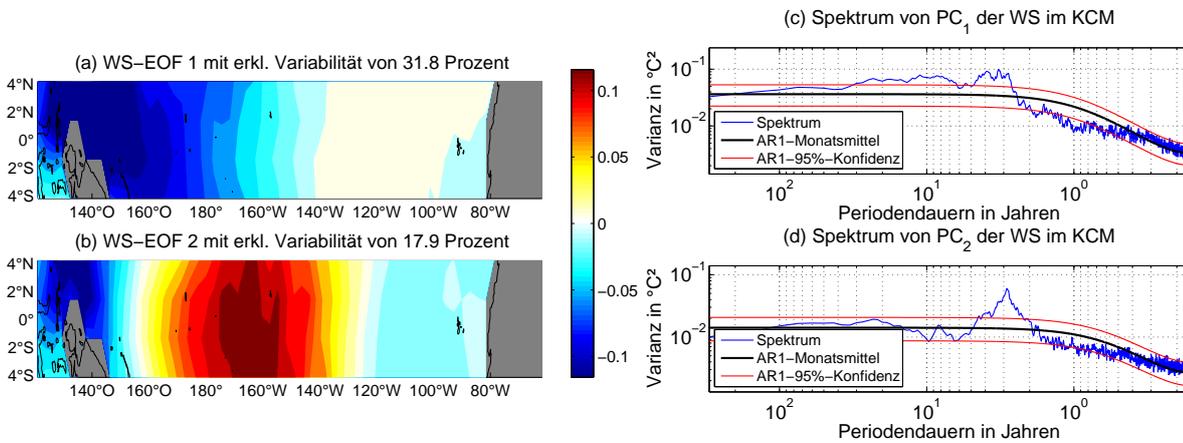


Abbildung 5.5: Die ersten beiden EOFs des Wärmeinhaltes der zonalen Windschubspannung (a,b) im KCM, sowie das Spektrum ihrer PCs (c,d). Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet. Landmassen sind grau unterlegt.

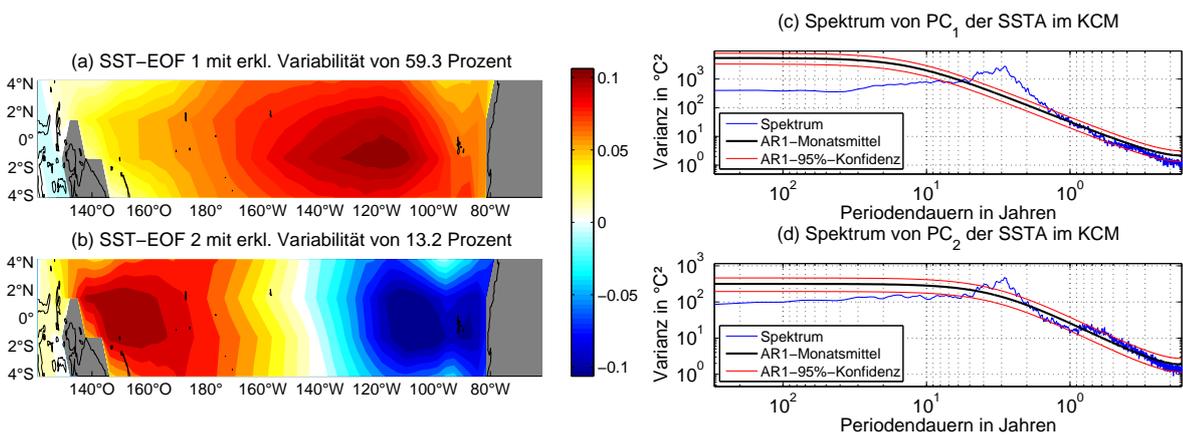


Abbildung 5.6: Die ersten beiden EOFs des Wärmeinhaltes der SST (a,b) im KCM, sowie das Spektrum ihrer PCs (c,d). Fensterbreite der Spektren liegt bei 300 Jahren mit einer Überlappung von 100 Jahren. Die Spektren wurden mit einem gleitenden Mittel von 5 Werten geglättet. Landmassen sind grau unterlegt.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Hendrik Huster, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt. Dabei habe ich keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet.

Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium.

Weiterhin versichere ich, dass ich diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegt habe.

Kiel, den 06.10.2014