

Klimasensivität in der Region des Indischen Ozeans: Zeitskalen, Feedbacks und die Rolle der Ozeanzirkulation

Master- Arbeit

im

Masterstudiengang (M.Sc.) Meteorologie

der Fakultät für Physik und Geowissenschaften
der Universität Leipzig

eingereicht von

Christin Kleinlanghorst

Matrikel- Nr. 2784144

Betreuer: Prof. Dr. Johannes Quaas

Zweitgutachter: Jun.- Prof. Dr. Bernhard Pospichal

Leipzig im September 2014

Inhaltsverzeichnis

1. Kurzfassung	
1.1 Kurzfassung.....	3
1.2 Abstract.....	3
2. Einleitung.....	4
3. Daten und Methoden.....	11
4. Ergebnisse.....	14
5. Zusammenfassung.....	19
Danksagung.....	21
Literaturverzeichnis.....	22
Erklärung.....	24

1. Kurzfassung

1.1 Kurzfassung

Das globale Klima ist im Wandel. Die Klimasensitivität ist ein Maß dafür wie stark sich die durchschnittliche Temperatur erwärmt, nach dem sich das Klima wieder im Gleichgewicht befindet. Der beste aktuelle Schätzwert liegt bei 3 °C. Dabei hat ein Anstieg in der Temperatur mehrere Folgen, wie die Verlagerung von Konvektionsgebieten, Expansion des Warmpools im Indischen Ozean, Meeresspiegelanstieg und Abschwächung der Walker-Zirkulation. Diese bilden ein positives Feedback, das sich selbst verstärkt.

Anhand von CMIP5- Modellen und Daten sollten hier die grundlegenden Mechanismen näher betrachtet werden. Die Modelle sind das GFDL-CM3 und das Can-ESM2. Die ausgesuchten Klimamodelle geben das derzeitige Klima sehr gut wieder und schließen auch den Kohlenstoffkreislauf mit in die Simulation ein.

1.2 Abstract

The global climate is changing. The climate sensitivity is a measure of how strongly the average temperature increases after the climate is back in equilibrium. The best current estimate is between 3 °C. In this case, an increase in the temperature has several consequences, such as a westward relocation of convection, spread of the Indian Ocean warmpool, sea level rising and weakening of the Walker circulation. This is a positive feedback that amplifies itself.

With climate models and data from the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) the fundamental mechanisms are investigated. The models are the GFDL-CM3 and the Can-ESM2. The selected climate models simulate the current climate very good and they close the carbon cycle in the simulation.

2. Einleitung

Die Klimasensivität ist ein Maß dafür, wie sensibel die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur auf die Veränderungen in der CO_2 – Konzentration reagiert. Sie wird in $^\circ\text{C}$ angegeben und entspricht der Temperaturänderung bei einer Verdopplung des CO_2 – Gehalts. Das Klima ist dabei vor und nach der Veränderung des CO_2 – Gehalts im Gleichgewicht. Der

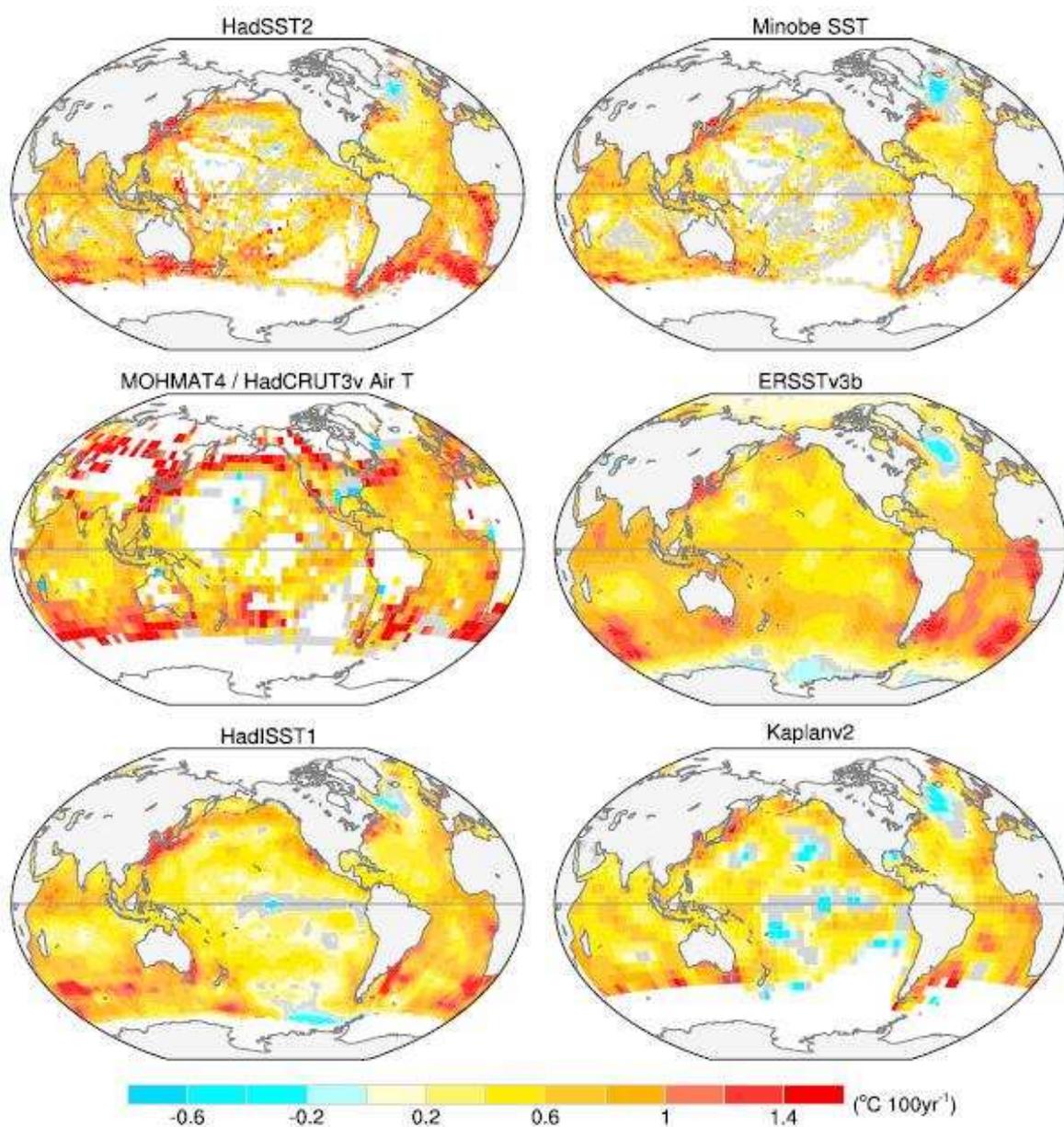


Abb. 1 Temperaturänderung der SST in $^\circ\text{C}/100$ Jahre aus verschiedenen Datensets aus Deser et al., 2010

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) gibt im fünften Sachbericht (erschienen 2013) für die Klimasensivität Werte zwischen 1,5 und 4,5°C an. Der beste mittlere Schätzwert liegt bei 3°C. Eine Klimasensivität von unter 1,5 °C gilt als sehr unwahrscheinlich [IPCC-Bericht, 2013].

Eine Erwärmung ist schon jetzt in vielen Gebieten festzustellen. Abb. 1 zeigt die Entwicklung der Ozeanoberflächentemperatur (SST) in verschiedene Datensätze und Experimente. Dargestellt ist die Temperaturänderung in °C in den nächsten 100 Jahren. Im Allgemeinen erkennt man die großflächige Erwärmung der Ozeane. Der Indische Ozean erwärmt sich in allen Datensätzen pro 100 Jahre etwa um 0,6 – 1 °C. Durch die unterschiedliche starke Erwärmung der SST in einzelnen Regionen des Indischen Ozeans könnten sich Konvektions- und damit auch Niederschlagsgebiete geographisch verschieben. Über wärmerem Wasser tritt verstärkt Konvektion auf. Wie bei Rao et al. [2012] deutlich wird, verschiebt sich der Warmpool im Indischen Ozean, also alles Oberflächenwasser mit einer Temperatur von mindestens 28 °C [nach Rao et al, 2012], schon jetzt und Ostwindanomalien treten in Bodennähe auf. Diese Änderung wirkt sich auf die atmosphärischen Zirkulationssysteme im Indischen Ozean aus. Diese wird durch zwei große Regime bestimmt, die zonale Walkerzirkulation und die meridionale Hadley – Zelle.

Die Walkerzirkulation ist eine zonale und thermisch direkt angetriebene Luftmassenbewegung am Äquator. Dadurch wird sie nicht Coriolis – Kraft beeinflusst. Das Oberflächenwasser im östlichen Teil des Indischen Ozeans ist relativ gesehen zum Westen

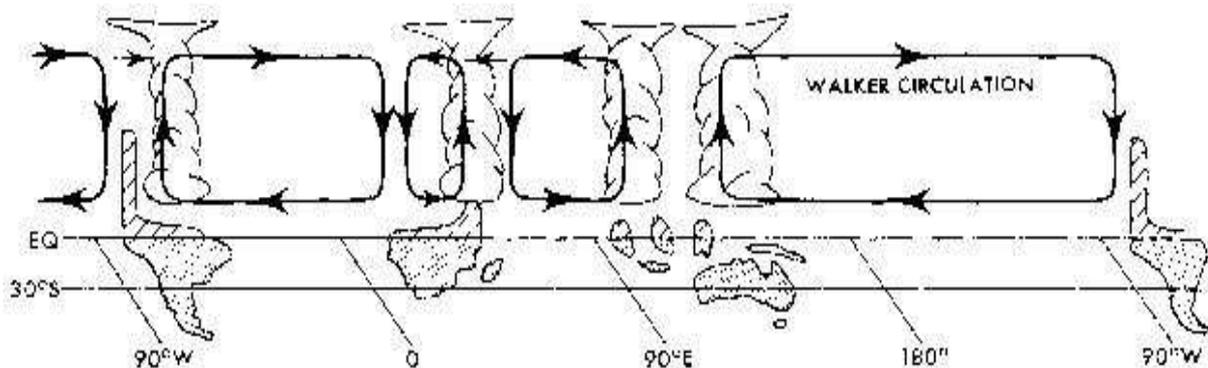


Abb. 2. Schematische Darstellung der Walkerzirkulation am Äquator aus <http://user.uni-frankfurt.de/~staeger/Diplom/node5.html>

des Indischen Ozeans wärmer. Die darüberliegende Luft erwärmt sich also stärker, wird dadurch leichter und steigt auf. Ein Tiefdruckgebiet entsteht. Beim Aufsteigen der Luft setzt

Konvektion ein. Über dem relativ kälteren Westen des Indischen Ozeans wird die Luft wieder abgekühlt und sinkt ab. Durch das Absinken der Luft kommt es zur Entstehung eines Hochdruckgebiets. Von diesem Hochdruckgebiet strömt die Luft zum im Osten befindlichen Tiefdruckgebiet und die Zirkulation schließt sich (Abb. 2). Die Walkerzirkulation über den Ozeanen und Kontinenten greift dabei wie die Zähne eines Zahnrads ineinander. Die Walkerzirkulation überlagert in ihrer Richtung die meridionale Hadley – Zelle.

Die Hadley – Zelle ist ebenfalls thermisch direkt angetrieben und Teil der globalen meridionalen Luftzirkulation in der Troposphäre, die zum Wärmetransport in der Atmosphäre beiträgt. Die Luft steigt in der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ), auch Tiefdruckrinne

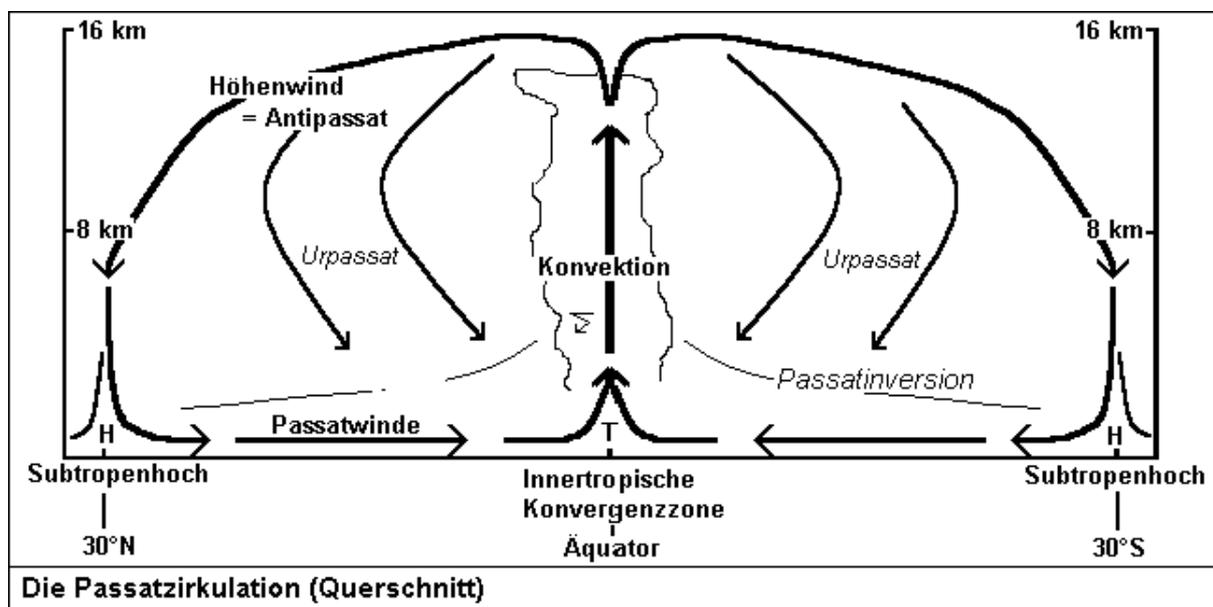


Abb. 3 Schematische Darstellung der Hadley – Zelle aus http://www.klima-der-erde.de/zirk_passat.html

genannt, auf und wird dann nach Norden und Süden abgelenkt. Die in die höheren Breiten strömende Luft kühlt sich auf ihrem Weg ab und sinkt nördlich und südlich der Wendekreise ($\sim 23^\circ\text{N}$ und 23°S) ab. Dabei bildet sich das Subtropenhoch. Am Boden strömt die Luft wieder vom Subtropenhoch in die Tiefdruckrinne. Dieser ausgleichende Wind wird Passat genannt (Abb. 3). Der Passatwind ist von der Coriolis – Kraft beeinflusst und wird auf der Nordhalbkugel nach rechts und für der Südhalbkugel nach links abgelenkt. Es wird vom NO – Passat und SO – Passat gesprochen.

Der Monsun ist eine Sonderform der Passatzirkulation und beschreibt beständig wehende Winde, die aufgrund der Verlagerung der ITCZ halbjährlich die Richtung wechseln.

Die ITCZ wandern auf Grund der Erdneigung und der damit verbundenen Verschiebung der Region der stärksten Sonneneinstrahlung im Nordsommer nach Norden und im Nordwinter nach Süden. Dabei kann sie bis zum jeweiligen Wendekreis wandern. Im Sommer kann dies aufgrund des Hitzetiefs (Abb. 4) sogar noch nördlicher sein.

Aufgrund der im Sommer verstärkten solaren Einstrahlung in der Nähe des nördlichen Wendekreises kommt es zur starken Erwärmung der dortigen Landmassen. Dabei erwärmt sich das Land etwas 2 – 3-mal so schnell wie das umliegende Wasser. Die Luft steigt durch die Erwärmung auf. Besonders über der Indusebene und der tibetanischen Hochebene bildet sich ein Hitzetief. Die Passatzirkulation kehrt sich um und der Wind strömt als SW – Monsun, abgelenkt durch die Coriolis – Kraft, zum Hitzetief. Dabei überströmt die Luft den relativ warmen Indischen Ozean und reichert sich mit Feuchtigkeit an. Am Himalaya wird die Luft

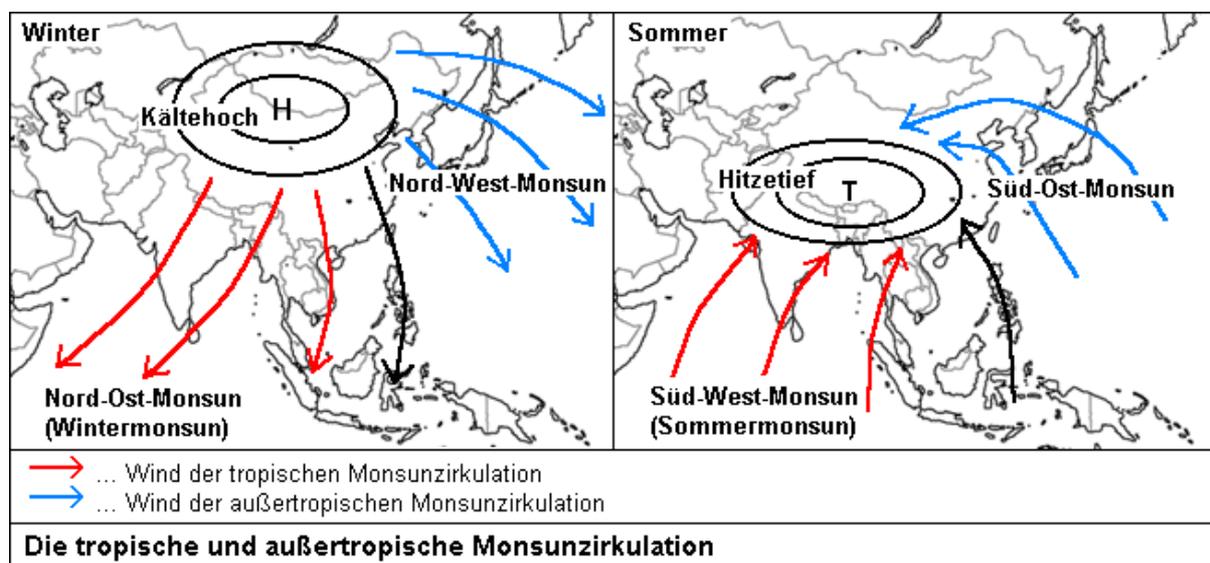


Abb. 4 Schematische Darstellung der Monsunzirkulation aus http://www.klima-der-erde.de/zirk_passat.html

zur Aufstieg gezwungen und regnet sich dabei ab. Mit dem SW – Monsun setzt auch die Regenzeit in Südostasien ein.

Im Winter entsteht ein Kältehoch in der Region des Himalayas und die ITCZ ist südlich des Äquators in der Nähe des südlichen Wendekreises. Der NO – Passat dominiert wieder. Die Luft strömt aus dem Kältehoch und überströmt den Kontinent. Für Südostasien bedeutet das trockene, kontinentale Luft und die Phase der Trockenzeit.

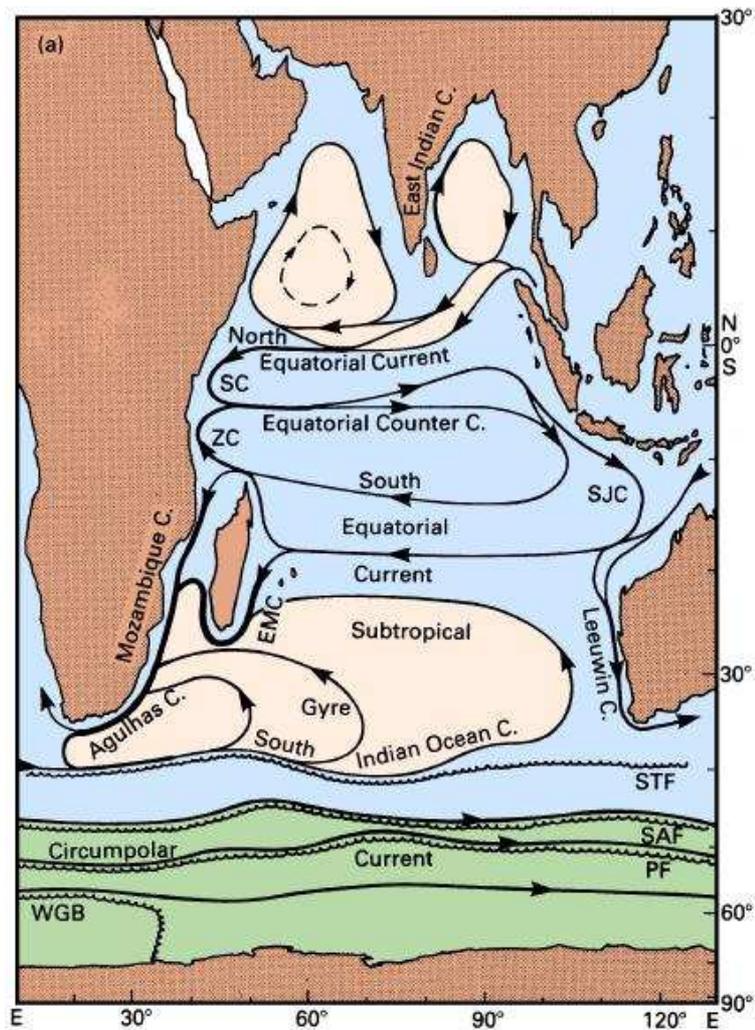


Abb. 5 Schema der Oberflächenzirkulation des Indischen Ozeans im Winter aus <http://www.cmima.csic.es/mirror/mattom/regoc/pdf/colour/single/11P-Indian.pdf>

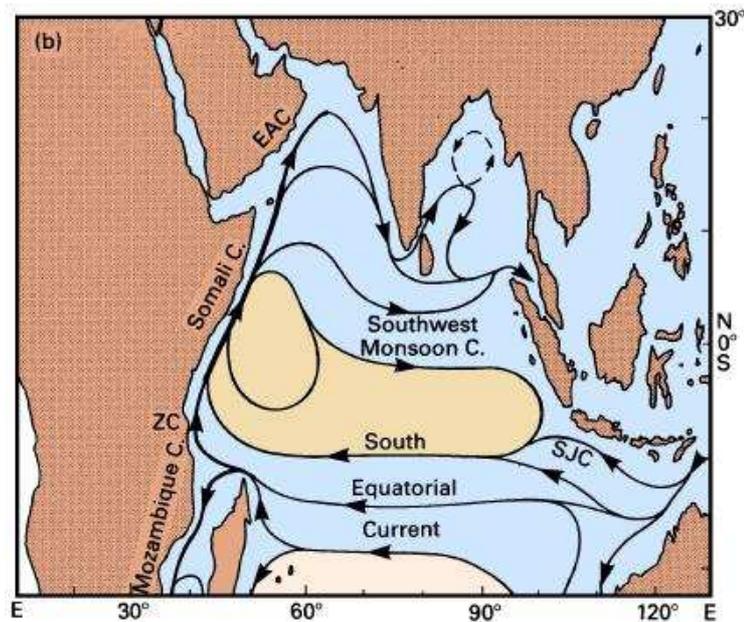


Abb. 6 Schema der Oberflächenzirkulation des Indischen Ozeans im Sommer aus <http://www.cmima.csic.es/mirror/mattom/regoc/pdf/colour/single/11P-Indian.pdf>

Die Monsunzirkulation ist aber nicht nur entscheidend für die Verschiebung von Konvektionsgebieten, sondern auch die oberflächennahe, windgetriebene Zirkulation ist vom Monsun beeinflusst. Im Winter gibt der NO – Monsun maßgeblich die Richtung vor. Abb. 5 zeigt schematisch die Oberflächenzirkulation, die durch den NO – Monsun hervorgerufen wird. Im Süden wird der South Equatorial Current (SEC) durch den SO – Passat mit der Hauptwindkomponente nach Osten in seiner Richtung bestimmt. Diese ändert sich auch im Sommer nicht. Der Zansibar Current (ZC) führt den SEC weiter. Auch dieser ist ganzjährig zu finden. Der Equatorial Counter Current, angetrieben durch die bodennahen Ostwinde der Walkerzirkulation, ist nur im Winter zu finden. Im Sommer verschwindet diese Strömung (Abb. 6). Im Norden des Indischen Ozeans erkennt man im Winter den North Equatorial Current (NEC) und den Somali Current (SC). Der NEC ist nur im Winter, bedingt durch die Windrichtung der NO – Monsuns, zu finden. Der SC kehrt sich im Sommer in seiner Richtung um und führt den ZC weiter. Auch der East Arabian Current (EAC), der den SC weiterführt, ist nur im Sommer zu finden. Die Richtung der drei Oberflächenströmungen wird durch den SW – Monsun bestimmt. Das Wasser wird an die Küste Südasiens transportiert, dort durch den Kontinent abgelenkt und fließt als Southwest Monsoon Current nach Süden bzw. Westen.

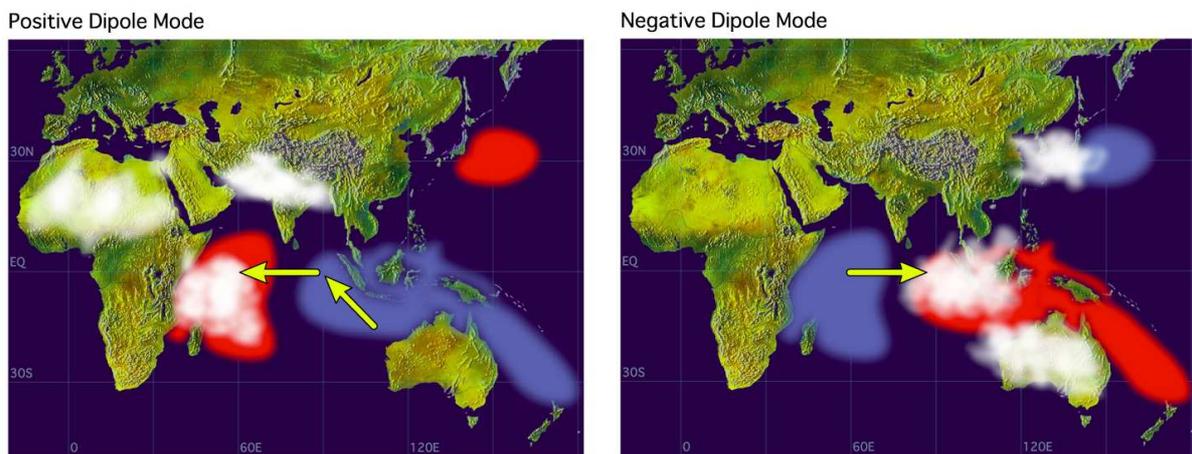


Abb. 7 Schematische Darstellung der Phasen des Indian Ocean Dipole aus http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/rao_cloud_p.jpg. Die rote Fläche kennzeichnet den Warmpool. Die blaue Fläche zeigt das kältere Oberflächenwasser.

Der Indische Ozean weist neben den wechselnden Oberflächenströmungen noch weitere Besonderheiten auf, z. B. den Indian Ocean Dipole (IOD). Er ist eine natürlich

vorkommende SST- Anomalie mit einem Zyklus von ~ 30 Jahren mit halbjährlich wechselnden negativen, positiven und neutralen Events. Die negative Phase ist bestimmt durch den vorherrschenden Ostwind im äquatorialen Indischen Ozean (Abb.7, links). Der Warmpool befindet sich im Osten des Indischen Ozeans. Über ihm findet Konvektion statt. Das relativ kältere Wasser befindet sich im Westen des Indischen Ozeans. Gebildet wird es unter anderem durch aufsteigendes Tiefenwasser, das für das nach Osten transportierte warme Oberflächenwasser nachströmt. In der positiven Phase (Abb. 7, rechts) kehrt sich die Hauptwindrichtung um nach Westen. Der Warmpool wandert mit dem Wind nach Westen und lässt im Osten das kältere Wasser zurück. Das System funktioniert wie eine Schaukel (besonders im Luftdruck ist dies zu sehen) und weist Ähnlichkeiten mit ENSO auf, einer natürlich vorkommenden SST – Anomalie im tropischen Pazifik. Auch hier verlagert sich der Warmpool vom Osten des Ozeans in den Westen und umgekehrt.

Mit der Verlagerung der Warmpools geht auch eine Veränderung der Thermoklinitiefe einher. Die Thermokline ist die Dichteschicht unterhalb der Mixed Layer und befindet sich in der Tiefe des stärksten Temperaturgradienten. Sie ist aufgrund der

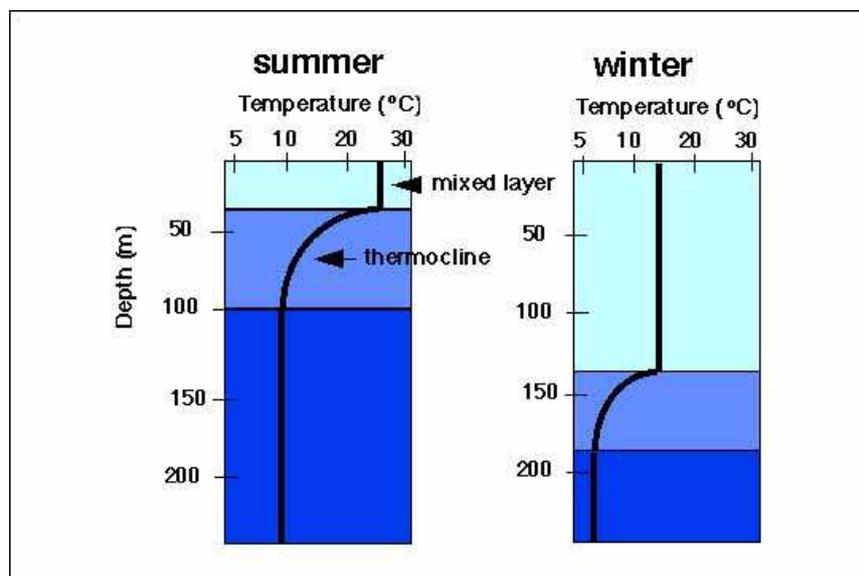


Abb. 8 schematische Darstellung der Saisonalen Tiefe der Thermokline aus <http://www.coexploration.org/bermuda/assets/images/thermocline.jpg>

besseren Durchmischung im Winter und stärkeren Schichtausbildung im Sommer saisonal beeinflusst (Abb. 8). Befindet sich über der Thermokline relativ kaltes Wasser, ist sie in geringerer Tiefe zu finden, als wenn sich relativ warmes Wasser, z.B. der Warmpool, über der Thermokline befindet.

3. Daten und Methoden

Klimamodelle sind komplexe Computermodelle, die dazu dienen das vergangene und aktuelle Klima zu simulieren und das zukünftige Klima zu kalkulieren. Dabei werden die verschiedenen Komponenten des Klimasystems meist getrennt voneinander modelliert und dann gekoppelt. Die Hauptkomponenten sind die Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre und die Landmassen. Bei der Modellierung ist besonderes die Erhaltung von Masse, Impuls und Energie wichtig. Grundlegende Formeln sind daher die Bewegungsgleichung, die Navier- Stokes- Gleichungen und die Kontinuitätsgleichung. Dieser Satz an Differentialgleichungen bildet das Fundament für die Modellierung des Klimasystems.

Die General Circulation Models (GCM) gehören zu den komplexesten Modellen. Sie beschreiben die wichtigsten klimarelevanten physikalischen Vorgänge in Ozean, Atmosphäre und Erdoberfläche. Sie sind recht grob aufgelöst (meist 200 km * 200 km) und einige Komponenten werden nicht simuliert, sondern fest angenommen (z.B. Vegetation). Beispiele für spezielle GCMs sind atmosphärische (AGCM) und ozeanische GCMs (OGCM).

AGCM berechnen die globale 3D- Struktur und das Verhalten der Atmosphäre auf der Basis der fundamentalen dynamischen und thermodynamischen Gleichungen. Subskalige Prozesse (z.B. turbulente Flüsse, Konvektion, Wolken) werden dabei parametrisiert. Dadurch entstehen aber auch große Unsicherheiten bei den verschiedenen Klimamodellen. Es kommt zu Unterschieden zwischen den Simulationen bei unterschiedlichen Klimamodellen, obwohl die Anfangs- und/ oder Rahmenbedingungen gleich sind.

Die OGCMs simulieren die generelle Zirkulation im Ozean und beinhaltet im Allgemeinen auch das Meereis. Der Ozean ist wegen seiner thermischen und dynamischen Trägheit eine wichtige Komponente im Klimasystem. Die Hauptschwierigkeit bei der Modellierung der Ozeanzirkulation ist die nichtlineare Verknüpfung der Mechanismen auf sehr unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen. Daher brauchen OGCMs recht lange Integralzeiten und sind deswegen relativ grob aufgelöst. Die Parametrisierung (von z. B. kleinskaligen Vermischungsprozessen aufgrund brechender interner Wellen) ist aus diesem Grund, ähnlich wie bei AGCMs, sehr wichtig.

Beide Arten von GCMs sind aber für eine Klimavorhersage allein für sich genommen nicht sinnvoll. Benutzt man nur AGCMs, so werden z. B. bei einer Verdopplung des CO₂-Gehalts die Änderungen im Ozean vernachlässigt und die Funktion des Ozeans als CO₂-Senke bzw. – Quelle nicht mit in die Simulation eingebunden. Bei OGCM besteht die

Schwierigkeit bei der Wahl der Randbedingungen. Bei ungekoppelten Modellen gibt es nur eine limitierte Anwendbarkeit in Hinblick auf die Stabilität der thermohalinen Zirkulation in einem Treibhauszenario. Daher findet eine Kopplung von AGCMs und OGCMs statt um das Klimasystem zu beschreiben und zu simulieren. Der Austausch der Variablen erfolgt an der Grenzschicht über sogenannte Koppler.

Für diese Arbeit wurden Klimamodelle aus dem „Coupled Model Intercomparison Project phase 5“ (CMIP5)- Experiment genutzt, das im September 2008 ins Leben gerufen wurde. Mitgewirkt haben dabei 20 Klimamodellierungsgruppen aus aller Welt [K.E. Taylor et al., 2012]. Das CMIP5- Experiment verfolgt 3 Hauptziele: Untersuchungen zur Klimavorhersagbarkeit und zur Möglichkeit der Vorhersage auf dekadischen Zeitskalen, Einschätzung welche Mechanismen in den Klimamodellen verantwortlich sind für die Modelunterschiede, insbesondere im Zusammenhang mit Wolken und dem Kohlenstoffkreislauf, und Untersuchungen warum ähnlich angetriebene Vorhersagesysteme eine Bandbreite an Prognosen liefern. Die genutzten Klimamodelle sind, wie auch bei den vorherigen CMIP- Experimenten „atmosphere- ocean global climate models (AOGCM)“, also gekoppelte AGCMs und OGCMs.

Für die Klimavorhersage benutzt das CMIP5- Experiment zwei Zeitskalen, einmal die Berechnung der Daten auf kurzen Zeitskalen (10- 30 Jahre) für die dekadische Vorhersage und die Berechnung der Daten auf langen Zeitskalen (Jahrhunderte). Die Experimente auf den kurzen Zeitskalen sind dabei eine Neuerung im Gegensatz zu vorherigen CMIP- Experimenten. Angestoßen werden die ESM für die Vorhersage auf kurzen Zeitskalen mit dem beobachteten Status des Klimasystems. Die Startbedingungen sind unter anderem die beobachtete Meereis- und Ozeandaten. Als Kontrolllauf werden dabei ~ 10 Jahre genutzt und es wird das Klima bis 2035 simuliert.

Für die Simulationen auf langen Zeitskalen starten die AOGCMs bei vorindustriellen Bedingungen im „quasi equilibrium“. Es wird ein Zeitraum von Mitte des 19. Jahrhunderts bis zum Ende des 21. Jahrhunderts und weiter simuliert. Diese Langzeit- Experimente basieren auf alten CMIP- Phasen und enthalten unter anderem Durchläufe für den Klimawandel in der historischen Periode und Durchläufe ohne angetriebene Variabilität. Erstmals wurden aber auch einige „Earth System Models (ESM)“ benutzt. Das sind AOGCM, die auch den Kohlenstoffkreislauf mit einbeziehen und so das simulierte Klimasystem schließen. Die

Für den Antrieb der Modelle für die Vorhersage auf langen Zeitskalen werden sogenannte „Representative Concentration Pathways (RCP)“ benutzt (Abb. 9). Diese geben an wie stark der Antrieb des Klimasystems für verschiedene Szenarien bis 2100 ansteigt. Der

Antrieb geschieht unter anderem durch Treibhausgase, Luftschadstoffemission und veränderte Landnutzung. Es werden 4 RCPs benutzt. RCP 8,5 bedeutet, dass der Antrieb unseres Klimasystems bis 2100 um 8,5 W/m² steigt.

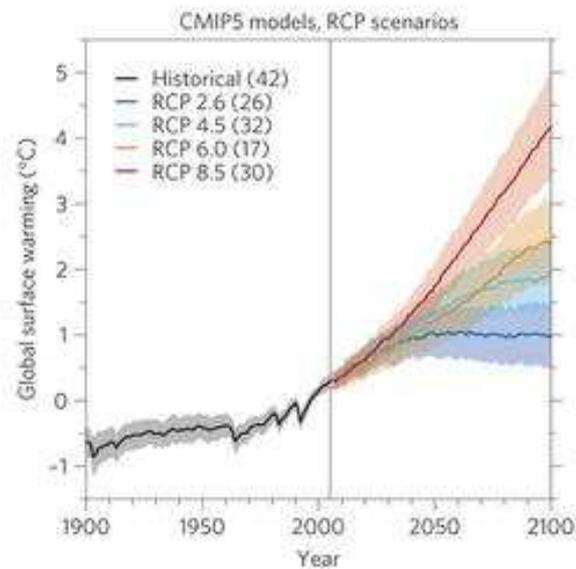


Abb. 9 Die vier verschiedenen RCPs der CMIP5-Modelle und ihre Entwicklung bis 2100 aus http://www.nature.com/nclimate/journal/v3/n4/images_article/nclimate1716-f1.jpg

In dieser Arbeit werden die Daten der Klimamodelle CanESM2 und GFDL-CM3 für die Auswertung benutzt. Das GFDL-CM3 ist ein Klimamodell des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory und basiert auf dem vorherigen Klimamodell CM2.1 [Griffies et al., 2010]. Es ist ein gekoppeltes AOGCM. Neuerungen gibt es im Bereich des Atmosphärenmodells. Hier werden jetzt auch Aerosol- Wolken und Chemie- Klima- Interaktionen berücksichtigt. Die Ozean- und Meereiskomponenten wurden vom CM2.1 übernommen.

Das Canadian Earth System Model (CanESM2) ist ein kombiniertes ESM aus der zweiten Generation bestehend aus Canadian Terrestrial Ecosystem Model (CTEM) und dem CanCM4 (Klimamodell der 4. Generation) [Chylek et al., 2011]. Das CanCM4 ist ein AOGCM. Das AGCM aus der 4. Generation hat in der Höhe 35 Layers von der Erdoberfläche bis 1 hPa und bezieht als Neuerung auch Aerosoleffekte mit ein. Zum Beispiel eine Parametrisierung der optischen Eigenschaften und direkte und indirekte Effekte auf die Strahlung. Das OCGM hat 40 Level mit einer 10m- Auflösung im oberen Ozean. Bei der Simulation wird auch der ozeanische Kohlenstoffkreislauf wie auch das Mixing durch

Gezeiten und das diapycnale Mixing berücksichtigt. Das kombinierte CTEM schließt den terrestrischen Kohlenstoffkreislauf.

4. Ergebnisse

Für diese Arbeit wurden Vergleichsplots der zwei ausgewählten Modelle angefertigt. Die dargestellten Zeiträume stellen ein zeitliches Mittel über ein bis zwei Jahrzehnte dar. Die vier Zeiträume sind 1860 – 1879, 1920 – 1940, 1960 – 1970 und 1995 – 2005. Abb. 10 zeigt die bodennahe Lufttemperatur für diese Zeitspannen im GFDL- CM3. Man erkennt die warme

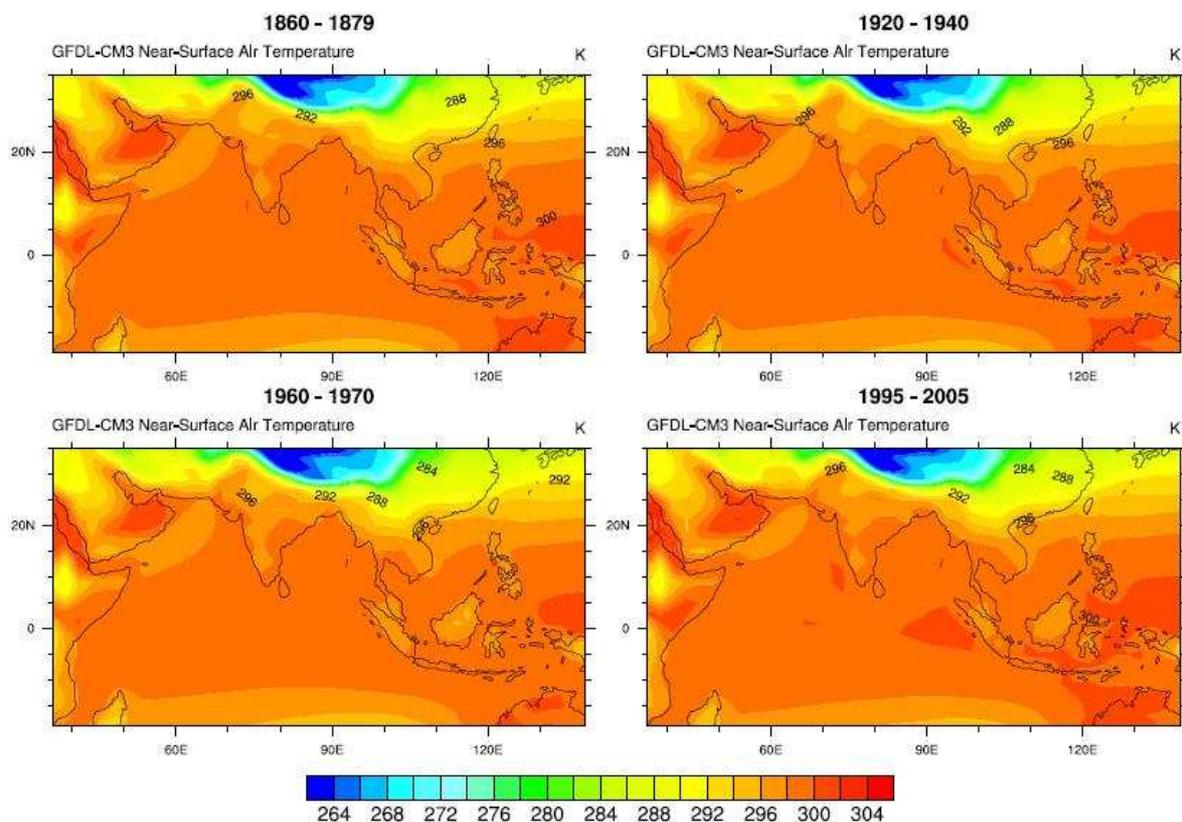


Abb. 10 Bodennahe Lufttemperatur in K aus den Daten des GFDL- CM3 für ausgewählte Zeiträume

Lufttemperatur von durchschnittlich 300 K ($\sim 27^\circ\text{C}$) über dem Indischen Ozean und den größer werdenden Warmpool im Inselgebiet Indonesiens. Eine Ausnahme stellt das dritte Zeitfenster dar: gemittelt über den 10 Jahre war bodennahe Lufttemperatur von 1960 – 1970 geringer als in den Zeitfenstern davor und danach. Abb. 11 zeigt die gleiche Darstellung für das Klimamodell Can-ESM2. Auch diese Datensätze zeigen sehr ähnliche Muster. Allerdings

ist die Lufttemperatur durchschnittlich $\sim 2 - 3$ K höher als im GFDL-CM3. Bis 2005 erwärmt sich die Lufttemperatur um etwa 2 K und das Gebiet maximaler Temperatur rund um Indonesien expandiert. Dadurch kann man davon ausgehen, dass auch der Warmpool sich erwärmt und expandiert. Ähnliches wird auch bei Rao et. al (2011) beschrieben.

Der sea level pressure (SLP) im GFDL-CM3, dargestellt in Abb. 12, verändert sich im Laufe der 145 Jahre nicht wesentlich. Durchschnittlich ist er über dem Indischen Ozean etwa

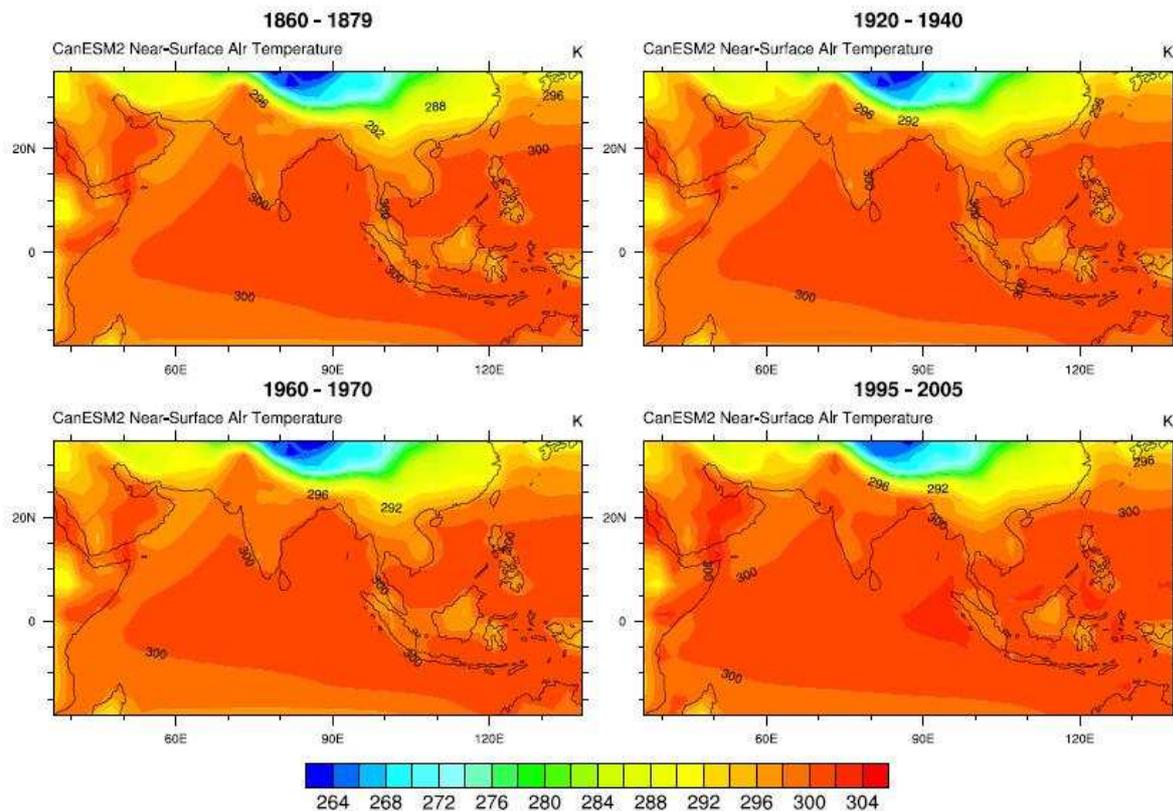


Abb. 11 Bodennahe Lufttemperatur in K aus den Daten des Can-ESM2 für ausgewählte Zeiträume

1010 hPa. Man erkennt wie auch in der schematischen Darstellung in Abb. 2 ein Tiefdruckgebiet bei Indonesien. Dieses scheint sich im Laufe der Jahre ein wenig nach Osten zu verschieben. Dieses Tiefdruckgebiet ist Teil der ITCZ. Da die Daten jeweils über ein Jahr gemittelt sind, kann man die Verlagerung der ITCZ im Laufe eines Jahres vernachlässigen. Im Gegensatz zum GFDL-CM3 nimmt sich der SLP im Can-ESM2 im Gebiet von Indonesien ab (Abb. 13). Außerdem scheint es eine geringe Verlagerung nach Westen zu geben. Ansonsten sind auch hier, wie auch schon bei der bodennahen Lufttemperatur die beiden Datensätze sehr

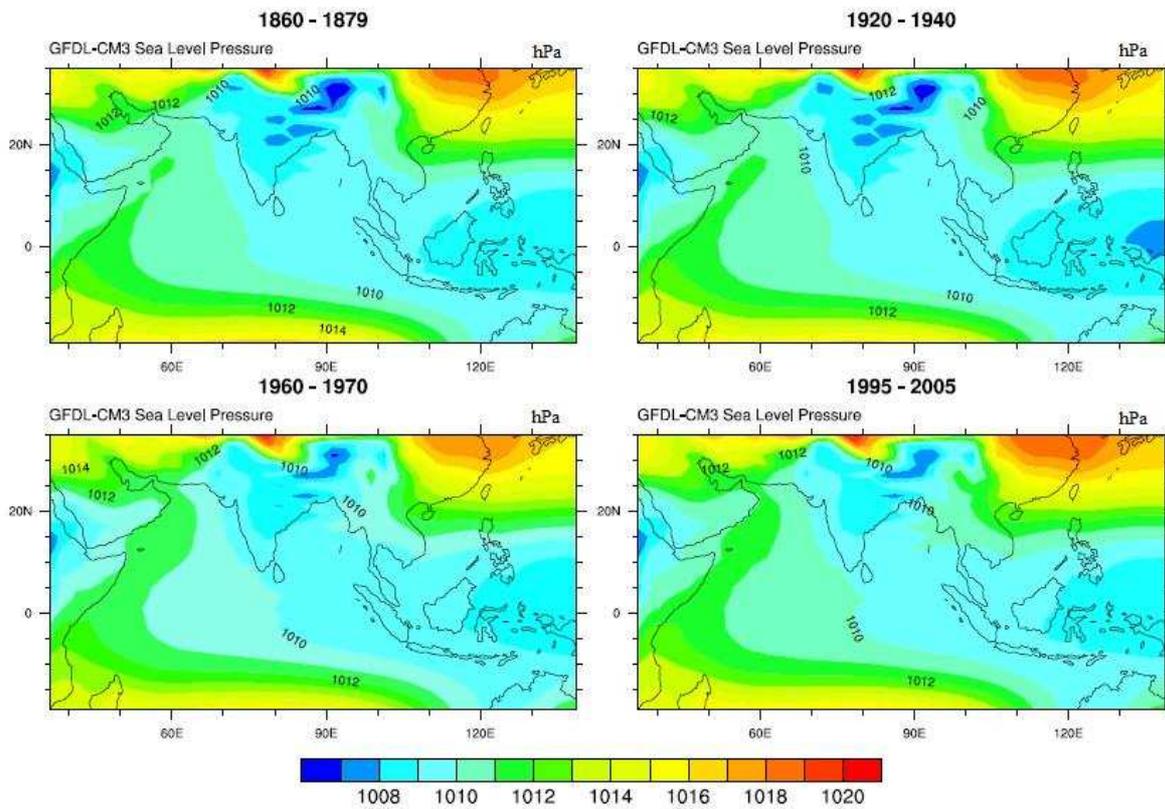


Abb. 12 sea level pressure in hPa aus den Daten des GFDL- CM3 für ausgewählte Zeiträume

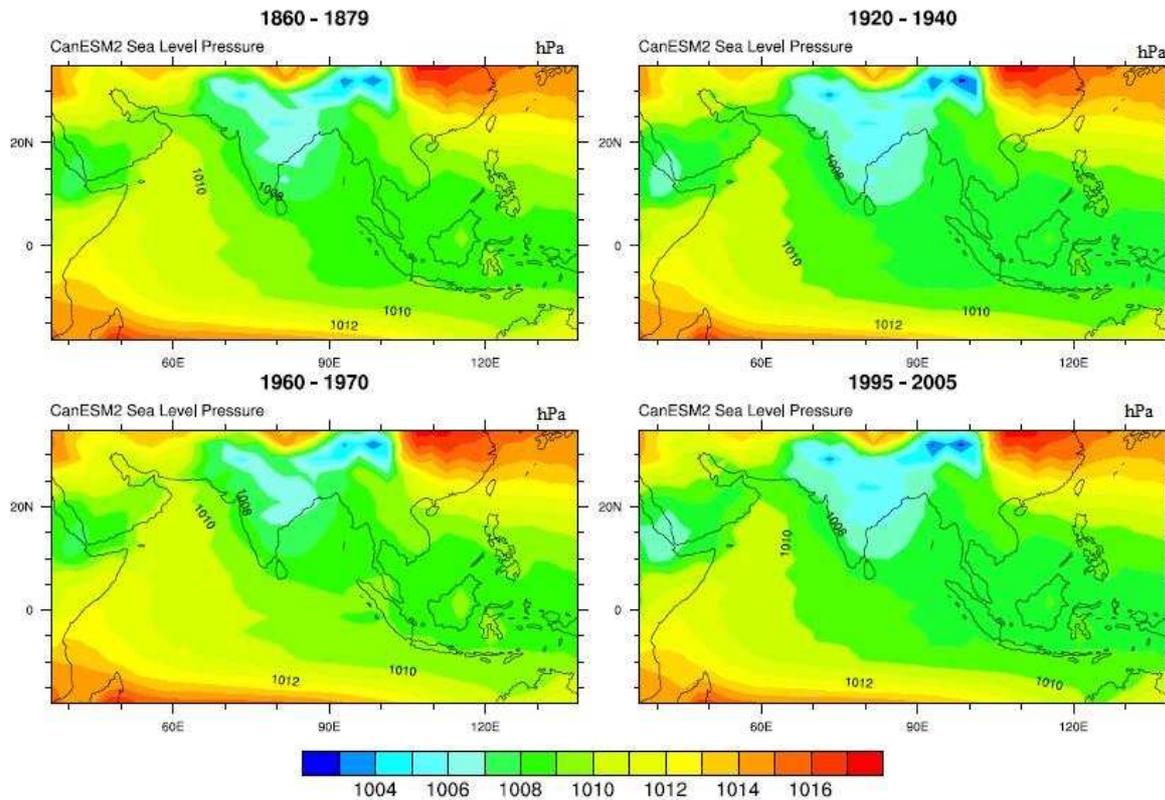


Abb. 13 sea level pressure in hPa aus den Daten des Can-ESM2 für ausgewählte Zeiträume

ähnlich. Es zeigt sich, dass dort wo sie Temperatur über dem Indischen Ozean zunimmt (Indonesien), der SLP eher abnimmt. Dies ist bedingt durch die stärkere Konvektion und damit die Aufwärtsbewegung der Luft nach oben über wärmerem Wasser.

Abb. 14 und 15 zeigen die zonale Windkomponente für beide Datensätze. Wie von der Theorie erwartete haben wir nördlich des Äquators in beiden Modellen Westwind. Allerdings ist das Gebiet der maximalen Geschwindigkeit über dem Indischen Ozean etwas unterschiedlich. Im GFDL-CM3 ist es westlich von Indien zu finden, im Can-ESM2 liegt es west- bis südwestlich. Auch ist die Windgeschwindigkeit etwas niedriger im GFDL-CM3. Südlich des Äquators haben wir Ostwind. Die Grenze, an der die Windrichtung sich dreht ist unterschiedlich im GFDL-CM3 bei etwa auf dem Äquator und im Can-ESM2 bei etwa 5°S. Bei beiden Modellen wird der Westwind im Laufe der Zeit etwas schwächer.

Man kann in Abb. 10 und 11 erkennen, dass die bodennahe Lufttemperatur sich im Zeitraum von 1960 – 2005 nur gering erwärmt, allerdings wird das Gebiet der Maximaltemperatur größer. Dadurch bedingt nimmt auch die Konvektion über diesem Gebiet

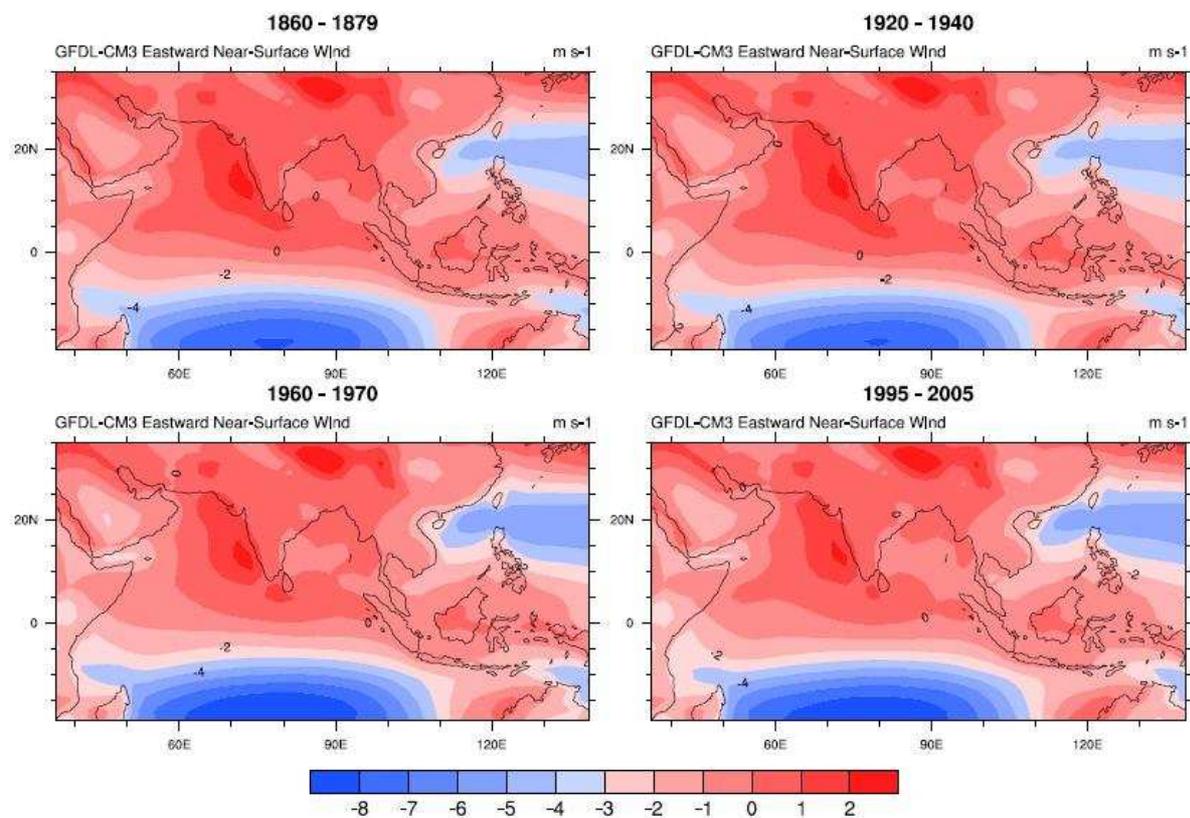


Abb. 14 Zonale Windgeschwindigkeit in m/s aus den Daten des GFDL-CM3 für ausgewählte Zeiträume

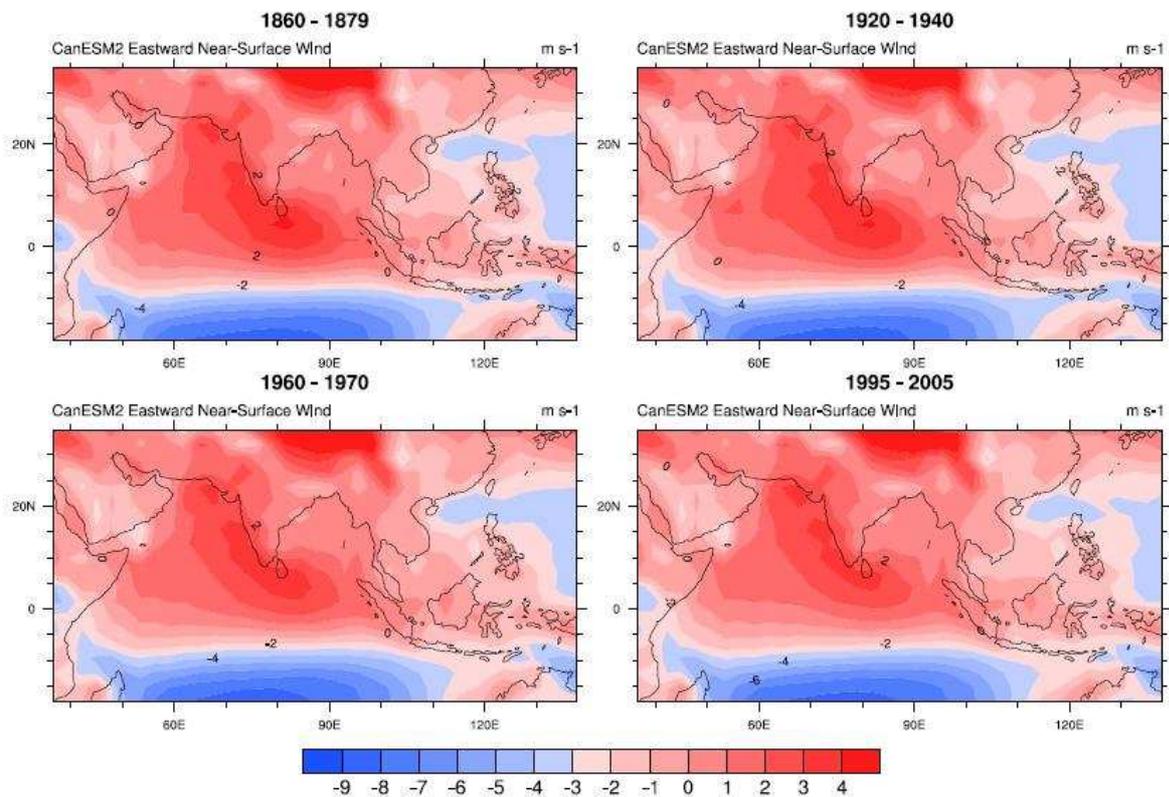


Abb. 15 Zonale Windgeschwindigkeit in m/s aus den Daten des Can-ESM2 für ausgewählte Zeiträume

zu. Das beeinflusst die Bodendruckverhältnisse und den SLP. Auch kommt es durch die verstärkte Konvektion zu anomalen Ostwinden. Diese schwächen im Mittel die Westwinde nördlich des Äquators über dem Indischen Ozean ab.

Ein Grund für die Ausbreitung des Warmpools und damit auch für die Erwärmung der bodennahen Lufttemperatur könnte das positive Thermoklinen – Feedback sein [Rao et. al, 2011]. Dort, wo sich der Warmpool befindet, ist die Thermokline tiefer als in Gebieten mit relativ kälterem Wasser. Im Indischen Ozean gibt es also einen Abfall der Thermokline von West nach Ost. Wenn sich der Warmpool ausbreitet, nimmt die Neigung ab und das warme Wasser des Warmpools kann leichter nach Westen transportiert werden. Wie schon erwähnt nimmt damit auch die Konvektion zu und verlagert sich nach Westen. Dadurch treten anomale Ostwinde auf, die den Transport des Wassers nach Westen nach begünstigen und unterstützen. Durch diese Vorgänge kommt es zu einer Vertiefung der Thermokline im Westen und die Thermoklinen – Neigung wird weiter abgeschwächt.

Die Veränderungen in der SLP und der zonalen Windkomponente könnten auch auf eine Veränderungen bzw. Abschwächung der Walker- Zirkulation hindeuten. Wie bei Vecchi und Soden (2007) beschrieben, könnte ein Anstieg im atmosphärischen CO₂- Gehalt zu einer Abschwächung der atmosphärischen Umwälzzirkulation und der Walkerzirkulation führen. Durch die Klimaerwärmung verlagert sich das Aufstiegsgebiet der erwärmten Luft, unter anderem durch die Ausbreitung der Warmpools, weiter in die Mitte des Ozeanbeckens (im tropische Pazifik ostwärts, im tropischen Indischen Ozean nach Westen). Auch die Tiefe der Thermokline verändert sich dadurch und erkommt zu einer Entspannung im Gradienten. Dadurch kann das relativ warme Wasser der Warmpools leichter in die Mitte der Ozeanbecken transportiert werden und unterstützt dort den Anstieg in der Konvektionsaktivität und das Auftreten anormaler Winde (im Indischen Ozean anormale Ostwinde und im Pazifik anormale Westwinde, wie auch beim Auftreten von El Niño). Durch die Modellierung mit verschiedenen Modellen zeigt sich, dass die atmosphärischen Parameter die Veränderung dominieren und die Ozeandynamik der Abschwächung entgegenwirkt.

5. Zusammenfassung

Die beobachtete Erwärmung im Indischen Ozean, die sich in beiden den zwei ausgewählten Modellen, GFDL-CM3 und Can-ESM2 zeigt, löst mehrere Folgen aus. Unter anderem kommt es zu einer Abschwächung der Westwinde im nördlichen Indischen Ozean, was auf eine Abschwächung der Walker- Zirkulation hindeuten könnte. Die würde auch die positive Phase der Indian Ocean Dipole unterstützen und zu einer weiteren Expansion des Warmpools im Indischen Ozean führen. Dadurch verlagern sich Konvektions- und Niederschlagsgebiete. Auch die thermale Expansion der Ozeanwasser und der damit verbundene Meeresspiegelanstieg sind zu berücksichtigen. Diese Veränderungen bilden ein positives Feedback, das sich in sich selbst verstärkt. Durch die Erwärmung des Klimas und den Anstieg der sea surface temperature (SST) im Indischen Ozean dehnt sich der Warmpool aus. Dies führt zu einer Verlagerung westwärts des Konvektionsgebiet und zum Auftreten von anormalen Ostwinden. Auch der Ost- West- gerichtete Thermoklinen- Gradient nimmt ab und erleichtert den Transport von warmen Wasser nach Westen. Auch die Walkerzirkulation wird abgeschwächt. Das Oberflächenwasser im westlichen tropischen Indischen Ozean kann sich weiter erwärmen. Dieses Feedback wird zurzeit noch durch die Ozeandynamik abgeschwächt.

Wie man sieht, setzt die Erwärmung der SST im Indischen Ozean viele Prozesse in Gang. Diese sollten auch im Bezug auf soziale und ökonomische Aspekte weiter betrachtet

werden, da eine Verlagerung der Konvektions- und Niederschlagsgebiete auch die Landwirtschaft in den umliegenden Gebieten beeinflusst. So auch in Ostafrika, wo der Niederschlag aufgrund von fehlender Bewässerung eine große Rolle für den Ernteerfolg darstellt. Auch zu erwartenden Meeresspiegelerhöhung, besonders im Gebiet Indonesiens, ist sehr wichtig.

Danksagung

Prof. Dr. Johannes Quaas danke ich für die Bereitstellung des Themas dieser Master- Arbeit und die Betreuung während der Bearbeitung und Fertigstellung.

Dr. Marc Salzmann danke ich für die Bereitstellung der Daten und der Betreuung während der Programmierung.

Jun.-Prof. Dr. Bernhard Pospichal danke ich für die Übernahme der Aufgabe des Zeitgutachters.

Literaturverzeichnis

Mojib Latif: Klimawandel und Klimadynamik, 1.Aufl. Stuttgart 2009

M. Tomczak and J.S. Godfrey: Regional Oceanography: An Introduction, pdf-version 2005

Intergovernmental Panel on Climate Change (2013): *IPCC Fourth Assessment Report - Working Group I Report on "The Physical Science Basis"* (Online)

D. P. Chambers, B. D. Tapley and R. H. Stewart (1999), Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño. *Journal of geophysical Research*, Vol. 104, No. C2, S. 3035 - 3047

Yan Du and Shang-Ping Xie (2007), Role of atmospheric adjustment in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. *Geophysical research letters*, Vol. 35, doi:10.1029/2008GL033631

Weiqing Han, Gerald A. Meehl, Balaji Rajagopalan, John T. Fasullo, Aixue Hu, Jialin Lin, William G. Large, Jih-wang Wang, Xiao-Wei Quan, Laurie L. Trenary, Alan Wallcraft, Toshiaki Shinoda and Stephen Yeager (2010), Patterns of Indian Ocean sea – level change in warming climate. *Nature Geoscience*, Vol. 3, doi: 10.1038/NGEO901

Suryachandra A. Rao, Ashish R. Dhakate, Subodh K. Saha, Somnath Mahapatra, Hemantkumar S. Chaudhari, Samir Pokhrel and Sobhan K. Sahu (2011), Why is Indian Ocean warming consistently?. *Climate change*, 110:709-719, doi: 10.1007/s10584-011-0121-x

Xiao – Tong Zheng, Shang – Ping Xie, Gabriel A. Vecchi, Qinyu Liu and Jan Hafner (2009), Indian Ocean Dipole Response to Global Warming: Analysis of Ocean – Atmospheric Feedbacks in a Coupled Model. *Journal of Climate*, Vol. 23, doi: 10.1175/2009JCLI3326.1

P. Chylek, J. Li, M. K. Dubey, M. Wang. G. Lesins (2009), Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11, doi: 10.5194/acpd-11-2893-2011

Stephen M. Griffies, Micheal Winton, Leo J. Donner, Larry W. Horowitz, Stephanie M. Downes, Riccardo Farneti, Anand Gnanadesikan, William J. Hurlin, Hyun – Chul Lee, Jaime B. Palter, Bonita L. Samuels, Andrew T. Wittenberg, Bruce L. Wyman and Juanjun Yin (2010), GFDL's CM3 Coupled Climate Model: Characteristics of the Ocean and Sea Ice Simulations

Karl E. Taylor, Ronald J. Stouffer and Gerald A. Meehl (2012), An Overview of CMIP5 and the experiment design. American Meteorological Society, doi: 10.1175-D-11-00094.1

Gabriel A. Vecchi and Brian J. Soden (2007), Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. American Meteorological Society, doi: 10.1175/JCLI4258.1

Clara Deser, Adam S. Phillips and Michael A. Alexander (2010), Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. Geophysical research letters, Vol. 37, doi:10.1029/2010GL043321

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. (Name der Datei: Master-Arbeit-2784144.pdf)

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

Datum, Unterschrift