
Atlantik Niños in globalen Klimamodellen: regionale Auswirkungen und tropische Telekonnektionen

Dissertation zur Erlangung
des naturwissenschaftlichen Doktorgrades
an der Fakultät für Angewandte Informatik
der Universität Augsburg

vorgelegt von

Irena Stefanie Kaspar-Ott

Diplom-Geographin Univ.



Augsburg 2015

Erstgutachter: Prof. Dr. Jucundus Jacobeit
Zweitgutachter: Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel

Tag der mündlichen Prüfung: 10.12.2015

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	XI
Abkürzungsverzeichnis	XIII
Abstract	XV
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Fragestellungen und Zielsetzung	2
1.3 Gliederung der Arbeit	3
2 Klimatologie der Tropen und Subtropen mit Fokus auf das südliche Afrika und den Atlantik	5
2.1 Atmosphärische Zirkulation	5
2.2 Südhemisphärisches Afrika und Südatlantik	7
3 Eingesetzte Daten und ihre Unsicherheiten	13
3.1 CMIP5	13
3.1.1 Ensemble: Modell-Auswahl	14
3.1.2 Klimavergangenheit	16
3.1.3 Historische Klimaläufe ohne anthropogenen Einfluss	17
3.1.4 Klimaszenarien: Representative Concentration Pathways	17
3.2 Beobachtungsdaten	19
3.3 20th Century Reanalysis	22
3.4 Modellbias: SST und Niederschlag in CMIP5	23
3.5 Ursachen für Modellbias	31
4 Methoden	35
4.1 Präprozessierung der Daten	35
4.1.1 Indexbildung	35
4.1.2 Trendbereinigung	36
4.1.3 Standardisierung	37

4.2	Wavelet-Analyse	38
4.3	Kompositen-Analyse	39
4.4	Korrelation	40
4.5	Lineare Regression	42
4.6	Hauptkomponentenanalyse	43
5	Südostatlantik-Charakteristik und Atlantik Niños	45
5.1	Atlantik Niño	45
5.2	Entstehung von Atlantik Niños	46
5.3	Methoden der SST-Index Berechnung	48
5.3.1	SST-Gebietsmittelindex	49
5.3.2	SST-Index aus PC scores	53
5.3.3	Definition von Warm- und Kaltwasserereignissen	55
5.3.4	Vergleich der Atlantik Niño Indizes	56
5.4	Charakteristik der Atlantik Niños	58
5.4.1	Historischer Zeitraum	58
5.4.2	21. Jahrhundert	61
5.5	SST-Trend	66
5.6	Anthropogener Einfluss auf die SSTs des Südatlantiks im 19./20. Jahrhundert	70
5.7	Modell-Ranking	73
5.8	Zusammenfassung	76
6	Atlantik Niño und regionale Auswirkungen	79
6.1	Zusammenhang zwischen SSTs im Südostatlantik und afrikanischem Niederschlag	79
6.2	Reaktion der Atmosphäre auf Atlantik Niños	85
6.3	Zukünftige Entwicklung	90
6.3.1	Afrikanischer Niederschlag im 21. Jahrhundert	91
6.3.2	Auswirkungen der Atlantik Niños auf den Niederschlag im 21. Jahrhundert	96
6.4	Zusammenfassung	99
7	Telekonnektionen	101
7.1	Einführung	101
7.2	Atlantisch-pazifische Telekonnektionen	104
7.2.1	Fall I: Atlantik Niño → Pazifik La Niña	107
7.2.2	Telekonnektionen Pazifik → Atlantik	114
7.2.2.1	Fall II: Pazifik El Niño → Atlantik Niña	114
7.2.2.2	Fall III: Pazifik El Niño → Atlantik Niño	119

7.2.3	Diskussion der inkonsistenten Telekonnektion vom Pazifik zum Atlantik	123
7.2.4	Verknüpfung mehrerer Telekonnektionen	126
7.2.5	Einfluss des SST-Modellbias auf die Telekonnektionen	127
7.3	Telekonnektion Atlantik → Indischer Ozean und indischer Monsun . . .	129
7.3.1	Einfluss von Pazifik und Atlantik auf den indischen Raum . . .	131
7.3.2	Partielle Korrelationen	136
7.3.3	„Partielle“ Kompositen	139
7.4	Die tropischen Telekonnektionen in der Zukunft	143
7.4.1	Atlantik und Pazifik	143
7.4.2	Atlantik und Indischer Ozean/indischer Monsun	155
7.5	Zusammenfassung	160
8	Zusammenfassung und Ausblick	163
	Literaturverzeichnis	169
A	Anhang	185

Abbildungsverzeichnis

2.1	Mittlere Lage der ITC über Afrika im Januar und Juli.	8
2.2	Oberflächennahe Meeresströmungen im Südatlantik und südlichen Nordatlantik mit Landflächen-Topographie und Meeres-Bathymetrie. .	9
2.3	HadISST Klimatologie im Januar und August in °C für die Jahre 1870-2000.	10
3.1	Mittlere monatliche Anzahl von Schiffsbeobachtungen für Meeresoberflächentemperaturen.	20
3.2	7-jährige gleitende Jahresmittelwerte der SST Datensätze HadISST und ERSSTv3b für je eine Region im äquatorialen Atlantik und im äquatorialen Pazifik.	21
3.3	Monatsmittelwerte der SST Datensätze HadISST und ERSSTv3b für je eine Region im äquatorialen Atlantik und im äquatorialen Pazifik für drei aufeinander folgende Zeitabschnitte (1970-1910, 1911-1950, 1952-2000).	21
3.4	Mittlere monatliche Unsicherheiten (Standardabweichung) in den 20C Reanalysen für Dezember und Juli für Lufttemperatur in 2m Höhe, Druck auf Meereshöhe und Niederschlag.	23
3.5	SST-Modellbias in °C der einzelnen Klimamodelle und des Ensemble-Mittelwertes in den Tropen und Subtropen, gemittelt über das ganze Jahr (1861-2004).	25
3.6	SST- und Niederschlagsklimatologie im südöstlichen Atlantik und der angrenzenden afrikanischen Küste.	26
3.7	Ausgewählte SST- und Niederschlagsregionen entlang der afrikanischen Westküste.	27
3.8	Niederschlag im südlichen Afrika. 20C Reanalysedaten und CMIP5 sowie deren Differenz.	28
3.9	Differenz des afrikanischen Niederschlags zwischen den untersuchten CMIP5 Modellen (1861-2004) und der 20C Reanalyse (1871-2000) für Juli.	30
4.1	Gauß'sche Filtergewichte für unterschiedliche Filterlängen.	37

4.2	Trendbereinigte und zusätzlich Gauß-hochpassgefilterte Zeitreihe der SST Anomalien für den Gebietsmittelindex ATLN3 im äquatorialen Atlantik für HadISST und dazugehöriges Wavelet Energiespektrum (Morlet wavelet).	39
5.1	Standardabweichungen der trendbereinigten SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1871-1999 für Juni und Dezember im südlichen Atlantik von HadISST und ERSSTv3b.	50
5.2	Standardabweichungen der trendbereinigten CMIP5 SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1861-2004 für Juni im südlichen Atlantik.	51
5.3	Standardabweichungen der trendbereinigten CMIP5 SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1861-2004 für Dezember im südlichen Atlantik.	52
5.4	SST-Variabilitätszentren im südöstlichen Atlantik. Zugrunde liegt eine ganzjährige, varimax-rotierte s-modale PCA.	54
5.5	Einzelmonatliche, mittlere maximale Wavelet-Perioden (Wiederkehrintervalle) in Jahren für die ATLN3 Region für Beobachtungs- und Modelldaten (1871-1999 bzw. 1861-2004).	58
5.6	Durchschnittliche Anzahl und Dauer der Atlantik Niño Events (major, minor events und episodes) in ATLN3 für Beobachtungs- und Modelldaten für 1861-2004.	59
5.7	Onset-Monate der Atlantik Niño Events von 1861-2004 (CMIP5) und 1871-1999 (Beobachtungsdaten) für die SST-Regionen ATLN1 und ATLN3.	60
5.8	Peak-Monate der Atlantik Niño Events von 1861-2004 (CMIP5) und 1871-1999 (Beobachtungsdaten) für die SST-Regionen ATLN1 und ATLN3.	61
5.9	Differenz der durchschnittlichen Anzahl und Dauer an Atlantik Niño Events (Major, minor events und Episodes) in ATLN3 für die CMIP5 Modelldaten zwischen den Szenarien und dem historischen Zeitraum.	63
5.10	Atlantik Niño Hauptkomponenten der einzelnen CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum (1861-2004) und die beiden Szenarien rcp45 und rcp85 (2006-2100) der s-modalen varimax-rotierten PCAs.	64
5.11	Jahresmittelwerte der SSTs in °C für den historischen Zeitraum (Messdaten: 1870-2000, CMIP5: 1861-2004) der beiden Atlantikregionen ATLN1 und ATLN3.	67
5.12	Jahresmittelwerte der SSTs in °C für die Szenarien rcp45 und rcp85 der CMIP5 Daten (2006-2100) der beiden Atlantikregionen ATLN1 und ATLN3.	68

5.13	Schwellenwerte in °C für die Definition eines Atlantik Niño- oder Niña-Events im tropischen Ostatlantik (ATLN3) für 1861-2100.	69
5.14	Jahresmittelwerte der SSTs in °C der CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004 mit (hist) und ohne anthropogenen Strahlungsantrieb (histNat) der beiden Atlantikregionen ATLN1 und ATLN3 mit linearer Trendgeraden.	71
5.15	Veränderung des mittleren monatlichen Niederschlags in mm in den Tropen von 1861-1890 zu 1975-2000 mit anthropogenem Strahlungsantrieb und mit natürlichem Strahlungsantrieb für Dezember-Februar (DJF) und Juni-August (JJA).	72
6.1	Korrelationskoeffizienten (Spearman) der drei ATLN-Regionen (SST) und der sechs afrikanischen Niederschlagsregionen für Januar bis Dezember der HadISST und 20C Reanalysedaten von 1871-2000 mit Übersichtskarte.	81
6.2	Korrelationskoeffizienten (Spearman) der zwei ATLN-Regionen 1 u. 3 (SST) und der sechs afrikanischen Niederschlagsregionen für Januar und August für das CMIP5-Modellensemble von 1861-2004.	82
6.3	Gesamtniederschlag und Starkniederschlagssaisonen in den sechs ausgewählten afrikanischen Regionen für die Reanalysedaten und das CMIP5-Ensemblemittel.	84
6.4	Mittlere standardisierte und trendbereinigte SST Anomalien während den intensiven Niederschlagssaisonen in Afrika, aufgeteilt nach den sechs Niederschlagsregionen für die 20C Reanalyse- und HadISST Beobachtungsdaten und das CMIP5 Modellensemblemittel im historischen Zeitraum.	85
6.5	Niederschlagsanomalien in mm und SST Anomalien in °C während Atlantik Niños im Dezember, Januar, Juli und August.	87
6.6	CMIP5 Ensemblemittelwert der standardisierten und trendbereinigten Komposit-Anomalien (1861-2004) während eines Atlantik Niño im Januar und August.	89
6.7	Kompositen von SSTs in °C und Niederschlag in mm des CMIP5 Ensemblemittels während Atlantik Niños im August (1861-2004) mit den darauf folgenden sieben Monaten bis März.	91

6.8	Mittlerer monatlicher Niederschlag über dem östlichen Südatlantik und Afrika in der historischen Periode, die Veränderung des mittleren monatlichen Niederschlags in den Szenarien rcp45 und rcp85 in mm für die Jahre 2006-2100 und die prozentuale Änderung der Szenarien gegenüber dem historischen Zeitraum für die Monate Dezember und August.	92
6.9	Mittlere CMIP5 Niederschlagsanomalien im Südatlantik während Atlantik Niños im August für Vergangenheit und Zukunft.	97
6.10	Differenz der mittleren Niederschlagsanomalien im Südatlantik während Atlantik Niños im Dezember zwischen Vergangenheit und Zukunft im CMIP5 Ensemble.	98
7.1	Mögliche globale Auswirkungen eines El Niños auf die Temperatur und den Niederschlag.	103
7.2	Kompositen der 20C Reanalyse (1871-1999). Fall I: <i>Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF.</i>	108
7.3	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). Fall I: <i>Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF.</i>	109
7.4	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator (2°S - 2°N). Fall I: <i>Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF.</i>	112
7.5	Kompositen der 20C Reanalyse (1871-1999). Fall II: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ.</i>	116
7.6	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). Fall II: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ.</i>	117
7.7	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator (2°S - 2°N). Fall II: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ.</i>	118
7.8	Kompositen der 20C Reanalyse (1871-1999). Fall III: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ.</i>	120
7.9	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). Fall III: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ.</i>	121
7.10	Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator (2°S - 2°N). Fall III: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ.</i>	122
7.11	Verhältnis der relativen Häufigkeiten der zwei vom Pazifik zum Atlantik ausgehenden Telekonnektionen für die einzelnen CMIP5 Modelle.	123

7.12	Standardisierte HadISST-Anomalien für den ATLN3- und Niño3-Index von 1871-2000.	127
7.13	Verhältnis von tropischem SST-Bias zur Telekonnektionshäufigkeit, ermittelt mit einer linearen Regression.	128
7.14	Niederschlagssummen in mm für Juni-September (JJAS) des CMIP5 Modellensemblemittels (1861-2004) über dem indischen Subkontinent.	130
7.15	Mittlere monatliche Niederschlagssummen der UDel-Daten (1900-2000), der 20C Reanalyse (1871-2000) und der untersuchten CMIP5 Modelle (1861-2004) für Regionen auf dem westlichen und dem nordöstlichen indischen Subkontinent.	131
7.16	Korrelationskoeffizienten von AIMRI, 20C und UDel für JJAS und dem Niño3 SST-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1871-2000 bzw. 1900-2000 (UDel) und der CMIP5 Modelle für den indischen Niederschlag in JJAS und dem Niño3-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1861-2004.	134
7.17	Korrelationskoeffizienten von HadISST im NW-Indik für Juli und dem Niño3 SST-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1871-2000 und der CMIP5 Modelle für den NW-Indik im Juli und dem Niño3-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1861-2004.	135
7.18	Schematische Darstellung der Datenverarbeitung vor der Durchführung der partiellen Korrelation zwischen Atlantik und indischem Raum unter Ausschluss eines pazifischen Einflusses für die Saison Juni-August (JJA) der Jahre 1861-2004.	137
7.19	Partielle Korrelationskoeffizienten der indischen SSTs und des ATLN3 SST-Index für Juni - August (JJA) für HadISST und gemittelt über das CMIP5 Ensemble.	138
7.20	Partielle Korrelationskoeffizienten des indischen Niederschlags und des ATLN3 SST-Index für Juni - August (JJA) gemittelt über das CMIP5 Ensemble.	138
7.21	Anomalien-Kompositen des CMIP5 Modellensemblemittels (1861-2004). Gezeigt ist die Juli-Situation nach einer Atlantik Niño-Peakphase im Mai, Juni oder Juli.	140
7.22	Pearson-Korrelationskoeffizienten der ATLN3- und Niño3-Indizes mit Zeitversatz.	144
7.23	30-jährige gleitende Pearson-Korrelationskoeffizienten der trendbereinigten und Gauß-hochpassgefilterten ATLN3- und Niño3-Indizes mit einem Zeitversatz von sechs Monaten für den historischen (HadISST und ERSSTv3b: 1871-2000 und CMIP5: 1861-2004) und Szenarienzeitraum (2006-2100).	145

7.24	Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen rcp45 und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. Fall I: <i>Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF.</i>	148
7.25	Wie Abbildung 7.24, aber für rcp85.	149
7.26	Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen rcp45 und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. Fall II: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ.</i>	150
7.27	Wie Abbildung 7.26, aber für rcp85.	151
7.28	Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen rcp45 und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. Fall III: <i>Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ.</i>	153
7.29	Wie Abbildung 7.28, aber für rcp85.	154
7.30	Differenz des CMIP5 Ensemblemittels zwischen historischem (1861-2004) und Szenariosimulationen (2006-2100) in °C der SSTs im Indischen Ozean für die nordhemisphärischen Sommermonate Juni-September (JJAS).	155
7.31	Differenz des CMIP5 Ensemblemittels zwischen historischem (1861-2004) und Szenariosimulationen (2006-2100) in mm des indischen Monsunniederschlags für die Summe der Monate Juni-September (JJAS).	156
7.32	Differenz der partiellen Anomalien-Kompositen des CMIP5 Ensemblemittels zwischen rcp45 (2006-2100) und historischem Zeitraum (1861-2004). Gezeigt ist die Juli-Situation nach einer Atlantik Niño-Peakphase im Mai, Juni oder Juli.	158
7.33	Wie Abbildung 7.32, aber für rcp85.	159
A.1	Niederschlagsanomalien in mm und SST Anomalien in °C während Atlantik Niños im Dezember aller untersuchter CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004.	186
A.2	Niederschlagsanomalien in mm und SST Anomalien in °C während Atlantik Niños im August aller untersuchter CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004.	187
A.3	Standardisierte SST Anomalien für den ATLN3- und Niño3-Index von 1861-2004 aller untersuchten CMIP5 Modelle.	188
A.4	Standardisierte SST Anomalien für den ATLN3- und Niño3-Index von 2006-2100 (rcp45) aller untersuchten CMIP5 Modelle.	189
A.5	Standardisierte SST Anomalien für den ATLN3- und Niño3-Index von 2006-2100 (rcp85) aller untersuchten CMIP5 Modelle.	190

Tabellenverzeichnis

3.1	Übersicht über das untersuchte CMIP5 Modellensemble.	15
5.1	Pearson-Korrelationskoeffizienten der PC scores, die den Niño Mode repräsentieren, und der Gebietsmittelindizes ATLN1, 2 und 3.	57
5.2	Pearson-Korrelationskoeffizienten der SST-Indizes von HadISST und ERSSTv3b.	57
5.3	Projizierte mittlere Änderung der Anzahl und Dauer der Atlantik Niños im 21. Jahrhundert im CMIP5-Ensemble.	62
5.4	Rangliste der 15 untersuchten CMIP5-Modelle für die Güte, die allgemeine Südatlantik-Charakteristik und die Modellierung der Atlantik Niños darzustellen.	74
7.1	Anzahl der absoluten Warmwasserereignisse von 1861-2004 der einzelnen CMIP5 Modelle und HadISST (1971-2000), sowie absolute und relative Anzahl der darauf folgenden identifizierten Telekonnektionen	113
7.2	Anzahl der absoluten Warmwasserereignisse von 2006-2100 der einzelnen CMIP5 Modelle für die zwei Szenarien rcp45 und rcp85 sowie absolute und relative Anzahl der darauf folgenden identifizierten Telekonnektionen.	146
A.1	Einzelergebnisse des Modell-Rankings.	185

Abkürzungsverzeichnis

20C	20th Century Reanalysis
ABA	Angola-Benguela Area
Abb.	Abbildung
ABF	Angola-Benguela-Front
ABFZ	Angola-Benguela frontal zone
AIMRI	All-India monsoon rainfall index
AMO	Atlantische Multidekadische Oszillation
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation, dt.: Atlantische Meridionale Umwälzbewegung
ANG	Region an der afrikanischen Südwestküste (14°O - 16°O, 8°S - 14°S)
AOGCM	Atmosphere-Ocean Global Circulation Model, dt.: globales Atmosphären-Ozean-Modell
ATLN1	Region im südöstlichen Atlantik (8°O - 15°O, 17°S - 7°S)
ATLN2	Region im südöstlichen Atlantik (0°W - 8°O, 10°S - 3°S)
ATLN3	Region im äquatorialen Atlantik (15°W - 0°O, 3°S - 3°N)
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
dt.	deutsch
engl.	englisch
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
ERSST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
ESM	Earth-System Model, dt.: Erdsystemmodell
GAB	Region an der afrikanischen äquatorialen Küste (10°O - 14°O, 6°S - 2°N)
GCM	General Circulation Model, dt.: Globales Klimamodell
GMS	gross moist stability
GUI1	Region an der afrikanischen Guineaküste (12°W - 0°W, 4°N - 8°N)
GUI2	Region an der afrikanischen Guineaküste (2°O - 12°O, 4°N - 8°N)
HadISST	Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature
hPa	Hektopascal
IAMC	Integrated Assessment Modeling Consortium
IOD	Indian Ocean Dipole
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change

ITC	Inter-Tropical Convergence Zone; dt.: Innertropische Konvergenzzone
NAM	Region an der afrikanischen Südwestküste (16°O - 18°O, 22°S - 28°S)
NamAng	Region an der afrikanischen Südwestküste (12°O - 16°O, 16°S - 20°S)
NAO	Nordatlantische Oszillation
NCEP	National Center for Environmental Prediction
Niño3	Region im tropischen Pazifik (90°W - 150°W, 5°S - 5°N)
Niño3.4	Region im tropischen Pazifik (190°O - 240°O, 5°S - 5°N)
NOAA	National Oceanic And Atmospheric Administration
NTA	Nördlicher tropischer Atlantik (30°W - 10°E, 5°N - 15°N)
Omega	Geschwindigkeit der vertikalen Luftbewegung [Pa/s]
ONI	Oceanic Niño Index
Pa	Pascal
PC	Principal component, dt.: Hauptkomponente
PCA	Principal component analysis, dt.: Hauptkomponentenanalyse
ppm	parts per million
r	Korrelationskoeffizient
rcp	Representative Concentration Pathway
S.	Seite
SAA	Südatlantische Antizyklone
SD	Standardabweichung, engl.: standard deviation
SLP	Sea level pressure; dt.: Luftdruck auf Meereshöhe [hPa]
SST	Sea surface temperature; dt.: Meeresoberflächentemperatur
STA	Südlicher tropischer Atlantik (30°W - 10°O, 20°S - 0°S)
T/R	Trend-Rausch-Verhältnis
Tab.	Tabelle
UDel	Niederschlagsdatensatz der University of Delaware

Abstract

This thesis analyzes the characteristics and the regional-to-global influences of Atlantic Niños with an ensemble of 15 state-of-the-art climate models. The Atlantic Niño events are known to be associated with rainfall anomalies at the West and Southwest African coastal region and harm marine ecosystems and fish populations. The Atlantic mode is similar to the Pacific El Niño, but more irregular and less intense.

A multi-model ensemble from the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) without prescribed sea surface temperatures (SSTs) is used to analyze the impacts of the tropical Atlantic SST variability. The model output enables the study of climatic conditions from almost two and a half centuries (1861-2100). It is divided into a historical part (1861 to 2004) that underlies the influence of measured solar radiation changes, land use changes, greenhouse gas emissions and aerosol concentrations, and a future part (2006 to 2100) following Representative Concentration Pathways (rcps). Two different rcp scenarios are used: a pessimistic scenario with an additional radiation forcing of 8.5 W/m^2 (rcp85) and a more moderate scenario with an additional radiation forcing of 4.5 W/m^2 (rcp45) in 2100.

In a first step, the characteristics of the observed and modelled Atlantic Niños are analyzed and compared. Despite the large bias of the modelled southeast tropical SSTs, the CMIP5 ensemble is able to simulate adequate warm water events. However, the frequency of occurrence is slightly underestimated by the CMIP5 models and the peak phase is shifted by 1-2 months. A statistical significant change of the Atlantic Niño characteristics is not projected until the end of the 21st century, however rcp85 simulates a slight intensification of the future Atlantic Niños.

To investigate the impact of Atlantic Niño events on regional atmospheric conditions, correlation and composite analyses are carried out with observations, reanalysis data and the CMIP5 model ensemble. The results show for all data relations between anomalous SSTs and precipitation anomalies along the African Atlantic coast. Analyses of air pressure, streamfunction, velocity potential, vertical integrated moisture flux, horizontal wind and vertical air motion patterns over the African continent and the South Atlantic provide information about the underlying atmospheric mechanisms.

The Atlantic SST anomalies also influence the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in the Pacific Ocean, the SSTs of the Indian Ocean and the monsoon of South

Asia by the modification of the Walker and Hadley circulations and associated atmospheric anomalies. In this thesis, the CMIP5 output is considered with respect to its ability of describing the complex teleconnections between the oceanic and atmospheric systems.

First, the teleconnection from the Atlantic Ocean to the Pacific Ocean is considered: An Atlantic Niño in boreal summer is followed by a Pacific La Niña in the subsequent winter season. The comparison of observed/reanalysis data and the model data shows that all models are able to simulate this type of teleconnection but the frequency of occurrence is underestimated by the model mean. Second, teleconnections from the Pacific Ocean to the Atlantic Ocean are investigated: A Pacific El Niño in boreal winter can be followed by an Atlantic warm event or an Atlantic cold event (Atlantic Niña) in the subsequent summer. These two types of interactions are also slightly underestimated by the model data and there are models that prefer predominantly one kind of Pacific-Atlantic teleconnections. An additional analysis shows that the number of simulated teleconnections depends on the size of the SST bias. A large SST bias impairs the accurate signal propagation from the atmosphere to the ocean and thus can disrupt the impact of the initial remote teleconnection pattern.

The teleconnection between Atlantic Niños and the Indian Ocean and the monsoon of South Asia is a further subject of this thesis. An important step is the elimination of the interfering and dominating influence of the ENSO system. Therefore, partial correlations and composite analyses are made. The CMIP5 ensemble simulates positive SST anomalies in the northwestern Indian Ocean and reduced monsoon rains during Atlantic Niños in boreal summer. The impact on the South Asian monsoon is weaker in the modelled data.

To estimate the future development of the tropical teleconnections under enhanced greenhouse warming conditions, the two future scenarios rcp45 and rcp85 are analyzed. The occurrence of Pacific-Atlantic teleconnections that are followed by a cold SST anomaly will decrease until 2100 because, compared to the historical time period, stronger oceanic and atmospheric anomalies are necessary for the teleconnection. The investigated scenarios for the Atlantic-Indian interaction do not show consistent change signals. In rcp45, the influence of the Atlantic Niños on the Asian summer monsoon is decreased, in rcp85, the northwestern Indian Ocean is predicted to show higher SST anomalies after Atlantic Niños than in the past.

1

Einleitung

1.1 Motivation

Die Bewohner des afrikanischen Kontinents sind laut des aktuellen Sachstandberichts des Weltklimarates (IPCC, 2013) besonders stark durch den Klimawandel bedroht. Zum einen zeigen Klima-Projektionen für das 21. Jahrhundert einen, im Vergleich zum globalen Mittel, überdurchschnittlichen Anstieg der Temperaturen in Afrika, zum anderen ändern sich auch die Verteilung und Mengen der afrikanischen Niederschläge sehr wahrscheinlich. Die Wirtschaft Afrikas, die größtenteils auf dem landwirtschaftlichen Sektor basiert, ist besonders anfällig gegenüber klimatischen Veränderungen. Die nördlichen und südlichen Teile des Kontinents werden bis zum Jahr 2100 mit vermehrtem Wassermangel konfrontiert sein, während die tropische Region eher einen Niederschlagszugewinn erfährt. Größere Regenmengen können der afrikanischen Landwirtschaft nutzen, in Form von extremen Starkregenereignissen aber auch zur Vernichtung von Ernten führen.

Das Wettergeschehen Afrikas ist aber nicht nur durch den langfristigen Wandel des Klimas beeinflusst, sondern auch durch kurzfristigere Schwankungen im Klimasystem. Die weltweit bekannteste und ausgeprägteste interannuelle Klimavariabilität ist das El Niño-Southern Oscillation Phänomen (ENSO). Es entsteht aus dem Zusammenwirken einer Luftdruckschaukel zwischen dem südöstlichen und dem westlichen Pazifik (Southern Oscillation) und einer Temperaturerhöhung des Ozeans im östlichen und zentralen Pazifik (El Niño). Die anomale Erwärmung der pazifischen SSTs hat nahezu globale Auswirkungen auf die Lufttemperatur und die Niederschlagsmengen und -verteilungen (Philander, 1990; Kirtman, 1997). Auf dem afrikanischen Kontinent führt ein El Niño zu erhöhten Niederschlägen in Ostafrika und reduzierten Regenmengen in Südafrika (Reason und Rouault, 2002).

Etwas schwächer ausgeprägt und wesentlich weniger gut untersucht existiert ein Niño-ähnliches Warmwasserphänomen auch im tropischen Atlantik. Dem pazifischen Vorbild folgend werden die atlantischen Warmwasserereignisse Atlantik Ni-

ños genannt. Auch sie haben weitreichende Folgen: neben der Veränderung der ozeanischen Flora und Fauna wird von anomalen Niederschlägen, Überschwemmungen und Dürreperioden an der West- und Südwestküste Afrikas berichtet, welche die Lebensgrundlage der Menschen gefährden (Hirst und Hastenrath, 1983; Reason und Rouault, 2006). Der Einfluss der Atlantik Niños beschränkt sich dabei nicht nur auf den atlantischen Raum, sondern steht auch in Interaktion mit seinen benachbarten Ozeanen: Pazifik und Indik (Wang, 2006; Kucharski et al., 2009). Sowohl die regionalen Auswirkungen der Atlantik Niños als auch die Telekonnektionen mit anderen tropischen Ozeanen und dem indischen Monsun werden in dieser Arbeit mithilfe von Beobachtungs-, Reanalyse- und vor allem Klimamodelldaten untersucht.

Die Analyse von Klimamodelldaten ermöglicht es, unter verschiedenen Szenarien potentielle Auswirkungen des Klimawandels für die Zukunft abzuschätzen und liefert somit wertvolle Informationen für Anpassungsstrategien an eine klimatisch veränderte Zeit. Trotz der erzielten Fortschritte in der Klimamodellierung der letzten Jahre, bestehen noch ungelöste Probleme wie etwa die Berücksichtigung von kleinräumigen atmosphärischen und ozeanischen Prozessen, die zu Ungenauigkeiten in den Modellierungsergebnissen führen (Gates, 2003). Der Entwicklungsprozess in der Klimaforschung wird vorangetrieben durch die immer fortlaufende und sich wiederholende Modellierung und Evaluierung der Ergebnisse. Zu diesem Entwicklungskreislauf soll auch die vorliegende Arbeit ein Stück weit beitragen. Die Untersuchung eines Modellensembles aus 15 gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen und Erdsystemmodellen in dieser Arbeit hilft, um Modellfähigkeiten, aber auch Defizite in aktuellen Klimamodellen aufzudecken und unterstützt damit die Weiterentwicklung und Verbesserung der Modelle.

1.2 Fragestellungen und Zielsetzung

Die leitenden Fragestellungen, die zu einer Verknüpfung zwischen dem thematischen Schwerpunkt der Atlantik Niños und dem Forschungsfeld der Klimamodellierung führen, lauten dabei:

- Wie gut können aktuelle Klimamodelle Atlantik Niños, ihre regionalen Auswirkungen und die komplexen tropischen Telekonnektionen simulieren?
- Wo sind die Ursachen für die von Beobachtungsdaten abweichenden Modellierungsergebnisse zu finden?
- Wie entwickeln sich die atlantischen Warmwasserereignisse und das tropische Klima bis zum Ende des 21. Jahrhunderts unter der Bedingung der anthropogen verursachten globalen Erwärmung?

Ein Ensemble aus 15 globalen Klimamodellen des *Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5 (CMIP5)*, das auch die Datengrundlage für den aktuellen IPCC-Bericht (Intergovernmental Panel on Climate Change) bildet, soll Antworten auf die gestellten Fragen liefern. Umgesetzt wird dies in der vorliegenden Arbeit mit unterschiedlichen statistischen Methoden.

1.3 Gliederung der Arbeit

Im Anschluss an diese Einleitung wird im folgenden Kapitel 2 in die Klimatologie der Tropen und Subtropen mit Fokus auf das südliche Afrika und den Südatlantik eingeführt.

Darauf folgt die Vorstellung der in dieser Arbeit verwendeten Daten (Kapitel 3). Besonderes Augenmerk liegt zum einen auf der Auswahl des Modellensembles, zum anderen werden die zur Validierung der Modelldaten herangezogenen Beobachtungs- und Reanalysedatensätze vorgestellt. Ein weiteres Unterkapitel analysiert die systematischen Fehler (Bias) der Klimamodelle in der Untersuchungsregion und beschreibt die möglichen Fehlerquellen.

Kapitel 4 erklärt die statistischen Methoden, die für die Analysen dieser Arbeit notwendig sind.

Kapitel 5 beschäftigt sich mit den beobachteten und modellierten Charakteristiken der Atlantik Niños. Zunächst werden Methoden vorgestellt, wie aus den vorhandenen Daten Warmwasserereignisse in den Modelldaten identifiziert und definiert werden können und wie sich die Niños unter der globalen Erwärmung bis Ende des 21. Jahrhunderts entwickeln. Hierfür wird auch auf den Trend der Meeresoberflächentemperaturen eingegangen und zusätzlich untersucht, welchen Einfluss der Mensch auf die bereits stattgefundenen Erwärmung hatte. Das Kapitel wird mit einem Vergleich der Modelle bezüglich ihrer Fähigkeit, die interannuelle SST Variabilität im südöstlichen Atlantik zu simulieren, abgeschlossen.

Kapitel 6 beschreibt schließlich die regionalen Auswirkungen der Atlantik Niños auf den afrikanischen Niederschlag. Dabei wird zunächst geklärt, ob die verwendeten Klimamodelle einen Zusammenhang zwischen den SSTs des Südatlantiks und den Küstenniederschlägen aufzeigen und wie dieser gegebenenfalls durch atmosphärische Prozesse erklärt werden kann. Im Anschluss wird die Entwicklung der Beziehung zwischen Atlantik Niños und Niederschlagsanomalien an der afrikanischen Küste unter den Bedingungen der globalen Erwärmung analysiert.

Kapitel 7 behandelt die weitreichenden innertropischen Telekonnektionen der Atlantik Niños. Der erste Teil beschäftigt sich mit der wechselseitigen und nicht-konsistenten Telekonnektion zwischen dem atlantischen und dem pazifischen Ozean. Dabei wird zudem der Einfluss des Modellbias auf die Telekonnektion ermittelt.

Im zweiten Teil steht die Untersuchung der Telekonnektion zwischen Atlantik Niño und dem Indischem Ozean als auch dem indischen Monsun im Vordergrund. Die besondere Herausforderung besteht hierbei, die Interaktion zwischen Atlantik und indischem Raum vom dominanten und störenden Einfluss des ENSO-Systems zu bereinigen. Abschließend werden die tropischen Telekonnektionen in den Zukunftsprojektionen des verwendeten Modellensembles untersucht.

Kapitel 8 fasst die Ergebnisse dieser Arbeit zusammen und gibt Anregungen, wie zukünftige Forschungsarbeiten die Untersuchung der Atlantik Niños noch weiter intensivieren können.

2

Klimatologie der Tropen und Subtropen mit Fokus auf das südliche Afrika und den Atlantik

2.1 Atmosphärische Zirkulation

Die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre beschreibt den mittleren globalen Ausgleich von Masse, Wärme und Bewegungsenergie, der aus der unterschiedlichen solaren Energiezufuhr resultiert und dabei erdmechanischen und geographischen Bedingungen unterliegt (Weischet, 2002). Da die Energiezufuhr durch die Sonne in den Tropen wesentlich höher ist als in den polaren Regionen, entsteht in der hohen Troposphäre ein Luftdruckgefälle vom Äquator Richtung der höheren Breiten, mit den größten Luftdruckgradienten zwischen 30° und 50° Breite. Die ablenkende Kraft der Erdrotation, die Corioliskraft, sorgt für eine Rechts- (Nordhalbkugel), bzw. Linksablenkung (Südhalbkugel) der polwärts gerichteten meridionalen Ausgleichsströmung. Dieser in der Höhe breitenkreisparallele geostrophische Wind würde eigentlich einen Ausgleich zwischen niederen und hohen Breiten verhindern, jedoch stellt sich bei steigendem Druckgefälle eine Mäandrierung der Höhenströmung in den mittleren Breiten ein, die für den nötigen Energie- und Wärmeausgleich sorgt. Warme Luft aus den Tropen und kalte Luft aus den Polargebieten können sich mithilfe dieser mäandrierenden Frontalzone und durch ausscherende Warmluftinseln und Kaltlufttropfen vermischen, wodurch der Energieaustausch zwischen Tropen und Polarregionen vollzogen wird (Flohn, 1950; Petterssen, 1950; Blüthgen und Weischet, 1980).

Die untere Troposphäre lässt sich schematisch in zonale, erdumspannende Luftdruckgürtel unterteilen. Bei etwa 30° Nord und Süd liegen die Subtropisch-Randtropischen Hochdruckgürtel – sie sind dynamisch bedingt und reichen hoch in die Atmosphäre. Zwischen diesen Subtropenhochs liegt eine Zone geringeren Drucks, die Äquatoriale Tiefdruckrinne. Polwärts des Hochdruckgürtels befinden sich etwa

auf Höhe der Polarkreise die dynamischen, subpolaren Tiefs. An den Polargebieten herrscht in Bodennähe aufgrund von Kaltluftantizyklonen im Mittel wieder etwas höherer Druck. Dieses eben skizzierte Schema der Luftdruckgürtel ist in der Realität von räumlich getrennten, aber dominanten und quasistationären Antizyklonen bzw. Zyklonen geprägt, die auf gleicher Breitenlage auch durchaus von barischen Gegensätzen durchzogen sein können. Beispiele für solche klimapragenden Drucksysteme sind auf der Nordhalbkugel das Azorenhoch und das Islandtief über dem Atlantik, sowie das Pazifische Hoch und das Aleutentief über dem zentralen und östlichen Pazifik. Auf der Südhalbkugel spielen die Südatlantische Antizyklone und das Hoch über dem Indischen Ozean eine wichtige Rolle (Weischet und Endlicher, 2000).

Die Südhemisphäre weist aufgrund des größeren thermischen Gegensatzes (Antarktis vs. Arktis) einen stärkeren Gradienten zwischen Nord und Süd auf, weshalb die Westwindzone in den mittleren Breiten stärker ausgeprägt ist als auf der Nordhalbkugel. Die geringeren Landflächen auf der Südhalbkugel – und damit ein geringerer Reibungswiderstand – ermöglichen größere Geschwindigkeiten der Ausgleichsströmung und letztlich eine stärkere Wirkung der Corioliskraft. Die Mäanderbildung in den mittleren Breiten ist auf der Südhalbkugel wesentlich schwächer ausgeprägt als im Norden. Der anisobare Ausgleich von Wärme, Masse und Bewegungsenergie ist aber dank der höheren Strömungsgeschwindigkeiten auch bei weniger ausgeprägten Mäandern gegeben (Weischet, 2002).

Der Fokus dieser Arbeit und der enthaltenen Analysen liegen im Wesentlichen im Bereich der tropischen und subtropischen Zonen und im südhemisphärischen Afrika. Deshalb soll deren Klimatologie im Folgenden noch etwas genauer beschrieben werden. Zwischen den Subtropenhochs und der Äquatorialen Tiefdruckrinne ist in der höheren Troposphäre eine Ostströmung ausgebildet, der sogenannte Urpassat. Die von der Reibung beeinflusste unterste Schicht enthält eine äquatorwärtige Komponente und bildet auf der Südhalbkugel den Südostpassat und auf der Nordhalbkugel den Nordostpassat. Die Antizyklonen des subtropischen Hochdruckgürtels, welche die treibende Kraft für die Passate sind, befinden sich überwiegend an den Ostseiten der randtropischen Ozeane. Deshalb sind die Passate auch überwiegend ein ozeanisches Phänomen. Dort, wo starke NO- und SO-Passate aufeinander treffen, entsteht eine Zone relativ starker Strömungskonvergenz – die Innertropische Konvergenz (ITC). Die ITC ist geprägt von konvektiven Prozessen, die zu rascher Sättigung der Luft und anschließender Kondensation führen. Hochreichende Quellbewölkung und ergiebige Niederschläge sind daher charakteristisch für die ITC. Über den kontinentalen Tropen weitet sich die ITC zu einem großräumigen kontinentalen Tiefdruckgebiet mit zahlreichen Konvektionsclustern aus. Das thermisch und dynamisch induzierte Aufsteigen der Luftmassen im Bereich der ITC wird dem aufsteigendem Ast der *Hadleyzirkulation* zugeordnet. Diese idealisierte Beschreibung

einer Meridionalzirkulation umfasst einen polwärts gerichteten Abfluss in der hohen Troposphäre mit absteigender Luft im Subtropisch-Randtropischen Hochdruckgürtel und die bodennahen Passate, die in der ITC konvergieren (Weischet, 2002).

Zusätzlich zu den meridional ausgerichteten Hadley-Zellen existieren mehrere äquatornahe, erdumspannende zonale Zirkulationszellen. Sie werden erstmals von Bjerknes (1969) für den Pazifik beschrieben und nach dem Meteorologen Sir Gilbert Walker (1868-1958) benannt, der bereits die Luftdruckschaukel der Southern Oscillation für den Pazifik beschrieben hatte. Bjerknes (1969) hat erkannt, dass über dem äquatorialen Pazifik die oberflächennahen Winde von Ost nach West wehen, über den warmen Gewässern des Westpazifiks aufsteigen, in der Höhenströmung wieder nach Osten zurückkehren und über dem kalten Wasser des Ostpazifiks absinken. Seitdem wurden entlang des Äquators mehrere solcher zonalen Zirkulationszellen beschrieben, die heute alle unter dem Begriff der *Walkerzirkulation* zusammen gefasst werden (Lau und Yang, 2003). Allerdings sind die Walkerzellen in ihrer Lage und Stärke der Zirkulation über das Jahr nicht konstant. Lau und Yang (2003) haben die Saisonalität der Walkerzirkulation untersucht. Ihre Ergebnisse zeigen, dass im Januar die Zelle über Ostafrika und dem Indik nicht sehr deutlich ausgeprägt ist, im Gegensatz zur südamerikanisch-atlantischen Zelle, die im Nordwinter beständig zirkuliert. Im Juli wird die pazifische Walkerzelle, die auch schon im Nordwinter gut ausgebildet ist, noch stärker und verschiebt sich etwas nach Osten. Die Zirkulation über dem Atlantik dagegen ist nahezu zum Erliegen gekommen, die indische Zelle wird mit dem Südasiatischen Monsun dagegen wieder stärker angetrieben.

2.2 Südhemisphärisches Afrika und Südatlantik

Ebenso wie die Walkerzirkulation ist auch die meridional ausgerichtete Hadleyzelle nicht statisch, sondern verlagert sich entsprechend der Jahreszeiten nach Nord und Süd. Abbildung 2.1 zeigt die Verlagerung der ITC über dem afrikanischen Kontinent für Januar und Juli. Die ITC folgt mit etwas zeitlicher Verzögerung dem Zenitstand der Sonne. Die Land-See-Verteilung beeinflusst durch die thermischen Unterschiede zusätzlich die Verlagerung der ITC. Im Mittel liegt die ITC nicht über dem Äquator, sondern etwa 5° nördlich davon. Die große Landmasse des südlichen Afrikas sorgt dafür, dass im Nordwinter die Konvergenzzone über dem Land bis weit nach Süden vordringen kann, während die südlichste Ausdehnung über dem Atlantik und über Westafrika bei etwa 3°N liegt (Weischet und Endlicher, 2000). Im Nordsommer erreicht die ITC über Afrika etwa $15 - 20^\circ\text{N}$. Die sich mit der ITC verlagernden maximalen Niederschläge liegen im Nordsommer etwas südlich der ITC, da die trockene Luft über der Sahara die Wolken- und damit Niederschlagsbildung deutlich reduziert (DWD, 2014).

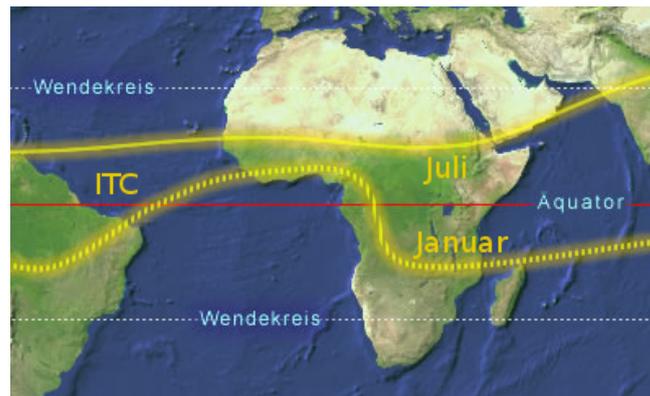


Abbildung 2.1: Mittlere Lage der ITC über Afrika im Januar und Juli. Verändert nach: Kehl (2014).

Die saisonale Verlagerung der ITC hat eine klimatische Besonderheit zur Folge, die das Klima in Afrika maßgebend prägt: Die Monsune. Sie entstehen durch den weiträumigen Übertritt der Passate auf die andere Hemisphäre und versuchen die Druckdifferenz auszugleichen, die im jeweiligen Sommer von kontinentalen Hitzetiefs hervorgerufen wird. Der mit der Entfernung vom Äquator wachsende Einfluss der Corioliskraft sorgt auf der Nordhemisphäre für eine Rechts- und auf der Südhemisphäre für eine Linksablenkung der Passate. Die polwärts größer werdende Flächenkonvergenz macht aus einer stabilen Passatströmung eine normal bis labil geschichtete Monsunströmung. Hatte der Passat bzw. der Monsun auf seinem Weg die Gelegenheit, viel Wasserdampf über den Ozeanen aufzunehmen, sind ausgiebige monsunale Niederschläge die Folge.

Beim Westafrikanischen Monsun ist dies der Fall: Die atlantischen SO-Passate können sich über dem warmen Golf von Guinea mit Wasserdampf anreichern und geben diesen als monsunale Regenfälle im Nordsommer über den Guinea-Ländern und bis in die Sahelzone wieder ab. Das steuernde Hitzetief befindet sich zentral über der Sahara und lenkt die SO-Passate zu einem SW-Monsun um. Eine südlichere Ausdehnung des Monsunregens auf der Westseite des afrikanischen Kontinents wird durch die Südatlantische Antizyklone begrenzt, deren Einfluss im Nordsommer bis in den Norden Angolas reicht.

Im Nordwinter werden die Passate als auflandige, monsunale Südwestströmung direkt vom Hitzetief über Angola umgelenkt, ein Übertritt der Passate auf die Nordhalbkugel ist in diesem Fall nicht notwendig. Dieser Südsommer-Monsun versorgt einen großen Teil des südhemisphärischen Afrikas mit Niederschlag (Weischet und Endlicher, 2000). Im Osten des Landes trifft er auf den von Norden kommenden Wintermonsun der Nordhalbkugel und bildet mit ihm zusammen die sog. *Monsunkonvergenz* oder auch *innertropische Front*. Die konvergierenden Luftmassen fördern



Abbildung 2.2: Oberflächennahe Meeresströmungen im Südatlantik und südlichen Nordatlantik mit Landflächen-Topographie und Meeres-Bathymetrie. Warme Meeresströme sind mit roten Pfeilen markiert, kalte mit blauen. ABF: Angola-Benguela-Front. Up: Upwelling-Zentren. Satellitenbild von: Stöckli et al. (2005).

die konvektiven Prozesse im Osten Afrikas, was sich in einer hohen mittleren Niederschlagsmenge ausdrückt.

Die Wurzelzone der Südostpassate liegt im Atlantik auf der Ostseite der Südatlantischen Antizyklone (SAA) – ein über das ganze Jahr dominantes dynamisches Subtropenhoch, auch St. Helena-Hoch genannt (Weischet und Endlicher, 2000; Lübbecke et al., 2010). Die SAA interagiert mit der äquatorialen Tiefdruckrinne – also der ITC – und mit den kontinentalen Tiefdruckgebieten über dem südafrikanischen Festland und bestimmt so die Beschaffenheit der Passate entlang der südwestafrikanischen Küste. Im Nordwinter befindet sich das Zentrum der SAA mit rund 1021 hPa bei etwa 32°S, 5°W. Im Nordsommer erhöht sich der mittlere Druck im Zentrum auf etwa 1025 hPa und liegt 800 km weiter nordwestlich bei 27°S 10°W. Obwohl der Luftdruck der SAA im Nordsommer höher ist als im Nordwinter, ist die Druckdifferenz zwischen der SAA und dem afrikanischen Festland im Nordwinter größer, da sich dort das angolanische thermische Tief bildet. Deshalb sind auch die küstenparallelen Winde im Südostatlantik im Nordwinter stärker als im borealen Sommer. Die Südostpassate wiederum sind die treibende Kraft für die kalte Meeresströmung entlang der Küste – den Benguelastrom (Peterson und Stramma, 1991; Hardman-Mountford et al., 2003).

Der *Benguelastrom* prägt das Bild, das sich durch die SSTs im Südostatlantik er-

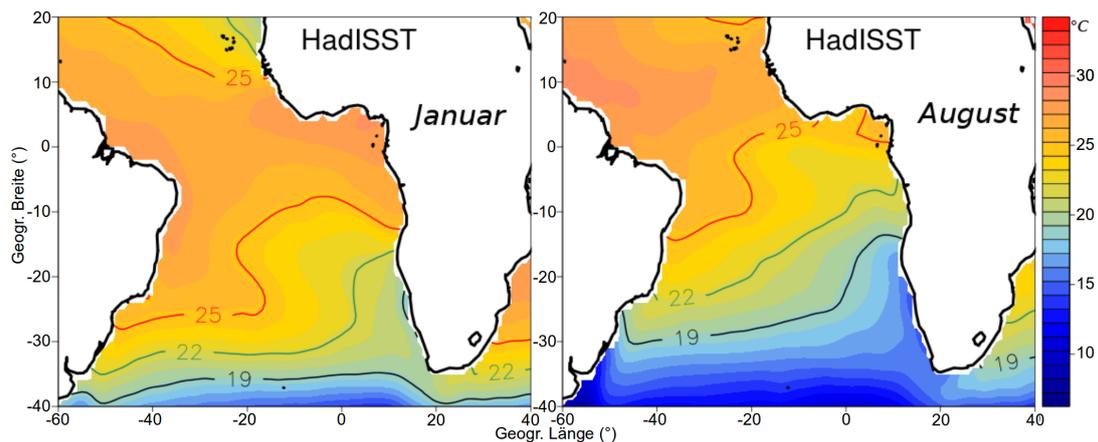


Abbildung 2.3: HadISST Klimatologie im Januar (links) und August (rechts) in °C für die Jahre 1870-2000.

gibt. Die Passate sorgen für einen Land abgewandten Ekmantransport des Oberflächenwassers und damit für ein intensives Aufsteigen von kälterem Tiefenwasser (Upwelling) entlang der südafrikanischen und namibianischen Küste zwischen 16°S und 34°S , angedeutet durch „Up“ in Abbildung 2.2 (Shannon, 1985). Der Benguelastrom speist den *Südäquatorialstrom*, der den Atlantik in westlicher Richtung überquert und letztendlich als Hauptlieferant des Golfstroms dient. Der westliche äquatoriale Atlantik ist daher geprägt von einer Wasserkonvergenz und einem im Vergleich zum Ostatlantik hohen Meeresspiegel und hohen Temperaturen. Vor der brasilianischen Küste befindet sich eine Downwellingzone mit einer tief liegenden Pyknokline. Die Pyknokline bezeichnet den Übergang zwischen Wasserschichten verschiedener Dichte. Die Dichteunterschiede können zum Beispiel aus unterschiedlichen Wassertemperaturen (Thermokline) oder unterschiedlichen Salzgehalten (Halokline) resultieren (Hardman-Mountford et al., 2003). Der Temperaturunterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen tropischen Südatlantik lässt sich in Abbildung 2.3 erkennen. Sie zeigt die langjährigen gemessenen mittleren SSTs für die Monate Januar und August.

Der Benguelastrom besteht aus einem küstennahen Zweig, der vor allem durch das lokale Wettergeschehen beeinflusst wird und einem zweiten Zweig außerhalb der Küstengewässer, der zum östlichen Teil des großen Südatlantikwirbels gehört. Er beginnt am Kap der Guten Hoffnung nach Norden zu fließen, wobei der küstenfernere Ast bei etwa 24° - 30° südlicher Breite nach Nordwesten in den Südäquatorialstrom abzweigt. Der küstennahe Benguelastrom fließt weiter nordwärts und trifft bei etwa 16°S auf den warmen *Angolastrom*, der küstenparallel von Norden entgegen strömt. Diese Zone wird *Angola-Benguela-Front* (ABF) genannt und variiert mit den Jahreszeiten ihre Lage – von Januar bis März nimmt sie die südlichste Position

und von Juli bis September die nördlichste Position ein (Shannon et al., 1987). Der Benguelastrom ist der einzige kalte Westküstenstrom, der von zwei warmen Meeresströmungen eingerahmt wird, denn im Süden grenzt der warme *Agulhasstrom* an, der von Nord nach Süd entlang der ostafrikanischen Küste fließt und warmes Wasser aus dem Indischen Ozean mit sich bringt. An der südlichsten Landspitze Afrikas werden allerdings etwa 90% des Agulhasstroms wieder zurück in den Indik reflektiert (sog. *Agulhas Retrofektion*), siehe auch Abbildung 2.2. Die restlichen 10% des warmen Wassers gelangen in Form von antizyklonalen Wirbeln (Eddies) mit einem Durchmesser von 200-300 km, genannt *Agulhas Ringe*, in den Südatlantik. Etwa sechs mal im Jahr wird dem Atlantik auf diese Weise vergleichsweise 5°C wärmeres und auch salzärmeres Wasser aus dem Indischen Ozean zugeführt (Boebel et al., 2003; Hardman-Mountford et al., 2003).

3

Eingesetzte Daten und ihre Unsicherheiten

Für die Analysen in dieser Arbeit sind eine Reihe unterschiedlicher Daten nötig, die im folgenden Kapitel beschrieben werden. Der Schwerpunkt liegt in der Auswertung von globalen Klimamodelldaten, wozu ein Ensemble aus 15 globalen Klimamodellen gebildet wird. Um die Modelldaten zu validieren und ihre Anwendbarkeit einschätzen zu können, wird auf Beobachtungsdaten für die SSTs und auf Reanalyse-daten für atmosphärischen Variablen zurückgegriffen.

3.1 CMIP5

Das Modell-Vergleichsprojekt *CMIP5* (Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5) stellt weitgehend standardisierte Klimasimulationen mit vorgegebenen Randbedingungen zur Verfügung, die eine umfassende Erforschung des Klimawandels und der Klimavariabilität ermöglichen sollen. Ziel ist es, die Lücken im Verständnis des vergangenen Klimawandels zu füllen und die Basis für Abschätzungen über die zukünftige Entwicklung des Erdklimas zu schaffen. Insbesondere stehen im Fokus: 1) die Rückkopplungen innerhalb des Kohlenstoffkreislaufs und der Wolkenbildung, 2) die Fähigkeit zur „Vorhersage“ des Klimas und 3) die Untersuchung der Gründe für die Streubreite der Klimasimulationen unter gleichen Modellierungsvoraussetzungen (Taylor et al., 2012).

Insgesamt knapp 30 Modellierergruppen aus 19 Ländern generierten mit 58 unterschiedlichen Klimamodellen Daten, die frei zugänglich sind. Unter anderem finden sie Verwendung im aktuellen Weltklimabericht des IPCC. Die Simulationen umfassen die nahe (1850 bis 2005) und ferne (850 bis 1850) Vergangenheit, das Klima des letzten Glazialen Maximums und des Mittleren Holozän. Zudem werden unter verschiedenen Emissions- und Strahlungsbedingungen Zukunftsprojektionen erstellt für die nahe (bis 2035) und fernere (bis 2100 und teilweise 2300) Zukunft (mehr dazu in Abschnitt 3.1.4). Neu in CMIP5 sind die Erdsystemmodelle, die im

Vergleich zu den bisher üblichen gekoppelten Atmosphären-Ozean-Klimamodellen (AOGCM) um komplexere Komponenten zur Simulation von Landoberfläche und Vegetation sowie von biogeochemischen Prozessen im Ozean erweitert wurden, wodurch zum Beispiel ein geschlossener Kohlenstoffkreislauf simuliert werden kann (Taylor et al., 2012). Diese neueste Klimamodellgeneration zeichnet sich insbesondere dadurch aus, dass sie Rückkopplungen zwischen den Stoffkreisläufen und dem Klimasystem berechnen kann.

3.1.1 Ensemble: Modell-Auswahl

Für die vorliegende Arbeit wurde aus den 58 Klimamodellen des CMIP5 ein Multi-Modellensemble aus 15 Modellen extrahiert. Die Analyse eines Modellensembles ist wichtig, um Unsicherheiten und Fehler in der Modellierung abschätzen zu können. Das Multi-Modellensemble bildet einen mehr oder weniger großen Konsens in den Modellierungsergebnissen, was eine Abschätzung der Glaubwürdigkeit der Ergebnisse erlaubt. Die Auswahl der 15 untersuchten Klimamodelle für die vorliegende Arbeit basiert auf folgenden Kriterien:

- Verfügbarkeit der Modelldaten zu Beginn der Studie im Jahr 2012 (*obligatorisch*),
- möglichst hohe räumliche horizontale Auflösung des gekoppelten Atmosphärenmodells ($< 3^\circ$) (*obligatorisch*),
- gute Abbildung des pazifischen ENSO Systems (Kim und Yu, 2012) (*optional*),
- gute Abbildung des Atlantik Niños (Richter et al., 2014b) (*optional*).

Auf dieser Basis wurden folgende Modelle ausgewählt: ACCESS1-0, ACCESS1-3, CCSM4, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GISS-E2-H, HadGEM2-ES, Inmcm4, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-M. Fünf der 15 untersuchten Modelle in dieser Arbeit sind ESMs mit eigenständigem Kohlenstoffkreislauf (GFDL-ESM2G, HadGEM2-ES, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR und NorESM1-M).

Tabelle 3.1 zeigt eine Übersicht über das Modellensemble. Um die Modelldaten als Ensemble analysieren zu können, wurden zunächst alle Modelle auf geographische Koordinaten mit einem regelmäßigen Gitter (Lonlat) umgerechnet und anschließend die atmosphärischen Variablen auf eine Gittergröße von $2^\circ \times 2^\circ$ und die ozeanischen Daten auf eine Gittergröße von $1^\circ \times 1^\circ$ linear interpoliert.

Tabelle 3.1: Übersicht über das untersuchte CMIP5 Modellensemble. *AOGCM*: gekoppeltes Atmosphären-Ozean-Modell, *ESM*: Erdsystemmodell, *hist*: historischer Klimalauf mit vollständigem Strahlungsantrieb (1861-2004), *histNat*: historischer Klimalauf mit rein natürlichem Strahlungsantrieb (1861-2004), *rcp45* und *rcp85*: Klimaszenarien für das 21. Jahrhundert (2006-2100).

Modell	Einrichtung	Typ	Klimaläufe
ACCESS1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BoM), Australia	AOGCM	hist, rcp45, rcp85
ACCESS1.3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BoM), Australia	AOGCM	hist, rcp45, rcp85
CCSM4	The National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado, USA	AOGCM	hist, histNat rcp45, rcp85
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques (CNRM), Meteo-France and Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (CERFACS), Toulouse, France	AOGCM	hist, histNat rcp45, rcp85
CSIRO-Mk-3-6-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence (QCCCE), Brisbane, Australia	AOGCM	hist, histNat rcp45, rcp85
GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Princeton, USA	AOGCM	hist, histNat rcp45, rcp85
GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Princeton, USA	ESM	hist, rcp45, rcp85
GISS-E2-H	National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies (NASA), New York, New York, USA	AOGCM	hist, histNat rcp45, rcp85
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre, Devon, UK	ESM	hist, histNat rcp45, rcp85
inmcm4	Institute of Numerical Mathematics (INM), Moscow, Russia	AOGCM	hist, rcp45, rcp85
MIROC5	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI; University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies (NIES), Japan	AOGCM	hist, rcp45, rcp85
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI), Hamburg, Germany	ESM	hist, rcp45, rcp85
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI), Hamburg, Germany	ESM	hist, rcp45, rcp85
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (MRI), Tsukuba, Japan	AOGCM	hist, rcp45, rcp85
NorESM-1M	Norwegian Climate Centre, Oslo, Norway	ESM	hist, histNat rcp45, rcp85

3.1.2 Klimavergangenheit

Um die klimatische Vergangenheit untersuchen zu können, werden in CMIP5 drei unterschiedliche Datensätze zur Verfügung gestellt (Taylor et al., 2012):

Zur Analyse der internen Variabilität des Klimas eignen sich vor allem die Langzeitsimulationen, auch Kontrollläufe genannt (*control*). Die mehrere Jahrhunderte umfassenden Modellläufe basieren auf vorindustriellen Umweltverhältnissen (vor dem Jahr 1850). Der Strahlungsantrieb wird über die gesamte Simulationszeit konstant gehalten, um die natürlichen Klimaschwankungen, die allein aus der Interaktion von Atmosphäre, Landoberfläche, Ozeanen und Meereis resultieren, untersuchen zu können.

Die eben beschriebenen Kontrollsimulationen dienen als Startpunkte für die sogenannten historischen Klimäläufe (*historical*). Sie starten um das Jahr 1850 und im Gegensatz zu den Kontrollsimulationen werden Änderungen in der Solarstrahlung, der Einfluss von Vulkanen, Landnutzungsänderungen, Treibhausgaskonzentrationen und veränderte Aerosolzusammensetzungen mit einbezogen. Die Eigenschaften und Konzentrationen dieser Einflussfaktoren entsprechen den tatsächlich gemessenen und beobachteten Veränderungen der letzten eineinhalb Jahrhunderte. Die Konzentrationen und Änderung der klimawirksamen Parameter werden durch das Integrated Assessment Modeling Consortium (IAMC) vorgegeben und sind von allen Modellierungsgruppen anzuwenden.

Zusätzlich zu den historischen und Kontrollsimulationen stehen noch kürzere Klimasimulationen zur Verfügung, die Mitte des 20. Jahrhunderts beginnen. Sie werden mit gemessenen Klimavariablen, wie etwa der Meeresoberflächentemperatur, angestoßen und alle fünf bis zehn Jahre wieder mit den gemessenen Werten korrigiert (*hindcast*). Die Abweichung zwischen simulierten und gemessenen Daten am nächsten Korrekturzeitpunkt dient der Modellvalidierung (Pirani, 2011).

In der vorliegenden Arbeit werden die historischen Klimäläufe (*historical*) unter den realen Bedingungen des postindustriellen Zeitalters für die Analyse des Klimas im 19. und 20. Jahrhundert in einer monatlichen Auflösung verwendet. Der untersuchte Zeitraum umfasst die Jahre 1861-2004. Ein Nachteil in der Verwendung dieser Daten besteht darin, dass sie nicht unmittelbar mit dem genauen Verlauf der gemessenen Daten vergleichbar sind, da sie nicht an Beobachtungsdaten – wie die *Hindcasts* – kalibriert wurden. Sie verfügen über eine eigene interne Klimavariabilität, die sie aus den jahrhundertelangen Kontrollsimulationen erhalten und auch Extremereignisse wie Warmwasseranomalien in den Ozeanen, extreme Niederschläge oder Dürren resultieren aus der eigenen Modelldynamik und können so nicht datums-genau mit Messdaten verglichen werden.

3.1.3 Historische Klimäläufe ohne anthropogenen Einfluss

Neben den historischen Klimasimulationen für die letzten eineinhalb Jahrhunderte, welche die reale Klimaentwicklung nachbilden sollen, gibt es auch Simulationen, die nur den natürlichen Antrieb enthalten und den anthropogenen Strahlungsantrieb vernachlässigen. Vergleicht man die Ergebnisse mit und ohne anthropogenem Anteil, so lässt sich der klimatische Fingerabdruck des Menschen im 19. und 20. Jahrhundert bestimmen. Darauf wird in dieser Arbeit in Kapitel 5.6 eingegangen. Sieben der 15 untersuchten CMIP5 Modelle stellen Simulationen mit rein natürlichem Antrieb zur Verfügung (CCSM4, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, GFDL-CM3, GISS-E2-H, HadGEM2-ES, NorESM1-M).

3.1.4 Klimaszenarien: Representative Concentration Pathways

Für die Szenario-Klimäläufe, deren Projektionen mindestens bis zum Jahr 2100 gerechnet werden, wurden vier Emissionsszenarien definiert. Sie nennen sich *Representative Concentration Pathways* (rcp) und bestimmen die Entwicklung des Modellklimas im 21. Jahrhundert (Van Vuuren et al., 2011). Sie definieren sich in erster Linie über die Größe des veränderten Strahlungsantriebs, der im Jahr 2100 im Vergleich zur vorindustriellen Zeit (vom IPCC wurde dafür das Jahr 1750 festgelegt) vorherrscht:

- **rcp85:** Der Strahlungsantrieb beträgt zusätzlich $8,5 \text{ W/m}^2$ im Jahr 2100 (entspricht 1370 parts per million (ppm) CO_2 -Äquivalente; der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre beträgt im Jahr 2100 etwa 400 ppm (Tans, 2014), im Jahr 1750 etwa 176 ppm (IPCC, 2013)), die Treibhausgasemissionen steigen in rcp85 stetig an.
- **rcp6:** Der Strahlungsantrieb beträgt zusätzlich 6 W/m^2 im Jahr 2100 (entspricht 850 ppm CO_2 -Äquivalente), die Treibhausgasemissionen erreichen um 2080 ihr Maximum und sinken danach wieder.
- **rcp45:** Der Strahlungsantrieb beträgt zusätzlich $4,5 \text{ W/m}^2$ im Jahr 2100 (entspricht 650 ppm CO_2 -Äquivalente), die Treibhausgasemissionen erreichen um 2040 ihr Maximum und sinken danach wieder.
- **rcp26:** Der Strahlungsantrieb beträgt zusätzlich $2,6 \text{ W/m}^2$ im Jahr 2100. Die Treibhausgasemissionen erreichen um 2020 ihr Maximum und sinken danach wieder. Auch das Strahlungsmaximum liegt vor 2100 und beträgt 3 W/m^2 (entspricht 490 ppm CO_2 -Äquivalente).

Aus dem veränderten Strahlungsantrieb berechnen die Modelle die Auswirkungen auf die Klimatelemente wie etwa Temperatur und Niederschlag. Da der Zusam-

menhang zwischen dem Strahlungsantrieb und z.B. der Lufttemperatur Unsicherheiten enthält (sog. *climate sensitivity parameter*) und zudem von den Modellen unterschiedlich berechnet wird, entsteht eine Bandbreite an möglichen Temperaturveränderungen für die Zukunft. Der IPCC gibt für die globale mittlere Temperaturveränderung für das Jahr 2100 im Vergleich zum Ende des 20. Jahrhunderts – berechnet aus dem kompletten CMIP5 Ensemble – folgende Werte an: Für das Szenario rcp26 wird eine Erwärmung von 0,3° bis 1,7°C erwartet, für rcp45 zwischen 1,1° und 2,6°C, für rcp6 zwischen 1,4° und 3,1°C und für rcp85 zwischen 2,6° und 4,8°C. Da die Erwärmung dem positiven Strahlungsantrieb „hinterher hinkt“, wird sich die Erde, außer für rcp26, auch nach 2100 noch weiter erwärmen (IPCC, 2013).

Die Treibhausgaskonzentration und der Strahlungsantrieb bilden den Ausgangspunkt für die Entwicklung der rcps (IPCC, 2013). Die rcps enthalten globale Informationen zu:

- Emission von Treibhausgasen (Kohlenstoffdioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffmonoxid (N₂O), wasserstoffhaltige Fluorkohlenwasserstoffe (HFCs), perfluorierte Fluorkohlenwasserstoffe (PFCs) und Schwefelhexafluoride (SF₆)),
- Emission von Aerosolen und chemisch aktiven Gasen (Schwefeldioxid (SO₂), Ruß, organischer Kohlenstoff, flüchtige organische Verbindungen (VOC), Stickoxide (NO_x), Kohlenstoffmonoxid (CO) und Ammoniak (NH₃)),
- Konzentration der Treibhausgase (s.o.),
- Konzentration der Aerosole und chemisch aktiven Gase (Ozon (O₃), Stickstoff- und Schwefeldisposition),
- Landnutzungs- und Landbedeckungsdaten.

Zu jedem Szenario gehören auch sozio-ökonomische Annahmen, welche unter anderem die Bevölkerungszunahme, das Bruttonozialprodukt und den Energieverbrauch wiedergeben. So geht z.B. rcp85 von einer sehr großen Erdbevölkerung aus (12 Mrd. Menschen im Jahr 2100), die viel Energie verbraucht und ihre Energieversorgung zu einem Großteil auf Kohle stützt – auch weil die technologische Entwicklung relativ langsam verläuft. Auch in dem pessimistischen Szenario rcp85 steigt der Gebrauch von regenerativen Energien und Techniken der CO₂-Abscheidung und Speicherung (CCS für engl. Carbon Dioxide Capture and Storage) an, allerdings geringer als in den anderen Szenarien. CO₂-Abscheidung bedeutet, dass bei der Nutzung fossiler Brennstoffe das CO₂ in möglichst reiner Form aus dem Prozess abgetrennt wird. Anschließend wird es verdichtet und mittels Schiffen oder Pipelines zum Speicherort gebracht. Als mögliche Speicherorte werden tief liegende Poren-gesteine oder auch der Ozean diskutiert (Radgen et al., 2006). In rcp26 führt diese

Technologie sogar zu einer negativen Emission (Van Vuuren et al., 2011; Pirani, 2011; Meinshausen et al., 2011). In dieser Arbeit werden zwei der vier Szenarien verwendet: das pessimistische Szenario **rcp85** und das gemäßigttere, stabilisierende Szenario **rcp45**. Die Analysen umfassen die Jahre 2006 bis einschließlich 2100.

3.2 Beobachtungsdaten

Der in dieser Arbeit am häufigsten verwendete Beobachtungsdatensatz für SSTs ist der **HadISST** (HadISST1.1: Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature, Version 1) Datensatz vom Met Office, dem nationalen meteorologischen Dienst des Vereinigten Königreichs (Rayner et al., 2003). Er stellt monatliche, globale Daten von 1871 bis heute zur Verfügung mit einer räumlichen Auflösung von einem Grad. Die Datenbasis für HadISST liefern die Met Office Marine Data Bank (MDB) für 1982 bis heute und ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) Daten bis zum Jahr 1981. ICOADS enthält vor allem Messdaten von Schiffen sowie von stationären und freischwimmenden Bojen, allerdings nur in einer räumlichen Auflösung von zwei Grad (Woodruff et al., 2005). Zusätzlich fließen ab 1982 Satellitendaten mit ein. Durch eine zweiphasige Interpolation (reduced space optimal interpolation, RSOI) dieser Ausgangsdatensätze werden in einem ersten Schritt die globalen langfristigen SST Änderungen und in einem zweiten die verbleibende interne Variabilität für HadISST rekonstruiert. In-situ Messdaten sollen zum Schluss lokale Details, die durch die Interpolation verloren gegangen sind, wieder herstellen. Für die Jahre vor 1942 ist außerdem eine Korrektur der SST Daten durchgeführt worden, da die bis dahin mit einem einfachen Messeimer gewonnenen Daten geringere Temperaturen aufweisen als neuere Daten – vermutlich weil die Messeimer nicht isoliert und dem Wind am Schiffsdeck ausgesetzt waren (Folland und Parker, 1995). Auf eine Korrektur nach den 1940er Jahren wurde verzichtet, obwohl auch hier Fehlerquellen vermutet werden.

Generell muss davon ausgegangen werden, dass die weiter zurückliegenden Daten größere Ungenauigkeiten und Unsicherheiten enthalten. Die Datenqualität und verfügbare -menge hing vor der Möglichkeit der Satellitenmessung und dem Einsatz von verschiedensten Messbojen stark von den befahrenen Schiffsrouten ab. Abbildung 3.1 zeigt die Verteilung und Anzahl der Messungen von Meeresoberflächentemperaturen, einmal für die Jahre 1870 bis 1910 und einmal für das späte 20. Jahrhundert. Es wird deutlich, dass die Messdatenlage in der näheren Vergangenheit wesentlich besser sein muss als um die Jahrhundertwende zum 20. Jahrhundert, da neben den neuen Techniken wie der Satellitenmessung auch der messende Schiffsverkehr stark zugenommen hat.

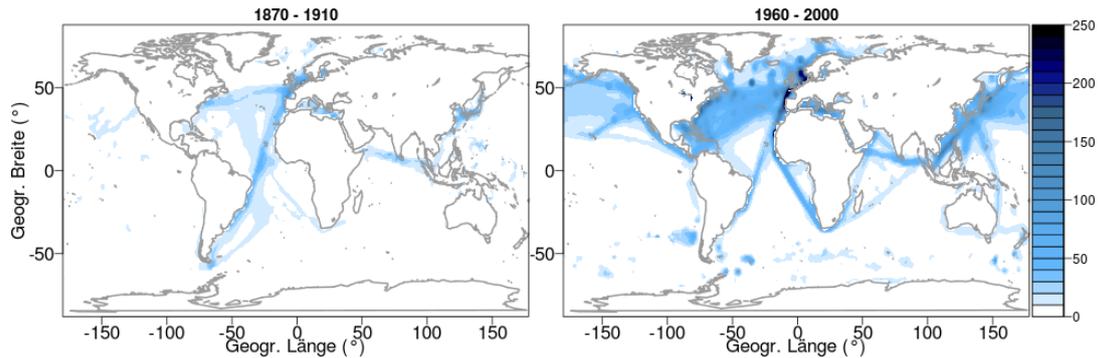


Abbildung 3.1: Mittlere monatliche Anzahl von Schiffsbeobachtungen für Meeresoberflächentemperaturen. Für die Jahre 1870-1910 (links) und 1960-2000 (rechts). Datenquelle: ICOADS.

Es findet noch ein zweiter Beobachtungsdatensatz für SSTs in dieser Arbeit Verwendung: **ERSSTv3b** (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 3b; Smith et al. (2008)). Dieser Datensatz mit einer weltweiten Auflösung von zwei Grad wird von der National Oceanic And Atmospheric Administration (NOAA, Vereinigte Staaten) zur Verfügung gestellt. ERSSTv3b enthält monatliche Daten von 1854 bis heute, wobei NOAA darauf hinweist, dass die Daten vor dem Jahr 1880 auf einer sehr dünnen Datengrundlage basieren. Die Datenbasis bildet auch hier ICOADS, dessen fehlende Daten mit einer statistischen Methode gefüllt werden, die sich speziell für die Handhabung von datenarmen Regionen eignet. Der kalte SST Bias bis zum frühen 20. Jahrhundert wird ebenso wie bei HadISST korrigiert. ERSSTv3b verzichtet im Gegensatz zu HadISST auf Satellitendaten, da diese für einen kalten Bias am Ende des 20. Jahrhunderts sorgten, der nicht korrigiert werden konnte.

Für den südasiatischen Raum kommen in Kapitel 7.3 zwei Beobachtungsdatensätze für Niederschlag zum Einsatz: Zum einen der „All-India monsoon rainfall index“ (**AIMRI**, Parthasarathy et al. (1994)), der die jährlichen Niederschlagssummen der Monsunsaison von Juni bis September für die Jahre 1871-2000 enthält. Der AIMRI basiert auf den Daten von 306 indischen Regenmessstationen, die das gesamte indische Festland gleichmäßig abdecken. Zum anderen wird der Niederschlagsdatensatz der University of Delaware (**UDel**) Version 3.02 verwendet. Die Datenbasis liefert im Wesentlichen das Global Historical Climatology Network (GHCN Version 2) und zusätzliche Stationsaufzeichnungen von Legates und Willmott (1990b;a). Durch Interpolation (Shepards distance-weighting Methode (Shepard, 1968; Willmott et al., 1985)) der Stationsdaten entsteht ein Datensatz mit regelmäßigen Gittern von $0,5^\circ$ Auflösung. Er ist für die Jahre 1900 bis 2000 verfügbar.

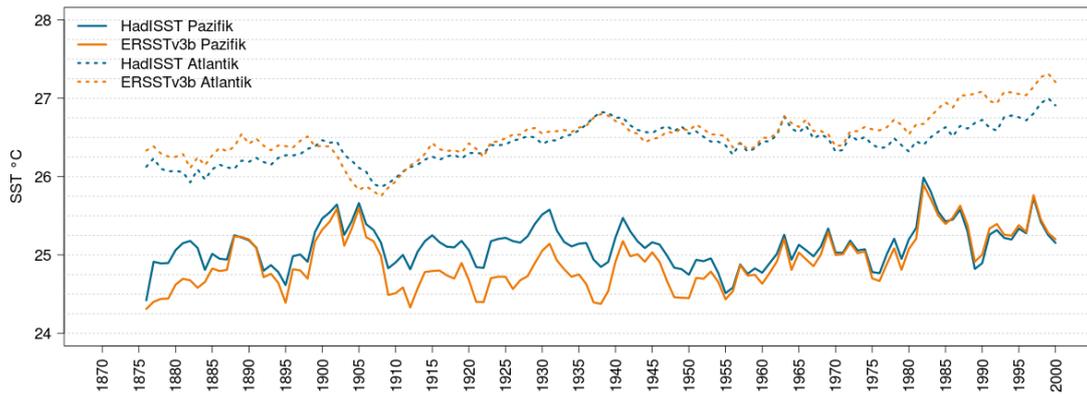


Abbildung 3.2: 7-jährige gleitende Jahresmittelwerte der SST Datensätze HadISST und ERSSTv3b für je eine Region im äquatorialen Atlantik (ATLN3: 15°W - 0°O, 3°S - 3°N) und im äquatorialen Pazifik (Niño3: 90°W - 150°W, 5°S - 5°N).

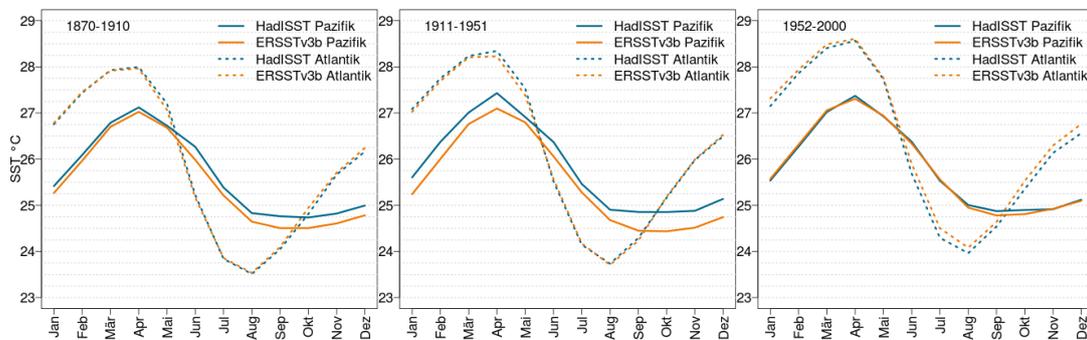


Abbildung 3.3: Monatsmittelwerte der SST Datensätze HadISST und ERSSTv3b für je eine Region im äquatorialen Atlantik (ATLN3: 15°W - 0°O, 3°S - 3°N) und im äquatorialen Pazifik (Niño3: 90°W - 150°W, 5°S - 5°N) für drei aufeinander folgende Zeitabschnitte (1870-1910, 1911-1950, 1952-2000).

Vergleich von HadISST und ERSSTv3b

Diskrepanzen zwischen HadISST und ERSSTv3b wurden bereits z.B. von Deser et al. (2010b) und Yasunaka und Hanawa (2011) festgestellt. In ihrer Analyse weisen sie darauf hin, dass der Temperaturtrend im 20. Jahrhundert im tropischen Pazifik bei den zwei Datensätzen grundlegend unterschiedlich ist. Während HadISST eine schwache, aber signifikante Abkühlung im zentralen und östlichen Pazifik für das 20. Jahrhundert enthält, zeigt ERSSTv3b eine signifikante Erwärmung in dieser Region. Dies erklärt sich unter anderem dadurch, dass HadISST zwischen 1910 und 1955 einige Grad wärmer war als ERSSTv3b (siehe Abb. 3.2). Und auch im äquatorialen Ostatlantik, ebenfalls zu sehen in Abbildung 3.2, zeichnet sich bei ERSSTv3b ein wesentlich stärkerer positiver SST Trend ab den 1970er an, als bei HadISST.

Abbildung 3.3 zeigt die jahreszeitlichen Temperaturgänge für ausgewählte Regionen im Pazifik und Atlantik. Während im tropischen Atlantik die Saisonalität von beiden Datensätzen fast identisch angegeben wird, zeigen sich im Pazifik vor 1952 teils deutliche Unterschiede. Hier wird noch einmal der generelle SST Unterschied in der Mitte des 20. Jahrhunderts (siehe Abb. 3.2) deutlich. Zudem ist zu erkennen, dass HadISST vor allem jeweils in der zweiten Hälfte des Jahres wärmer ist als ERSSTv3b. Im Pazifik vor allem vor 1952, im Atlantik erst ab der Mitte des 20. Jahrhunderts.

3.3 20th Century Reanalysis

Für die Validierung von atmosphärischen Modell-Variablen wird der *20th Century Reanalysis* (20C) Datensatz Version 2 verwendet (Compo et al., 2011). Er enthält globale Informationen zu zahlreichen Klimaelementen in 2° Auflösung ab dem Jahr 1871. Die lange verfügbare Zeitreihe, die verhältnismäßig gute Repräsentation des südhemisphärischen afrikanischen Niederschlags (Zhang et al., 2013) und die Verfügbarkeit von Niederschlagsdaten auch über den Meeresflächen spricht für die Verwendung der 20C Reanalysedaten. Die Reanalysen entstehen durch die Assimilierung von gemessenen Druckdaten, die das Wettervorhersagemodell *Climate Forecast System model* von NCEP (National Centers for Environmental Prediction) antreiben. Randbedingungen werden zusätzlich über die SSTs und die Meereisbedeckung der HadISST Daten geliefert. Dabei wird nicht nur eine einzige Simulation durchgeführt, sondern ein Ensemble von 56 Modellläufen, die mit Hilfe eines Ensemble Kalman Filters das Wettergeschehen der gesamten Troposphäre errechnen können. Die Methode des Kalman Filters erlaubt zudem die Abschätzung der Unsicherheiten in den Daten, die durch die Bandbreite der Ensembleergebnisse entsteht (Compo et al., 2011). Die Unsicherheit wird mit Hilfe der Standardabweichung (SD) der Ensembleläufe angegeben. Grund für eine große Streuung der Ergebnisse kann u.a. eine schlechte Messgrundlage sein. Abbildung 3.4 zeigt diese Unsicherheiten in den Reanalysedaten für drei Klimaelemente.

Die bodennahe Lufttemperatur wird in großen Teilen der Nordhemisphäre mit sehr geringen Unsicherheiten (< 1 K) simuliert. Über dem südamerikanischen und dem afrikanischen Kontinent erreichen die Unsicherheiten sowohl im Sommer als auch im Winter Werte von bis zu zwei Kelvin. Am gravierendsten sind die Unterschiede in der Antarktis mit Werten bis zu fünf Kelvin. Über den Ozeanen sind die Temperatur-Unsicherheiten generell geringer als über dem Land.

Auch der Luftdruck auf Meereshöhe ist über der Südhalbkugel mit den größten Unsicherheiten behaftet. Betroffen ist vor allem die Westwindzone mit Maxima im Südpazifik (fast fünf Hektopascal).

Ein ganz anderes Bild zeigt sich für den Niederschlag. Die größten Abweichungen

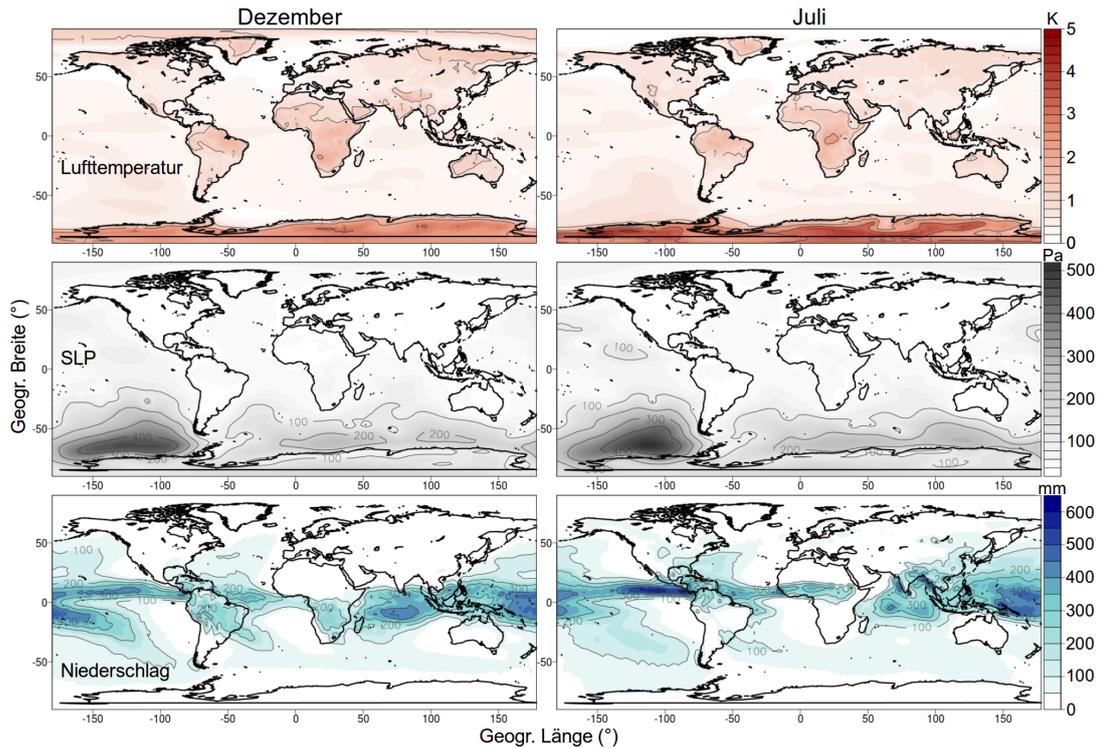


Abbildung 3.4: Mittlere monatliche Unsicherheiten (Standardabweichung) in den 20C Reanalysen für Dezember (links) und Juli (rechts) für Lufttemperatur in 2m Höhe [K], Druck auf Meereshöhe [Pascal] und Niederschlag [mm].

innerhalb der Reanalysen liegen im Bereich der Tropen und Subtropen – die nicht-standardisierten Standardabweichungen in Abbildung 3.4 zeichnen die Gebiete mit den höchsten Niederschlägen nach. Auch ist ein deutlicher Unterschied zwischen Sommer und Winter zu erkennen. Die räumliche Lage der Unsicherheiten gleicht dem Verlauf der Innertropischen Konvergenzzone, die durch ausgiebige konvektive Niederschläge gekennzeichnet ist. Die höchsten Abweichungen finden sich im Nordsommer im tropischen Ostpazifik, wo eine Ensemble-Standardabweichung von bis zu 600 mm im Monat erreicht wird. Aber auch über den kontinentalen Gebieten erreichen die Unsicherheiten Werte von 200-300 mm im Monat. Im südhemisphärischen Afrika entspricht dies im Südsommer etwa zwei Drittel des mittleren monatlichen Niederschlags.

3.4 Modellbias: SST und Niederschlag in CMIP5

Der Anspruch eines Klimamodells ist die möglichst genaue Annäherung an die Realität. Wie gut die heutigen globalen Klimamodelle die vom Menschen und Satelliten

gemessenen und beobachteten Klimaelemente nachbilden können, hängt stark von der simulierten Variable und der Region ab. Während Klimaelemente, die von großräumigen Zirkulationen oder dem Einstrahlwinkel des Sonnenlichts abhängen, wie etwa die Lufttemperatur, relativ genau simuliert werden können, bereiten kleinräumige Prozesse wie z.B. die konvektive Niederschlagsbildung den grob aufgelösten globalen Klimamodellen große Schwierigkeiten.

Mindestens genauso herausfordernd ist die Modellierung der Weltmeere in den an die Atmosphäre gekoppelten Ozeanmodellen. Fehlendes System-Wissen und auch eine limitierte Messdatengrundlage zur Kalibrierung der Modelle erschweren eine wirklichkeits- oder besser gesagt mess-getreue Abbildung des Systems Ozean. Gerade Regionen, die Besonderheiten in ozeanischen Strömungen und/oder eine enge Kopplung mit Windsystemen aufweisen, sind oft mit großem Bias – also einer systematischen Abweichung im Modell – behaftet.

Auch die Meeresoberflächentemperaturen in der Hauptuntersuchungsregion dieser Arbeit sind von einem teilweise sehr starken Modellbias geprägt. Abbildung 3.5 zeigt den Bias der Meeresoberflächentemperaturen in °C für die Tropen und Subtropen, einzeln für jedes CMIP5 Ensemblemitglied und als Ensemblemittelwert. 14 der 15 ausgewählten Modelle weisen erhebliche Überschätzungen der Temperaturen vor den Küsten von Afrika und Südamerika auf – genau dort, wo der Benguela- und der Humboldtstrom kaltes Wasser von Süden die Kontinent-Westküsten hinauf befördern. Dadurch, dass die Ostküsten zu warm und die westlichen Ozeanbecken oft zu kalt simuliert werden, ist der tropische SST Gradient der Weltmeere in vielen Modellen zu schwach ausgebildet. Abbildung 3.6 zeigt für drei Regionen (ATLN1: 8°O - 15°O, 17°S - 7°S, ATLN2: 0°W - 8°O, 10°S - 3°S und ATLN3: 15°W - 0°O, 3°S - 3°N, vgl. Lutz et al. (2013) und siehe Abb. 3.7) den Jahresverlauf der südostatlantischen SSTs. Die Beobachtungsdaten von HadISST (Abb. 3.6a) zeigen für alle drei Regionen einen ausgeprägten Jahresgang der Temperatur mit Maxima im borealen Frühjahr und Minima im späten Nordsummer. Die jährliche Amplitude beträgt vier bis sechs °C und ist in der südlichsten Region ATLN1 am stärksten ausgeprägt. Das Modellenensemble in Abbildung 3.6b verdeutlicht zum einen den aus Abbildung 3.5 bekannten warmen Temperaturbias, zum anderen aber wird zusätzlich ein zu geringer Temperaturjahresgang deutlich. Die SSTs schwanken im nördlicheren Südatlantik (ATLN1-2) um nur ca. drei °C und im Gegensatz zur Beobachtung unterscheiden sich die drei Regionen kaum voneinander. Nur in der südlichsten Region ist der Einfluss des Benguelastroms vor allem im Nordsummer zu erkennen, sodass sich eine ausgeprägtere Jahresamplitude von etwa vier °C ergibt.

In Abbildung 3.6a sind außerdem für ausgewählte Regionen entlang der südwestafrikanischen Küste (siehe Abb. 3.7) die mittleren monatlichen Niederschläge der 20C Reanalysen abgebildet. Die sechs Regionen wurden so ausgewählt, dass sie

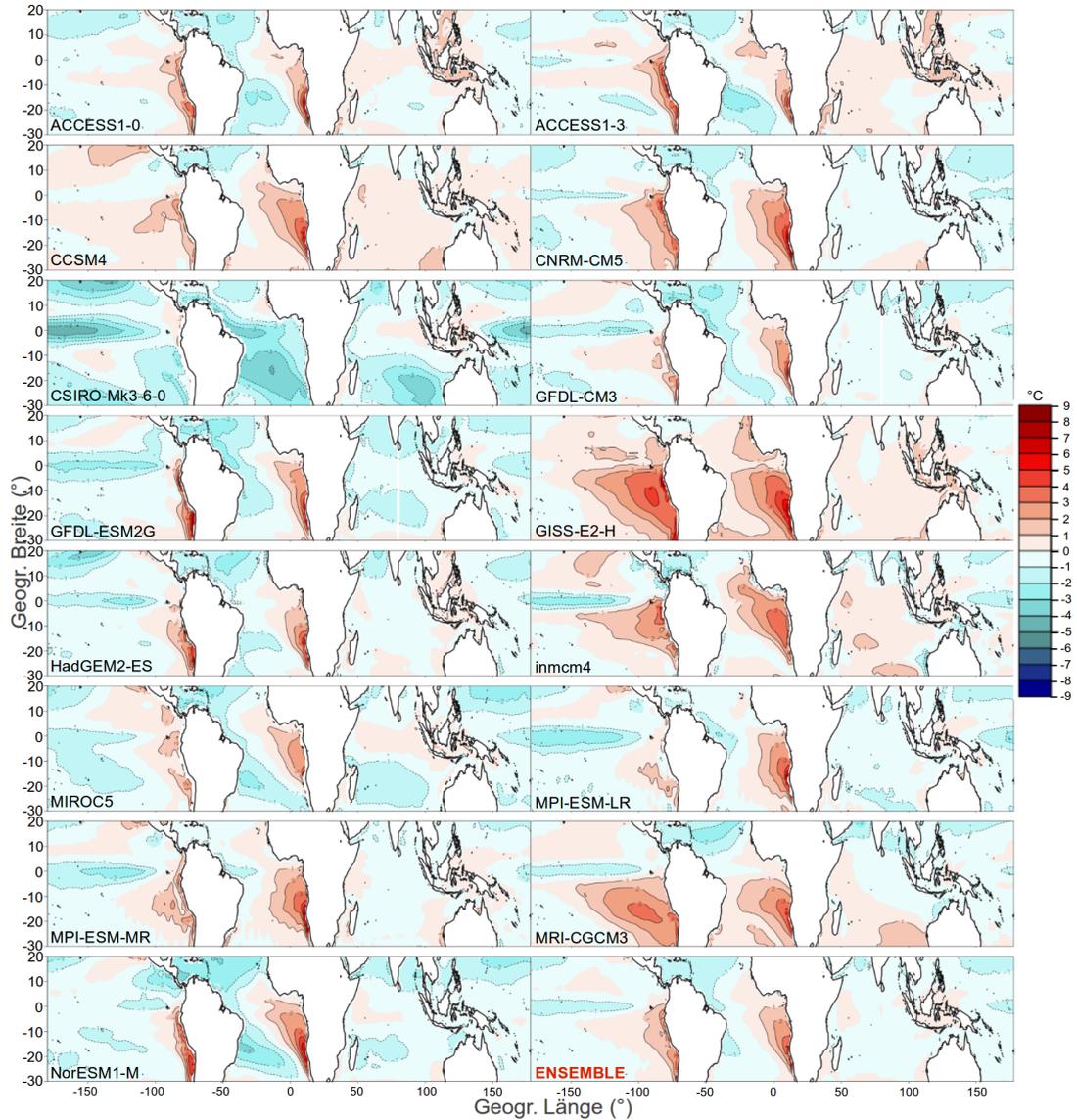


Abbildung 3.5: SST-Modellbias in °C der einzelnen Klimamodelle und des Ensemble-Mittelwertes in den Tropen und Subtropen, gemittelt über das ganze Jahr (1861-2004). Biasberechnung: Modelldaten minus Beobachtungsdaten HadISST.

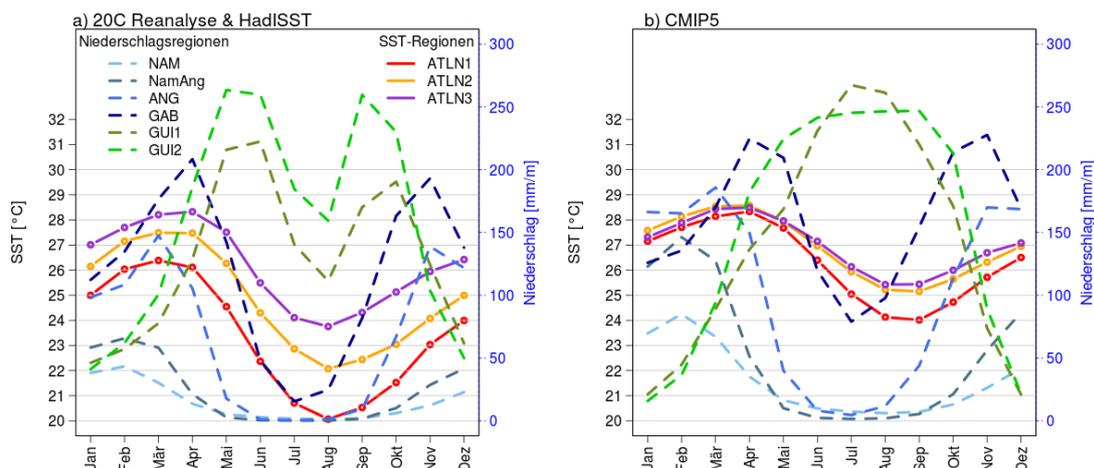


Abbildung 3.6: SST- und Niederschlagsklimatologie im südöstlichen Atlantik und der angrenzenden afrikanischen Küste. Guinea1 (GUI1), Guinea2 (GUI2), Gabun (GAB), Angola (ANG), Namibia/Angola (NamAng), Namibia (NAM); Regionen siehe Abbildung 3.7. **a)** HadISST (1870-2000) und 20C Niederschlags-Reanalysedaten (1871-2000); **b)** CMIP5 Ensemblemittel (1861-2004).

möglichst vollständig die unterschiedlichen Klimate und die verschiedenen Niederschlagsregime entlang der gesamten subsaharischen Westküste repräsentieren. Die südlichste Region liegt an der namibianischen Küste (NAM: $16^{\circ}\text{O}-18^{\circ}\text{O}$, $22^{\circ}\text{S}-28^{\circ}\text{S}$). Hier befindet sich die Namib, eine durch den kalten Benguelastrom bedingte Küstenwüste. Daher erreicht das längjährige Niederschlagsmittel in der „Regenzeit“ von Januar bis März auch nur maximal 40 mm im Monat. Von Mai bis September fällt in der Regel kein Niederschlag. Ähnlich sieht es in der Grenzregion zwischen Namibia und Angola aus, im Südwinter fallen etwa 10 mm mehr Niederschlag pro Monat (NamAng: $12^{\circ}\text{O}-16^{\circ}\text{O}$, $16^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{S}$). Deutlich ausgeprägter dagegen ist die Regenzeit an der Küste von Nordangola – hier regnet es im Südsommer bis zu 140 mm pro Monat (ANG: $14^{\circ}\text{O}-16^{\circ}\text{O}$, $8^{\circ}\text{S}-14^{\circ}\text{S}$). Außerdem ist innerhalb der einen Regenzeit der zweimalige Zenitstand der Sonne zu erkennen mit zwei getrennten Regenpeaks, jeweils im November/Dezember und von Februar bis April. Die vierte Region (GAB: $10^{\circ}\text{O}-14^{\circ}\text{O}$, $6^{\circ}\text{S}-2^{\circ}\text{N}$) befindet sich direkt am Äquator und weist zwei ausgeprägte Regenzeiten auf, die sich jeweils mit einer Verzögerung von ein bis zwei Monaten an dem Zenitstand der Sonne im März und September orientieren. Die nordsommerliche Trockenzeit ist wesentlich ausgeprägter als die im Südsommer, da von Juni bis August das Regenband so weit nördlich verlagert ist, dass am Äquator der regenbringende Einfluss der ITC nicht mehr vorhanden ist. Die große kontinentale Fläche Nordafrikas begünstigt dabei die weite Verschiebung der ITC nach Norden, während die Ablenkung der ITC nach Süden im Südsommer an der Guineaküste wesentlich geringer ausfällt. Dadurch fällt an der Küste Gabuns im Südsommer durch-

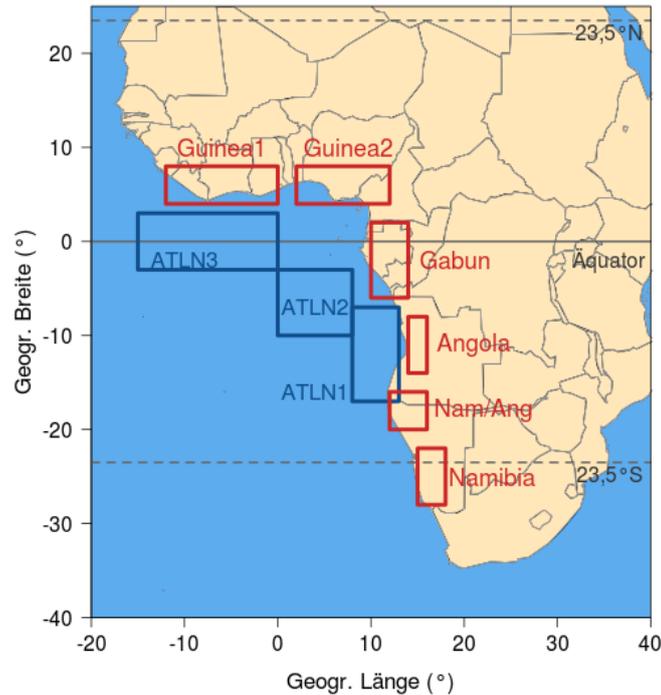


Abbildung 3.7: Ausgewählte SST- und Niederschlagsregionen entlang der afrikanischen Westküste. SST: ATLN1-3; Niederschlag: Guinea1 (GUI1), Guinea2 (GUI2), Gabun (GAB), Angola (ANG), Namibia/Angola (NamAng), Namibia (NAM).

schnittlich mehr Niederschlag als im Nordsommer. Weiter nördlich, entlang der Guineaküste rücken die zwei Niederschlagspeaks der Regenzeit noch weiter zusammen und von April bis Oktober fallen teilweise über 250 mm Regen im Monat (*GUI1*: 12°W-0°W, 4°N-8°N; *GUI2*: 2°O-12°O, 4°N-8°N). Im Gegensatz zu der Region um Gabun ist der Nordwinter trockener als der Südwinter – im Juli und August, kurz nachdem die ITC ihren südlichsten Punkt erreicht hat, fallen durchschnittlich nur etwa 50 mm/Monat Niederschlag an der Küste vom Golf von Guinea.

Abbildung 3.6b zeigt für die eben beschriebenen Regionen die Ergebnisse des CM-IP5 Ensemblemittels. Die Niederschlagsregime am Äquator und südlich davon werden von den Modellen relativ gut beschrieben – allerdings werden die Regenmengen zu den Regenzeiten deutlich überschätzt. So fällt an der Küste von Angola im Südsommer etwa doppelt so viel Niederschlag wie es die Reanalysen zeigen. Hier fehlt der niederschlagsmindernde Einfluss des kalten Benguelastroms, der in den Modell-daten nicht weit genug nach Norden vordringt (siehe Abb. 3.5 und 3.6). Den Regionen an der Guineaküste fehlt die kurze, regenärmere Periode im Nordsommer. Das Niederschlagsmaximum liegt genau in den Sommermonaten, was darauf hindeutet, dass das wandernde Regenband der ITC nicht weit genug nach Norden verlagert wird und die Guineaküste noch im Einflussbereich der ITC liegt.

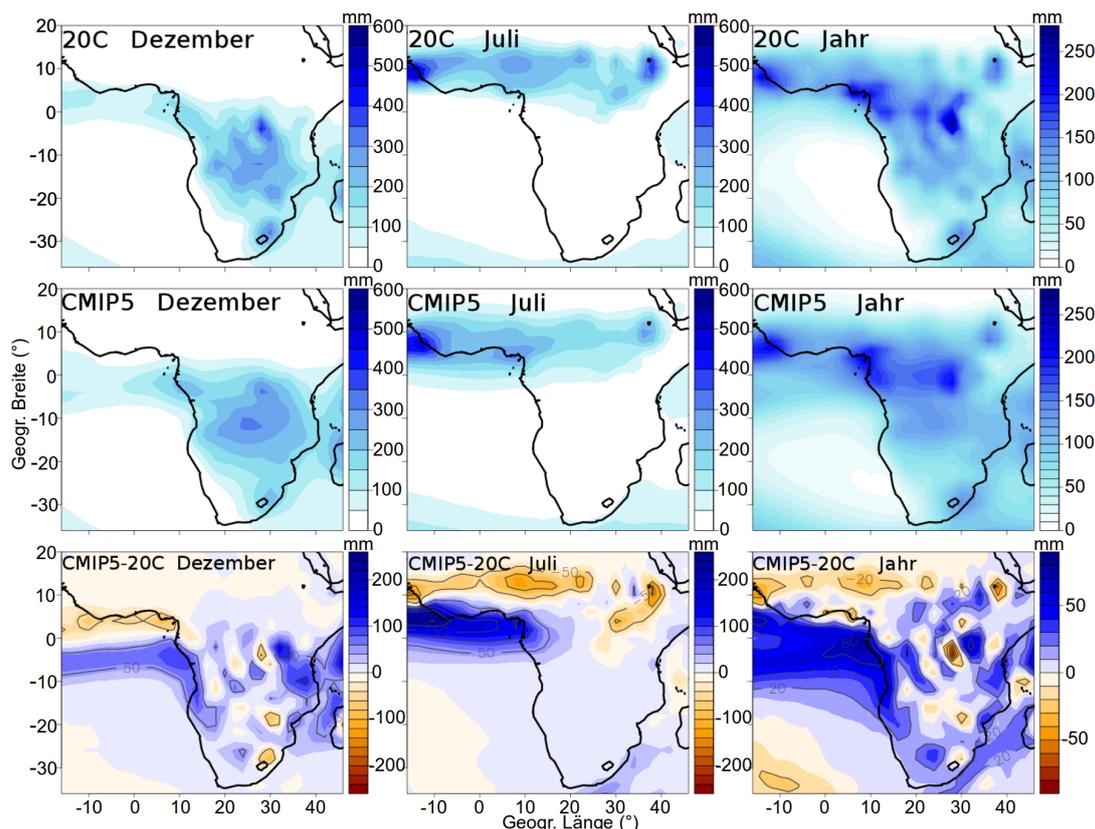


Abbildung 3.8: Niederschlag im südlichen Afrika [mm]. Oben: 20C Reanalysedaten (1871-2000) für Dezember (links), Juli (Mitte) und das Jahresmittel (rechts). Mitte: wie oberste Reihe, aber mit CMIP5 Ensembledaten (1861-2004). Unten: Differenz aus Modelldaten und Reanalysen.

Abbildung 3.8 zeigt die räumliche Verteilung des afrikanischen Niederschlags in den Reanalysen und den Modelldaten für das Jahresmittel, sowie für Juli und Dezember. Während die absoluten Niederschlagsmengen von CMIP5 auf den ersten Blick den Reanalysen sehr ähnlich sind, zeigt die Differenz in der untersten Zeile von Abbildung 3.8 deutliche Niederschlagsbiase. Wie aus Abbildung 3.6 vermutet, liegt das modellierte Regenband im Nordsommer zu weit südlich und überschätzt den Niederschlag über dem Golf von Guinea mit bis zu 200 mm im Juli. Die nördlich angrenzende Sahelzone zwischen 10°N und 20°N unterliegt dagegen einem Niederschlagsdefizit von bis zu 100 mm. Ebenso liegt im Südsommer das Niederschlagsmaximum zu weit südlich. An der Guineaküste regnet es etwa 50 mm zu wenig im Dezember, dafür wird der Niederschlag an der Südwestküste von Gabun bis Nordnamibia um 50 bis knapp 100 mm überschätzt. Die quantitativen Unterschiede zwischen den Klimamodelldaten und den Reanalysen sind mit Unsicherheiten behaftet, unter anderem weil auch die Reanalysedaten nur einen Ensembledatenwert darstellen.

len und selbst vor allem in den Tropen sehr hohe Standardabweichungen von bis zu 300 mm im Monat aufweisen (siehe detaillierte Beschreibung in Kapitel 3.3 und Abbildung 3.4).

Es ist zu beachten, dass der Niederschlagsbias von Modell zu Modell sehr unterschiedlich groß ist. Dies wird exemplarisch für den Monat Juli für alle 15 untersuchten Modelle in Abbildung 3.9 gezeigt. Die Modelle CSIRO-Mk3-6-0 und GISS-E2-H können den afrikanischen Niederschlag, sowohl in der räumlichen Verteilung als auch in der Menge besser modellieren als die restlichen Ensemblemitglieder. Der Großteil der Modelle stimmt aber in der räumlichen Verteilung des Niederschlagsbiases überein. Aus der falsch modellierten Lage der ITC resultiert im Extremfall, dass der äquatornahe Niederschlag im Juli um bis zu 500 mm im Monat überschätzt (siehe MIROC5) und in der nördlich davon gelegenen Sahelzone um bis zu 400 mm unterschätzt wird (inmcm4).

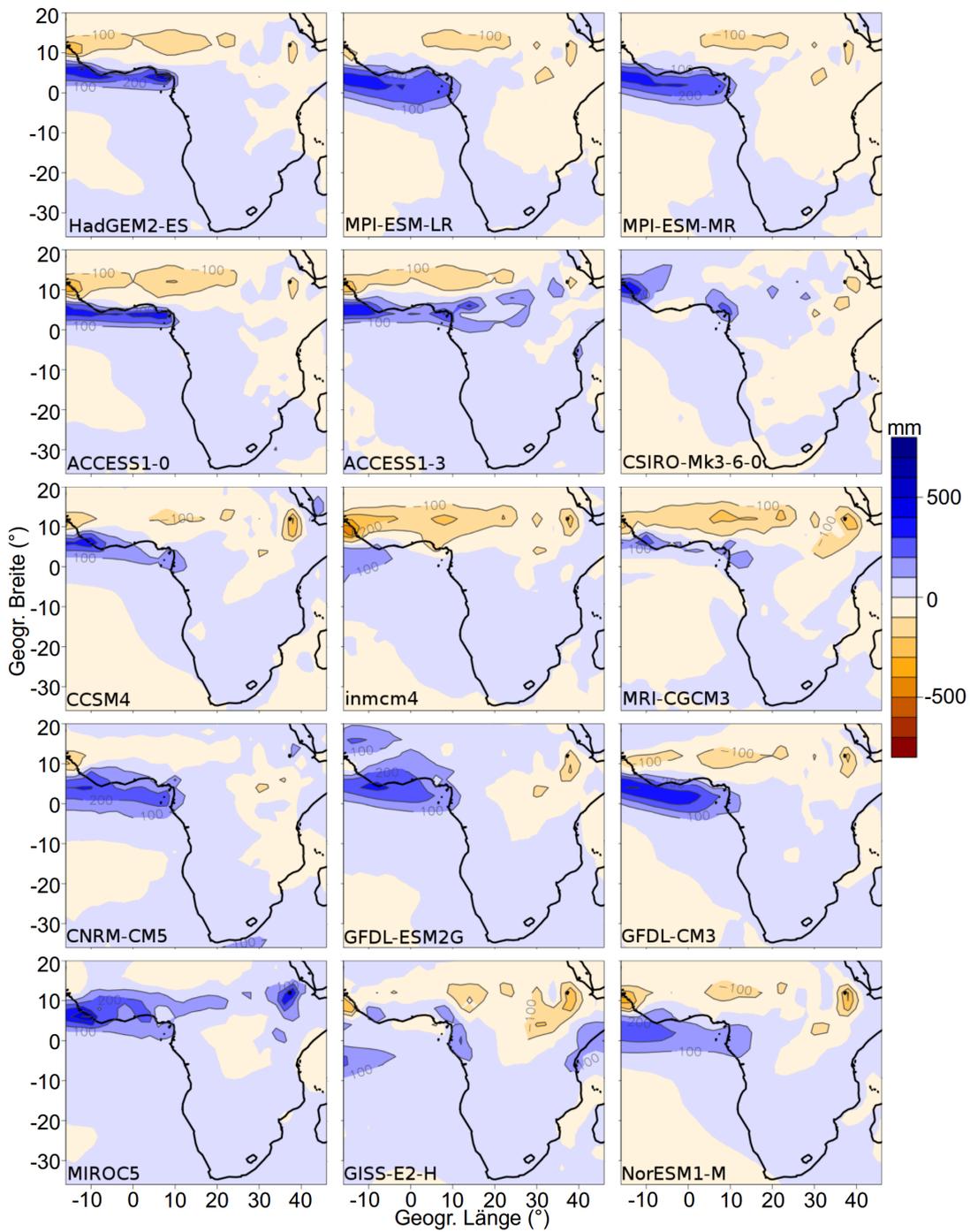


Abbildung 3.9: Differenz des afrikanischen Niederschlags zwischen den untersuchten CMIP5 Modellen (1861-2004) und der 20C Reanalyse (1871-2000) für Juli.

3.5 Ursachen für Modellbias

Die Ursachen dieser systematischen Bias können vielfältig sein. In den folgenden Abschnitten soll ein Überblick über mögliche Ursachen für Unsicherheiten und Fehler in globalen Klimamodellen – speziell für die südatlantische Region – gegeben werden.

Banks et al. (2007) schreiben, dass in ihrem GCM HadGEM1 – eine Vorgängerversion des in dieser Arbeit verwendeten Modells HadGEM2-ES – Antarktisches Zwischenwasser, das sich an der Antarktischen Polarfront um 50°S bildet und im Atlantik Richtung Äquator fließt, fälschlicherweise durch anormal warmes Wasser auf Grund einer schwachen Agulhas Retroflection ersetzt wird. Diese Umkehrzone südlich vom Kap der Guten Hoffnung sorgt normalerweise dafür, dass der größte Teil des südwestwärts entlang der ostafrikanischen Küste fließenden Angulhasstroms zurück in den Indischen Ozean reflektiert wird. Nur etwa 10% des warmen Stroms sollten mithilfe von antizyklonalen Wirbeln in den Atlantik gelangen, bei HadGEM1 dagegen gelangt der Großteil davon in das benachbarte Becken und sorgt dort für zu hohe Temperaturen.

Das Modell CCSM4 analysieren Grodsky et al. (2012) auf seine SST-Fehler im Südatlantik. Die Autoren gehen davon aus, dass aufgrund einer zu geringen horizontalen Auflösung des Ozeanmodells der Transport von kaltem Wasser entlang der südwestafrikanischen Küste nur unzureichend simuliert werden kann. Dies führt dazu, dass der von Norden entgegen strömende wärmere Angolastrom zu weit nach Süden ausgreift. Dieser Biaseffekt im Ozeanmodell wird noch zusätzlich durch einen Bias im gekoppelten Atmosphärenmodell verstärkt. Die simulierten Südostwinde entlang der afrikanischen Küste sind zu schwach, wodurch das Upwelling von kaltem Tiefenwasser vermindert ist und dadurch die advective Ausbreitung von warmem Wasser westwärts gefördert wird.

Xu et al. (2013) untersuchen weitere Gründe dafür, warum Ozeanmodelle die SSTs vor der Küste Afrikas überschätzen. Mit Hilfe von Beobachtungs-, Reanalysedaten und regionalen Ozeanmodellen finden sie heraus, dass der von Norden kommende küstenparallele Angolastrom den kalten von Süden entgegenkommenden Benguelastrom zu stark zurück drängt. Außerdem werden südlich davon vor der Küste von Angola die Thermokline und das komplexe System der Benguela-Upwelling-Zone nicht richtig simuliert, was zusätzlich zum warmen Bias beiträgt.

Richter et al. (2014b) stellen bei der Analyse von 33 CMIP5 Modellen fest, dass die äquatorialen Ostwinde im nordhemisphärischen Frühjahr zu schwach simuliert werden und deshalb die Thermokline im östlichen Südatlantik tiefer liegt als beobachtet. Die abgesenkte Thermokline verringert das Upwelling von kaltem Tiefenwasser vor der afrikanischen Küste und dadurch die Entstehung der jährlich auftretenden äqua-

tornahen Kaltwasserzunge („cold tongue“) im borealen Frühjahr und Sommer. Der Bias der äquatorialen Ostwinde, welcher die SST Anomalie bedingt, hängt wiederum direkt mit dem Niederschlagsbias über den benachbarten Landmassen und der mehr oder weniger korrekt simulierten Lage der ITC über dem Meer zusammen.

Auch Breugem et al. (2008) untersuchen den Bias in der atlantischen *cold tongue* mit Hilfe von drei GCMs und erklären die Unterdrückung der Bildung dieser Kaltwasserzunge mit der anomalen Bildung einer Sperrschicht (*Barrier layer*) im oberen Ozean in den GCMs. Die Sperrschicht isoliert die tiefen, kalten Ozeanschichten thermodynamisch von der Oberflächenschicht, die mit der Atmosphäre agieren kann. Diese Sperrschicht kann in Gebieten mit einer ausgeprägten vertikalen, salzgehaltbedingten Schichtung entstehen. Im äquatorialen Atlantik geschieht dies zum Beispiel durch den Eintrag von Süßwasser aus dem Amazonasbecken, das im nördhemisphärischen Winter und Frühjahr vom oberflächennahen Äquatorialen Gegenstrom bis in den Ostatlantik transportiert werden kann und die Sperrschicht, die bereits aus starken lokalen Regenfällen in Zusammenhang mit der ITC entstanden ist, weiter vergrößert. Die Dicke des Barrier layer bestimmt dabei die Effektivität der Isolierung der kalten von der darüber liegenden warmen Wasserschicht. Ist also eine solche Sperrschicht (in den Modellen auch fälschlicherweise) vorhanden, beeinflusst sie direkt die Meeresoberflächentemperaturen und auch Oberflächenströmungen.

Toniazzo und Woolnough (2014) vermuten, dass in den GCMs der Atlantik am Äquator über tiefere Ozeanschichten fälschlicherweise mit der Upwelling-Region vor der Küste von Angola verbunden ist und so SST Anomalien, die durch den Westwindbias am Äquator entstanden sind, bis vor die angolansische Küste weitergegeben werden.

Wahl et al. (2011) finden durch Sensitivitätsexperimente mit dem Kiel Climate Model (KCM) heraus, dass eine realitätsnähere Simulation der zonalen äquatorialen Ostwinde im Frühjahr zu kühleren SSTs in östlichen tropischen Atlantik führt. Der Grund hierfür ist die stärkere Anhebung der Thermokline im Ostatlantik, die das Upwelling von kälterem Tiefenwasser begünstigt. Durch die kältere Oberflächentemperatur ist die Konvektion im Sommer vergleichsweise schwächer, die Süßwasserzufuhr durch geringere Niederschläge gemindert und dadurch die kühleren SSTs weiter gefördert. Die Überschätzung der SSTs weiter südlich, vor der Südostküste Afrikas hingegen resultieren aus einer zu geringen niedrigen Wolkenschicht und damit zu hoher kurzweiliger Sonneneinstrahlung, welche das Wasser zu stark aufheizt. Zu einem sehr ähnlichen Ergebnis kommen auch Voldoire et al. (2014), die das in dieser Arbeit verwendete französische Modell CNRM-CM5 untersuchen.

Chang et al. (2008) und auch Zermeño-Diaz und Zhang (2013) greifen in ihrer Studie die Problematik des Westwindbiases am Äquator auf und finden heraus, dass die diabatische Erwärmung in der unteren Troposphäre (etwa 850-700 hPa) und damit

auch der Niederschlag über dem Amazonasbecken nicht ausreichend stark simuliert werden. Ihre Ergebnisse stützen sich auf die Analyse von einem (Chang et al.) bzw. acht (Zermeño-Díaz und Zhang) globalen Atmosphärenmodellen. Die unterschätzte diabatische Erwärmung verringert den zonalen Gradienten des Luftdrucks entlang des Äquators, was zu dem besagten Westwindbias führt. Richter et al. (2014a) unterstreichen den Einfluss des zu schwachen Druckgradienten zwischen dem westlichen und dem östlichen Atlantik in ihrer Untersuchung mit zwölf CMIP5 Modellen (acht der zwölf Modelle finden auch im Ensemble der vorliegenden Arbeit Verwendung). Sie weisen außerdem darauf hin, dass der Bias nicht nur bodennah, sondern auch in der freien Troposphäre bis etwa 500 hPa vorhanden ist und Einfluss auf das äquatoriale Windsystem nimmt.

Die Simulation der ITC über dem Atlantik untersuchen Biasutti et al. (2006). Die Autoren stellen fest, dass selbst wenn die globalen Klimamodelle mit beobachteten SSTs angetrieben werden, die Lage der ITC, die vornehmlich über die Menge des fallenden Niederschlags definiert wird, falsch simuliert wird. Im borealen Winter und Frühjahr wird in den Atmosphärenmodellen die ITC zu weit nach Süden verlagert, was in machen Modellen zu einem zweiten Regenmaximum über dem Golf von Guinea führt. Warum die Modelle die Fehler in der Lage der ITC und dem verbundenen Regenband berechnen, wird wie folgt vermutet: Es werden zunächst zwei verschiedene Arten der Niederschlagsentstehung im tropischen Atlantik unterschieden: (1) dynamisch: wenn die Konvergenz von niedertroposphärischem Wind den Ort und die Intensität von Niederschlag bestimmt und (2) thermodynamisch: wenn die Niederschlagsentstehung lokal von der Meeresoberflächentemperatur und der damit verbundenen Thermodynamik und Konvektion abhängt. Die dynamische Variante ist nicht an die Region mit den maximalen SSTs gebunden, da die mittleren bodennahen Konvergenzen, die für die Lage der ITC mitverantwortlich sind, eher durch die meridionale Windkomponente beeinflusst werden (erklärt durch den Lindzen und Nigam (1987) Mechanismus). Dieser Mechanismus wird von den Modellen zumeist zufriedenstellend simuliert. Die Untersuchung zeigt weiter, dass viele Atmosphärenmodelle zu stark auf die gekoppelten SSTs reagieren, weshalb die thermodynamische Variante der Niederschlagsbildung eine verhältnismäßig zu hohe Gewichtung in der Verteilung und Menge der Modell-Niederschläge bekommt. Obwohl also dynamisch gesehen die ITC durch den meridionalen Wind an der richtigen Stelle simuliert werden kann, ist das Niederschlagsmaximum zu sehr an die Orte der maximalen Meerestemperaturen gebunden. Auch Oueslati und Bellon (2015) stellen bei der Untersuchung eines CMIP5 Ensembles fest, dass bei den meisten Modellen die thermodynamische Komponente zum Bias in der ITC führt.

Die möglichen Fehlerquellen in den Modellen sind also zahlreich und bilden oft ganze Fehlerketten, die sich auch von den Ozeanmodellen auf die Atmosphären-

modelle und umgekehrt auswirken können. Bei der Analyse und Interpretation von Klimamodelldaten sollte daher ein Bewusstsein für die enthaltenen Bias und Unsicherheiten vorhanden sein.

4

Methoden

Die Verarbeitung, Bewertung und Analyse der im vorherigen Kapitel beschriebenen Daten erfolgt mithilfe verschiedener statistischer Methoden. Die Statistik ermöglicht es unter anderem, umfangreiche Datensätze anschaulich darzustellen, sie zu komprimieren, Modelle über das Zusammenwirken mehrerer Variablen zu erstellen und dabei vorhandene Unsicherheiten abzuschätzen. Die Statistik lässt sich untergliedern in eine *deskriptive* Statistik, wobei die vorliegenden Daten durch Grafiken, Tabellen und Kennwerte (Mittelwert, Streuung) beschrieben werden und der *induktiven* Statistik, mit der Gesetzmäßigkeiten und Zusammenhänge untersucht werden. Die Beschaffenheit des zu analysierenden Datenmaterials führt zu einer weiteren Unterteilung: Die *univariate* Statistik analysiert eindimensionale Variablen, dazugehörige Methoden sind Häufigkeitsanalysen, Zeitreihenanalysen und die Berechnung von Lageparametern wie dem Median, Quantile oder das arithmetische Mittel. In der *bivariaten* Statistik werden zwei Merkmale gleichzeitig analysiert, um zum Beispiel ihren Zusammenhang mit Korrelations- oder einfachen Regressionsanalysen zu überprüfen. Bei der Analyse von mehr als zwei Variablen (*multivariate* Statistik) wird zwischen strukturentdeckenden Verfahren, wie der Faktoren- oder Hauptkomponentenanalyse und strukturprüfenden Verfahren, wie etwa der multiplen Regression, unterschieden (Streck, 2004; Ernste, 2011).

In den folgenden Abschnitten werden die in der vorliegenden Arbeit verwendeten statistischen Methoden erläutert.

4.1 Präprozessierung der Daten

4.1.1 Indexbildung

Für viele Analysen dieser Arbeit ist die Bildung einer Indexzeitreihe sinnvoll. Der Index soll so gewählt werden, dass er die Eigenschaften einer definierten Region bestmöglichst repräsentieren kann und dabei die Menge der Ausgangsdaten komprimiert. Die Erstellung des Index kann auf unterschiedliche Arten geschehen, etwa

durch die (arithmetische) Mittlung der Zeitreihen mehrerer Gitterboxen eines Gitterdatensatzes zu einer repräsentativen Zeitreihe (Gebietsmittelindex) oder durch komplexere Verfahren wie der Hauptkomponentenanalyse (siehe Abschnitt 4.6). Eine auf das Untersuchungsgebiet bezogene Diskussion zur Verwendung dieser beiden Verfahren findet sich in Kapitel 5.3.

4.1.2 Trendbereinigung

Bei der Untersuchung von langen Zeitreihen im Bezug auf intra- und interannuelle Variabilität kann es notwendig sein, einen eventuell vorhandenen Trend oder dekadische Schwankungen aus der Zeitreihe zu entfernen. Hierzu gibt es mehrere Herangehensweisen.

Eine Methode, den langjährigen Trend aus einer Zeitreihe zu entfernen, der vom amerikanischen NOAA für die Berechnung des Oceanic Niño Index (ONI) verwendet wird, besteht in der Bildung von SST Anomalien, die an das Niveau des jeweils aktuellen Klimas angepasst werden. Dafür werden die Anomalien auf der Basis von 30-jährigen Zeitperioden gebildet, die alle fünf Jahre aktualisiert werden. Will man zum Beispiel eine Anomalienzeitreihe für die Jahre 1950-1955 berechnen, basieren diese auf der Basisperiode von 1936-1965, alle Anomaliewerte zwischen 1956-1960 basieren auf dem 30-jährigen Zeitraum von 1941-1970 usw. (NOAA, 2015). Die Anomalieberechnung erfolgt durch die Subtraktion des „klimaspezifischen“ Mittelwertes von den Originalwerten. Damit der Jahresgang des Klimaelements das Ergebnis nicht beeinflusst, werden die Anomalien einzelmonatlich berechnet und gegebenenfalls anschließend wieder zu einer Zeitreihe zusammen gefügt.

Eine weitere Methode der Trendbereinigung ist die Zeitreihenfilterung. Durch einen Hochpassfilter können ebenfalls langjährige Schwankungen entfernt werden. Die Hochpassfilterung unterdrückt relativ niedrige Frequenzen, um hohe Frequenzen, also kurze Zeitperioden, hervorzuheben. Sie eignet sich dementsprechend besonders, um z.B. intraannuelle Schwankungen zu untersuchen. Die hochpassgefilterte Zeitreihe erhält man durch die Subtraktion der tiefpassgefilterten Daten von den Originalwerten. Die Tiefpassfilterung wird folgendermaßen durchgeführt:

$$a'_i = \sum_{k=-m}^{+m} a_{i+k} * w_k \quad (4.1)$$

mit: a' = tiefpassgefilterte Zeitreihe, a = zu filternde Originalzeitreihe, i = aktueller Zeitschritt, wobei $i = m+1, \dots, n-m$, n = Länge der Originalzeitreihe, m = einseitige Filterspannweite, z.B. ist bei einem 11-jährigen Filter jährlicher Daten $m=5$, k = Zähler innerhalb der Filterspannweite und w_k = Filtergewicht.

In dieser Arbeit wird der Gauß'sche Filter verwendet, dessen Filtergewichte auf

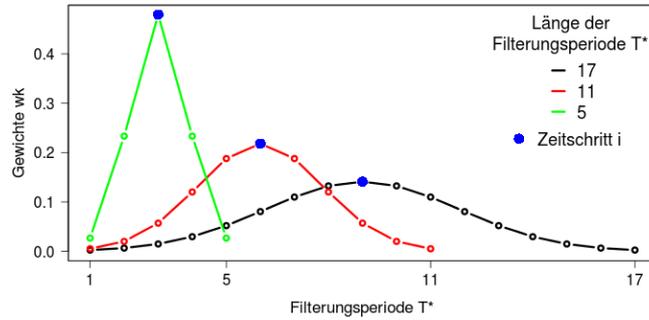


Abbildung 4.1: Gauß'sche Filtergewichte für unterschiedliche Filterlängen.

der Gauß'schen Normalverteilung basieren und eine besonders wirksame Filterwirkung aufweisen (Schönwiese, 2013). Die Filtergewichte w_k^{roh} werden folgendermaßen berechnet:

$$w_k^{roh} = f_Z\left(k * \frac{6}{T^*}\right) \quad (4.2)$$

mit T^* = Filterungsperiode (z.B. $T^* = 11$ bei einer 11-jährigen Filterung jährlicher Daten), f_Z = Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Standardnormalverteilung und $k = -m, \dots, m$. Die Filtergewichte werden anschließend normiert:

$$w_k = \frac{w_k^{roh}}{\sum_{k=-m}^{+m} w_k^{roh}} \quad (4.3)$$

Unterschiedliche Filterlängen und die dazugehörigen Gauß'schen Filtergewichte zeigt Abbildung 4.1. In der vorliegenden Arbeit wird eine Filterlänge von elf Jahren verwendet, wobei zur Berücksichtigung des Jahresgangs die Filterung einzelmonatlich erfolgt.

4.1.3 Standardisierung

Eine Standardisierung von Zeitreihen wird nötig, sobald man zwei Variablen mit unterschiedlichen Verteilungen oder Einheiten vergleichen will. Das Ergebnis ist eine dimensionslose Einheit, die den Mittelwert 0 und eine Standardabweichung von 1 aufweist und deren Werte die Vielfachen der Standardabweichungen der Stichprobe darstellen. Die Berechnung von standardisierten Anomalien geschieht über die sogenannte z-Transformation:

$$z = \frac{x - \bar{x}}{s_x} \quad (4.4)$$

wobei z die standardisierte Anomalie, x den Originalwert, \bar{x} den zugehörigen Mittelwert und s_x die zugehörige Standardabweichung repräsentieren (Wilks, 2006).

4.2 Wavelet-Analyse

Die Wavelet-Transformation ist ein Analysetool, das sich für die Untersuchung von mehrskaligen, nicht-stationären Prozessen eignet. Seit diese Analyse von Haar (1910) eingeführt wurde, fand sie zunächst fast ausschließlich Anwendung bei der Bildverarbeitung und Bild- bzw. Audiodatenkompression (Lau und Weng, 1995). Einige Jahre später setzte sich die Methode auch in der Klimatologie und Geophysik durch, Weng und Lau (1994) etwa untersuchten damit die tropische Konvektion und Gu und Philander (1995) das ENSO System.

Die Wavelet-Transformation kann als eine Art generalisierter Fourier-Transformation gesehen werden. Die Fourier-Transformation nutzt Sinus- und Kosinusfunktionen, um ein Signal in ein kontinuierliches Spektrum zu zerlegen. Die Wavelet-Analyse ermöglicht es zudem, die zeitliche Entwicklung der spektralen Charakteristik z.B. einer Klimazeitreihe zu ermitteln, da die Zeitreihe mittels eines wandernden Fensters in mehrere Sequenzen geteilt wird, die einzeln analysiert werden können.

Zu unterscheiden ist zwischen diskreten und kontinuierlichen Wavelet-Transformationen, wobei erstere vor allem in der Datenkompression und -reduktion genutzt werden und letztere eher zur Daten- und Skalenanalyse in den Naturwissenschaften, da sie meist die physikalisch sinnvollere Interpretierbarkeit erlauben. Zudem muss die Basis- oder Mutter-Funktion für die Analyse gewählt werden. Diese Basisfunktion dient als Grundlage für eine ganze Familie an Funktionen, die für eine Wavelet-Analyse benötigt werden und durch Dehnung, Stauchung und Verschieben entlang der Zeitachse – je nach vorliegender Frequenzbeschaffenheit – entstehen (Niederholz, 1999). Als Mutter-Funktion wird in der vorliegenden Arbeit die Morlet-Funktion gewählt (Morlet, 1983), die durch die Multiplikation einer komplexen harmonischen Schwingung mit einem Gauß-Fenster gebildet wird und sich in der Klimawissenschaft zur Analyse von Zeitreihen bewährt hat (Torrence und Compo, 1998).

Abbildung 4.2 zeigt das graphische Ergebnis der Wavelet-Analyse für den trendbereinigten und zusätzlich Gauß-hochpassgefilterten SST-Index des Beobachtungsdatensatzes HadISST in der Region ATLN3 (15°W - 0°O, 3°S - 3°N) im äquatorialen Atlantik. In Abbildung 4.2a ist die Index-Zeitreihe dargestellt, 4.2b zeigt das Energiespektrum der Analyse: auf der x-Achse befindet sich die Zeitachse, auf der y-Achse die Wavelet-Perioden in Jahren. Die dicken schwarzen Linien zeigen signifikante Regionen an (99% Konfidenzintervall). Randregionen, die nicht interpretiert werden sollen, sind schwarz schraffiert. Werte mit einer hohen Energie sind rot dargestellt

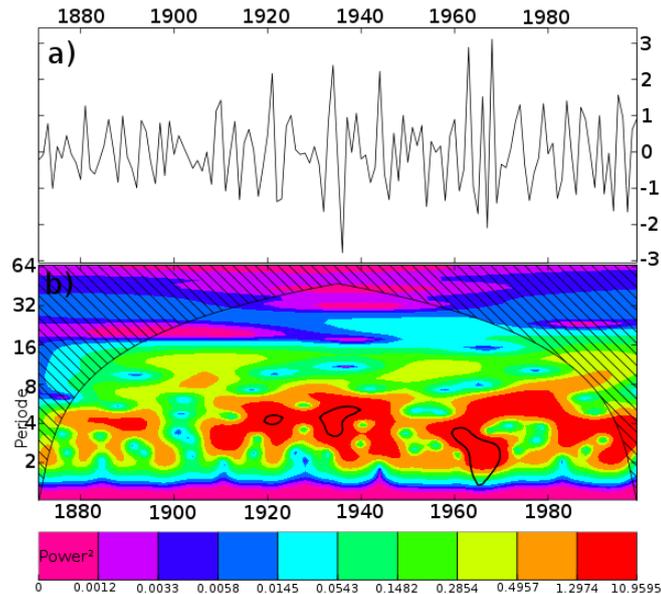


Abbildung 4.2: a) Trendbereinigte und zusätzlich Gauß-hochpassgefilterte Zeitreihe der SST Anomalien für den Gebietsmittelindex ATLN3 ($15^{\circ}\text{W} - 0^{\circ}\text{O}$, $3^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}\text{N}$) im äquatorialen Atlantik für HadISST (1871-1999). b) Dazugehöriges Wavelet Energiespektrum (Morlet wavelet). Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode (y-Achse) während eines bestimmten Zeitraumes (x-Achse) wider.

und deuten in diesem Fall eine hohe Aktivität der SSTs im äquatorialen Atlantik an. Die höchste Energie fällt dabei auf die Perioden bzw. Wiederkehrintervalle von etwa zwei bis fünf Jahren und die atlantische SST Variabilität war von 1920-1940 und in den 1960er Jahren besonders ausgeprägt.

4.3 Kompositen-Analyse

Will man zum Beispiel wissen, welcher Luftdruck während Atlantik Niños über dem südlichen Atlantik herrscht, bietet sich die Bildung eines Luftdruck-Komposits an, der die über alle relevanten Zeitschritte arithmetisch gemittelten Luftdruckdaten zu den entsprechenden Niño Events enthält. Der neue Datensatz gibt dementsprechend den mittleren Zustand zu speziell ausgewählten Zeitpunkten wider. Das Kompositenfeld kann auch mit einem zeitlichen Versatz zu den eigentlichen Events gebildet werden, womit länger andauernde oder sich langsam entwickelnde Anomalien dargestellt werden können. Auch lassen sich eine Vielzahl weiterer Bedingungen an die Ausformung eines Kompositen knüpfen, wie es im Kapitel 7 zu den Telekonnectionen verwendet wird. Um die atmosphärischen Randbedingungen der Telekonnectionen zwischen Atlantik und Pazifik zu untersuchen, werden z.B. nur diejenigen

Zeitschritte in die Kompositen aufgenommen, die 1) im Sommer einen Atlantik Niño und 2) im darauf folgenden Winter eine Pazifik La Niña aufweisen (Ott et al., 2015).

Ob sich die Kompositen, die zu Atlantik Niño Events gebildet werden, signifikant von dem Zeitraum, zu dem keine Warmwasserereignisse statt gefunden haben, unterscheiden, wird mit einem *U-Test* (auch: Mann-Whitney-Wilcoxon-Test) überprüft. Der U-Test prüft, ob zwei Verteilungen zur selben Grundgesamtheit gehören, indem der Unterschied in der zentralen Tendenz der zwei Datensätze festgestellt wird. Er hat gegenüber dem t-Test den Vorteil, dass es kein parametrischer Test ist und somit keine Normalverteilung der Daten voraussetzt (Wilks, 2006).

Um die Signifikanz im mittleren Modellensemble darzustellen, wird auf eine qualitative ausgerichtete Methode zurückgegriffen: Als Schwellenwert für die Definition von signifikanten Unterschieden wird der *Modellkonsens* herangezogen, der die Signal-Übereinstimmung zwischen den einzelnen Modellensemblemittgliedern enthält. Besteht z.B. ein Modellkonsens von mindestens 70%, bedeutet dies, dass zehn von 15 Klimamodellen in ihrer Ergebnistendenz übereinstimmen. Zur Verschärfung des Kriteriums wird zusätzlich ein Schwellenwert festgesetzt, der überschritten werden muss, um als zu wertendes Signal in die Analyse mit einzugehen. Wird etwa ein Ensemble-Komposit aus den einzelnen Modelldaten gebildet, der die Anomalien zu Niño Ereignissen enthält, werden nur Modelle beachtet, deren SST Anomalien die $\pm 0,3$ -fache Standardabweichung ihrer Anomaliezeitreihe überschreiten. So werden Änderungssignale, die zu nahe an 0 liegen, herausgefiltert.

4.4 Korrelation

Eine bivariate Korrelationsrechnung bietet sich an, um den statistischen Zusammenhang zweier Stichproben zu überprüfen. Der resultierende Korrelationskoeffizient gibt zusätzlich die Güte des ermittelten Zusammenhangs wieder. Er nimmt Werte zwischen -1 und 1 an, wobei ± 1 einen perfekten positiven/negativen linearen und 0 keinen Zusammenhang zwischen zwei Stichproben angeben (Schönwiese, 2013).

Die am häufigsten angewendete Form der Korrelation ist der *zweidimensionale lineare Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient* nach *Pearson*, um den Zusammenhang zweier Stichproben *a* und *b* mit dem Stichprobenumfang *n* zu ermitteln (Schönwiese, 2013):

$$r_{ab} = \frac{\sum a_i b_i - \frac{1}{n} \sum a_i * \sum b_i}{\sqrt{\left[\sum a_i^2 - \frac{1}{n} * (\sum a_i)^2 \right] \left[\sum b_i^2 - \frac{1}{n} * (\sum b_i)^2 \right]}} \quad (4.5)$$

Dabei sind folgende Voraussetzungen zu beachten: Die Stichproben sollten jeweils

mindestens 30 Werte enthalten, innerhalb der Stichproben sollte Datenunabhängigkeit herrschen (etwa mit einem χ^2 -Test oder durch Autokorrelation zu ermitteln) und sie sollten zumindest annähernd normalverteilt (getestet mit dem Shapiro-Wilk-Test) sein. Insbesondere die untersuchten Niederschlagszeitreihen können letztere Voraussetzung nicht immer erfüllen. Als Alternative zum Pearson-Korrelationskoeffizienten bietet sich in diesen Fällen der parameterfreie Rangkorrelationskoeffizient nach *Spearman* an. Er wird wie folgt, unter Berücksichtigung der Vergabe gleicher Rangplätze der Stichprobenwerte a_i und b_i (sog. Bindungen), geschätzt (Bahrenberg et al., 1999):

$$r_s = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^n d_i^2}{n * (n^2 - 1) - (T_a + T_b)} \quad (4.6)$$

mit

$$T_a = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^k (t_{aj}^3 - t_{aj})$$

$$T_b = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^l (t_{bj}^3 - t_{bj})$$

und n = Stichprobenumfang, $d_i = |a_i^* - b_i^*|$, a_i^* = Rangplatz des i -ten Elements bzgl. a , b_i^* = Rangplatz des i -ten Elements bzgl. b , k = Anzahl der Bindungen bei a , l = Anzahl der Bindungen bei b , t_{aj} = Anzahl der Stichprobenelemente mit dem gleichen Rangplatz a_j und t_{bj} = Anzahl der Stichprobenelemente mit dem gleichen Rangplatz b_j .

Es ist bei beiden Korrelationstypen gleichgültig, welche der beiden Stichproben als unabhängige bzw. abhängige Variable angesehen wird. Anstatt des Korrelationskoeffizienten selbst kann auch sein quadratischer Wert interpretiert werden (sog. Bestimmtheitsmaß). Dieses Bestimmtheitsmaß gibt die gemeinsame erklärte Varianz der beiden Stichproben an (Schönwiese, 2013).

Bei der Interpretation des Korrelationsergebnisses müssen zusätzlich Punkte beachtet werden, um eine Fehlinterpretation zu verhindern. Da z.B. bei der Korrelation nach Pearson nur ein möglicher linearer Zusammenhang geprüft wird, bedeutet ein Pearson-Korrelationskoeffizient nahe 0 nicht, dass es keinen Zusammenhang zwischen den Stichproben a und b gibt – es könnte auch ein nicht-linearer Zusammenhang bestehen (Wilks, 2006; Schönwiese, 2013). Zudem ist es möglich, dass weitere Größen den Zusammenhang zwischen a und b beeinflussen.

Sind eine oder mehrere Störgrößen bekannt, so können diese durch eine **partielle Korrelation** berücksichtigt werden (Schönwiese, 2013). Die partielle Korrelation bestimmt den Zusammenhang der Stichproben a und b , schließt aber einen beein-

flussenden Effekt einer oder mehrerer Größen c, d, e, \dots aus. Der partielle Korrelationskoeffizient berechnet sich wie folgt:

$$r_{ab.cO} = \frac{r_{ab.O} - r_{ac.O} * r_{bc.O}}{\sqrt{(1 - r_{ac.O}^2)(1 - r_{bc.O}^2)}} \quad (4.7)$$

Das O steht für eine beliebige Anzahl an zusätzlichen Störvariablen. Für eine partielle Korrelation höherer Ordnung (>1) müssen zunächst sämtliche partielle Korrelationen niedrigerer Ordnung berechnet werden. So können die partiellen Korrelationskoeffizienten der nächsthöheren Ordnung rekursiv aus denen der nächsttieferen Ordnung bestimmt werden (Ernste, 2011; Bortz und Schuster, 2010).

Die statistische Signifikanz der Korrelationsergebnisse gibt Aufschluss über die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Zusammenhang zufällig oder tatsächlich vorliegt. Sie kann zum Beispiel mit einem t-Test überprüft werden. Der t-Wert der Korrelation r_{ab} mit dem Stichprobenumfang N und dem Freiheitsgrad df lässt sich folgendermaßen errechnen (Schönwiese, 2013):

$$t_{df} = \frac{r_{ab} * \sqrt{N - 2}}{\sqrt{1 - r_{ab}^2}} \quad \text{mit } df = N - 2 \quad (4.8)$$

Es wird gegen ein selbst festzusetzendes Fehlerniveau α bzw. gegen einen kritischen t-Wert getestet.

4.5 Lineare Regression

Anders als bei der Korrelationsrechnung kann bei der Regression zweier Stichproben ein funktionaler Zusammenhang ermittelt werden. Bei der Regression muss eine eindeutige Zuordnung der Stichproben zu unabhängiger (Prädiktor) und abhängiger (Prädiktand) Variable erfolgen (Schönwiese, 2013). Ziel ist es, eine lineare Funktion zu finden, die den Zusammenhang der Stichproben optimal beschreibt. Die Regressionsgleichung entspricht der Gleichung einer Geraden im zweidimensionalen Raum:

$$y_i = a + bx_i + e_i \quad (4.9)$$

mit y_i = Vektor der abhängigen Variable, x_i = Vektor der unabhängigen Variable, a = Regressionskonstante (Schnittpunkt der Gerade mit der y-Achse), b = Regressionskoeffizient (Steigung der Geraden) und e_i = Residuum. Die Regressionsgerade wird so berechnet, dass die Summe der quadrierten Abstände (Residuen) aller Punkte zur Geraden minimal ist. Das Residuum ist die Differenz aus beobachtetem Wert y_i und dem durch die Gerade geschätzten Wert \hat{y}_i (Bahrenberg et al., 1999; Ernste, 2011). Für

die Anwendung der Regressionsanalyse müssen die Daten folgende Voraussetzungen erfüllen: die Zeitreihen müssen jeweils mindestens 30 Werte umfassen, Normalverteiltheit aufweisen und voneinander unabhängig sein (Schönwiese, 2013).

Die lineare Regression wird in der vorliegenden Arbeit verwendet, um (1) den Trend in Zeitreihen zu bestimmen (siehe Kapitel 5.5). Dafür wird die Differenz des ersten und letzten Zeitpunktes der linearen Regressionsgeraden herangezogen. Die Signifikanz der Trends kann zum einen über die Statistik eines F-Tests, oder das Trend-Rausch-Verhältnis (T/R) ermittelt werden. Der F-Test prüft, ob alle Steigungsparameter des Modells gleich Null sind oder nicht, das T/R-Verhältnis stellt die Varianz der Zeitreihe dem Trendwert gegenüber und führt zu einem „strengerem“ Testverfahren. Es berechnet sich durch die Division von Trendwert und Standardabweichung der Zeitreihe. Bei annähernd normal verteilten Daten wird das Signifikanzniveau von 95% erreicht, wenn das T/R-Verhältnis größer als 1,96 ist (Rathmann, 2009). (2) In Kapitel 7 wird mittels der linearen Regression der Einfluss von Modellfehlern auf die Häufigkeiten verschiedener Telekonnektionstypen getestet.

4.6 Hauptkomponentenanalyse

Die Hauptkomponentenanalyse (engl. principal component analysis, PCA) ist ein in der Klimatologie weit verbreitetes multivariates Verfahren, um Muster ähnlicher Variabilität zu identifizieren. Diese Muster werden zu sogenannten Hauptkomponenten (engl. principal components, PC) zusammengefasst, wodurch eine deutliche Reduktion der Datendimension ermöglicht wird, die wichtigsten Informationen des Datensatzes und auch ein Großteil der Varianz der Ausgangsdaten aber erhalten bleiben. Die Hauptkomponenten entstehen durch eine orthogonale Transformation der Eingangsdaten und sind letztlich untereinander nicht korreliert. Die erste extrahierte Hauptkomponente repräsentiert den größten Anteil der Varianz des Datenfeldes, die zweite den zweitgrößten usw. (Schönwiese, 2013; Wilks, 2006).

In dieser Arbeit wird die s-modale PCA, basierend auf einer Korrelationsmatrix, die sich im Untersuchungsgebiet als zielführend erwiesen hat (Romberg, 2014), berechnet. Dabei werden die Gitterboxen als Variablen gewählt und die Zeitreihe des Klimaelements als Ereignisfälle. So sollen Raumeinheiten gefunden werden, deren zeitliche Variabilität möglichst optimal durch eine gemeinsame Zeitreihe repräsentiert werden kann. Diese gemeinsame Zeitreihe wird im s-modalen Fall durch die Hauptkomponentenwerte (scores) bereitgestellt, die Verortung dieser Zeitreihe im Untersuchungsraum geschieht über Hauptkomponentenladungen (loadings), welche die Korrelationen zwischen der PC und den Originaldaten beinhaltet (Rathmann, 2009).

Zur besseren physikalischen Interpretierbarkeit der Ergebnisse wird eine ortho-

gonale Rotation (Varimax) durchgeführt. Die Rotation der Ladungen hat zur Folge, dass sich die Anteile der erklärten Varianz gleichmäßiger über die extrahierten Hauptkomponenten verteilen, wodurch die erste PC etwas an Bedeutung verliert und die nachfolgenden an Bedeutung gewinnen. Der Gesamtvarianzerklärungsanteil der PCA bleibt jedoch gleich (Wilks, 2006).

Die Anzahl der zu extrahierenden Hauptkomponenten ist vom Anwender zu bestimmen. Hierfür gibt es mehrere mögliche Auswahlkriterien. Das Ziel ist es, mit einer möglichst geringen Anzahl an PCs möglichst viel Varianz im Untersuchungsraum erklären zu können. Gängige Verfahren sind der Scree-Test, eine graphische Darstellung der Eigenwerte (Summe der quadrierten Ladungen aller Variablen einer Hauptkomponente), oder das Kaiser-Kriterium, nach dem eine PC einen Eigenwert > 1 aufweisen muss. Auch kann als Auswahlkriterium ein Schwellenwert definiert werden, der die zu erreichende erklärte Gesamtvarianz festlegt. Ein etwas komplexeres Verfahren ist das sogenannte Dominanzkriterium. Dieses Auswahlverfahren stellt sicher, dass jede extrahierte PC noch mindestens einen Gitterpunkt im Raum als Variationszentrum repräsentiert (Jacobeit, 1993; Rathmann, 2009). Nach welchem Kriterium die Anzahl der zu extrahierenden PCs bestimmt wurde, wird in den jeweiligen Kapiteln erläutert, in denen die PCA zur Anwendung kommt.

5

Südostatlantik-Charakteristik und Atlantik Niños

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Untersuchung des Atlantik Niños sowie dessen regionale und globale Auswirkungen und Interaktionen – und zwar im Ensemble der bereits im Kapitel 3 beschriebenen CMIP5 Modelle. In diesem Kapitel sollen nun das Phänomen des Atlantik Niño im Allgemeinen (Kapitel 5.1), seine Entstehungstheorien (Kapitel 5.2), die Möglichkeiten der Definition von Atlantik Niños (Kapitel 5.3) und die Eigenschaften der Warmwasserereignisse in den globalen Klimamodellen erläutert werden (Kapitel 5.4). Anschließend wird der ozeanische Temperaturanstieg in der Untersuchungsregion im 20. Jahrhundert und der prognostizierte für die kommenden rund 100 Jahre thematisiert (Kapitel 5.5). Als letzter Punkt folgt der Versuch, die Modelle aufgrund ihrer Fähigkeit, die Charakteristik des Atlantiks und der Atlantik Niños zu simulieren, mithilfe eines Rankingverfahrens zu bewerten (Kapitel 5.7).

5.1 Atlantik Niño

Ähnlich dem bekannten El Niño Phänomen im pazifischen Ozean gibt es Warmwasserereignisse auch vor der Westküste Afrikas. Die Temperaturanomalie im Ozean hat weitreichende Folgen: Entlang der afrikanischen Atlantikküste – von Namibia bis zum Sahel – wird im Zusammenhang mit Atlantik Niños von anomalen Niederschlägen und daraus resultierenden Überschwemmungen an der Küste oder Dürreperioden berichtet, die das Leben der Menschen bedrohen (z.B. Hirst und Hastenrath, 1983; Reason und Rouault, 2006; Hansingo und Reason, 2009; Lutz et al., 2014). Die Warmwasseranomalie selbst hat Folgen für die Fischpopulationen im Südostatlantik und dadurch auch für die ansässigen Fischer, denn das anomal warme Wasser verändert z.B. den Nährstoffgehalt und zwingt die Meeresbewohner, falls überhaupt möglich, auf andere Ozeanregionen auszuweichen. Zugleich ermöglicht es aber auch die zeitweise Zuwanderung anderer, wärmeres Wasser bevorzugender Fischarten

(Shannon et al., 1988; Gammelsrød et al., 1998; Binet et al., 2001). Die Auswirkungen der modellierten Atlantik Niños auf das regionale Klima und insbesondere den afrikanischen Niederschlag werden in Kapitel 6 beschrieben.

Doch nicht nur räumlich nah liegende Gebiete unterliegen dem Einfluss der atlantischen Warmwasseranomalie. Über die Atmosphäre können Anomalien, die ein Atlantik Niño erzeugt, bis in weit entfernte Erdregionen getragen werden und die dortigen Klimaelemente beeinflussen. Wang (2006) und Keenlyside und Latif (2007) sind als erste dem Phänomen nachgegangen, dass die Temperaturanomalien im Atlantik den tropischen Pazifik beeinflussen. Aber auch der Indik und der indische Monsun reagieren auf die Fernwirkung des Atlantiks, wie Kucharski et al. (2009) und Barimalala et al. (2012) gezeigt haben. Diese Telekonnektionen und wie gut sie in den globalen Klimamodellen wiedergegeben werden, werden in Kapitel 7 analysiert.

Die Warmwasserereignisse des tropischen Atlantiks wurden zunächst anhand zwei getrennter Phänomene beschrieben:

- **Benguela Niños:** Warmwasserereignisse in Bereich des Benguelastroms, also südlich des Äquators etwa zwischen 15°S und 25°S vor der Küste Namibias und Angolas (Shannon et al., 1986).
- **Atlantik Niños:** Warmwasserereignisse entlang des Äquators im Zentral- und Ostatlantik (Philander, 1986; Zebiak, 1993).

Neuere Studien aber belegen, dass diese zwei einzelnen Phänomene zusammen betrachtet werden sollten, da sie stark miteinander korrelieren und sich die Erwärmung der SSTs meist über das ganze südostatlantische Becken – wenn auch teilweise mit einer Zeitverzögerung von bis zu einem Monat – erstreckt (Huang et al., 2004; Lübbecke et al., 2010; Lutz et al., 2013). Der in dieser Arbeit verwendete Begriff des *Atlantik Niños* umfasst daher sowohl den äquatorialen als auch den Benguela Niño. Komplementär zu den Atlantik Niños gibt es auch Kaltwasserereignisse im äquatorialen Atlantik, die, entsprechend dem pazifischen Vorbild, *Atlantik Niñas* genannt werden. Deren Untersuchung steht in dieser Arbeit aber im Hintergrund.

5.2 Entstehung von Atlantik Niños

Die Gründe für das Auftreten anomal hoher SSTs vor der Westküste Afrikas unterliegen der aktuellen Forschung und wurden bis dato nicht abschließend geklärt. Bislang wurden mehrere verschiedene Theorien zu der Entstehung von Atlantik Niños formuliert, die sich gegenseitig nicht unbedingt ausschließen und darauf hindeuten, dass es nicht einen einzigen verantwortlichen Mechanismus für die anomal hohen

SSTs geben muss, sondern mehrere atmosphärische und ozeanische Prozesse einen Atlantik Niño auslösen können.

Die wohl am häufigsten beschriebene Ursache für die Warmwasseranomalien sind abgeschwächte äquatoriale Ostwinde im Westatlantik. Lassen die Passate in ihrer Stärke nach, kann eine äquatoriale Kelvinwelle ausgelöst werden, die im Atlantik von West nach Ost wandert. Dies hat einen Ausgleich der ozeanischen Durchmischungsschicht zur Folge – im „Normalzustand“ sorgen die Passate dafür, dass im Westen des Ozeanbeckens warmes Wasser aufgestaut wird und die Thermokline tief liegt, im Osten dagegen liegt die Thermokline wesentlich höher und durch Upwelling kann kaltes Wasser in die Mischungsschicht eindringen. Das Nachlassen der Passate kann etwa durch eine Abschwächung der Südatlantischen Antizyklone ausgelöst werden (Lübbecke et al., 2010). Der Zeitversatz zwischen der Windanomalie im Westen und der Erwärmung der SSTs im Osten durch die Absenkung der Thermokline, dem Zuführen des wärmeren Wassers aus dem Westen und des verringerten Upwellings wird mit 1 bis 6 Monaten beschrieben (Moore et al., 1978; Servain et al., 1982; Delecluse et al., 1994; Florenchie et al., 2003; Rouault et al., 2007; Richter et al., 2013). Zusätzlich sorgt der Bjerknes Feedback, der nicht nur im Pazifik im Zuge des ENSO-Systems beschrieben wird, sondern auch für den Atlantik nachgewiesen wurde (Xie und Carton, 2004; Keenlyside und Latif, 2007), dafür, dass sich die Anomalien zusätzlich durch die positive Rückkopplung verstärken. Denn eine Erwärmung im östlichen Ozeanbecken bedingt eine Abschwächung der äquatorialen Ostwinde westlich der Wärmequelle, was wiederum das Upwelling an der Küste abschwächt und die Thermokline vertieft und somit die Erwärmung der SSTs weiter fördert (Lübbecke und McPhaden, 2013).

Keenlyside und Latif (2007) haben berechnet, dass sich eine SST Anomalie von 1°C im Ostatlantik durch den Bjerknes Effekt selbst noch einmal um $0,3^{\circ}\text{C}$ verstärkt. Damit ist die positive Rückkopplung im Atlantik schwächer als im Pazifik – Xie und Carton (2004) vermuten, dass dies an der geringeren Größe des Ozeanbeckens liegt. Am effektivsten ist der Bjerknes Feedback im Nordfrühjahr und -sommer, was in der ausgeprägten Saisonalität im Atlantik begründet ist (die maximale Windvariabilität am Äquator ist von März bis Mai und die maximale SST Variabilität von Juni bis August (Richter et al., 2013)).

Zusätzlich zur Theorie des Windeinflusses im äquatorialen Westatlantik wird auch der direkte, lokale Einfluss des meridionalen Windes auf die SSTs an der Küste Afrikas betont (z.B. Philander und Pacanowski, 1981; Polo et al., 2008; Richter et al., 2010). Der an der Küste von Süd nach Nord wehende Passat sorgt durch den resultierenden Ekman-Transport im Ozean für das Aufsteigen von kälterem Wasser an der Küste und damit verhältnismäßig niedrigen SSTs. Lässt der Südwind nach, etwa weil die Südatlantische Antizyklone abgeschwächt ist (Richter et al., 2010), verringert sich

das Upwelling und die SSTs erhöhen sich.

Letztlich bleibt also die Frage, ob die Abschwächung der Passatwinde, die in beiden oben genannten Theorien der wesentliche Faktor für die SST Anomalien im südöstlichen Atlantik sind, eher im Westatlantik oder direkt an der afrikanischen Küste die entscheidendere Rolle einnimmt.

Zusätzlich zu der Beeinflussung der südatlantischen SSTs durch die südhemisphärischen Passatwinde wird auch der Einfluss des nördlichen tropischen Atlantiks (NTA, 30°W - 10°E, 5°N - 15°N) diskutiert. Lübbecke und McPhaden (2012) untersuchen den Zusammenhang zwischen dem pazifischen El Niño Phänomen und der darauf folgenden Reaktion der atlantischen SSTs. Das Ergebnis zeigt, dass, wenn der NTA als Folge eines El Niños besonders warm wird, durch den SST Gradienten zwischen dem warmen NTA und dem verhältnismäßig kühleren Südatlantik eine nach Westen wandernde ozeanische Rossbywelle ausgelöst werden kann. Diese Rossbywelle wird an der amerikanischen Küste reflektiert und breitet sich nun innerhalb eines Monats als äquatoriale Kelvinwelle nach Osten aus, wo sie die Thermokline absenkt und eine Warmwasseranomalie erzeugt.

Auch Richter et al. (2013) machen eine Warmwasseranomalie des Nordatlantiks als mögliche Quelle für den Atlantik Niño aus. Sie haben festgestellt, dass manchen Atlantik Niños keine signifikanten Windanomalien oder sogar verstärkte Ostwinde im Südatlantik vorausgehen. Die verstärkten Passate haben eine vertikale Advektion von kaltem Wasser (Upwelling) im Ostatlantik zur Folge – was letztlich zu einer Atlantik Niña führen sollte. In den Fällen, in denen aber trotz starker Ostwinde ein Atlantik Niño folgt, findet laut Richter et al. (2013) eine horizontale, äquatorübergreifende Advektion von warmem Wasser aus dem NTA statt, das die ursprüngliche Abkühlung des Ostatlantiks überdeckt. Anders als bei Lübbecke und McPhaden (2012), sollen Rossby- und Kelvinwellen keine wichtige Rolle bei der Initiierung dieser Atlantik Niños spielen.

Zur weiteren Aufklärung der Ursachen und Wirkmechanismen der Warmwasserereignisse im tropischen und subtropischen Ostatlantik kann in dieser Arbeit nicht beigetragen werden, da zum einen die verfügbare CMIP5-Datenlage für tiefere Ozeanschichten sehr beschränkt ist und zudem die Gefahr, bei der Ursachenforschung mithilfe von Modelldaten einem Irrtum durch Modellbias zu erliegen, sehr hoch ist.

5.3 Methoden der SST-Index Berechnung

Bevor eine Analyse des atlantischen Niño Phänomens möglich ist, muss zunächst erst einmal festgelegt werden, auf welche Art Niño-Ereignisse definiert werden sollen. Hierfür gibt es unterschiedliche Herangehensweisen, die in den folgenden Abschnitten 5.3.1 bis 5.3.4 erläutert werden.

5.3.1 SST-Gebietsmittelindex

Florenchie et al. (2004) verwenden in ihrer Analyse über die Temperaturanomalien im südöstlichen Atlantik die Standardabweichungen der SST Anomalien, um die Regionen mit der höchsten interannuellen Variabilität zu finden. Eine hohe Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen in einer bestimmten Region zwischen unterschiedlichen Jahren spricht dafür, dass dort bevorzugt Warm- und Kaltwasserereignisse auftreten. Um Warm- und Kaltwasserereignisse in dieser Region definieren zu können, kann ein Gebietsmittelindex gebildet werden. Die Definition der Niños und Niñas geschieht schließlich über einen Schwellenwert, der in dem zuvor gebildeten Index überschritten werden muss. Häufig genutzte Schwellenwerte sind $0,7^{\circ}\text{C}$ (Wang, 2002) oder 1°C (Florenchie et al., 2004) oder aber die 0,7-fache (Lübbecke et al., 2010) oder die einfache Standardabweichung (Lutz et al., 2013) der SST-Indexzeitreihe. Bei langen Untersuchungszeiträumen ist dafür eine Entfernung des Temperaturtrends nötig, um für den gesamten Zeitraum einen einzigen gültigen Schwellenwert verwenden zu können. Die Abbildung 5.1 zeigt die Standardabweichungen der SST Anomalien in $^{\circ}\text{C}$ für den südlichen Atlantik für die Beobachtungsdatensätze HadISST und ERSSTv3b – einmal für Juni und einmal für Dezember. Im Nordsommer ist eine Zone hoher SST Variabilität entlang der Westküste Afrikas – etwa zwischen 20° und 0° Süd – zu sehen. Diese Zone wird *Angola-Benguela area* (ABA) genannt, welche die *Angola-Benguela frontal zone* (ABFZ) beinhaltet und das Aufeinandertreffen von kaltem Benguela- und warmem Angolastrom markiert. Auf Höhe des Äquators erstreckt sich die Zone hoher SST Variabilität bis weit in den zentralen Atlantik hinein (etwa 20°W). Die Lage der Variabilitätszentren der beiden Datensätze gleichen sich, jedoch unterscheiden sich die Intensitäten deutlich voneinander. ERSSTv3b weist an der Küste im Nord- und auch im Südsommer bis zu $0,6^{\circ}\text{C}$ höhere Standardabweichungen und somit eine deutlich höhere Anomalien-Amplitude auf als HadISST.

Die meisten der untersuchten CMIP5 Modelle zeigen ebenfalls Zentren hoher Variabilität entlang der afrikanischen Atlantikküste (Abb. 5.2). Allerdings sind sie bei einigen Modellen im Vergleich zu HadISST und ERSSTv3b, dem SST Modellbias folgend, zu weit südlich und bilden zudem zwei getrennt erscheinende Zentren aus: eines an der südlichen Küste und eines entlang des Äquators (z.B. MIROC5, Nor-ESM1-M oder GFDL-CM3).

Im Nordwinter (Abb. 5.3) ist die Variabilität der gemessenen SSTs wesentlich geringer als im Nordsommer und das Zentrum liegt im Vergleich zu Juni etwas südlicher an der Küste. Auch in den meisten Modellen nimmt die Standardabweichung kleinere Werte an – eine südliche Verlagerung des Zentrums ist allerdings nicht deutlich erkennbar. Dies hängt mit der in den Modellen schwach ausgeprägten saisona-

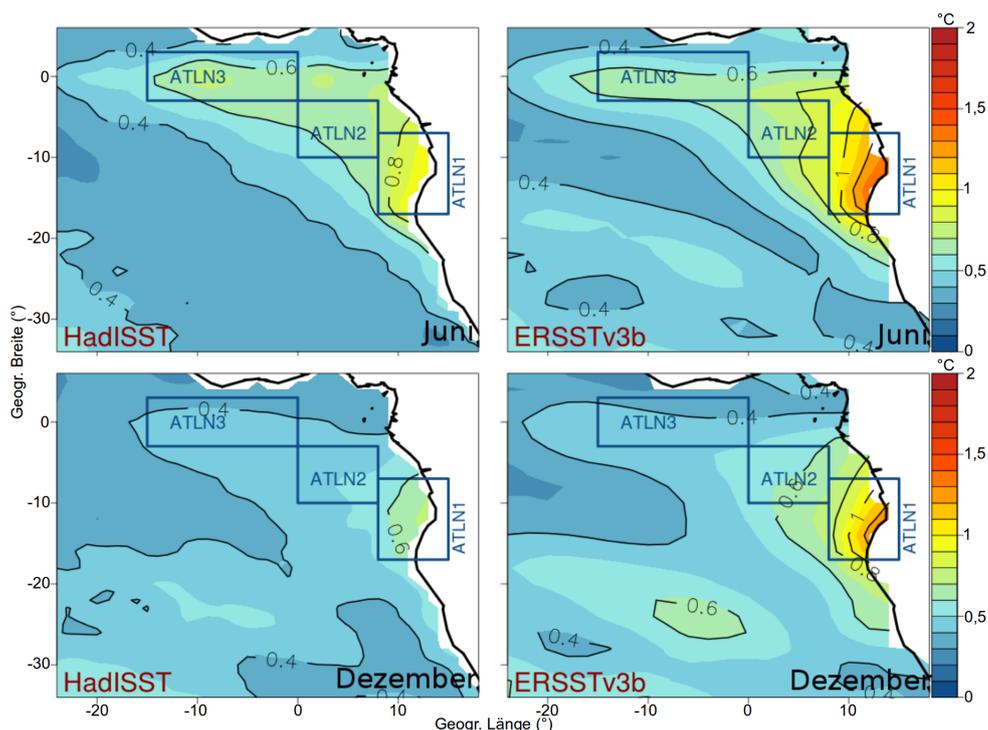


Abbildung 5.1: Standardabweichungen der trendbereinigten SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1871-1999 für Juni (oben) und Dezember (unten) im südlichen Atlantik von HadISST (linke Spalte) und ERSSTv3b (rechte Spalte). Zusätzlich eingezeichnet sind die drei ATLN Regionen nach Lutz et al. (2013).

len Nord-Süd-Verlagerung des Benguelastroms zusammen (siehe auch Kapitel 2).

Auf der Grundlage dieser Variationszentren entwickelten Lutz et al. (2013) einen neuen Gebietsmittelindex zur Definition der atlantischen Warmwasserereignisse. Er basiert auf drei Teilgebieten (ATLN1, ATLN2 und ATLN3 für **A**tlantic **N**iño), welche die gesamte Variabilität – von der Küste bis zum zentralen äquatorialen Atlantik – berücksichtigen (siehe Abb. 5.1). Die südlichste Region ATLN1 umfasst das Gebiet von 8° - 15° O und 17° - 7° S und repräsentiert den Benguela Niño, das nördlichste Gebiet ATLN3 umfasst 15° W - 0° O und 3° S - 3° N und repräsentiert den Atlantik Niño. ATLN2 (0° W - 8° O und 10° - 3° S) bildet das Bindeglied zwischen der südlichen und der nördlichen Region.

Zur Berechnung der SST-Indizes gelten folgende Vorgaben: Aus den drei Gebietsmitteln werden trendbereinigte Anomalien berechnet, die anschließend standardisiert werden. Die Anomalieberechnung der SSTs erfolgt in 30-jährigen Perioden, die, ähnlich wie bei der Berechnung eines gleitenden Mittelwerts, alle fünf Jahre aktualisiert werden. Somit spielen langfristige Temperaturtrends keine Rolle mehr bei der nachfolgenden Niño-Definition.

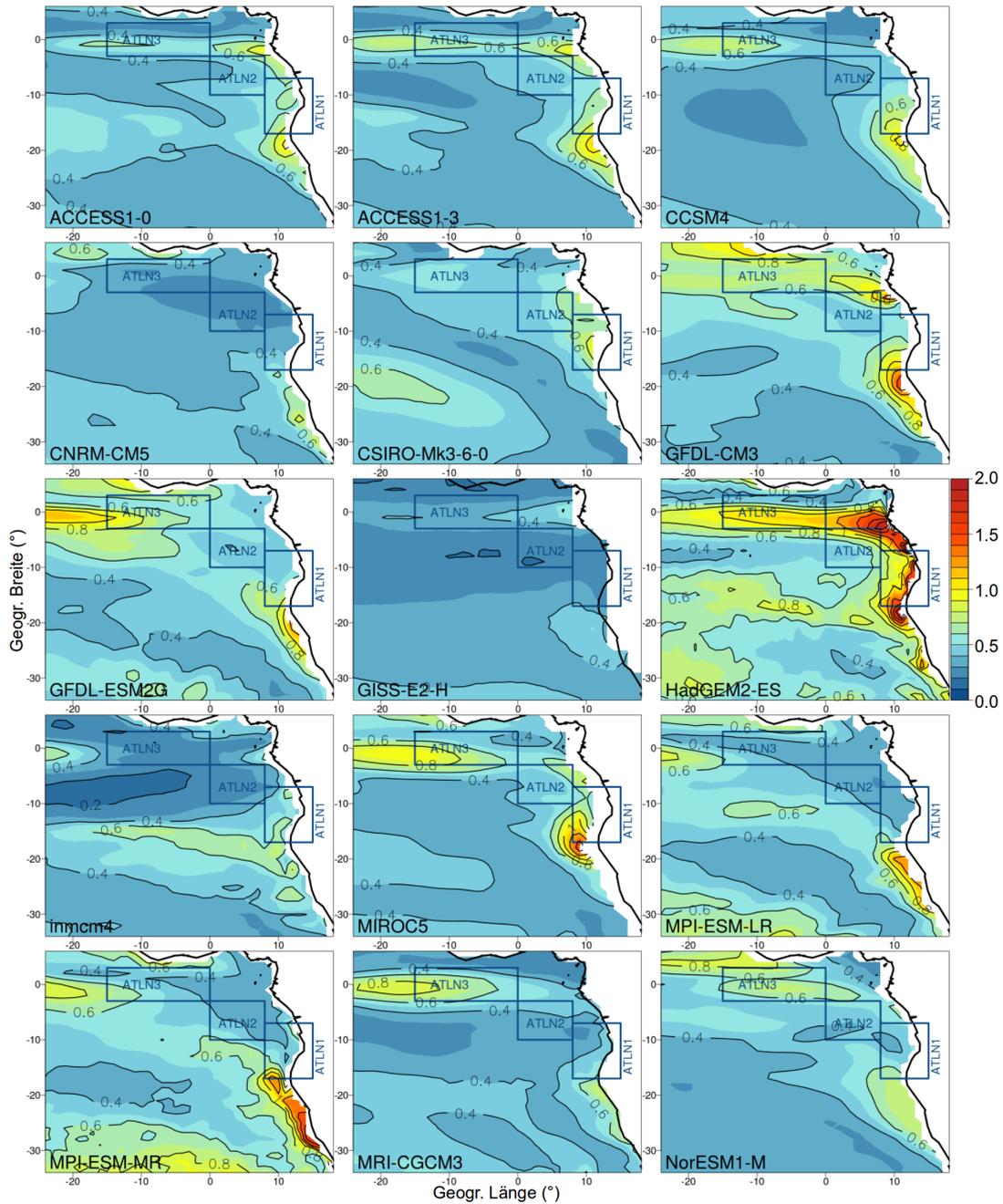


Abbildung 5.2: Standardabweichungen der trendbereinigten CMIP5 SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1861-2004 für Juni im südlichen Atlantik. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei ATLN Regionen nach Lutz et al. (2013).

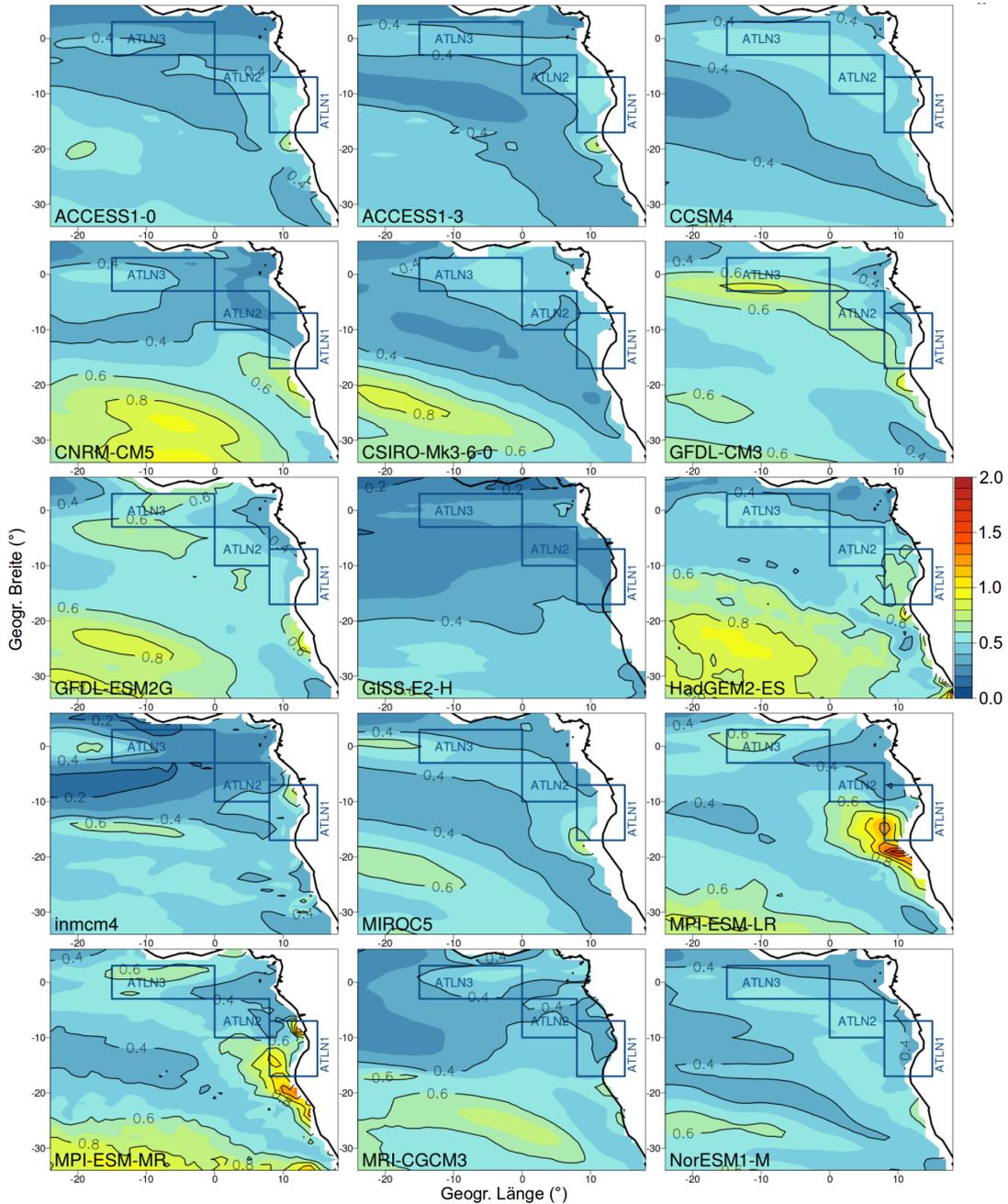


Abbildung 5.3: Standardabweichungen der trendbereinigten CMIP5 SST Anomalien in °C für den Zeitraum 1861-2004 für Dezember im südlichen Atlantik. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei ATLN Regionen nach Lutz et al. (2013).

Der Nachteil der Anwendung dieser SST-Index Berechnung auf die Klimamodell-daten besteht darin, dass die drei Regionen auf den Datensatz HadISST angepasst wurden und fest vorgegeben sind. Es kann nicht davon ausgegangen werden, dass ATLN1 bis 3 die modellierten Zentren der maximalen interannuellen Variabilität einwandfrei repräsentieren. Dies ist der Fall, etwa bei den Modellen des Hamburger Max-Planck-Instituts (MPI-ESM-LR und MPI-ESM-MR), deren maximale SST Variabilität im Nordsommer (Abb. 5.2) südlich der ATLN Regionen liegt.

5.3.2 SST-Index aus PC scores

Eine andere Methode, um die Variabilität der SSTs im Südatlantik darzustellen, ist die Berechnung einer s-modalen PCA (Methodik siehe Kapitel 4.6). Die Ergebnisse der ganzjährig gerechneten, varimax-rotierten s-modalen PCA im südöstlichen Atlantik (24°W - 18°O, 34°S - 6°N) für die Meeresoberflächentemperaturen sind in Abbildung 5.4 sowohl für die zwei Beobachtungsdaten (1871-1999) als auch für die 15 CMIP5 Modelle (1861-2004) dargestellt. Vor der Berechnung der PCA werden die SST Zeitreihen jedes Gitterpunkts zunächst mit einem Gauß'schen 11-jährigen Hochpassfilter vom Trend bereinigt und einzelmonatlich zu standardisierten Anomalien umgerechnet. Die Anzahl der zu extrahierenden Hauptkomponenten erfolgt über eine festgelegte Schwelle des Varianzerklärungsanteils von 4%, die eine PC mindestens erreichen muss. Gezeigt sind jeweils die drei Zentren mit den höchsten Varianzerklärungsanteilen (PC loadings) oder aber die zwei dominantesten und die entsprechende Atlantik-Niño-PC, falls diese nicht unter den ersten drei PCs zu finden war, ergänzt mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil in %. Die Auswahl derjenigen Hauptkomponente, welche die Variabilität der Atlantik Niños repräsentiert, erfolgt subjektiv.

Der Beobachtungsdatensatz HadISST repräsentiert mit seiner ersten Hauptkomponente und einem Varianzerklärungsanteil von 23% den Variabilitätsmodus des Atlantik Niño. Das Variabilitätszentrum erstreckt sich, wie auch die Standardabweichungen aus Abbildung 5.1 vom Äquator bis weiter südlich an die afrikanische Küste. Im Gegensatz zu HadISST zeigt der zweite Beobachtungsdatensatz ERSSTv3b erst auf der fünften Hauptkomponente ein Atlantik Niño-ähnliches Muster, das auch nur 10% der südostatlantischen SST Variabilität beschreibt. Zudem liegt das Zentrum der PC etwas südlich des Äquators und küstennäher – im Westen schließt sich auf Höhe des Äquators bereits die zweit dominanteste PC mit 14% Erklärungsanteil an. Diese wurde nicht als „Atlantik-Niño-mode“ definiert, da die Variabilität des küstennahen Benguela-Teils nicht repräsentiert wird (zu sehen in Abbildung 5.4).

Wie bei den beiden Beobachtungsdatensätzen, haben auch die CMIP5 Modelle Atlantik Niño Modi, die sich bezüglich ihrer Lage und ihrer Dominanz voneinander

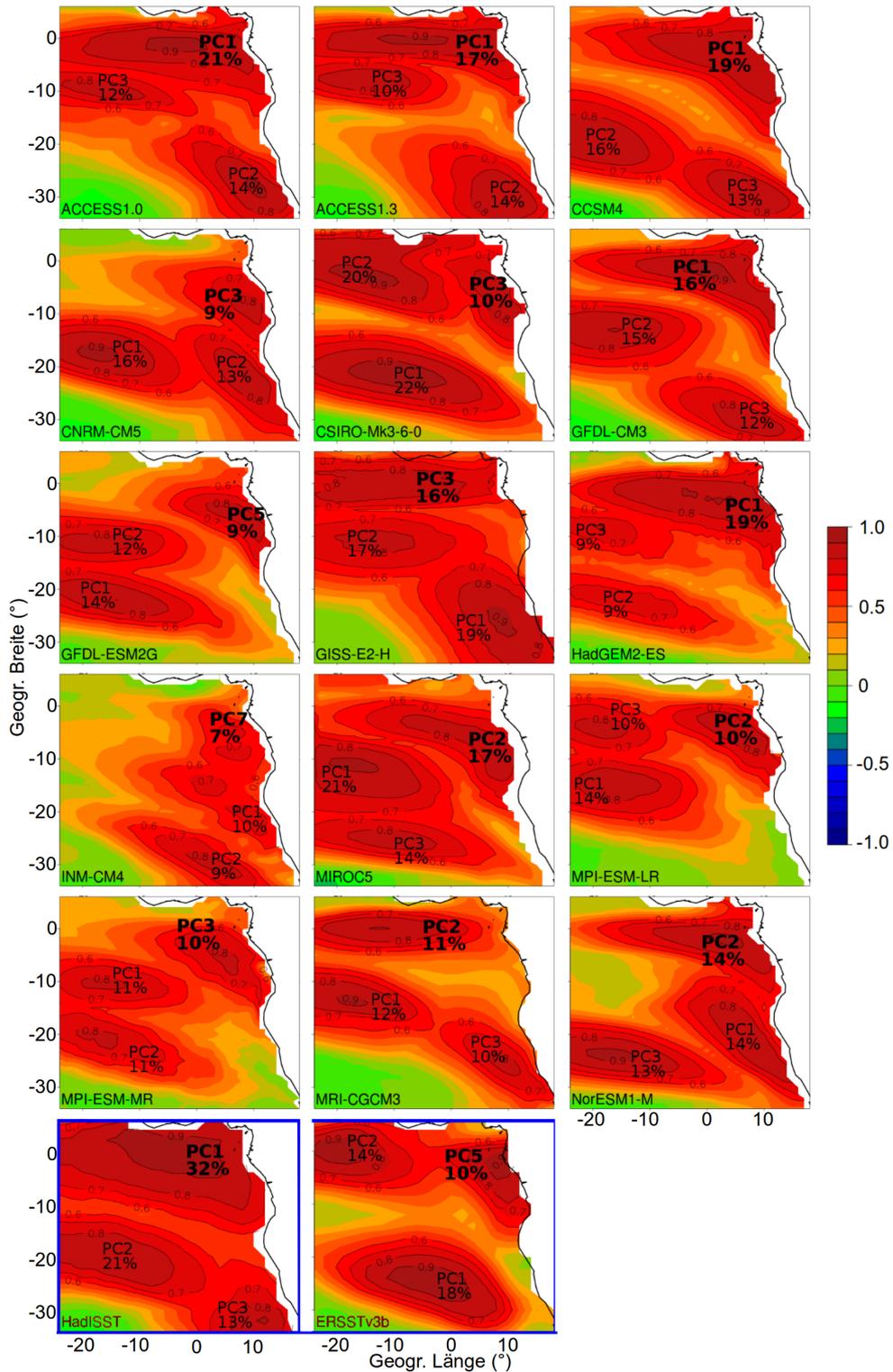


Abbildung 5.4: SST-Variabilitätszentren im südöstlichen Atlantik. Zugrunde liegt eine ganzjährige, varimax-rotierte *s*-modale PCA für die Jahre 1871-1999 (Beobachtungsdaten) bzw. 1861-2004 (Modelle). Gezeigt sind jeweils die drei dominantesten Zentren (loadings) oder die zwei dominantesten und die entsprechende Atlantik-Niño-PC (in fett) mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil in %.

unterscheiden. Die gesuchten Niño Modi (Abb. 5.4) werden teilweise von der dominantesten, aber in einem Fall auch erst von der siebten Hauptkomponente repräsentiert und die Erklärungsanteile liegen zwischen sieben und 21%. Dass nur einige der CMIP5 Modelle den Atlantik Modus als erste und damit dominanteste Hauptkomponente darstellen, haben auch Richter et al. (2014b) anhand von 22 CMIP5-Klimamodellen festgestellt. Im Bezug auf die räumliche Lage der Variabilitätszentren gibt es Modelle, die einen ausgeprägten äquatorialen Modus darstellen (ACCESS1.0, ACCESS1.3, GISS-E2-H und MRI-CGCM3), Modelle, die sowohl eine ausgeprägte äquatoriale als auch eine küstennahe Variabilität charakterisieren (CCSM4, GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MIROC5 und NorESM1-M) und Modelle, deren Niño-Variabilitätszentrum, wie bei ERSSTv3b, stärker an der Küste Afrikas orientiert ist (CNRM-CM5, CSIRO-Mk-3-6-0, GFDL-ESM2G, INM-CM4, MPI-ESM-LR und MPI-ESM-MR).

Abgesehen davon, dass das Niño-Muster in den Modellen teilweise geringe Dominanzen und räumliche Variationen aufweist, bringt die Verwendung der PC scores als Niño-Index weitere Unsicherheiten mit sich: Die Anwendung der PCA unterliegt einer Reihe subjektiver Entscheidungen, die das Ergebnis beeinflussen und verändern können. Zum Beispiel entscheidet die Rotation der PCs über die Verteilung der Varianzerklärungsanteile der einzelnen PCs, die absolute Anzahl der Hauptkomponenten dagegen hängt bereits von der Wahl des Extraktionskriteriums ab. Auch die Wahl der Domaingröße beeinflusst das Ergebnis der PCA und letztlich entscheidet alleine der Anwender, welche Hauptkomponente den gesuchten Variabilitätsmodus vertreten soll. Die Verwendung des PC scores als SST Index hat aber auch den Vorteil, dass die ausgewählte PC tatsächlich einen Variabilitätsmodus repräsentiert – im Gegensatz zum fest verorteten Gebietsmittelindex, der die Abdeckung des realen Variabilitätsfeldes im Klimamodell nicht garantiert.

5.3.3 Definition von Warm- und Kaltwasserereignissen

Die SST-Indizes aus den Gebietsmitteln (Abschnitt 5.3.1) und die SST-Indizes aus der PCA (Abschnitt 5.3.2) bilden die Grundlage für die Definition der Atlantik Niño Events.

Atlantik Niños aus Gebietsmitteln: Die Definition der Warm- und Kaltwasserereignissen erfolgt über die Bildung von drei Subklassen: *Major events* entstehen, wenn in allen drei Teilgebieten (ATLN1, 2 und 3) für mindestens drei aufeinander folgende Monate eine Standardabweichung überschritten wird. Um als Niño deklariert zu werden, reicht es aber auch schon aus, wenn nur ein Gebiet eine Standardabweichung überschreitet und die anderen beiden Regionen nur eine halbe Standardabweichung (*minor event*). Auch wenn ein Event für bis zu sechs Monate unterbrochen ist, sich dabei aber das Vorzeichen nicht ändert und mindestens ein major event

enthalten ist, wird dies als ein Niño Ereignis gewertet (*episode*). Diese Methode erlaubt die Zusammenfassung des Benguela und des äquatorialen Atlantik Niños zu einem zusammengehörenden Niño, der unterschiedliche regionale Charakteristiken berücksichtigt (Lutz et al., 2013). Gleiches, aber mit negativem Vorzeichen, gilt auch für die Ermittlung von Kaltwasserereignissen, den Atlantik Niñas.

Atlantik Niños aus PC scores: Da nur ein PC score pro Modell oder Beobachtungsdatensatz zur Definition der Niños zur Verfügung steht, ist eine Aufteilung nach major, minor events und episodes nicht möglich. Stattdessen greift eine einfachere Definition der Atlantik Niños: Die Indexwerte müssen eine 1-fache Standardabweichung für mindestens drei aufeinander folgende Monate überschreiten, um als Atlantik Niño zu gelten.

5.3.4 Vergleich der Atlantik Niño Indizes

Tabelle 5.1 zeigt die Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den SST-Indizes, die aus der PCA gewonnen wurden und den drei Gebietsmittelindizes ATLN1-3 für die zwei Beobachtungsdaten und die 15 CMIP5 Modelle. Alle gezeigten Werte sind mit einem Niveau von 99% statistisch signifikant. Der PC-Index des HadISST Datensatzes repräsentiert am deutlichsten die äquatoriale Teilregion ATLN3 mit einem Koeffizienten von 0,87. Nach Süden hin nimmt der Zusammenhang ab (0,66). Auch bei der Hälfte der Modelldaten gibt es große Übereinstimmungen zwischen dem PC- und dem äquatorialen Gebietsmittelindex ATLN3 (ACCESS1-0, ACCESS1-3, CCSM4, GFDL-CM3, GISS-E2-H, HadGEM2-ES, MRI-CGCM3 und NorESM1-M). Die PC-Indizes der anderen Hälfte der Modelle dagegen repräsentieren eher eine südlichere Lage des SST-Variabilitätszentrums, und korrelieren deshalb stärker mit dem ATLN1-Index (CNRM-CM5, CSIRO-MK3-6-0, GFDL-ESM2G, Inmcm4, MIROC5, MPI-ESM-LR und MPI-ESM-MR). Es bestätigt sich auch die Wahl des Niño PC scores von ERSSTv3b, denn dessen zweite mögliche, sehr äquatoriale Niño-mode-PC, korreliert mit den südöstlichen Atlantikregionen nur sehr schwach (ATLN1: 0,14; ATLN2: 0,3) und selbst mit ATLN3 (0,65) nicht sehr stark. Die fünfte Hauptkomponente von ERSSTv3b dagegen repräsentiert sowohl die äquatoriale als auch die küstennahe Region mit Korrelationswerten zwischen 0,48 und 0,67.

Der Vergleich der beiden Beobachtungsdatensätze in Tabelle 5.2 zeigt, dass die äquatorialen ATLN3-Indizes von HadISST und ERSSTv3b sehr ähnliche SST Anomalien aufweisen ($r = 0,81$), im Bereich des Benguela Stroms aber geringere Zusammenhänge bestehen (0,57). Die beiden PC-Indizes der Beobachtungsdaten unterscheiden sich deutlich voneinander ($r = 0,35$). Hier hätten die erste PC von HadISST und die zweite PC von ERSSTv3b größere Ähnlichkeiten (0,65).

Da beide Index-bildenden Methoden sowohl Vor- wie auch Nachteile haben, ist

eine qualitative Abwägung zwischen den beiden Methoden der Indexbildung kaum möglich, weshalb im Verlauf der Arbeit auf beide Methoden zurückgegriffen wird.

Tabelle 5.1: Pearson-Korrelationskoeffizienten der PC scores, die den Niño Mode repräsentieren und den Gebietsmittelindizes ATLN1, 2 und 3. Werte über 0.7 sind der Übersichtlichkeit halber durch fette Schrift hervorgehoben. Alle Korrelationen sind mit einem Niveau von 99% statistisch signifikant.

	ATLN1	ATLN2	ATLN3
HadISST	0,66	0,80	0,87
ERSSTv3b	0,67	0,63	0,48
ACCESS1-0	0,63	0,73	0,83
ACCESS1-3	0,54	0,64	0,86
CCSM4	0,76	0,81	0,80
CNRM-CM5	0,78	0,76	0,36
CSIRO-Mk3-6-0	0,78	0,74	0,42
GFDL-CM3	0,74	0,80	0,81
GFDL-ESM2G	0,73	0,75	0,43
GISS-E2-H	0,23	0,44	0,86
HadGEM2-ES	0,79	0,84	0,80
inmcm4	0,64	0,74	0,33
MIROC5	0,80	0,83	0,67
MPI-ESM-LR	0,67	0,78	0,51
MPI-ESM-MR	0,76	0,81	0,49
MRI-CGCM3	0,28	0,41	0,82
NorESM1-M	0,70	0,78	0,76

Tabelle 5.2: Pearson-Korrelationskoeffizienten der SST-Indizes von HadISST und ERSSTv3b. Alle Korrelationen sind mit einer Wahrscheinlichkeit von 99% statistisch signifikant.

ATLN1	ATLN2	ATLN3	PCA
0,57	0,74	0,81	0,35

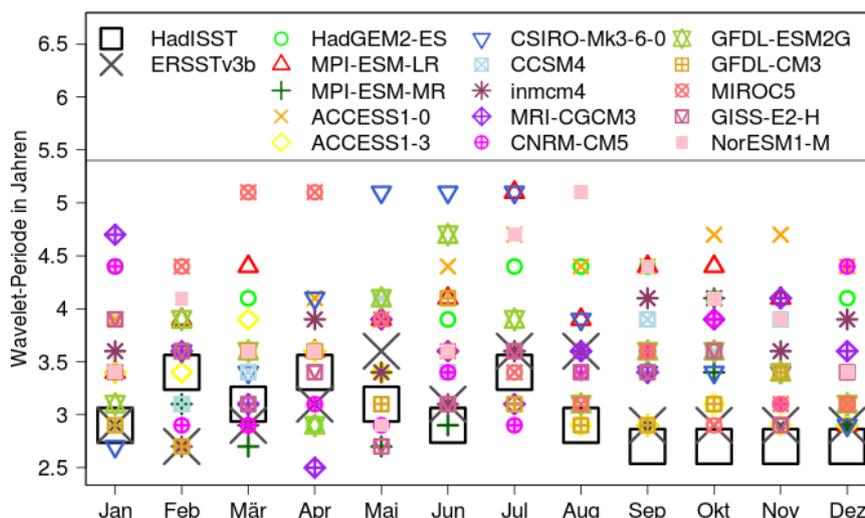


Abbildung 5.5: Einzelmonatliche, mittlere maximale Wavelet-Perioden (Wiederkehrintervalle) in Jahren für die ATLN3 Region für Beobachtungs- und Modelldaten (1871-1999 bzw. 1861-2004).

5.4 Charakteristik der Atlantik Niños

In den zwei folgenden Abschnitten werden die modellierten Atlantik Niños bezüglich ihrer Auftrittshäufigkeit, ihrer Dauer und weiteren Merkmalen charakterisiert. Zudem wird überprüft, ob sich die Eigenschaften der Warmwasserereignisse bis zum Jahr 2100 ändern werden.

5.4.1 Historischer Zeitraum

Die Ergebnisse einer Wavelet-Analyse, angewendet auf die SST Anomalien des Gebietsmittelmindex ATLN3, zu sehen in Abbildung 5.5, zeigen, dass die CMIP5 Modelle über das ganze Jahr hinweg dazu tendieren, größere zeitliche Wiederkehrintervalle als beobachtet zu simulieren. Gezeigt sind, für jeden Monat im Jahr, die Frequenzperioden bzw. Wiederkehrintervalle des mittleren, maximalen Energiespektrums in Jahren für den historischen Zeitraum. Abbildung 5.5 zeigt also eine komprimierte Analyse aller einzelnen durchgeführten Wavelet-Analysen, wie sie im Methodenkapitel 4.2 vorgestellt wurde. Während bei den Beobachtungsdatensätzen die Wiederkehrperiode zwischen drei und dreieinhalb Jahren schwankt, weisen einige Modelle in manchen Monaten eine niedrigere Frequenz von bis zu fünf Jahren auf.

Im historischen Betrachtungszeitraum sind in den Regionen ATLN1-3 bei HadISST 42 und bei ERSSTv3b 44 Atlantik Niños aufgetreten (siehe Abb. 5.6). In den Modellen sind es durchschnittlich 39 Niños, wobei die Anzahl in den einzelnen Modellen zwischen 34 und 50 Warmwasserereignissen liegt. Somit ist die durchschnittliche Wiederkehrperiode, wie schon durch die Wavelet-Analyse angedeutet, in den

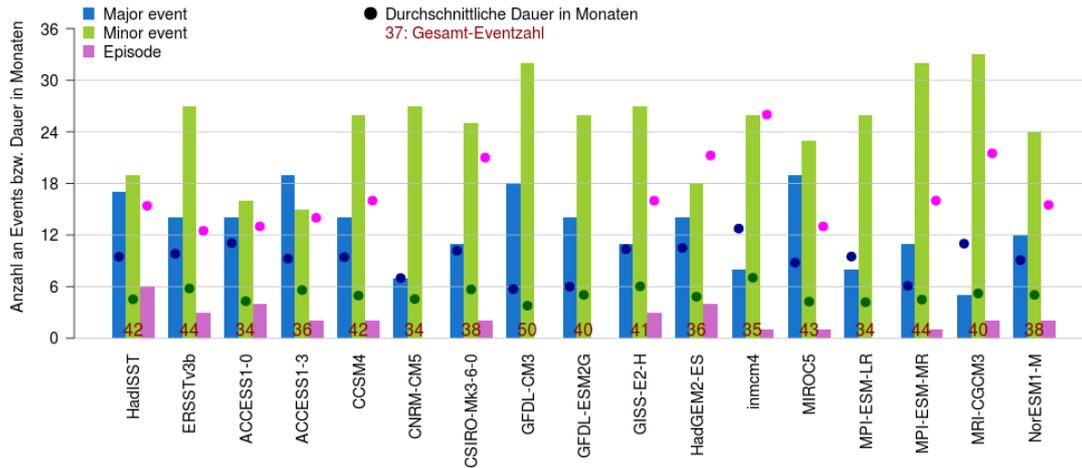


Abbildung 5.6: Durchschnittliche Anzahl und Dauer der Atlantik Niño Events (major, minor events und episodes) in ATLN3 für Beobachtungs- und Modelldaten für 1861-2004. Beobachtungsdaten sind auf diesen Zeitraum zwecks der besseren Vergleichbarkeit hochgerechnet. Balken bestimmen die Anzahl der Events, Punkte deren mittlere Dauer in Monaten. Rote Zahlen geben die Gesamtanzahl aller Atlantik Niño Arten an.

Modellen etwas länger (3,7 Jahre) als bei den Beobachtungsdaten (3,3 Jahre). Abbildung 5.6 zeigt weiterhin die Aufteilung der Niño Events in ihre drei Subklassen: major und minor events sowie episodes. Während bei HadISST große und kleine Niño Events ungefähr gleich häufig vorkommen, sind bei ERSSTv3b die schwächeren Atlantik Niños fast doppelt so oft vertreten wie die stark ausgeprägten und auch die im Schnitt über ein Jahr andauernden episodes sind seltener. 11 der 15 untersuchten CMIP5 Modelle tendieren ebenfalls wie ERSSTv3b überwiegend zur Ausbildung von Niño Events, die nicht über alle drei ATLN Regionen dominant sind (minor event). Dies kann daran liegen, dass die drei Gebietsmittellindizes für die Modell-Variabilitätszentren der SST Anomalien nicht passgenau sind. Nichtsdestotrotz decken die drei Regionen ATLN1-3 ein so großes Gebiet im südöstlichen Atlantik ab, dass, wenn auch nur über Teilregionen, Atlantik Niños in den Modellen definiert werden können. Bei den Modellen ACCESS1-0, ACCESS1-3, HadGEM2-ES und MIROC5 zeigt sich ein ausgewogeneres Bild zwischen major und minor events.

Die Dauer eines major events liegt im Mittel bei etwa zehn Monaten (beobachtet), bei den Modellen schwankt es zwischen sechs und 13 Monaten. Die minor events dauern kürzer an, im Schnitt nur ein halbes Jahr, sowohl in den Beobachtungs- als auch in den Modelldaten. Vier Modelle weisen gar keine Niño episodes auf, bei den restlichen Modellen liegt die durchschnittliche Dauer zwischen einem und gut zwei Jahren. Beobachtete episodes dauern ein gutes Jahr an.

Die bevorzugte Jahreszeit, zu der Atlantik Niños sich auszubilden beginnen (*Onset*) ist das boreale Frühjahr mit den Monaten April, Mai und Juni. Abbildung 5.7

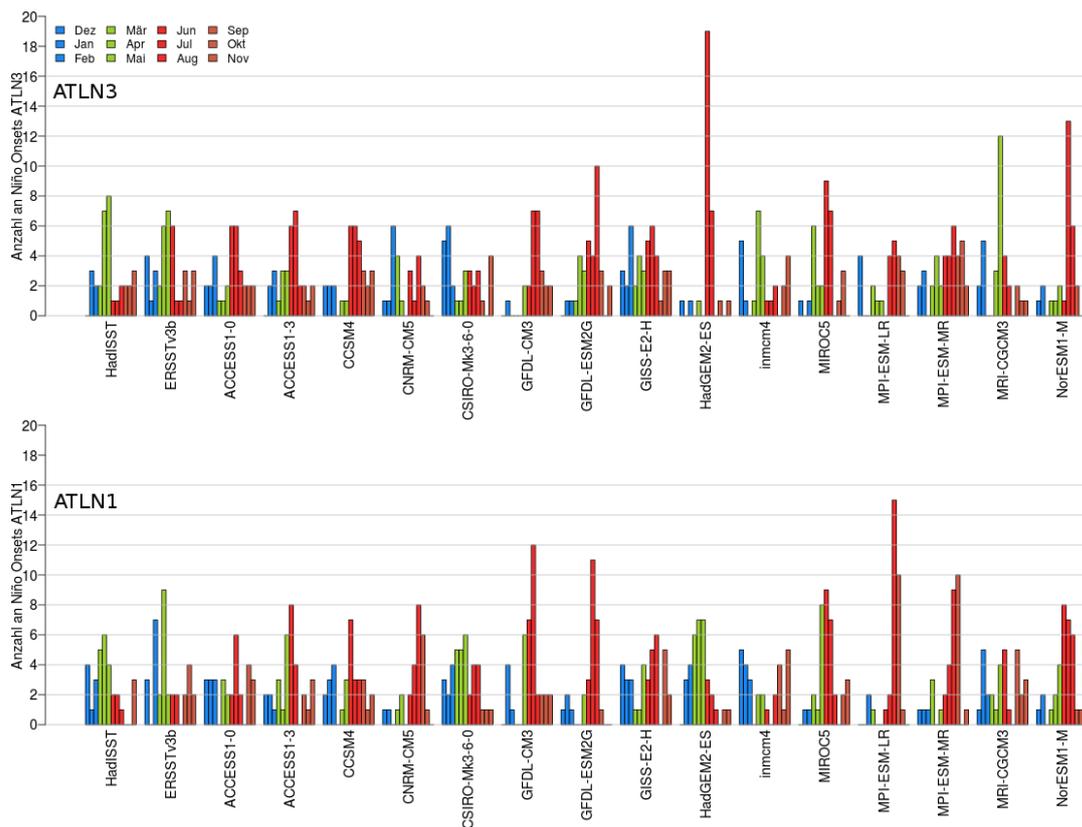


Abbildung 5.7: Onset-Monate der Atlantik Niño Events von 1861-2004 (CMIP5) und 1871-1999 (Beobachtungsdaten) für die SST-Regionen ATLN1 (unten) und ATLN3 (oben).

zeigt die monatliche Onset-Häufigkeit der Atlantik Niños für die Regionen ATLN1 und ATLN3. Die Entwicklung der Niños setzt in der südlichen Region (ATLN1) dabei etwa einen Monat früher ein als am Äquator. Zusätzlich zur Niño-Saison im borealen Sommer haben Okumura und Xie (2006) ein weiteres Warmwasserphänomen in den Monaten November und Dezember identifiziert, das sie als *Atlantik Niño II* definieren.

Die meisten Modelle zeigen einen verzögerten Onset-Auftritt von ein bis zwei Monaten. Richter et al. (2014b) begründen das jahreszeitlich verzögerte Auftreten von Atlantik Niños in den CMIP5 Modellen damit, dass der Bias in der Modellierung der ITC ein verspätetes SST-Variabilitätsmaximum hervorruft (Juli/August), was wiederum die Ausprägung der Kaltwasserzunge im südöstlichen Atlantik und damit auch auftretende Warmwasserereignisse zeitlich nach hinten verschiebt. Die Ausprägung der Kaltwasserzunge geht mit einer flachen Thermokline einher, was die Weitergabe von Temperaturanomalien aus der Tiefe an die Meeresoberfläche erleichtert. Die stärkste Ausprägung erreicht die SST Anomalie der Atlantik Niños (*Peak*) in den Beobachtungsdaten in den Monaten Mai, Juni und Juli, also etwa einen Monat nach dem Onset. Dies ist auch bei den Modellen zu beobachten (Abb. 5.8).

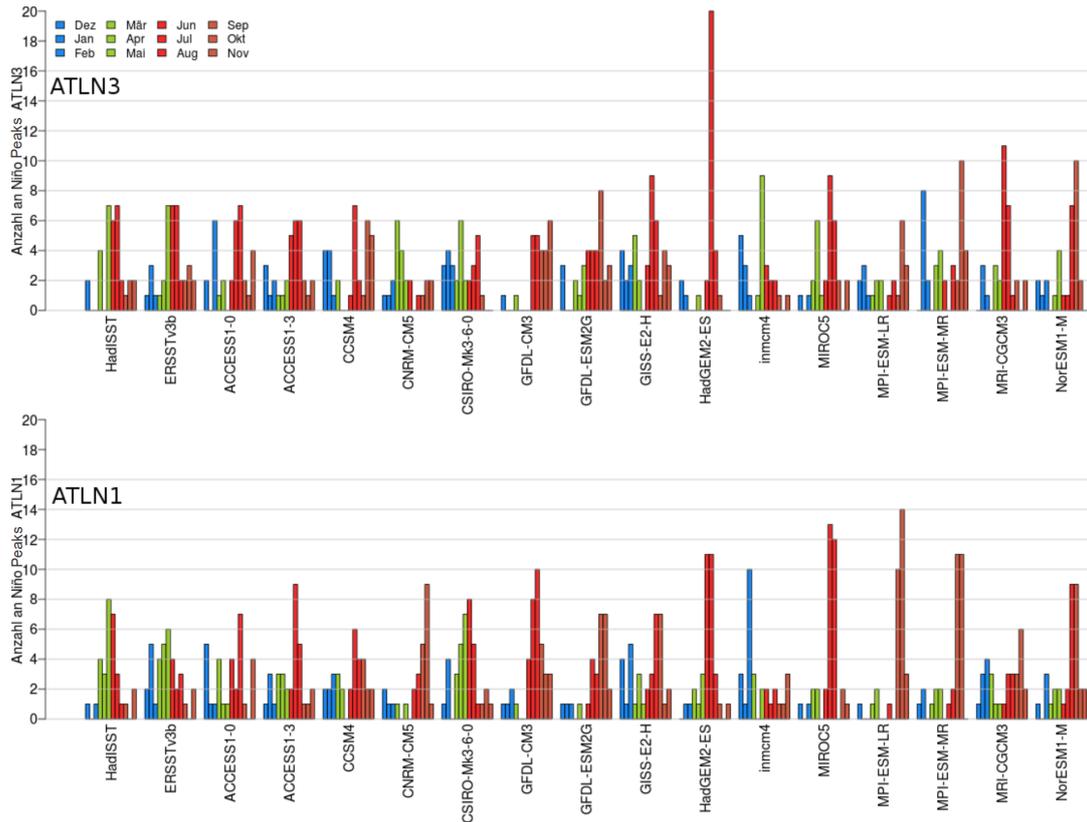


Abbildung 5.8: Peak-Monate der Atlantik Niño Events von 1861-2004 (CMIP5) und 1871-1999 (Beobachtungsdaten) für die SST-Regionen ATLN1 (unten) und ATLN3 (oben).

5.4.2 21. Jahrhundert

Im folgenden Abschnitt wird untersucht, ob sich die Eigenschaften der Atlantik Niños unter den Klimaszenarien rcp45 und rcp85 bis zum Jahr 2100 ändern werden.

Abbildung 5.9 zeigt die Veränderung der Dauer und der Anzahl der Niño Events im Atlantik für die beiden Zukunftsszenarien rcp45 und rcp85 bezogen auf einen 100-jährigen Zeitraum. Weder für die Gesamtanzahl der Niños noch für deren Dauer formen die 15 Modelle ein einheitliches Bild. Der Ensemble-Mittelwert in rcp45 sagt eine Zunahme von nicht einmal einem halben Event (0,4) voraus – und das bei einer Standardabweichung von 5,5 Events, da die Streubreite unter den einzelnen Modellen sehr groß ist (siehe Tabelle 5.3). Für das pessimistischere Szenario rcp85 ergibt sich ein ähnliches Bild: Im Schnitt soll es in 100 Jahren knapp zwei Atlantik Niños weniger geben, aber auch hier ist die Streubreite mit 3,7 Niños sehr hoch. Dadurch, dass sich die zwei Szenarien im Vorzeichen unterscheiden und die einzelnen Modelle in ihren Änderungsprognosen extrem streuen, kann davon ausgegangen werden, dass sich die Häufigkeit der Atlantik Niños bis zum Jahr 2100 nicht signifi-

Tabelle 5.3: Projizierte mittlere Änderung der Anzahl und Dauer der Atlantik Niños im 21. Jahrhundert im CMIP5-Ensemble, aufgeteilt nach major, minor events und episodes. SD: Standardabweichung.

	Szenario	Major		Minor		Episode	
		Mittel	SD	Mittel	SD	Mittel	SD
Eventanzahl	rcp45	-0.4	+2.7	+0.4	+5.5	+0.4	+0.9
	rcp85	-0.1	+3.2	-2.2	+3.7	+0.6	+0.8
Eventdauer	rcp45	-0.4	+2.1	0.0	+0.9	+2.3	+5.8
	rcp85	+0.4	+1.9	-0.3	+0.8	+5.7	+9.9

kant ändern wird.

Auch die Dauer der Niños wird sich nicht substantiell verändern. Tabelle 5.3 zeigt, unterteilt in die Subklassen der Niño Events, die Veränderung der Eventdauer und auch der Eventanzahl, zusammen mit der jeweiligen Standardabweichung (SD), die sich aus dem Modellensemble ergibt. In allen Fällen ist die Standardabweichung größer als der Änderungswert – die Änderungen sind also mit sehr großen Unsicherheiten behaftet und müssen als zufällig betrachtet werden.

In Nicht-Niño-Jahren beträgt die Meeresoberflächentemperatur gemittelt über die drei ATLN Regionen und das CMIP5 Ensemble im historischen Zeitraum $26,83^{\circ}\text{C}$. Während eines Atlantik Niños erhöht sich die Temperatur durchschnittlich um $0,62^{\circ}\text{C}$. Die mittleren SSTs im optimistischeren Szenario rcp45 steigen gemittelt für Nicht-Niño-Jahre im Zeitraum 2006 bis 2100 auf $28,18^{\circ}\text{C}$ in den ATLN Regionen, während Warmwasserereignissen erhöht sich die Temperatur um durchschnittlich $0,66^{\circ}\text{C}$. Im pessimistischeren Szenario rcp85 liegt die Referenztemperatur bei $28,71^{\circ}\text{C}$, während Atlantik Niños steigt sie um $1,13^{\circ}\text{C}$. Das bedeutet, dass die Temperaturzunahme während eines Atlantik Niño in rcp85 verhältnismäßig stärker ausfällt als in der Vergangenheit und dem optimistischeren Zukunftsszenario. In rcp85 tritt somit eine Intensivierung der Atlantik Niños ein.

Eine mögliche räumliche Veränderung der Atlantik Niño Modi wird mittels s-modalen und varimax-rotierten Hauptkomponentenanalysen in Abbildung 5.10 untersucht. Gezeigt sind die Ladungen größer 0,7 der jeweiligen Atlantik Niño PCs, die dazugehörige PC-Nummern und deren Varianzerklärungsanteile. Bei sieben der untersuchten Modelle ist eine räumliche Ausbreitung des Niño Musters im 21. Jahrhundert zu erkennen (ACCESS1-0, ACCESS1-3, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GISS-E2-H, MPI-ESM-LR und MPI-ESM-LR). Bei drei Modellen unterscheiden sich die historischen PCs und die der Zukunft deutlich voneinander: Bei inmcm4 sind die PCs von rcp45 und rcp85 nach Süden verschoben, bei MIROC5 zentraler an den Äquator und bei MRI-CGCM3 findet sich nur für rcp45 ein mit der Vergangenheit vergleichbares

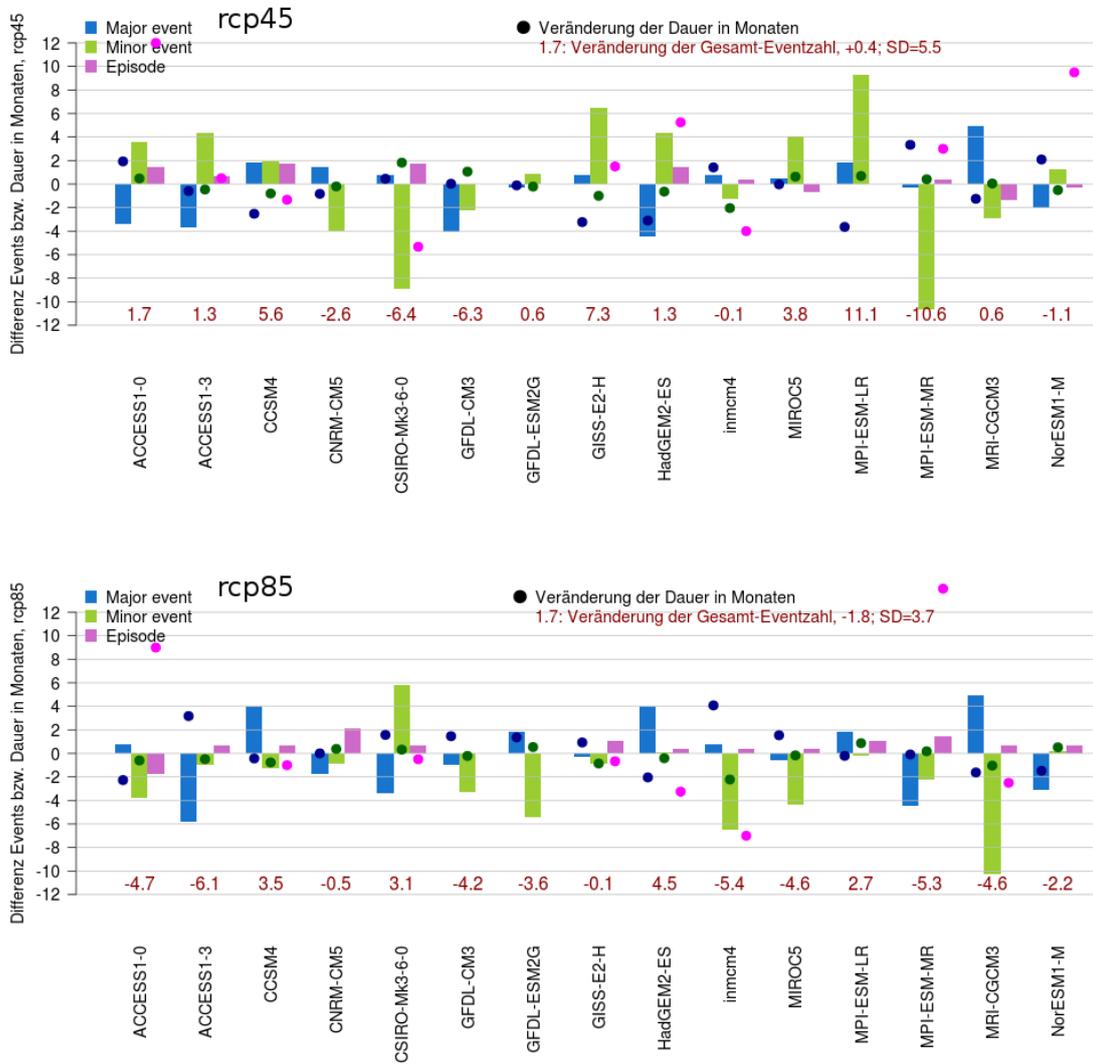


Abbildung 5.9: Differenz der durchschnittlichen Anzahl und Dauer an Niño Events (Major, minor events und Episodes) in ATLN3 für die CMIP5 Modelldaten zwischen den Szenarien rcp45 und rcp85 (2006-2100) und dem modellierten historischen Zeitraum (1861-2004). Die Werte beziehen sich zum Vergleich auf einen Zeitraum von 100 Jahren. Balken bestimmen die veränderte Anzahl der Events, Punkte deren mittlere Dauer in Monaten. Rote Zahlen geben die Änderung der Gesamtanzahl aller Atlantik Niño Arten an.

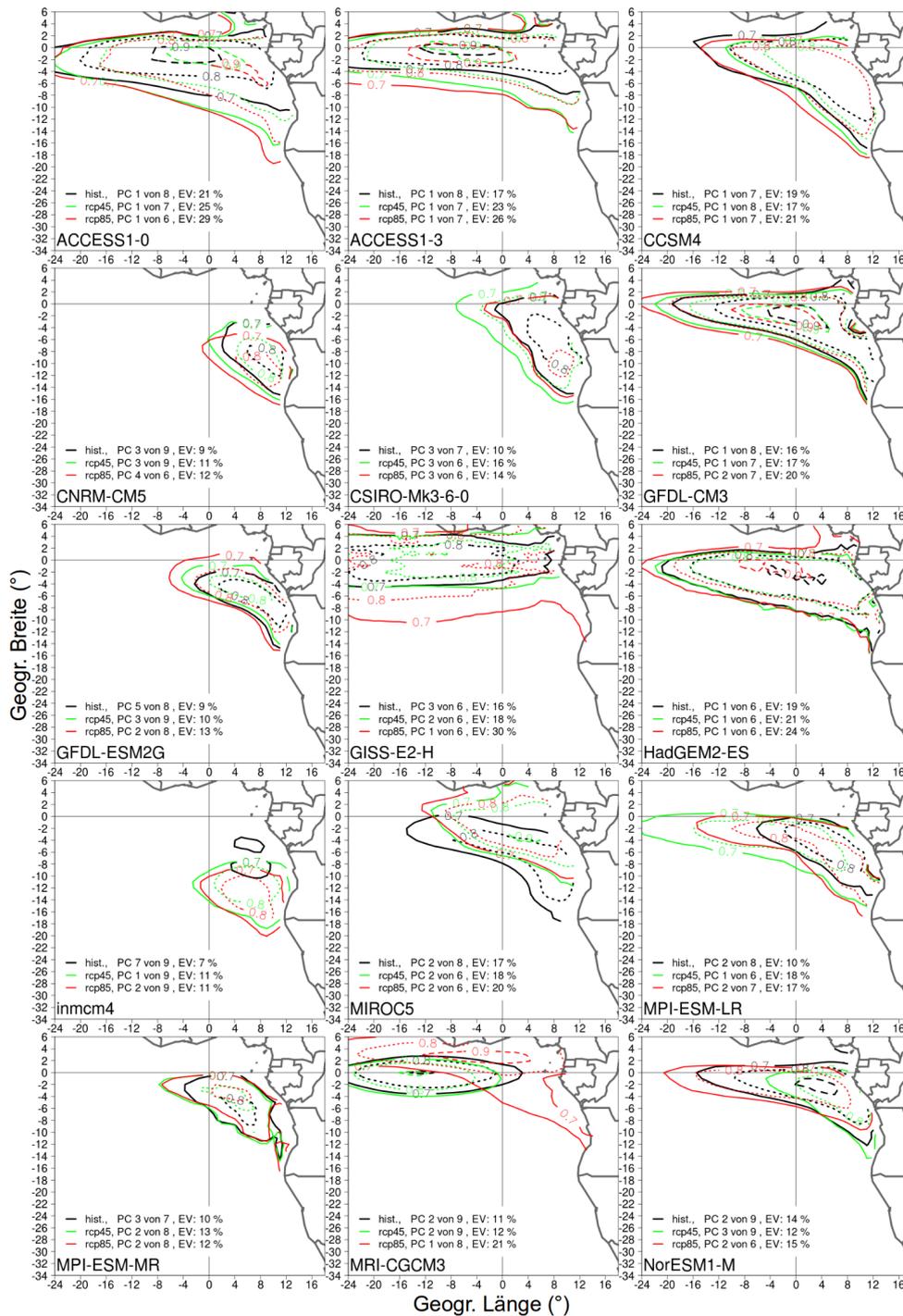


Abbildung 5.10: Atlantik Niño Hauptkomponenten der einzelnen CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum (1861-2004) und die beiden Szenarien rcp45 und rcp85 (2006-2100) der s-modalen varimax-rotierten PCAs.

Ladungsmuster. Die restlichen fünf Modelle zeigen räumlich vergleichbare Niño-Hauptkomponenten zwischen dem historischen und dem Szenariozeitraum (CC-SM4, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, HadGEM2-ES und NorESM1-M). Bei zwölf der 15 Modelle nimmt der Varianzerklärungsanteil der ausgewählten Niño-PCs in der Zukunft zu, wodurch sie an Bedeutung innerhalb des südöstlichen Atlantiks gewinnen.

5.5 SST-Trend

Bei den vorangegangenen Analysen ist zu beachten, dass die zur Atlantik Niño-Definition genutzten Zeitreihen von ihrem SST-Trend bereinigt wurden, um einen einzigen Niño-Schwellenwert für die untersuchte Periode errechnen zu können. Tatsächlich besteht aber ein positiver SST-Trend im südöstlichen Atlantik über die letzten eineinhalb Jahrhunderte. Je nach Region und Datensatz beträgt der Trend pro 100 Jahre etwa $0,55^{\circ}\text{C}$ - $0,69^{\circ}\text{C}$ (ATLN3) und $0,77^{\circ}\text{C}$ - $1,17^{\circ}\text{C}$ (ATLN1). Der äquatoriale Atlantik hat sich also wesentlich weniger stark erwärmt als der nördliche Ausläufer des Benguelastroms (siehe Abbildung 5.11). Vor allem in letztgenannter Region divergieren die Trendsignale in den beiden Beobachtungsdaten. Während HadISST einen SST-Trend von „nur“ $0,77^{\circ}\text{C}$ beinhaltet, ist der Trend in ERSSTv3b mit $1,17^{\circ}$ eineinhalb mal so groß. Dies liegt an der verhältnismäßig stärkeren Erwärmung im ERSSTv3b Datensatz nach der leichten Abkühlungsphase der SSTs in den 1970er Jahren (siehe Abb. 3.2). Das CMIP5-Modellensemblemittel unterschätzt den SST-Trend des 20. Jahrhunderts, der mit $0,3^{\circ}\text{C}$ pro 100 Jahre in ATLN3 bzw. $0,32^{\circ}\text{C}$ in ATLN1 deutlich unter den gemessenen Werten liegt. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen wiederum sind groß und nur drei Modelle modellieren Trendgrößen, die mit den gemessenen vergleichbar sind (CCSM4, GFDL-ESM2G und NorESM1-M, siehe Abb. 5.11). Die anderen Modelle simulieren einen zu geringen Trend der SSTs. Zieht man das Trend-Rausch-Verhältnis (T/R: Trendgröße geteilt durch die Standardabweichung der Zeitreihe) als Maß für die Signifikanz des Trends mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% heran, ist der beobachtete Trend von 1870-2000 für HadISST in beiden Regionen knapp nicht-signifikant, ERSSTv3b dagegen weist einen statistisch signifikanten Trend auf. Die Statistik eines F-Tests der linearen Regression, die der Trendberechnung zugrunde liegt, zeigt für beide Datensätze und Regionen signifikante Trends an. Während auch für die CMIP5 Modelle fast alle Trends im historischen Zeitraum mit der F-Statistik signifikant sind, zeigt das Trend-Rausch-Verhältnis für die äquatoriale Region ATLN3 nur bei fünf Modellen Signifikanz, beim südlicheren Gebiet ATLN1 sogar nur für drei Modelle.

Den SST-Trend bis zum Ende des 21. Jahrhunderts berechnen die Modelle im Schnitt mit $+1,48^{\circ}\text{C}$ (rcp45) bis $+3,44^{\circ}\text{C}$ (rcp85) für die äquatoriale Region ATLN3 und $+1,39^{\circ}\text{C}$ (rcp45) bis $+3,32^{\circ}\text{C}$ (rcp85) für die südlichste ATLN Region. Auch in der Zukunft gibt es also in den Modellen keinen wesentlichen Unterschied zwischen den beiden Regionen. Auffallend ist, dass die drei Modelle, die den Trend des historischen Zeitraums am realistischsten (und damit am stärksten) modellieren, für beide Regionen und auch beide Klimaszenarien nur unterdurchschnittliche Trendwerte für das 21. Jahrhundert im Vergleich zum restlichen Ensemble aufweisen (für rcp45 knapp unter 1°C und für rcp85 etwa $2,5^{\circ}\text{C}$; siehe Abb. 5.12). Bis auf eine Aus-

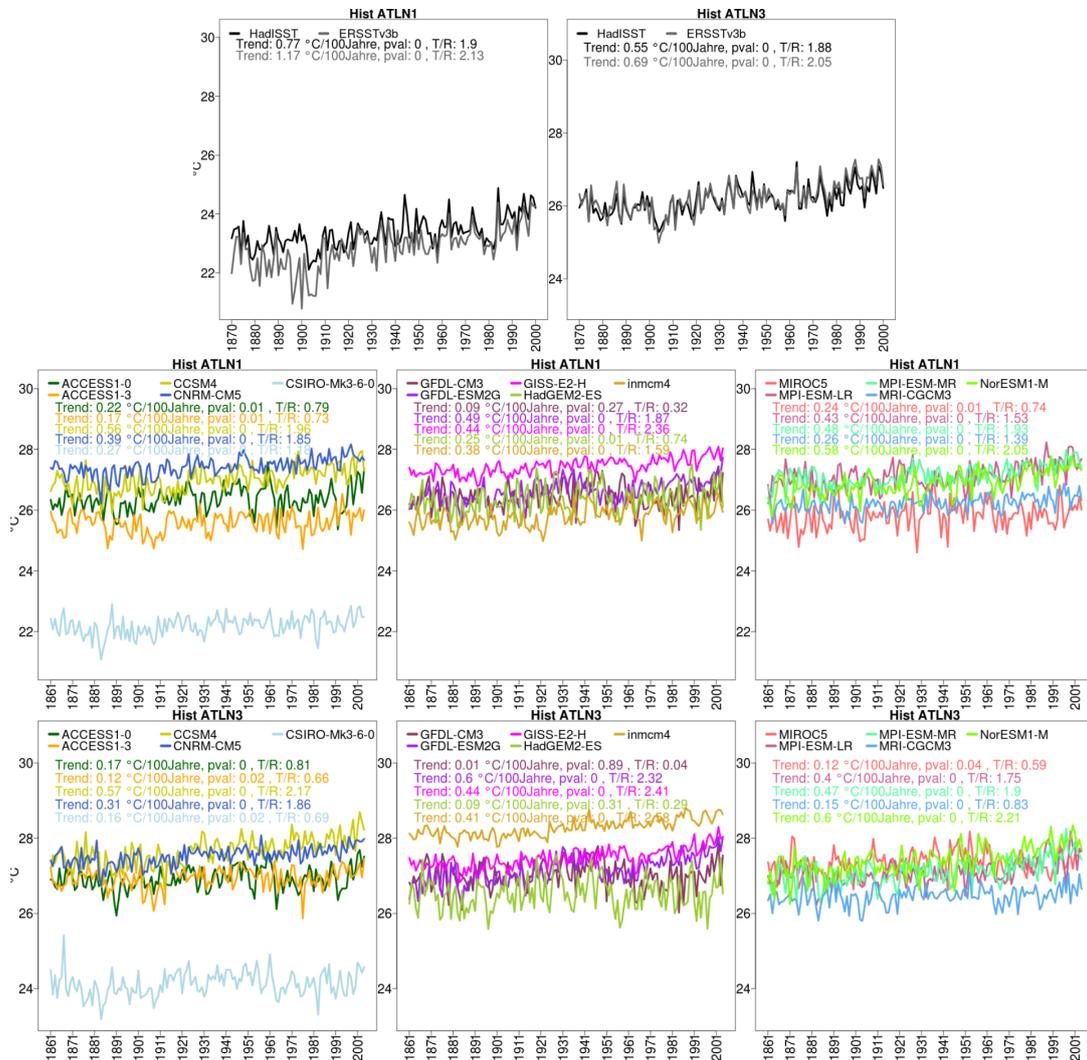


Abbildung 5.11: Jahresmittelwerte der SSTs in °C für den historischen Zeitraum (Messdaten: 1870-2000, CMIP5: 1861-2004) der beiden Atlantikregionen ATL N1 und ATL N3. Zusätzlich sind angegeben: der SST-Trend pro 100 Jahre in °C, der p-value (signifikant mit 95% nach F-Test, wenn $< 0,05$) und das Trend-Rausch-Verhältnis T/R (signifikant mit 95%, wenn $> 1,96$).

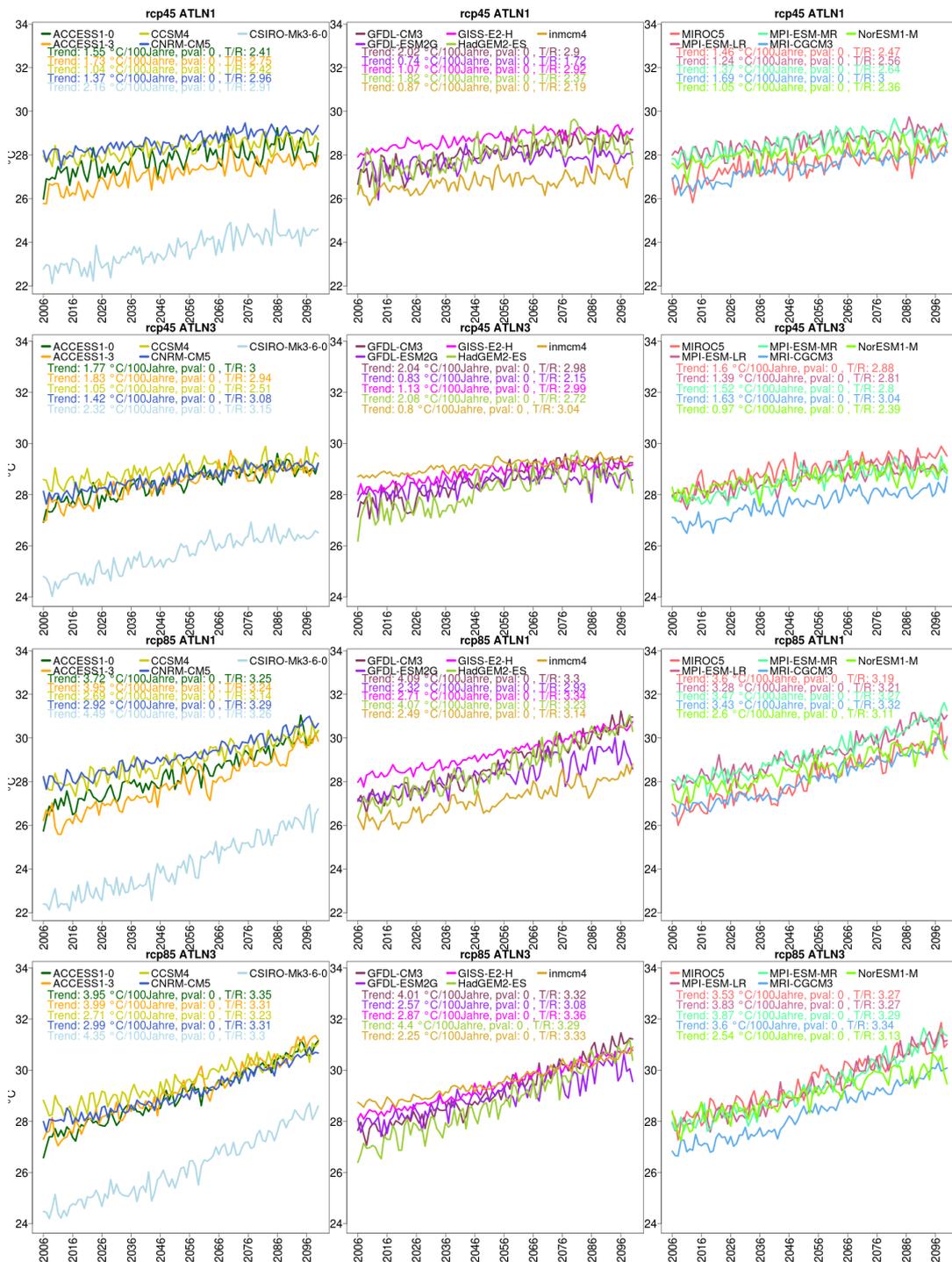


Abbildung 5.12: Jahresmittelwerte der SSTs in °C für die Szenarien rcp45 und rcp85 der CMIP5 Daten (2006-2100) der beiden Atlantikregionen ATLN1 und ATLN3. Zusätzlich sind angegeben: der SST-Trend pro 100 Jahre in °C, der p-value (signifikant mit 95% nach F-Test, wenn < 0,05) und das Trend-Rausch-Verhältnis T/R (signifikant mit 95%, wenn > 1,96).

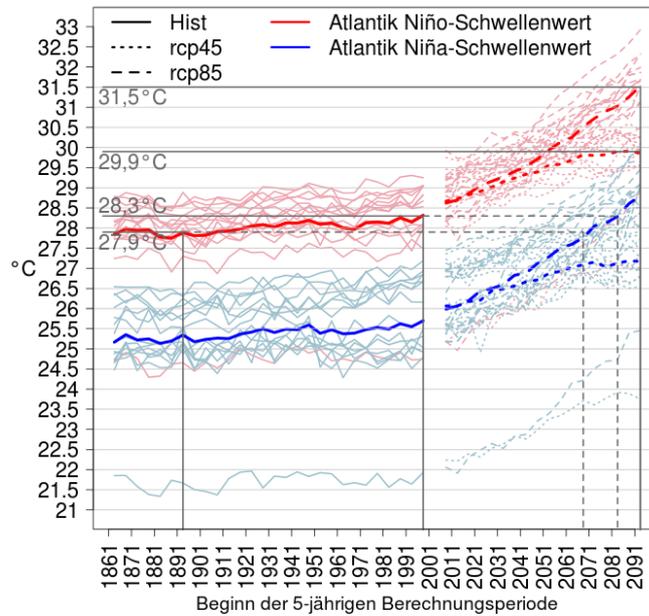


Abbildung 5.13: Schwellenwerte in °C für die Definition eines Atlantik Niño- oder Niña-Events im tropischen Ostatlantik (ATLN3) für 1861-2100. Die Schwellenwerte berechnen sich über die einfache Standardabweichung der originalen ATLN3 SST-Zeitreihe, die über ein gleitendes 5-Jahresfenster Monat für Monat neu angepasst werden. Die dünnen blauen und roten Linien geben die SST Zeitreihen der einzelnen CMIP5 Modelle wieder. Die grauen Linien mit °C-Markierungen beziehen sich auf die Bildinterpretation im Text.

nahme (GFDL-ESM2G, rcp45, ATLN1) simulieren alle Modelle für beide Szenarien und beide Gebiete statistisch signifikante SST-Trends. Da die untersuchten CMIP5 Modelle ihrer eigenen internen Klimavariabilität folgen, die nicht in Takt mit der in den vergangenen Jahrhunderten beobachteten sein muss, entsteht eine zusätzliche Unsicherheit in der Größe der simulierten Trendwerte.

Die Erhöhung der mittleren Meeresoberflächentemperatur bis zum Jahr 2100 wirkt sich auf die tatsächlichen Schwellenwerte aus, die der Berechnung von Atlantik Niños zugrunde liegen (aber wegen der Trendbereinigung bei der SST-Index-Bildung nicht offensichtlich werden). Abbildung 5.13 zeigt, dass am Ende des 19. Jahrhunderts der Schwellenwert, ab dem ein Atlantik Niño definiert wurde (wenn diese Temperatur zusätzlich für mindestens drei Monate überschritten wird), in ATLN3 bei etwa 27,9°C lag. Die Schwellenwerte aus Abbildung 5.13 berechnen sich über die einfache Standardabweichung der originalen ATLN3 SST-Zeitreihe, die über ein gleitendes 5-Jahresfenster Monat für Monat neu angepasst werden. Ende des 20. Jahrhunderts lag der Schwellenwert bereits bei etwa 28,3°C, abzulesen aus Abbildung 5.13. Im Jahr 2100 dagegen werden im Mittel erst 29,9°C (rcp45) bzw. 31,5°C (rcp85) ausreichen, um als Warmwasserereignis gewertet zu werden. Abbildung 5.13 zeigt auch, dass im pessimistischen Szenario bereits um das Jahr 2070 ein Kaltwasser-

ereignis definiert werden kann, was Ende des 19. Jahrhunderts noch als Warmwasserereignis galt. Der heutige Niño-Schwellenwert von etwa $28,3^{\circ}\text{C}$ würde im Szenario rcp85 etwa ab dem Jahr 2080 als Schwellenwert für eine Atlantik Niña dienen.

5.6 Anthropogener Einfluss auf die SSTs des Südatlantiks im 19./20. Jahrhundert

Die Simulationen der CMIP5 Klimamodelle ermöglichen es, den anthropogenen Fingerabdruck im Klima des 20. Jahrhunderts zu untersuchen. Die historischen Klimasimulationen berücksichtigen alle im 19. und 20. Jahrhundert beobachteten strahlungsrelevanten Emissionen und Prozesse. Einige CMIP5 Modellierungsgruppen stellen aber auch Klimasimulationen zur Verfügung, die nur durch einen natürlichen Strahlungsantrieb, also ohne menschlich verursachte Treibhausgas- und Aerosolemissionen angetrieben werden. Durch den Vergleich der Modellläufe mit und ohne anthropogenen Einfluss lässt sich demnach überprüfen, ob der Mensch bereits das Klima des 20. Jahrhunderts beeinflusst hat.

Abbildung 5.14 zeigt eine Trendanalyse für die SSTs des Südatlantiks (ATLN1 und 3). Zu sehen sind jeweils die Auswirkungen beider Strahlungsantriebsarten. Während in der südlicheren Region 6 (3) von 7 Modellen einen signifikanten Anstieg der Temperaturen nach der F-Statistik (Trend-Rausch-Verhältnis T/R) für den kompletten Antrieb simulieren, führt der rein natürliche Antrieb in keinem untersuchten Modell zu einem signifikanten Temperaturanstieg. Das Modell GFDL-CM3 simuliert sogar eine signifikante Temperaturabnahme (F-Statistik) von 1861 bis zum Jahr 2004. Für die äquatoriale Region ATLN3 werden in 5 (3) von 7 Fällen statistisch signifikante SST Zunahmen unter den realen Bedingungen modelliert, während unter natürlichem Strahlungsantrieb bei 5 von 7 Modellen keine signifikanten Änderungen im 19. und 20. Jahrhundert simuliert werden. Wie auch in der südlicheren Region, modelliert GFDL-CM3 einen signifikant negativen Trend. Das CSIRO-Mk3-6-0 Modell mit dem kalten Bias im Südostatlantik simuliert als einziges der untersuchten Klimamodelle eine nach der F-Statistik signifikante SST Zunahme unter rein natürlichen Bedingungen. Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse der Abbildung 5.14, dass die Erwärmung des südlichen Atlantiks hauptsächlich durch anthropogene Treibhausgase verursacht wird.

Abbildung 5.15 zeigt die Änderung des mittleren monatlichen Niederschlags in den Tropen vom Ende des 19. zum Ende des 20. Jahrhunderts für den borealen Winter (DJF) und Sommer (JJA) unter rein natürlichem und zusätzlich anthropogenen Strahlungsantrieb. In DJF sind unter beobachteten Bedingungen im Pazifik nördlich des Äquators, über dem nördlichen Südamerika, Westafrika und dem süd-

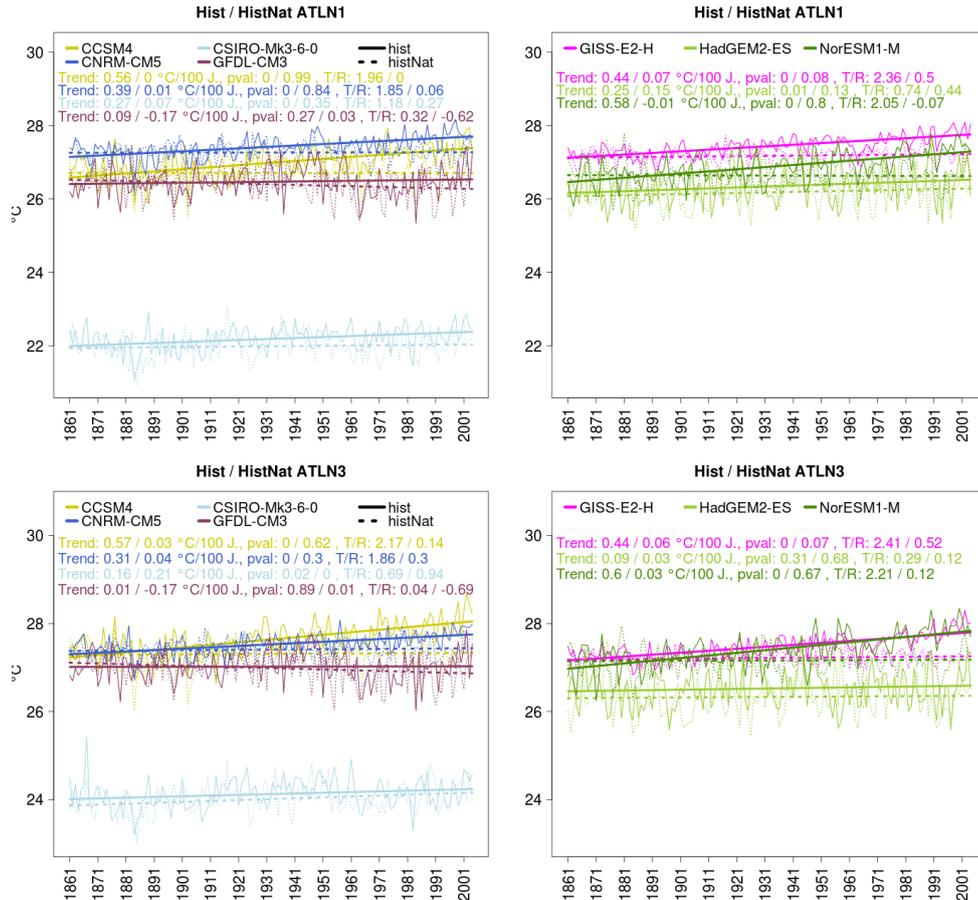


Abbildung 5.14: Jahresmittelwerte der SSTs in °C der CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004 mit (hist) und ohne anthropogenen Strahlungsantrieb (histNat) der beiden Atlantikregionen ATL1 und ATL3 mit linearer Trendgeraden. Zusätzlich sind angegeben: der SST-Trend pro 100 Jahre in °C, der p-value (signifikant mit 95% nach F-Test, wenn < 0,05) und das Trend-Rausch-Verhältnis T/R (signifikant mit 95%, wenn > 1,96).

asiatischen und indonesischen Raum deutliche Niederschlagsabnahmen zu erkennen (Abb. 5.15a). Der äquatoriale Pazifik sowie der südliche Indik haben positive Niederschlagstendenzen erfahren. Im borealen Sommer in Abbildung 5.15b treten vor allem über Mittelamerika, Westafrika und Indonesien Niederschlagsabnahmen auf. Positive Niederschlagstrends können über dem südöstlichen Atlantik und dem nordwestlichen Pazifik beobachtet werden.

Im Vergleich mit den Simulationen unter dem beobachteten Strahlungsantrieb (Abb. 5.15a,b) sind die Änderungen bis Ende des 20. Jahrhunderts in den Simulationen mit natürlichem Antrieb geringer (Abb. 5.15c,d). Im nordhemisphärischen Sommer sind über dem äquatorialen Atlantik und auch dem indischen Subkontinent noch die entsprechenden Muster von Gunst- und Defiziträumen zu erkennen, jedoch schwächer. Im pazifischen Raum dagegen kann das ausgeprägte Änderungsmuster nicht mehr

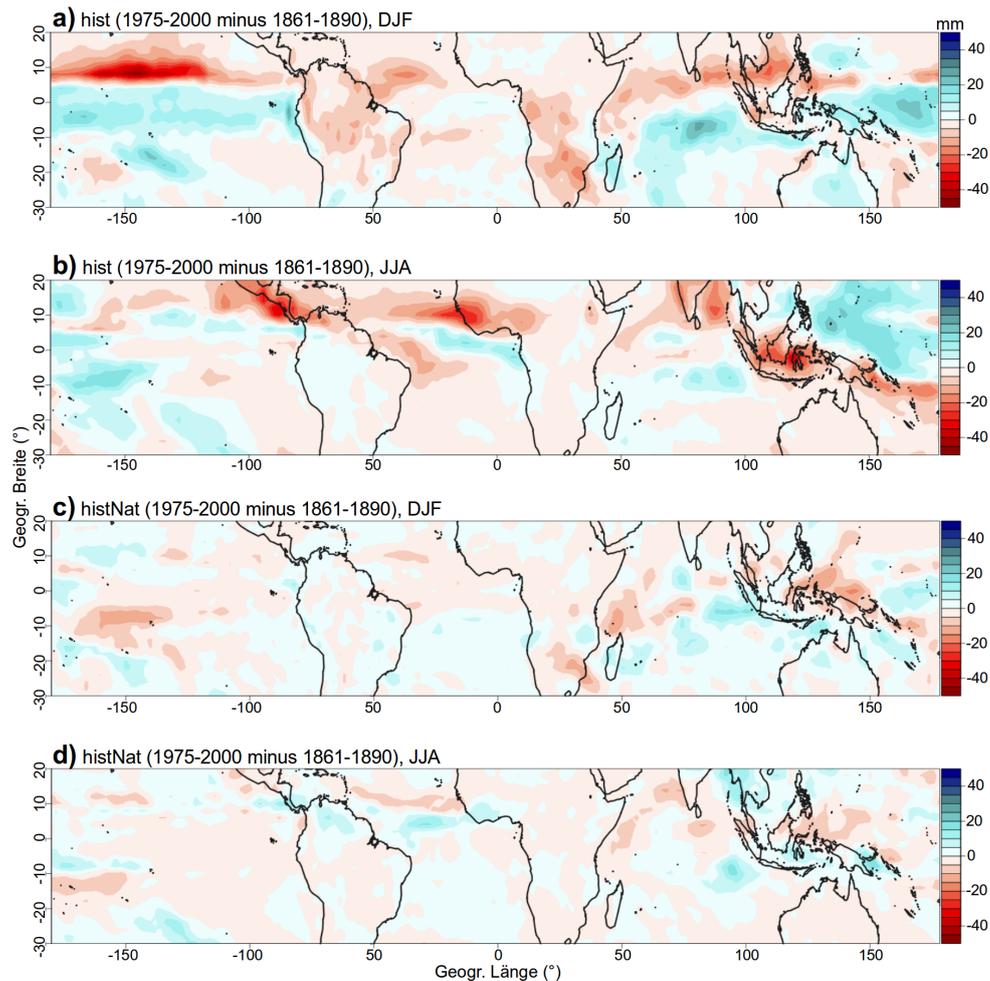


Abbildung 5.15: Veränderung des mittleren monatlichen Niederschlags in mm in den Tropen von 1861-1890 zu 1975-2000 mit anthropogenem Strahlungsantrieb (hist) und mit natürlichem Strahlungsantrieb (histNat) für Dezember-Februar (DJF) und Juni-August (JJA).

nachvollzogen werden. Auch das indonesische Archipel ist in den Simulationen ohne anthropogenem Forcing nicht durch signifikante Änderungssignale geprägt. Demnach nimmt der Mensch durch die Emission von Treibhausgasen und Aerosolen auch Einfluss auf die Verteilung und Intensitäten der tropischen Niederschläge.

5.7 Modell-Ranking

Die in den vorangehenden Abschnitten gezeigten Unterschiede in den Ergebnissen der einzelnen Modelle des CMIP5-Ensembles werfen die Frage auf, welche Modelle nun besonders gut oder auch weniger gut geeignet sind, um die Charakteristik des südlichen Atlantiks und die auftretenden Warmwasserereignisse zufriedenstellend wiederzugeben. Für diesen Zweck wurde eine Reihe an Analysen durchgeführt, die zu einer Modell-Rangliste der 15 untersuchten Modelle führt. Das Gesamtranking, das auf der Auswertung des historischen Zeitraums basiert und dessen Ergebnis in Tabelle 5.4 zu sehen ist, setzt sich dabei aus zwei Teilen zusammen: Zum einen wird die Fähigkeit der Modelle, allgemeine Eigenschaften des südlichen Atlantiks zu modellieren, untersucht und zum anderen stehen Merkmale im Fokus, die spezieller auf das Phänomen des Atlantik Niños ausgerichtet sind. Die Vergabe der Rangplatznummern für die einzelnen Analysen erfolgt nach folgendem Prinzip: Das Modell, das die geringste Abweichung zu den Beobachtungsdaten HadISST und ERSSTv3b aufweist, erhält die Rangnummer eins, das mit den größten Unterschieden die Rangnummer 15. Die Ranglistenergebnisse aller zwölf einzelnen Analysen sind in Anhang A, Tabelle A.1 zu finden. Um das abschließende Rang-Ergebnis zu erhalten, werden die Einzelränge jedes Modells aufsummiert und durch die Anzahl der eingehenden Analysen geteilt.

Im Folgenden werden die zwölf Analysen vorgestellt, die in das Modell-Ranking eingehen.

Analysen, die die allgemeine Charakteristik im Südatlantik beschreiben:

M1: Die erste Analyse, die in das Modell-Ranking eingeht, ist die bereits unter Kapitel 5.4.1 vorgestellte Wavelet-Analyse. Die Morlet-Wavelet Analyse verarbeitet einzelmonatlich Gauss-hochpassgefilterte SST Anomalien für die Regionen ATLN1 und ATLN3. Aus dem Ergebnis der Wavelet-Analyse werden die Wiederkehrperioden ermittelt, die durch eine besonders hohe Energie (99%-Quantil) gekennzeichnet sind. Die Mittelwerte und auch Mediane der maximalen Ladungen dienen nun als Maß für die Wiederkehrperioden der SST Anomalien im äquatorialen (ATLN3) und südöstlichen Atlantik (ATLN1). Die Abweichung der Modell-Mittelwerte und Mediane zu den Wavelet-Ergebnissen der beiden Beobachtungsdatensätze HadISST und ERSSTv3b dient dann zur Ermittlung der Güte der Modelldaten.

M2: Die Korrelation zwischen den modellierten und den gemessenen mittleren SST-Jahresgängen in den Regionen ATLN1 und 3 geht als weiteres Kriterium in das Ranking mit ein.

M3: Die Korrelation der mittleren monatlichen Standardabweichungen der Meeresoberflächentemperaturen – als Maß für die interannuelle Variabilität – in den Re-

Tabelle 5.4: Rangliste der 15 untersuchten CMIP5-Modelle für die Güte, die allgemeine Südatlantik-Charakteristik und die Modellierung der Atlantik Niños darzustellen. In Klammern sind die mittleren Rangwerte der gesamten Liste (12 Analysemethoden) sowie der zwei Teilranglisten (je sechs Analysemethoden) angegeben.

RANG	Gesamt	Südatlantik allg. (M1-M6)	Atlantik Niños (M7-M12)
1	HadGEM2-ES (3,50)	HadGEM2-ES (3,17)	HadGEM2-ES (3,83)
2	MRI-CGCM3 (4,42)	MRI-CGCM3 (4,17)	ACCESS1-3 (4,33)
3	ACCESS1-3 (5,08)	MIROC5 (5,50)	MRI-CGCM3 (4,67)
4	MIROC5 (5,25)	ACCESS1-3 (5,83)	GISS-E2-H (4,83)
5	CSIRO-Mk3-6-0 (6,58)	GFDL-ESM2G (6,17)	MIROC5 (5,00)
6	CCSM4 (7,08)	ACCESS1-0 (6,33)	CCSM4 (6,17)
7	ACCESS1-0 (7,33)	CSIRO-Mk3-6-0 (6,33)	CSIRO-Mk3-6-0 (6,83)
8	GISS-E2-H (7,92)	GFDL-CM3 (6,83)	ACCESS1-0 (8,33)
9	GFDL-ESM2G (8,25)	CCSM4 (8,00)	inmcm4 (9,50)
10	GFDL-CM3 (8,42)	MPI-ESM-MR (8,00)	NorESM1-M (9,67)
11	MPI-ESM-MR (9,33)	inmcm4 (9,83)	GFDL-CM3 (10,00)
12	inmcm4 (9,67)	MPI-ESM-LR (10,50)	GFDL-ESM2G (10,33)
13	MPI-ESM-LR (10,75)	CNRM-CM5 (10,83)	MPI-ESM-MR (10,67)
14	NorESM1-M (10,83)	GISS-E2-H (11,00)	MPI-ESM-LR (11,00)
15	CNRM-CM5 (11,25)	NorESM1-M (12,00)	CNRM-CM5 (11,67)

gionen ATLN1 und 3 geht ebenso in die Auswertung mit ein.

M4: Da die Methoden 2 und 3 durch die Korrelation nur den Verlauf der Kurven, nicht aber einen eventuellen Offset zwischen den beobachteten und simulierten Werten berücksichtigen, wird zusätzlich die Summe der Abweichungen in °C zwischen den mittleren monatlichen SSTs in ATLN1 und 3 betrachtet.

M5: Zusätzlich wird der über das Jahr gemittelte SST-Bias, also Gebietsmittel des Modells minus dem Gebietsmittel von HadISST und ERSSTv3b, in den Regionen ATLN1 und 3 in °C berücksichtigt. Diese Analyse ist dem Ergebnis der Methode M4 sehr ähnlich, wodurch die Gewichtung des SST-Bias im Gesamtergebnis erhöht wird.

M6: Der Bias der SST-Standardabweichung der Regionen ATLN1 und 3 geht als letzter allgemeiner Punkt in das Ranking mit ein.

Analysen, die den Atlantik Niño spezieller beschreiben:

M7: Die Dauer der simulierten und beobachteten Atlantik Niños in Monaten.

M8: Die Übereinstimmung der Monate, zu denen die Atlantik Niños ihre stärkste Ausprägung aufweisen (Peak).

M9: Die Onset-Monate der Atlantik Niños.

M10: Die einzelmonatliche Korrelation der SST Anomalien im gesamten südostatlantischen Raum soll prüfen, ob die räumliche Verteilung der gemessenen und modellierten SST Anomalien übereinstimmt. Dabei werden zwei Gebiete berücksichtigt: ein großes Domain, das den gesamten äquatorialen und südlichen Atlantik umfasst ($60^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{O}$, $40^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$) und zusätzlich ein kleinerer Atlantik-Ausschnitt ($24^{\circ}\text{W} - 18^{\circ}\text{O}$, $34^{\circ}\text{S} - 6^{\circ}\text{N}$). Da das kleinere Domain, das speziell den küstennäheren Südostatlantik abdeckt, innerhalb des größeren Ausschnittes liegt, wird die Gewichtung dieser Region im Rang-Ergebnis von Methode 10 erhöht.

M11: Die einzelmonatliche Korrelation der Standardabweichungen der SST Anomalien im gesamten südostatlantischen Raum (z.B. gezeigt in Abb. 5.1) soll prüfen, ob die räumliche Verteilung der interannuellen SST Variabilität übereinstimmt. Die Untersuchungsregion entspricht der aus M10.

M12: Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse (siehe Kapitel 5.3.2) werden verglichen. Es wird überprüft, wie gut die Dominanz der ausgewählten Atlantik-PC (also ob die erste, zweite, dritte... PC den Atlantik Niño repräsentiert) und der dazugehörige erklärte Varianzanteil in Modell und Beobachtung übereinstimmen.

Ergebnis:

Am besten werden der Südatlantik, seine interannuelle Variabilität und das Phänomen des Atlantik Niño durch das Erdsystemmodell HadGEM2-ES des britischen Hadley Centers repräsentiert (Tabelle 5.4). Mit deutlichem Abstand folgen das japanische Modell MRI-CGCM3 auf dem zweiten und das australische Modell ACCESS1-3 auf dem dritten Rang. Die Schlusslichter bilden das Hamburger Modell MPI-ESM-LR, das norwegische NorESM1-M, dessen Kern auf dem wesentlich besser abschneidenden CCSM4 basiert, und das französische Modell CNRM-CM5.

Die Unterteilung in die zwei Teilranglisten zeigt, dass es Modelle gibt, die zwar den Südatlantik als Ganzen gut modellieren können, dafür aber die Warmwasserereignisse verhältnismäßig schlecht simulieren (etwa GFDL-ESM2G). Auch die umgekehrte Situation lässt sich im Modellensemble finden: GISS-E2-H ist das zweit-schlechteste Modell im Bezug auf die allgemeine atlantische Charakteristik, die Atlantik Niños werden dagegen überdurchschnittlich gut wiedergegeben. Tabelle A.1 in Anhang A erlaubt einen noch differenzierteren Blick in das Rankingsystem. So erkennt man beispielsweise, dass das schlechte Abschneiden von GISS-E2-H bei der allgemeinen Statistik vor allem dem sehr hohen SST-Bias – ermittelt durch Methoden 4, 5 und 6 – geschuldet ist. Besondere Stärken des Modells liegen dafür in der korrekten Darstellung der räumlichen Verteilung der SST Anomalien im Südatlantik sowie der Charakteristik der Atlantik Niños bezüglich Dauer, Peak- und Onsetmonat. Dieser Umstand zeigt, dass der in fast allen aktuellen Klimamodellen vorhandene Bias

in der Region des Benguelastroms nicht mit der Fähigkeit des Modells, Atlantik Niños realitätsnah zu simulieren, zusammenhängen muss.

Die Standardabweichung der erzielten Einzelränge gibt Aufschluss über die Konstanz der Modellgüte bzw. -schwächen. Die geringste Schwankung weist das beste Modell, HadGEM2-ES mit 2,6 Rängen auf, die zweit geringste Schwankung zeigt das insgesamt schlecht abschneidende NorESM1-M (2,8 Ränge), ist also konstant unterdurchschnittlich gut. Die größte Unsicherheit zeigt GISS-E2-H mit einer Rang-Standardabweichung von 4,9. Auch die Mittelfeld-Modelle CCSM4 und GFDL-CM3 (SD = 4,5) weisen hohe Güte-Schwankungen bezüglich der einzelnen Analysemethoden auf.

Dieses Rankingergebnis zeigt alleinig die Modellgüten für das Klimaelement der SSTs und auch nur für den südostatlantischen Raum. Es ist weder auf andere Variablen, wie etwa den Niederschlag, noch andere Regionen, wie den äquatorialen Pazifik mit dem El Niño Phänomen, übertragbar. Entsprechende Untersuchungen der äquatorialen pazifischen Meeresoberflächentemperaturen zeigen, dass sowohl der SST-Bias im Bereich des Humboldt-Stroms als auch die spektralanalytischen Eigenschaften eine völlig andere Modell-Rangliste als im Atlantik erzeugen würden.

Da in den folgenden Kapiteln mit diversen Klimaelementen und auch anderen Erdregionen gearbeitet wird, erfolgt bewusst kein Zuschnitt des Modellensembles auf ein „Best-fit-Ensemble“. Zudem soll die gesamte Unsicherheitsspanne, die in dem großen Multi-Modellensemble enthalten ist, erhalten bleiben, um die Bedeutung von Änderungs- oder Impakt-Ergebnissen nicht zu schmälern und gleichzeitig die Gefahr von falschen und voreiligen Schlüssen durch ein kleineres Ensemble zu verringern.

5.8 Zusammenfassung

Im ersten Abschnitt des Kapitels 5 wurde das Phänomen des Atlantik Niños vorgestellt sowie mögliche Theorien zu seiner Entstehung diskutiert (Kap. 5.1 und 5.2). Im darauf folgenden Teil (Kap. 5.3) wurden zwei Methoden erläutert, die zur Ermittlung eines passenden SST-Index im Südostatlantik für die Definition von Atlantik Niños führen sollen – zum einen auf der Basis einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse und zum anderen auf der Basis eines fest definierten SST-Gebietsmittels. Es zeigte sich, dass die Lage der SST-Variationszentren, die zur Verortung der Warmwasserereignisse dient, zwischen den einzelnen GCMs und ESMs des CMIP5-Modellensembles variiert und damit die Index-bildenden Methoden für manche Modelle besser geeignet sind als für andere. In Kapitel 5.4 wurden die beobachteten und simulierten Atlantik Niños bezüglich ihrer Charakteristiken, wie Häufigkeit, Dauer, Peak- und Onsetmonate, verglichen. Die Validierung mit den Beobachtungsdatensätzen zeigte,

dass die mittlere Auftrittshäufigkeit der Warmwasseranomalien in den Modelldaten ein wenig unterschätzt wird und die Events im Vergleich zu den Beobachtungsdaten mit einer Verzögerung von ein bis zwei Monaten auftreten, was in dem Bias der SST Variabilität im Jahresgang begründet ist. Die beiden Zukunftsszenarien rcp45 und rcp85 projizieren bis zum Jahr 2100 keine einheitlichen und signifikanten Änderungen in der Charakteristik der Atlantik Niños bezüglich Häufigkeit und Dauer. Nur im pessimistischeren Zukunftsszenario rcp85 konnte eine Intensivierung der Atlantik Niños für das 21. Jahrhundert festgestellt werden. Es ist mit einer generellen Zunahme der Meeresoberflächentemperaturen im Südatlantik zu rechnen (Kap. 5.5). Dadurch verschieben sich auch die Temperaturschwellenwerte, die der Niño-Definition zugrunde liegen. Demnach liegt der Schwellenwert in den Modellen aktuell bei etwa 28,3°C, Ende des 21. Jahrhunderts bereits bei rund 30°C bis 31,5°C – je nach Szenario. Der rezente Schwellenwert würde etwa ab dem Jahr 2090 als obere Grenze der Definition eines Kaltwasserereignisses dienen. Die zum Teil erheblichen Unterschiede zwischen den einzelnen CMIP5-Modellen bezüglich der atlantischen interannuellen SST Variabilität und der Charakteristik der simulierten Atlantik Niños wurden im letzten Teil (Kap. 5.7) im Rahmen eines Modell-Rankings aufgegriffen. Dabei führten zwölf Teilanalysen zu einer Gesamtrangliste der 15 untersuchten CMIP5 Modelle, welche die Fähigkeit der einzelnen Modelle, die SST Variabilität und die Atlantik Niños zu simulieren, widerspiegelt.

6

Atlantik Niño und regionale Auswirkungen

Die in Kapitel 5 vorgestellten Atlantik Niños zeigen ihre Wirkung nicht nur in der ozeanischen Fauna und der damit verbundenen Veränderungen für die Fischereiwirtschaft, sondern beeinflussen auch das lokale Klima der südwestlichen afrikanischen Küste und weit entfernter Erdregionen (dazu mehr in Kapitel 7). Im Folgenden sollen die Auswirkungen der südatlantischen Warmwasserereignisse auf die Atmosphäre beschrieben werden. Hierbei stehen die Vergleiche der Beobachtungs- und Reanalysedaten mit den CMIP5-Modellen, die zugrunde liegenden ozeanisch-atmosphärischen Wirkmechanismen und die projizierten Änderungen in der Zukunft im Fokus der Untersuchungen. Im Mittelpunkt – weil für die lokale Bevölkerung wohl von größter Bedeutung – steht dabei der Einfluss der Atlantik Niños auf den südhemisphärischen afrikanischen Niederschlag. Zunächst wird in Kapitel 6.1 der statistische Zusammenhang zwischen SSTs im Südostatlantik und afrikanischem Niederschlag in den CMIP5 Daten untersucht. Kapitel 6.2 enthält die Analyse der Ursachen, die der atmosphärischen Reaktion auf einen Atlantik Niño zu Grunde liegen. Wie der afrikanische Niederschlag in den CMIP5 Szenarien für das 21. Jahrhundert projiziert wird und ob sich der Zusammenhang mit den atlantischen Warmwasserereignissen ändert, behandelt Kapitel 6.3.

6.1 Zusammenhang zwischen SSTs im Südostatlantik und afrikanischem Niederschlag

Bevor der Einfluss der Atlantik Niños auf den afrikanischen Niederschlag untersucht wird, wird in diesem Kapitel zunächst geklärt, ob zwischen den Meeresoberflächentemperaturen des südöstlichen Atlantiks und dem Niederschlagsverhalten des angrenzenden Küstenstreifens ein nachweisbarer Zusammenhang besteht. Zu diesem Zweck werden für den historischen Zeitraum einzelmonatlich bivariate Korre-

lationsanalysen nach Spearman durchgeführt. Abbildung 6.1 zeigt eine Übersichtskarte der SST- und Niederschlagsregionen, die in die Analyse eingehen und in Kapitel 3.4 bereits definiert wurden. Dabei werden die trendbereinigten und standardisierten Gebietsmittel-Anomalien der jeweiligen Regionen miteinander korreliert und der Zusammenhang zwischen den SST- und den Regenanomalien festgestellt. Abbildung 6.1 veranschaulicht die einzelmonatlichen Korrelationsergebnisse für die gemessenen SSTs und die Niederschlags-Reanalysedaten. Es zeigt sich, dass die Stärke der Korrelation zwischen den einzelnen SST- und Regenregionen einem jahreszeitlichen Wandel unterliegt. Im Nordsommer, der Monsunzeit Westafrikas, ist der Zusammenhang zwischen den drei SST-Regionen und den nördlichen Küstenregionen um Gabun und Guinea am stärksten ausgeprägt, während zu den Küstenabschnitten südlich von Angola, wo gerade Trockenzeit herrscht, kein signifikanter Zusammenhang nachgewiesen werden kann. Im Nordwinter dagegen kann keine signifikante Verbindung zwischen den ATLN-Regionen und der Guineaküste hergestellt werden. Der stärkste und fast ganzjährig bestehende Zusammenhang besteht mit der äquatornahen Region um Gabun. Die südlichste SST-Region ATLN1 weist im Nordwinter signifikant positive Korrelationen bis nach Namibia auf, an dessen Küste zu dieser Jahreszeit durchschnittlich 30-40 mm/Monat Regen fallen. Die Stärke der Korrelation zwischen den Meeresoberflächentemperaturen und den Küstenniederschlägen hängt demnach direkt mit der jahreszeitlichen Wanderung der ITC und den damit verbundenen maximalen Niederschlägen zusammen. Zur Klimatologie der SST- und Niederschlagsregionen siehe Kapitel 3.4, Abbildung 3.6. Außerdem zeigen die Korrelationskoeffizienten in Abbildung 6.1, dass jeweils die am nächsten zusammen liegenden Gebiete von SSTs und Regenregionen die stärksten Zusammenhänge aufweisen – dies mag auch daran liegen, dass in dieser Grafik keine Zeitverzögerungen zwischen SST Anomalie und Niederschlagsanomalie berücksichtigt werden.

Mit dem Verhältnis zwischen dem afrikanischen Niederschlag und dem angrenzenden Atlantik haben sich zahlreiche Studien beschäftigt, einen Überblick liefern z.B. Camberlin et al. (2001) und Lutz et al. (2014). Vor allem die SST-Niederschlagsbeziehung in Westafrika und entlang der Guineaküste ist gut untersucht (u.a. Reason und Rouault (2006); Polo et al. (2008); Nnamchi et al. (2013)), aber auch der Zusammenhang von SSTs und der Niederschlagsvariabilität im südlicheren Afrika ist Gegenstand der Forschung (Hirst und Hastenrath, 1983; Rouault et al., 2003). Die Fähigkeit der CMIP5 Klimamodelle, diesen Zusammenhang wiederzugeben, wurde noch nicht untersucht.

Abbildung 6.2 zeigt die oben beschriebene Korrelationsanalyse für die 15 untersuchten CMIP5-Modelle und die SST-Regionen ATLN1 und 3 für die Monate Januar und August. Etwa die Hälfte des Modellensembles zeigt mit den Beobachtungsdaten vergleichbare Korrelationskoeffizienten für die nördliche SST-Region ATLN3 im

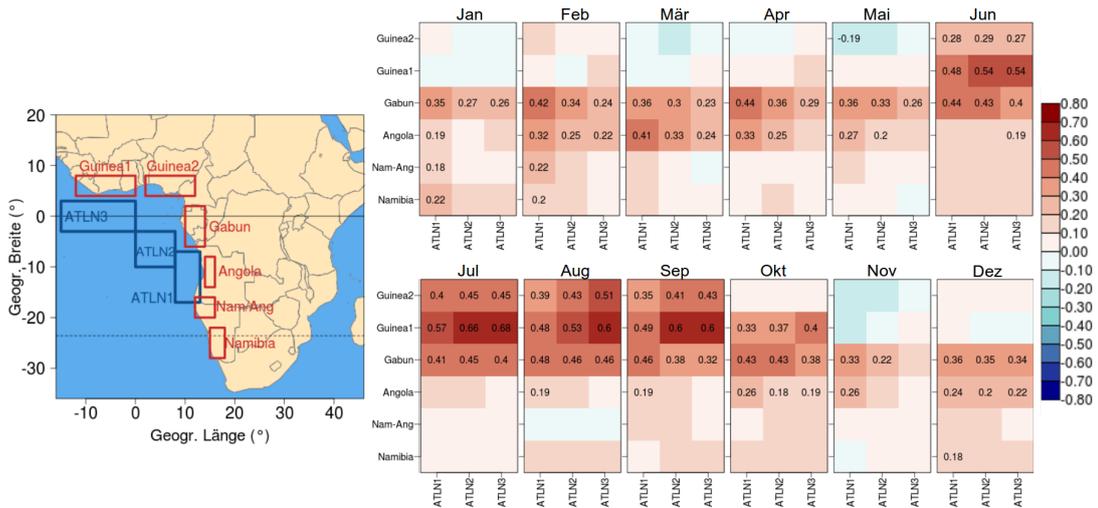


Abbildung 6.1: Korrelationskoeffizienten (Spearman) der drei ATLN-Regionen (SST) und der sechs afrikanischen Niederschlagsregionen aus Kapitel 3.4 für Januar bis Dezember der HadISST und 20C Reanalysedaten von 1871-2000 mit Übersichtskarte (links). Die korrelierten SST- und Niederschlagsindizes bestehen aus einzelmonatlichen, vom Trend befreiten und standardisierten Gebietsmittelanomalien. Signifikante Korrelationen (>95%, t-Test) sind mit konkreten Werten angegeben.

August. Der stärkste positive Zusammenhang besteht dabei wie bei den Beobachtungsdaten mit der westlichsten Niederschlagsregion Guinea1, etwas schwächere Korrelationen liegen mit den Regionen Guinea2 und Gabun vor (ACCESS1-0, ACCESS1-3, CCSM4, CSIRO-MK3-6-0, HadGEM2-ES, MIROC5 und MPI-ESM-MR). Die restlichen Modelle zeigen entweder einen positiven, aber schwächeren Zusammenhang (CNRM-CM5, GFDL-ESM2G, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 und NorESM1-M) oder sogar negative Korrelationen (GFDL-CM3, GISS-E2-H und inmcm4).

Im Januar, in dem die Korrelationskoeffizienten in den Beobachtungsdaten geringer und vor allem auf den südlicheren Teil Afrikas konzentriert sind (siehe Abb. 6.1), zeigen die Modelle untereinander deutliche Unterschiede (Abb. 6.2). Bei etwa der Hälfte der Modelle besteht ein Zusammenhang zwischen den SSTs und den Niederschlagsanomalien der Guineaküste, der in den Beobachtungs- und Reanalysedaten nicht signifikant ist. Eine signifikante Korrelation der südlichen SST-Region ATLN1 mit Regenereignissen in Namibia simulieren nur zwei der untersuchten CMIP5-Modelle (GFDL-ESM2G und MRI-CGCM3). Der stärkste Zusammenhang besteht, wie in den Beobachtungsdaten auch, zumeist mit der äquatorialen Region um Gabun.

In der Mehrheit der Modelldaten ist demnach der jahreszeitliche Wandel der maximalen Korrelationen zu erkennen und mit den Ergebnissen der Beobachtungs-/Reanalysedaten vergleichbar. Bei einigen Modellen des verwendeten Ensembles können aber die in den Beobachtungs- und Reanalysedaten gefundenen Verbindungen nicht nachvollzogen werden.

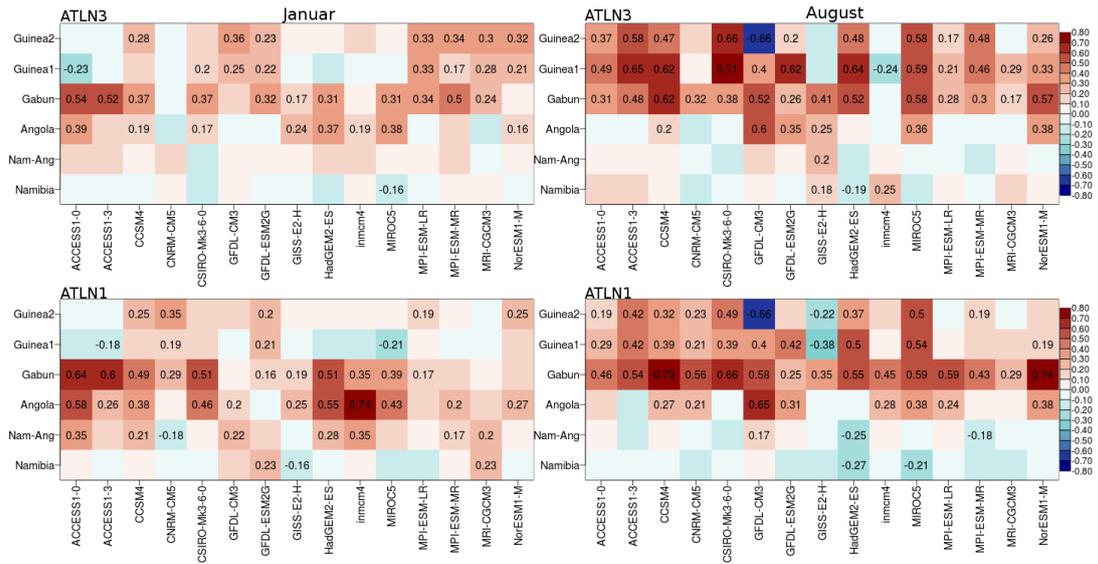


Abbildung 6.2: Korrelationskoeffizienten (Spearman) der zwei ATLN-Regionen 1 und 3 (SST) und der sechs afrikanischen Niederschlagsregionen für Januar und August für das CMIP5-Modelensemble von 1861-2004. Die korrelierten SST- und Niederschlagsindizes bestehen aus einzelmonatlichen, vom Trend befreiten und standardisierten Gebietsmittelanomalien. Signifikante Werte (>95%, t-Test) sind mit konkreten Zahlen angegeben.

In mehreren wissenschaftlichen Arbeiten wurde bisher berichtet, dass Starkniederschläge an der afrikanischen Küste regional mit Temperaturanomalien im südlichen Atlantik zusammenhängen. Muller et al. (2008) beschreiben ein extremes Niederschlagsereignis in der Namib im Jahr 2006, welches das sechsfache der jährlichen mittleren Jahresniederschlagssumme überschritten hatte. Als Auslöser machen sie eine sehr starke Erwärmung des südöstlichen Atlantiks aus, unterstützt durch SST Anomalien im südlichen Indik, das eine ungewöhnlich weite Ausschercung eines feuchteführenden Tiefdruckgebietes nach Norden ermöglichte. Weit mehr Autoren beschäftigen sich mit dem Einfluss von Atlantik Niños auf Starkniederschläge an der nordhemisphärischen Guineaküste, über Westafrika und dem Sahel (z.B. Reason und Rouault, 2006; Polo et al., 2008; Balas et al., 2007) – vor allem während des Monsuns im Nordsommer.

Im Folgenden soll der Frage nachgegangen werden, welche Regionen im Südatlantik in den beobachteten und simulierten Daten am stärksten mit den höchsten monatlichen Niederschlägen der sechs definierten Regen-Gebiete interagieren und ob sich diese in den Modell- und Beobachtungsdaten unterscheiden. Zu diesem Zweck werden zunächst die Saisonen mit maximal hohen Niederschlägen in den Küstenregionen definiert.

Die Starkniederschlagsaisonen setzen sich aus den 5% der stärksten monatlichen

Regenfälle von 1861-2004 (CMIP5) bzw. 1871-2000 (20C Reanalyse) zusammen, mit der zusätzlichen Bedingung, dass die Monate vor und nach dem niederschlagsreichen Monat ebenfalls eine positive Anomalie von mindestens einer 0,3-fachen Standardabweichung aufweisen. Abbildung 6.3 zeigt die Niederschlagsverteilungen für den gesamten Jahresniederschlag als auch die Starkniederschlagssaisonen für die sechs Regionen der Reanalyse- und Modelldaten. Sowohl die mittleren Regenfälle als auch die Perioden mit maximalem Niederschlag werden von den Modellen an der Küste von Namibia bis Angola überschätzt (Abb. 6.3b,d). Die Niederschläge der nördlicheren Regionen Guinea1 und Gabun werden besser simuliert. An der nigerianischen Küste (Guinea2) überschätzt das Modellensemble die mittleren Niederschläge, die maximalen Niederschlagsereignisse werden dagegen etwas unterschätzt. Die Starkregensaison-Boxplots für die Regionen Namibia bis Angola enthalten bei den Reanalysedaten in Abbildung 6.3c unter den gegebenen Voraussetzungen auch sehr geringe Niederschlagsereignisse nahe 0 mm/Monat – das Auswahlkriterium ist somit für diese Regionen nicht besonders gut geeignet. Der Vergleich mit den Modelldaten zeigt aber, dass dort die Starkregenklassifikation besser „greift“, wodurch die Vermutung nahe liegt, dass die CMIP5-Modelle nicht nur die Niederschlagsstärke, sondern auch die Anzahl der Saisonen mit anomal hohen Niederschlägen überschätzen.

Um zu analysieren, welche Regionen des südlichen Atlantiks mit den stärksten Niederschlagsereignissen an der afrikanischen Westküste in Zusammenhang stehen, werden für den südöstlichen Atlantik Kompositen für die sechs einzelnen Niederschlagsregionen entlang der Küste gebildet. In Abbildung 6.4 sind diejenigen SST Anomalien abgebildet, die während der intensiven Niederschlagssaisonen an der afrikanischen Küste vorherrschen. Die linke Hälfte der Abbildung 6.4 zeigt die Ergebnisse für die Beobachtungs-/Reanalysedaten, die rechte Seite die Ergebnisse für das Modellensblemittel. Für jede einzelne Niederschlagsregion (gekennzeichnet durch grüne Rechtecke) wird das dazu passende SST-Anomalienfeld dargestellt.

Die Starkniederschlagssaisonen an der Küste von Namibia und Namibia/Angola sind in den Beobachtungsdaten begleitet von positiven SST Anomalien entlang der afrikanischen Küste und entlang des Äquators bis etwa 15°W (Abb. 6.4a,b). Die maximale SST Anomalie befindet sich nördlich der Niederschlagsregion. Die SST-Kompositen der Modelldaten zeigen für Namibia ein sehr kleines Feld von positiven SST Anomalien, dessen maximale Intensität sehr dicht an der Küste Namibias liegt (Abb. 6.4g). Die intensiven Niederschläge der nördlicheren Grenzregion zwischen Namibia und Angola erzeugen bei den SST Anomalien ein etwas größeres positives Feld, das sich weiter Richtung Äquator erstreckt, sein Zentrum aber ebenfalls direkt südlich der Niederschlagsregion hat (Abb. 6.4h). Die Stark-Niederschlagssaisonen des am Äquator liegenden Gabun gehen einher mit positiven SST Anomalien, die sich

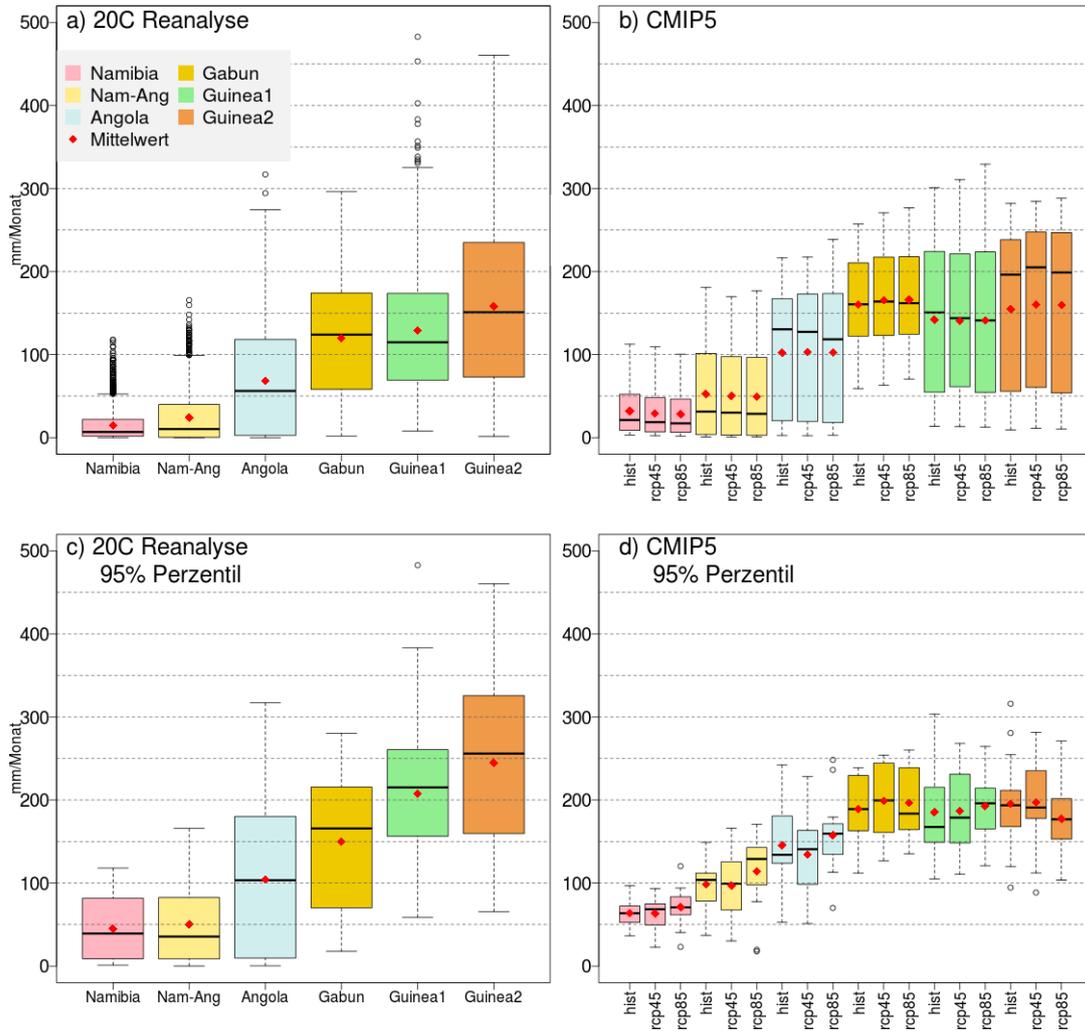


Abbildung 6.3: Gesamtniederschläge (a+b) und Starkniederschlagssaisonen (c+d, definiert über das 95%-Perzentil, zusätzlich müssen der vorangehende und der nachfolgende Monat eine positive Niederschlagsanomalie größer $0,3 \cdot \text{Standardabweichung}$ aufweisen) in den sechs ausgewählten afrikanischen Küstenregionen für die 20C Reanalysedaten (a+c, 1871-2000) und das CMIP5-Ensemblemittel (b+d, historischer (1861-2004) und Szenarien-Zeitraum (2006-2100)).

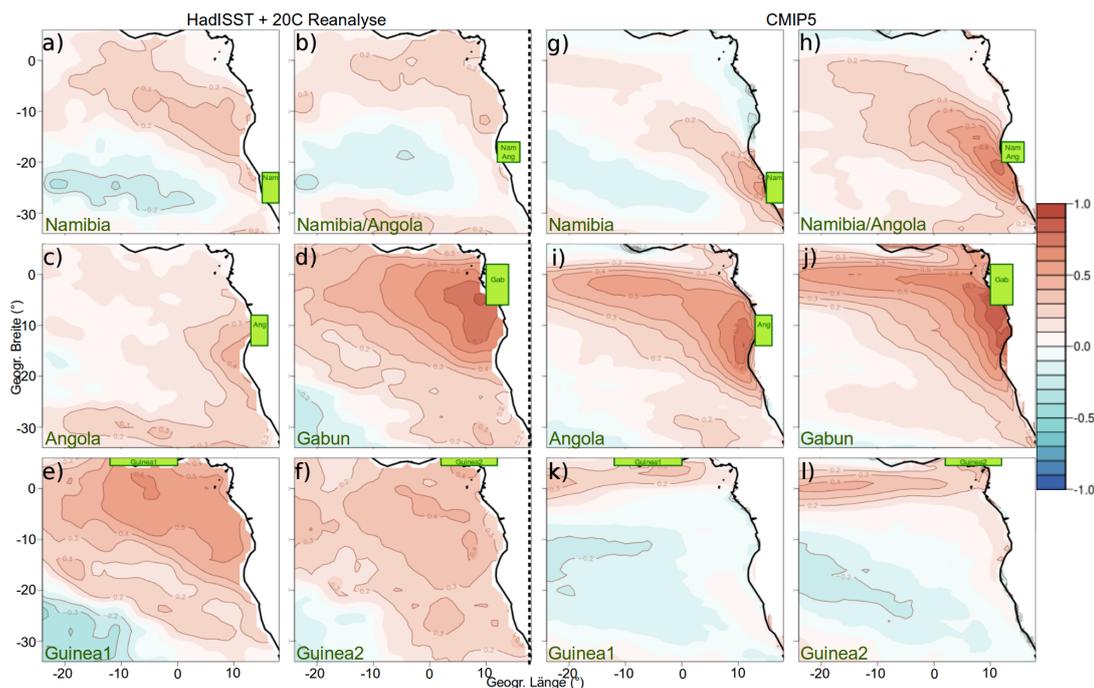


Abbildung 6.4: Mittlere standardisierte und trendbereinigte SST Anomalien während den intensiven Niederschlagszeiten in Afrika, aufgeteilt nach den sechs Niederschlagsregionen für **a-f**): die 20C Reanalyse- und HadISST Beobachtungsdaten (1871-2000) und **g-l**): das CMIP5 Modellensemblemittel im historischen Zeitraum (1861-2004).

weit über den Südostatlantik erstrecken – in den Beobachtungs- wie auch den Modelldaten (Abb. 6.4d,j). Die anomal hohen Niederschläge an der Küste von Guinea stehen bei den Reanalysedaten in Verbindung mit einer Erwärmung des gesamten Südostatlantiks (Abb. 6.4e,f). Im CMIP5-Modellensemble dagegen sind während anomal hohen monatlichen Niederschlägen in den Regionen Guinea1 und 2 nur der äquatoriale und der direkte Guinea-Küstenabschnitt des Atlantiks durch anomal hohe SSTs gekennzeichnet (Abb. 6.4k,l). Insgesamt scheinen die modellierten Anomalien von afrikanischem Niederschlag und Meeresoberflächentemperaturen kleinräumiger und räumlich enger miteinander verknüpft zu sein als in den Beobachtungsdaten.

6.2 Reaktion der Atmosphäre auf Atlantik Niños

Im folgenden Kapitel wird erläutert, wie der Zusammenhang zwischen Warmwasserereignissen und anomalen Niederschlägen im atlantischen Raum erklärt werden kann und welche Ursachen zu Grunde liegen. Im Fokus steht außerdem die Frage, ob die untersuchten CMIP5 Modelle in der Lage sind, die Kausalketten zwischen

SSTs und anomalen Regenfällen zu modellieren.

Wo und wie viel Regen über dem afrikanischen Kontinent fällt, hängt von zahlreichen Faktoren ab. Zunächst bestimmt die globale atmosphärische Zirkulation die groben klimatischen Verhältnisse. Für das Untersuchungsgebiet in dieser Arbeit spielen vor allem folgende Systeme eine wichtige Rolle: Die ITC in der Nähe des Äquators, der subtropische Hochdruckgürtel mit Zentren über dem Südatlantik und Südin-dik mit den resultierenden Passatwinden und die Westwindzone. Die Einflussbereiche dieser drei Systeme verschieben sich mit den Jahreszeiten (nachzulesen in Kapitel 2). Die Niederschläge reagieren dementsprechend auf anomale Modifikationen dieses Systems. Zudem können Veränderungen der Landoberfläche wie etwa die Albedo, Verdunstung und Bodenfeuchte die Niederschlagsvariabilität beeinflussen (Nicholson, 1993). Auch der bereits über Land gefallene Niederschlag kann wiederum als Feuchtequelle dienen und zu Regen führen (Gimeno et al., 2010). Dirmeyer und Brubaker (2007) bezeichnen zum Beispiel das subtropische südliche Afrika in den Nordsummermonaten aufgrund der enormen Evapotranspiration als kontinentalen See. Als Wasserlieferant für die Kontinente dienen aber vor allem die Ozeane und unter anderem unterstreicht Janicot (1992) die Bedeutung der globalen SSTs auf die Niederschläge des südhemisphärischen Afrikas. Einen weiteren Teil der zahlreichen Einflüsse auf den afrikanischen Niederschlag nehmen die in dieser Arbeit untersuchten regionalen SST Anomalien im südöstlichen Atlantik ein (Ward, 1998; Vizy und Cook, 2001).

Die Temperaturanomalie an der Meeresoberfläche hat einen direkten Einfluss auf die darüber angrenzende Atmosphäre – zum einen durch einen sensiblen Wärmestrom, der sich auf die Lufttemperatur auswirkt, und zum anderen durch höhere Verdunstung, die den Feuchtegehalt der unteren Atmosphärenschichten erhöht und Energie in Form von latenter Wärme speichert. Durch Wind kann die mit Wasser angereicherte Luft in andere Regionen transportiert werden und, wenn die atmosphärischen Bedingungen es erlauben, zu Niederschlag führen (Vizy und Cook, 2001).

Abbildung 6.5 zeigt für die Reanalyse- und die Modelldaten im Nordwinter (Dezember und Januar) bzw. Nordsummer (Juli und August) die anomalen Niederschläge über dem Südatlantik und Afrika, die während Atlantik Niños auftreten.

Die Reanalysedaten (linke Spalte) weisen im Nordwinter signifikante (Sicherheitswahrscheinlichkeit 95%, U-Test) Niederschlagsanomalien auf Höhe des Äquators bis etwa 10°S auf, die zumindest im Dezember bis weit auf den afrikanischen Kontinent reichen. Dabei fällt durchschnittlich bis zu 40 mm mehr Regen pro Monat als in Nicht-Niño-Jahren. In der Region um Gabun, wo das Anomalienmaximum auftritt, bedeutet dies zu dieser Jahreszeit eine Steigerung der Regenfälle um etwa 30%. Im nördlichen Angola entsprechen die Anomalien einer Zunahme von rund 20% des mittleren monatlichen Niederschlags. Das CMIP5-Ensemble simuliert während

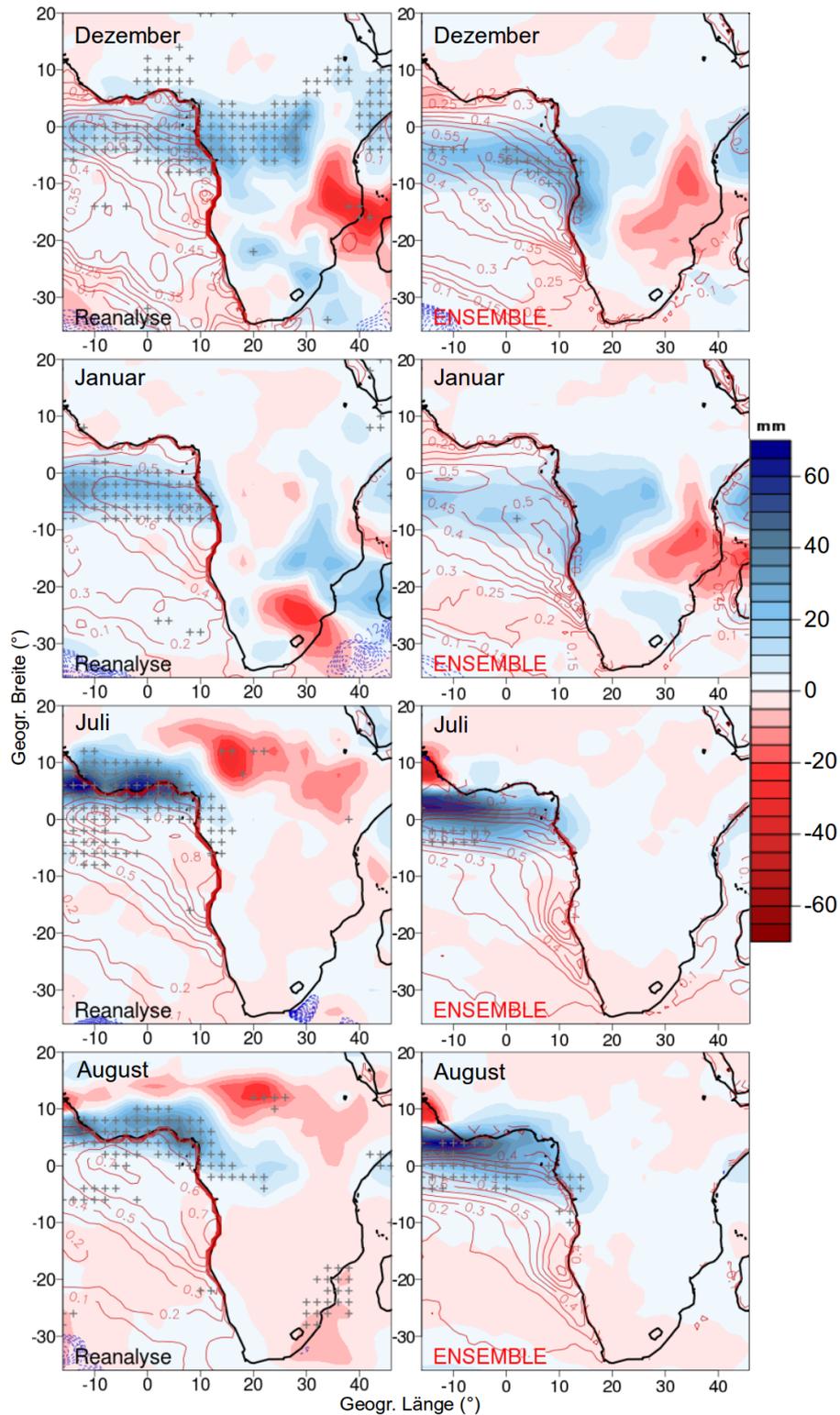


Abbildung 6.5: Niederschlagsanomalien in mm (farbig) und SST Anomalien in $^{\circ}\text{C}$ (Konturen) während Atlantik Niños im Dezember, Januar, Juli und August. Linke Spalte: 20C Reanalysen und HadISST (1871-1999), rechte Spalte: CMIP5 Ensemblemittel (1861-2004). Die grauen Kreuze geben die Signifikanz an (Reanalysen: 95% nach U-Test, CMIP5: $>90\%$ im Mittel aller 15 Modelle nach U-Test.)

nordwinterlichen Atlantik Niños ebenfalls eine Zunahme der Niederschläge an der afrikanischen Westküste – allerdings etwas weiter südlich als die Reanalysedaten. Das Anomalie­maximum liegt zentral über der angolanischen Küste und erreicht dort Werte von etwa 40 mm im Monat, was einer Zunahme von rund 24% gegenüber Nicht-Niño-Jahren entspricht. Das äquatoriale Afrika um Gabun und Kamerun liegt im Gegensatz zu den Reanalysen schon fast nicht mehr im modellierten Einflussbereich und die Anomalie beträgt lediglich 5%. Wie unterschiedlich die einzelnen Modellensemb­lem­itglieder die Niederschlagsanomalien während Atlantik Niños simulieren, zeigen die Abbildungen A.1 und A.2 in Anhang A.

Abbildung 6.6 zeigt in der linken Spalte die modellierten atmosphärischen Anomalien, die während eines Atlantik Niño im Januar auftreten. Direkt über der ozeanischen Heizquelle ist der Luftdruck niedriger als in Nicht-Niño-Jahren und in der darüber liegenden mittleren Troposphäre auf 500 hPa wird anomal aufsteigende Luft simuliert (Abb. 6.6a). In der oberen Troposphäre (200 hPa-Niveau) bildet sich eine anomale Höhendivergenz aus, angedeutet durch die negativen Anomalien des Geschwindigkeitspotentials (Abb. 6.6b). Der vertikal integrierte Feuchtefluss (Abb. 6.6d) zeigt, dass die für den Niederschlag nötige Feuchte in dem nördlichen Teil der Niederschlagsanomalie über Gabun aus Abbildung 6.5 aus einer Westwindanom­lie entlang des Äquators resultiert, die den Südwestmonsun verstärkt. Die südlichere Anomalie­region über Angola allerdings profitiert von einem gesteigerten Feuchte­transport aus dem Indik. Zusätzlich kann im Nordwinter Feuchte über dem subtropischen Kontinent aufgenommen werden. Auch die Windstresskompositen deuten auf eine Ostwindanom­lie über dem subtropischen Afrika hin (Abb. 6.6c). Die modellierten Anomalien in der Atmosphäre stimmen mit denen aus der Literatur gut überein (Vizy und Cook, 2001; Lutz et al., 2014).

Im Nordsommer erzeugen die Atlantik Niños der Beobachtungs- und Reanaly­sedaten positive Niederschlagsanomalien über der Küste von Guinea (Abb. 6.5). Sie reichen bis etwa 10°N und 20°O mit Werten bis maximal 70 mm im Monat. Im Juli bedeutet dies eine Steigerung der Regenmenge um fast 50%, im August um etwa 30% im Vergleich zu „normalen“ Jahren. Die Hauptursache für die Niederschlagsanomalie während der Atlantik Niños im Nordsommer ist der verringerte Luftdruck­ge­gen­satz zwischen dem Äquator und dem Hitzetief über der Sahara (Losada et al., 2010). Die Monsunzirkulation ist abgeschwächt und nach Süden verschoben. In Kombination mit der vermehrten Zufuhr von feuchter Luft und verstärkt auftretender Kon­vektion entstehen die in Abbildung 6.5 gezeigten positiven Niederschlagsanomalien südlich von etwa 10°N des Nordsommers (Camberlin et al., 2001; Reason und Rouault, 2006). Die simulierten Anomalien erreichen zwar annähernd gleich starke Intensitäten, allerdings reichen sie wesentlich weniger weit auf das Festland, sondern sind ebenso wie auch in der Niederschlagsklimatologie in Kapitel 3.4, Abbildung 3.9

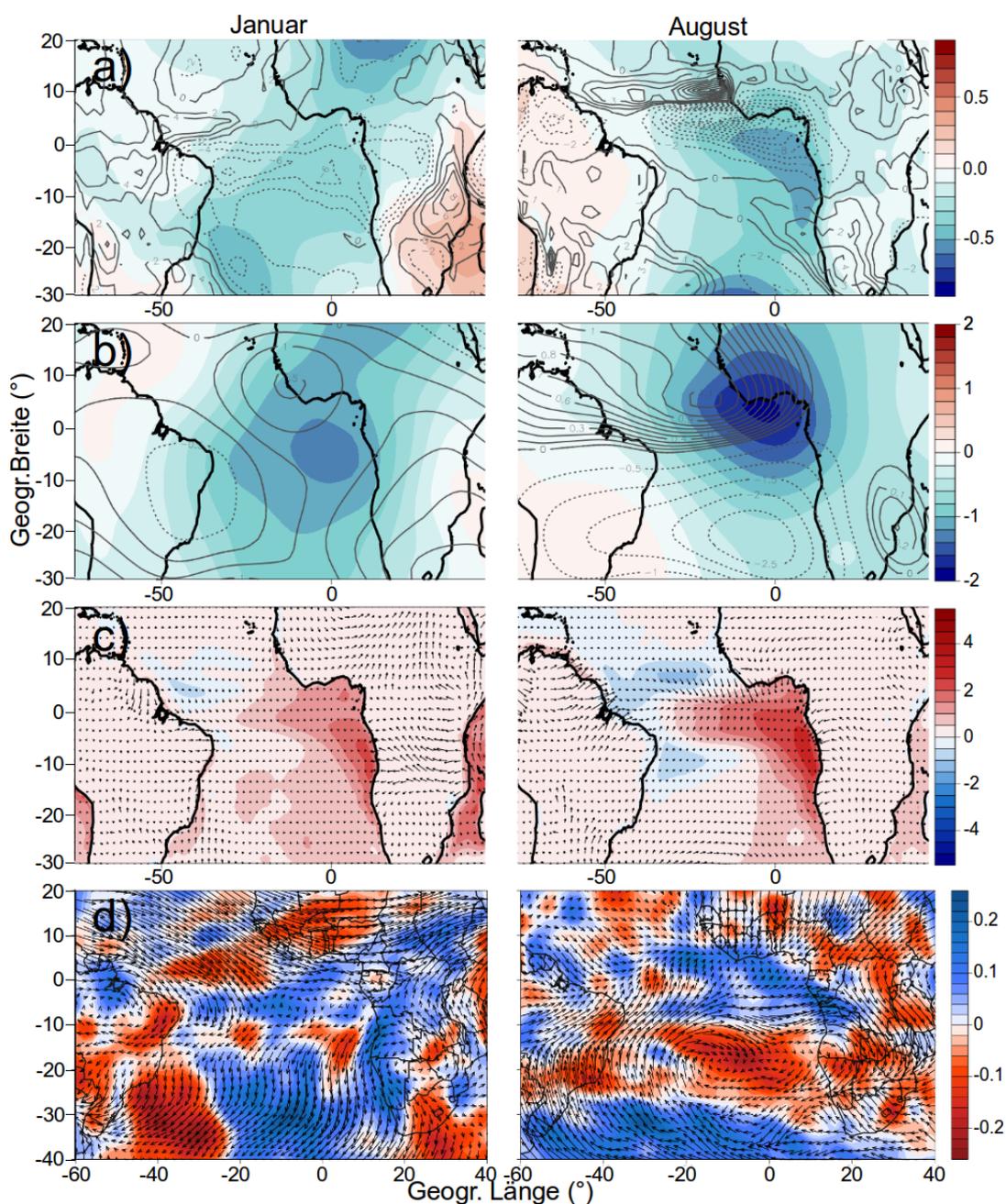


Abbildung 6.6: CMIP5 Ensemblemittelwert der standardisierten und trendbereinigten Komposit-Anomalien (1861-2004) während eines Atlantik Niño im Januar (linke Spalte) und August (rechte Spalte). **a)** SLP (farbig) und vertikale Windgeschwindigkeit (ω) auf 500 hPa (Konturen). **b)** Geschwindigkeitspotential (farbig) und Stromfunktion (Konturen) auf 200 hPa. **c)** Meeresoberflächenhöhe (farbig) und Windstress (Pfeile). **d)** Feuchtflussdivergenz und -konvergenz, vertikal integriert zwischen 1000 und 200 hPa.

zu sehen, zu weit südlich. Im August beträgt die Niederschlagsanomalie am Guinea-Küstenabschnitt maximal 30 mm/Monat, eine Anomalie von gerade einmal 10%, was am ITC-Bias in den Modellen liegt, der die kleine Trockenzeit im Juli und August in den Modelldaten entfallen lässt. Mögliche Erklärungen für die Ursache des ITC-Bias in den Modelldaten können in Kapitel 3.5 nachgelesen werden.

Der Ursprung der feuchten Luftmassen liegt, wie auch bei den Beobachtungsdaten (nachzulesen z.B. bei Lutz et al. (2014)), im zentralen südlichen Atlantik, von dem aus während Niño Ereignissen anomal viel feuchte Luft in Richtung Guinea-küste transportiert wird (Abb. 6.6d, rechts). Im Gegensatz zum Nordwinter nimmt der Indik im Nordsommer keinen verstärkten Einfluss auf die Regenmengen an der angolanischen Küste.

Polo et al. (2008), García-Serrano et al. (2008) und García-Serrano et al. (2011) untersuchen die abklingende Phase eines Atlantik Niños und die damit verbundenen atmosphärischen Anomalien. Die Warmwasseranomalie im südöstlichen Atlantik löst eine westwärts wandernde ozeanische Rossbywelle aus, die im Westatlantik reflektiert wird und sich als ozeanische Kelvinwelle wieder nach Osten bewegt. Dies trägt zur Abschwächung der warmen SST Anomalie des Atlantik Niños im südöstlichen Atlantik bei.

Die SST Anomalien werden von sich verändernden Niederschlagsanomalien begleitet. Abbildung 6.7 zeigt die SST- und Niederschlagsanomalien des CMIP5 Ensemblemittels, die während eines Atlantik Niños im August und in den nachfolgenden sieben Monaten auftreten. Wie bei den oben genannten Autoren beschrieben, breitet sich die Warmwasseranomalie im borealen Herbst nach Westen aus, gleichzeitig nimmt die Intensität der Niederschlagsanomalie über dem Golf von Guinea ab (Abb. 6.7b-e). García-Serrano et al. (2008) analysieren anhand von Beobachtungsdaten, dass der aufsteigende Ast der atlantischen Walkerzelle nach einem Warmwasserereignis vom tropischen Atlantik im Sommer Richtung dem südöstlichen Amazonasbecken im folgenden Winter verschoben wird. Mit der Verlagerung der SST Anomalien in den südöstlichen Atlantik folgen positive Niederschlagsanomalien über dem südöstlichen tropischen Brasilien, die auch von dem in dieser Arbeit untersuchten CMIP5 Ensemble simuliert werden (Abb. 6.7e-h).

6.3 Zukünftige Entwicklung

Im diesem Kapitel wird die Änderung des afrikanischen Niederschlags im CMIP5 Ensemble bis zum Ende des 21. Jahrhunderts vorgestellt. Außerdem wird untersucht, ob sich die Beziehung zwischen den SSTs und den Niederschlagsereignissen an der afrikanischen Westküste in der Zukunft ändern wird. Zum Schluss wird geklärt, ob sich die Auswirkungen der Atlantik Niños auf die Niederschlagsmengen bis zum Jahr 2100 signifikant ändern werden.

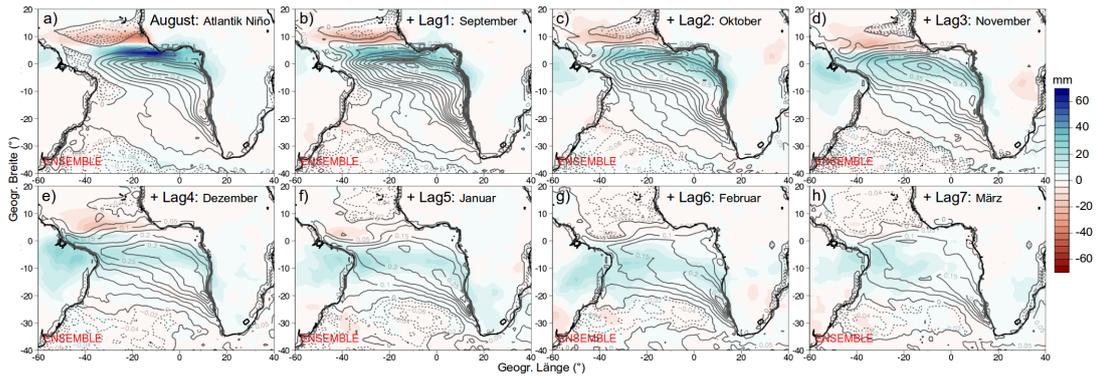


Abbildung 6.7: Kompositen von SSTs in °C und Niederschlag in mm des CMIP5 Ensembelmittels während Atlantik Niños im August (1861-2004) mit den darauf folgenden sieben Monaten bis März, die die Abklingphase des sommerlichen Warmwasserereignisses darstellen.

6.3.1 Afrikanischer Niederschlag im 21. Jahrhundert

Abbildungen 6.8a,e zeigen den simulierten mittleren monatlichen Niederschlag in mm über Afrika und dem Südostatlantik für die Monate Dezember und August der Jahre 1861-2004. Deutlich zu sehen ist die jahreszeitliche Verschiebung des Regenbandes über dem afrikanischen Kontinent mit sehr hohen monatlichen Niederschlägen entlang der Guineaküste und nördlich des Äquators im Nordsummer, sowie der Regenzeit im südlicheren Afrika im Nordwinter mit einem Maximum über Zentralafrika. Abbildung 6.8 zeigt zudem die projizierte mittlere monatliche Änderung dieses Niederschlags in den zwei Szenarien rcp45 (Abb. 6.8b,f) und rcp85 (Abb. 6.8c,g) für die Jahre 2006-2100, im Vergleich zu 1861-2004.

Nordwinter: Während für den äquatorialen Bereich Niederschlagszunahmen von bis zu 30 mm im Monat simuliert werden, werden die Regenmengen über dem subtropischen Afrika zwischen 10°S und 20°S bis Ende des 21. Jahrhunderts um 10 bis 20 mm abnehmen (Abb. 6.8, linke Spalte). Die südliche Spitze Afrikas um Südafrika und Lesotho dagegen erfährt eine leichte Zunahme der Niederschläge. Die Projektionen werden als signifikant angesehen, wenn in beiden Szenarien mindestens zwei Drittel der untersuchten Modelle in ihrer Prognosetendenz mit deutlicher Intensität des Änderungssignals übereinstimmen. Die Intensität der Niederschlagsänderung, also die Differenz zwischen projiziertem und historischem Niederschlag, muss dabei die 0,3-fache Standardabweichung der gesamten Differenzzeitreihe für den entsprechenden Gitterpunkt überschreiten, um als signifikantes Niederschlagssignal klassifiziert zu werden. Die Regionen mit großer Modellübereinstimmung und ausreichender Intensität sind in Abbildung 6.8 mit roten Kreuzen für Niederschlagszunahmen bzw. orangefarbenen Dreiecken für wahrscheinliche Abnahmen der Niederschlagsmengen gekennzeichnet.

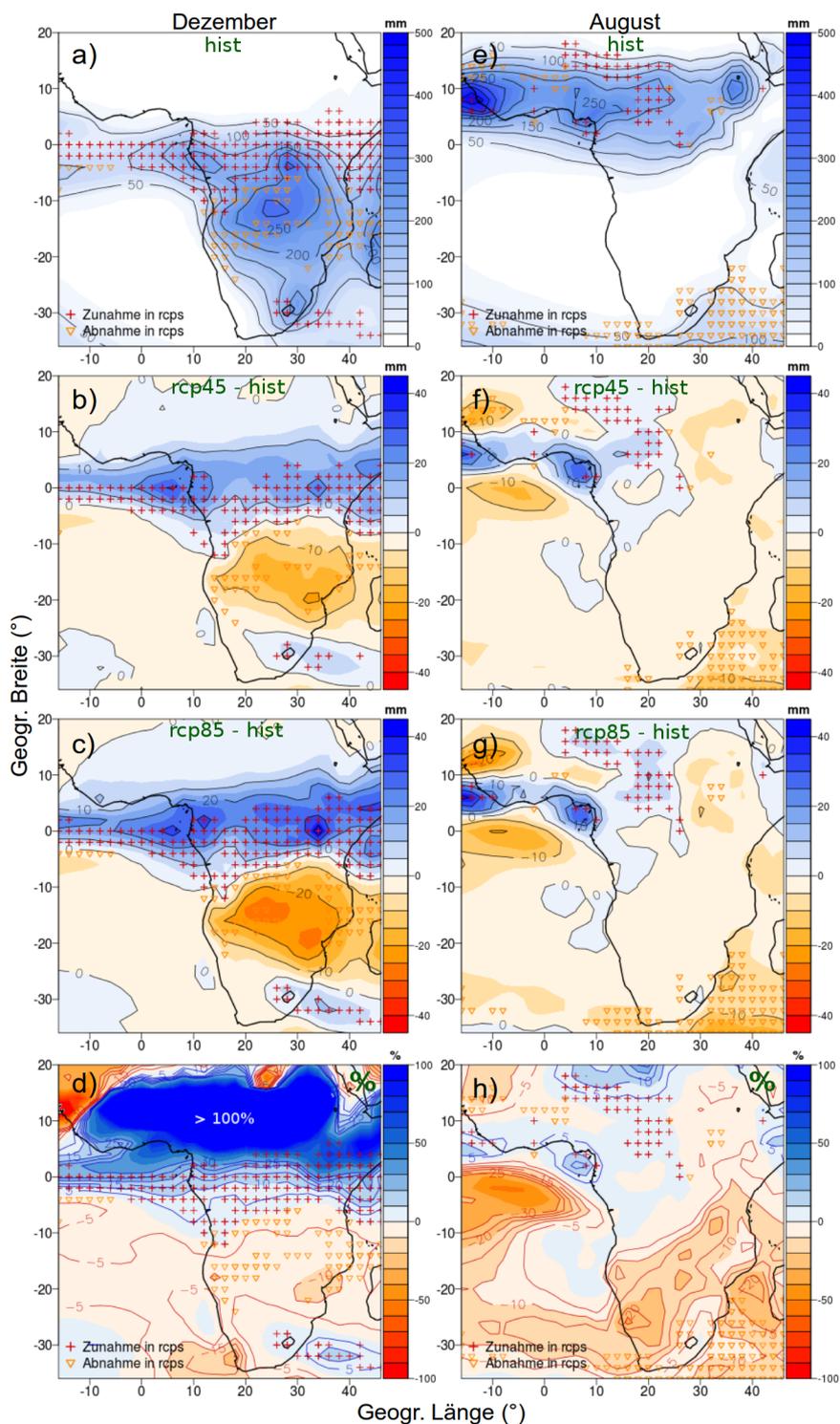


Abbildung 6.8: Mittlerer monatlicher Niederschlag über dem östlichen Südatlantik und Afrika in der historischen Periode (a,e, 1861-2004), die Veränderung des mittleren monatlichen Niederschlags in den Szenarien rcp45 (b,f) und rcp85 (c,g) in mm für die Jahre 2006-2100 und die prozentuale Änderung der Szenarien (rcp45 und rcp85 gemittelt) gegenüber dem historischen Zeitraum (d,h) für die Monate Dezember (links) und August (rechts). Die roten und orangefarbenen Symbole zeigen Regionen an, in denen die Änderungs-Signalrichtung zwischen den 15 CMIP5-Modellen zu mindestens 67% (≥ 10 Modelle) und mit einer Signalstärke von mindestens $0,3 \cdot \text{Standardabweichungen}$ übereinstimmt.

Im Nordsommer (Abb. 6.8, rechte Spalte) ergeben die Projektionen ein unklareres Bild für die zukünftige Niederschlagsentwicklung. Lediglich zwei Zentren – das eine vor den Küsten von Sierra Leone und Liberia, das andere vor den Küsten von Nigeria und Kamerun – erfahren eine deutliche Zunahme der Regenmengen im 21. Jahrhundert. Signifikante Abnahmen der Niederschläge werden über dem südwestlichen Indik simuliert.

Die Abbildungen 6.8a,e enthalten zusätzlich zur Niederschlagsklimatologie des 19./20. Jahrhunderts die signifikanten Niederschlagstendenzen des 21. Jahrhunderts, die sowohl im optimistischen als auch im pessimistischen Szenario berechnet werden. Diese sind ebenfalls mit roten Kreuzen und orangefarbenen Dreiecken gekennzeichnet. Zu sehen ist, dass im Nordwinter (Abb. 6.8a) der nördliche Teil des Regenbandes positive Niederschlagsänderungen erfährt. Dies betrifft Bereiche, die im historischen Zeitraum zwischen 50 und 250 mm im Monat Regen erhalten – für den trockeneren Norden im Übergangsbereich zum Sahel bedeutet dies eine Niederschlagszunahme von rund 30% (siehe Abb. 6.8d). Die zentralafrikanische Region, über der das räumliche Maximum des Niederschlags im Nordwinter des historischen Zeitraumes liegt, erfährt eine Reduzierung der Regenmengen bis zum Jahr 2100. Im Landesinneren und an den subtropischen West- und Ostküsten Afrikas bedeutet dies eine Reduktion um etwa 5-10% des monatlichen Niederschlags. Im Nordsommer projizieren die Modelle für die regenreiche Guinearegion eine weitere Zunahme der Niederschläge von bis zu 15% (Abb. 6.8h). Die Niederschlagszunahmen konzentrieren sich hauptsächlich auf zwei Zentren entlang der Guineaküste, die im Norden und Süden von zwei Bereichen flankiert werden, in denen eine Niederschlagsabnahme simuliert wird. Für die im August vorherrschende Trockenzeit im südlicheren Küstenabschnitt lassen sich keine eindeutigen Aussagen über die zukünftigen Niederschlagsmengenänderungen treffen.

Die Ursache für die projizierte Niederschlagszunahme am Golf von Guinea und den angrenzenden Regionen wird dabei weniger in der ebenfalls statt findenden Zunahme der SSTs im südöstlichen Atlantik gesehen, sondern in der Veränderung des atmosphärischen Energiehaushalts durch die Erderwärmung und einer Änderung der Hadleyzirkulation (Kang und Held, 2012). Eine weit verbreitete Theorie – der „rich-get-richer“ Mechanismus – besagt, dass in Zukunft die feuchten Regionen noch feuchter werden und die trockenen Regionen trockener (Chou und Neelin, 2004). Neuere Studien aber zweifeln diesen Mechanismus, vor allem für den atlantischen Bereich, an, da gerade an den äußeren Grenzen der Konvektionsgebiete auch negative Niederschlagstrends in den letzten Jahren beobachtet und für die Zukunft simuliert werden (Neelin et al., 2006; Hsu und Li, 2012). Die Projektionen der vorliegenden Arbeit zeigen ebenfalls signifikante Niederschlagsabnahmen innerhalb des regenreichen Gürtels der ITC, zum Beispiel für den borealen Sommer in den Ab-

bildungen 6.8f,g. Lediglich die zwei Konvektionszentren mit maximalen Niederschlägen erfahren eine Zunahme. Die Gunstgebiete können mit der „rich-get-richer“ Theorie erklärt werden, wobei durch wärmere Temperaturen mehr Wasserdampf in der Atmosphäre für konvektive Prozesse zur Verfügung steht (Chou und Neelin, 2004). Doch durch die wärmeren Temperaturen ist auch mehr Energie durch Feuchte nötig, um die atmosphärische Instabilität zu erreichen, die zur Kondensation notwendig ist. In den konvektiven Randzonen wird dieses Niveau teilweise nicht mehr erreicht werden, weil diese zu trockene Luft aus umliegenden Nicht-Niederschlagsregionen in der unteren Troposphäre zugeführt bekommen (Neelin et al., 2003). Diese Theorie wird „upped-ante“ genannt, ein Begriff aus dem Poker-Spiel, der die Erhöhung des erforderlichen Einsatzes beschreibt. Es werden aber auch noch weitere Faktoren diskutiert, welche die zukünftigen tropischen und subtropischen Niederschläge beeinflussen werden. Seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wird eine zunehmende Abschwächung der tropischen Zirkulation beobachtet, die sich auch in den modellierten Szenarien mit der globalen Erwärmung fortsetzt. Chou et al. (2013) stellen anhand eines Modellensembles fest, dass die *gross moist stability* (GMS), ein Maß dafür, wie stark großskalige Flüsse die Konvektion beeinflussen, mit der atmosphärischen Erwärmung ansteigt. Da die GMS invers proportional zur Konvektionsstärke ist, bedeutet dies eine Stabilisierung der Atmosphäre und damit die Abschwächung der tropischen Zirkulation. Somit wirken zwei Mechanismen gleichzeitig: eine thermodynamische Komponente, die eine Zunahme und Intensivierung der Niederschläge durch erhöhten Wasserdampfgehalt fördert und eine dynamische Komponente, welche die großräumige Änderung der tropischen Zirkulation beschreibt. Chou et al. (2009) und Chen et al. (2012) stellen fest, dass die thermodynamische Komponente räumlich nicht stark variiert, während die dynamische Komponente hauptsächlich für die räumlichen Unterschiede in der Niederschlagshäufigkeit und -intensität verantwortlich ist und weiterhin sein wird. Sie kann den thermodynamischen Effekt entweder verstärken, z.B durch den rich-get-richer Mechanismus, oder aber abschwächen aufgrund des upped-ante Mechanismus oder auch durch die aufgrund der Erwärmung höher reichende Konvektion. Laut Chou und Chen (2010) kann durch die Erwärmung und die dadurch höher reichende Tropopause auch die Konvektion in höhere Atmosphärenschichten greifen, was die GMS erhöht, somit die Stabilität der Atmosphäre fördert und die Niederschlagsbildung erschwert. Zusammenfassend gilt, dass mit der Erderwärmung mehr Wasserdampf für Niederschlag zur Verfügung steht, die Abschwächung der tropischen Zirkulation aber das Verhältnis zwischen Wasserdampfanstieg und mittlerem globalen Niederschlagsanstieg beeinflusst, indem der Niederschlag relativ zum Wasserdampfgehalt langsamer ansteigt. Zudem entscheiden vermutlich weitere regionale Bedingungen darüber, ob lokal ein Niederschlagszugewinn oder eine -abnahme zu erwarten ist.

Über die Wichtigkeit der Rolle der Meeresoberflächentemperaturen im System der tropischen Zirkulation herrscht Uneinigkeit: Yu et al. (1998) finden keinen bedeutenden Einfluss der SSTs auf den tropischen Teil der Hadleyzirkulation, während Huang (2014) die Wichtigkeit der SSTs aufgrund ihrer Funktion als Feuchtelieferant ausdrücklich betont. Nach Kang und Held (2012) entscheiden SST Anomalien eher über die Lage der ITC, während für die fallende Regenmenge die Veränderung des oberflächennahen Energieflusses wichtiger ist – zumindest längerfristig gesehen. Auf kürzeren Zeitskalen zeigen die SSTs dagegen einen direkteren Einfluss auf die regionalen Niederschläge, wie ja auch durch die Auswirkungen der Atlantik Niños in Kapitel 6.2 bereits gezeigt wurde.

Die abnehmenden Niederschläge im südlichen, subtropischen Afrika im 21. Jahrhundert, zu sehen in den Abbildungen 6.8b,c, stehen im Einklang mit der projizierten polwärtigen Ausdehnung der südhemisphärischen Hadleyzelle im Nordwinter (Chen et al., 2014; IPCC, 2013). Die Ausdehnung des tropischen und subtropischen Gürtels führt dazu, dass sich der absteigende Ast der Hadleyzirkulation und somit die subtropische Trockenzone nach Süden verschiebt. Die Ursache für die Ausdehnung der Hadleyzelle, die bereits seit den 1970er Jahren statt findet, wird aktuell diskutiert. Min und Son (2013) machen den anthropogen verursachten Abbau der stratosphärischen Ozonschicht für die südwärtige Ausdehnung der Hadleyzelle verantwortlich. Dies fanden sie durch die Analyse von sieben Reanalysen und 47 Klimamodellen mit unterschiedlichen Antriebsvariablen heraus. Die Wirkkette, die zwischen dem Ozonabbau über der Antarktis und der Verschiebung des südlichen absteigenden Astes der Hadleyzirkulation besteht, ist aber noch ungeklärt. Vermutete Zusammenhänge bestehen über die Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre oder einer veränderten Atmosphärenstabilität. Frierson et al. (2007), Hu und Fu (2007) und Hu et al. (2013) sehen die Ursache der polwärtigen Hadleyzellenausdehnung in der Erderwärmung durch anthropogene Treibhausgasemissionen. Sie schreiben, dass durch die Erwärmung der Subsidenzbereich in den Subtropen stabiler geschichtet ist und dadurch die Zone, in der bevorzugt atmosphärische Wirbel (Eddies) in den mittleren Breiten entstehen und die die Grenze der Hadleyzelle markieren, polwärts verlagert wird. Staten et al. (2012) sehen eine weitere Ursache für die veränderte tropische und subtropische Zirkulation im Anstieg der Meeresoberflächentemperaturen.

Zusammen mit dem voraussichtlichen Anstieg der Lufttemperatur auf dem afrikanischen Kontinent im 21. Jahrhundert um mehrere Grad Celsius (IPCC, 2013), ergeben sich aus den veränderten Niederschlagsverhältnissen für viele Regionen in Afrika in der Zukunft erschwerte Lebensverhältnisse. Die afrikanische Nahrungsmittelproduktion basiert zu großen Teilen auf Regenfeldbau, der sehr anfällig für klimatische Veränderungen ist. Deswegen und aufgrund der natürlichen hohen inter-

und intraannuellen Klimavariabilität, wiederkehrender Dürren und Überschwemmungen sowie der Armut, welche die Anpassungsmöglichkeiten an ein verändertes Klima erschwert, gehört Afrikas Agrikultur zu den verletzlichsten der Erde (Niang et al., 2014).

Es sei außerdem darauf hingewiesen, dass auch die zukünftigen Projektionen des hier verwendeten CMIP5 Ensembles sehr wahrscheinlich mit den in Kapitel 3.4 vorgestellten systematischen Fehlern behaftet sind, die sich zum einen auf die Niederschlagshöhen und zum anderen auf die korrekte Verortung der Niederschläge auswirken. Ohne korrigierende Maßnahmen, wie etwa einer Bias-Korrektur oder Downscaling der globalen Niederschlagsdaten, ist eine regions- oder gar länderspezifische Änderungsprognose der Niederschläge im tropischen und subtropischen Afrika im 21. Jahrhundert nicht sinnvoll.

6.3.2 Auswirkungen der Atlantik Niños auf den Niederschlag im 21. Jahrhundert

Abbildung 6.9 zeigt für den Nordsummer die Niederschlagsanomalien, die während Atlantik Niños im August auftreten. Neben den bereits in Abbildung 6.5 gezeigten Anomalien im historischen Zeitraum sind auch die absoluten Niederschlagsanomalien in den beiden Zukunftsszenarien rcp45 (Abb. 6.9c) und rcp85 (Abb. 6.9d) dargestellt. Es ist zu erkennen, dass das räumliche Anomalienmuster der Vergangenheit auch in der Zukunft bestehen bleibt. Allerdings zeigen die Differenzen zwischen Zukunfts- und historischem Zeitraum, dass sich die Intensitäten der Anomalien ändern (Abb. 6.9e,f). Im pessimistischen Szenario fallen bis zu 20 mm weniger Niederschlag über dem Golf von Guinea während eines Atlantik Niños als in der Vergangenheit. Im gemäßigeren Szenario rcp45 nehmen die Niederschlagsanomalien über dem westlichen Teil des Golfs ebenfalls ab, über dem östlichen Teil dagegen um bis zu 18 mm zu. Wie auch in der allgemeinen Niederschlagsklimatologie des 21. Jahrhunderts (siehe Abb. 6.8) bildet sich in den Niño-Kompositen ein zweites Niederschlagsmaximum über dem östlichen Golf von Guinea aus, zu sehen in den Abbildungen 6.9c,d, bei etwa 10°O und 2°N. Für dieses sehr regionale, neue Niederschlagszentrum projiziert auch rcp85 eine Zunahme der anomalen Niederschläge während nordsommerlicher Atlantik Niños.

Dies bedeutet, dass die zukünftige Beziehung zwischen Atlantik Niños und den resultierenden Niederschlagsanomalien vor allem in rcp85 geschwächt ist – und dies trotz einer Intensivierung der Warmwasserereignisse, wie in Kapitel 5.4.2 gezeigt wurde. Die stärkeren Atlantik Niños in rcp85 würden die Vermutung nahe legen, dass ein gesteigertes Feuchteangebot durch höhere Verdunstung über der Warmwasseranomalie zu größeren Niederschlagsanomalien führen würde, was aber zumin-

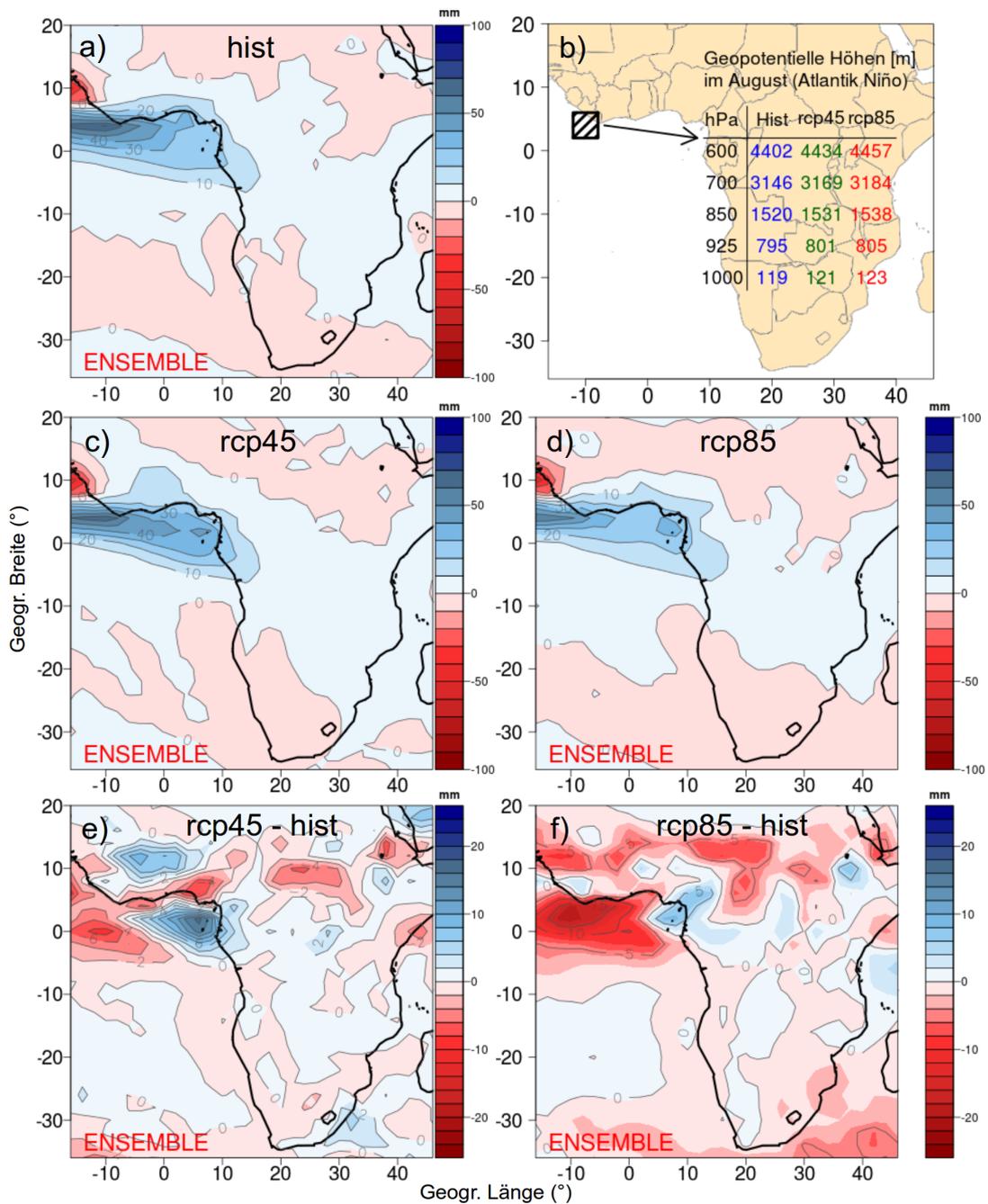


Abbildung 6.9: Mittlere CMIP5 Niederschlagsanomalien [mm] im Südatlantik während Atlantik Niños im August. **a)** Historische Werte (1861-2004). **c+d)** Szenarien rcp45 und rcp85 (2006-2100). **e+f)** Differenz von historischen und Szenario-Anomalien. **b)** Geopotentielle Höhen in Meter im historischen Zeitraum und den Szenarien rcp45 und rcp85 für den Ausschnitt 8°W - 12°W, 2°N - 6°N während Atlantik Niños im August.

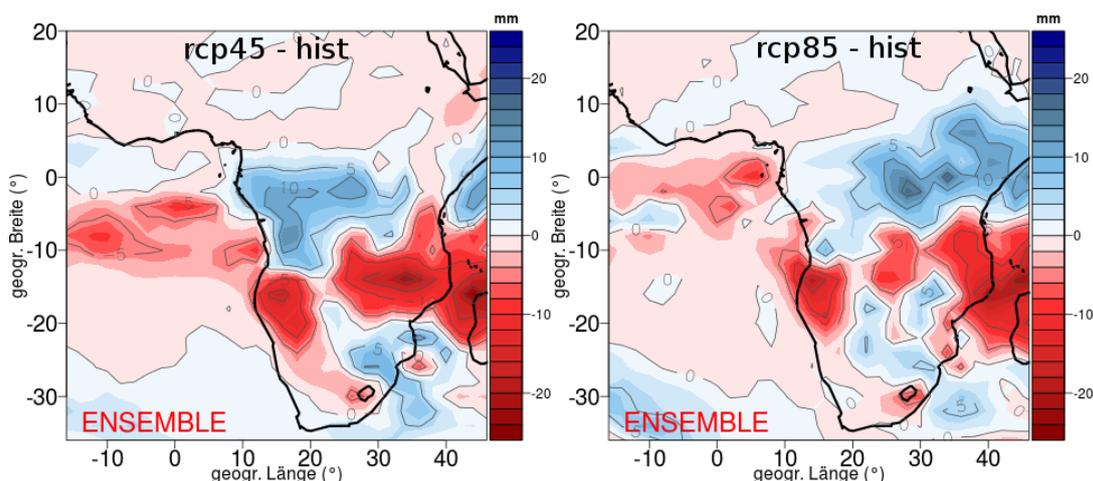


Abbildung 6.10: Differenz der mittleren Niederschlagsanomalien [mm] im Südatlantik während Atlantik Niños im Dezember zwischen Vergangenheit (1861-2004) und Zukunft (2006-2100) im CMIP5 Ensemble.

dest für den Großteil des Anomalienmusters nicht der Fall ist (Abb. 6.9f). Im vorangehenden Abschnitt wurde bereits diskutiert, welche Faktoren die zukünftigen Niederschlagsverteilungen und -mengen beeinflussen werden. Und so scheint es auch im Atlantik Niño-Fall konkurrierende Einflüsse zu geben. Abbildung 6.9b zeigt für die Region, in der die stärksten Niederschlagsanomalien, aber auch die stärksten Anomalierückgänge zu erwarten sind, die geopotentiellen Höhen der unteren Troposphäre (1000 bis 600 hPa) für Vergangenheit und Zukunft während Warmwasserereignissen. Zu erkennen ist eine Anhebung der atmosphärischen Schichten in den Szenarien, die in den untersten Atmosphärenschichten nur ein paar Meter, auf dem 600 hPa-Niveau aber bereits 32 (rcp45) bzw. 55 (rcp85) Meter betragen. Dies kann ein Indiz sein für die Anhebung des Konvektionsniveaus und die stärkere vertikale Ausdehnung der konvektiven Bewölkung – was bei nicht ausreichender Energiezufuhr zu verhältnismäßig niedrigeren Niederschlägen führen kann. Die unterschiedliche Stärke der Einflussnahme der thermodynamischen Komponente, die eine Zunahme der Niederschläge fördert, und der dynamischen Komponente der verlangsamten tropischen Zirkulation, die eine Niederschlagsabnahme bedingt, scheinen auch während Atlantik Niños in der Zukunft wichtig zu sein und sich regional differenziert auszuwirken.

Abbildung 6.10 zeigt die Niño-Situation für den Nordwinter (Dezember). Auch hier setzen sich die allgemeinen Änderungen der Niederschläge im 21. Jahrhundert durch mit abnehmenden Niederschlägen in den subtropischen Subsidenzbereichen Afrikas etwa zwischen 10°S und 20°S und zunehmenden monatlichen Niederschlägen nördlich davon. Dies gilt nur für die Landflächen, denn im Gegensatz zur Nie-

derschlagsklimatologie (siehe Abb. 6.8) sind die Niederschlagsanomalien im Golf von Guinea und südlich davon während Atlantik Niños eher abgeschwächt in den beiden Szenarien rcp45 und rcp85.

6.4 Zusammenfassung

Kapitel 6 beschreibt den Einfluss der südostatlantischen Meeresoberflächentemperaturen auf die angrenzenden Landflächen des afrikanischen Kontinents. Zunächst wurde in Abschnitt 6.1 mittels statistischen Verfahren ein Zusammenhang zwischen südatlantischen SST Anomalien und Niederschlagsanomalien entlang der afrikanischen Küste gesucht. Die durchgeführten Korrelationsanalysen zeigten sowohl für die Beobachtungs- und Reanalysedaten als auch für den Großteil des CMIP5 Modellensembles im historischen Zeitraum, dass mit den Jahreszeiten wandernde positive Zusammenhänge zwischen SSTs und den Niederschlägen an der Westküste Afrikas bestehen. In einem weiteren Schritt wurden Starkniederschlagssaisonen für sechs definierte Regionen entlang der Küste bestimmt und mittels einer Kompositenanalyse die dazugehörigen SST Anomalien für den südlichen Atlantik gezeigt. Dabei stellte sich heraus, dass im CMIP5 Modellensemble die interagierenden Regionen von Starkniederschlägen und SST Anomalien kleinräumiger und enger aneinander gebunden sind als in den Beobachtungs- und Reanalysedaten.

In Abschnitt 6.2 wurden die Mechanismen untersucht, die dem Zusammenhang von SSTs und Niederschlag während Atlantik Niños zu Grunde liegen. Mit Kompositenanalysen wurde gezeigt, dass die Warmwasseranomalie einen gesteigerten Feuchtetransport bedingt, der zusammen mit günstigen atmosphärischen Bedingungen zu erhöhten Niederschlägen über dem Meer und auch über der Landfläche führt. Im Nordsommer führt dies während Atlantik Niños zu anomal hohen Niederschlägen über der Guineaküste, im Nordwinter sind die Niederschläge südlich des Äquators bis nach Namibia anomal hoch. Wie auch in der Niederschlagsklimatologie, weisen die Klimamodelle auch während Atlantik Niños einen Süd-Bias auf, welcher der fehlerhaften Simulation der ITC geschuldet ist.

Der letzte Abschnitt 6.3 beschäftigte sich mit der projizierten Niederschlagsänderung in Afrika im 21. Jahrhundert. Als erstes wurden die simulierten Änderungen unabhängig von Warmwasserereignissen untersucht (Abschnitt 6.3.1). Es zeigte sich, vor allem im Nordsommer, ein räumlich sehr differenziertes Änderungssignal. Gunst- und Defiziträume liegen dicht nebeneinander im Bereich der ITC, woraus geschlossen werden muss, dass unterschiedliche Einflussfaktoren für den künftigen afrikanischen Niederschlag eine Rolle spielen werden. Es wurde gezeigt, dass zum einen ein Mehrangebot an atmosphärischer Feuchte zu erhöhten Niederschlagsmengen führen kann, dass aber andererseits eine abgeschwächte tropische Zirkulation

und auch ein durch die globale Erwärmung erhöhter Energiebedarf zum Erreichen des Kondensationsniveaus regional zu Niederschlagsabnahmen führen. Im Nordwinter wird mit großer Modellübereinstimmung eine Zunahme der Niederschläge auf Höhe des Äquators projiziert sowie eine Niederschlagsabnahme über dem zentralen Afrika, da sich der absteigende Ast der Hadleyzirkulation im 21. Jahrhundert weiter nach Süden verschiebt und sich der subtropische Subsidenzbereich stabilisiert.

In Abschnitt 6.3.2 wurde untersucht, ob sich die Atlantik Niños der Zukunft anders auf den afrikanischen Niederschlag auswirken als im historischen Zeitraum. Ebenso wie bei der Niederschlagsklimatologie ergeben sich auch während Atlantik Niños räumlich unterschiedliche Muster aus höheren und niedrigeren Regenanomalien im Vergleich zum 19. und 20. Jahrhundert. Vor allem das pessimistischere Szenario rcp85 zeigt im Nordsommer die Tendenz eines abnehmenden Einflusses von Warmwasserereignissen auf die afrikanischen Niederschläge – mit Ausnahme einer kleinen Region an der Küste. Die Vermutung liegt nahe, dass auch während Atlantik Niños die konkurrierenden Einflüsse von thermodynamischen und dynamischen Atmosphärenkomponenten einen großen Einfluss auf die Verteilung der Niederschlagsmengen im 21. Jahrhundert haben werden und atmosphärische Signale, die von einem Warmwasserereignis ausgehen, dadurch verstärkt oder abgeschwächt werden.

7

Telekonnektionen

Neben dem in Kapitel 6 gezeigten Einfluss der Atlantik Niños auf die angrenzenden Küstenregionen, insbesondere durch die Modifikation der Niederschläge, bestehen noch großräumigere, erdumspannende atmosphärische und ozeanische Interaktionen, die in diesem Kapitel behandelt werden. Vor allem die wechselseitige Beeinflussung der tropischen Ozeane, die dahinter stehenden Mechanismen und die Untersuchung des CMIP5 Ensembles stehen im Vordergrund. Nach einem Überblick verschaffenden Einführungskapitel (7.1) werden in Kapitel 7.2 drei verschiedene Telekonnektionstypen zwischen tropischem Atlantik und Pazifik vorgestellt. Inwieweit der äquatoriale Atlantik den indischen Monsun und auch den Indischen Ozean beeinflussen kann, beinhaltet Kapitel 7.3. Die Veränderung der atlantisch-pazifisch-indischen Interaktionen in den Klimaszenarien des 21. Jahrhunderts wird in Kapitel 7.4 untersucht. Abschnitt 7.5 fasst die wichtigsten Ergebnisse des Telekonnektions-Kapitels noch einmal zusammen.

7.1 Einführung

Bei den weitreichenden Auswirkungen eines Atlantik Niños spielen der tropische Pazifik und der Indische Ozean sowie der indische Monsun eine wichtige Rolle. Der äquatoriale Pazifik ist geprägt durch die wichtigste bekannte interannuelle Klimavariabilität: die El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Das Zusammenspiel der Luftdruckschaukel zwischen dem Hochdruckgebiet des südöstlichen und dem tiefen Druck im westlichen Pazifik und den Meeresoberflächentemperaturen des äquatorialen Pazifik führt in relativ regelmäßigen Abständen (etwa alle drei bis fünf Jahre) zu einem Warmwasserevent, dem El Niño (Kirtman, 1997; Diaz et al., 2001). Im Normalzustand besteht ein von Ost nach West ansteigender Gradient der Meeresoberflächentemperaturen mit darüber liegenden Ostpassaten als Teil der pazifischen Walkerzirkulation. Die Stärke der Druck- und Temperaturdifferenz entlang des Äquators bestimmt die Stärke der Passate. Außerdem sorgt der äquatoriale Ostwind da-

für, dass die Thermokline im östlichen Pazifik angehoben und das Upwelling von kälterem Tiefenwasser begünstigt wird. Das Resultat ist eine Kaltwasserzunge im Ostpazifik und ein „warm pool“ im Westpazifik, wodurch wiederum die atmosphärische Situation bestärkt wird: Aufsteigende Luftmassen über dem warmen Wasser im Westpazifik und absteigende Luftmassen über dem verhältnismäßig kälteren Ostpazifik. Eine Beeinflussung dieses ineinander greifenden Systems, sei es im atmosphärischen Part (z.B. Passatwinde) oder im ozeanischen Teil, führt zu einer sich selbst verstärkenden Kettenreaktion im gesamten gekoppelten Ozean-Atmosphäre-System (positive Rückkopplung). Tritt zum Beispiel eine Westwindanomalie, also eine Abschwächung der Passatwinde am Äquator auf, wird sich das Upwelling im Ostpazifik abschwächen. Dies wiederum gleicht die Schiefe der Thermokline und letztlich auch den Temperaturgradienten der SSTs aus. Der geringere Temperaturgradient beeinflusst die Stärke der Passatwinde und der Walkerzelle und treibt die Erwärmung des Ostpazifiks an. Dieser Rückkopplungsmechanismus wird auch Bjerknes-Feedback genannt und ist verantwortlich für kalte und warme ENSO-Phasen (Philander, 1990; Chang et al., 2006b).

Die Warmphase von ENSO, der El Niño, zeichnet sich also durch erhöhte SSTs im Ostpazifik aus, die dort zu anomal hohen Niederschlägen an der Westküste Südamerikas führen und zu ausgeprägter Trockenheit im Westpazifik und in Südostasien. Aber nicht nur die direkt an den Pazifik angrenzenden Regionen sind von ENSO beeinflusst, sondern auch in anderen tropischen und sogar außertropischen Gebieten wird der Niño-Einfluss durch Telekonnektionen sichtbar. Abbildung 7.1 zeigt schematisch die weltweit möglichen Auswirkungen eines El Niños auf Temperatur und Niederschlag.

Die *Telekonnektion* kann als Fernkopplung innerhalb des Klimasystems über weite Distanzen verstanden werden. Der Anfang der Telekonnektionsforschung beschränkte sich noch auf zeitlich simultan gekoppelte Phänomene (Wallace und Gutzler, 1981) und der Untersuchung eines einzigen Klimatelements. Nach und nach gewannen die Telekonnektionsstudien aber immer mehr an Komplexität mit der Betrachtung mehrerer gekoppelter Variablen und der Berücksichtigung von zeitlichen Verzögerungen im Klimasystem (Philipp, 2003). Liu und Alexander (2007) schreiben, dass die Telekonnektionen durch den Transport von Energie und der Fortpflanzung von atmosphärischen und ozeanischen Wellen entstehen. Die Atmosphäre agiert dabei als eine Art „Brücke“ zwischen verschiedenen Ozeanteilen, während der Ozean als „Tunnel“ fungiert, der verschiedene Regionen in der Atmosphäre miteinander verbindet. Eine komplexe und aktuell intensiv erforschte Fernkopplung des Klimasystems, die Anomalien in den pazifischen Tropen und deren Auswirkungen in den Außertropen untersucht, soll im Folgenden vorgestellt werden, um den globalen Telekonnektions-Einfluss von ENSO zu verdeutlichen.

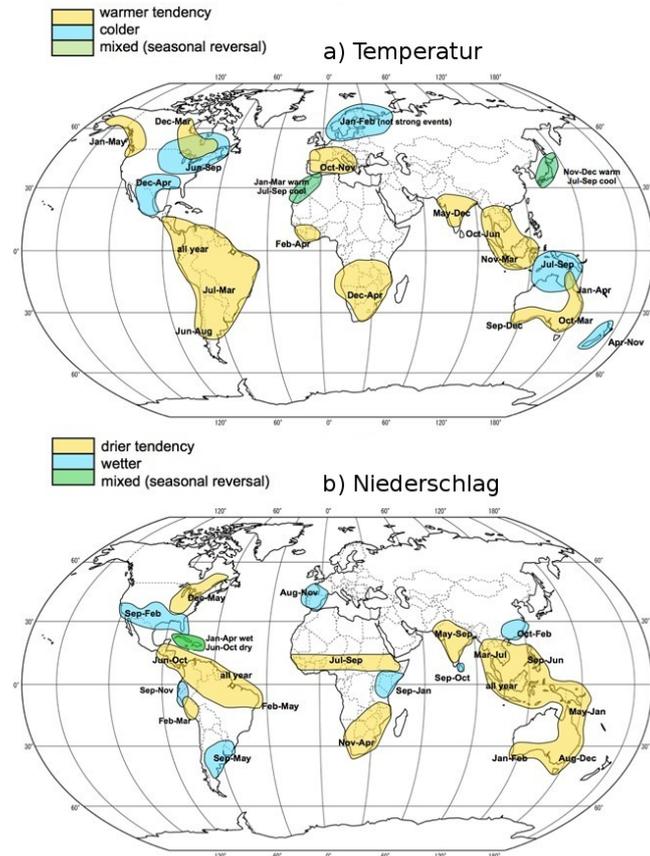


Abbildung 7.1: Mögliche globale Auswirkungen eines El Niños auf **a)** die Lufttemperatur und **b)** den Niederschlag. Quelle: MetOffice (2014).

Moron und Plaut (2003) untersuchen die Wirkung des El Niño auf Wettererscheinungen in den mittleren nördlichen Breiten und Europa. Ein möglicher Wirkmechanismus sieht folgende Schritte vor: Durch die hohen SSTs im Ostpazifik kommt es dort zu höherer Verdunstung und mehr latenter Energie. Diese wird im Zuge der Konvektion und Kondensation in der höheren Troposphäre wieder frei gesetzt. Die durch die Konvektion verstärkte Hadley-Zirkulation befördert die Energie polwärts, was zu einer Erwärmung der oberen Troposphäre führt. Dies bedeutet einen verstärkten Temperaturgegensatz an der planetarischen Frontalzone um 30°N . Der Gradient stärkt den Jetstream und verlagert ihn in Richtung Subtropen. Dadurch wird Einfluss auf die Zugbahnen von Tiefdruckwirbeln genommen, die das Wettergeschehen in den nördlichen mittleren Breiten beeinflussen. Ein zweiter möglicher Weg der Anomaliensignale führt über das pazifische Aleutentief, das durch einen El Niño intensiviert und nach Südosten verschoben wird. Dadurch gelangt vermehrt warme feuchte Luft auf den nordamerikanischen Kontinent, wodurch der Temperaturgegensatz zwischen den Landflächen und dem westlichen Nordatlantik verkleinert

wird. Als Folge wird das Islandtief geschwächt und die Entwicklung von Tiefdruckgebieten unterdrückt. Somit nimmt über die Ausprägung der Nordatlantischen Oszillation (NAO), die direkt durch die Stärke des Islandtiefs bestimmt wird, der tropische Pazifik und die Phasen von ENSO Einfluss auf das europäische Wetterregime. Bisher konnte noch keine Theorie mit Sicherheit belegt werden, neuere Studien zeigen, dass die Antwort auf einen El Niño in Europa auch je nach untersuchtem Monat im Winterhalbjahr gegenteilig ausfallen kann (Moron und Plaut, 2003).

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Untersuchung der innertropischen Telekonnektionen – vor allem wechselseitig zwischen atlantischem und pazifischem Ozean, aber auch zwischen atlantischem und indischem Ozean bzw. dem indischen Monsun. Im Vordergrund steht dabei die Analyse des CMIP5 Ensembles und insbesondere ist es von Interesse, die Modellergebnisse mit bestehenden Telekonnektions-Theorien zu vergleichen. Bisherige Studien konzentrieren sich vor allem auf die Analyse von Beobachtungs- und Reanalysedaten, ungekoppelten Atmosphärenmodellen (AGCMs) oder gekoppelten Klimamodellen, die von gemessenen SSTs angetrieben werden. In dieser Arbeit werden voll-gekoppelte GCMs und ESMs ohne externen SST-Antrieb untersucht, um herauszufinden, ob diese Modelle die komplexen Mechanismen und Interaktionen zwischen den tropischen Ozeanen eigenständig, sozusagen aus der eigenen Modellphysik heraus, simulieren können. Dies ist wichtig, um einerseits Modellschwächen und -stärken zu finden und andererseits ermöglicht es eine Abschätzung der zukünftigen Telekonnektionsentwicklungen durch die Untersuchung der Szenariendaten.

7.2 Atlantisch-pazifische Telekonnektionen

Der Einfluss des pazifischen ENSO auf die benachbarten Ozeane ist seit einigen Jahren Gegenstand der Forschung. Ein starker Einfluss auf den Indischen Ozean und den indischen Monsun, zumindest bis zu den 1970er Jahren, scheint gesichert (Webster und Palmer, 1997; Klein et al., 1999; Hong et al., 2010). Der Einfluss des Pazifiks auf den äquatorialen Atlantik dagegen wird kontrovers diskutiert.

Zum einen schreiben Delecluse et al. (1994) und Latif und Grötzner (2000), dass auf einen El Niño im borealen Winter etwa sechs Monate später ein Warmwasserereignis im Atlantik folgt, da der pazifische El Niño anomalen Ost-Windstress im westlichen äquatorialen Atlantik erzeugt, der zunächst die Thermokline im Westatlantik vertieft und im Osten anhebt. Das die Thermokline vertiefende Signal wird dann von West nach Ost verlagert und fördert ein Niño-ähnliches Ereignis im Ostatlantik. Laut Chang et al. (2006a) führt die rein atmosphärische Antwort auf einen El Niño zu einer Erwärmung des Atlantiks. Andererseits kann das dynamische Zusammenspiel von Ozean und Atmosphäre im Atlantik (Bjerkenes-Feedback) dieser ursprüngli-

chen Erwärmung im Ostatlantik entgegen wirken. Diese inkonsistente Beziehung zwischen Pazifik und Atlantik greifen Lübbecke und McPhaden (2012) erneut auf. Sie zeigen, dass auf einen winterlichen El Niño sowohl ein Warm- als auch ein Kaltwasserereignis im Atlantik im darauf folgenden borealen Sommer folgen kann und vermuten, dass der nördliche tropische Atlantik (NTA, $30^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$) eine wichtige Rolle im Bezug auf die Anomalieausprägung im Atlantik einnimmt. Wie die Anomaliesignale des Pazifiks auf den Atlantik wirken, wird in den Kapiteln 7.2.2.1 und 7.2.2.2 für Reanalyse-, Beobachtungsdaten und CMIP5 Modelldaten erläutert.

Andererseits wird angenommen, dass auch die äquatoriale Atlantikvariabilität Einfluss auf die pazifischen SSTs hat. Wang (2006) etwa vermutet in seiner Analyse, dass es einen wechselseitigen positiven Rückkopplungsmechanismus zwischen pazifischer und atlantischer Ozeanvariabilität gibt und auch Keenlyside und Latif (2007) finden eine negative Korrelation zwischen den beiden Ozeanen mit einem Zeitversatz von sechs Monaten. Auf dieser Basis untersuchen z.B. Rodríguez-Fonseca et al. (2009), Losada et al. (2010) und Ding et al. (2012) die möglichen zugrunde liegenden atmosphärischen und ozeanischen Mechanismen der Telekonnektion vom Atlantik zum Pazifik. Sie werden, zusammen mit den Telekonnektionssignalen des CMIP5 Ensembles in Kapitel 7.2.1 näher erläutert.

Das in dieser Arbeit analysierte CMIP5 Ensemble soll in den folgenden Kapiteln aufzeigen, ob globale Klimamodelle in der Lage sind, fast erdumspannende atmosphärische und ozeanische Anomaliensignale zu transportieren, die vergleichbar mit den beobachteten Phänomenen sind. Dazu werden für die wechselseitige und inkonsistente Beziehung zwischen tropischen Atlantik- und Pazifik-SSTs drei Fälle definiert, die in aktuellen Studien (s.o.) diskutiert und in den folgenden Kapiteln untersucht werden:

- **Fall I:** Auf einen Atlantik Niño in einem der Nordsommermonate Juni, Juli oder August (JJA) folgt eine Pazifik La Niña im darauf folgenden Dezember, Januar oder Februar (DJF).
- **Fall II:** Auf einen Pazifik El Niño in einem der borealen Wintermonate November, Dezember oder Januar (NDJ) folgt im darauf folgenden Nordsommer (Mai, Juni oder Juli, MJJ) ein Kaltwasserevent im tropischen Atlantik (Atlantik Niña).
- **Fall III:** Auf einen Pazifik El Niño im borealen Winter (November, Dezember oder Januar, NDJ) folgt im darauf folgenden Mai, Juni oder Juli (MJJ) ein Atlantik Niño.

Die Zeit der maximalen SST Variabilität im Atlantik (borealer Sommer) wird also in allen drei Telekonnektionsfällen mit der Hauptaktivitätsperiode im Pazifik (Nordwintermonate) gekoppelt. Gleichzeitig erlaubt die oben beschriebene Auswahlmethode einen flexiblen Telekonnektionszeitversatz zwischen den SST Anomalien beider Ozeane von minimal vier (August bis Dezember) und maximal acht Monaten (Juni bis Februar) – dies soll unter anderem eventuelle zeitliche Bias der CMIP5 Modelldaten überbrücken.

Für alle untersuchten Telekonnektionen zwischen Atlantik und Pazifik dienen für den Atlantik die SST-Indizes, die durch eine s-modale PCA gewonnen wurden (siehe dazu Kapitel 5.3.2) und für den Pazifik der Gebietsmittelindex der Niño3-Region (90°W - 150°W, 5°N - 5°S). Sowohl Atlantik als auch Pazifik Niños und Niñas wurden über die Über- bzw. Unterschreitung einer Standardabweichung für mindestens drei zusammenhängende Monate definiert.

Für die Analyse der Atmosphären- und Ozeananomalien, die während und nach einem Warmwasserevent auftreten, werden in den folgenden Abschnitten unterschiedliche Klimaelemente untersucht: Es werden die (1) SST Anomalien selbst dargestellt zusammen mit den auftretenden (2) Niederschlagsanomalien. Weiterhin werden der (3) Luftdruck auf Meereshöhe und (4) Windanomalien auf 850 hPa betrachtet. Für die obere Troposphäre (200 hPa) geben die (5) Stromfunktion (engl. *stream function*) und das (6) Geschwindigkeitspotential (engl. *velocity potential*) Aufschluss über das atmosphärische Strömungsfeld. Diese beiden Größen sind wichtige Bestandteile der Fluidmechanik in der Strömungslehre und teilen ein zweidimensionales Geschwindigkeitsfeld (wie eben z.B. das 200 hPa Niveau der Erdatmosphäre) in eine divergente, rotationsfreie v_χ und eine nicht-divergente, rotierende Komponente v_ψ (Wang, 2002; Hantel und Mayer, 2006):

$$v = v_\psi + v_\chi = k \times \nabla\psi + \nabla\chi \quad (7.1)$$

mit v = horizontale Windgeschwindigkeit, ψ = Stromfunktion, χ = Geschwindigkeitspotential und k = vertikaler Einheitsvektor. Für das Anwendungsgebiet der Atmosphärenphysik bekommen die beiden Größen folgende Bedeutung: Die Stromfunktion ist vergleichbar mit den Isobaren von Hoch- und Tiefdruckgebieten. Hohe (niedrige) Werte der Stromfunktion entsprechen einer hohen (niedrigen) geopotentiellen Höhe in der Nordhemisphäre und einer niedrigen (hohen) geopotentiellen Höhe in der Südhemisphäre. Hochtroposphärische Regionen mit positivem Geschwindigkeitspotential sind geprägt durch konvergente Winde und darunterliegender Subsidenz begleitet von schwacher Konvektion und verhältnismäßig wenig Niederschlag. Regionen mit negativem Geschwindigkeitspotential zeichnen sich durch divergente Winde und darunter aufsteigenden Luftmassen und Konvektion mit Niederschlägen aus (Ettlting, 2002; DOMEX, 2011; Bell, 2014). Zusätzlich zum

Geschwindigkeitspotential werden die (7) Vektoren des divergenten Windes gezeigt. Die (8) vertikale Windgeschwindigkeit wird durch *Omega* (ω) ermittelt. Omega beschreibt die Veränderung des Luftdrucks über die Zeit und wird mit Pascal/Sekunde angegeben. Negative Omega-Werte zeigen aufsteigende und positive Werte absteigende Bewegungsrichtung an. Ermittelt wird Omega über die diagnostische Omega-Gleichung, die angibt, welche synoptischen Vorgänge als Antriebe für weitflächiges Auf- oder Absteigen der Luft wirken. Sie besteht aus drei Termen: der differentiellen Vorticityadvektion, der Temperaturadvektion und der diabatischen Temperaturänderung durch Strahlung (Bott, 2012; Holton und Hakim, 2013).

Teile des Kapitels 7.2 wurden bereits in *Climate Dynamics* (Ott et al., 2015) veröffentlicht.

7.2.1 Fall I: Atlantik Niño → Pazifik La Niña

Um die atmosphärischen und ozeanischen Vorgänge, die während und nach einem Warmwasserereignis auftreten, analysieren zu können, werden sowohl für die Beobachtungs- und Reanalysedaten als auch für das CMIP5 Modellensemble Kompositen gebildet, die sich nach den bereits genannten Fallregeln aus Abschnitt 7.2 (S. 105) zusammensetzen. Die Kompositen des ersten Telekonnektionstyps (Fall I) enthalten dementsprechend alle Ereignisse, bei denen auf einen Atlantik Niño im Juni, Juli oder August in den darauf folgenden Nordwintermonaten Dezember, Januar oder Februar ein Kaltwasserereignis im tropischen Pazifik (Niño3-Region) innerhalb der Jahre 1871-1999 (HadISST und 20C Reanalyse) bzw. 1861-2004 (CMIP5) folgt. Um die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen und ozeanischen Anomalien nachvollziehen zu können, werden in den Abbildungen 7.2 (HadISST und 20C Reanalyse) und 7.3 (CMIP5 Ensemble) jeweils drei Zeitabschnitte gezeigt: Die auslösende Phase der Atlantik Niños (JJA), die Entwicklung der atmosphärischen und ozeanischen Anomalien über den borealen Herbst (September, Oktober und November (SON)) und die Phase der Pazifik La Niña im borealen Winter (DJF).

Die Kompositen der Beobachtungs- und Reanalysedaten in Abbildung 7.2a zeigen die über alle Ereignisse gemittelten positiven SST Anomalien der Atlantik Niños aus den borealen Sommermonaten Juni, Juli oder August des unter Fall I definierten Telekonnektionstyps im südöstlichen Atlantik. Auch die bereits in Kapitel 6 untersuchten Niederschlagsanomalien entlang der west- und südwestlichen afrikanischen Küste sind zu erkennen. Der Atlantik Niño in den borealen Sommermonaten führt zu anomal aufsteigender Luft über der SST-Heizquelle und damit auch anomal niedrigem Bodenluftdruck (Abb. 7.2d,g). Gezeigt werden in Abbildung 7.2 nur die statistisch signifikanten Regionen, getestet mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% (U-Test). Die äquatoriale Ostströmung in der unteren Troposphäre im Atlan-

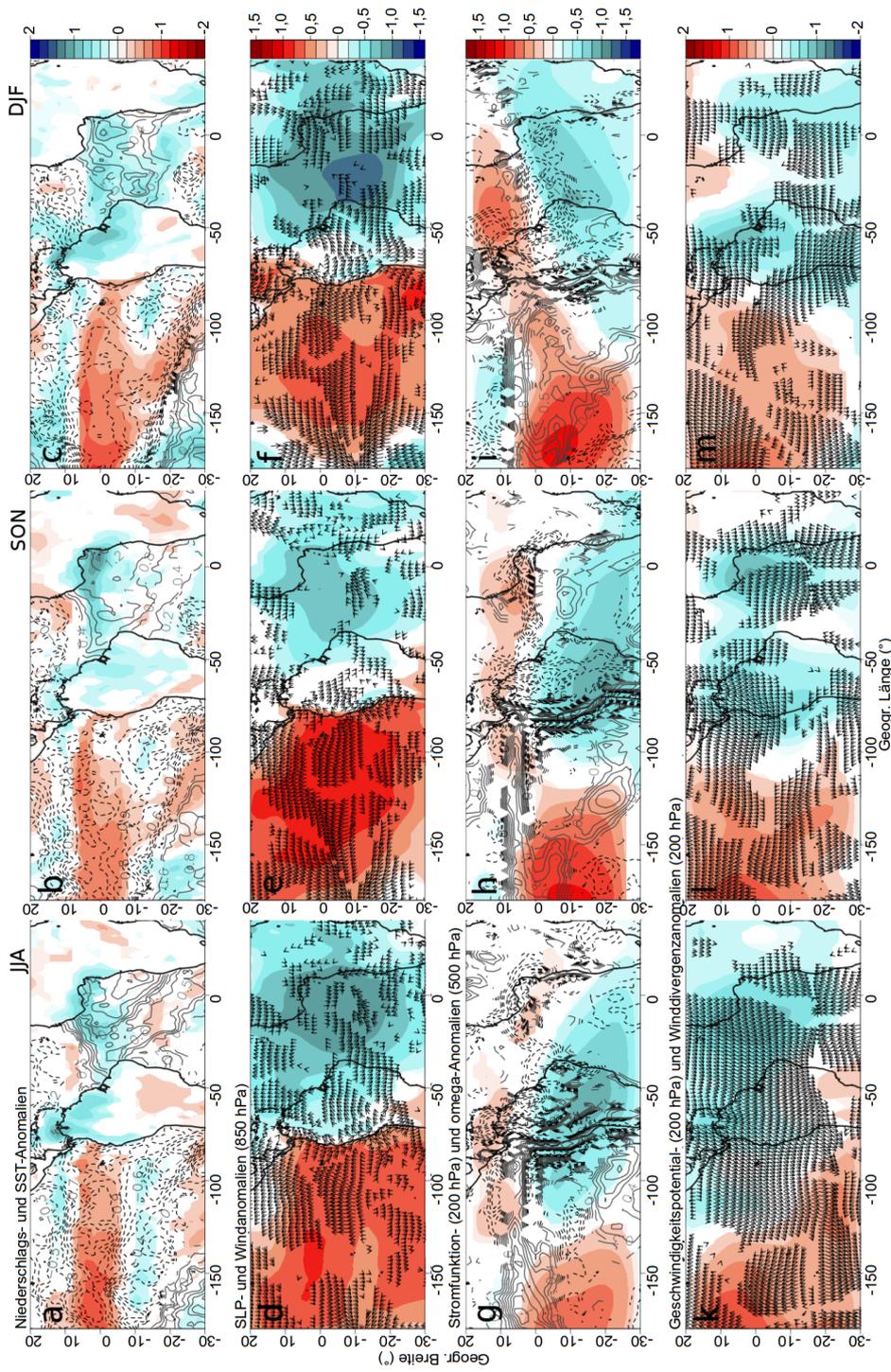


Abbildung 7.2: Kompositen der 20C Reanalyse (1871–1999). **Fall I:** Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. *Linke Spalte:* JJA, *mittlere Spalte:* SON, *rechte Spalte:* DJF. Nur statistisch signifikante Werte sind gezeigt (99%, U-Test).

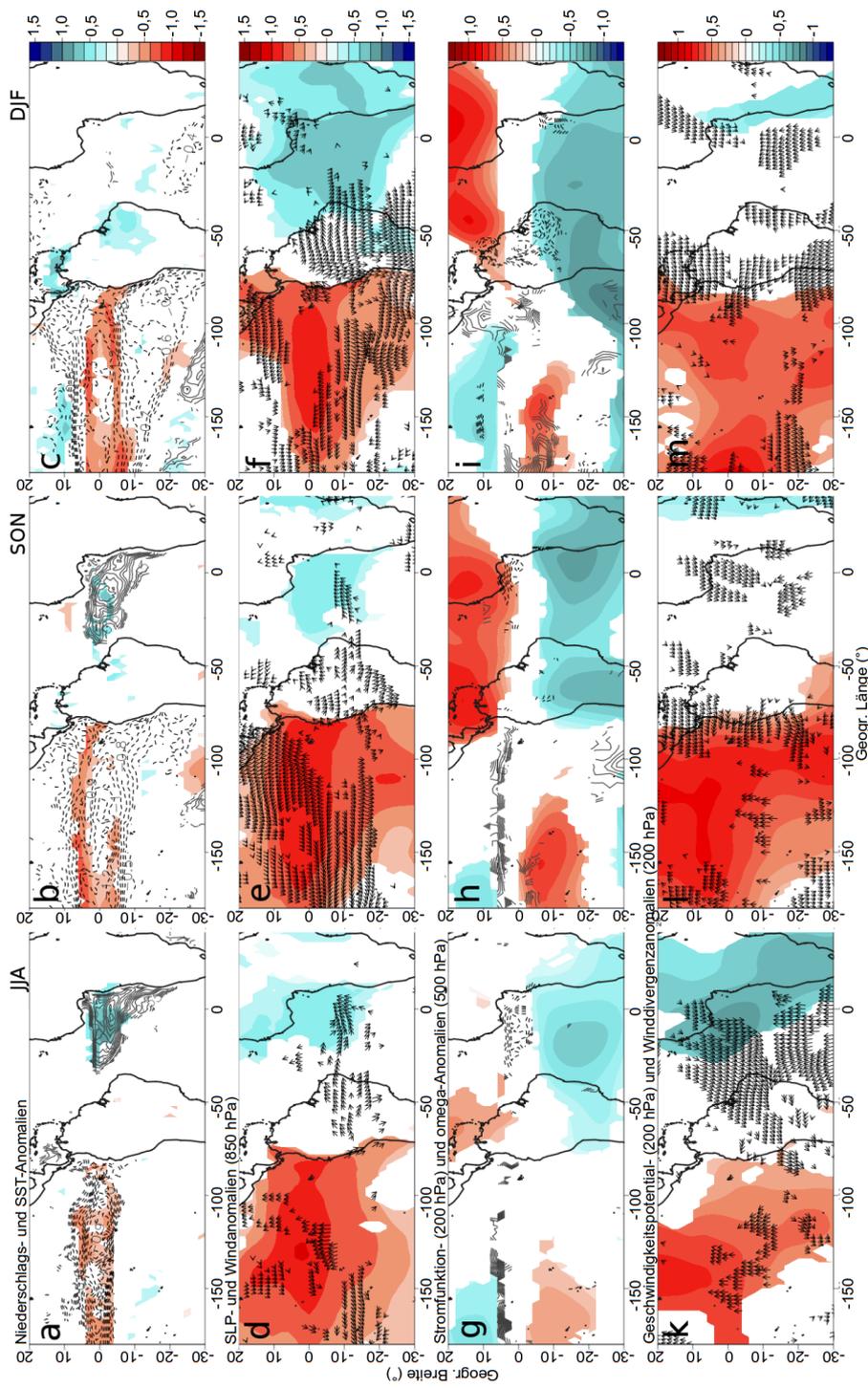


Abbildung 7.3: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). **Fall I:** Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP-, (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. *Linke Spalte:* JJA, *mittlere Spalte:* SON, *rechte Spalte:* DJF. Nur Werte mit einem Modellkonsens $> 70\%$ sind gezeigt.

tik ist abgeschwächt (Abb. 7.2d). In der höheren Troposphäre (200 hPa) entsteht eine Luftmassendivergenz, zu sehen an den negativen Anomalien des Geschwindigkeitspotentials über dem südatlantischen Ozean in Abbildung 7.2k. Über dem tropischen Pazifik ist eine anomale Luftmassenkonvergenz zu erkennen. Dies deutet auf eine Verstärkung des zonalen Druckgradienten zwischen dem pazifischen und dem atlantischen Raum hin. Über dem Atlantik bildet sich auf dem 200 hPa Niveau ein Paar antizyklonaler Anomalien, angedeutet durch die Stromfunktionsanomalien nördlich und südlich des Äquators (Abb. 7.2h). Zusammen mit der Stromfunktionsanomalie über dem pazifischen Ozean formt sich ein Anomalien-Quadrupel mit anomaler zyklonaler Bewegungsrichtung über dem tropischen Pazifik. Das Quadrupel verstärkt sich mit zunehmendem Zeitversatz (Abb. 7.2g-i).

Die Abbildungen 7.2g-i zeigen ein Matsuno-Gill-typisches Signal der Atmosphäre. Das Matsuno-Gill Modell beschreibt die atmosphärische Antwort auf eine zentral auf dem Äquator liegende Heizquelle (Matsuno, 1966; Gill, 1980). Es resultiert ein zonaler Fluss von Osten in die Heizquelle hinein mit anomaler Divergenz und reduziertem Niederschlag im Osten der Wärmequelle. Betrachtet man die obere Troposphäre, entsteht ein typisches Muster: ein Quadrupel mit einem Paar anomaler Antizyklonen beiderseits des Äquators im Westen der Heizquelle und einem Paar anomaler zyklonaler Strömungen südlich und nördlich des Äquators im Osten des Wärmeursprungs. Diese Anomalien breiten sich nach Westen (Osten) in Form von atmosphärischen Rossbywellen (Kelvinwellen) aus. Die anomal aufsteigende Luft über der SST Anomalie im Atlantik wird durch Subsidenz über dem zentralen Pazifik und über dem indischen Subkontinent kompensiert.

Eine zusammenführende Betrachtung der Kompositanomalien des Telekonnektionsfalls I führt zu dem Schluss, dass die tropische hochtroposphärische Ostströmung, die im Nordsommer über dem Atlantik vorherrscht, in Folge eines Atlantik Niños gestärkt und dadurch auch die pazifische Walkerzirkulation intensiviert wird. Dies wiederum regt das Upwelling von kaltem Tiefenwasser im tropischen Ostpazifik an und fördert die Entwicklung einer La Niña. Die zugrunde liegenden physikalischen Mechanismen der atlantisch-pazifischen Telekonnektion werden unter anderem von Rodríguez-Fonseca et al. (2009); Losada et al. (2010); Ding et al. (2012); Kucharski et al. (2015) und Polo et al. (2015) untersucht.

Die Atlantik-Pazifik-Telekonnektion des CMIP5 Ensembles ist in Abbildung 7.3 zu sehen. Es werden zur Darstellung der Signifikanz nur Anomalien mit einem Modellkonsens von mindestens 70% und einem eindeutigen Änderungssignal von mindestens $\pm 0,2$ *Standardabweichung gezeigt. Im Folgenden soll geklärt werden, ob die modellierten Anomalien der Fall-I-Telekonnektion den beobachteten aus Abbildung 7.2 entsprechen.

Wie bei den Beobachtungs- und Reanalysedaten auch, wird der modellierte Atlan-

tik Niño durch anomal hohe SSTs im südöstlichen Atlantik repräsentiert (Abb. 7.3a). Positive Niederschlagsanomalien an der afrikanischen Küste, geringerer Bodenluftdruck und abgeschwächte äquatoriale Ostwinde auf 850 hPa begleiten das atlantische Warmwasserereignis (Abb. 7.3a,d). Die Anomalien der modellierten Stromfunktion in Abbildung 7.3g-i zeigen anomale antizyklonale Rotationsbewegungen über dem Süd- und dem Nordatlantik, was auf Höhe des Äquators zu einer Ostwindanomalie in der höheren Troposphäre führt und somit die im Nordsommer bereits vorhandene Strömungsrichtung verstärkt. Die Intensivierung der hochtroposphärischen Ostströmung wirkt sich auch auf die benachbarte pazifische Walkerzelle aus und verstärkt diese. Die anomale zyklonale Bewegungsrichtung im Süd- und Nordpazifik zusammen mit anomal absteigenden Luftmassen (Abb. 7.3h,i) verdeutlichen dies. Die modellierten Anomalien, die während und nach einem Atlantik Niño in der Walkerzirkulation entstehen, sind zusätzlich in Abbildung 7.4 dargestellt. Deutlich wird die anomal aufsteigende Luft über der atlantischen Heizquelle zwischen 40°W und 10°O im borealen Sommer (JJA) und Herbst (SON). Ab dem Herbst wird dann auch die anomal absteigende Lufttendenz über dem östlichen Pazifik sichtbar, wodurch der absteigende Ast der pazifischen Walkerzelle verstärkt wird und zusammen mit den stärkeren Ostwinden am Äquator (Abb. 7.3e,f) die Abkühlung des zentralen und östlichen Pazifiks fördern (Abb. 7.3c). Polo et al. (2015) vermuten außerdem, dass die anomal absteigenden Luftmassen auf Höhe der Datumsgrenze (180. Längengrad) und die dadurch auf Meereshöhe entstehende Winddivergenz am Äquator zu einer Ansammlung von Wasser im Westpazifik führt. Dies löst eine Störung der ozeanischen Thermokline aus, die sich als äquatoriale Kelvinwelle im Herbst und Winter nach Osten ausbreitet und dort die Thermokline anhebt. Anomale zonale Strömungen und anomale vertikale Strömungsgeschwindigkeiten führen zu einer Abkühlung der Durchmischungsschicht im östlichen Pazifik. Durch die positiven Rückkopplungen des Bjerknes-Feedbacks verstärkt sich die anfängliche Abkühlung und entwickelt sich zu einer La Niña. Die Mechanismen unterhalb der Meeresoberfläche, die durch die Telekonnektion ausgelöst werden, können mit den in dieser Arbeit verwendeten Daten nicht untersucht werden.

Im borealen Winter erreichen die negativen SST Anomalien im äquatorialen Pazifik ihre stärkste Ausprägung (Abb. 7.2c und 7.3c) mit darüber liegenden positiven Luftdruckanomalien (Abb. 7.2f und 7.3f), Tendenz zu anomal absteigender Luft (Abb. 7.2i und 7.3i) und unterdurchschnittlichen Regenmengen über dem östlichen Pazifik (Abb. 7.2c und 7.3c). Der Vergleich der Abbildungen 7.2 und 7.3 zeigt, dass die für die Reanalysen beschriebenen atmosphärischen Prozesse der Reaktion auf einen Atlantik Niño von den Modellen insgesamt gut wiedergegeben werden.

Jedoch wird die Häufigkeit dieser Telekonnektion von den Modellen insgesamt unterschätzt. Während bei den Beobachtungsdaten von HadISST, die den Komposi-

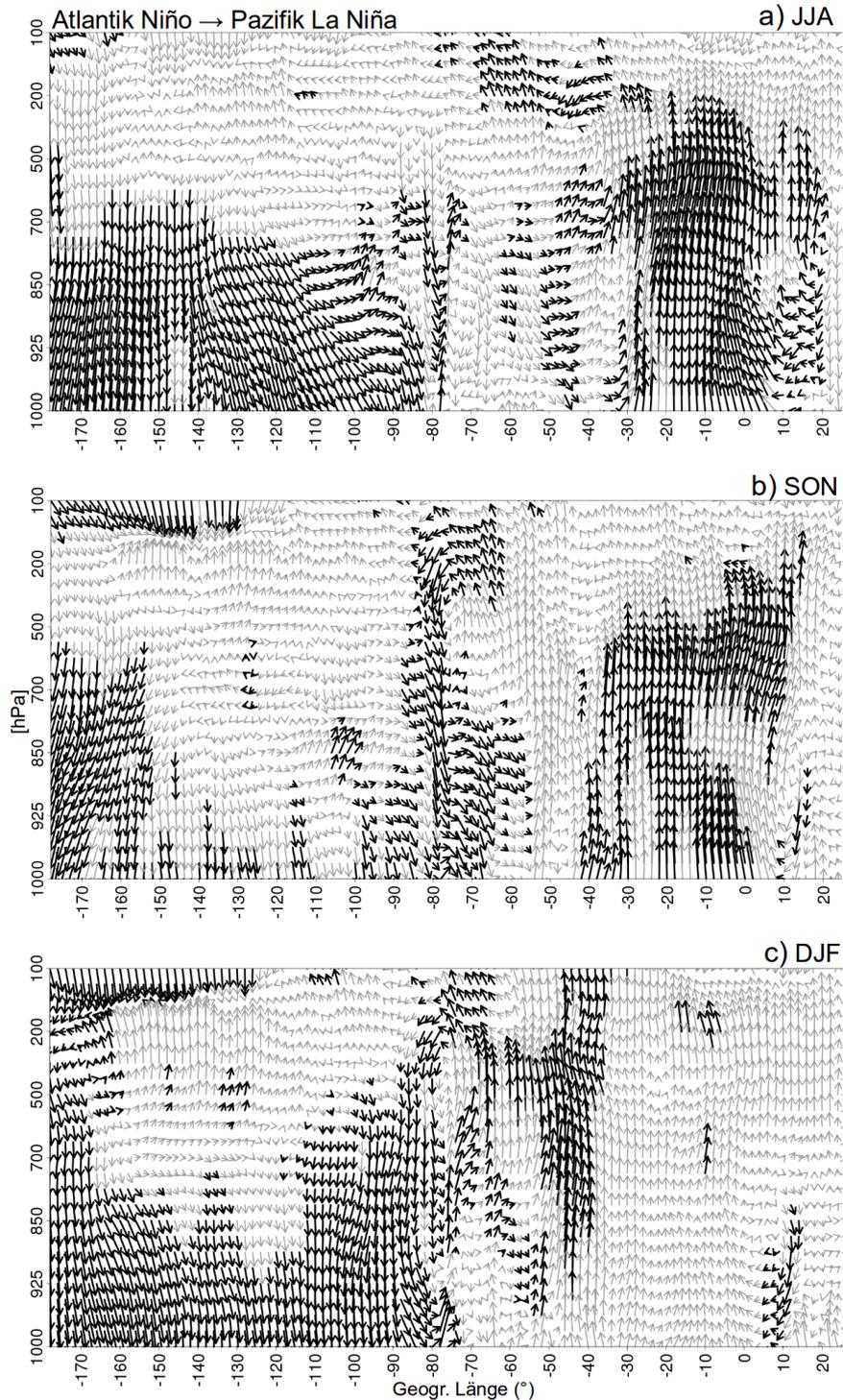


Abbildung 7.4: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator ($2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$). **Fall I:** Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF. Die Walkerzirkulation wird angegeben durch das Produkt aus standardisierten Omega- und standardisierten divergenten U-Windkomponentenanomalien, basierend auf insgesamt sieben atmosphärischen Levels (1000, 925, 850, 700, 500, 200, 100 hPa). a) JJA, b) SON, c) DJF. Schwarze Pfeile geben Anomalien mit einem Modellkonsens von mindestens 70% an.

Tabelle 7.1: Anzahl der absoluten Warmwasserereignisse von 1861-2004 der einzelnen CMIP5 Modelle und HadISST (1971-2000), sowie absolute (Tele.) und relative (%) Anzahl der darauf folgenden identifizierten Telekonnektionen. Die Definition der Warm- und Kaltwasserereignisse basieren für den Atlantik auf den Ergebnissen einer s-modalen PCA, für den Pazifik auf einem Gebietsmittelindex der Niño3-Region.

Modell	Fall I: Atl. Niño → Paz. Niña			Fall II: Paz. Niño → Atl. Niña			Fall III: Paz. Niño → Atl. Niño		
	Atl. Niños	Tele.	%	Paz. Niños	Tele.	%	Paz. Niños	Tele.	%
ACCESS1.0	28	9	32,1	31	6	19,4	31	8	25,8
ACCESS1.3	26	6	23,1	27	4	14,8	27	7	25,9
CCSM4	26	8	30,8	25	5	20,0	25	4	16,0
CNRM-CM5	26	15	57,7	31	1	3,2	31	11	35,5
CSIRO-Mk-3-6-0	30	6	20,0	22	5	22,7	22	5	22,7
GFDL-CM3	24	3	12,5	22	7	31,8	22	7	31,8
GFDL-ESM2G	13	4	30,8	23	1	4,3	23	5	21,7
GISS-E2-H	26	6	23,1	27	3	11,1	27	12	44,4
HadGEM2-ES	30	9	30,0	25	7	28,0	25	5	20,0
inmcm4	16	1	6,3	26	1	3,8	26	6	23,1
MIROC5	31	9	29,0	13	5	38,5	13	2	15,4
MPI-ESM-LR	19	3	15,8	28	4	14,3	28	7	25,0
MPI-ESM-MR	19	2	10,5	23	4	17,4	23	7	30,4
MRI-CGCM3	23	5	21,7	24	8	33,3	24	2	8,3
NorESM-1M	22	9	40,9	25	4	16,0	25	7	28,0
CMIP5 Ø	23,9	6,3	26,5	24,8	4,3	17,5	24,8	6,3	25,5
HadISST	34,0	10,0	29,4	26,0	6,0	23,1	26,0	8,0	30,8

ten der atmosphärischen Reanalysen zu Grunde liegen, auf 29,4% aller Atlantik Niños eine Pazifik La Niña folgt, sind es bei den Modellen im Schnitt nur 26,5%, siehe dazu Tabelle 7.1. Die Tabelle zeigt für die drei untersuchten Telekonnektionsfälle (I-III) zum einen die im Untersuchungszeitraum insgesamt vorkommenden Warmwasserereignisse des jeweiligen Ozeans und zum anderen die absoluten und relativen Anzahlen der identifizierten Telekonnektionstypen. Dabei werden die beobachteten Ergebnisse den modellierten gegenüber gestellt.

7.2.2 Telekonnektionen Pazifik → Atlantik

In den folgenden zwei Abschnitten sollen die Telekonnektionen behandelt werden, die von pazifischen Warmwasserevents ausgehen und Einfluss auf den tropischen Atlantik haben. Wie bereits erwähnt, können auf einen El Niño sowohl Warm- als auch Kaltwasserereignisse im Atlantik erzeugt werden. Der Vergleich von Reanalyse-/Beobachtungs- und Modelldaten soll zeigen, ob diese inkonsistente Beziehung der beiden Ozeane auch von dem untersuchten Klimamodellensemble simuliert wird.

7.2.2.1 Fall II: Pazifik El Niño → Atlantik Niña

Dieses Kapitel beschreibt den Fall II, dass auf einen El Niño im Pazifik etwa ein halbes Jahr später ein Kaltwasserereignis im tropischen Atlantik (Atlantik Niña) folgt. Die Falldefinition wurde in Kapitel 7.2, Seite 105 beschrieben.

Tabelle 7.1 auf Seite 113 zeigt, dass der HadISST Niño3-Index für den Zeitraum von 1871-1999 26 El Niños im Pazifik in den Monaten November, Dezember oder Januar (NDJ) zählt, was einer mittleren Auftrittshäufigkeit von fünf Jahren entspricht. Auf sechs dieser 26 El Niños folgt etwa ein halbes Jahr später ein Kaltwasserereignis im Südostatlantik (entspricht 23%). Im CMIP5 Modellensemblemittel tritt ein El Niño im borealen Winter im Schnitt alle 5,8 Jahre auf und auf 17,5% von ihnen folgt eine Atlantik Niña im darauf folgenden Sommer. Die Modelle unterschreiten demnach sowohl die Auftrittshäufigkeit der pazifischen El Niños als auch die Telekonnektion zum Atlantik mit der Folge eines Kaltwasserevents. Im Folgenden werden die Kompositenanalysen für die beobachteten, Reanalyse- und modellierten Daten vorgestellt, um die ozeanischen und atmosphärische Vorgänge der Fall-II-Telekonnektion zu untersuchen.

Abbildung 7.5 zeigt für die Beobachtungs- und Reanalysedaten die Intensivierung einer Atlantik Niña nach einem pazifischen El Niño für drei aufeinander folgende Zeitschritte: (1) die Wintermonate NDJ, zu denen der El Niño am kräftigsten ausgeprägt ist, (2) in einer Zwischenphase im Februar, März und April (FMA) und (3) zur stärksten Ausprägungsphase des Kaltwasserereignisses im Atlantik im folgenden borealen Frühsommer (Mai, Juni und Juli, MJJ). Die Abbildung zeigt nur statistisch signifikante Komposit-Werte mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99%, getestet mit einem U-Test. Im Winter ist der pazifische El Niño voll entwickelt (Abb. 7.5a) und gleichzeitig sind negative Luftdruckanomalien und anomal aufsteigende Luftmassen über der pazifischen Heizquelle auszumachen (Abb. 7.5d,g). Die äquatorialen Ostwinde der niederen Troposphäre über dem pazifischen Ozean sind abgeschwächt (Abb. 7.5d). In der oberen Troposphäre zeigt der Komposit des Geschwindigkeitspotentials anomal divergente Luftmassenbewegung an (Abb. 7.5k) und im späten Winter bildet sich eine Paar anomaler antizyklonaler Strömungen

nördlich und südlich des Äquators über dem El Niño aus – zu sehen an den Anomalien der Stromfunktion in Abbildung 7.5h. Über dem Atlantik dagegen treten anomal zyklonale Strömungen auf, die zusammen mit den pazifischen Anomalien eine Quadrupel-Struktur bilden und die Veränderung der Walkerzellen kennzeichnen. Im nordhemisphärischen Sommer ist in den Kompositen eine ausgeprägte negative SST Anomalie im äquatorialen und südöstlichen Atlantik zu sehen (Abb. 7.5c), die von typischen Mustern, wie positiven Luftdruckanomalien (Abb. 7.5f), verstärkt abwärts gerichteter Luftbewegung (Abb. 7.5i) und geringerem Niederschlag (Abb. 7.5c) begleitet ist. Die Atlantik Niña trägt außerdem zur Konvergenz in der höheren Troposphäre bei (Abb. 7.5m).

Die analoge Kompositenanalyse für das CMIP5 Ensemble zeigt Abbildung 7.6. Die Modell-Kompositen stimmen gut mit den Ergebnissen der Beobachtungs- und Reanalysedaten aus Abbildung 7.5 überein. Allerdings sind für manche Variablen die signifikanten Werte, die durch den Modellkonsens von mindestens 70% und möglichst eindeutigen Änderungssignalen von mindestens $\pm 0,2$ Standardabweichungen definiert sind, auf relativ kleine Regionen beschränkt. Die Anomalien des Luftdrucks auf Meereshöhe über dem Atlantik in Abbildung 7.6f etwa sind nur für den Bereich signifikant, der auch durch die höchsten SST Anomalien geprägt ist. Rund um diese Region sind entweder die Änderungssignale der einzelnen Modelle zu schwach und/oder weniger als 70% der Modelle stimmen in ihrem Änderungssignal überein. Und auch die modellierten vertikalen Geschwindigkeiten zeigen nur dort signifikante Anomalien, wo die Reanalysen mit Abstand die stärksten Signale zeigen (Abb. 7.5g-i und im Vergleich Abb. 7.6g-i). Auch die Konvergenzen und vor allem der Divergenzbereich über dem Atlantik sind in den Modellen schwächer ausgeprägt (Abb. 7.6k-m).

Abbildung 7.7 zeigt ebenfalls für drei aufeinander folgende Zeitschritte die Entwicklung der Anomalien der Walkerzirkulationen im CMIP5 Modellensemble, die nach einem pazifischen El Niño auftreten und zu einem atlantischen Kaltwasserevent führen. Zu erkennen ist eine signifikante Verschiebung des absteigenden Astes der pazifischen Walkerzirkulation nach Nordost-Brasilien und bis in den atlantischen Ozean hinein, zu sehen in den Abbildungen 7.7a,b. Die anomal absteigenden Luftmassen nehmen fast über dem gesamten äquatorialen Atlantik, vor allem in der unteren und mittleren Troposphäre, signifikante Werte an (siehe $50^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{W}$). Im borealen Frühsommer in Abbildung 7.7c verstärkt die Kaltwasseranomalie im östlichen Atlantik die anomal absteigende Luftmassenbewegung über dem tropischen Atlantik, die sich nun über die gesamte Ozeanbreite und bis auf das afrikanische Festland erstreckt. Das Auftreten der Atlantik Niñas infolge von pazifischen Warmwasserereignissen lässt sich sowohl in den Beobachtungs- und Reanalysedaten als auch den Modelldaten des CMIP5 Ensembles über die Modifikation und Verschiebung der pazifischen und atlantischen Walkerzellen erklären.

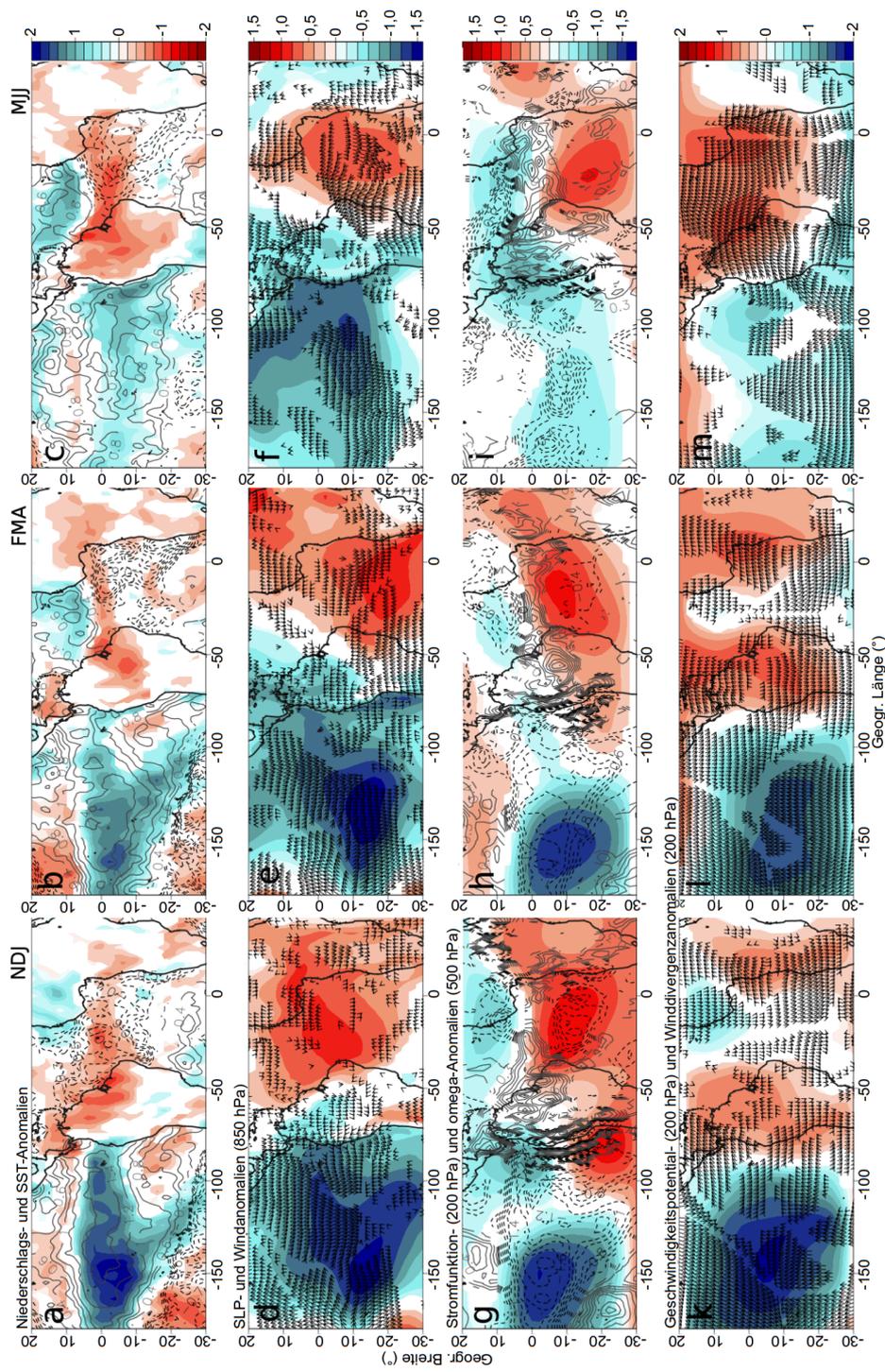


Abbildung 7.5: Kompositen der 20C Reanalyse (1871-1999). **Fall II:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. **Linke Spalte:** NDJ, **mittlere Spalte:** FMA, **rechte Spalte:** MJJ. Nur statistisch signifikante Werte sind gezeigt (99%, U-Test).

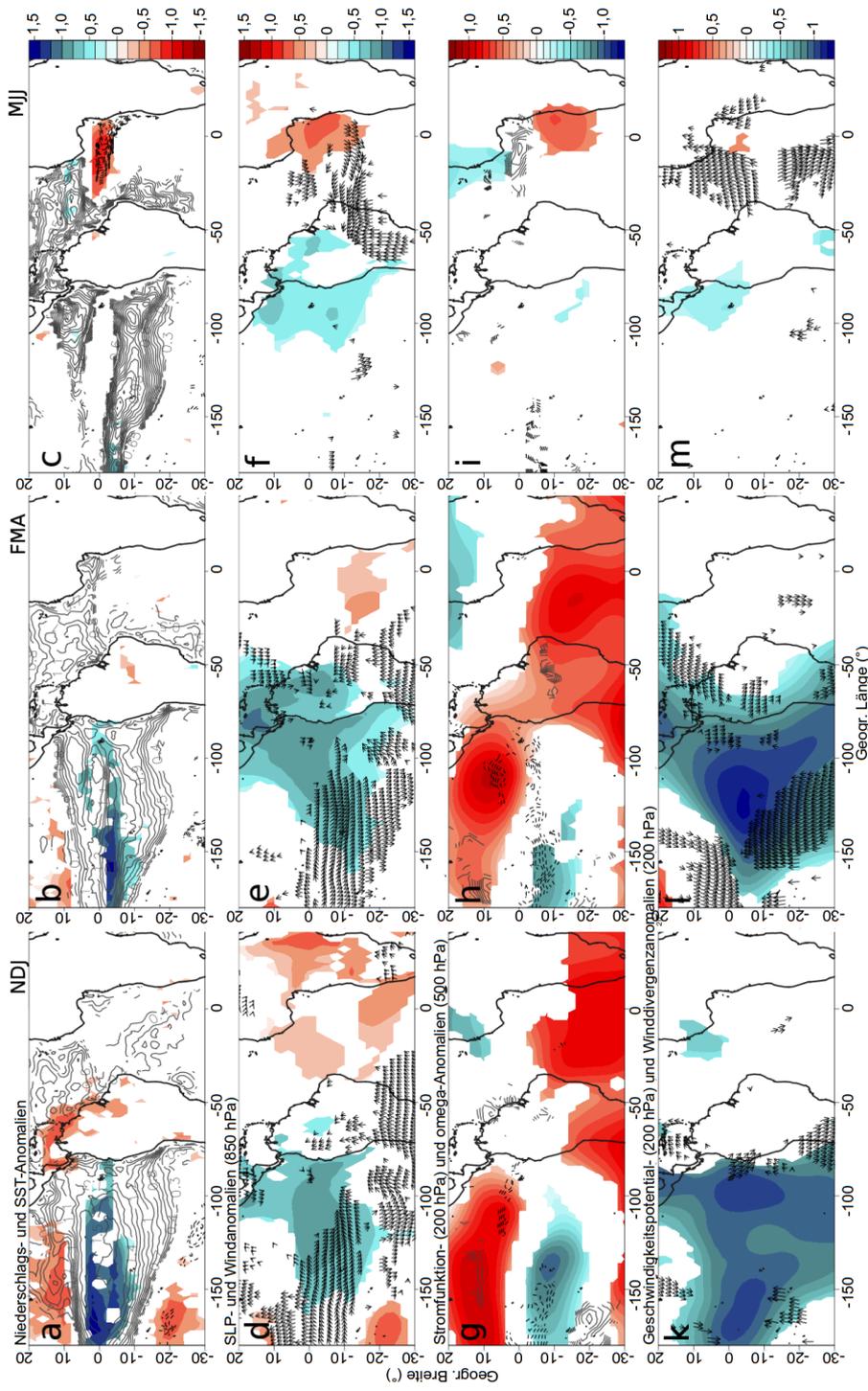


Abbildung 7.6: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). **Fall II:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. *Linke Spalte:* NDJ, *mittlere Spalte:* FMA, *rechte Spalte:* MJJ. Nur Werte mit einem Modellkonsens > 70% sind gezeigt.

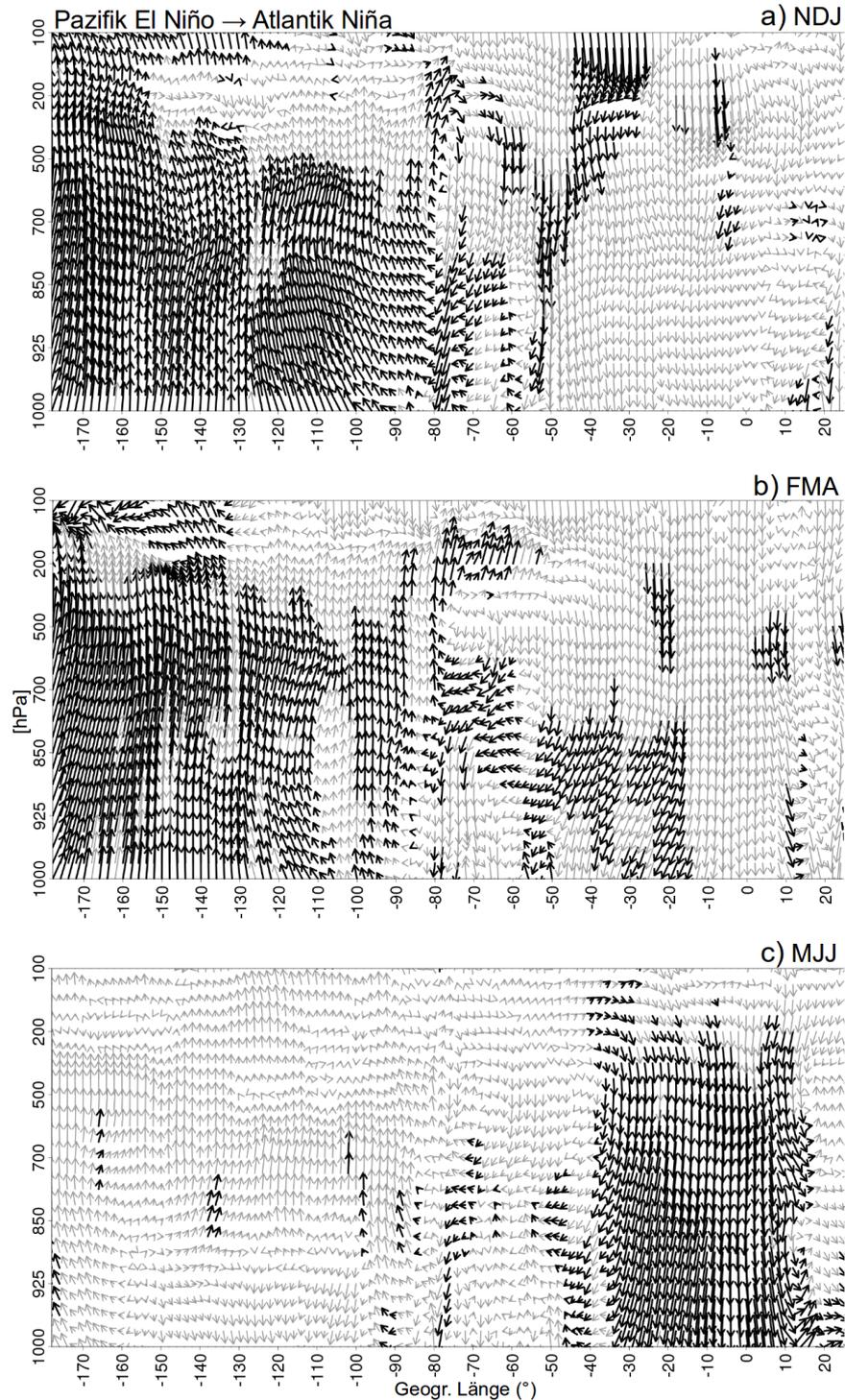


Abbildung 7.7: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator ($2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$). **Fall II:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt eine Atlantik Niña in MJJ. Die Walkerzirkulation wird angegeben durch das Produkt aus standardisierten Omega- und standardisierten divergenten U-Windkomponentenanomalien, basierend auf insgesamt sieben atmosphärischen Levels (1000, 925, 850, 700, 500, 200, 100 hPa). a) NDJ, b) FMA, c) MJJ. Schwarze Pfeile geben Anomalien mit einem Modellkonsens von mindestens 70% an.

7.2.2.2 Fall III: Pazifik El Niño → Atlantik Niño

In den folgenden Abschnitten wird der dritte in dieser Arbeit untersuchte Telekonnektionstyp für HadISST/20C Reanalysen und das CMIP5 Modellensemble beschrieben: Nach einem pazifischen El Niño in den borealen Wintermonaten folgt etwa ein halbes Jahr später ebenfalls ein Warmwasserevent im tropischen Ostatlantik.

Wie Abbildung 7.5a zeigt auch Abbildung 7.8a für die Beobachtungs- und Reanalyseedaten einen Pazifik El Niño im borealen Winter mit den einhergehenden atmosphärischen Anomalien. In der oberen Troposphäre bildet sich ein Quadrupel aus einem Paar antizyklonaler Anomalien (Abb. 7.8g) und Divergenz (Abb. 7.8k) über dem Pazifik und einem Paar zyklonaler Anomalien (Abb. 7.8g) über dem Atlantik, das eine Intensivierung der atlantischen Walkerzelle andeutet. Entgegen dem im vorherigen Kapitel beschriebenen Fall II jedoch, bildet sich im borealen Winter im Atlantik eine positive SST Anomalie, die sich über das Frühjahr bis in den Sommer noch weiter verstärkt (Abb. 7.8c). Weiterhin bilden sich typische atmosphärische Reaktionen auf einen Atlantik Niño aus: geringerer Druck auf Meereshöhe über den SST Anomalien (Abb. 7.8f), anomal aufsteigende Luftmassen (Abb. 7.8h), Divergenz in der oberen Troposphäre (Abb. 7.8i) sowie eine antizyklonale Anomalie in der hohen Troposphäre, welche die initiale zyklonale Anomalie aus dem vorangehenden Winter ersetzt (Abb. 7.8g).

Entsprechend den beobachteten und Reanalyseergebnissen zeigen auch die CM-IP5 Modelle die erwartete Reaktion der Atmosphäre auf einen Pazifik El Niño, siehe Abbildung 7.9. Im Gegensatz zur Reanalyse bleibt die anomale Quadrupel-Struktur in den Modellen bis zum Frühjahr bestehen (Abb. 7.9h). Obwohl dieser Atmosphärenzustand die Ausbildung einer Atlantik Niña fördern sollte, verstärkt sich der bereits sichtbare Atlantik Niño im Sommer zusätzlich (Abb. 7.9c), genau wie bei den HadISST-Daten in Abbildung 7.8c. Die modellierte Anomalie der Walkerzirkulation, zu sehen in Abbildung 7.10, zeigt eine ostwärtige Verschiebung des absteigenden Astes der pazifischen Zelle, allerdings wesentlich geringer als im bereits beschriebenen Telekonnektions-Fall II. Signifikante absteigende Luftmassenanomalien reichen lediglich bis zur brasilianischen Küste bei etwa 30°W - 40°W (vergl. Abbildungen 7.7 und 7.10).

Telekonnektions-Fall III, bei dem auf einen pazifischen El Niño ein Warmwassereignis im Atlantik folgt, ist sowohl in den Beobachtungsdaten (30,8%) als auch in den Modelldaten (25,5%) häufiger, als dass auf einen El Niño ein Kaltwassereignis im Atlantik folgt (siehe Tab. 7.1 auf S. 113). Aber auch hier unterschätzen die Modelle die Auftrittshäufigkeit der Telekonnektion. Auch unterscheiden sich die Modelle stark voneinander, welche Telekonnektion (II oder III) wie oft simuliert wird. Dazu zeigt Abbildung 7.11 eine Analyse der relativen Häufigkeiten der modellierten

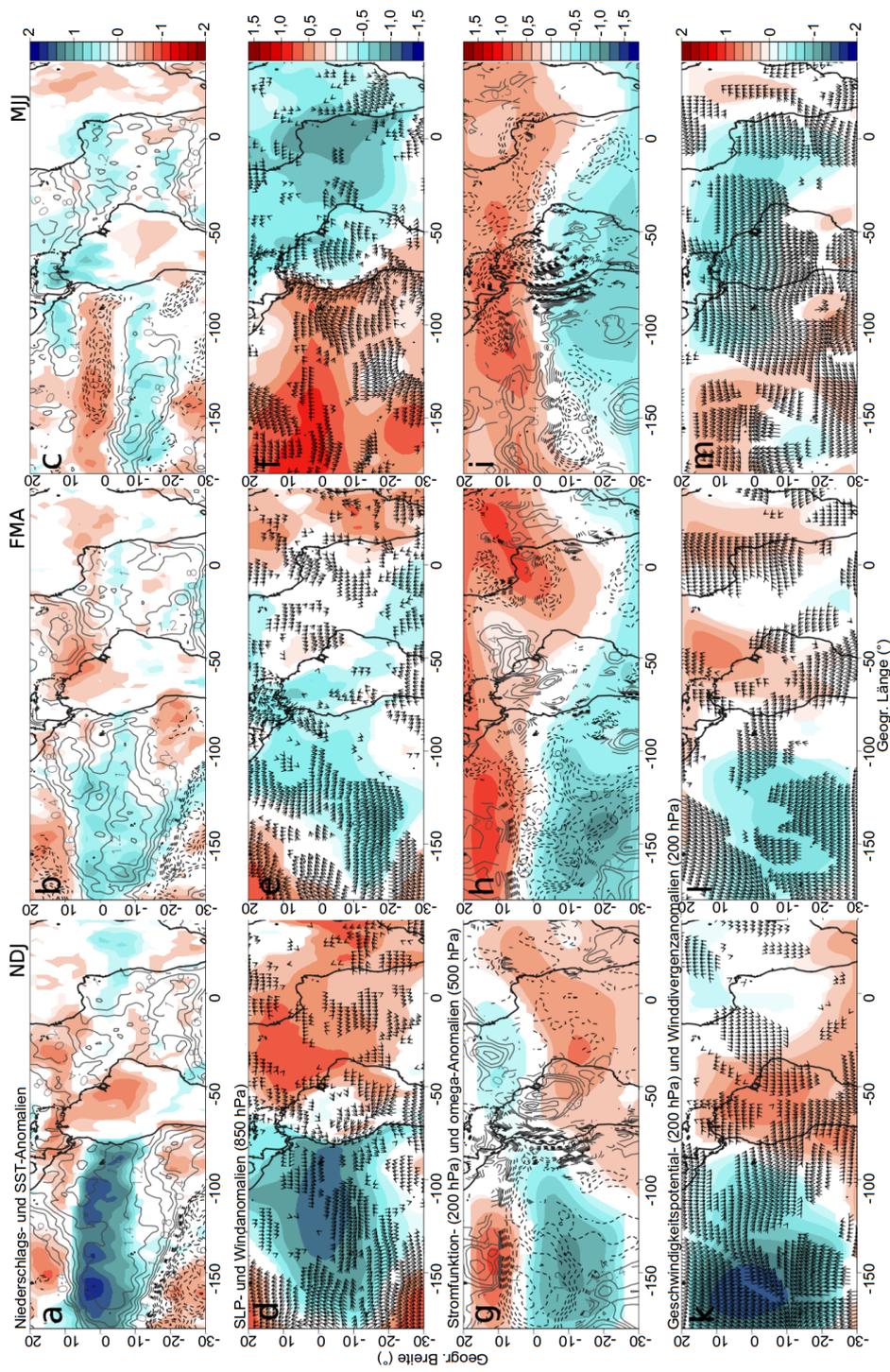


Abbildung 7.8: Kompositen der 20C Reanalyse (1871-1999). **Fall III:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. *Linke Spalte:* NDJ, *mittlere Spalte:* FMA, *rechte Spalte:* MJJ. Nur statistisch signifikante Werte sind gezeigt (99%, U-Test).

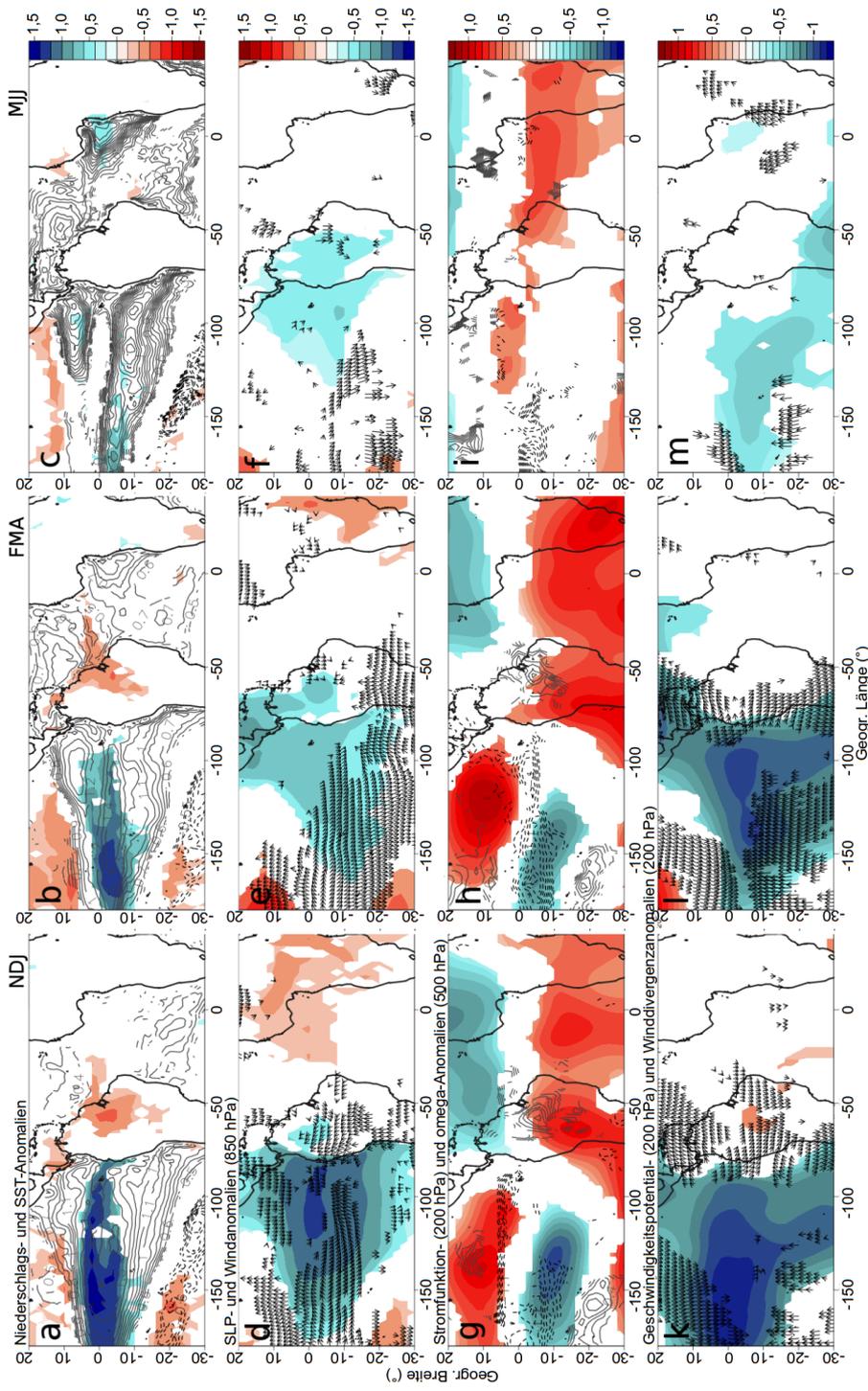


Abbildung 7.9: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004). **Fall III:** Auf einen Pazifikk El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. *Linke Spalte: NDJ, mittlere Spalte: FMA, rechte Spalte: MJJ.* Nur Werte mit einem Modellkonsens > 70% sind gezeigt.

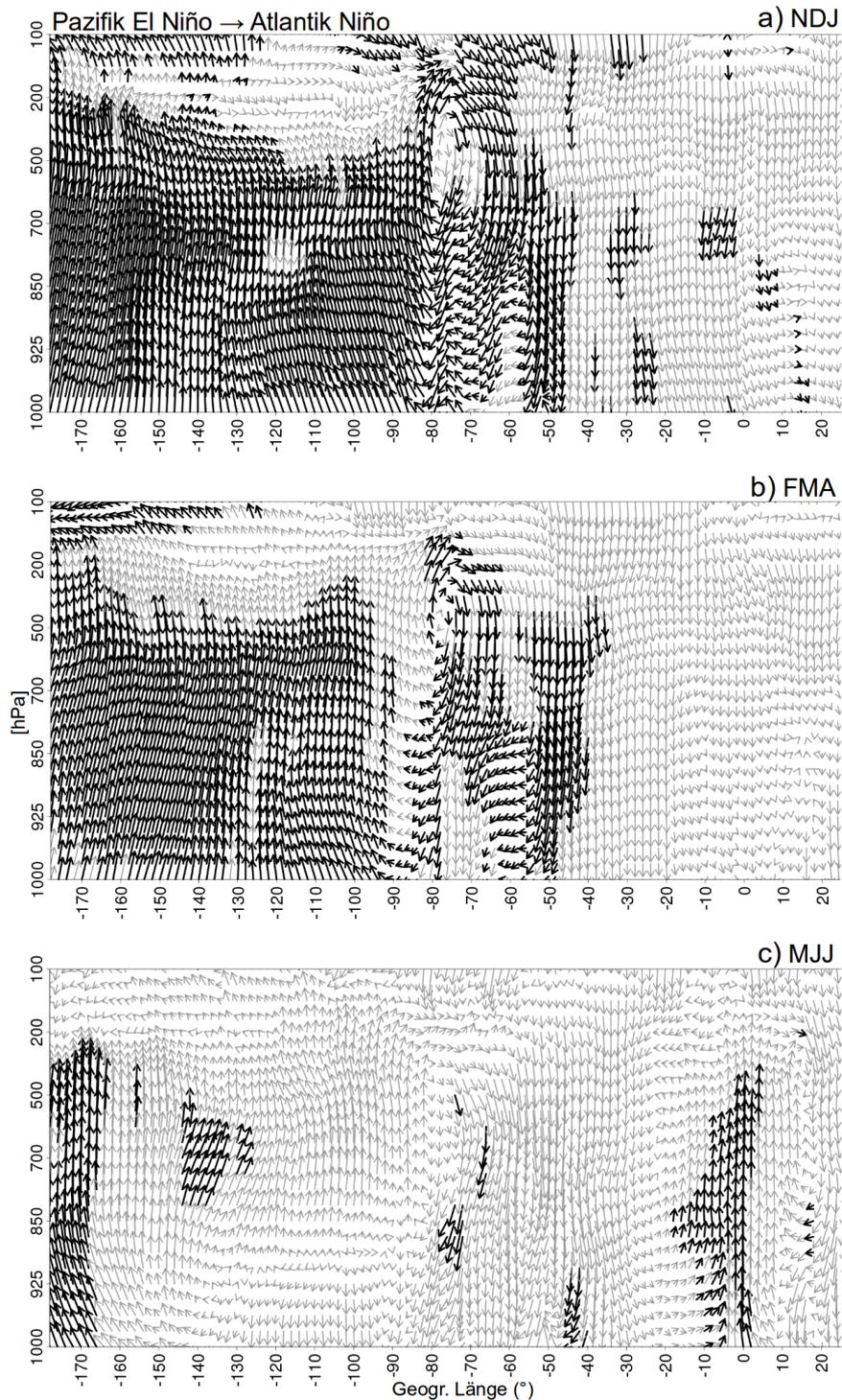


Abbildung 7.10: Kompositen des CMIP5 Modellensemble-Mittels (1861-2004) der Walkerzirkulation am Äquator ($2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$). **Fall III:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ. Die Walkerzirkulation wird angegeben durch das Produkt aus standardisierten Omega- und standardisierten divergenten U-Windkomponentenanomalien, basierend auf insgesamt sieben atmosphärischen Levels (1000, 925, 850, 700, 500, 200, 100 hPa). a) NDJ, b) FMA, c) MJJ. Schwarze Pfeile geben Anomalien mit einem Modellkonsens von mindestens 70% an.

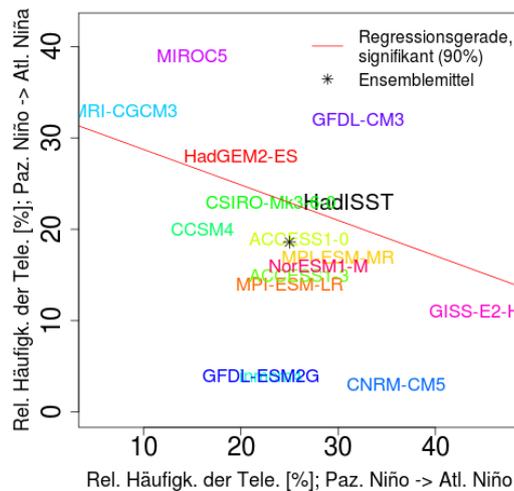


Abbildung 7.11: Verhältnis der relativen (%) Häufigkeiten der zwei vom Pazifik zum Atlantik ausgehenden Telekonnektionen (Tele.) für HadISST und die einzelnen CMIP5 Modelle mit linearer Regressionstrendgeraden. Ordinate: relative Häufigkeiten von Telekonnektions-Fall II. Abszisse: relative Häufigkeiten von Fall III.

Telekonnektionsfälle II und III. Zu erkennen ist, dass es Modelle gibt, die vorwiegend nur eine Art der pazifisch-atlantischen Reaktion wiedergeben können: MRI-CGCM3 und MIROC5 simulieren fast nur den „kalten“ Fall II, während GISS-E2-H und CNRM-CM5 vor allem nur atlantische Warmwasserereignisse auf einen El Niño folgen lassen (Fall III).

Warum und auf welche Weise das Telekonnektionssignal eines pazifischen El Niño im Atlantik sowohl zu einem Kalt- als auch einem Warmwasserevent führen kann und weshalb einige der CMIP5 Modelle bestimmte Telekonnektionstypen fast gar nicht oder fast ausschließlich simulieren, wird in den folgenden Kapiteln 7.2.3 bis 7.2.5 analysiert.

7.2.3 Diskussion der inkonsistenten Telekonnektion vom Pazifik zum Atlantik

Es werden mehrere mögliche Mechanismen diskutiert, wie die Anomaliesignale vom pazifischen ENSO-System zum Atlantik übertragen werden können: (1) Durch die Ausbreitung von atmosphärischen Wellen über die Außertropen, (2) durch die Beeinflussung und Verschiebung der Walker- und Hadleyzirkulationen oder (3) durch äquatoriale Kelvinwellen. Sutton et al. (2000) beschreiben, dass durch einen El Niño die Passatwinde über dem Nordatlantik infolge einer atmosphärischen Rossbywelle abgeschwächt werden, die sich über → (1) die Außertropen nach Osten fortbewegt.

Auch Wang (2002) stellt eine Abschwächung der atlantischen Nordostpassate nach einem warmen ENSO-Ereignis fest, allerdings hervorgerufen durch eine ostwärts verschobene pazifische → (2) Walkerzelle, eine verstärkte atlantische Walkerzelle und eine schwächere Hadleyzirkulation. Die mit der Hadleyzelle abgeschwächten Passate gehen einher mit geringerer Verdunstung und anomal hohen SSTs im nördlichen tropischen Atlantik (NTA). Chang et al. (2006a) beschreiben, dass ein El Niño zu einer troposphärischen Erwärmung führt, die sich Richtung Osten über eine atmosphärische → (3) äquatoriale Kelvinwelle und auch nach Westen über eine Rossbywelle ausbreitet. Es folgt eine Stabilisierung der Atmosphäre und eine reduzierte Feuchtekonvektion. Außerdem entsteht eine Akkumulation latenter Wärme über dem Ozeanwasser durch Evaporation, was einen „Gegendruck“ (back pressure) bewirkt, der die Verdunstung mindert und dadurch den Ozean erwärmt.

Laut Sutton et al. (2000) ist der südhemisphärische Atlantik während eines ENSO-Events hauptsächlich durch die Veränderung der Walkerzellen beeinflusst und weniger über den Umweg über die Außertropen, was durch die Analysen der vorliegenden Arbeit bestätigt werden kann. Demnach dehnen sich die positiven SLP-Anomalien, die während eines negativen Southern Oscillation Index (SOI) über dem westlichen Pazifik und Indik vorherrschen, bis in den südlichen Atlantik aus. Solche SLP-Anomalien sind auch in der vorliegenden Arbeit bei der Analyse des CMIP5 Ensembles sichtbar, siehe Abbildungen 7.6d,e (S. 117) und 7.9d,e (S. 121). Lübbecke und McPhaden (2012) argumentieren, dass die anomale Konvektion im östlichen Pazifik während eines El Niños die Walkerzelle über dem Atlantik antreibt und somit die Südostpassate verstärkt werden. Diesen Mechanismus zeigen auch die untersuchten CMIP5 Modelle. In Abbildung 7.7b (S. 118) ist die intensivierete atlantische Walkerzelle zu erkennen und Abbildung 7.6e (S. 117) zeigt eine signifikante Ostwindanomalie im tropischen Atlantik. Stärkere Passat- und äquatoriale Ostwinde erhöhen die Verdunstung und können auch das Upwelling von kaltem Tiefenwasser vor der afrikanischen Küste fördern. Die Folge ist eine Kaltwasseranomalie im südöstlichen und tropischen Atlantik (Bhaskaran und Mullan, 2003; Seager et al., 2003).

Lübbecke und McPhaden (2012) untersuchen in ihrer Studie, welche atmosphärischen und ozeanischen Wechselwirkungen und Effekte beteiligt sind, wenn auf einen El Niño im nordhemisphärischen Winter im darauf folgenden Sommer eine Erwärmung (Fall III) anstatt einer Abkühlung des südöstlichen Atlantiks (Fall II) statt findet. Der Grund für diese Atlantik Niños wird in der vorangehenden anomalen Erwärmung des NTA gesehen. Die Erwärmung des nördlichen tropischen Atlantiks hat einen stark ausgeprägten meridionalen SST-Gradienten zur Folge, der zu negativen Anomalien der Rotation des Windschubs (engl. *wind stress curl*) im Frühjahr im westlich-zentralen Atlantik führt. Negative Windschubrotation bedeutet Konvergenz in der windgetriebenen oberen Ozeanschicht (Ekman layer) und Ekman-

Pumping, das eine westwärts wandernde Rossbywelle auslöst. Diese Rossbywelle wird an der amerikanischen Küste reflektiert und wandert dann als Kelvinwelle nach Osten. Das warme Wasser, das mit der Kelvinwelle in den Ostatlantik transportiert wird, wirkt schließlich der initialen Abkühlung, hervorgerufen durch verstärkte Südostpassate, entgegen und kann zu einem Atlantik Niño führen. Richter et al. (2013) sprechen der NTA ebenfalls eine wichtige Bedeutung bei der Entstehung der südöstlichen positiven SST Anomalien zu. Allerdings beschreiben sie einen anderen Mechanismus: Windanomalien nördlich des Äquators erzeugen dort unterhalb der Meeresoberfläche eine Warmwasseranomalie, die dem südlichen Atlantik schließlich direkt in meridionaler Richtung über den Äquator zugeführt wird.

Laut der Theorie von Lübbecke und McPhaden (2012) müssten die modellierten SSTs des CMIP5 Ensembles im nördlichen Atlantik im Telekonnektions-Fall III wärmer sein als in Fall II. Wie die Abbildungen 7.6b (S. 117) und 7.9b (S. 121) zeigen, findet in beiden Fällen mit hoher Übereinstimmung der Modelle eine Erwärmung des NTA statt. Allerdings ist kein signifikanter Unterschied zwischen beiden Anomalien zu erkennen, der die Ausbildung eines Atlantik Niños rechtfertigen würde. Auch sind keine expliziten Wind- oder Windschubanomalien in den Modellergebnissen zu sehen (Abb. 7.6e,f und 7.9e,f), welche für die Adaption der Richter et al. (2013)-Theorie nötig wären. Es muss für die Modelldaten also eine andere Erklärung geben, dass ein Warmwasserereignis im südöstlichen Atlantik auf einen El Niño folgt:

Eine simultane Erwärmung der SSTs in beiden Ozeanen behindert die Entwicklung einer atlantischen Kaltwasseranomalie in den CMIP5 Modellen. In Abbildung 7.9 (S. 121) ist zu erkennen, dass schon bereits kurz nach dem Höhepunkt des El Niño im Winter eine positive SST Anomalie im Atlantik besteht, die in Fall II nicht vorhanden ist (Abb. 7.6b) (S. 117). Zusätzlich ist die Verschiebung der Walkerzelle nach Osten schwächer ausgeprägt und löst sich im Frühjahr fast ganz auf (Abb. 7.10). Die geringere Anomalie in der atlantischen Walkerzelle zusammen mit den weiterhin bestehenden positiven SST Anomalien im Atlantik verhindern die Entwicklung einer positiven SLP Anomalie im Südatlantik (vergl. Abb. 7.6e und 7.9e). Als Konsequenz werden die Passate und der äquatoriale Ostwind nicht verstärkt, da der bereits bestehende Einfluss der Warmwasseranomalie im Südatlantik den Telekonnektionseinfluss aus dem Pazifik überwiegt (Abb. 7.6e,f und 7.9e,f). Unterstützen lässt sich diese These durch die Ergebnisse von Sutton et al. (2000), die beschreiben, dass eine positive SST Anomalie im zentralen Ozeanbecken schwache Passate westlich der Anomalie zur Folge hat und somit auch die Verdunstung und das Upwelling von kälterem Tiefenwasser östlich der warmen SST Anomalie behindert. Auch Chang et al. (2006a) schreiben, dass bestehende Warmwasseranomalien im äquatorialen Atlantik Ostwindanomalien im westlichen Atlantik unterbinden und somit das Auftreten von Atlantik Niños verhindern.

Eine relative Häufigkeit von 23,1% (17,5%) für den „warmen“ Telekonnektionstyp III und eine Häufigkeit von 30,8% (25,5%) für den „kalten“ Telekonnektionstyp II in den Beobachtungsdaten (Modelldaten) bedeutet gleichzeitig, dass in Folge von 46,1% (57%) aller pazifischen El Niños im borealen Winter gar keine sichtbare Reaktion im Atlantik im darauf folgenden Sommer statt findet. Es kann davon ausgegangen werden, dass die initialen Anomalien in der Atmosphäre nach einem El Niño, die die SSTs des Atlantiks potentiell beeinflussen könnten, bei jedem Warmwasserereignis ausgelöst werden. Allerdings können auf dem langen Weg von einem Ozean in den anderen zahlreiche störende Faktoren auftreten, welche eine erfolgreiche Signalübertragung verhindern. Zum einen können dies bereits bestehende atmosphärische oder ozeanische Anomalien sein, die das Telekonnektionssignal unterbrechen. In den Modellen tritt zusätzlich das Problem der modellinternen Fehler auf. Sogar die NAO und die Atlantische Multidekadische Oszillation (AMO) sollen einen Einfluss auf die Interaktion zwischen Atlantik und Pazifik haben. Del Rey et al. (2014) schreiben, dass nur während negativer AMO Phasen die Vorhersage einer Pazifik La Niña durch einen Atlantik Niño zu realisieren ist. Tatsächlich zeigt der Vergleich der AMO Phasen mit den Auftrittszeiten der atlantisch-pazifischen Telekonnektion, dass fast ausschließlich in negativen Phasen der AMO, wenn also der Nordatlantik verhältnismäßig kühl ist, vom Atlantik zum Pazifik gerichtete Telekonnektionen auftreten (siehe Abb. 7.12). Auch Svendsen et al. (2014) sehen den Nordatlantik als wichtigen Faktor in der atlantisch-pazifischen Telekonnektion: Eine schwache Atlantische Meridionale Umwälzbewegung (AMOC, Atlantic Meridional Overturning Circulation) hat Auswirkungen auf den tropischen Atlantik, indem die äquatoriale atlantische Variabilität vergrößert wird, was wiederum die Beziehung zwischen Atlantik und Pazifik stärkt.

Die inkonsistente Beziehung zwischen Pazifik und Atlantik untersuchen z.B. Chang et al. (2006a). Sie kommen zu dem Ergebnis, dass ein El Niño entweder eine kalte, eine warme oder gar keine Reaktion im Atlantik auslösen kann. Dies wird „destructive interference“ genannt, denn laut Chang et al. (2006a) können sich das zur Erwärmung führende Signal der Atmosphäre und das zur Abkühlung führende Signal des Ozeans (Bjerknes-Feedback) so behindern, dass sich ihre Wirkungen gegenseitig aufheben.

7.2.4 Verknüpfung mehrerer Telekonnektionen

Noch seltener tritt das Phänomen auf, dass auf einen El Niño im borealen Winter im darauf folgenden Sommer ein Atlantik Niño auftritt (Fall III), auf das wiederum ein halbes Jahr später ein Kaltwasserereignis im Pazifik folgt (Fall I). Diese „Telekonnektionskette“ tritt im Analysezeitraum des HadISST Datensatzes von 1871-2000

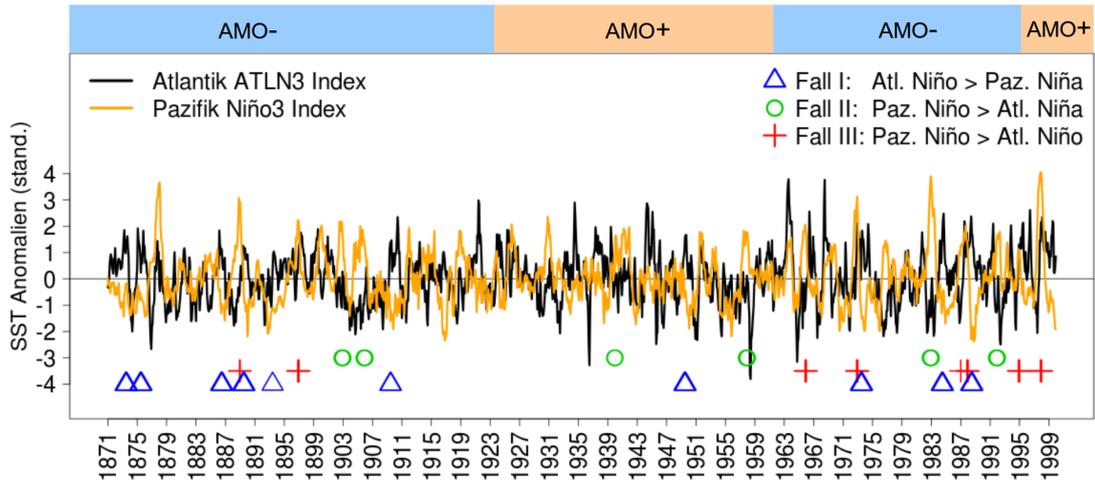


Abbildung 7.12: Standardisierte HadISST-Anomalien für den ATL3- und Niño3-Index von 1871-2000. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei untersuchten Telekonnektionstypen (Fall I-III) und die Phasen der Atlantischen Multidekadischen Oszillation (AMO) nach Knudsen et al. (2011).

dreimal auf, einmal Ende des 19. Jahrhunderts und zweimal Ende des 20. Jahrhunderts jeweils in negativen AMO Phasen (siehe dazu Abb. 7.12). In der Bandbreite des CMIP5 Ensembles tritt dieses Phänomen sehr unterschiedlich häufig auf. CNRM-CM5 simuliert fast ausschließlich diese pazifisch-atlantisch-pazifische Telekonnektionskette. Nach neun der elf „warmen“ Telekonnektionen vom Pazifik zum Atlantik (Fall III) folgt wiederum eine La Niña im Pazifik (Fall I). Andere Modelle dagegen simulieren diesen Fall gar nicht innerhalb der Jahre 1861 bis 2004 (CCSM4, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR und MRI-CGCM3) und wieder andere nur ein einziges Mal (ACCESS1-0, CSIRO-Mk3-6-0, HadGEM2-ES und inmcm4). Die restlichen fünf Modelle simulieren eine dem HadISST Datensatz ähnliche Frequenz der Telekonnektionskette (siehe Abbildung A.3 in Anhang A).

7.2.5 Einfluss des SST-Modellbias auf die Telekonnektionen

Eine weitere Komponente nimmt Einfluss auf die modellierten Telekonnektionen: der Bias der tropischen Meeresoberflächentemperaturen in den Klimamodellen. Der Bias beeinflusst die relative Auftrittshäufigkeit der pazifisch-atlantischen Telekonnektionen und bedingt auch die erfolgreiche Übertragung der atmosphärischen Anomaliesignale in den Ozean. Dabei hat der Ozean, der das Klimasignal empfängt, den größeren Einfluss auf die Telekonnektion als der Ozean, von dem das Signal ausgeht. Abbildung 7.13 zeigt die Beziehung zwischen den drei untersuchten Telekonnektionstypen und den SST-Bias im Ozean, der das Signal empfängt. Der SST-Bias wird für den Atlantik in der ATL3-Region, für den Pazifik in der Niño3-Re-

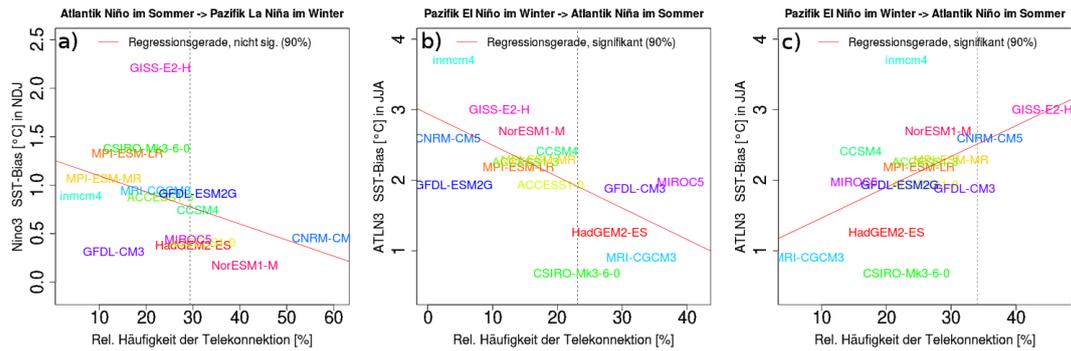


Abbildung 7.13: Verhältnis von tropischem SST-Bias zur Telekonnektionshäufigkeit, ermittelt mit einer linearen Regression (Sicherheitswahrscheinlichkeit: 90%). **a)** Telekonnektions-Fall I und SST-Bias in Niño3, **b)** Telekonnektions-Fall II und SST-Bias in ATL3, **c)** Telekonnektions-Fall III und SST-Bias in ATL3. Die jeweiligen relativen Häufigkeiten der Beobachtungsdaten (HadISST) sind mit einer vertikalen grauen Linie angegeben.

gion berechnet, indem das jeweilige Gebietstemperaturmittel des HadISST-Datensatzes von dem modellierten Gebietstemperaturmittel subtrahiert wird. Abbildung 7.13c zeigt, dass ein großer SST-Bias im äquatorialen Atlantik den Fall fördert, dass auf einen El Niño im Winter ein Warmwasserevent im Atlantik im darauf folgenden Sommer folgt (Fall III). Ein geringerer Bias reduziert dagegen die relative Häufigkeit dieses Telekonnektionstyps. Der Zusammenhang wird mittels einer linearen Regression dargestellt und ist mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90% signifikant. Ein noch eindeutigerer Zusammenhang zwischen Bias und Telekonnektionshäufigkeit besteht in dem Fall, wenn eine Atlantik Niña auf einen El Niño folgt (Fall II, Abb. 7.13b). Hier verhindert ein großer SST-Bias in ATL3 die Entwicklung eines atlantischen Kaltwasserereignisses, ein geringerer Bias im Atlantik dagegen ermöglicht den Telekonnektionstyp II häufiger. Dies lässt darauf schließen, dass selbst wenn ein atmosphärisches Signal von einem Pazifik El Niño Richtung Atlantik ausgeht und diesen auch erreicht, es zu schwach ist, um das eh schon zu gering modellierte atlantische Upwellingsystem vor der afrikanischen Küste zu modifizieren.

Wie für die Telekonnektionen vom Pazifik zum Atlantik, zeigt Abbildung 7.13a für die vom Atlantik ausgehende Telekonnektion (Fall I) den Zusammenhang zwischen pazifischem SST-Bias und der Häufigkeit der modellierten Telekonnektion. Auch in diesem Fall scheint der Bias im äquatorialen Pazifik (Niño3) mit der Telekonnektionshäufigkeit zusammen zu hängen, allerdings ist er statistisch nicht signifikant, wenn man eine Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90% voraussetzt. Wie auch im Atlantik, wird durch einen großen SST-Bias die Entwicklung eines Kaltwasserevents im Pazifik gehemmt. Allerdings zeigt Abbildung 7.13 auch, dass der geringste Modell-Bias nicht zu Telekonnektionshäufigkeiten führt, die den Resultaten der Beobachtungsdaten entsprechen.

7.3 Telekonnektion Atlantik → Indischer Ozean und indischer Monsun

Das folgende Kapitel beschäftigt sich mit der Untersuchung des Einflusses des atlantischen Ozeans auf die südasiatische Region. Wie auch bei den Telekonnektionsanalysen zwischen Atlantik und Pazifik werden beobachtete Daten und Reanalysen mit den Ergebnissen des CMIP5 Ensembles verglichen. Zunächst werden aber die wichtigsten klimatologischen Hintergründe und bekannte globale Zusammenhänge, die den Indischen Ozean und den indischen Monsun betreffen, erläutert.

Im Nordsommer bedingt der Luftdruckgegensatz zwischen dem kontinentalen Hitzetief über dem westlichen indischen Subkontinent und dem subtropischen Hochdruckgürtel der Südhemisphäre den indischen Monsun, der von Juni bis September das Wettergeschehen in Südasien bestimmt (Weischet, 2002). Die südöstliche Passatströmung der Südhalbkugel wird dabei über den Äquator fortgeführt und unterliegt von dort an der von der Corioliskraft bedingten Rechtsablenkung. Wenn das Höhenhoch über der tibetanischen Heizfläche seine nördlichste Position erreicht hat, verlagert sich auch der ostwärts wehende Subtropenjet auf die nördliche Seite des Himalayas. Auf der äquatorzugewandten Seite kann sich südlich des Gebirges der Tropische Ost-Jet (Tropical Easterly Jet) etablieren, der von der Antizyklone über dem Himalaya angetrieben wird. Auch die ITC wandert bis an die Südflanke des Hochgebirges bis etwa 30° nördlicher Breite und ermöglicht somit das weite Vordringen des SW-Monsuns (Paeth, 2006).

Da die monsunale Strömung nach dem Überqueren des Äquators polwärts gerichtet ist, unterliegt sie einer Flächenkonvergenz und verliert ihre stabile Schichtung. Die fortan normal geschichtete Monsunströmung kann über dem Indischen Ozean viel Wasserdampf aufnehmen und auch wieder abregnen, was insbesondere an der Luvseite der Westghats zu enormen Niederschlagsmengen führt (siehe Abb. 7.14). Die Leeseite des Gebirges zeichnet sich durch wesentlich trockenere Verhältnisse aus. Auch der nordwestliche Teil Indiens ist im Sommer sehr trocken, da der darüber wehenden SW-Monsun auf dem Landweg von Ostafrika und über das südliche Arabien nicht viel Feuchte aufnehmen kann. Abbildung 7.14 zeigt aber auch hohe Niederschlagsmengen im östlichen und nordöstlichen Teil Indiens und Bangladeschs, die nicht durch die feuchtebringenden SW-Winde erklärt werden können, da diese den Großteil des Wassers bereits über den Westghats abgeregnet haben. Verantwortlich für die hohen Niederschläge im Osten und Nordosten sind Monsundepressionen, die sich über Myanmar oder dem östlichen Golf von Bengalen entwickeln. Sie sind in die tropische Ostströmung eingebunden, die zu dieser Zeit entstehen kann, weil der subtropische Höhenjet nördlich des Gebirges verlagert ist, und ziehen entgegengesetzt zur südwestlichen Monsunströmung nach Westen auf den indischen

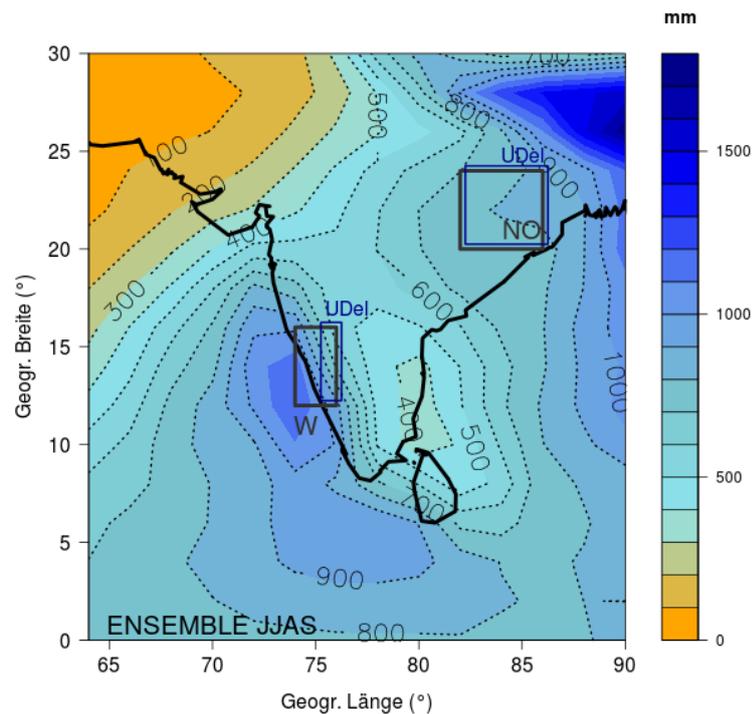


Abbildung 7.14: Niederschlagssummen in mm für Juni-September (JJAS) des CMIP5 Modellenssemblemittels (1861-2004) über dem indischen Subkontinent. Zusätzlich eingezeichnet sind zwei Regionen des westlichen (W: $74^{\circ}\text{O} - 76^{\circ}\text{O}$, $12^{\circ}\text{N} - 16^{\circ}\text{N}$ bzw. $75,15^{\circ}\text{O} - 76,25^{\circ}\text{O}$, $12,25^{\circ}\text{N} - 16,25^{\circ}\text{N}$ für den UDel-Datensatz) und nordöstlichen Südasiens (NO: $82^{\circ}\text{O} - 86^{\circ}\text{O}$, $20^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{N}$ bzw. $82,25^{\circ}\text{O} - 86,25^{\circ}\text{O}$, $20,25^{\circ}\text{N} - 24,25^{\circ}\text{N}$ für den UDel-Datensatz).

Subkontinent. Im Stau des Himalaya führen sie in Ostindien und über Bangladesch zu enorm hohen Niederschlagssummen (Weischet, 2002).

Das in dieser Arbeit untersuchte CMIP5 Ensemble unterschätzt mehrheitlich die monsunalen Niederschläge. Abbildung 7.15 zeigt für den Niederschlags-Beobachtungsdatensatz UDel, die 20C Reanalyse und die 15 CMIP5 Modelle die mittleren monatlichen Niederschlagssummen für zwei unterschiedliche Regionen des indischen Subkontinents. Im westlichen Indien ($74^{\circ}\text{O} - 76^{\circ}\text{O}$, $12^{\circ}\text{N} - 16^{\circ}\text{N}$), das durch den Regenstau an den Westghats geprägt ist, gibt der auf Beobachtungsdaten basierende Datensatz der University of Delaware (UDel) das monsunale Regenmaximum im Juli mit durchschnittlich 400 mm an. Die Reanalysen (20C) überschätzen den Monsunpeak im Juli um etwa 100 mm und insbesondere der Monsun-Startmonat Juni wird von 20C deutlich überschätzt. Die ausgeprägtesten Monsunmonate der Modelldaten variieren von Juni bis August und erreichen für den Westen Indiens Niederschlagswerte zwischen lediglich 100 mm und 550 mm (Abb. 7.15a). Vor allem der Niederschlag im nordöstlichen Südasiens ($82^{\circ}\text{O} - 86^{\circ}\text{O}$, $20^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{N}$), der größ-

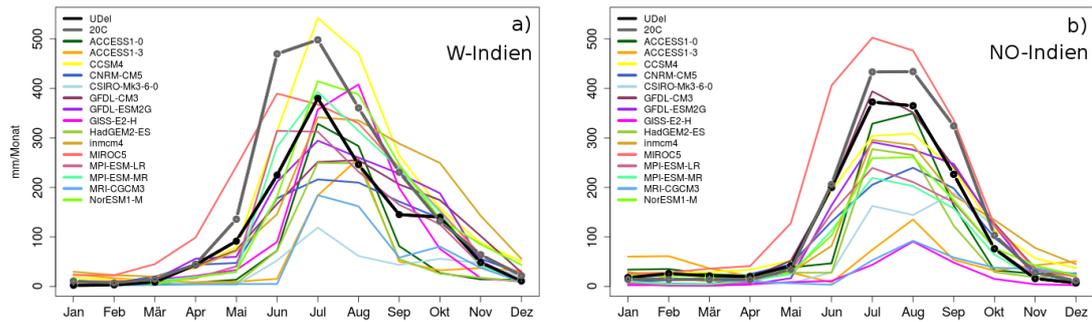


Abbildung 7.15: Mittlere monatliche Niederschlagssummen der UDel-Daten (1900-2000), der 20C Reanalyse (1871-2000) und der untersuchten CMIP5 Modelle (1861-2004) für Regionen auf **a)** dem westlichen ($74^{\circ}\text{O} - 76^{\circ}\text{O}$, $12^{\circ}\text{N} - 16^{\circ}\text{N}$ bzw. $75,15^{\circ}\text{O} - 76,25^{\circ}\text{O}$, $12,25^{\circ}\text{N} - 16,25^{\circ}\text{N}$ für den UDel-Datensatz) und **b)** dem nordöstlichen indischen Subkontinent ($82^{\circ}\text{O} - 86^{\circ}\text{O}$, $20^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{N}$ bzw. $82,25^{\circ}\text{O} - 86,25^{\circ}\text{O}$, $20,25^{\circ}\text{N} - 24,25^{\circ}\text{N}$ für den UDel-Datensatz). Lage siehe Abb. 7.14.

tenteils aus den Monsundepressionen resultiert, wird von den meisten untersuchten Klimamodellen massiv unterschätzt (Abb. 7.15b). Die 20C Reanalyse dagegen überschätzt auch im nordöstlichen Südasien die monsunalen Niederschlagsmengen.

7.3.1 Einfluss von Pazifik und Atlantik auf den indischen Raum

Das Ziel dieses Kapitels ist es, den Einfluss des tropischen Atlantiks auf den Indischen Ozean und den indischen Monsun zu ermitteln. Jedoch kann dies nicht ohne die Berücksichtigung der pazifischen SST Variabilität geschehen, denn diese hat große Auswirkungen auf den indischen Raum. Deshalb muss zunächst auf die telekonnektiven Verbindungen zwischen Pazifik und Indik eingegangen werden, bevor die Wirkung des Atlantiks auf die südasiatische Region untersucht werden kann.

Pazifik und indischer Raum

Die interannuelle Variabilität des indischen Monsuns ist von ENSO abhängig (Sikka, 1980; Angell, 1981). Dabei hat ein El Niño im Pazifik im Jahr seiner Entstehung geringere Monsunniederschläge über Indien zur Folge, umgekehrt geht dem Peak eines pazifischen Kaltwasserereignisses eine verstärkte Monsuntätigkeit voraus (Klein et al., 1999). Kripalani und Kulkarni (1996) quantifizieren den Einfluss von ENSO auf den indischen Monsun: etwa 50% der trockeneren als normalen Monsunsommer zwischen 1871-1990 gehen auf ein ENSO Event zurück. Demnach müssen auch andere Variablen eine wichtige Rolle bei der Ausprägung des indischen Monsuns haben. Hahn und Shukla (1976) beschreiben die Bedeutung der Schneebedeckung in Eurasien, denn diese beeinflusst den Temperatur- und Luftdruckgradienten zwischen

Landfläche und Ozean und somit auch die Monsunstärke. Eine ausgeprägte Schneedecke im Winter und Frühjahr verzögert die Erwärmung des Kontinents durch eine höhere Albedo, zusätzlich sorgt die hohe Verdunstung der Schmelzwässer im darauf folgenden Frühjahr für eine weitere Verlangsamung der Erdoberflächenerwärmung (Hahn und Shukla, 1976). Ebenso nimmt der Nordatlantik während Nicht-Niño Jahren Einfluss auf die indischen Regenfälle, laut Yadav (2009) geschieht dies über die Modulation des asiatischen Jetstreams und des hochtroposphärischen Tibetanischen Hochs. Chang et al. (2001) vermuten, dass der Nordatlantik die Quelle eines geschwächten Zusammenhangs zwischen ENSO und indischem Monsun sein kann. Ein stärkerer und polwärtig verschobener Jetstream über dem Nordatlantik soll einen meridionalen Temperaturgradienten über Asien erzeugen, der das aus dem Pazifik kommende Signal unterbricht.

Als weiteren Einflussfaktor auf den indischen Monsun wird der Indian Ocean Dipole (IOD) gesehen (Saji et al., 1999; Ashok et al., 2001). Nachdem Kumar et al. (1999) herausgefunden haben, dass die starke Abhängigkeit des Monsuns von ENSO seit den 1970er Jahren zurückgegangen ist, wird vermehrt der Impact des IOD diskutiert. Er ist definiert als die Differenz zwischen den Meeresoberflächentemperaturen im westlichen tropischen Indik (50° - 70° O, 10° S - 10° N) und im südöstlichen tropischen Indik (90° O - 110° O, 10° S - 0° , Saji et al. (1999)). Ein positiver IOD Index bedeutet kühlere SSTs und Trockenheit bei Indonesien und positive SST Anomalien sowie starke Niederschläge mit Überschwemmungen vor bzw. in Ostafrika; ein negativer Index bedingt das Gegenteil. Ashok et al. (2001) beschreiben, dass 73% aller positiven IOD Events nach 1958 von starken Monsunniederschlägen begleitet waren und sich zwei der drei negativen IOD Phasen durch unterdurchschnittliche Sommerregen auf dem indischen Subkontinent auszeichneten. Ashok und Saji (2007) schreiben außerdem, dass, wenn die Korrelation zwischen ENSO und indischem Monsun niedrig (hoch) ist, die Korrelation zwischen IOD und indischem Monsun hohe (niedrige) Werte annimmt. Treten eine positive Phase des IOD und ein ENSO Event gleichzeitig auf, so mindert der IOD den negativen Einfluss des El Niños auf den Monsun.

Zusammenfassend kann die interannuelle Variabilität des indischen Monsuns als Resultat sich überlagernder regionaler und überregionaler Komponenten gesehen werden. Die überregionale Komponente wird vorwiegend durch die Änderung der Walkerzirkulation und die Verschiebung des absteigenden Astes, z.B. durch die pazifischen ENSO Events erklärt. Regionaler wirkt dagegen die Änderung der Hadleyzirkulation, die in etwa durch positive und negative Phasen des IOD hervorgerufen wird (Goswami et al., 1999).

Weller und Cai (2013) bezeichnen den IOD als immanenten Modus des Indischen Ozeans, der sich entweder (1) von selbst entwickelt, mit der Voraussetzung, dass die Thermokline vor Sumatra nah genug an der Oberfläche liegt, oder (2) von außen

durch ein ENSO Event ausgelöst werden kann. Diese pazifisch-indische Beziehung ist aber keineswegs linear, denn es tritt bei weitem nicht nach jedem pazifischen Event ein SST-Dipol im Indik auf. Ob ein El Niño einen IOD auslöst, hängt zudem wohl auch von der Saison ab, zu der sich das ENSO Event zu entwickeln beginnt (Roxy et al., 2011).

Die Simulation des IOD bedeutet eine große Herausforderung für globale Klimamodelle, da er ein sehr komplexes Wechselspiel aus Atmosphäre und Ozean voraussetzt. Chu et al. (2014) untersuchen 20 CMIP5 Modelle auf ihre Fähigkeit, den IOD zu simulieren und stellen fest, dass die Hälfte ihres Modellensembles dies nicht zufriedenstellend bewältigt. Weller und Cai (2013) schreiben, dass die modellierte Amplitude des IOD in den meisten CMIP5 Modellen zu groß ist, weil die Bjerknes Rückkopplung im Ozean zu intensiv simuliert wird. Dadurch reagiert der Ostindik zu stark auf klimatische Einflüsse, worauf wiederum die Niederschläge im indischen Raum sensitiv antworten. Mit der Interpretation von Klimaprojektionen, die den Niederschlag in IOD-beeinflussten Gebieten modellieren, muss daher laut Weller und Cai (2013) vorsichtig umgegangen werden.

Eine robustere Beziehung als zwischen ENSO und dem IOD besteht zwischen den pazifischen Warmwasserereignissen und einem „basin wide warming“ des Indischen Ozeans, das einem El Niño nach etwa 3-6 Monaten folgt (Deser et al., 2010a). Grund hierfür sind zum einen geringere Windgeschwindigkeiten über dem Indik, die den latenten Wärmefluss reduzieren und eine geringere Bewölkung, wodurch mehr solare Strahlung die Oberfläche erreicht (Klein et al., 1999). Der Ozean verstärkt den atmosphärisch ausgelösten Erwärmungseffekt: Rossbywellen, die durch anomale Windschubrotationen im südöstlichen Indik ausgelöst werden, wandern westwärts und vertiefen dort die relativ flache Thermokline bei etwa 10°S (Xie et al., 2009; Deser et al., 2010a; Tao et al., 2014).

Der statistische Zusammenhang zwischen dem äquatorialen Pazifik (Niño3) und dem indischen Raum wird in der vorliegenden Arbeit mit Korrelationsrechnungen überprüft. In Abbildung 7.16a sind die Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen verschiedenen Niederschlagsdaten („All-India monsoon rainfall index“, AIMRI, Parthasarathy et al. (1994), Niederschlagsbeobachtungsdaten UDel und 20C Reanalyse) mit verschiedenen Zeitverzögerungen zum Niño3 SST-Index zu sehen. Der AIMRI enthält die gemessenen Niederschlagssummen der indischen Sommerniederschläge von Juni bis September (JJAS) für die Jahre 1871-2000. Für die Beobachtungsdaten (UDeI) und die Reanalyse werden Gitterpunkte für das indische Festland gemittelt (Regionendefinition siehe Abb. 7.16). Die stärksten negativen Korrelationen treten demnach mit den nachfolgenden Herbst- und Wintermonaten des pazifischen SST-Index auf. Die beiden Beobachtungsdatensätze AIMRI und UDeI zeigen Korrelationskoeffizienten von knapp $r=-0,6$ bzw. $r=-0,5$. Zwischen den Niederschlägen der

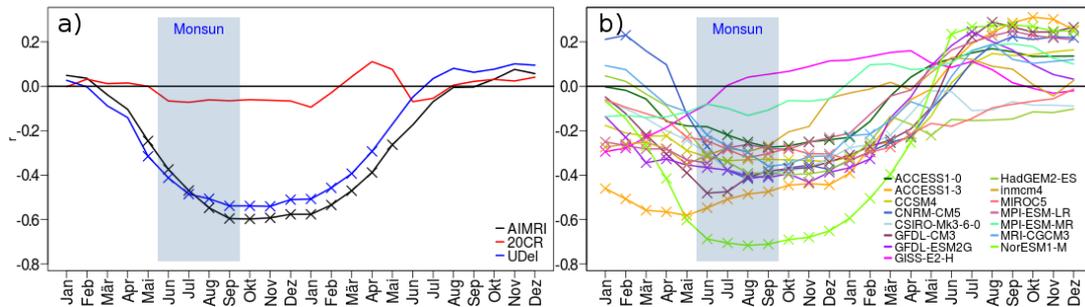


Abbildung 7.16: Korrelationskoeffizienten **a)** des „All-India monsoon rainfall index“ (AIMRI), 20C Reanalysen ($74^{\circ}\text{O} - 80^{\circ}\text{O}$, $12^{\circ}\text{N} - 22^{\circ}\text{N}$) und Niederschlagsdaten der University of Delaware (UDel; $73,25^{\circ}\text{O} - 86,25^{\circ}\text{O}$, $5,25^{\circ}\text{N} - 27,75^{\circ}\text{N}$) für JJAS und dem Niño3 SST-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1871-2000 bzw. 1900-2000 (UDel) und **b)** der CMIP5 Modelle für den indischen Niederschlag ($74^{\circ}\text{O} - 82^{\circ}\text{O}$, $8^{\circ}\text{N} - 28^{\circ}\text{N}$) in JJAS und dem Niño3-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1861-2004. Signifikante Korrelationen (99%) sind mit Kreuzen gekennzeichnet.

20C Reanalyse und dem HadISST-Niño3-Index jedoch besteht zu keinem der untersuchten Zeitverzögerungen ein signifikanter linearer Zusammenhang. Der Einfluss von ENSO auf den indischen Monsun kann von der 20C Reanalyse also nicht wieder gegeben werden, weshalb sie in den folgenden Telekonnektionsanalysen zum Sommermonsun nicht mehr berücksichtigt werden.

Die Korrelationen von indischem Monsun und dem Niño3-Index der einzelnen untersuchten CMIP5 Modelle zeigt Abbildung 7.16b. Die Mehrheit des CMIP5 Ensembles weist ebenfalls signifikant negative Korrelationen zu den pazifischen SSTs während und einige Monate nach dem Monsun auf. Nur drei der 15 Klimamodelle (GISS-E2-H, inmcm4 und MPI-ESM-MR) können keinen linearen Zusammenhang zwischen ENSO und den indischen Sommerniederschlägen simulieren.

Wie Abbildung 7.16a zeigt, nimmt der Pazifik schon vor seiner eigentlichen Peakphase im borealen Winter Einfluss auf die sommerlichen Niederschläge über Süd-asien. Die SSTs des nordwestlichen Indiks dagegen werden hauptsächlich erst im Folgejahr eines El Niño von diesem beeinflusst. Dies zeigen die Korrelationen von HadISST in Abbildung 7.17a. Die SSTs des westlichen, nord-tropischen Indiks ($50^{\circ}\text{O} - 70^{\circ}\text{O}$, $0^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$) im Juli korrelieren am höchsten (bis $r=0,6$) mit den vorangehenden Frühjahrsmonaten des Niño3-Index. Das Modellensemble zeigt in Abbildung 7.17b ohne Ausnahme ebenfalls hoch signifikante lineare Korrelationen zwischen den SSTs von Ostpazifik und Westindik. Die Korrelationsstärke liegt zwischen $r=0,4$ und $r=0,7$. Noch höhere Korrelationen wären mit zentraler gelegenen Regionen im Indik zu erwarten (Romberg, 2014). Der hier gewählte westlich gelegene SST-Indikausschnitt wurde so gewählt, weil er direkt vom Somali-Jet beeinflusst wird, der in den folgenden Kapiteln bei der atlantisch-indischen Telekonnektion noch eine wich-

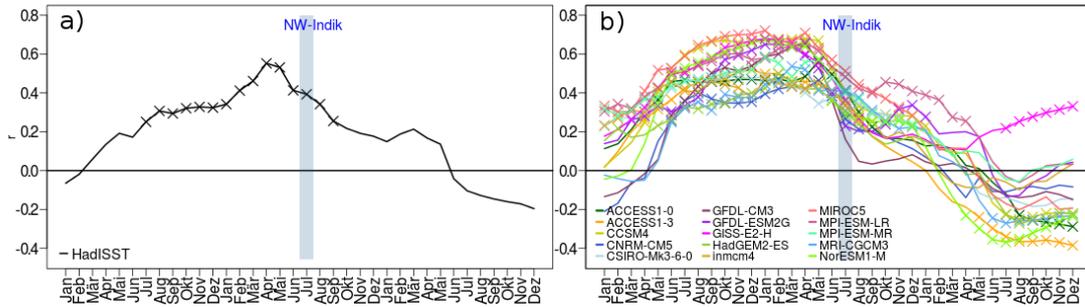


Abbildung 7.17: Korrelationskoeffizienten **a)** von HadISST im NW-Indik ($50^{\circ}\text{O} - 70^{\circ}\text{O}$, $0^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$) für Juli und dem Niño3 SST-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1871-2000 und **b)** der CMIP5 Modelle für den NW-Indik im Juli und dem Niño3-Index für unterschiedliche Zeitverzögerungen von 1861-2004. Signifikante Korrelationen (99%) sind mit Kreuzen gekennzeichnet.

tige Rolle spielen wird.

Die Telekonnektionen zwischen Pazifik und Indik zu kennen, ist eine wichtige Voraussetzung für die Analyse der Interaktionen zwischen dem Atlantik und dem indischen Raum. Da der Indische Ozean und auch der Monsun sehr stark von ENSO beeinflusst sind, muss eine adäquate Methode gefunden werden, um den von ENSO unabhängigen Einfluss des Atlantiks auf den Indik zu bestimmen.

Atlantik und indischer Raum

Bisherige Studien über Telekonnektionen zwischen dem tropischen Atlantik und Südasien beschäftigen sich vor allem mit dem Einfluss auf den indischen Monsun (Kucharski et al., 2007; 2008; 2009). Die atmosphärischen Mechanismen, die einer Telekonnektion zwischen Atlantik und indischem Monsun zugrunde liegen, erläutern Kucharski et al. (2009). Ein Atlantik Niño hinterlässt in der Atmosphäre ein Matsuno-Gill-typisches Signal, das den Konvektionsprozessen auf dem indischen Subkontinent entgegen wirkt und über Luftmassenkonvegenz in der oberen Troposphäre und anomal hohem Bodenluftdruck zu schwächeren Monsunregen führt (Wang et al., 2009; Kucharski et al., 2009; Losada et al., 2010). Identifizieren lässt sich die Matsuno-Gill-typische Antwort der Atmosphäre mit Hilfe von Zirkulationskarten der niedrigen und hohen Troposphäre von z.B. SLP, Stromfunktion und Windfeldern, wie bereits für die atlantisch-pazifischen Telekonnektionen in den Kapiteln 7.2.1 und 7.2.2 geschehen ist.

Wesentlich weniger erforscht ist der Einfluss von Atlantik Niños auf die SSTs des indischen Ozeans. Wang et al. (2009) nehmen an, dass die oben beschriebene Telekonnektion mit dem indischen Monsun auch Auswirkungen auf den westlichen Indik hat. Durch die Abschwächung des Somali-Jets – ein Wind, der während des

Sommermonsuns entlang der ostafrikanischen Küste in der unteren Atmosphäre nach Nordosten weht und Teil des SW-Monsuns ist – wird das Upwelling vor der afrikanischen Küste und auch die Verdunstung gemindert, wodurch eine Warmwasseranomalie gefördert wird. Ein signifikanter, von ENSO unabhängiger Zusammenhang zwischen dem tropischen Atlantik und dem IOD konnte dagegen bisher nicht festgestellt werden (Romberg, 2014).

Kucharski et al. (2009) eliminieren den Einfluss des Pazifiks auf die afrikanisch-indische Telekonnektion, indem sie neue, von ENSO bereinigte Zeitreihen für Atlantik und indischen Monsun bilden. Dies geschieht über eine lineare Regression zwischen dem pazifischen Niño3.4-Index (190°O - 240°O, 5°S - 5°N) und einem SST Index für den südlichen tropischen Atlantik (STA, 30°W - 10°O, 20°S - 0°S). Die Residualzeitreihe des atlantischen Index, die nur noch denjenigen Anteil enthält, der nicht linear erklärt werden kann, dient fortan als neuer Atlantikindex. Entsprechend wird bei Kucharski et al. (2009) auch mit einem Index für den indischen Monsun (IMI: Differenz des zonalen Windes (40°O - 80°O, 5°N - 15°N minus 60°O - 90°O, 20°N - 30°N) auf 850 hPa als Indikator für die Monsunstärke) verfahren. Somit werden lineare Abhängigkeiten, die vom Pazifik ausgehen, entfernt.

Für die vorliegende Arbeit wird auf andere Methoden der ENSO-Bereinigung zurückgegriffen, da eine lineare Regression zwischen Pazifik und Atlantik angesichts der Ergebnisse aus Kapitel 7.2.2 als wenig sinnvoll erscheint. Analysen mit den in dieser Arbeit verwendeten historischen (1861-2004) CMIP5 Modelldaten zeigten, dass die Regressions-Residualzeitreihen des atlantischen ATLN3-Index mit den ATLN3-Indizes selbst fast identisch waren und daher auf diese Weise kein Einfluss des Pazifiks auf den Atlantik entfernt werden konnte. Lediglich für kürzere Zeitabschnitte von bis zu etwa fünf Jahren wurden statistisch signifikante lineare Zusammenhänge zwischen Pazifik und Atlantik ermittelt. Für die Untersuchung des Monsuns werden in dieser Arbeit Niederschlagsdaten anstelle von Winddaten wie bei Kucharski et al. (2009) verwendet, da die Windfelder der niedrigen Troposphäre in den Klimamodellen in der Regel mit noch größeren Unsicherheiten behaftet sind als der simulierte Niederschlag.

7.3.2 Partielle Korrelationen

Da das pazifische ENSO-System die Interaktion zwischen Atlantik und Indik stören kann, werden partielle Korrelationen gerechnet, um den linearen Einfluss des Pazifiks zu entfernen. Auch wenn dies für den Atlantik, wie oben beschrieben, nicht sehr wirkungsvoll ist, kann auf diese Weise zumindest der Einfluss von ENSO auf den indischen Monsun und den Indischen Ozean mit hoher Wahrscheinlichkeit berücksichtigt werden (Deser et al., 2010a; Klein et al., 1999).

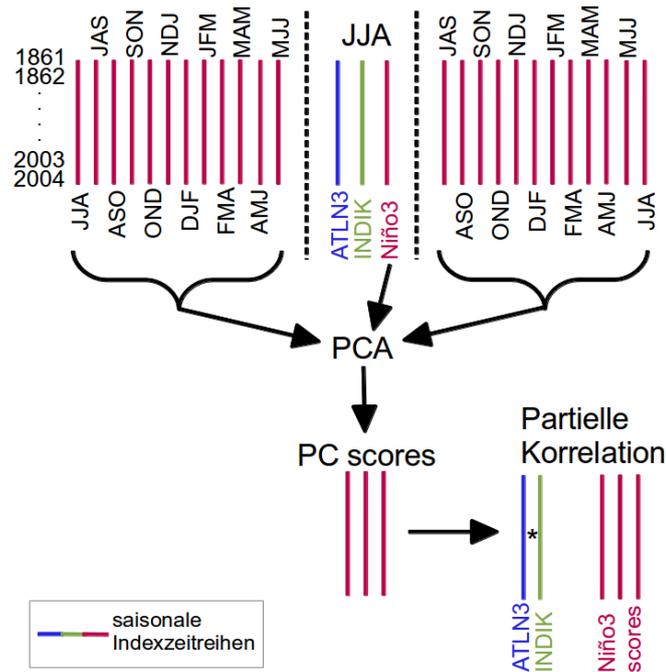


Abbildung 7.18: Schematische Darstellung der Datenverarbeitung vor der Durchführung der partiellen Korrelation zwischen Atlantik und indischem Raum unter Ausschluss eines pazifischen Einflusses für die Saison Juni-August (JJA) der Jahre 1861-2004. Saisonabschnitte sind nach den Anfangsbuchstaben der beinhalteten Monate benannt, z.B. OND = Oktober, November und Dezember.

Da sich die Zeitverzögerungen und die dazugehörigen Korrelationsstärken von Modell zu Modell bei den in Abbildungen 7.16 und 7.17 gezeigten Korrelationsanalysen zu Monsun und SSTs unterscheiden, werden in den folgenden partiellen Korrelationsanalysen die zwölf Monate vor und auch die zwölf Monate nach der atlantisch-indischen Interaktion berücksichtigt, um einen pazifischen Einfluss aus den Ergebnissen heraus zu filtern. Die methodische Vorgehensweise wird in Abbildung 7.18 verdeutlicht. Die 25 einzelnen saisonalen Indizes der Niño3-Region (rote senkrechte Linien), die das Jahr vor und nach der atlantisch-indischen Telekonnektion repräsentieren, werden vor der partiellen Korrelation mit einer s-modalen varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse auf ihre wesentlichen Komponenten reduziert. Das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse ergibt aus den originalen Niño3 Zeitreihen zwischen drei und vier PCs, welche die Ausgangszeitreihen repräsentieren. Die untereinander unkorrelierten Hauptkomponentenwerte werden als beeinflussende Variablen in der partiellen Korrelation zwischen Atlantik und Indik verwendet. Somit wird jeglicher linearer Einfluss der tropischen pazifischen SST Variabilität, egal ob er vor, während oder nach der untersuchten atlantisch-indischen Telekonnektion auftritt, entfernt.

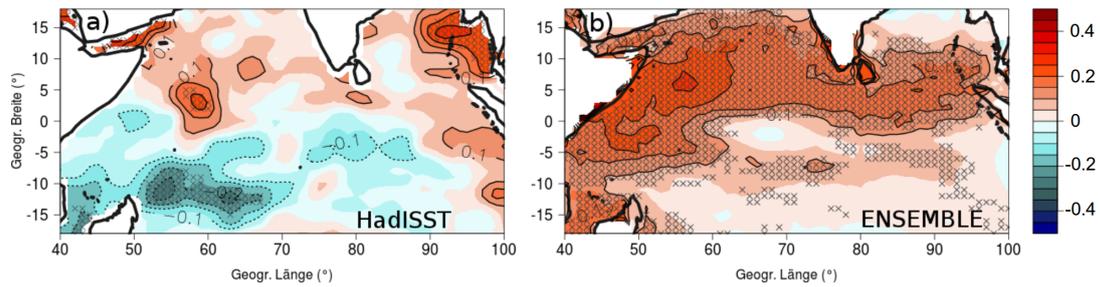


Abbildung 7.19: Partielle Korrelationskoeffizienten der indischen SSTs und des ATL3 SST-Index (trendbereinigt und standardisiert) für Juni-August (JJA) für **a)** HadISST (1871-1999) und **b)** gemittelt über das CMIP5 Ensemble (1861-2004). Der Einfluss der Niño3-Region ist für ein Jahr vor und nach der gezeigten Korrelation linear entfernt. Signifikante Korrelationen sind durch Kreuze gekennzeichnet (HadISST: 95%, CMIP5: mind. 70% Modellkonsens).

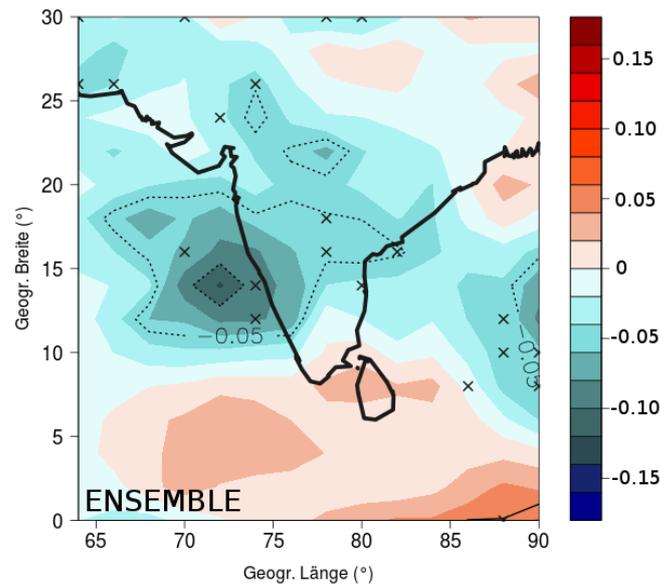


Abbildung 7.20: Partielle Korrelationskoeffizienten des indischen Niederschlags und des ATL3 SST-Index (trendbereinigt und standardisiert) für Juni-August (JJA) gemittelt über das CMIP5 Ensemble (1861-2004). Der Einfluss der Niño3-Region ist für ein Jahr vor und nach der gezeigten Korrelation linear entfernt. Signifikante Korrelationen sind durch Kreuze gekennzeichnet (mind. 70% Modellkonsens).

Abbildung 7.19 zeigt die partiellen Korrelationskoeffizienten des ATLN3-Index und der SSTs des Indischen Ozeans für den Saisonabschnitt Juni-August (JJA). Der Einfluss der Niño3-Region ist für ein Jahr vor und nach der gezeigten Korrelation nach der zuvor beschriebenen Methode linear entfernt. Für die Beobachtungsdaten des HadISST Datensatzes in Abbildung 7.19a bleibt ein „Restzusammenhang“ zwischen Atlantik und Indik, der sich durch positive Korrelationen im nordtropischen West- und Ostindik und negativen Korrelationen im südtropischen Westindik ausdrückt. Diese sind zwar statistisch signifikant (95%), aber insgesamt mit $r \approx 0,2$ gering. Das Korrelations-Mittel über alle verwendeten CMIP5 Modelle in Abbildung 7.19b zeigt mit hoher Modellübereinstimmung einen positiven Zusammenhang zwischen ATLN3 und dem nördlichen Indik, der etwas stärker korreliert ist als in den Beobachtungsdaten. Der negative Zusammenhang mit dem südlichen Indik wird durch das Ensemblemittel nicht dargestellt.

Der negative Zusammenhang zwischen dem tropischen Atlantik und dem indischen Monsun, den Kucharski et al. (2009) feststellen, wird auch von der Mehrheit der Modelle simuliert, wie in Abbildung 7.20 zu sehen ist. Allerdings sind die partiellen Korrelationskoeffizienten, wenn auch in ihrer Tendenz übereinstimmend über eine Mehrzahl der Modelle (>70%), sehr gering. Sie erreichen maximal einen mittleren Koeffizienten von $r \approx 0,1$.

Um den Zusammenhang zwischen Atlantik und Indik, der durch die partiellen Korrelationen bereits angedeutet wird, näher zu untersuchen und zugrunde liegende atmosphärische Interaktionen zu analysieren, werden im folgenden Abschnitt Kompositen berechnet, die den störenden ENSO-Einfluss noch umfassender berücksichtigen als die linearen partiellen Korrelationsanalysen.

7.3.3 „Partielle“ Kompositen

Um die Atmosphärendynamik nach einem Atlantik Niño darzustellen, werden die Kompositen von nieder- und hochtroposphärischen Klimaelementen betrachtet. Abbildung 7.21 zeigt die tropischen, den Äquator umspannenden ozeanischen und atmosphärischen Anomalien, die im Juli nach der Peakphase von Atlantik Niños im Mai, Juni oder Juli (MJJ) im CMIP5 Ensemble im historischen Zeitraum (1861-2004) auftreten. Die Kompositen werden so ausgewählt, dass sowohl (1) vor den sommerlichen Atlantik Niños von Januar bis März (JFM) und auch (2) nach den Atlantik Niños von Oktober bis Dezember (OND) keine pazifischen Warm- oder Kaltwasserereignisse in der Niño3-Region auftreten dürfen. Somit wird ein Einfluss von ENSO auf den indischen Monsun und auch auf die SSTs des Indischen Ozeans in Abbildung 7.21 ausgeschlossen.

Abbildung 7.21a zeigt die standardisierten SST- und Niederschlagsanomalien im

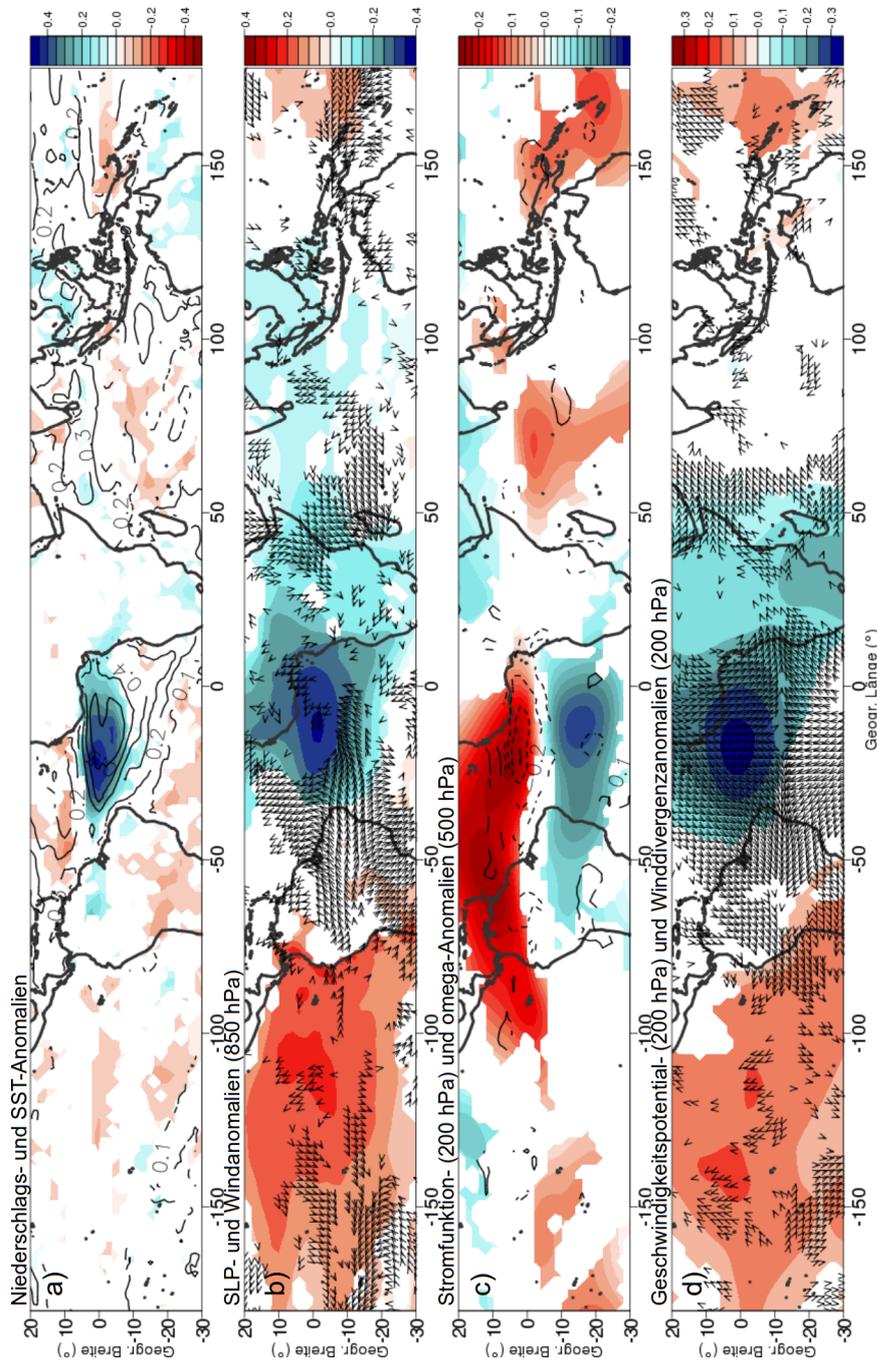


Abbildung 7.21: Anomalien-Kompositen des CMIP5 Modellensembles (1861-2004). Gezeigt ist die Juli-Situation nach einer Atlantik Niño-Peakphase im Mai, Juni oder Juli. Im vorangehenden borealen Winter/Frühjahr (JFM) und im nachfolgenden nordhemisphärischen Herbst/Winter (OND) dürften im tropischen Pazifik (Niño3) weder ein El Niño noch eine La Niña auftreten. **a)** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **b)** SLP- (farbig) und 850 hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **c)** 200 hPa Stromfunktion- (farbig) und 500 hPa Omega-Anomalien (Konturen); **d)** 200 hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200 hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert und die zugrunde liegenden Daten vom Trend befreit. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. Nur Werte mit einem Modellkonsens > 65% sind gezeigt.

Juli, die nach bzw. während den Peakphasen der Atlantik Niños (MJJ) und unbeeinflusst vom äquatorialen Pazifik in den Tropen auftreten. Deutlich zu erkennen ist die Warmwasseranomalie des Atlantik Niño selbst, aber auch eine positive Anomalie der SSTs im nördlichen Indik. Die Auswirkungen auf den Niederschlag im Atlantik und über dem westlichen und südwestlichen Afrika sind ebenfalls zu sehen, diese wurden bereits ausführlich in Kapitel 6 besprochen. Über dem indischen Subkontinent ist eine schwache negative Niederschlagsanomalie zu erkennen, die von mindestens 65% des Modellensembles (≥ 9 von 15 Modellen) simuliert wird. Die Kompositenanalysen unterstreichen demnach die Ergebnisse der partiellen Korrelationen aus dem vorherigen Abschnitt.

Die anomal hohen SSTs im westlichen Indik können durch den abgeschwächten Somali-Jet, zu sehen in Abbildung 7.21b, erklärt werden. Die Abschwächung des Somali-Jets entsteht, nachdem die durch die Atlantik Niños ausgelöste Höhendivergenz über dem Atlantik und die hochtroposphärische Westwindanomalie östlich davon, durch niedertroposphärische Ostwindanomalien im indischen Raum wieder ausgeglichen werden. Der schwache Somali-Jet vor der Ostküste Afrikas, der Teil der südwestlichen Monsunströmung ist, reduziert zum einen das Upwelling von kälterem Tiefenwasser vor der Küste und zum anderen auch die Verdunstung (Wang et al., 2009). Dies bedingt die Warmwasseranomalie im Ozean und unterstützt auch die Reduktion der monsunalen Niederschläge über dem südwestlichen Indien. Die Stromfunktionsanomalien der hohen Troposphäre in Abbildung 7.21c zeigen ein Quadrupel, wie es das Matsuno-Gill Modell beschreibt. Die Atlantik Niños erzeugen in der Höhe anomal antizyklonale Strömungen über dem Nord- und Südatlantik und anomal zyklonale Rotationen östlich davon über dem westlichen indischen Ozean. Es resultiert eine abgeschwächte indische Walkerzelle. Zusammen mit dem tieferen Druck in der Höhe deutet die divergente Windkomponente in Abbildung 7.21d eine Höhenkonvergenz über dem nördlichen Indik an, die zu der Abschwächung der monsunalen Niederschläge beiträgt. Das Signal, das von den Atlantik Niños ausgeht und sich auf den indischen Monsun auswirkt, ist in den untersuchten CMIP5 Modellen insgesamt nicht sehr stark ausgeprägt. Uneinigkeit zwischen den Modellen besteht vor allem bei den Anomalien des hochtroposphärischen Geschwindigkeitspotentials und der vertikalen Windgeschwindigkeit über Indien, die einen eindeutigen dynamischen Einflussmechanismus des Atlantiks auf den indischen Monsun bestärken könnten. Entgegen den Ergebnissen von Kucharski et al. (2009) setzt sich die Subsidenz über dem indischen Subkontinent, die von dem CMIP5 Ensemblemittel lediglich durch die Windkonvergenz in der Höhe angedeutet wird, nicht bis in die untere Troposphäre durch, denn hier herrscht eine leicht negative SLP Anomalie vor (siehe Abb. 7.21b).

Wie auch in einer Studie von Barimalala et al. (2012) sind die atmosphärischen Si-

gnale, die vom südöstlichen Atlantik Richtung indischem Monsun ausgehen, in den Klimamodellen schwächer ausgeprägt als in den Beobachtungs- und Reanalysedaten. Die Kopplung zwischen tropischen atlantischen und nordwestindischen SSTs ist in den untersuchten Modellen dagegen eindeutiger zu erkennen.

7.4 Die tropischen Telekonnektionen in der Zukunft

Das folgende Kapitel soll zeigen, ob sich die beschriebenen Telekonnektionen zwischen Atlantik, Pazifik und Indik bis zum Ende des 21. Jahrhunderts unter den zugrunde liegenden Szenarien des CMIP5 Ensembles ändern.

7.4.1 Atlantik und Pazifik

Der atlantische SST-Index, der den Telekonnektionen im Szenarienzeitraum 2006-2100 zugrunde liegt, basiert wie für den historischen Zeitraum auf den Ergebnissen einer s-modalen, varimax-rotierten PCA. Für den Pazifik wird erneut der Niño3-Index verwendet. Die Definition der Niños und Niñas erfolgt wie für den historischen Zeitraum auch über die Über- bzw. Unterschreitung der einfachen Standardabweichung der Indizes, wenn sie für mindestens drei zusammenhängende Monate anhält. Auf dieser Basis zeigt Tabelle 7.2 die Anzahl der absoluten Warmwasserereignisse von 2006-2100 der einzelnen CMIP5 Modelle für die zwei Szenarien rcp45 und rcp85 (Szenarienbeschreibung siehe Kap. 3.1.4), sowie die absolute und relative Anzahl der darauf folgenden identifizierten Telekonnektionen. Im Vergleich mit den Resultaten aus dem historischen Zeitraum (Tabelle 7.1, Kap. 7.2.1, S. 113) fällt auf, dass die Telekonnektionen, auf die ein Kaltwasserereignis folgt (Fälle I und II), abnehmen, die Telekonnektionen, bei denen ein warmer tropischer Atlantik auf einen El Niño folgt (Fall III) im Ensemblemittel etwa gleich häufig bleiben. So nimmt die Häufigkeit, mit der eine La Niña auf einen Atlantik Niño folgt (Fall I) im pessimistischen Szenario um fast die Hälfte ab (von 26,5% auf 14,2% in rcp85, 16,4% in rcp45). Und auch der Fall, dass eine Atlantik Niña auf einen El Niño folgt (Fall II), wird wesentlich seltener simuliert (17,5% im historischen Zeitraum, 13,2% in rcp45, 11,8% in rcp85). Bei der beidseitig „warmen“ Telekonnektion zwischen Pazifik und Atlantik (Fall III) kann dagegen keine signifikante Veränderung in der relativen Auftrittshäufigkeit festgestellt werden.

Dass die Telekonnektionen, bei denen ein warmes Event im Atlantik auf einen El Niño folgt, in den Zukunftsszenarien im Vergleich zu dem „kalten“ Response an Bedeutung gewinnen, zeigt auch Abbildung 7.22. Dargestellt sind die Korrelationskoeffizienten der ATLN3- und Niño3-Indizes des CMIP5 Ensembles für verschiedene zeitliche Versätze (0 bis elf Monate) für den historischen und die beiden Szenarienzeiträume. Die Basis bei Zeitversatz 0 bildet dabei der Juli des ATLN3-Index. Es wird deutlich, dass es Modelle gibt, die jeweils einen Typ der pazifisch-atlantischen Telekonnektionsart bevorzugen und Abbildungen 7.22b,c zeigen, dass die statistisch signifikanten positiven Korrelation bei vorangehenden pazifischen El Niños in rcp45 und rcp85 im Vergleich zu Abbildung 7.22a (historisch) tendenziell zu nehmen. Über eine Veränderung oder Verschiebung des Zeitversatzes der ma-

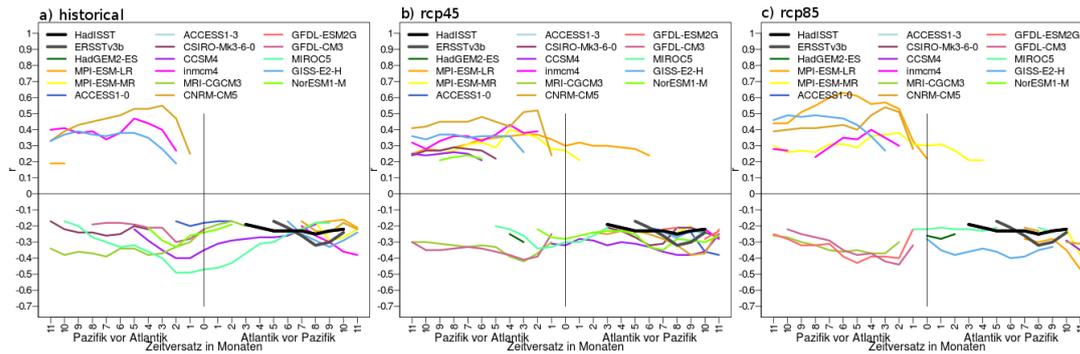


Abbildung 7.22: Pearson-Korrelationskoeffizienten der ATLN3- und Niño3-Indizes (Gauß-hochpassgefiltert und 3-monatig geglättet) mit Zeitversatz. Basis (zeitlicher Versatz = 0) ist der Juli in ATLN3, gekennzeichnet durch eine senkrechte schwarze Linie. Beobachtungsdaten (HadISST/ERSSTv3b): 1871-2000, CMIP5: **a)** historischer Zeitraum 1861-2004, **b)** rcp45 (2006-2100), **c)** rcp85 (2006-2100). Gezeigt sind nur signifikante Korrelationen (t-Test, 95%).

ximal starken Telekonnektion lässt sich keine Aussage treffen, da diese bereits im historischen Zeitraum von Modell zu Modell variieren. Deshalb wird auch bei den Telekonnektionsanalysen der Zukunftsdaten mit den bereits für den vergangenen Zeitraum ausgewählten Zeitverzögerungen gearbeitet.

Abbildung 7.23 zeigt die 30-jährig gleitenden Korrelationen zwischen dem ATLN3- und dem Niño3-Index mit einem Zeitversatz von sechs Monaten für den historischen und die Szenarienzeiträume – für den Fall, dass der Atlantik im borealen Sommer den Pazifik im Winter beeinflusst (Abb. 7.23a,b) und für den Fall, dass der Pazifik im Winter den darauf folgenden Atlantik beeinflusst (Abb. 7.23c,d). Die gleitende Korrelation deutet auf zeitliche Instationaritäten in der Beziehung zwischen den beiden Ozeanen hin. So ist zum Beispiel in den Beobachtungsdaten in Abbildung 7.23a zwischen den 1920er und 1970er Jahren eine Phase zu sehen, in der gar kein oder ein sogar leicht positiver Zusammenhang zwischen Atlantik und Pazifik SSTs bestand. Dies fällt mit einer positiven AMO-Phase zusammen (siehe Abb. 7.12, Kap. 7.2.3, S. 127), für die eine abgeschwächte Interaktion zwischen den beiden tropischen Ozeanen vermutet wird. Die Korrelationskoeffizienten der einzelnen CMIP5 Modelle schwanken ebenfalls stark, liegen im Mittel aber leicht im negativen Korrelationsbereich für den Fall, dass ein Atlantik Event einem pazifischem vorausgeht. In rcp85 (Abb. 7.23b) besteht weiterhin eine sehr hohe Streubreite der Modellergebnisse, das Ensemblemittel verlagert sich in Richtung $r=0$. Abbildung 7.23c zeigt, dass die Klimamodelle im Gegensatz zu den Beobachtungsdaten tendenziell mehr positive Zusammenhänge zwischen den pazifischen SSTs und den nachfolgenden atlantischen SSTs aufweisen. Dies scheint sich in den Szenarien noch zu verstärken (Abb. 7.23c,d).

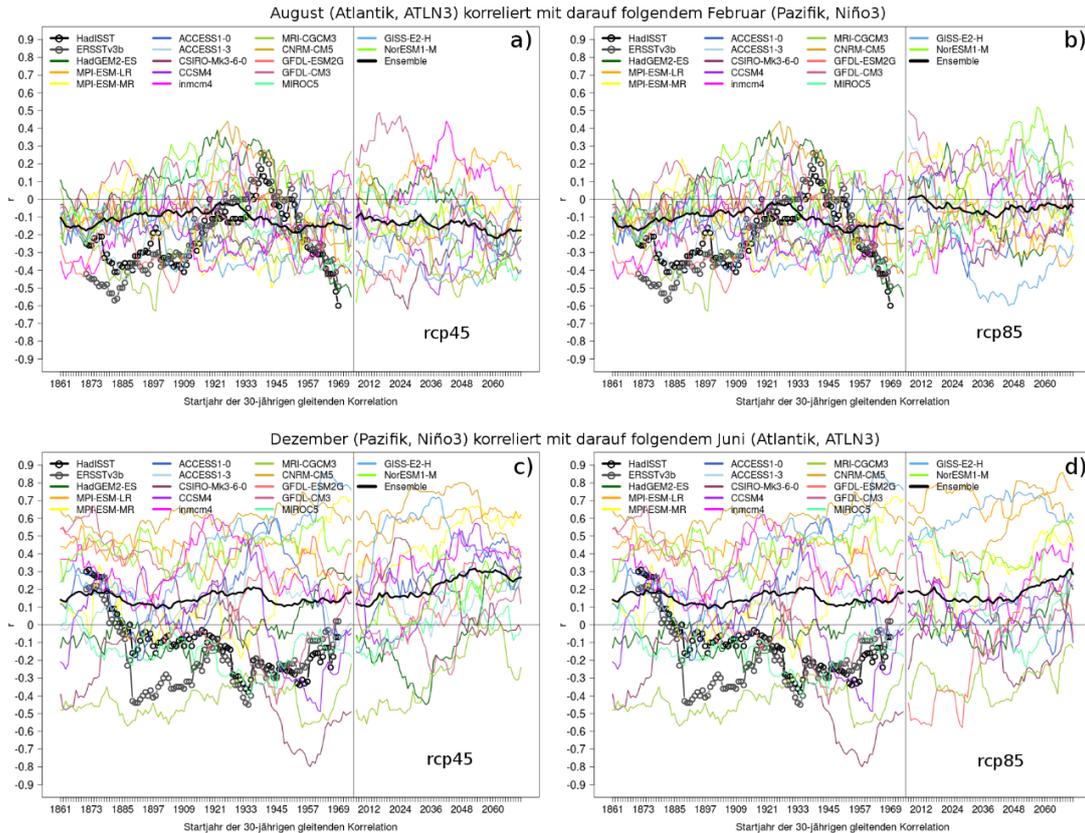


Abbildung 7.23: 30-jährige gleitende Pearson-Korrelationskoeffizienten der trendbereinigten und Gauß-hochpassgefilterten ATL3- und Niño3-Indizes mit einem Zeitversatz von sechs Monaten für den historischen (HadISST und ERSSTv3b: 1871-2000 und CMIP5: 1861-2004) und Szenarienzeitraum (2006-2100). **a,b)** Atlantik: August, Pazifik: darauf folgender Februar für rcp45 (a) und rcp85 (b). **c,d)** Pazifik: Dezember, Atlantik: darauf folgender Juni für rcp45 (c) und rcp85 (d).

In der Mitte des 21. Jahrhunderts gibt es im Szenario rcp45 Phasen, in denen fast gar kein negativer Zusammenhang simuliert wird.

Die folgenden Abschnitte untersuchen die Änderungen der atmosphärischen und ozeanischen Anomalien, die während den drei untersuchten Telekonnektionsfällen I-III im Vergleich zum historischen Zeitraum auftreten.

Fall I: Betrachtet man die Differenz der in beiden Zeiträumen signifikanten atmosphärischen Signale in den Abbildungen 7.24 und 7.25, so fällt für die Fall-I-Telekonnektion, die vom Atlantik ausgeht, auf, dass zu allen betrachteten Saisonabschnitten und beiden Szenarien die SST Anomalie im Pazifik noch negativer ist als im historischen Zeitraum. Im Atlantik können dagegen, bis auf eine abgeschwächte positive Anomalie im Sommer in rcp85, keine großflächigen Unterschiede in der Anomalienintensität der SSTs zwischen Vergangenheit und Zukunft ausgemacht werden

Tabelle 7.2: Anzahl der absoluten Warmwasserereignisse von 2006-2100 der einzelnen CMIP5 Modelle für die zwei Szenarien rcp45 und rcp85 sowie absolute und relative (%) Anzahl der darauf folgenden identifizierten Telekonnektionen (Tele.). Die Definition der Warm- und Kaltwasserereignisse basiert für den Atlantik auf den Ergebnissen einer s-modalen varimax-rotierten PCA, für den Pazifik auf einem Gebietsmittelindex der Niño3-Region.

Modell/Szenario	Fall I: Atl. Niño → Paz. Niña			Fall II: Paz. Niño → Atl. Niña			Fall III: Paz. Niño → Atl. Niño		
	Atl. Niños	Tele.	%	Paz. Niños	Tele.	%	Paz. Niños	Tele.	%
rcp45									
ACCESS1-0	22	5	22,7	23	1	4,3	23	6	26,1
ACCESS1-3	25	3	12,0	18	3	16,7	18	4	22,2
CCSM4	25	4	16,0	20	4	20,0	20	2	10,0
CNRM-CM5	24	6	25,0	23	2	8,7	23	4	17,4
CSIRO-Mk-3-6-0	27	7	25,9	24	2	8,3	24	4	16,7
GFDL-CM3	26	1	3,8	25	4	16,0	25	5	20,0
GFDL-ESM2G	16	3	18,8	23	2	8,7	23	0	0,0
GISS-E2-H	25	7	28,0	20	0	0,0	20	10	50,0
HadGEM2-ES	19	5	26,3	22	5	22,7	22	2	9,1
inmcm4	22	0	0,0	24	2	8,3	24	2	8,3
MIROC5	27	2	7,4	16	6	37,5	16	7	43,8
MPI-ESM-LR	25	2	8,0	17	5	29,4	17	5	29,4
MPI-ESM-MR	26	2	7,7	12	0	0,0	12	4	33,3
MRI-CGCM3	17	4	23,5	21	3	14,3	21	0	0,0
NorESM-1M	22	6	27,3	20	2	10,0	20	5	25,0
EnsembleMittel	23,2	3,8	16,4	20,5	2,7	13,2	20,5	4,0	19,5
rcp85									
ACCESS1-0	20	2	10,0	14	1	7,1	14	4	28,6
ACCESS1-3	18	3	16,7	20	1	5,0	20	2	10,0
CCSM4	27	3	11,1	21	2	9,5	21	6	28,6
CNRM-CM5	17	4	23,5	25	5	20,0	25	4	16,0
CSIRO-Mk-3-6-0	28	2	7,1	18	0	0,0	18	4	22,2
GFDL-CM3	27	0	0,0	22	8	36,4	22	6	27,3
GFDL-ESM2G	19	0	0,0	18	2	11,1	18	1	5,6
GISS-E2-H	15	4	26,7	24	0	0,0	24	8	33,3
HadGEM2-ES	17	5	29,4	23	2	8,7	23	5	21,7
inmcm4	24	4	16,7	23	1	4,3	23	1	4,3
MIROC5	22	0	0,0	14	3	21,4	14	6	42,9
MPI-ESM-LR	22	2	9,1	17	0	0,0	17	7	41,2
MPI-ESM-MR	20	4	20,0	19	4	21,1	19	3	15,8
MRI-CGCM3	15	5	33,3	15	1	6,7	15	6	40,0
NorESM-1M	27	7	25,9	19	4	21,1	19	4	21,1
EnsembleMittel	21,2	3,0	14,2	19,5	2,3	11,8	19,5	4,5	23,1

(Abb. 7.24a-c und 7.25a-c). Die stärkere La Niña im Pazifik besteht bereits im borealen Sommer, wenn sich der Atlantik Niño erst zu entwickeln beginnt. Dabei ist die Änderung des atmosphärischen Signals in der pazifischen Region in sich stimmiger als über dem Atlantik. Die stärkere La Niña ist begleitet von durchweg positiveren SLP Anomalien und auch stärkeren Ostwinden im äquatorialen Bereich (Abb. 7.24d-f und 7.25d-f). In der oberen Troposphäre überwiegen konvergente Strömungsanomalien über dem östlichen Pazifik (Abb. 7.24k und 7.25k-m). Im Atlantik dagegen sind negativere (im Bezug auf den historischen Zeitraum) SST Anomalien in rcp85 im Sommer zunächst von negativeren SLP Anomalien begleitet und auch die Anomalien der Stromfunktion auf 200 hPa deuten auf eine noch stärkere Ostwindanomalie verglichen mit dem historischen Zeitraum hin (Abb. 7.24g und 7.25g-i). Insbesondere in der oberen Troposphäre zeigt rcp85 intensivere atmosphärische Anomalien auf als im vergangenen Zeitraum. In Kombination mit der Tatsache, dass diese Art der Telekonnektion im 21. Jahrhundert seltener projiziert wird (Tab. 7.2), kann angenommen werden, dass die atlantisch-pazifische Telekonnektion zukünftig nur noch bei schon vorhandenen ausgeprägteren Kaltwasserphasen im Pazifik und auch intensiveren Atmosphärenanomalien im Modellensemblemittel zustande kommt.

Fall II: Der Telekonnektionstyp, der bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ebenfalls stark abnehmen wird, besteht aus den atlantischen Kaltwasserereignissen, die auf einen Pazifik El Niño folgen. Abbildungen 7.26 und 7.27 zeigen, dass obwohl die pazifischen El Niños in den Modellen in Zukunft bei dieser Telekonnektion etwas schwächer ausfallen (Abb. 7.26a und 7.27a), die zeitgleichen Atmosphärenanomalien im pazifischen Raum aber stärker sind als im historischen Zeitraum. Hierbei zeigen sowohl der Luftdruck im Ostpazifik (Abb. 7.26d und 7.27d) als auch die Stromfunktion auf 200 hPa, die auf eine verstärkte antizyklonale Anomalie und damit auf eine stärkere Abschwächung der Walkerzelle über dem Pazifik schließen lässt (Abb. 7.26g und 7.27g), ein anomal hohes Atmosphärensignal im borealen Winter. Im darauf folgenden Frühjahr entwickelt sich vor allem über der atlantischen Südhemisphäre eine noch stärkere zyklonale Anomalie in der Höhe (Abb. 7.26h und 7.27h), die eine stärkere ostwärts gerichtete Höhenströmung bedingt. Die Verstärkung des oberen Astes der atlantischen Walkerzelle hat aber letztlich in den Kompositen der Abbildungen 7.26c und 7.27c keinen relevanten Einfluss auf die SSTs des äquatorialen Atlantiks im nordhemisphärischen Sommer.

Fall III: Die dritte untersuchte Telekonnektionsart, wenn ein El Niño im Winter einen Atlantik Niño im darauf folgenden Sommerhalbjahr induziert, verliert der Analyse der CMIP5 Zukunftsszenarien folgend (siehe Tabelle 7.2) nur ganz leicht an Bedeutung. Die Abbildungen 7.28 und 7.29 zeigen die entsprechenden Änderungen, die sich während der Telekonnektion im Ozean und in der Atmosphäre ge-

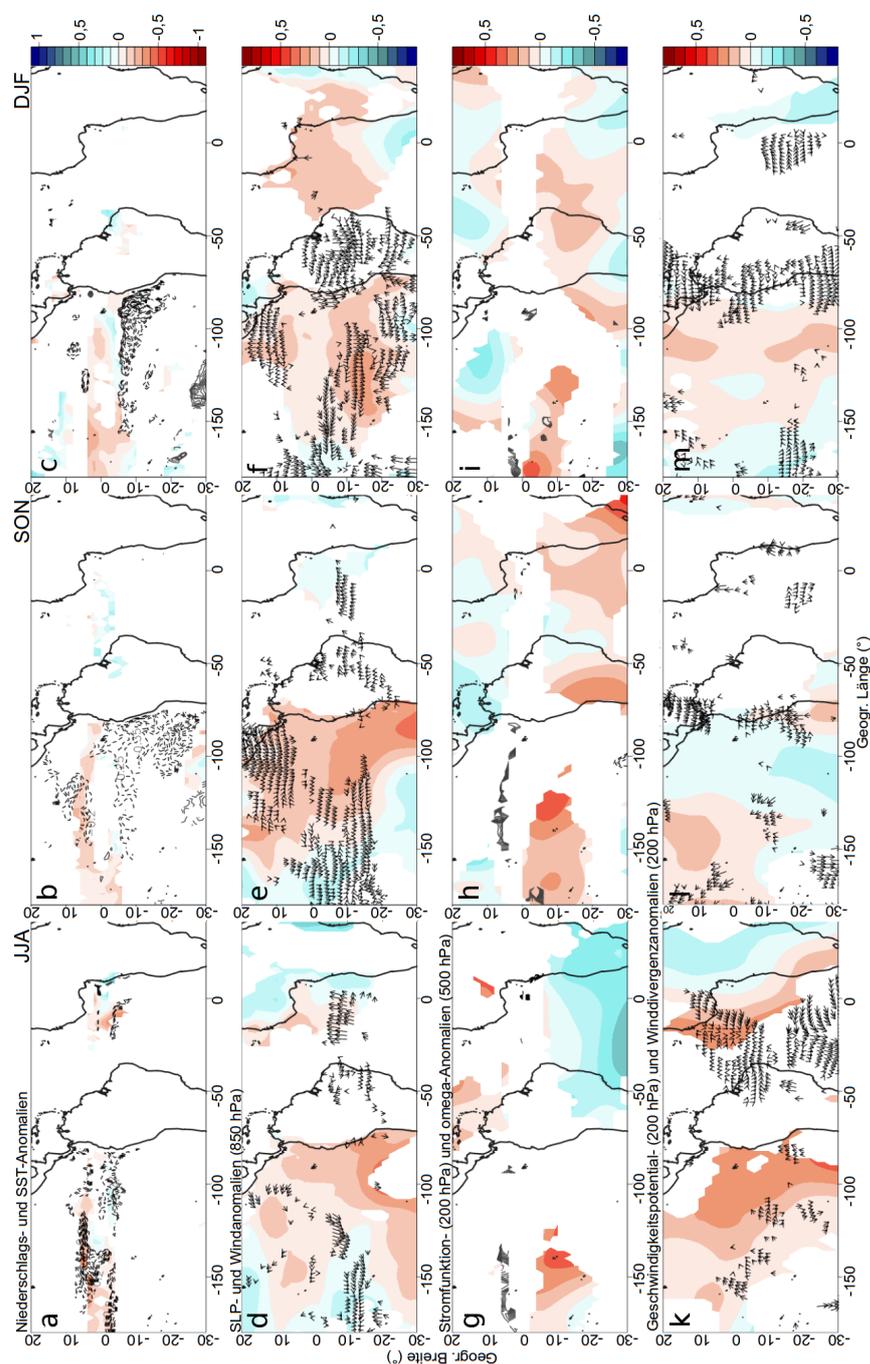


Abbildung 7.24: Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen **rcp45** und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. **Fall I:** Auf einen Atlantik Niño in JJA folgt eine Pazifik La Niña in DJF. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Anomalien. Gezeigt sind nur Werte, die sowohl im historischen als auch im Szenarienzentrum mit einem Modellkonsens von mindestens 70% signifikant sind.

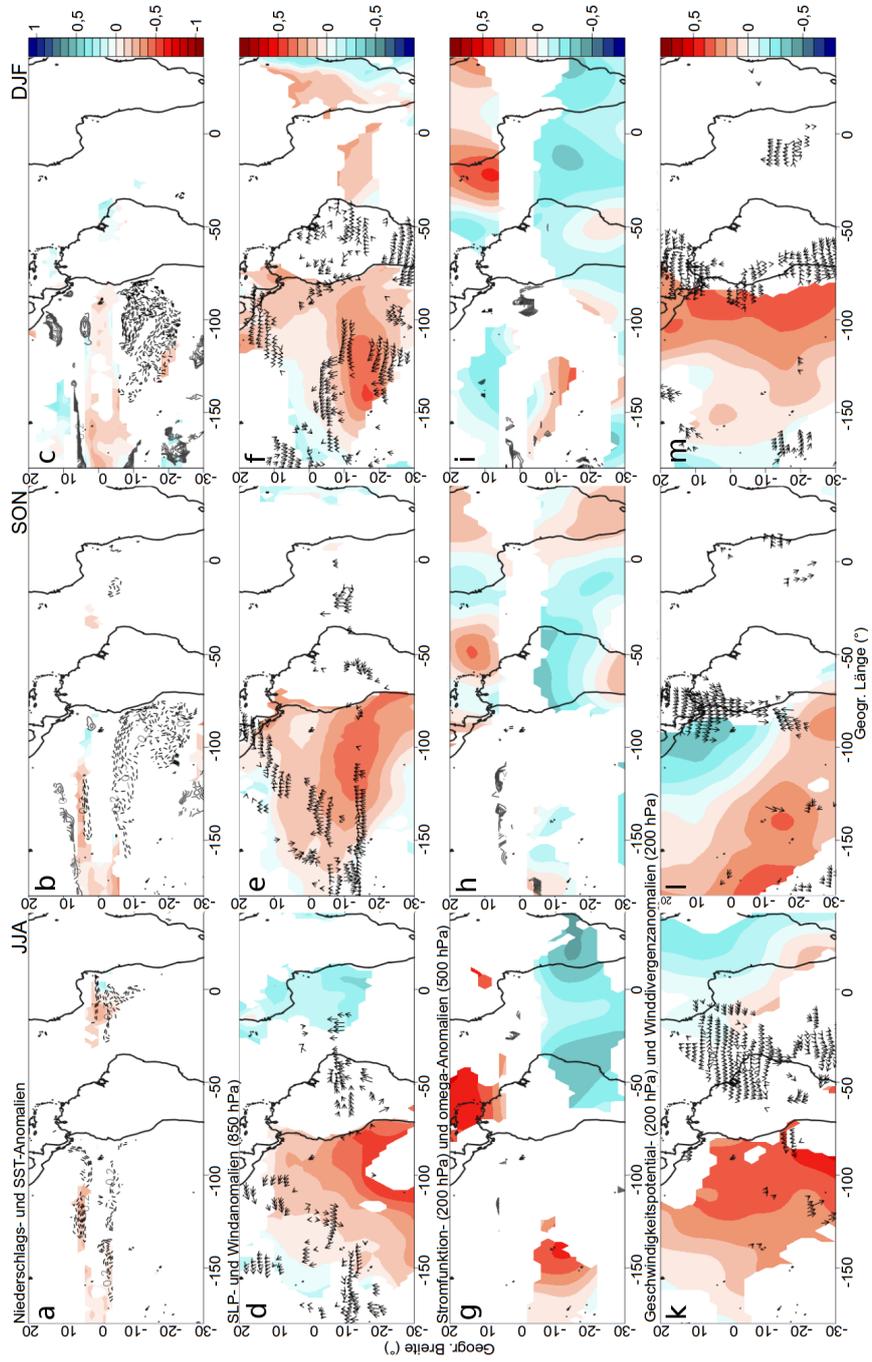


Abbildung 7.25: Wie Abbildung 7.24, aber für rcp85.

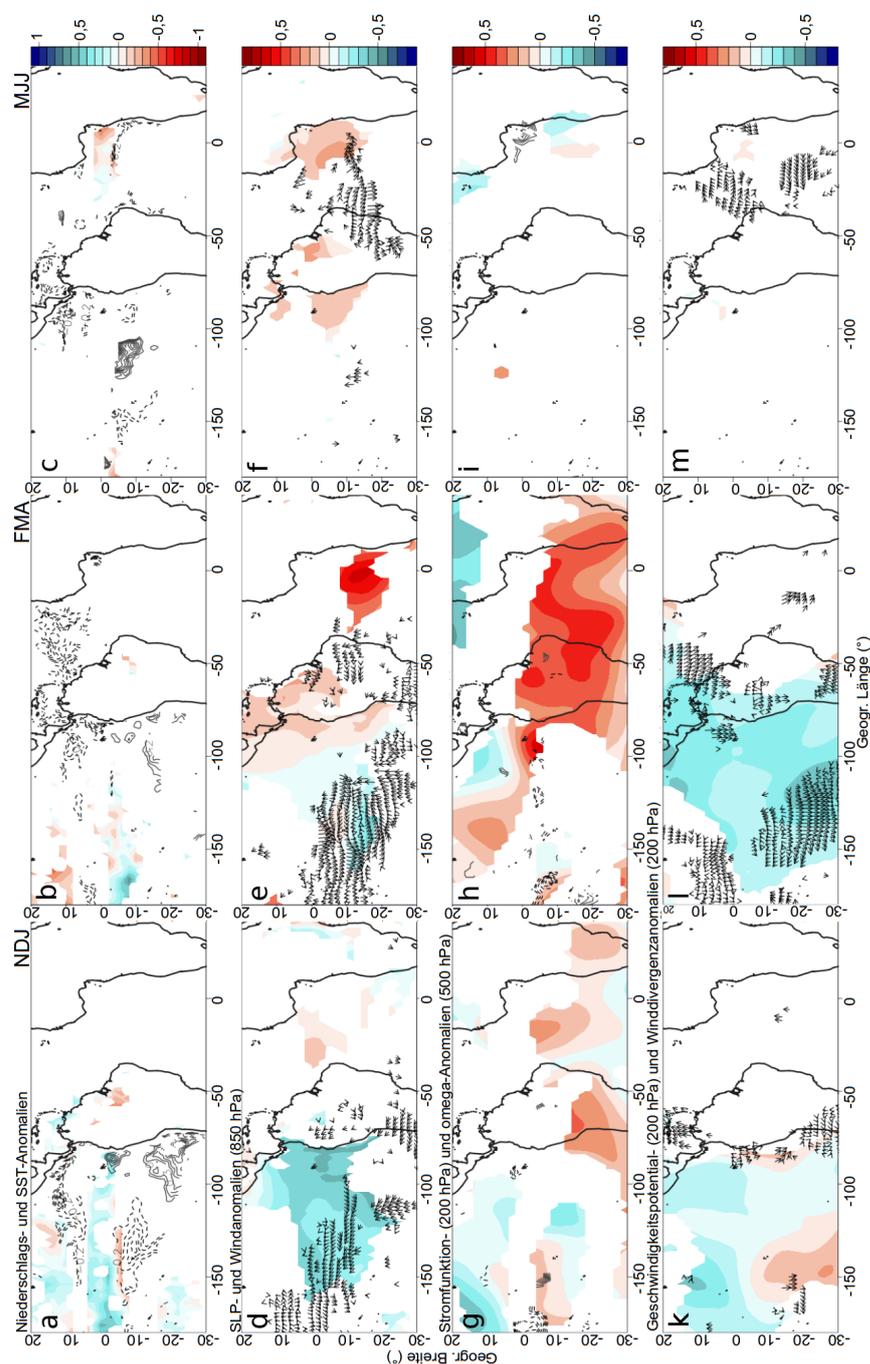


Abbildung 7.26: Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen **rcp45** und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. **Fall II:** Auf einen Pazifik *El Niño* in *NDJ* folgt eine *Atlantik Niña* in *MJJ*. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Anomalien. Gezeigt sind nur Werte, die sowohl im historischen als auch im Szenarienzentrum mit einem Modellkonsens von mindestens 70% signifikant sind.

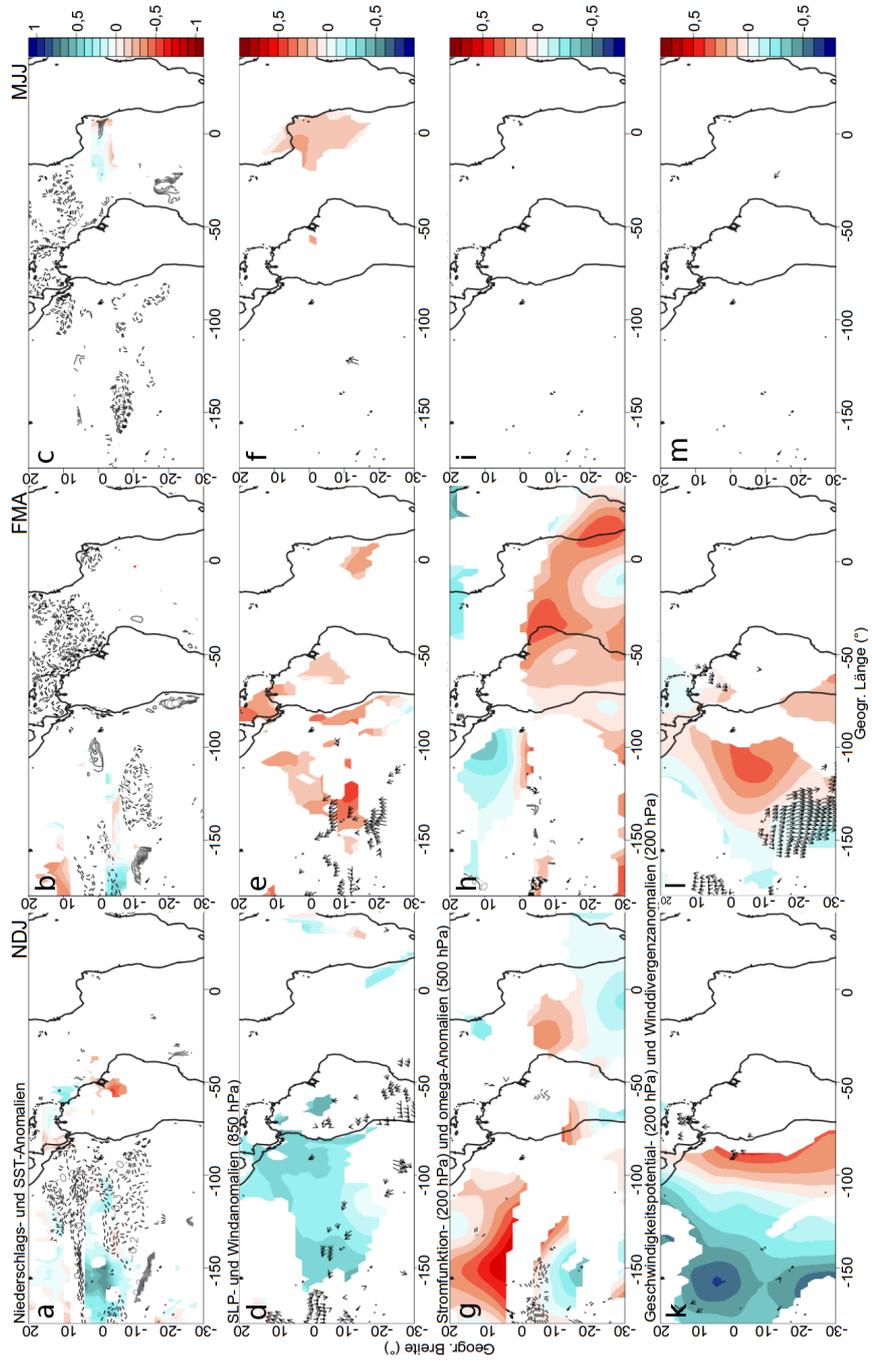


Abbildung 7.27: Wie Abbildung 7.26, aber für rcp85.

genüber dem historischen Zeitraum ergeben. Vor allem in rcp45 (Abb. 7.28a), aber auch in rcp85 entlang der peruanischen und chilenischen Küste (Abb. 7.29a) sind die SST Anomalien des El Niños geringer als im 19. und 20. Jahrhundert. Auch die resultierenden atmosphärischen Anomalien fallen im Vergleich zur Vergangenheit schwächer aus: Signifikante Veränderungen im bzw. über dem Pazifik sind vor allem bei der Stromfunktion (Abb. 7.28g und 7.29g), dem Geschwindigkeitspotential (Abb. 7.28k,l und 7.29l) und der bodennahen äquatorialen Windgeschwindigkeit (Abb. 7.28e und 7.29e) zu sehen. Die schwächeren Anomalien dieser Atmosphärenkomponenten begünstigen das Auftreten von Atlantik Niños im folgenden Sommer und wie die Abbildungen 7.28c und 7.29c zeigen, treten diese sogar mit höherer Intensität auf.

Zusammenfassend lassen die Daten der untersuchten CMIP5 Szenarien darauf schließen, dass die Telekonnektionen, die im Atlantik in ein Warmwasserereignis münden, zwar nicht häufiger, aber dafür mit schwächerem El Niño und stärkerem Atlantik Niño intensiviert auftreten. Die Telekonnektionen, auf die ein Kaltwasserereignis folgt – sei es im Atlantik oder im Pazifik – nehmen dagegen in ihrer Häufigkeit stark ab und für ihr Zustandekommen werden intensivere atmosphärische Anomalien benötigt. Gründe hierfür können in der allgemein zunehmenden Temperatur in den tropischen Ozeanen im 21. Jahrhundert (behandelt in Kapitel 5.5) liegen, die eine Entwicklung von Kaltwasserereignissen erschwert, womöglich bei den Modellen in Kombination mit einem weiter vorhandenen SST Bias. Möglich ist auch, dass in den Modellen die atmosphärische Komponente, die laut Chang et al. (2006a) zu einer Erwärmung im benachbarten Ozean beiträgt, gegenüber der ozeanische Komponente, welche der Erwärmung entgegen wirkt und zu einem Kaltwasserereignis führen kann, in den Szenarien an Bedeutung gewinnt.

Die in Kapitel 7.2.4 diskutierten Telekonnektionsketten, wobei auf einen El Niño im Winter ein Atlantik Niño im Sommer und darauf wiederum eine La Niña im Winter folgen, werden in den Szenarien seltener simuliert (siehe Abbildungen A.4 und A.5 in Anhang A). Während im historischen Zeitraum nach 29,5% der warmen Telekonnektion vom Pazifik zum Atlantik eine kalte Reaktion im Pazifik erfolgt, sind es in rcp45 noch 26,6% und in rcp85 nur noch 22,4%. Dies liegt vor allem daran, dass die Telekonnektion, die vom Atlantik ausgeht und eine La Niña begünstigt, in Zukunft weniger häufig auftritt.

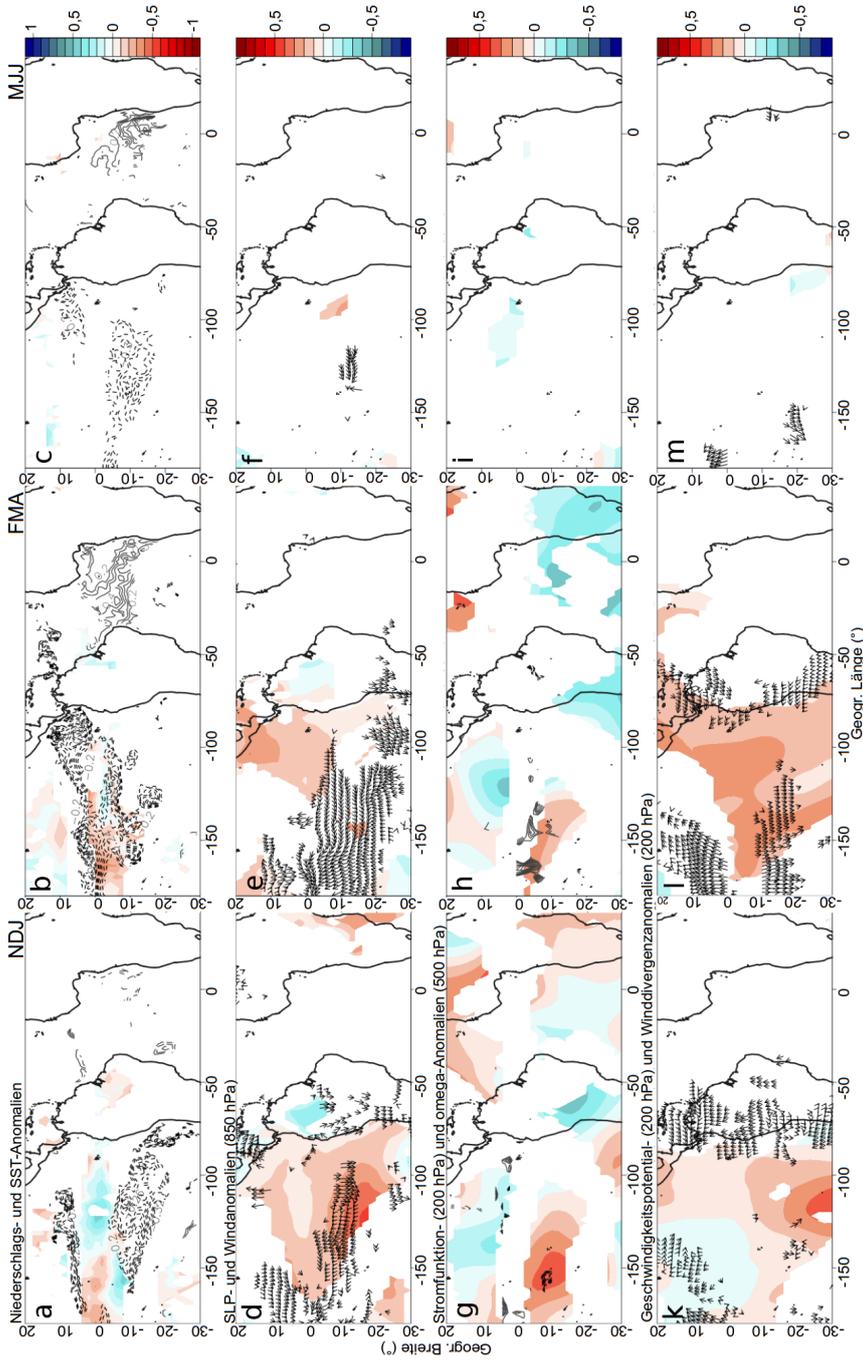


Abbildung 7.28: Differenz der Anomalie-Kompositen zwischen rcp45 und historischem Zeitraum des CMIP5 Ensemblemittels. **Fall III:** Auf einen Pazifik El Niño in NDJ folgt ein Atlantik Niño in MJJ. **a-c:** Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **d-f:** SLP- (farbig) und 850hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **g-i:** 200hPa Stromfunktion- (farbig) und 500hPa Omega-Anomalien (Konturen); **k-m:** 200hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Anomalien. Gezeigt sind nur Werte, die sowohl im historischen als auch im Szenarienzentrum mit einem Modellkonsens von mindestens 70% signifikant sind.

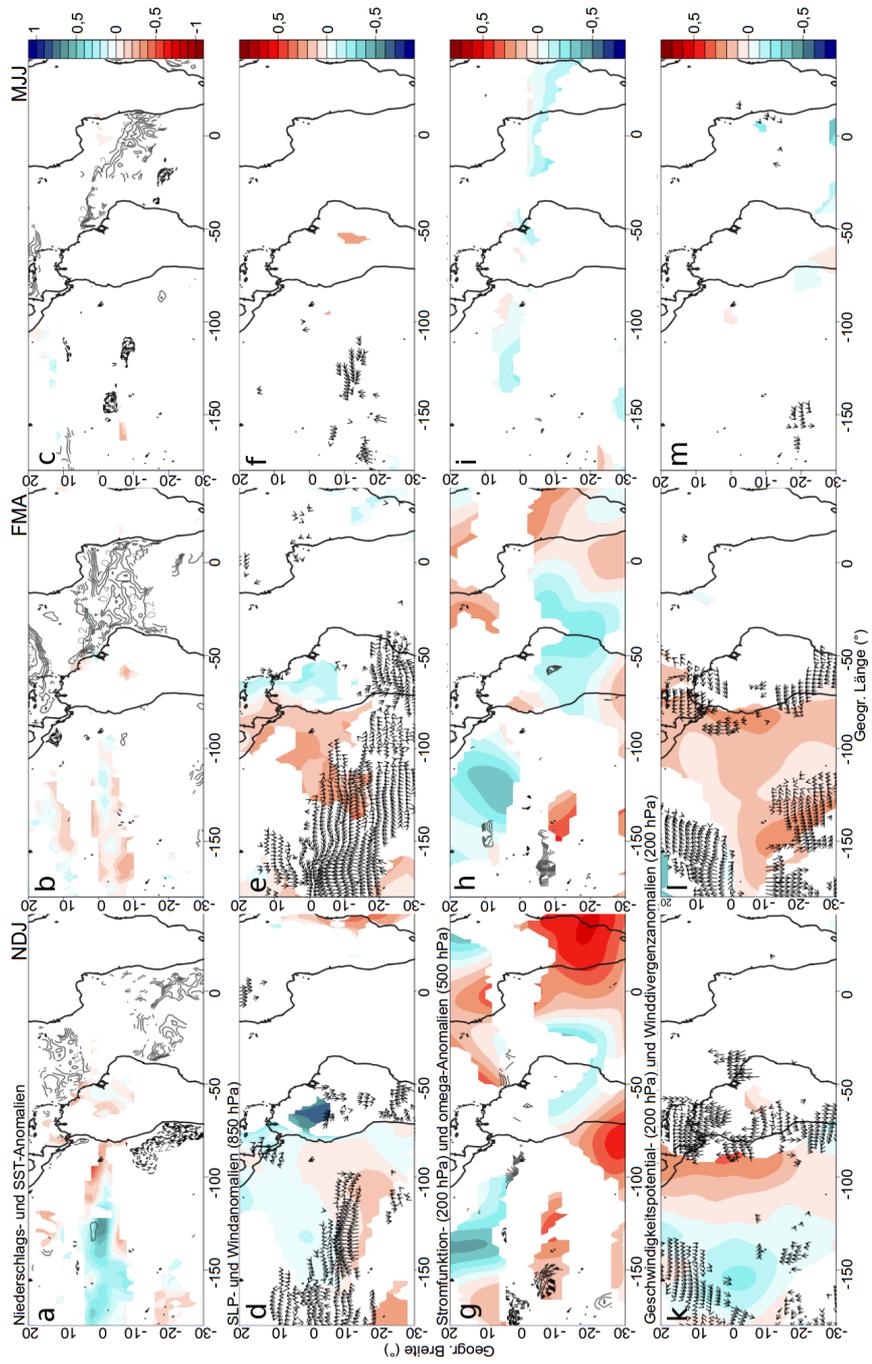


Abbildung 7.29: Wie Abbildung 7.28, aber für rcp85.

7.4.2 Atlantik und Indischer Ozean/indischer Monsun

Der Indische Ozean hat im Vergleich mit den anderen tropischen Meeren die stärkste Erwärmung im 20. Jahrhundert erfahren (Dong und Zhou, 2014). Die tatsächliche Erwärmung des Indiks im 20. und auch die projizierte im 21. Jahrhundert weist ein räumliches Muster auf, das dem IOD ähnlich sieht. Abbildung 7.30 zeigt die Änderungssignale vom historischen Zeitraum (1861-2004) zu den zukünftigen Projektionen (2006-2100) für rcp45 und rcp85 in den Sommermonaten Juni bis September (Saisonmittel JJAS). Dabei erwärmt sich der nordwestliche Indik besonders stark, die geringste Erwärmung findet im südöstlichen Indik statt, wodurch das typische Bild des indischen Dipols entsteht. Zwischen dem 19./20. und dem 21. Jahrhundert wird eine Zunahme der SSTs von einem halben bis etwa 2°C projiziert – je nach Region und Szenario. Die 15 einzelnen Modelle des untersuchten CMIP5 Ensembles stimmen zu 100% in den gezeigten SST Projektionssignalen überein. Die unterschiedliche Erwärmung von Ost- und Westindik ergibt sich aus der projizierten Abschwächung der indischen Walkerzelle und der äquatorialen Ostwinde und einer daraus resultierenden seichteren Thermokline im östlichen Indik, die dort einen größeren Einfluss von kaltem Tiefenwasser auf die SSTs erlaubt (Zheng et al., 2013). Die Quantität der indischen Erwärmung hängt laut Dong und Zhou (2014), die in ihrer Studie 17 CMIP5 Modelle untersuchten, maßgeblich von den anthropogenen Emissionen ab. Der Erwärmungstrend seit Mitte des 19. Jahrhunderts beträgt 0,4°C/Jahrhundert und ist hauptsächlich den anthropogenen Treibhausgasen geschuldet. Ohne den entgegen wirkenden indirekten Effekt der anthropogenen Aerosole wäre die Erwärmung des Indiks sogar noch stärker gewesen.

Auch die Niederschlagsverhältnisse im südasiatischen Raum ändern sich in den CMIP5 Projektionen des untersuchten Klimamodellensembles. Der indische Monsun wird durch die globale Erwärmung in den meisten Regionen Südasiens intensiviert werden. Wie Abbildung 7.31 zeigt, projiziert das CMIP5 Ensemble für wei-

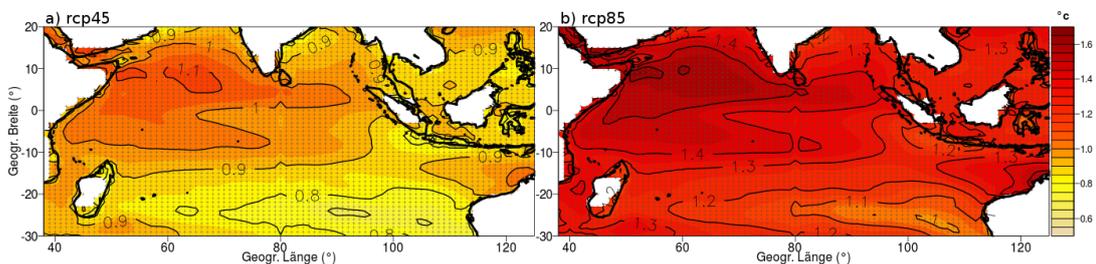


Abbildung 7.30: Differenz des CMIP5 Ensemblemittels zwischen historischem (1861-2004) und Szenariosimulationen (2006-2100) in °C der SSTs im Indischen Ozean für die nordhemisphärischen Sommermonate Juni-September (JJAS). **a)** rcp45, **b)** rcp85. Graue Kreuze geben ein Änderungssignal mit einem Modellkonsens von 100% an.

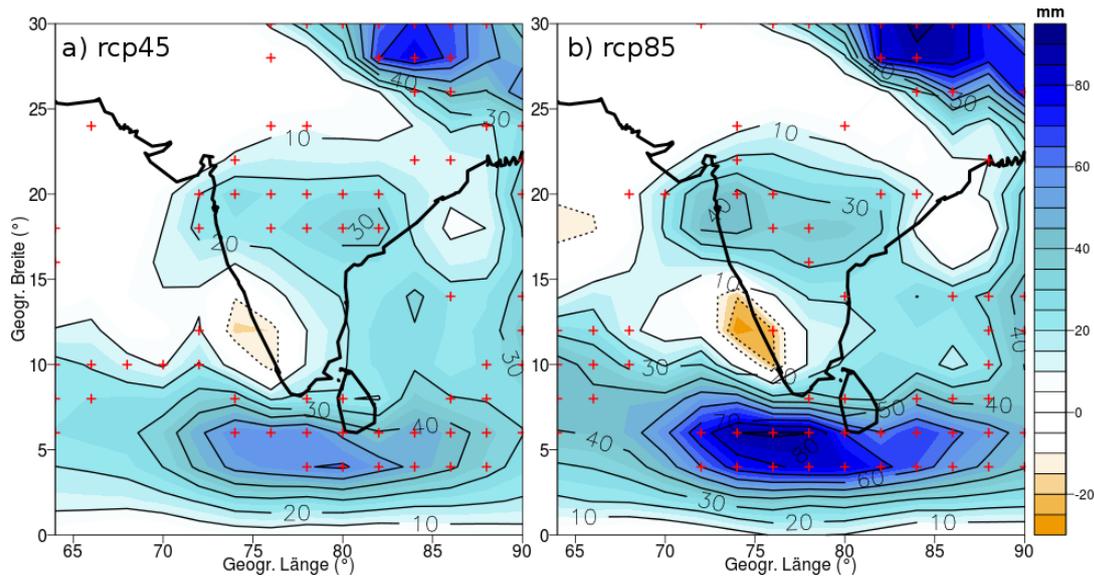


Abbildung 7.31: Differenz des CMIP5 Ensemblemittels zwischen historischem (1861-2004) und Szenario-simulationen (2006-2100) in mm des indischen Monsunniederschlags für die Summe der Monate Juni-September (JJAS). **a)** rcp45, **b)** rcp85. Rote Kreuze geben ein Änderungssignal mit einem Modellkonsens von mindestens 70% an.

te Landesteile positive Monsunniederschlagsänderungen in den Monaten JJAS bis 2100. An der südwestlichen Küste Indiens zeichnet sich dagegen eher ein negativer Trend ab, der jedoch nicht durch einen hohen Modellkonsens gestützt wird. Menon et al. (2013) stellen anhand eines CMIP5 Ensembles (20 Modelle) zusätzlich eine nördliche Verlagerung und eine Intensivierung der interannuellen Variabilität des indischen Monsuns bis zum Jahr 2100 fest. Die zukünftige Zunahme der Niederschlagsmengen sehen Menon et al. (2013) in dem gesteigerten Feuchtegehalt der Atmosphäre und der höheren Lufttemperaturen begründet. Die erhöhte interannuelle Monsunvariabilität wird in der ebenfalls projizierten gesteigerten Variabilität von ENSO oder den höheren SSTs im Indik – unabhängig von ENSO – gesehen. Weller und Cai (2013) weisen jedoch darauf hin, dass der Bias der Klimamodelle, der zu einer zu starken Variabilität des IOD führt, auch die südasiatischen Niederschläge und deren Variabilität beeinflussen kann.

Im Folgenden werden die Änderungen der atlantisch-indischen Telekonnektion im 21. Jahrhundert beschrieben. Abbildungen 7.32 und 7.33 zeigen die Unterschiede in den atmosphärischen Signalen zwischen den Szenarien- und dem historischen Zeitraum, die sich nach einem Atlantik Niño unter Ausschluss eines ENSO-Einflusses in den Tropen ergeben. Mögliche Einflüsse des pazifischen Ozeans auf die atlantisch-indische Telekonnektion wurden mittels der „partiellen“-Kompositen Methode aus Abschnitt 7.3.3, Seite 139, entfernt. Unter dem gemäßigeren Szenario rcp45 in

Abbildung 7.32a zeigt sich keine großflächige signifikante Änderung der SST Anomalien im Atlantik und Indik nach einem Atlantik Niño in MJJ. Der monsunale Niederschlag vor der Südwestküste Indiens dagegen weist eine signifikante positive Anomalieänderung auf, was eine Abschwächung der Auswirkungen der Atlantik Niños auf den indischen Monsun verglichen mit dem historischen Zeitraum bedeutet. Der in rcp45 etwas stärker simulierte Somali-Jet (Abb. 7.32b) vor der Nordostküste Afrikas unterstützt die Änderung im monsunalen Niederschlagssignal. Anomalieunterschiede zum historischen Zeitraum sind in der oberen Troposphäre nur sehr schwach ausgeprägt, lediglich die Stromfunktion zeigt eine leichte Abschwächung der Anomalien über dem Indischen Ozean im Vergleich zur Vergangenheit (Abb. 7.32c). Die atmosphärischen Anomalien über dem südlichen Atlantik sind im Szenario rcp45 sowohl in der unteren als auch der oberen Troposphäre verhältnismäßig schwächer. Das Szenario rcp45 der untersuchten CMIP5 Modelle projiziert demnach einen schwächer werdenden Einfluss der atlantischen Warmwasserereignisse auf den indischen Monsun.

Das pessimistischere Emissionsszenario rcp85 in Abbildung 7.33a zeigt im Gegensatz zu rcp45 und dem historischen Zeitraum eine Intensivierung der Atlantik Niños (dies wurde bereits in Kapitel 5.4.2 beschrieben) und auch stärkere positive Anomalien der SSTs im Indischen Ozean. Eine signifikante Änderung des Einflusses auf den indischen Monsun lässt sich in rcp85 dagegen nicht feststellen. Der Somali-Jet (Abb. 7.33b) ist dabei vor der nordhemisphärischen afrikanischen Ostküste noch stärker abgeschwächt als im 19./20. Jahrhundert. Auf dem 200 hPa-Niveau ist über dem Indischen Ozean eine schwache Intensivierung der Stromfunktionsanomalien zu sehen (Abb. 7.33c), die eine verstärkte Abschwächung der indischen Walkerzelle andeutet. Wie in rcp45 auch, sind die atmosphärischen Anomalien über dem tropischen Atlantik etwas schwächer als im historischen Zeitraum. Das Szenario rcp85 der untersuchten CMIP5 Modelle projiziert demnach einen verstärkten Einfluss der Atlantik Niños auf die Temperaturen des westlichen Indiks, zeigt aber kein eindeutiges Änderungssignal für den südasiatischen Monsun. Die heterogenen Ergebnisse der beiden Szenarien rcp45 und rcp85 verringern die Aussagekraft der Zukunftsprojektionen und erschweren die Abschätzung, auf welche Art zukünftige Atlantik Niños die südasiatische Region beeinflussen werden.

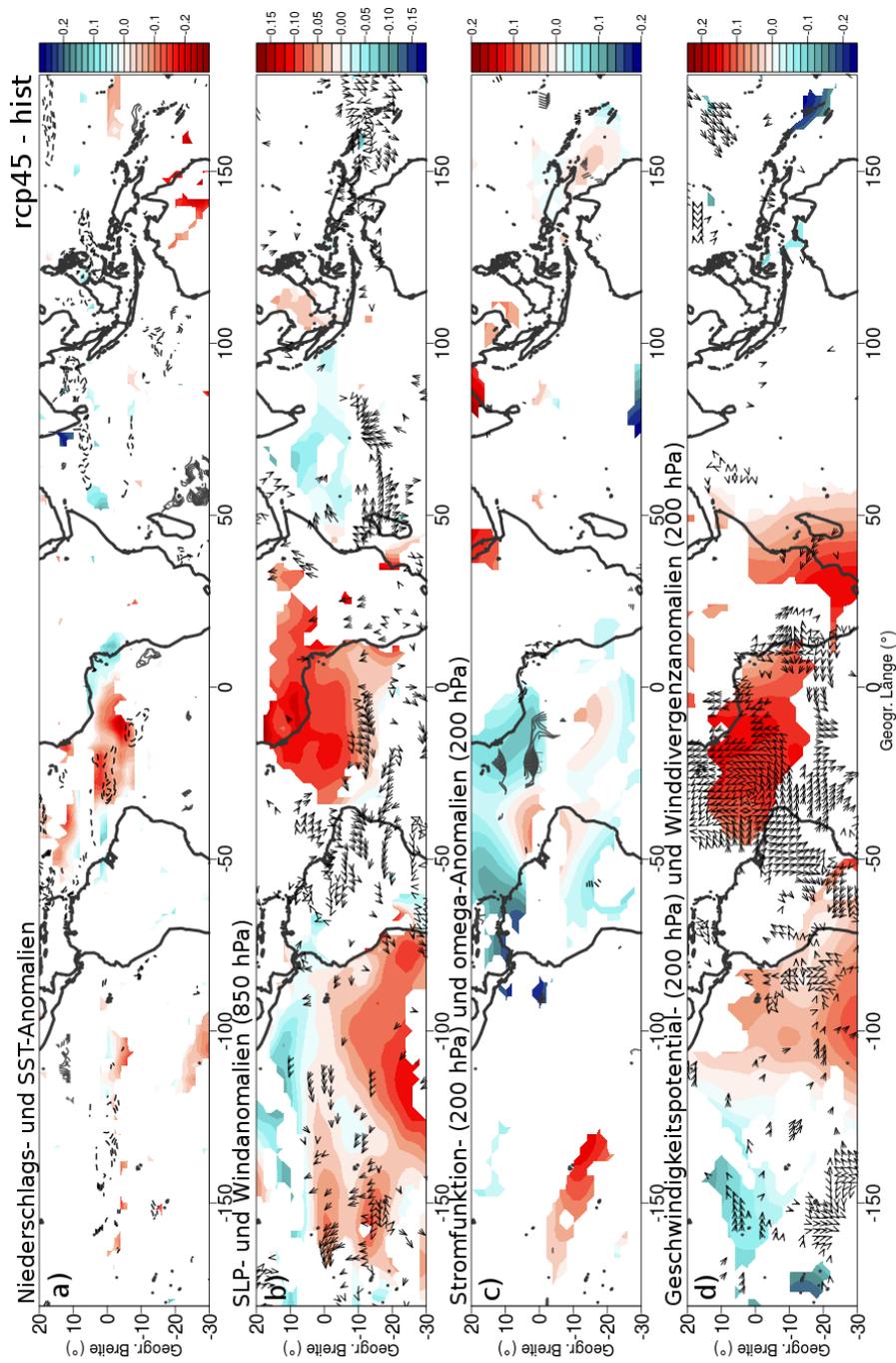


Abbildung 7.32: Differenz der partiellen Anomalien-Kompositen des CMIP5 Ensemblemittels zwischen **rcp45** (2006-2100) und historischem Zeitraum (1861-2004). Gezeigt ist die Juli-Situation nach einer Atlantik Niño-Peakphase im Mai, Juni oder Juli. Im vorangehenden borealen Winter/Frühjahr (JFM) und im nachfolgenden nordhemisphärischen Herbst/Winter (OND) dürfen im tropischen Pazifik (Niño3) weder ein El Niño noch eine La Niña auftreten.

a) Niederschlags- (farbig) und SST-Anomalien (Konturen); **b)** SLP- (farbig) und 850 hPa-Wind-Anomalien (Pfeile); **c)** 200 hPa Stromfunktion- (farbig) und 500 hPa Omega-Anomalien (Konturen); **d)** 200 hPa Geschwindigkeitspotential- (farbig) und 200 hPa Winddivergenz-Anomalien (Pfeile). Alle Werte sind standardisiert und die zugrunde liegenden Daten vom Trend befreit. Durchgezogene Linien bedeuten positive, unterbrochene Linien negative Werte. Gezeigt sind nur Werte, die sowohl im historischen als auch im Szenarienzentrum mit einem Modellkonsens von mindestens 65% signifikant sind.

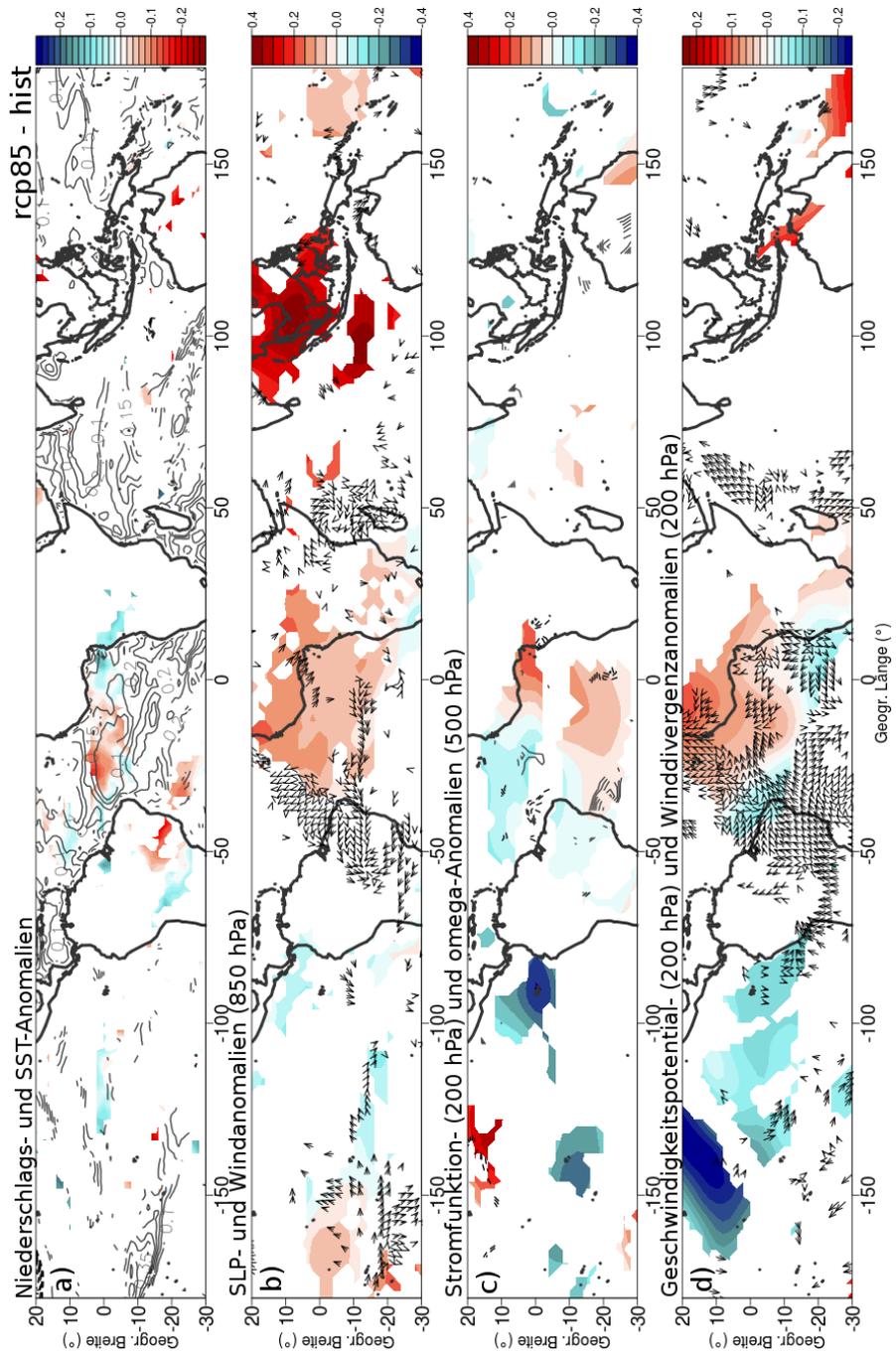


Abbildung 7.33: Wie Abbildung 7.32, aber für rcp85.

7.5 Zusammenfassung

Kapitel 7 beschäftigte sich mit den Telekonnektionen, die durch tropische Warmwasserereignisse ausgelöst werden können. Zunächst wurde in Kapitel 7.2.1 die Telekonnektion zwischen Atlantik und Pazifik untersucht (Fall I). Anhand von Beobachtungs-, Reanalyse- und Modelldaten wurde gezeigt, dass ein Atlantik Niño über die atlantischen Ostwinde in der hohen Troposphäre und das System der Walkerzellen die pazifischen SSTs beeinflussen kann. Auch das untersuchte Modellensemble zeigt die atmosphärischen und ozeanischen Anomalien, die für diese Art der Telekonnektion üblich ist. Das folgende Kapitel 7.2.2 zeigte die inkonsistente Beziehung zwischen Pazifik und Atlantik auf, da auf einen El Niño sowohl ein Kaltwasserevent (Fall II) als auch ein Warmwasserereignis (Fall III) im tropischen Atlantik erfolgen kann. Die Ergebnisse des untersuchten CMIP5 Ensembles deuteten darauf hin, dass eine simultane Erwärmung beider Ozeane die Entwicklung des eigentlich zu erwartenden Kaltwasserevents im Atlantik verhindern kann. Weitere wichtige Einflussfaktoren auf die Telekonnektionen sind bereits bestehende Atmosphärenanomalien, die Nordatlantische Oszillation, die Atlantisch Multidekadische Oszillation und auch der Modellbias. Der Modellbias nimmt Einfluss auf die simulierte Häufigkeit der atlantisch-pazifischen Telekonnektionen. Kapitel 7.2.5 zeigte, dass ein großer warmer SST Bias die Auftrittshäufigkeit eines Kaltwasserereignisses infolge eines Niños im benachbarten Ozeanbecken schmälert. Prinzipiell sind die untersuchten Klimamodelle aber in der Lage, die wechselseitig stattfindenden Interaktionen von Atlantik und Pazifik zu simulieren.

Kapitel 7.3 zeigte den Einfluss des tropischen Ostatlantiks auf den Indischen Ozean und den indischen Monsun. Wichtige Voraussetzung war dafür, den störenden und dominierenden Einfluss des ENSO-Systems zu eliminieren. Hierfür wurden partielle Korrelationen (Kap. 7.3.2) und auch „partielle“ Kompositenanalysen (Kap. 7.3.3) gezeigt. Das CMIP5 Ensemble simuliert aufgrund eines Atlantik Niños positive SST Anomalien im nordwestlichen Indik und einen abgeschwächten indischen Sommermonsun. Der Einfluss auf den Monsun ist in den Modellen aber verhältnismäßig schwach ausgeprägt.

Wie sich die Telekonnektionen im 21. Jahrhundert ändern, stellte Kapitel 7.4 dar. Für die atlantisch-pazifische Beziehung ergab sich, dass diejenigen Telekonnektionen, auf die ein Kaltwasserereignis folgt (Fälle I und II), in ihrer Häufigkeit stark abnehmen werden. Außerdem sind für ihr Zustandekommen verhältnismäßig stärkere Atmosphärenanomalien notwendig. Die pazifisch-atlantische Telekonnektion, die zu einem Atlantik Niño führt (Fall III), wird sich bezüglich ihrer Häufigkeit nicht ändern. Sie tritt allerdings mit schwächeren El Niños und stärker ausgeprägten Atlantik Niños insgesamt intensiver auf im 21. Jahrhundert.

Darüber, wie sich die atlantisch-indische Telekonnektion im 21. Jahrhundert ändert wird, herrscht bei den untersuchten Szenarien rcp45 und rcp85 Uneinigkeit. Während in rcp45 ein Atlantik Niño zu einer im Vergleich zum historischen Zeitraum schwächeren Monsunanomalie führt, wird in rcp85 keine signifikante Änderung diesbezüglich projiziert. Die Reaktion des westlichen Indischen Ozeans ist in rcp85 intensiviert, dagegen lässt sich in rcp45 ein solches Signal nicht nachweisen.

8

Zusammenfassung und Ausblick

Zusammenfassung

Diese Arbeit untersuchte ein Klimamodellensemble aus 15 state-of-the-art globalen gekoppelten Klimamodellen und Erdsystemmodellen des Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Im Fokus stand die Ermittlung der Modellfähigkeiten, Warmwasserereignisse im Südostatlantik (Atlantik Niños) sowie deren regionale und globale Auswirkungen zu simulieren. Zu betonen sei an dieser Stelle, dass die verwendeten Modellergebnisse auf den modellinternen Klimavariabilitäten basieren und keine Korrektur der Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) durch gemessene Daten stattfindet. Dies hat zur Folge, dass die Modellergebnisse nicht datumsgenau mit Beobachtungs- oder Reanalysedaten verglichen werden können. Der untersuchte Zeitraum umfasst die Jahre 1861-2004 (historisch) und 2006-2100 (Szenarien). Für das 21. Jahrhundert werden zwei unterschiedliche Szenarien verwendet, ein gemäßigttes, das Klima stabilisierende Szenario rcp45 und ein pessimistischeres Klimaszenario (rcp85). Die Betrachtung von insgesamt zweieinhalb Jahrhunderten erlaubte eine umfassende und signifikante Analyse des Klimasystems und seiner Veränderungen.

Nach einer Einführung in die Klimatologie und Ozeanographie des Untersuchungsgebietes (Kapitel 2) folgte eine einleitende Analyse der verwendeten Daten (Kapitel 3). Das in dieser Arbeit untersuchte CMIP5 Modellensemble zeigt vor allem im Bereich der kalten tropischen Meeresströmungen des Benguela- und Humboldtstroms starke Modellbias. 14 der 15 Klimamodelle überschätzen die SSTs an der afrikanischen und südamerikanischen Küste mit mehreren °C. Auch die Verteilung und Menge der tropischen Niederschläge wird von den Klimamodellen unterschiedlich simuliert. Die Güte der Niederschlagsmodellierung hängt in erster Linie von der Simulation der innertropischen Konvergenzzone (ITC) ab. Wird diese nicht realitätsnah nachgebildet, folgen räumliche, zeitliche und quantitative Fehler in der Berechnung der tropischen Niederschläge. In den meisten der untersuchten Modelle wird die ITC im borealen Winter und Frühjahr zu weit nach Süden verlagert, was zum

Beispiel zu einem zweiten Regenmaximum über dem Golf von Guinea führt. Aber nicht nur die Modelldaten sind mit Unsicherheiten behaftet: ein Vergleich zweier SST Beobachtungsdatensätze und die hohe Standardabweichung der einzelnen Reanalyseensembeläufe machen deutlich, dass auch diese verwendeten Referenzdatensätze das tatsächliche Klima nicht wiedergeben können.

Das zentrale Thema dieser Arbeit war die Analyse der Atlantik Niños. Ihre Eigenschaften – beobachtet wie auch simuliert – wurden in Kapitel 5 untersucht. Der Vergleich mit den Beobachtungsdaten zeigte, dass die Anzahl der Atlantik Niños im 19. und 20. Jahrhundert von den Modellen ein wenig unterschätzt wird und die Hauptphase im borealen Sommer mit einer zeitlichen Verzögerung von ein bis zwei Monaten auftritt. Die Charakteristiken der Atlantik Niños, wie Auftrittshäufigkeit, Dauer, Onset-Monate und Peak-Monate ändern sich bis zum Jahr 2100 nicht statistisch signifikant. Lediglich für das pessimistischere Szenario rcp85 lässt sich eine leichte Intensivierung der Warmwasserereignisse in Form einer größeren SST-Anomalien-Amplitude feststellen. Insgesamt ist mit einem zunehmenden SST Anstieg im südöstlichen Atlantik bis Ende des 21. Jahrhunderts zu rechnen, die untersuchten Szenarien projizieren eine Zunahme von 1,5 °C (rcp45) bis 3,5 °C (rcp85). Dementsprechend verschieben sich auch die Grenzen zur Definition von Warm- und Kaltwasserereignissen im Atlantik. So wird im Jahr 2070 ein Kaltwasserereignis definiert werden, was Ende des 19. Jahrhunderts noch als Warmwasserereignis galt und der rezente Atlantik Niño-Schwellenwert von etwa 28,3 °C dient im Szenario rcp85 etwa ab dem Jahr 2080 als Schwellenwert für eine Atlantik Niña. Der anthropogene Einfluss auf die Temperaturen lässt sich mit dem Vergleich von Modellrechnungen überprüfen, die einerseits vom kompletten, gemessenen Treibhausgas- und Strahlungsantrieb des 20. Jahrhunderts angetrieben werden und andererseits nur den natürlichen Strahlungsantrieb, etwa durch solare Strahlung oder Vulkanausbrüche, enthalten. Auf diese Weise konnte belegt werden, dass die bereits im 20. Jahrhundert stattgefundenene Erwärmung der SSTs im Atlantik hauptsächlich auf die vom Menschen in die Atmosphäre eingebrachten Treibhausgase zurückzuführen ist. Ebenso haben die anthropogen verursachten Gase und Aerosole bereits Einfluss auf die Verteilung und Mengen der tropischen Niederschläge genommen.

In einem nächsten Schritt wurden die regionalen Auswirkungen der Atlantik Niños – insbesondere auf den küstennahen afrikanischen Niederschlag – untersucht (Kapitel 6). Bisherige Studien mit Beobachtungs-, Reanalysedaten und vereinzelt auch Modelldaten zeigten, dass zwischen den SST Anomalien im tropischen Atlantik und den Regenanomalien im westlichen und südwestlichen Afrika Zusammenhänge bestehen. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass auch das untersuchte CMIP5 Modellenensemble die Reaktionen der Küstenniederschläge auf Atlantik Niños simulieren kann. Dazu wurden neben Korrelationsanalysen von SSTs und Niederschlag auch

die zugrunde liegenden atmosphärischen Mechanismen wie Verdunstung, Wind, Luftdruck, Feuchtekon- und divergenzen untersucht. Die Warmwasseranomalien bewirken einen gesteigerten Feuchtetransport, der unter günstigen Bedingungen zu erhöhten Niederschlägen über dem Meer und auch über der angrenzenden Landfläche führt. Im Nordsommer bedingen die Atlantik Niños deshalb anomal hohe Regenfälle über der Guineaküste und im Winter mit verstärkter Zufuhr von Feuchte aus dem Indik höhere Niederschläge südlich des Äquators bis nach Namibia. Das CMIP5 Ensemble kann die beobachteten Wirkmechanismen gut wiedergeben, allerdings weisen sie auch hier wieder einen Süd-Bias auf, der aus der fehlerhaften Simulation der ITC resultiert.

Die projizierten Niederschläge des 21. Jahrhundert zeichnen sich über Afrika im Bereich der ITC durch sehr kleinräumige Gunst- und Defiziträume aus, die dicht beieinander liegen. So kann zum einen ein Mehrangebot an atmosphärischer Feuchte zu erhöhten Niederschlagsmengen führen, zum anderen wirken die projizierte abgeschwächte tropische Zirkulation und auch ein durch die globale Erwärmung erhöhter Energiebedarf zur Erreichung des Kondensationsniveaus niederschlagshemmend. Im Übergangsbereich zu den Subtropen ist das Änderungssignal eindeutiger: Da sich in den Modellen die Hadleyzirkulation nach Süden ausdehnt, verschiebt sich auch der subtropische Subsidenzbereich südwärts, der für eine stabile Atmosphärenschichtung und geringe Niederschlagsmengen sorgt.

Auch während Atlantik Niños des 21. Jahrhunderts bestimmen die konkurrierenden Einflüsse von thermodynamischen und atmosphären-dynamischen Prozessen die Verteilung der Niederschläge, die im Vergleich zum historischen Zeitraum zu räumlich differenzierteren Anomaliesignalen führen. Im pessimistischen Szenario rcp85 nimmt im borealen Sommer der Einfluss der Atlantik Niños auf die Küsten-niederschläge tendenziell eher ab.

Der umfassendste Teil dieser Arbeit beschäftigte sich mit den tropischen Telekon-
nektionen, die von tropischen Warmwasserereignissen ausgehen (Kapitel 7). Das CMIP5 Modellensemble zeigte, dass es prinzipiell in der Lage ist, die Vorgänge zwischen Ozean und Atmosphäre, die Anomalie-Weitergabe über große Distanzen in der Atmosphäre, sowie die Reaktion des fernen Ozeans auf die atmosphärischen Signale, zu simulieren. Ein Atlantik Niño etwa intensiviert über die Stärkung der atlantischen tropischen Ostwinde im borealen Sommer die pazifische Walkerzirkulation und unterstützt somit die Ausbildung einer pazifischen La Niña im darauf folgenden Winter. Umgekehrt kann ein Pazifik El Niño im Winterhalbjahr über die Verschiebung der pazifischen Walkerzelle nach Osten und die Intensivierung der atlantischen Walkerzelle etwa ein halbes Jahr später ein Kaltwasserevent im östlichen Atlantik bewirken. Auch der in der Literatur diskutierte Fall, dass anstatt einer Atlantik Niña ein Atlantik Niño auf einen Pazifik El Niño folgt, wird von den

Modellen simuliert. Der dabei vermutete Einfluss des nördlichen tropischen Atlantiks konnte in den Modelldaten nicht nachvollzogen werden. Die Ergebnisse des untersuchten CMIP5 Ensembles deuteten darauf hin, dass eine simultane Erwärmung beider Ozeane die Entwicklung des eigentlich zu erwartenden Kaltwasserevents im Atlantik verhindern kann. Außerdem beeinflusst der Modellbias der SSTs die Häufigkeiten der simulierten Telekonnektionen und die erfolgreiche Übertragung der atmosphärischen Anomaliesignale in den Ozean. Dabei hat der Ozean, der das Klimasignal empfängt, den größeren Einfluss auf die Telekonnektionshäufigkeit als der Ozean, von dem das Signal ausgeht.

Im 21. Jahrhundert werden die Telekonnektionen zwischen Atlantik und Pazifik, auf die ein Kaltwasserereignis folgt, wesentlich weniger oft simuliert als im historischen Zeitraum. Kompositenanalysen mit atmosphärischen Variablen zeigten außerdem, dass verhältnismäßig stärkere Atmosphärenanomalien zum Zustandekommen dieser Telekonnektionstypen notwendig sein werden. Der Telekonnektionstyp, bei dem auf einen El Niño ein Atlantik Niño folgt, wird intensiver simuliert, seine Häufigkeit ändert sich aber nicht signifikant.

Weiterhin wurde der Zusammenhang zwischen Atlantik Niños und dem Indischen Ozean sowie dem indischen Sommermonsun untersucht. Eine spezielle Herausforderung besteht dabei, den störenden Einfluss des ENSO-Systems zu entfernen, das als bedeutendstes Klimavariabilitätssystem sowohl auf den Atlantik als auch auf den indischen Raum einwirkt. Dazu wurden zum einen partielle Korrelationen gerechnet, die einen linearen Zusammenhang zwischen den Ozeanen berücksichtigen können, und zum anderen Kompositenanalysen, die so ausgewählt wurden, dass vor, während und nach der atlantisch-indischen Interaktion keine signifikanten pazifischen SST Anomalien auftreten durften. Auf diese Weise konnten auch nicht-lineare Zusammenhänge berücksichtigt und damit ausgeschlossen werden. Das CMIP5 Ensemble zeigt simultan zu Atlantik Niños in den borealen Sommermonaten Juni bis August positive SST Anomalien im nordwestlichen Indik, die in den Modellen durch einen verringerten Somali-Jet erklärt werden können. Der indische Sommermonsun wird durch Atlantik Niños abgeschwächt, dies ist jedoch in den verwendeten Modellen nur sehr schwach ausgeprägt. Dabei entstehen durch einen Atlantik Niño in der hohen Troposphäre anomal zyklonale Rotationen über dem westlichen indischen Ozean, die eine abgeschwächte indische Walkerzelle andeuten. Zusammen mit tieferem Druck und Konvergenzanomalien in der Höhe über dem nördlichen Indik, führt dies zur Abschwächung der monsunalen Niederschläge.

Die beiden Klimaszenarien rcp45 und rcp85 führen zu keiner einheitlichen Projektion für die atlantisch-indische Telekonnektion. In rcp45 lässt die Abschwächung des indischen Monsuns aufgrund von atlantischen Warmwasserereignissen etwas nach gegenüber dem historischen Zeitraum, das Szenario rcp85 projiziert eine verstärkte

Erwärmung des nordwestlichen Indischen Ozeans als Folge von Atlantik Niños bis zum Jahr 2100.

Ein zusammenführender Überblick der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse mündet in folgenden Punkten:

- Aktuelle Klimamodelle können Atlantik Niños, ihre regionalen Auswirkungen und die komplexen tropischen Telekonnektionen simulieren. Allerdings werden die Modellergebnisse mehr oder weniger stark durch systematische Fehler beeinflusst. Diese wirken sich in der vorliegenden Arbeit insbesondere auf die räumliche Lage und Quantität von Niederschlagsanomalien sowie auf die Häufigkeit von simulierten Telekonnektionen aus.
- Die Gründe für die analysierten Modellfehler sind vielfältig und von Modell zu Modell unterschiedlich. Ungenauigkeiten in der Modellierung der tropischen Niederschläge resultieren in erster Linie aus einer unzureichenden Simulation der Innertropischen Konvergenzzone. Das Zustandekommen von Telekonnektionen dagegen hängt vor allem von den äquatorialen SSTs ab.
- Unter den Bedingungen des globalen Klimawandels muss im 21. Jahrhundert mit Änderungen der tropischen ozeanisch-atmosphärischen Interaktionen gerechnet werden. Insbesondere Telekonnektionen, die zu einem tropischen Kaltwasserereignis führen, werden signifikant seltener simuliert. Der Einfluss von Atlantik Niños auf den afrikanischen Niederschlag wird im 21. Jahrhundert räumlich differenzierter und eher abgeschwächt projiziert. Die unterschiedlichen Szenarien führen jedoch in den meisten Analysen zu einer sehr großen Unsicherheitsspanne in den Klimaprojektionen.

Ausblick

Die vorliegende Arbeit zeigte, dass die aktuellen Klimamodelle von CMIP5 bereits beachtlich komplexe atmosphärische und ozeanische Prozesse und Interaktionen simulieren können. Dennoch besteht noch Verbesserungsbedarf. Denn gerade in dem in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsgebiet finden sich Regionen mit großen Modellbias. Eine realitätsnähere Simulation des (1) Benguela-Upwelling-Systems in den Ozeanmodellen und der (2) innertropischen Konvergenzzone in den Atmosphärenmodellen würde den Modellanalysen in den betroffenen Bereichen zu einer nötigen Qualitätssteigerung verhelfen.

Zur Untermauerung der erlangten Ergebnisse wäre außerdem die Vergrößerung des Modellensembles sinnvoll: entweder durch die Hinzunahme anderer Modelle oder durch die Analyse mehrerer Realisationen eines Modells. In der vorliegenden

Arbeit wurde jedes der 15 untersuchten Modelle als gleich wichtig und damit auch gleich „richtig“ eingestuft. Die modellvergleichende Analyse aus Kapitel 5.7 jedoch zeigte, dass die Modelle des Ensembles einzelne Aspekte der tropischen SST Variabilität im Atlantik unterschiedlich gut simulieren, die daraus gewonnene Güte der Modelle aber nicht auf andere Klimaelemente und auch nicht auf andere Erdregionen übertragen werden kann. Für zukünftige Klimamodellstudien wäre es wünschenswert, passende Methoden zu entwickeln, die eine Klassifikation oder Gewichtung der einzelnen Modelle nach ihrer Güte im Ensemble erlauben, um Anomalien oder auch Klimaprojektionssignale eindeutiger und signifikanter extrahieren zu können.

Zusätzlich zu den in dieser Arbeit betrachteten innertropischen Telekonnektionen sollten in weiteren Modellstudien auch Telekonnektionen der tropischen Warmwasserereignisse mit außertropischen Klimaphänomenen, wie etwa der NAO, untersucht werden, um die Fähigkeiten und Grenzen der aktuellen Klimamodelle noch umfassender zu bestimmen.

Literaturverzeichnis

- Angell, J. (1981). Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Monthly Weather Review*, 109(2):230–243.
- Ashok, K., Guan, Z., und Yamagata, T. (2001). Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28(23):4499–4502.
- Ashok, K. und Saji, N. (2007). On the impacts of ENSO and Indian Ocean dipole events on sub-regional Indian summer monsoon rainfall. *Natural Hazards*, 42(2):273–285.
- Bahrenberg, G., Giese, E., und Nipper, J. (1999). *Statistische Methoden in der Geographie*. Stuttgart, 4. Aufl.
- Balas, N., Nicholson, S., und Klotter, D. (2007). The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. *International Journal of Climatology*, 27(10):1335–1349.
- Banks, H. T., Stark, S., und Keen, A. B. (2007). The adjustment of the coupled climate model HadGEM1 toward equilibrium and the impact on global climate. *Journal of Climate*, 20(23):5815–5826.
- Barimalala, R., Bracco, A., und Kucharski, F. (2012). The representation of the South Tropical Atlantic teleconnection to the Indian Ocean in the AR4 coupled models. *Climate Dynamics*, 38(5-6):1147–1166.
- Bell, G. B. (2014). NEAR REAL-TIME OCEAN / ATMOSPHERE Monitoring, Assessments, and Prediction. *Climate Diagnostics Bulletin*, S. 1 – 90.
- Bhaskaran, B. und Mullan, A. (2003). El Nino-related variations in the southern Pacific atmospheric circulation: Model versus observations. *Climate Dynamics*, 20(2-3):229–239.
- Biasutti, M., Sobel, A., und Kushnir, Y. (2006). AGCM precipitation biases in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 19(6):935–958.

- Binet, D., Gobert, B., und Maloueki, L. (2001). El Niño-like warm events in the Eastern Atlantic (6 N, 20 S) and fish availability from Congo to Angola (1964–1999). *Aquatic Living Resources*, 14(02):99–113.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172.
- Blüthgen, J. und Weischet, W. (1980). *Allgemeine Klimageographie*. 3. Aufl.
- Boebel, O., Lutjeharms, J., Schmid, C., Zenk, W., Rossby, T., und Barron, C. (2003). The Cape Cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(1):57–86.
- Bortz, J. und Schuster, C. (2010). *Statistik für Human- und Sozialwissenschaftler. Lehrbuch mit Online-Materialien*. Springer-Verlag.
- Bott, A. (2012). *Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und -prognose*. Heidelberg.
- Breugem, W.-P., Chang, P., Jang, C., Mignot, J., und Hazeleger, W. (2008). Barrier layers and tropical Atlantic SST biases in coupled GCMs. *Tellus A*, 60(5):885–897.
- Camberlin, P., Janicot, S., und Pocard, I. (2001). Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, 21(8):973–1005.
- Chang, C., Harr, P., und Ju, J. (2001). Possible roles of Atlantic circulations on the weakening Indian monsoon rainfall-ENSO relationship. *Journal of Climate*, 14(11):2376–2380.
- Chang, C.-Y., Nigam, S., und Carton, J. A. (2008). Origin of the springtime westerly bias in equatorial Atlantic surface winds in the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3) simulation. *Journal of Climate*, 21(18):4766–4778.
- Chang, P., Fang, Y., Saravanan, R., Ji, L., und Seidel, H. (2006a). The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. *Nature*, 443(7109):324–328.
- Chang, P., Yamagata, T., Schopf, P., Behera, S., Carton, J., Kessler, W., Meyers, G., Qu, T., Schott, F., Shetye, S., et al. (2006b). Climate Fluctuations of Tropical Coupled Systems - The Role of Ocean Dynamics. *Journal of Climate*, 19(20):5122–5174.
- Chen, C.-A., Chou, C., und Chen, C.-T. (2012). Regional Perspective on Mechanisms for Tropical Precipitation Frequency and Intensity under Global Warming. *Journal of Climate*, 25(24):8487–8501.

- Chen, S., Wei, K., Chen, W., und Song, L. (2014). Regional changes in the annual mean Hadley circulation in recent decades. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(13):7815–7832.
- Chou, C. und Chen, C.-A. (2010). Depth of convection and the weakening of tropical circulation in global warming. *Journal of Climate*, 23(11):3019–3030.
- Chou, C. und Neelin, J. D. (2004). Mechanisms of Global Warming Impacts on Regional Tropical Precipitation. *Journal of Climate*, 17(13):2688–2701.
- Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C.-A., und Tu, J.-Y. (2009). Evaluating the “Rich-Get-Richer” Mechanism in Tropical Precipitation Change under Global Warming. *Journal of Climate*, 22(8):1982–2005.
- Chou, C., Wu, T.-C., und Tan, P.-H. (2013). Changes in gross moist stability in the tropics under global warming. *Climate Dynamics*, 41(9-10):2481–2496.
- Chu, J.-E., Ha, K.-J., Lee, J.-Y., Wang, B., Kim, B.-H., und Chung, C. E. (2014). Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5. *Climate Dynamics*, 43(1-2):535–551.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R., Yin, X., Gleason, B., Vose, R., Rutledge, G., Bessemoulin, P., et al. (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28.
- Del Rey, M. M., Rodriguez-Fonseca, B., und Polo, I. (2014). Atlantic opportunities for ENSO prediction. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Band 16.
- Delecluse, P., Servain, J., Levy, C., Arpe, K., und Bengtsson, L. (1994). On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982–1983 ENSO. *Tellus A*, 46(4):448–464.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., und Phillips, A. S. (2010a). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, 2:115–143.
- Deser, C., Phillips, A. S., und Alexander, M. A. (2010b). Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophysical Research Letters*, 37(10):1–6.
- Diaz, H. F., Hoerling, M. P., und Eischeid, J. K. (2001). ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, 21(15):1845–1862.
- Ding, H., Keenlyside, N. S., und Latif, M. (2012). Impact of the equatorial Atlantic on the El Niño southern oscillation. *Climate Dynamics*, 38(9-10):1965–1972.

- Dirmeyer, P. A. und Brubaker, K. L. (2007). Characterization of the global hydrologic cycle from a back-trajectory analysis of atmospheric water vapor. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):20–37.
- DOMEX (2011). Velocity Potential-MJO. "<http://www.domex2011.com/velocity-potential>".
- Dong, L. und Zhou, T. (2014). The Indian Ocean Sea Surface Temperature Warming Simulated by CMIP5 Models during the Twentieth Century: Competing Forcing Roles of GHGs and Anthropogenic Aerosols. *Journal of Climate*, 27(9):3348–3362.
- DWD (2014). Deutscher Wetterdienst, Wetterlexikon. "www.dwd.de/lexikon".
- Ernste, H. (2011). *Angewandte Statistik in Geografie und Umweltwissenschaften*. Stuttgart, 1. Aufl.
- Ettlting, D. (2002). *Theoretische Meteorologie. Eine Einführung*. Heidelberg.
- Flohn, H. (1950). Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, 4(3/4):141–162.
- Florenchie, P., Lutjeharms, J. R., Reason, C., Masson, S., und Rouault, M. (2003). The source of Benguela Niños in the south Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 30(10):1–4.
- Florenchie, P., Reason, C., Lutjeharms, J., Rouault, M., Roy, C., und Masson, S. (2004). Evolution of interannual warm and cold events in the southeast Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 17(12):2318–2334.
- Folland, C. und Parker, D. (1995). Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(522):319–367.
- Frierson, D. M., Lu, J., und Chen, G. (2007). Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophysical Research Letters*, 34(18).
- Gammelsrød, T., Bartholomae, C., Boyer, D., Filipe, V., und O'Toole, M. (1998). Intrusion of warm surface water along the Angolan-Namibian coast in February–March 1995: the 1995 Benguela Niño. *South African Journal of Marine Science*, 19(1):41–56.
- García-Serrano, J., Losada, T., und Rodríguez-Fonseca, B. (2011). Extratropical atmospheric response to the Atlantic Niño decaying phase. *Journal of Climate*, 24(6):1613–1625.

- García-Serrano, J., Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., und Polo, I. (2008). Tropical Atlantic variability modes (1979-2002). Part II: time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *Journal of Climate*, 21(24):6476–6497.
- Gates, W. (2003). Ein kurzer Überblick über die Geschichte der Klimamodellierung. *Promet*, 29:3–5.
- Gill, A. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449):447–462.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R. M., und Stohl, A. (2010). On the origin of continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Goswami, B. N., Krishnamurthy, V., und Annmalai, H. (1999). A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(554):611–633.
- Grodsky, S. A., Carton, J. A., Nigam, S., und Okumura, Y. M. (2012). Tropical Atlantic biases in CCSM4. *Journal of Climate*, 25(11):3684–3701.
- Gu, D. und Philander, S. (1995). Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, 8(4):864–876.
- Haar, A. (1910). Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme. *Mathematische Annalen*, 69(3):331–371.
- Hahn, D. G. und Shukla, J. (1976). An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(12):2461–2462.
- Hansingo, K. und Reason, C. (2009). Modelling the atmospheric response over southern Africa to SST forcing in the southeast tropical Atlantic and southwest subtropical Indian Oceans. *International Journal of Climatology*, 29(7):1001–1012.
- Hantel, M. und Mayer, D. (2006). Skriptum Theoretische Meteorologie II. Technical Report 5, Wiener Meteorologische Schriften, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien.
- Hardman-Mountford, N., Richardson, A., Agenbag, J., Hagen, E., Nykjaer, L., Shillington, F., und Villacastin, C. (2003). Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. *Progress in Oceanography*, 59(2):181–221.

- Hirst, A. C. und Hastenrath, S. (1983). Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical Atlantic sector. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7):1146–1157.
- Holton, J. R. und Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology*, Band 5. Academic press.
- Hong, C.-C., Li, T., und Chen, Y.-C. (2010). Asymmetry of the Indian Ocean Basinwide SST Anomalies: Roles of ENSO and IOD. *Journal of Climate*, 23(13):3563–3576.
- Hsu, P.-C. und Li, T. (2012). Is “rich-get-richer” valid for Indian Ocean and Atlantic ITCZ? *Geophysical Research Letters*, 39(13).
- Hu, Y. und Fu, Q. (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19):5229–5236.
- Hu, Y., Tao, L., und Liu, J. (2013). Poleward expansion of the Hadley circulation in CMIP5 simulations. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30:790–795.
- Huang, B., Schopf, P. S., und Shukla, J. (2004). Intrinsic ocean-atmosphere variability of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 17(11):2058–2077.
- Huang, P. (2014). Regional response of annual-mean tropical rainfall to global warming. *Atmospheric Science Letters*, 15(2):103–109.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobeit, J. (1993). Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. *Die Erde*, 124(1):63–77.
- Janicot, S. (1992). Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II: Associated surface and airmass characteristics. *Journal of Climate*, 5(5):499–511.
- Kang, S. M. und Held, I. M. (2012). Tropical precipitation, SSTs and the surface energy budget: a zonally symmetric perspective. *Climate Dynamics*, 38(9-10):1917–1924.
- Keenlyside, N. S. und Latif, M. (2007). Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *Journal of Climate*, 20(1):131–142.
- Kehl, H. (2014). Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) und Hadley-Zelle. "<http://lv-twk.oekosys.tu-berlin.de/project/lv-twk/03-TWK-ITCZ.htm>".

- Kim, S. T. und Yu, J.-Y. (2012). The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Kirtman, B. P. (1997). Oceanic Rossby wave dynamics and the ENSO period in a coupled model. *Journal of Climate*, 10(7):1690–1704.
- Klein, S. A., Soden, B. J., und Lau, N.-C. (1999). Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 12(4):917–932.
- Knudsen, M. F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B. H., und Kuijpers, A. (2011). Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Communications*, 2:178.
- Kripalani, R. und Kulkarni, A. (1996). Assessing the impacts of El Niño and non-El Niño-related droughts over India. *Drought Network News*, 24:11–13.
- Kucharski, F., Bracco, A., Yoo, J., und Molteni, F. (2007). Low-frequency variability of the Indian monsoon-ENSO relationship and the tropical Atlantic: The “weakening” of the 1980s and 1990s. *Journal of Climate*, 20(16):4255–4266.
- Kucharski, F., Bracco, A., Yoo, J., und Molteni, F. (2008). Atlantic forced component of the Indian monsoon interannual variability. *Geophysical Research Letters*, 35(4).
- Kucharski, F., Bracco, A., Yoo, J., Tompkins, A., Feudale, L., Ruti, P., und Dell’Aquila, A. (2009). A Gill–Matsuno-type mechanism explains the tropical Atlantic influence on African and Indian monsoon rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(640):569–579.
- Kucharski, F., Syed, F., Burhan, A., Farah, I., und Gohar, A. (2015). Tropical Atlantic influence on Pacific variability and mean state in the twentieth century in observations and CMIP5. *Climate Dynamics*, 44(3-4):881–896.
- Kumar, K. K., Rajagopalan, B., und Cane, M. A. (1999). On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284(5423):2156–2159.
- Latif, M. und Grötzner, A. (2000). The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, 16(2-3):213–218.
- Lau, K. und Weng, H. (1995). Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(12):2391–2402.
- Lau, K. und Yang, S. (2003). Walker circulation. *Encyclopedia of atmospheric sciences*, S. 2505–2509.

- Legates, D. R. und Willmott, C. J. (1990a). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10(2):111–127.
- Legates, D. R. und Willmott, C. J. (1990b). Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 41(1-2):11–21.
- Lindzen, R. S. und Nigam, S. (1987). On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17):2418–2436.
- Liu, Z. und Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2):1–34.
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., Janicot, S., Gervois, S., Chauvin, F., und Ruti, P. (2010). Tropical response to the Atlantic Equatorial mode: AGCM multi-model approach. *Climate Dynamics*, 35(1):45–52.
- Lübbecke, J. F., Böning, C. W., Keenlyside, N. S., und Xie, S.-P. (2010). On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. *Journal of Geophysical Research*, 115(C09015).
- Lübbecke, J. F. und McPhaden, M. J. (2012). On the Inconsistent Relationship between Pacific and Atlantic Niños. *Journal of Climate*, 25(12):4294–4303.
- Lübbecke, J. F. und McPhaden, M. J. (2013). A Comparative Stability Analysis of Atlantic and Pacific Niño Modes. *Journal of Climate*, 26(16):5965–5980.
- Lutz, K., Jacobeit, J., und Rathmann, J. (2014). Atlantic warm and cold water events and impact on African west coast precipitation. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.3969.
- Lutz, K., Rathmann, J., und Jacobeit, J. (2013). Classification of warm and cold water events in the eastern tropical Atlantic Ocean. *Atmospheric Science Letters*, 14(2):102–106.
- Matsuno, T. (1966). Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 44(1):25–43.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M., Lamarque, J., Matsumoto, K., Montzka, S., Raper, S., Riahi, K., et al. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1-2):213–241.

- Menon, A., Levermann, A., Schewe, J., Lehmann, J., und Frieler, K. (2013). Consistent increase in Indian monsoon rainfall and its variability across CMIP-5 models. *Earth System Dynamics*, 4(2):287–300.
- MetOffice (2014). ENSO impacts. "<http://www.metoffice.gov.uk/research/climate/seasonal-to-decadal/gpc-outlooks/el-nino-la-nina/ENSO-impacts>".
- Min, S.-K. und Son, S.-W. (2013). Multimodel attribution of the Southern Hemisphere Hadley cell widening: Major role of ozone depletion. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(7):3007–3015.
- Moore, D., Hisard, P., McCreary, J., Merle, J., O'Brien, J., Picaut, J., Verstraete, J.-M., und Wunsch, C. (1978). Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 5(8):637–640.
- Morlet, J. (1983). Sampling theory and wave propagation. In *Issues in Acoustic Signal - Image Processing and Recognition*, S. 233–261.
- Moron, V. und Plaut, G. (2003). The impact of El Niño–southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *International Journal of Climatology*, 23(4):363–379.
- Muller, A., Reason, C., und Fauchereau, N. (2008). Extreme rainfall in the Namib Desert during late summer 2006 and influences of regional ocean variability. *International Journal of Climatology*, 28(8):1061–1070.
- Neelin, J., Chou, C., und Su, H. (2003). Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 30(24):1–4.
- Neelin, J., Münnich, M., Su, H., Meyerson, J., und Holloway, C. (2006). Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(16):6110–6115.
- Niang, I., Ruppel, O., Abdrabo, M., Field, C., Barros, V., und Dokken, D. (2014). Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nicholson, S. E. (1993). An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate*, 6(7):1463–1466.
- Niederholz, J. (1999). *Anwendungen der Wavelet-Transformation in Übertragungssystemen*. Dissertation, Universität Duisburg-Essen, Fakultät für Ingenieurwissenschaften.

- Nnamchi, H. C., Li, J., Kang, I.-S., und Kucharski, F. (2013). Simulated impacts of the South Atlantic Ocean Dipole on summer precipitation at the Guinea Coast. *Climate Dynamics*, 41(3-4):677–694.
- NOAA (2015). Description of changes to Oceanic Niño Index (ONI). "http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_change.shtml".
- Okumura, Y. und Xie, S.-P. (2006). Some Overlooked Features of Tropical Atlantic Climate Leading to a New Niño-Like Phenomenon. *Journal of Climate*, 19(22):5859–5874.
- Ott, I., Romberg, K., und Jacobeit, J. (2015). Teleconnections of the tropical Atlantic and Pacific Oceans in a CMIP5 model ensemble. *Climate Dynamics*, 44(11-12):3043–3055.
- Oueslati, B. und Bellon, G. (2015). The double ITCZ bias in CMIP5 models: interaction between SST, large-scale circulation and precipitation. *Climate Dynamics*, 44(3-4):585–607.
- Paeth, H. (2006). *Das Monsunklima in Asien*, Band 32, Kapitel 1, S. 98–113. Deutscher Wetterdienst PROMET.
- Parthasarathy, B., Munot, A., und Kothawale, D. (1994). All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871–1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 49(4):217–224.
- Peterson, R. G. und Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26(1):1–73.
- Petterssen, S. (1950). Some aspects of the general circulation of the atmosphere. *Cent. Proc. Roy. Meteor. Soc.*, 17:120–155.
- Philander, S. (1986). Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984. *Nature*, 322:236–238.
- Philander, S. und Pacanowski, R. (1981). The oceanic response to cross-equatorial winds. *Tellus*, 33(2):201–210.
- Philander, S. G. H. (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Band 46. Academic Press.
- Philipp, A. (2003). *Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika*. Dissertation, Bayerische Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

- Pirani, A., Hrsg. (2011). *CLIVAR Exchanges - Special Issue: WCRP Coupled Model Inter-comparison Project - Phase 5 - CMIP5*, Band 56 (16). International CLIVAR Project Office.
- Polo, I., Martin-Rey, M., Rodriguez-Fonseca, B., Kucharski, F., und Mechoso, C. R. (2015). Processes in the Pacific La Niña onset triggered by the Atlantic Niño. *Climate Dynamics*, 44(1-2):115–131.
- Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., und García-Serrano, J. (2008). Tropical Atlantic Variability modes (1979-2002). Part I: time-evolving SST modes related to West African rainfall. *Journal of Climate*, 21(24):6457–6475.
- Radgen, P., Cremer, C., Warkentin, S., Gerling, P., May, F., und Knopf, S. (2006). Verfahren zur CO₂-Abscheidung und -Speicherung. *Climate Change, Umweltbundesamt*, 5:1 – 28.
- Rathmann, J. (2009). *Klima- und Zirkulationsvariabilität im südhemisphärischen Afrika seit Beginn des 20. Jahrhunderts*. Dissertation, Universität Augsburg.
- Rayner, N., Parker, D., Horton, E., Folland, C., Alexander, L., Rowell, D., Kent, E., und Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14).
- Reason, C. und Rouault, M. (2002). ENSO-like decadal variability and South African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 29(13):1–4.
- Reason, C. und Rouault, M. (2006). Sea surface temperature variability in the tropical southeast Atlantic Ocean and West African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Richter, I., Behera, S. K., Doi, T., Taguchi, B., Masumoto, Y., und Xie, S.-P. (2014a). What controls equatorial Atlantic winds in boreal spring? *Climate Dynamics*, 43:3091–3104.
- Richter, I., Behera, S. K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Komori, N., und Yamagata, T. (2010). On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. *Geophysical Research Letters*, 37(20).
- Richter, I., Behera, S. K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Sasaki, H., und Yamagata, T. (2013). Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, 6(1):43–47.

- Richter, I., Xie, S.-P., Behera, S., Doi, T., und Masumoto, Y. (2014b). Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. *Climate Dynamics*, 42:171–188.
- Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., García-Serrano, J., Losada, T., Mohino, E., Mechoso, C. R., und Kucharski, F. (2009). Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, 36(20).
- Romberg, K. (2014). *Warm and cold water events in the tropical southeast Atlantic Ocean*. Dissertation, Universität Augsburg.
- Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N., und Reason, C. J. (2003). South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 30(5):1–4.
- Rouault, M., Illig, S., Bartholomae, C., Reason, C., und Bentamy, A. (2007). Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. *Journal of Marine Systems*, 68(3):473–488.
- Roxy, M., Gualdi, S., Drbohlav, H.-K. L., und Navarra, A. (2011). Seasonality in the relationship between El Niño and Indian Ocean dipole. *Climate Dynamics*, 37(1-2):221–236.
- Saji, N., Goswami, B. N., Vinayachandran, P., und Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751):360–363.
- Schönwiese, C.-D. (2013). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Bornträger, 5. Aufl.
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W., und Miller, J. (2003). Mechanisms of Hemispherically Symmetric Climate Variability. *Journal of Climate*, 16(18):2960–2978.
- Servain, J., Picaut, J., und Merle, J. (1982). Evidence of Remote Forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12(5):457–463.
- Shannon, L. (1985). The Benguela ecosystem. I: Evolution of the Benguela physical features and processes. *Oceanography and Marine Biology*, 23:105–182.
- Shannon, L., Agenbag, J., und Buys, M. (1987). Large- and mesoscale features of the Angola-Benguela front. *South African Journal of Marine Science*, 5(1):11–34.
- Shannon, L., Boyd, A., Brundrit, G., und Taunton-Clark, J. (1986). On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system. *Journal of marine Research*, 44(3):495–520.

- Shannon, L., Crawford, R., Brundrit, G., und Underhill, L. (1988). Responses of fish populations in the Benguela ecosystem to environmental change. *Journal du Conseil: ICES Journal of Marine Science*, 45(1):5–12.
- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, S. 517–524.
- Sikka, D. (1980). Some aspects of the large scale fluctuations of summer monsoon rainfall over India in relation to fluctuations in the planetary and regional scale circulation parameters. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 89(2):179–195.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., und Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10):2283–2296.
- Staten, P. W., Rutz, J. J., Reichler, T., und Lu, J. (2012). Breaking down the tropospheric circulation response by forcing. *Climate Dynamics*, 39(9-10):2361–2375.
- Stöckli, R., Vermote, E., Saleous, N., Simmon, R., und Herring, D. (2005). The Blue Marble Next Generation - A true color earth dataset including seasonal dynamics from MODIS. *NASA Earth Observatory*.
- Streck, G. (2004). *Einführung in die Statistik: für Geoökologen und andere Naturwissenschaftler*. BoD–Books on Demand.
- Sutton, R., Jewson, S., und Rowell, D. (2000). The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *Journal of Climate*, 13(18):3261–3284.
- Svendsen, L., Kvamstø, N. G., und Keenlyside, N. (2014). Weakening AMOC connects Equatorial Atlantic and Pacific interannual variability. *Climate Dynamics*, 43:2931–2941.
- Tans, P. (2014). Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. "www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/".
- Tao, W., Huang, G., Hu, K., Qu, X., Wen, G., und Gong, H. (2014). Interdecadal modulation of ENSO teleconnections to the Indian Ocean Basin Mode and their relationship under global warming in CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, 35:391–407.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., und Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.

- Toniazzo, T. und Woolnough, S. (2014). Development of warm SST errors in the southern tropical Atlantic in CMIP5 decadal hindcasts. *Climate Dynamics*, 43(11):2889–2913.
- Torrence, C. und Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., et al. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, 109:5–31.
- Vizy, E. K. und Cook, K. H. (2001). Mechanisms by which Gulf of Guinea and eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *Journal of Climate*, 14(5):795–821.
- Voltaire, A., Claudon, M., Caniaux, G., Giordani, H., und Roehrig, R. (2014). Are atmospheric biases responsible for the tropical Atlantic SST biases in the CNRM-CM5 coupled model? *Climate Dynamics*, 43(11):2963–2984.
- Wahl, S., Latif, M., Park, W., und Keenlyside, N. (2011). On the tropical Atlantic SST warm bias in the Kiel Climate Model. *Climate Dynamics*, 36(5-6):891–906.
- Wallace, J. M. und Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4):784–812.
- Wang, C. (2002). Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. *Journal of Climate*, 15(13):1516–1536.
- Wang, C. (2006). An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, 33(12).
- Wang, C., Kucharski, F., Barimalala, R., und Bracco, A. (2009). Teleconnections of the tropical Atlantic to the tropical Indian and Pacific Oceans: A review of recent findings. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(4):445–454.
- Ward, M. N. (1998). Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, 11(12):3167–3191.
- Webster, P. J. und Palmer, T. N. (1997). The past and the future of El Niño. *Nature*, 390:562–564.
- Weischet, W. (2002). *Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen*. 6. Aufl.

- Weischet, W. und Endlicher, W. (2000). *Regionale Klimatologie, Teil 2. Die Alte Welt. Europa, Afrika*. B. G. Teubner, 6. Aufl.
- Weller, E. und Cai, W. (2013). Realism of the Indian Ocean Dipole in CMIP5 Models: The Implications for Climate Projections. *Journal of Climate*, 26(17):6649–6659.
- Weng, H. und Lau, K. (1994). Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(17):2523–2541.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Band 91. Academic Press Inc., INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES, 2. Aufl.
- Willmott, C. J., Rowe, C. M., und Philpot, W. D. (1985). Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *The American Cartographer*, 12(1):5–16.
- Woodruff, S. D., Diaz, H. F., Worley, S. J., Reynolds, R. W., und Lubker, S. J. (2005). Early ship observational data and ICOADS. *Climatic Change*, 73(1-2):169–194.
- Xie, S.-P. und Carton, J. A. (2004). *Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts*. American Geophysical Union.
- Xie, S.-P., Hu, K., Hafner, J., Tokinaga, H., Du, Y., Huang, G., und Sampe, T. (2009). Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *Journal of Climate*, 22(3):730–747.
- Xu, Z., Li, M., Patricola, C. M., und Chang, P. (2013). Oceanic origin of southeast tropical Atlantic biases. *Climate Dynamics*, 43(11):2915–2930.
- Yadav, R. (2009). Role of equatorial central Pacific and northwest of North Atlantic 2-metre surface temperatures in modulating Indian summer monsoon variability. *Climate Dynamics*, 32(4):549–563.
- Yasunaka, S. und Hanawa, K. (2011). Intercomparison of historical sea surface temperature datasets. *International Journal of Climatology*, 31(7):1056–1073.
- Yu, J.-Y., Chou, C., und Neelin, J. D. (1998). Estimating the Gross Moist Stability of the Tropical Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(8):1354–1372.
- Zebiak, S. E. (1993). Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6(8):1567–1586.
- Zermeño-Díaz, D. M. und Zhang, C. (2013). Possible Root Causes of Surface Westerly Biases over the Equatorial Atlantic in Global Climate Models. *Journal of Climate*, 26(20):8154–8168.

Zhang, Q., Körnich, H., und Holmgren, K. (2013). How well do reanalyses represent the southern African precipitation? *Climate Dynamics*, 40(3-4):951–962.

Zheng, X.-T., Xie, S.-P., Du, Y., Liu, L., Huang, G., und Liu, Q. (2013). Indian Ocean Dipole Response to Global Warming in the CMIP5 Multimodel Ensemble. *Journal of Climate*, 26(16):6067–6080.

A

Anhang

Tabelle A.1: Einzelergebnisse des Modell-Rankings aus Kapitel 5.7, S. 73. Analysen zur allgemeinen Südatlantik-Charakteristik (Methoden 1-6) und zu Atlantik Niños (Methoden 7-12). **M1:** Wiederkehrperioden der Wavelet-Analyse; **M2:** Korrelation SST-Jahresgang; **M3:** Korrelation der Standardabweichungen im SST-Jahresgang; **M4:** Fehlersumme SST-Jahresgang; **M5:** SST-Bias der Regionen ATLN1 und 3; **M6:** Bias der SST-Standardabweichungen der Regionen ATLN1 und 3; **M7:** Dauer der Atlantik Niños; **M8:** Peakmonat der Atlantik Niños; **M9:** Onsetmonat der Atlantik Niños; **M10:** Korrelation der SST Anomalie-Felder; **M11:** Korrelation der Standardabweichungen SST Anomalie-Felder; **M12:** PCA-Ergebnisse.

	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12
ACCESS1-0	12	5	4	4	4	9	10	9	7	6	4	14
ACCESS1-3	5	14	2	1	2	11	4	3	4	8	1	6
CCSM4	2	5	10	13	13	5	2	10	8	12	1	4
CNRM-CM5	7	9	13	14	14	8	14	13	12	3	13	15
CSIRO-Mk3-6-0	14	4	5	7	7	1	5	7	3	2	12	12
GFDL-CM3	9	12	7	6	6	1	15	14	11	12	6	2
GFDL-ESM2G	4	3	12	7	8	3	9	15	9	15	6	8
GISS-E2-H	3	9	11	14	14	15	2	4	6	1	9	7
HadGEM2-ES	10	1	1	1	3	3	5	4	5	5	3	1
inmcm4	11	14	7	9	9	9	7	1	14	11	14	10
MIROC5	6	5	3	4	4	11	1	2	2	8	6	11
MPI-ESM-LR	8	9	15	9	9	13	13	12	15	4	14	8
MPI-ESM-MR	1	8	14	11	9	5	12	7	13	10	9	13
MRI-CGCM3	12	1	5	1	1	5	8	6	1	6	5	2
NorESM1-M	15	13	7	11	12	14	10	11	9	12	11	5

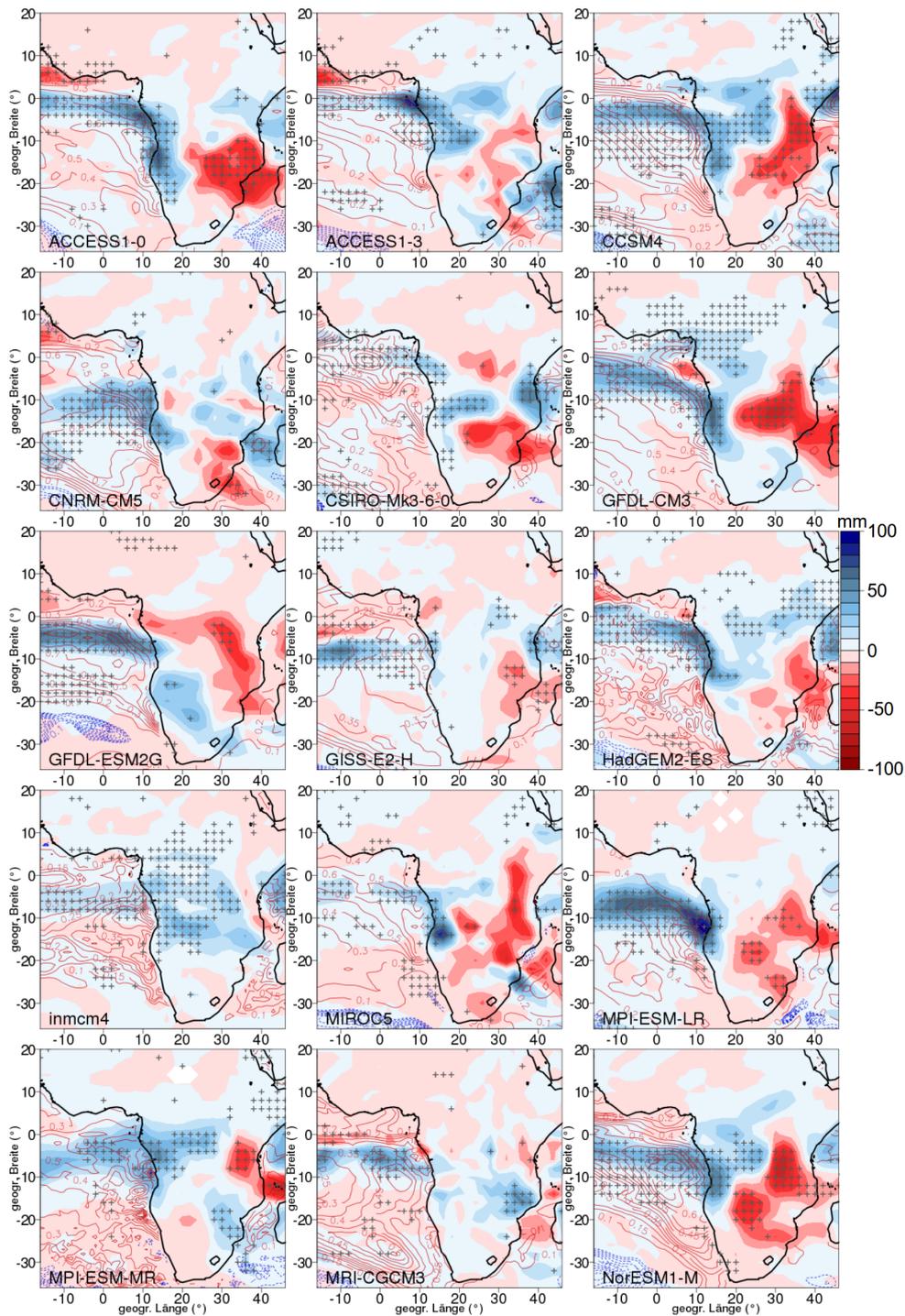


Abbildung A.1: Niederschlagsanomalien in mm (farbig) und SST Anomalien in °C (Konturen) während Atlantik Niños im Dezember aller untersuchter CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004. Die grauen Kreuze geben die Signifikanz an (Sicherheitswahrscheinlichkeit: 90% nach U-Test.)

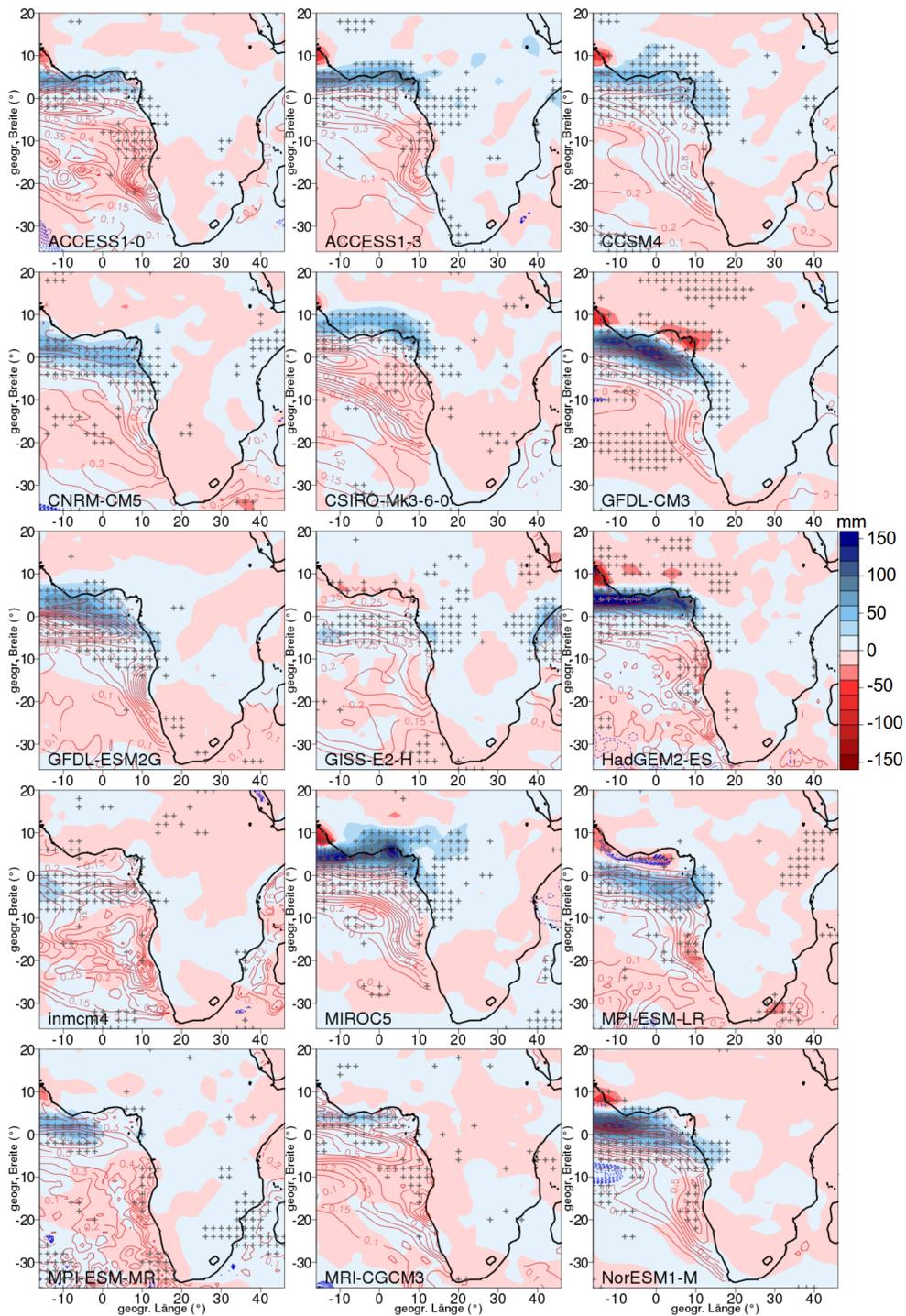


Abbildung A.2: Niederschlagsanomalien in mm (farbig) und SST Anomalien in °C (Konturen) während Atlantik Niños im August aller untersuchter CMIP5 Modelle für den historischen Zeitraum 1861-2004. Die grauen Kreuze geben die Signifikanz an (Sicherheitswahrscheinlichkeit: 90% nach U-Test.)

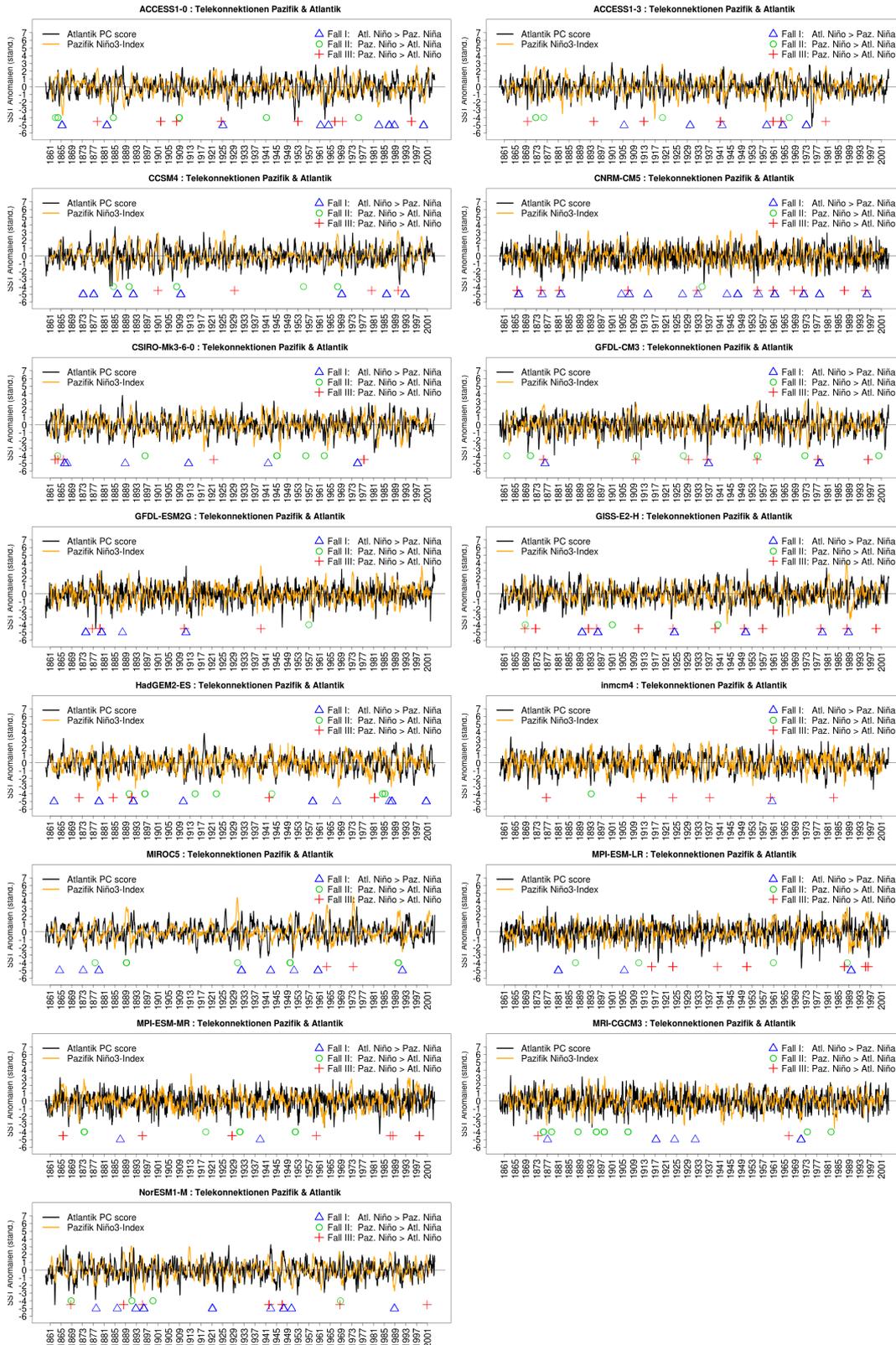


Abbildung A.3: Standardisierte SST Anomalien für den ATL3- und Niño3-Index von 1861-2004 aller untersuchten CMIP5 Modelle. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei untersuchten Telekonnectionstypen (Fall I-III).

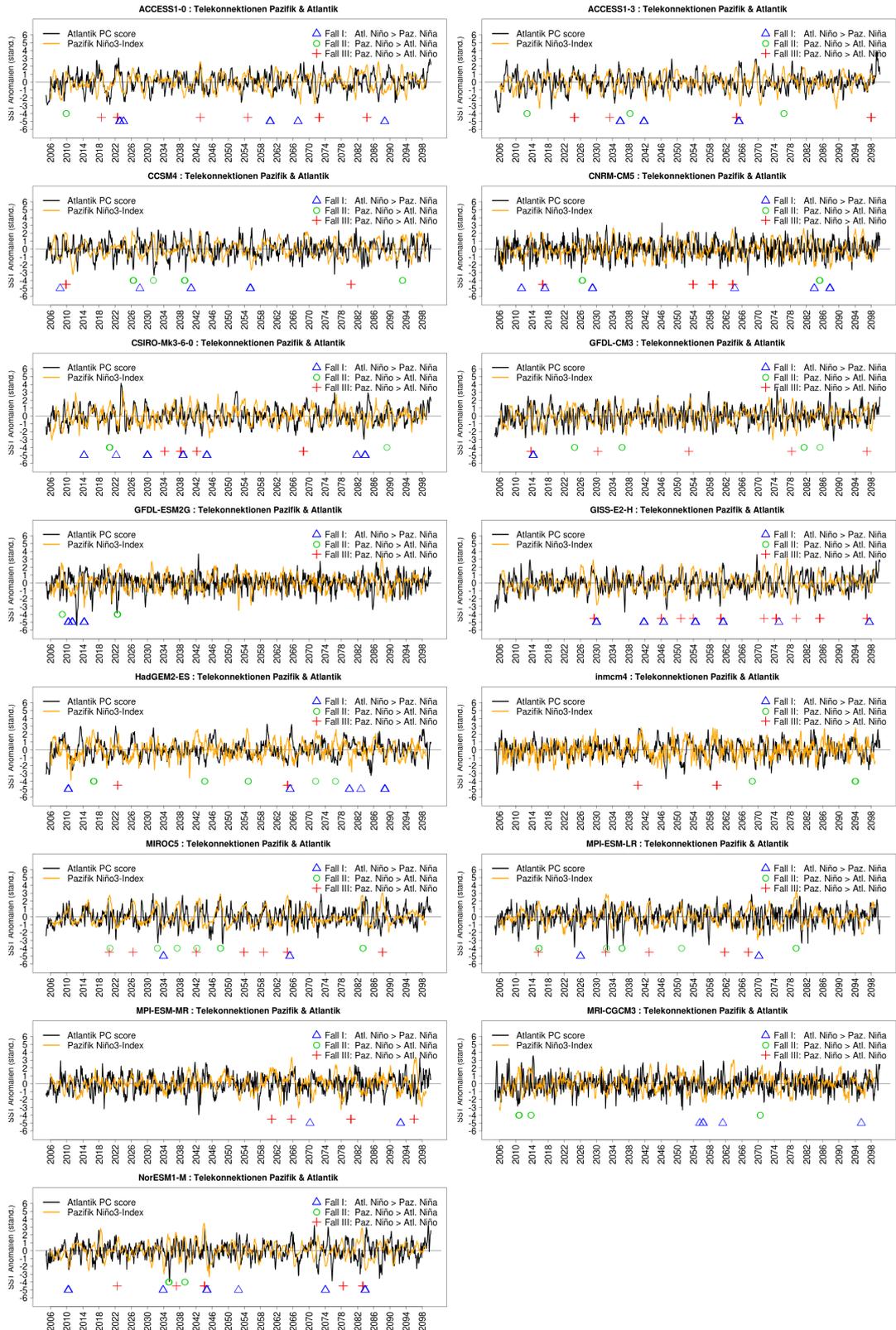


Abbildung A.4: Standardisierte SST Anomalien für den ATL3- und Niño3-Index von 2006-2100 (rcp45) aller untersuchten CMIP5 Modelle. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei untersuchten Telekonnektionstypen (Fall I-III).

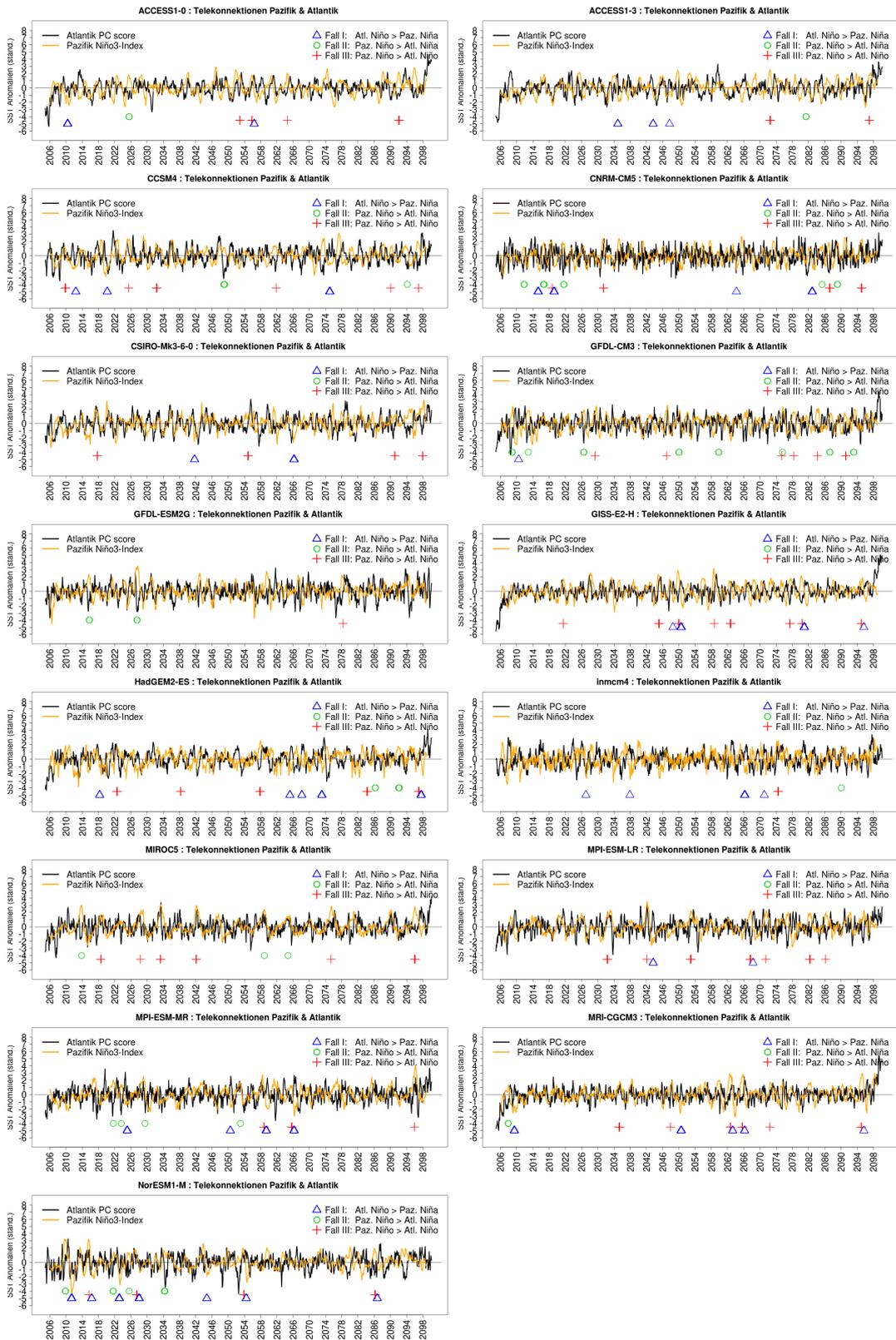


Abbildung A.5: Standardisierte SST Anomalien für den ATLN3- und Niño3-Index von 2006-2100 (rcp85) aller untersuchten CMIP5 Modelle. Zusätzlich eingezeichnet sind die drei untersuchten Telekonnektionstypen (Fall I-III).