

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	5
Abstract	6
1 Einleitung	7
1.1 Der mittlere atmosphärische Energieexport der Tropen	7
1.2 Das Phänomen ENSO	8
1.3 Quantitative Definitionen von El Niño	9
1.4 Die globale Anomalie des Klimas und El Niño 1939-42	11
1.5 Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts in Zusammenhang mit ENSO Variabilität	15
2 Datensätze	18
2.1 ERA-20C	18
2.2 ERA-PreSAT	21
3 Theorie und Methoden	23
3.1 Atmosphärische Energiehaushaltsgleichungen	23
3.2 Lineare Kreuzkorrelationsanalyse	26
3.3 Lineare Regressionsanalyse	29
3.4 EOF – Analyse	32
4 Ergebnisse und Diskussion	36
4.1 Räumlich-zeitliche Variabilität und Inhomogenitäten in ERA-PreSAT	36
4.2 Homogenisierung von ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV anhand von 4 bzw. 5 Bruchpunkten	40
4.3 Zeitlich-zonale Variabilität von TEDIV, LEDIV und DSEDIV in Zusammenhang mit ENSO	45
4.4 Lineare Kreuzkorrelationsanalyse	50
4.5 Lineare Regressionsanalyse	56
5 Conclusio und Ausblick	64
Danksagung	68
A Anhang	69
Literaturverzeichnis	75

Zusammenfassung

Diese Arbeit untersucht die zwischenjährliche Variabilität des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen in Zusammenhang mit ENSO für die Periode 1939-66. Die neuen Reanalysedatensätze ERA-PreSAT (zusätzlich assimilierte Höhenbeobachtungen) und ERA-20C des ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) wurden herangezogen. Die Berechnung der vertikal integrierten horizontalen Energieflussdivergenzen für die gesamte atmosphärische Energie (TEDIV) und latente Energie (LEDIV) erfolgte nach der direkten Methode und unter Berücksichtigung der Massenkorrektur. Die zeitlich-zonal aufgelöste Variabilität (Hovmöller Diagramme) der ERA-PreSAT Haushaltsgrößen weist neben den ENSO bezogenen Strukturen auch markante Inhomogenitäten auf, welche jedoch nicht in ERA-20C auftreten. Ein Zusammenhang mit den assimilierten Höhenbeobachtungen liegt nahe. Zudem zeigt ERA-PreSAT TEDIV EOF-1 statt einem ENSO Signal eher inhomogene Strukturen, samt unrealistischem meridionalen Gradienten. Anhand eines optimierten *equal sampling* SNHT wurden die zonal aufgelösten Differenzzeitreihen von ERA-PreSAT und ERA-20C (TEDIV und LEDIV Anomalien) auf Bruchpunkte (Inhomogenitäten) getestet. Auf Basis von 5 markanten Brüchen konnten die ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV Zeitserien aller Gitterpunkte zwischen 30°S und 30°N homogenisiert werden. Nach der Homogenisierung ist das ENSO Signal wie ursprünglich erwartet in ERA-PreSAT TEDIV EOF-1 vorhanden ohne unrealistischem meridionalen Gradienten. In den Hovmöller Diagrammen treten konsistente Dipol- bzw. Quadrupol-artige Muster der homogenisierten Haushaltsanomalien besonders während der starken El Niño Ereignisse 1939-42, 1957/58 und 1965/66 sowie mit umgekehrten Vorzeichen für La Niña 1942/43 und 1955/56 deutlich in Erscheinung. Die Sonderstellung des starken El Niño Ereignisses 1939-42 wird durch Abweichungen von über +8 bis +20 W m⁻² (TEDIV) sowie unter -30 W m⁻² (LEDIV), die durchgehend für einen Zeitraum von eineinhalb bis zwei Jahren über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik erreicht werden, untermauert. Anhand von linearen Kreuzkorrelations- und Regressionsanalysen zeigt sich ein statistisch signifikanter linearer Zusammenhang zwischen den ERA-PreSAT (bzw. ERA-20C) Energiehaushaltsanomalien und ENSO (Niño 3.4) für die Periode 1939-66. Im Vergleich zu ERA-Interim (1979-2011) ist dieser Zusammenhang etwas schwächer ausgeprägt samt geringerer Signifikanz. Eine östliche Ausdehnung bzw. Verlagerung der Haushaltsanomalien über dem tropischen Pazifik bei El Niño (La Niña) ist in den ERA-Interim Hovmöller Diagrammen aber auch anhand der ersten beiden LEDIV EOFs (als El Niño Modoki) ersichtlich. Für ERA-PreSAT (bzw. ERA-20C) zeigt sich dies wenn überhaupt nur deutlich schwächer. Teilweise tritt sogar eine westliche Verlagerung auf (besonders nach 1950), welche mit der unterschiedlichen SST Entwicklung über dem tropischen Pazifik vor und nach dem *climate shift* 1976/77 in Verbindung steht. Die resultierenden sogenannten „Central Pacific“ (CP) El Niños könnten über eine Fernwirkung die negative Phase der NAO forcieren.

Abstract

This thesis examines the interannual variability of the tropical atmospheric energy budget in association with ENSO for the period 1939-66. The new reanalyses ERA-PreSAT (additionally assimilated upper air observations) and ERA-20C of ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) were used. The vertically integrated horizontal divergences of total and latent energy transport (TEDIV and LEDIV) were calculated according to the direct method under consideration of mass flux correction. The longitude-time variability (Hovmöller diagrams) of the ERA-PreSAT energy flux divergences shows besides ENSO related patterns also pronounced inhomogeneities, which however do not occur in ERA-20C. A connection with the assimilated upper air observations is plausible. Furthermore rather inhomogeneous structures and an unrealistic meridional gradient are visible in ERA-PreSAT TEDIV EOF-1 instead of an ENSO signal. Based on an optimized *equal sampling* SNHT the zonally resolved difference time series of ERA-PreSAT and ERA-20C (TEDIV and LEDIV anomalies) were tested for breakpoints (inhomogeneities). On the basis of 5 pronounced discontinuities the ERA-PreSAT TEDIV and LEDIV time series were homogenized at every grid point between 30°S and 30°N. After the homogenization an ENSO related structure emerges as originally expected in ERA-PreSAT TEDIV EOF-1 without an unrealistic meridional gradient. In the Hovmöller diagrams characteristic dipole and quadrupole patterns for the homogenized divergences of energy fluxes are apparent especially during the strong El Niño events 1939-42, 1957/58 and 1965/66 and with reversed sign during La Niña 1942/43 and 1955/56. The extraordinary El Niño event 1939-42 is supported by anomalies higher than +8 to +20 W m⁻² (TEDIV) and less than -30 W m⁻² (LEDIV), which continuously occur over the tropical central/eastern Pacific for a period of 1.5 to 2 years. Linear cross correlation and regression analyses reveal a statistically significant linear relationship between ERA-PreSAT (ERA-20C) energy export anomalies and ENSO (Niño 3.4) for the period 1939-66. Compared to ERA-Interim (1979-2011) this relationship is a little less distinctive with lower significance. An eastward extension or propagation of the anomalies over the tropical Pacific during El Niño (La Niña) emerges in the ERA-Interim Hovmöller diagrams and in the first two LEDIV EOFs (as El Niño Modoki). For ERA-PreSAT (ERA-20C) this is -if at all- hardly detectable. Partially even a westward propagation occurs (especially after 1950) in association with the special SST evolution over the tropical Pacific before and after the climate shift 1976/77. The resulting so-called „Central Pacific“ (CP) El Niños could reinforce the negative phase of the NAO via a special teleconnection.

1 Einleitung

1.1 Der mittlere atmosphärische Energieexport der Tropen

Dem Klimasystem der Erde wird im tropischen Bereich netto Energie zugefügt, wogegen die mittleren und höheren Breiten ein Energiedefizit aufweisen. Der Grund hierfür ist eine differenziellen Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre (Rad_{TOA}). Diese ungleiche meridionale Energieverteilung stellt den Antrieb für Zirkulationssysteme in Ozean und Atmosphäre dar (Peixóto and Oort 1992). Ein beträchtlicher Anteil der überschüssigen Energie im tropischen Bereich wird dabei über die atmosphärische Zirkulation Richtung Extratropen transportiert. Für die ERA-Interim Periode (1979-2011) erfassten Mayer et al. (2013) diesen tropischen Energieexport anhand vertikal integrierter horizontaler Energieflussdivergenzen quantitativ. Als Grundlage hierfür dient das Konzept des atmosphärischen Energiehaushalts (vgl. Abschnitt 3.1 und Mayer and Haimberger 2012).

Dabei zeigt die totale Energieflussdivergenz (TEDIV) gemittelt über den tropischen Bereich (20°S - 20°N) im Jahresverlauf durchgehend positive Werte außer über dem östlichen Pazifik. Von Dezember bis Februar ist der Energieexport Richtung nördliche Extratropen über dem sogenannten „Western Pacific Warm Pool“ und über dem Atlantik mit Werten $>70 \text{ W m}^{-2}$ maximal (vgl. Mayer et al. 2013 für den gesamten zonal aufgelösten Jahresgang samt Standardabweichung). Im zonalen Mittel werden Werte von 35 W m^{-2} (August) bis 41 W m^{-2} (Jänner) bei einer Standardabweichung von $11\text{-}12,5 \text{ W m}^{-2}$ erreicht. Die tropische latente Energieflussdivergenz weist ein negatives Maximum (Konvergenz) während dem Indischen und Südostasiatischen Monsun von Juni bis August in Zusammenhang mit starker konvektiver Aktivität (d.h. Feuchteflusskonvergenz) auf. Im zonalen Mittel zeigen sich geringe Werte von -8 W m^{-2} (November) bis $+5 \text{ W m}^{-2}$ (Juni), da fast die gesamte durch Kondensation frei werdende latente Energie im tropischen Bereich als Antrieb der Hadley-Zellen dient (Mayer et al. 2013). Unter Vernachlässigung der Energietendenz (vgl. Abschnitt 3.1) repräsentiert DSEDIV die diabatische Heizung der Atmosphäre, wobei ein enger Zusammenhang mit der durch Kondensation frei werdenden latenten Energie (LEDIV) besteht (vgl. Abschnitt 4.3). Werte von 31 W m^{-2} (Juni) bis 46 W m^{-2} (November) treten im zonalen Mittel der Tropen auf, was den dominanten Einfluss auf den gesamten tropischen Energieexport ($\text{TEDIV} = \text{LEDIV} + \text{DSEDIV}$) verdeutlicht (Mayer et al. 2013).

Der zwischenjährlichen Variabilität dieser Größen des tropischen Energiehaushalts kommt besonders in Zusammenhang mit dem ENSO Phänomen große Bedeutung zu.

1.2 Das Phänomen ENSO

Das Phänomen ENSO (*El Niño - Southern Oscillation*) stellt ein zentrales und prägendes Muster globaler, zwischenjährlicher Klimavariabilität dar (Brönnimann 2007, Trenberth 1997). Mit schweren Dürren oder Überschwemmungen, die während eines sogenannten „warmen“ bzw. „kalten“ ENSO Ereignisses in manchen Teilen der Welt auftreten können, sind auch große ökologische, ökonomische sowie soziale Auswirkungen verbunden (Brönnimann 2007).

Als „El Niño“ wird die ozeanische Komponente von ENSO bezeichnet, oft aber auch das gesamte Phänomen. Hierbei gibt Glantz (1996) einen Überblick über die unterschiedlichen qualitativen Definitionen: Ursprünglich wurde eine warme, südwärts gerichtete Meereströmung an der Küste von Peru und Ecuador, die etwa zur Weihnachtszeit auftrat, von peruanischen Seeleuten „El Niño“ (spanisch: der Bub, das Christkind) genannt. Erst später galt diese Bezeichnung der alle paar Jahre auftretenden Erwärmung des oberflächennahen Wassers entlang der Auftriebsgebiete der peruanischen Küste. Das Fehlen des dort normalerweise vorhandenen kalten, nährstoffreichen Tiefenwassers bedroht dann lokale Fisch- und Vogelbestände. Diese Erwärmung der oberflächennahen Schichten des Ozeans ist oftmals nicht auf die Küstenregionen beschränkt, sondern findet sich in variierender Intensität im gesamten östlichen und/oder zentralen äquatorialen Pazifik wieder. Den Gegenpart zu dieser warmen ENSO Phase stellt die kalte Phase „La Niña“ (spanisch: das Mädchen) dar, die mit einer Abkühlung des äquatorialen tropischen Pazifiks einhergeht (Trenberth 1997). Über den betroffenen Gebieten kommt es dabei bedingt durch Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean auch zu Anomalien des atmosphärischen Luftdrucks (Glantz 1996). Die sogenannte „Southern Oscillation“ stellt die atmosphärische Komponente von ENSO dar. Gilbert Walker und Eliphalet Bliss beschrieben sie zuerst als „Schaukel“ des Bodenluftdrucks (SLP) zwischen dem zentralen tropischen Pazifik und dem Indonesischen Archipel (Walker 1923, Walker 1924 und Walker and Bliss 1924). Jakob Bjerknes stellte einen Zusammenhang zwischen den beiden ENSO Komponenten (d.h. „El Niño“ und „Southern Oscillation“) her und beschrieb eine dreidimensionale Zirkulation, genannt Walker-Zirkulation, welche die Ursache der „Druckschaukel“ darstellt (Bjerknes 1966 und Bjerknes 1969). Die Kopplung der Systeme Atmosphäre und Ozean spielt dabei eine entscheidende Rolle (vgl. Brönnimann 2007).

Normalerweise bedingt ozeanischer Auftrieb an der Küste Perus und Ecuadors sowie entlang des Äquators relativ geringe Meeresoberflächentemperaturen (SSTs - *Sea Surface Temperatures*) in diesem Gebiet. Nach Westen zu steigen jedoch die SSTs und über dem warmen Wasser des westlichen tropischen Pazifiks (sog. „Western Pacific Warm Pool“) tritt massive positive atmosphärische Konvektion auf. Der entstehende westwärts gerichtete negative Druckgradient forciert die Passatwinde, die das Wasser nach Westen treiben

und somit den Auftrieb im östlichen tropischen Pazifik aufrecht erhalten. Letzteres führt zu einer Abkühlung der oberflächennahen Wasserschichten, was bei besonders starker Ausprägung als kaltes ENSO Ereignis bzw. „La Niña“ bezeichnet wird. Neben der bodennah östlichen Strömung der Passatwinde und dem Aufsteigen warmer, feuchter Luftmassen über dem Indonesischen Archipel, komplettieren das Rückfließen dieser Luftmassen in höheren Schichten entlang des Äquators und Absinken über dem äquatorialen Ostpazifik die pazifische Walker-Zelle (siehe Brönnimann 2007).

Bei einem warmen ENSO Ereignis bzw. El Niño kommt es zu einer Abschwächung oder Umkehrung der Walker-Zirkulation. Schwache Passatwinde hemmen den Auftrieb im äquatorialen östlichen Pazifik und entlang der Küste Perus und Ecuadors, sodass in diesen Gebieten eine Erwärmung der oberflächennahen Wasserschichten – mit SST-Anomalien bis zu $+5^{\circ}\text{C}$ – auftritt. Somit fehlt auch der westwärts gerichtete negative Druckgradient als „Motor“ der Passatwinde. Das warme Wasser im äquatorialen Zentral- und Ostpazifik forciert hier nun positive atmosphärische Konvektion. Die aufsteigenden Luftmassen strömen in höheren atmosphärischen Schichten westwärts bzw. ostwärts und sinken über dem Indonesischen Archipel bzw. Südamerika ab. Der bodennah ostwärts bzw. westwärts gerichtete Rückstrom dieser Luftmassen in den Zentralpazifik komplettiert die veränderte Walker-Zirkulation während eines El Niño Ereignisses (Brönnimann 2007).

1.3 Quantitative Definitionen von El Niño

Trotz seiner großen globalen Bedeutung (z.B. Dürren und Überschwemmungen) existiert wie bereits erwähnt keine einheitliche qualitative Definition des El Niño Phänomens (Glantz 1996, Trenberth 1997). Auch der Versuch einer quantitativen Definition gestaltete sich über die letzten Jahrzehnte als schwierig. Quinn et al. (1978) etwa ordneten El Niño Ereignissen (ab 1726) auf einer vierteiligen Skala einen Wert von 1 (stark) bis 4 (schwach) zu. Dieses Maß der Intensität beschränkte sich aber auf Phänomene an der Küste Südamerikas. Die Meteorologische Behörde Japans (JMA - *Japan Meteorological Agency*) hingegen legte bei ihrem objektiven Verfahren den Fokus auf das Flächenmittel monatlicher SST-Anomalien in einem Gebiet im östlichen tropischen Pazifik (4°N - 4°S und 90° bis 150°W). Für die so entstehende Zeitserie wird ein gleitendes Mittel über 5 Monate gebildet, um Variabilität innerhalb der Saisonen zu glätten. Dabei gelten Phasen, die zumindest 6 Monate durchgehend eine Anomalie von $+5^{\circ}\text{C}$ oder mehr aufweisen, als El Niño Ereignis (vgl. Trenberth 1997).

So wie im vorigen Beispiel ermittelt man die ozeanische ENSO-Komponente oft auf Basis von flächengemittelten SSTs bzw. SST-Anomalien in bestimmten Regionen des Zentral- und/oder Ostpazifiks (z.B. in der Niño 3 Region: 5°N - 5°S und 90° - 150°W ; vgl. Brönnimann 2007: Abbildung 1). Mit dem Erreichen oder Über- bzw. Unterschreiten eines Schwellen-

werts für eine bestimmte Zeitdauer werden dann warme bzw. kalte ENSO Phasen definiert. Die atmosphärische Komponente von ENSO wird meist über den sogenannten „Southern Oscillation Index“ (SOI) quantifiziert, basierend auf der Differenz des standardisierten Bodenluftdrucks (SLP) von Darwin und Tahiti (Brönnimann 2007). Dabei ist eine geeignete Glättung der monatlichen SLPs nötig, da andere mikro- und mesoskalige bzw. hochfrequente Phänomene wie etwa die *Madden-Julian Oscillation* die Druckwerte an den beiden Stationen jeweils beeinflussen können (Trenberth 1997, Trenberth and Hoar 1996a). Negative Werte des SOI signalisieren El Niño und positive Werte La Niña Ereignisse. Um die atmosphärische und ozeanische ENSO Komponente gemeinsam zu betrachten, lassen sich gekoppelte Indizes definieren (Gergis and Fowler 2005, Brönnimann 2007).

Trenberth and Hoar (1996)a identifizierten stark negative Korrelationen (<-0.8) des geglätteten SOI und der SSTs in einem Gebiet westlich der Niño 3 Region. Auch Graf and Zanchettin (2012) wiesen auf die Bedeutung eines sogenannten „Central Pacific“ (CP) El Niños hin. Dessen Nähe zum klimatologisch warmen Wasser des westlichen tropischen Pazifiks („Western Pacific Warm Pool“) bewirkt stärkere atmosphärische Konvektion in diesem Gebiet mit größeren Anomalien (z.B. des Niederschlags) als während eines „East Pacific“ (EP) El Niño Ereignisses im Ostpazifik (Niño 3 Region). Dahingehend definierte das Klimavorhersagezentrum der NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) den Niño 3.4 Index, basierend auf SSTs in der Region 5°N - 5°S und 120° - 170°W (Trenberth 1997). Auch für diesen Index stellt sich die Frage, welcher Schwellenwert zur Charakterisierung von warmen bzw. kalten ENSO-Ereignissen für eine bestimmte Dauer über bzw. unterschritten werden soll. Auf Basis der Periode Jänner 1950 bis März 1997 testete Trenberth (1997) die Werte $0,3$, $0,4$ und $0,5^{\circ}\text{C}$, wobei ein gleitendes Mittel und eine Dauer analog zur Definition der JMA herangezogen wurde. Unter Verwendung des höchsten Schwellenwerts ($0,5^{\circ}\text{C}$) erfüllten einige historisch belegte ENSO-Ereignisse nicht das Kriterium (z.B. El Niño 1953 sowie 1979/80) und auch die untere Schranke ($0,3^{\circ}\text{C}$) erwies sich in Anbetracht der festgelegten Dauer als nicht sinnvoll. Somit schien für den Niño 3.4 Index (5-monatiges gleitendes Mittel) ein Wert von $0,4^{\circ}\text{C}$ angemessen, der für eine Dauer von mindestens 6 Monaten durchgehend über bzw. unterschritten werden soll, um ein El Niño bzw. La Niña Ereignis zu definieren. Von den 567 betrachteten Monaten (Jänner 1950 bis März 1997) konnte Trenberth (1997) damit 177 (31 %) als El Niño und 133 (23 %) als La Niña Monate identifizieren. Das Auftreten eines warmen bzw. kalten ENSO Ereignisses ist mit 55 % also etwas wahrscheinlicher als die neutrale Phase. Der Niño 3.4 Index (vgl. Trenberth 1997: Abbildung 1) zeigt eine Periode von 3-6 Jahren zwischen den Maxima und eine mittlere Dauer der Ereignisse von einem Jahr. Ein Übergang von der warmen zur kalten Phase bzw. umgekehrt tritt gewöhnlich im Sommerhalbjahr der Nordhalbkugel auf, wogegen die maximale Amplitude meist im Nordwinter erreicht wird.

1.4 Die globale Anomalie des Klimas und El Niño 1939-42

Anhand des im vorigen Abschnitt 1.3 eingeführten Niño 3.4 Index (vgl. Trenberth 1997, NOAA) zur Quantifizierung von ENSO, lassen sich auch einige starke El Niño Ereignisse (Anomalien >1.5 °C) identifizieren (z.B. 2015/16, 1997/98, 1982/83, 1972/73 und 1939-42). Deren Dauer beträgt in den meisten Fällen etwa ein Jahr.

Eine bedeutende Ausnahme stellt dabei das starke Ereignis 1939-42 dar, da El Niño Bedingungen, wenn auch mit variierender Intensität, für einen Zeitraum von mehr als zwei Jahren vorherrschten (vgl. Brönnimann 2005). Dies steht möglicherweise in Zusammenhang mit einer ganzen Reihe von persistenten Anomalien des globalen Klimas, die vor allem an der Erdoberfläche aber auch in höheren Atmosphärenschichten etwa zur selben Zeit (Jänner 1940 – Februar 1942) auftraten (vgl. Brönnimann et al. 2004a, Brönnimann 2005). Bekannt sind die außergewöhnlich kalten Winter in Europa (1939/40 – 1941/42), die den Vorstoß deutscher Truppen im 2. Weltkrieg beeinflussten. Im zentralen Nordpazifik und Nordsibirien waren 1940 und 1941 gar die zwei kältesten Jahre des 20. Jahrhunderts. In Teilen Alaskas und in Zentralasien wurde hingegen der wärmste Winter des Jahrhunderts verzeichnet (vgl. Brönnimann 2005). Neben massiven Waldbränden in Alaska und schweren Dürren in der Sahelzone, stellten auch auf der Südhalbkugel große Überschwemmungen in Peru und Ernteaussfälle in Australien beträchtliche ökonomische und soziale Herausforderungen dar. Die zuvor erwähnten Temperaturanomalien stehen in Beziehung zu Anomalien des Bodenluftdrucks. So wurden etwa ein verstärktes Aleutentief zusammen mit einem schwach ausgeprägten Islandtief und positive Anomalien über Skandinavien beobachtet. Solch eine Druckkonstellation führt zu ungewöhnlich starker Warmluftadvektion an der Vorderseite des Aleutentiefs und fördert „Blocking“-Wetterlagen im Raum Ostpazifik/Europa mit der Häufung von Kaltluftausbrüchen Richtung Zentraleuropa (Lejenäs 1989, Brönnimann 2005). Diese Druckanomalien spiegeln sich auch in einer positiven Phase des sogenannten „Pacific North American Pattern“ (PNA, vgl. Trenberth et al. 1998) und einer negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO, vgl. Hurrell et al. 2003) wider.

Nun stellt sich die Frage, in wie weit ein Zusammenhang zwischen den Anomalien an der Erdoberfläche (z.B. hohe Ozonwerte an mehreren Stationen der Nordhemisphäre) und Abweichungen der großräumigen Zirkulation in höheren Atmosphärenschichten (z.B. schwach ausgeprägter und mäandrierender Polarwirbel) besteht (Brönnimann 2005, Randel et al. 2002). Um letztgenannte Zirkulation erfassen zu können, ist eine Analyse der Felder der jeweiligen Variablen nötig. Die spärliche Verfügbarkeit systematischer Beobachtungen vor allem für höhere Atmosphärenschichten vor 1948 erschwert dies. Lediglich für die Zeit des 2. Weltkriegs (1939-45) existieren vermehrt Beobachtungsdaten von Flugzeugen und Radiosondenaufstiegen in verschiedenen meteorologischen Archiven. Anhand

der vorhandenen sogenannten „Datenblätter“ (u.a. handgeschriebene Tabellen) sind die Daten zunächst zu lokalisieren und zu digitalisieren. Eine geeignete Bewertung der Fehlerquellen und der Umgang mit Inhomogenitäten wie etwa unterschiedliche Messtechnik und Strahlungsfehler der Geräte sind weiters von Bedeutung (vgl. Brönnimann 2005). Mittels dieser Vorgehensweise konnten tausende atmosphärische GPH- und Temperaturprofile für die Periode 1939-44 evaluiert und/oder korrigiert werden, sodass damit eine relativ gute räumliche Abdeckung der Extratropen der Nordhemisphäre bis in eine Höhe von 10 km erzielt wurde (Brönnimann 2003a, Brönnimann 2003b). Unter Verwendung dieser historischen Daten wählten Brönnimann and Luterbacher (2004) eine statistische Methode zur Rekonstruktion von Höhenfeldern (bis 100 hPa) auf Monatsbasis für 1939-47 und 20°N-90°N. Als Prädiktoren in der Rekonstruktionsperiode dienten die zuvor erwähnten historischen Höhendaten gekoppelt mit Beobachtungen an der Erdoberfläche (siehe Brönnimann and Luterbacher 2004). Anhand der Periode 1948-1994 wurden statistische Modelle angepasst, wobei sowohl Prädiktoren als auch Prädiktanden hierfür auf Daten aus dem NCAR/NCEP Reanalysedatensatz (Kalnay et al. 1996) basierten. Die Prädiktoren betreffend zeigte sich eine relativ gute Übereinstimmung der historischen Höhendaten mit diesen Reanalysedaten (Brönnimann 2003a), was deren Verwendung zur Modellbildung rechtfertigte. Auch sind die als Prädiktanden benötigten GPH- und Temperaturfelder der Troposphäre und unteren Stratosphäre für den gesamten Kalibrationszeitraum (1948-1994) in der NCAR Reanalyse enthalten. Trotz einiger Nachteile des Datensatzes, wie etwa Qualitätsprobleme am Beginn der Reanalyseperiode (Kistler et al. 2001), stellt dieser eine wertvolle Grundlage der Rekonstruktion dar. Nach Bildung standardisierter Anomalien wurden sowohl Prädiktoren als auch Prädiktanden jeweils einer bestimmten Gewichtung unterzogen (vgl. Brönnimann and Luterbacher 2004). Die Modellanpassung auf Monatsbasis erfolgte anhand der Daten des jeweiligen Monats selbst sowie des vorangehenden und nachfolgenden Monats. In der Kalibrationsperiode wurde für die Prädiktoren und Prädiktanden getrennt eine PC Analyse durchgeführt und jeweils ein paar wenige PCs, deren EOFs zusammen einen Großteil an erklärter Varianz repräsentierten, ausgewählt. Mittels multiplen Regressionsmodellen wurde jeder Prädiktand PC in Abhängigkeit aller Prädiktoren PCs ausgedrückt. Nach Anwendung dieser abgeleiteten statistischen Modelle auf die Prädiktoren PCs der Rekonstruktionsperiode konnten zunächst der jeweilige Prädiktand PC und schließlich die Höhenfelder für die Periode 1939-47 rekonstruiert werden (siehe Brönnimann and Luterbacher 2004). Neben verschiedenen Experimenten zur geeigneten Modellanpassung (etwa unterschiedliche Anteile an erklärter Varianz der EOFs) und deren Validierung mittels *Split Sample Tests* (SSV) in der Kalibrationsperiode, zeigte eine unabhängige Validierung anhand von Höhendaten, die im Prozess zuvor nicht verwendet wurden, einen relativ guten *Skill* der Rekonstruktionen. Letzterer weist zwar je nach betrachtetem Feld räumliche und zeitliche Unterschiede auf (Brönnimann and

Luterbacher 2004), eine Analyse der großräumigen Zirkulation für die Extratropen der Nordhemisphäre und den Zeitraum 1939-47 ist aber möglich.

Dabei verdeutlichten diese rekonstruierten Höhenfelder erstmals den starken Einfluss der Klima-anomalie 1939-42 auf die globale Tropo- und Stratosphäre (Brönnimann et al. 2004a). Im 300 hPa Feld zeigten sich dabei persistente negative Anomalien (1939-42) über dem westlichen Nordpazifik, Teilen des Nordatlantiks und Zentraleuropa. In der unteren Stratosphäre (100 hPa GPH) signalisierten die Analysen einen schwach ausgeprägten und mäandrierenden Polarwirbel für alle 3 Winter (1940-42) und im Mittel positive Druckanomalien über der Polarregion und negative über den mittleren Breiten, was in Zusammenhang mit dem zuvor erwähnten schwachen Islandtief und der negativen NAO-Phase steht (Brönnimann 2005). Auch das Temperaturfeld in 100 hPa passte ins Bild der globalen Anomalie, mit positiven Abweichungen über Nordeurasien sowie dem nördlichen Nordpazifik und negativen über Teilen des Nordatlantiks und Kanadas für den Zeitraum 1940-42 (vgl. Brönnimann et al. 2004a, Brönnimann and Luterbacher 2004). Die an mehreren Stationen der Nordhemisphäre beobachteten hohen Ozonwerte deuten unter anderem auf veränderte Transportprozesse hin, bedingt durch Anomalien der stratosphärischen Zirkulation (Brönnimann 2005). Der zuvor erwähnte mäandrierende Polarwirbel führt auch zu einem verstärkten polwärts gerichtetem Transport von tropischem Ozon und Absinken über der Polarregion. Eine mit den deutlich positiven Anomalien der 100 hPa Temperatur in Verbindung stehende starke Erwärmung der polaren Stratosphäre im Winter (MMW: *Major Midwinter stratospheric Warming*, vgl. Labitzke and van Loon 1999) ist ein Indikator für diesen Transport und die hohen Ozonwerte vor allem im Polargebiet. Die positiven 100 hPa GPH- und Temperaturanomalien über diesem Gebiet deuten auf MMWs im Jänner/Februar 1940, Februar/März 1941 und Februar 1942 hin (Brönnimann et al. 2004b).

Um die einzelnen Phänomene der globalen Klima-anomalie 1940-42 besser im Kontext der Klimavariabilität des 20. Jahrhunderts quantitativ erfassen zu können, betrachtete Brönnimann (2005) verschiedene Index-Zeitserien wie etwa Niño 3.4 (flächengemittelte SST 120°O bis 170°W / 5 °N - 5 °S), TOZ (an der schweizer Station Arosa gemessenes totales Ozon) und Z100 (100 hPa GPH Differenz zwischen 75-90 °N und 40-55 °N gemittelt von Jänner bis April). Im Fokus der zwischenjährigen Variabilität wurden alle Anomalie-Zeitreihen (bezogen auf die 1961-1990 Klimatologie) einer geeigneten Glättung (2-jähriges gleitendes Mittel) unterzogen. Der Niño 3.4 Index verdeutlicht das starke und persistente El Niño Ereignis 1939-42 anhand eines globalen Maximums anfang der 1940er Jahre. Und auch die anderen Index-Zeitserien weisen etwa zur selben Zeit teils deutliche Abweichungen bezogen auf die Variabilität des 20. Jahrhunderts auf (vgl. Brönnimann 2005). Zusätzlich zeigen die in dieser Arbeit herangezogenen ERA-PreSAT Reanalysedaten (vgl. Abschnitt 2.2) für die Periode 1939-66 die Sonderstellung des Ereignisses 1939-42

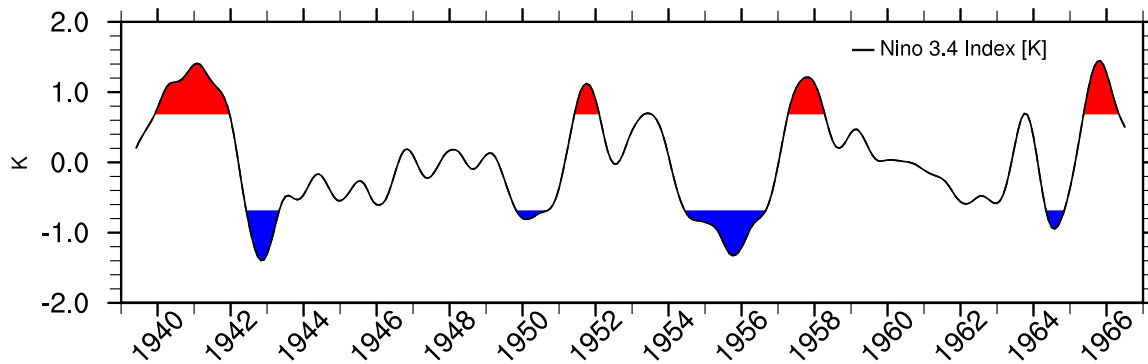


Abbildung 1: Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von 5°N-5°S und 120°-170°W, geglättet, de-trended) für 1939-66; Werte größer/kleiner ± 0.7 (Standardabweichung) rot/blau schattieren signalisieren El Niño/La Niña

mit Abweichungen des Niño 3.4 Index von $+0.6$ °C durchgehend für einen Zeitraum von etwa 2 Jahren (siehe Abbildung 1). Es stellt sich die Frage, ob das ausgeprägte El Niño Ereignis möglicherweise die Ursache für diese außergewöhnlichen Anomalien des globalen Klimas darstellt. Über Modifikationen der Hadley-Zirkulation und die Generierung von Rossby-Wellen beeinflusst El Niño das Gebiet des Pazifiks um Nordamerika sowie diesen Kontinent selbst auf charakteristische Weise (u.a. Alexander et al. 2002). Dagegen ist der ENSO Einfluss auf den Bereich Atlantik / Europa bedingt durch die große Variabilität der Zirkulation der Extratropen nicht stationär (d.h. unterschiedliche Auswirkungen verschiedener El Niño Ereignisse; Graetbatch et al. 2004). Eine Analyse derselben Index-Zeitserien, jedoch auf Basis von Berechnungen des 650-jährigen Kontrolllaufs eines AOGCMs (siehe Brönnimann et al. 2004a) bekräftigte das Auftreten der zuvor erwähnten Anomalien des Klimas während starker und lang andauernder El Niño Ereignisse. Dabei ist der beschriebene anormale Zustand des Systems der globalen Tropo- und Stratosphäre *eine* wenn auch nicht die einzige Möglichkeit (Brönnimann 2005).

Aufgrund der Sonderstellung der Klima-anomalie 1940-42 (bezüglich räumlicher und zeitlicher Ausdehnung) scheint für diese Periode eine Analyse der großskaligen Klimavariabilität, bezogen auf Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre sowie Tropen und Extratropen, von Bedeutung. Im folgenden Abschnitt wird dahingehend ein Zusammenhang zwischen der ENSO Variabilität und Anomalien von Größen des atmosphärischen Energiehaushalts (vgl. Abschnitt 3.1) hergestellt, wobei der Fokus in dieser Arbeit auf dem tropischen Bereich liegt. Solch ein Zusammenhang und die außergewöhnlichen Anomalien der Jahre 1940-42 galten gleichsam als Motivation dieser Masterarbeit.

1.5 Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts in Zusammenhang mit ENSO Variabilität

In der Literatur wird das ENSO-Phänomen und dessen zeitliche Entwicklung oft anhand der Variabilität unterschiedlicher Größen wie Meeresoberflächentemperatur (SST), langwellige Ausstrahlung, Niederschlag oder Tiefe der Thermokline beschrieben (z.B. Trenberth et al. 2002b, Graf and Zanchettin 2012, Meinen and McPhaden 2000). Auf Basis mehrerer Satelliten- und Reanalysedatensätzen fanden Trenberth et al. (2002)b über Korrelations- und Regressionsanalysen einen robusten statistischen Zusammenhang zwischen ENSO und Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen, wie etwa vertikal integrierte diabatische Heizung und totale horizontale Energieflussdivergenz (TEDIV, vgl. Abschnitt 3.1). Für letztere zeigten sich dabei in der Periode 1979-98 hohe Korrelationen mit ENSO-Indizes.

Während eines El Niño Ereignisses führen die hohen SSTs im tropischen Zentral- und Ostpazifik zu Verdunstung und über Konvektion zum Transport dieser latenten Wärme in höhere Atmosphärenschichten, wo sie durch Kondensation im Niederschlag wieder frei wird (Mayer et al. 2013, Trenberth et al. 2002). Graf and Zanchettin (2012) wiesen mit ihrer Theorie einer „Subtropischen Brücke“ auf die mögliche Bedeutung dieser frei werdenden latenten Energie während eines „Central Pacific“ (CP) El Niños (vgl. Abschnitt 1.3) hin. Über eine verstärkte Niederschlagsaktivität in der Nähe des „Western Pacific Warm Pool“ kommt es zur Anregung sich polwärts ausbreitender Rossby-Wellen. Durch den im Fall eines CP El Niños stark ausgeprägten und sowohl im Zentralpazifik als auch in Richtung Atlantik ausgedehnten Ostasiatischen Subtropenjetstream (STJ) können diese Wellen teilweise „eingefangen“ und im STJ nach Osten geleitet werden. Die Wellenstörung bewirkt schließlich über dem Atlantik eine Abschwächung des Azorenhochs und eine daraus resultierende negative NAO-Phase während eines CP El Niños (vgl. Graf and Zanchettin 2012).

Dahingehend stellt die im Niederschlag frei werdende latente Wärme einen Antrieb für Fernwirkungen dar. Mayer et al. (2013) betrachteten ENSO bezogene Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen. Die totale atmosphärische Energie (TE) weist dabei einen beträchtlichen Anteil an latenter Energie (LE) auf, der nach Umwandlung durch Kondensation im Niederschlag auch in der trocken statischen Energie (DSE) in Erscheinung tritt. Über einem weiten Gebiet des tropischen Zentral- und Ostpazifiks zeigten sich während eines starken El Niño Ereignisses für mehrere Monate Anomalien der horizontalen totalen Energieflussdivergenz (TEDIV) von über 20 W m^{-2} (vgl. Mayer et al. 2013). Diese Anomalien stehen in engem Zusammenhang mit jenen der Nettoenergiebilanz an der Erdoberfläche (F_s). Mayer et al. (2014) zeigten dies anhand lokaler Regressionskoeffizienten von TEDIV- bzw. F_s -Anomalien mit Niño 3.4 bei lag 0 für die

ERA-Interim Periode (1979-2012). Beide Regressionsfelder weisen strukturell und quantitativ eine hohe Übereinstimmung auf. Man beachte ein F_s vertikal nach unten wurde als positiv definiert. Dabei gelten negative Anomalien von F_s (besonders anormale vertikale latente und fühlbare Energieflüsse aber auch Strahlungsflüsse) als Antrieb für positive TEDIV Abweichungen und umgekehrt. Dies wird im Fall eines warmen ENSO Ereignisses qualitativ erläutert (vgl. Mayer et al. 2014: Abbildung 6). Die Kopplung der Systeme Ozean und Atmosphäre wird anhand von Wechselwirkungen zwischen diesen Systemen erkennbar und über F_s realisiert.

Der tropische Pazifik stellt während eines El Niño (La Niña) Ereignisses für die Atmosphäre eine Energiequelle (-senke) dar, mit Wärmeverlust (-gewinn) des Ozeans (*Ocean Heat Content Tendency* OHCT) und stärkerem (schwächerem) tropischen atmosphärischen Energieexport (TEDIV). Damit in Verbindung steht auch eine Verstärkung (Abschwächung) der pazifischen Hadley-Zelle (Oort and Yienger 1996) angetrieben durch SST-Anomalien im tropischen Pazifik (Mayer et al. 2014). Über dem tropischen Atlantik zeigen die Hadley-Zirkulation und somit auch die ENSO bezogenen Anomalien von F_s , TEDIV und OHCT ein zum Pazifik umgekehrtes Verhalten (vgl. Klein et al. 1999). Die anormale (ev. sogar umgekehrte) zonale Walker-Zirkulation stellt eine Verbindung der Hadley-Zellen über dem Indonesischen Archipel und über dem Atlantik mit dem östlichen tropischen Pazifik her. Damit trägt sie zum zuvor erwähnten anormalen atmosphärischen Energieexport aus letztgenannter Region Richtung Indonesien und Atlantik bei. Demnach erfolgt ein beträchtlicher Teil des Energieaustauschs zwischen dem tropischen Atlantischen und Pazifischen Ozean über den Energietransport der atmosphärischen Zirkulation (vgl. Mayer et al. 2014).

In dieser Arbeit wird erörtert inwieweit sich die Ergebnisse der sehr gut durch Beobachtungen erfassten ERA-Interim Periode auf die Zeit des 1939-42 El Niños, als noch kaum Radiosondenbeobachtungen vorhanden waren, wiederfinden lassen. Dahingehend wird ein anormaler Energietransport anhand von Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen in Zusammenhang mit ENSO für die Periode 1939-1966 untersucht. Im Fokus steht die zwischenjährliche Variabilität der vertikal integrierten horizontalen Energieflussdivergenzen für die gesamte atmosphärische Energie (TEDIV), latente Energie (LEDIV) sowie trocken statische und kinetische Energie (DSEDIV) (vgl. Abschnitt 3.1) im tropischen Bereich (20°S-20°N). Angetrieben durch Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre - insbesondere durch Energieflüsse zwischen diesen gekoppelten Systemen - wird der ENSO bezogene anormale atmosphärische Energietransport über Anomalien dieser Energieflussdivergenzen quantitativ erfasst. Deren zonale Struktur samt zeitlicher Variabilität - dargestellt etwa in sogenannten Hovmöller Diagrammen - zeigt u.a. mit dem ENSO-Zyklus in Verbindung stehende konsistente Muster, wobei ein statistischer

Zusammenhang mittels linearer Regressions- und Kreuzkorrelationsanalysen (Abschnitt 3.2 und 3.3) quantifiziert wird (vgl. Kapitel 4 bzw. Mayer et al. 2013, Mayer et al. 2014). Auch eine Sonderstellung des starken El Niño Ereignisses 1939-42 - als mögliche Ursache der globalen Klimaanomale 1940-42 (vgl. Abschnitt 1.4) - wird anhand der Analysen der Energiehaushaltsgrößen erörtert.

Neue Reanalyseprodukte, mit dem Ziel vorhandene/aufbereitete Beobachtungsdatensätze (etwa basierend auf historischen Höhendaten) optimal zu nutzen, werden dafür herangezogen (vgl. Kapitel 2). Die Frage stellt sich, in wie weit die räumliche und zeitliche Variabilität der betrachteten Größen ein „echtes“ Klimasignal darstellt bzw. wie viel davon „künstlich“ (etwa durch einen geringen Bias in assimilierten historischen Beobachtungen) ist. Mayer and Haimberger (2012) wiesen auf die Problematik der zeitlichen Homogenität in der ERA-Interim Reanalyse des ECMWF (Dee et al. 2011) hin, etwa als Folge eines sich kontinuierlich verändernden Beobachtungssystems (Chiodo and Haimberger 2010).

Dahingehend wird die Rolle von Inhomogenitäten in den verwendeten Reanalysen ERA-20C und ERA-PreSAT diskutiert und ein Lösungsansatz präsentiert.

Die Struktur dieser Arbeit ist wie folgt: Im nächsten Kapitel werden die herangezogenen Datensätze näher erläutert. Kapitel 3 beinhaltet eine theoretische Abhandlung zu den betrachteten Größen des atmosphärischen Energiehaushalts, sowie zu den angewandten statistischen Methoden (samt deren Unsicherheit). In Kapitel 4 werden ausgewählte Ergebnisse präsentiert und diskutiert. Anhand einer abschließenden Conclusio werden wichtige Erkenntnisse dieser Arbeit zusammengefasst und ein kurzer Ausblick auf vertiefende bzw. weiterführende Fragestellungen gegeben.

2 Datensätze

Reanalysen bieten eine wertvolle Grundlage zur Analyse der internen Variabilität klimarelevanter Größen, wie etwa Strahlungsflüsse oder Divergenzen des atmosphärischen Energietransports (siehe z.B. Mayer and Haimberger 2012). Solchen aufbereiteten Datensätzen liegt ein für die gesamte Reanalyseperiode unverändertes Datenassimilationssystem zugrunde. Dennoch bleibt die Problematik der zeitlichen Homogenität teilweise bestehen und erfordert etwa Algorithmen zur Bias-Korrektur assimilierter Satellitenradianzen (Mayer and Haimberger 2012, Dee and Uppala 2009).

Die in dieser Arbeit herangezogenen vertikal integrierten horizontalen Energieflussdivergenzen, vertikalen Strahlungsflüsse etc. entstammen den ERA-20C und ERA-PreSAT Reanalysen des ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Im Folgenden werden ERA-20C (auf Basis von Poli et al. 2016) und ERA-PreSAT (Dee 2014, Hersbach et al. 2016) kurz beschrieben.

Die Forschungsprojekte ERA-CLIM und ERA-CLIM2 (*European Reanalysis of Global Climate Observations*) unterstützen das Vorhaben des ECMWF Reanalysen zu entwickeln, die das gesamte 20. Jahrhundert abdecken und dabei Beobachtungsdatensätze, die auch im Zuge der Projekte aufbereitet/entwickelt wurden, optimal zu nutzen (Dee et al. 2014). Etwa für das Sicherstellen und Digitalisieren von historischen Höhendaten (Stickler et al. 2014) leisteten diese Projekte einen bedeutenden Beitrag. Mit dem Assimilieren unterschiedlicher Datenquellen entstanden verschiedene Reanalyseprodukte wie zum Beispiel ERA-20C oder ERA-20CL (vgl. Dee 2014). In einem ersten Schritt vor der Datenassimilation wurde ein Ensemble von 10 Modellsimulationen für die Periode 1900-2010 gerechnet. Dies half dabei die Rolle des Modells (ERA-20CM) selbst und unterschiedlicher Forcings zu erörtern, sowie den Einfluss der assimilierten Beobachtungen in den jeweiligen Reanalysen (ev. auch Veränderungen des Beobachtungssystems) richtig bewerten zu können (vgl. Poli et al. 2016).

2.1 ERA-20C

ERA-20C (Poli et al. 2016) ist eine Reanalyse des ECMWF, bei der nur Bodendruck- und marine Winddaten assimiliert wurden. Sie stellt atmosphärische Daten (Monatsmittelwerte für alle Variablen und 3-stündige Werte einiger Parameter) für die Periode 1900-2010 zur Verfügung. Dem Datenassimilationssystem liegt eine gängige Version des operationellen Vorhersagesystems des ECMWF (IFS *Integrated Forecast System* Cy38r1, vgl. ECMWF 2013) zugrunde. Dessen Komponenten, ein AGCM (*Atmospheric General Circulation Model*) und Variationsanalyse-Schema (4D-VAR), mussten für die Assimilation nur von Bodendaten in geeigneter Weise modifiziert werden. In 24-stündigen Zyklen sucht das Assimilationssystem dabei für jeden Zyklus den „besten Zustand“ (Analyse)

durch Kombination der Beobachtungen und des *Backgrounds* (kurze Modellvorhersage ausgehend von der vorigen Analyse). Auch die AGCM Konfiguration (Randbedingungen und Forcings) wurden adaptiert. Bis auf den reduzierten Zeitschritt (30 min) zur besseren Repräsentation der atmosphärischen Gezeiten gleicht sie jener von ERA-20CM (vgl. Hersbach et al. 2015a). Zeitlich variable externe Forcings sind Meereisanteil und SST aus HadISST (*Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set*) Version 2.1.0.0 und CMIP5 Forcings (solare Strahlung, Treibhausgase, Ozon und Aerosole) – detaillierte Beschreibung hierzu in Hersbach et al. 2015a. Die globale Modellauflösung ist T159 (~ 125 km) mit 91 vertikalen Niveaus bis 0.01 hPa (~ 80 km) (Poli et al. 2016).

In ERA-20C werden Beobachtungen des atmosphärischen Luftdrucks an der Erdoberfläche assimiliert und einer variationellen Biaskorrektur unterzogen (Poli et al. 2015a). Sie stammen aus ISPD (*International Surface Pressure Databank*, Cram et al. 2015) Version 3.2.6 und ICOADS (*International Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set*, Woodruff et al. 2011) Version 2.5.1. Weiters wurden marine Windbeobachtungen aus ICOADS assimiliert. Letztere dienen zur Verbesserung der Repräsentation der atmosphärischen Zirkulation vor allem in den Tropen (Poli et al. 2013). Nach einer geeigneten Auswahl bzw. Qualitätskontrolle der Beobachtungen (siehe Poli et al. 2013, Poli et al. 2016), wurde schließlich noch eine variationelle Qualitätskontrolle mittels benachbarter Beobachtungen (vgl. Tavolato and Isaksen 2015) durchgeführt.

Wie zuvor erwähnt, musste auch das Variationsanalyse-Schema des IFS (ECMWF 2013) in geeigneter Weise adaptiert werden. Nach ausführlichen Experimenten auf Basis des IFS' zeigte ein Assimilationsintervall von 24 Stunden (im Gegensatz zu 12 Stunden) etwas bessere Ergebnisse, besonders in Gebieten mit geringer Beobachtungsdichte (Poli et al. 2016). Da ERA-20C unter anderem das gesamte 20. Jahrhundert abdeckt, benötigt man Abschätzungen von räumlich - zeitlich variablen Backgroundfehlern für die Variationsanalyse. Damit werden etwa zeitliche Veränderungen der Qualität der Backgroundvorhersage, als Folge einer steigenden Beobachtungsdichte, berücksichtigt (Poli et al. 2013). Aus einem zuvor generierten ERA-20C Ensemble (siehe Poli et al. 2013) bestehend aus 10 Einzelläufen mit jeweils etwas unterschiedlichen Forcings (z.B. SST- und Meereis-Entwicklung) wurden die variablen Backgroundfehlerkovarianzen abgeleitet und als Input für die finale ERA-20C Reanalyse (*deterministic re-run*) verwendet (vgl. Poli et al. 2015a). Dies ist jedoch keine optimale Vorgehensweise (Poli et al. 2016).

Ein sogenanntes „Beobachtungs-Archiv“ (OFA *Observation Feedback Archive*, vgl. Hersbach et al. 2015b), das im Zuge dieser Reanalyse des ECMWF erstmals angelegt wurde, ermöglicht den BenutzerInnen direkten Zugang und Rückverfolgbarkeit aller herangezogener Beobachtungsdaten(-sätze). Auch sind Zusatzinformationen etwa zur Qualitätskontrolle und „Feedback“, vor allem Innovation (Beobachtung minus Background) und Residuum (Beobachtung minus Analyse) für jede assimilierte Beobachtung verfügbar (Poli et al.

2016).

Es stellt sich die Frage nach der Performance von ERA-20C, etwa bezogen auf den Mehrwert durch die assimilierten Beobachtungsdaten gegenüber dem Modell (ERA-20CM). Von anfangs etwa 30 000 (1900) stieg die Anzahl der pro Monat assimilierten Druckbeobachtungen an der Erdoberfläche im Laufe des Jahrhunderts auf 3,6 Millionen (2010), was die Qualität der Backgroundvorhersage verbesserte. Mit der steigenden Beobachtungsdichte verringerte sich der RMS-Wert der Bodendruck-Innovationen (Beobachtung minus Background) im Nordatlantik von über 5 hPa (1900), auf 2-4 hPa (1955) bis 1-2 hPa (2010) (vgl. Poli et al. 2016). Für den/die AnwenderIn ist besonders die Frage nach der Repräsentativität samt Quantifizierung der Unsicherheit der Reanalyse von Bedeutung. Hierbei kann das OFA behilflich sein, etwa beim Vergleich von unabhängigen Beobachtungen der Lufttemperatur von Schiffen mit jenen von ERA-20C. Auch Abschätzungen aus dem Kontrolllauf von ERA-20CM und Version 2c von 20CR (Compo et al. 2011) können dafür herangezogen werden. Mit dem Assimilieren der Daten an der Erdoberfläche kann synoptische Variabilität in ERA-20C in Gebieten mit „genügend guter“ Beobachtungsdichte besser repräsentiert werden. In den Extratropen und für die beobachtete 2m-Temperatur von Schiffen weist ERA-20C einen größeren Anteil an erklärter Varianz auf als ERA-20CM (vgl. Poli et al. 2016: Abbildung 3). Geringe Unterschiede dieser Varianz zwischen ERA-20C und 20CRv2c deuten auf den Vorteil eines Ensembles- gegenüber einem deterministischen Variationsanalyse-Schema bei der Generierung geeigneter Backgroundfehler in Gebieten mit geringer Beobachtungsdichte hin (Poli et al. 2016). Im Vergleich zur nächtlichen Beobachtung der 2m-Temperatur von Schiffen weisen ERA-20C bzw. ERA-20CM eine negative Abweichung von 1°C auf.

Bezüglich des Wasserkreislaufs kann etwa die zwischenjährliche Variabilität des Niederschlags vor allem nach 1945-50 (für Europa und Japan) bzw. nach 1960 (für Nordamerika) in ERA-20C gut repräsentiert werden. Im globalen Mittel zeigt sich eine stabile Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung, stabiler als beispielsweise in ERA-Interim (vgl. Poli et al. 2016).

Indexzeitserien verdeutlichen die mit Phänomenen großskaliger Klimavariabilität (z.B. ENSO, NAO) in Verbindung stehende zeitliche (u.a. zwischenjährliche) Variabilität. Die aus ERA-20C abgeleiteten Indizes (etwa Niño 3.4-, NAO-Index) können mit jenen aus anderen Reanalysen (z.B. 20CRv2c) verglichen werden. Niño 3.4 zeigt dabei ein ähnliches Verhalten der Variabilität, jedoch teilweise mit höheren Maxima von ERA-20C (z.B. 1940/41, 1952/53) gegenüber 20CRv2c, was auch an den unterschiedlichen verwendeten SSTs liegt. Der NAO-Index für den borealen Winter (Dezember bis März) weist nach 1950 eine gute Übereinstimmung der Reanalysen auf. Davor sind die Maxima von ERA-20C etwas niedriger als bei 20CRv2c. Die deutlichen Unterschiede des Modells (ERA-20CM) im Vergleich zu ERA-20C signalisieren den benötigten Mehrwert der Reanalysen (d.h.

Beobachtungen), um die von unterschiedlichen Einflüssen geprägte NAO-Variabilität realistisch erfassen zu können (vgl. Poli et al. 2016: Abbildung 7). In dieser Arbeit liegt der Fokus auf ECMWF Reanalysedaten, weshalb 20CRv2c nicht herangezogen wurde.

Zusammenfassend zeigt ERA-20C anhand der betrachteten Indexzeitserien vielversprechende Ergebnisse bei der Repräsentation zwischenjährlicher Klimavariabilität. Das Assimilieren der Beobachtungen implementiert jedoch auch schwache künstliche Signale und erschwert die korrekte Analyse von Variabilität auf einer mehrjährigen bzw. dekadischen Skala und von Trends. Da ERA-20C eine relativ neue Reanalyse darstellt, wird noch weitere Information bzgl. Stärken und Schwächen des Produkts benötigt, um eine geeignete Anwendung für bestimmte Gebiete und zeitliche Skalen gewährleisten zu können (Poli et al. 2016).

2.2 ERA-PreSAT

Mit ERA-20C setzte das ECMWF einen wichtigen Schritt in Richtung Entwicklung einer globalen Reanalyse, welche die vorhandenen frühen Beobachtungsdatensätze optimal einbindet (Dee et al. 2014, Poli et al. 2016). Im Zuge des ERA-CLIM2 Projekts werden neben Daten an der Erdoberfläche auch jene aus höheren Atmosphärenschichten assimiliert. Reanalysen des ECMWF von Höhenbeobachtungen vor dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGY) 1957/58 gab es bis dato nicht (Dee 2014). Lediglich die mittlerweile veraltete NCEP/NCAR 50 Jahre Reanalyse (Kistler et al. 2001) assimilierte einen Teil der heute zur Verfügung stehenden Höhendaten ab 1946. ERA-PreSAT war ein Assimilationsexperiment (eine Realisierung) des ECMWF für die Jahre 1939-66. Die assimilierten Höhendaten (Temperatur- und Windbeobachtungen) stammen aus neuen Datensätzen, die in ERA-CLIM aufbereitet wurden (vgl. Stickler et al. 2014) sowie aus bestehenden Datenbanken (z.B. CHUAN, Stickler et al. 2010). Dasselbe Assimilationssystem und Setup wie in ERA-20C wurde herangezogen und der Einfluss der Höhenbeobachtungen in der Reanalyse sollte erörtert werden. Dabei zeigte sich sowohl für den ERA-PreSAT Modellstatus als auch nach Assimilation der Beobachtungen eine verbesserte Performance gegenüber ERA-20C. Etwa für den Winter 1940/41 und die Temperatur in höheren Atmosphärenschichten wird der Mehrwert einer Vielzahl an assimilierten Wind- und Temperaturbeobachtungen (452 784 für Wind gegenüber 16 884 für die Temperatur) anhand eines reduzierten Bias und geringerer Standardabweichung ersichtlich (vgl. Dee 2014: Tabelle 2 und Hersbach et al. 2016). Dies kann auch zur Analyse und geeigneten Bewertung der Anomalie des globalen Klimas 1940-42 (vgl. Abschnitt 1.4) einen wichtigen Beitrag leisten. Aufgrund der während ERA-PreSAT (1939-66) stark zunehmenden Anzahl an Höhenbeobachtungen besteht jedoch ein hohes Risiko für Inhomogenitäten, die wie in den Ergebnisse (vgl. Abschnitt 4.1) ersichtlich ist, auch tatsächlich aufgetreten sind.

Auf Basis der beschriebenen Datensätze untersucht diese Arbeit den statistischen Zusammenhang zwischen Größen des atmosphärischen Energiehaushalts (vgl. Abschnitt 1.5) und ENSO-Variabilität. Im nächsten Kapitel folgt eine kurze theoretische Abhandlung des atmosphärischen Energiehaushalts und eine Erläuterung der angewandten statistischen Methoden.

3 Theorie und Methoden

3.1 Atmosphärische Energiehaushaltsgleichungen

Das Verständnis und die quantitative Erfassung von charakteristischen Transportprozessen (wie etwa Energie- und Impulsflüsse), die im Klimasystem der Erde stattfinden, ist von großer Bedeutung. Dabei können Größen, die den atmosphärischen Energiehaushalt beschreiben, als wertvolle Grundlage dienen (Mayer and Haimberger 2012). Den Ausgangspunkt stellt die Energiehaushaltsgleichung im vertikalen Integral für den totalen Energiegehalt einer atmosphärischen Säule dar (vgl. Mayer and Haimberger 2012):

$$\begin{aligned} & \frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{P_s} (c_p T + \Phi_s + Lq + k) dp \\ & + \frac{1}{g} \int_0^{P_s} [\vec{\nabla} \cdot (c_p T + \Phi + Lq + k) \vec{v}_2] dp \\ & + F_s - Rad_{TOA} = 0 \end{aligned} \quad (3.1)$$

Hier repräsentiert g die Schwerebeschleunigung, p den Luftdruck, P_s den Bodenluftdruck, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck, T die Temperatur, Φ das Geopotential, L die Verdampfungswärme, q die spezifische Feuchte, k die spezifische kinetische Energie und \vec{v}_2 den horizontalen Windvektor. Für den Quellterm F_s (Nettoenergiefluss) an der Erdoberfläche gilt $F_s = SH + LH + Rad_s$, wobei SH bzw. LH den fühlbaren bzw. latenten Wärmestrom und Rad_s den Nettostrahlungsfluss am Boden bezeichnet. Rad_{TOA} ist der Nettostrahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre. F_s und Rad_{TOA} werden in p-Koordinatenrichtung nach unten als positiv definiert. Der erste Term in (3.1) repräsentiert die vertikal integrierte lokale totale Energietendenz. Die zeitliche Ableitung vor das Integral zu ziehen impliziert zwei Terme (Leibnizregel). Der erste Term ist die totale lokale Energietendenz aufgrund der Änderung der spezifischen Energie in der atmosphärischen Säule und der zweite beschreibt die Änderung der vertikal integrierten Energie der Säule aufgrund der Bodendrucktendenz (Chiodo and Haimberger 2010). Der zweite Term in (3.1) ist die horizontale totale Energieflussdivergenz (feuchte statische plus kinetische Energie) im vertikalen Integral. Mit der Bezeichnung TETEND für den ersten Term und TEDIV für den zweiten lässt sich Gleichung (3.1) nach Umformung in kompakter, verkürzter Form schreiben:

$$TEDIV = TETEND - F_s + Rad_{TOA} \quad (3.2)$$

(3.2) dient beispielsweise zur indirekten Berechnung des Nettoenergieflusses an der Erdoberfläche (F_s) als Residuum der übrigen Terme. Dabei ist die Gewichtung dieser Terme im Fokus der zwischenjährlichen Variabilität in den Tropen (vgl. „Ergebnisse und Diskussion“) nicht gleichverteilt – so ist etwa TETEND auf dieser Zeitskala fast vernachlässigbar (vgl. Mayer et al. 2014).

In Analogie zu Gleichung (3.1) ergibt sich für den Feuchtehaushalt folgende Beziehung (vgl. Mayer et al. 2013):

$$\frac{1}{g} \int_0^{P_s} [\vec{\nabla} \cdot (q\vec{v}_2)] dp = -\frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{P_s} [q] dp - P - E \quad (3.3)$$

oder in kompakter Form

$$\text{FDIV} = \text{FTEND} - P - E \quad (3.4)$$

Der Term auf der linken Seite repräsentiert dabei die vertikal integrierte horizontale Feuchteflussdivergenz (FDIV) und der erste Term auf der rechten Seite die lokale Tendenz des totalen Säulenwassergehalts (FTEND). P steht für Niederschlag und E für Verdunstung. Nach Multiplikation von Gleichung (3.3) bzw. (3.4) mit der Verdampfungswärme L erhält man eine Beziehung für die latente Energieflussdivergenz LEDIV [W/m^2]. Die Differenz TEDIV – LEDIV führt zur trocken statischen und kinetischen Energieflussdivergenz (DSEDIV) und es folgt (Mayer et al. 2013):

$$\begin{aligned} \text{DSEDIV} &= \int_0^{P_s} [\vec{\nabla} \cdot (c_p T + \Phi_s + k) \vec{v}_2] dp \\ &= -\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{P_s} [c_p T + \Phi_s + k] dp + LP - SH - Rad_s + Rad_{\text{TOA}} \end{aligned} \quad (3.5)$$

Die totale bzw. latente Energieflussdivergenz kann nun direkt aus der linken Seite oder indirekt als Residuum der rechten Seite von Gleichung (3.1) bzw. (3.3) ermittelt werden (vgl. Mayer and Haimberger 2012).

Nach der direkten Methode lässt sich TEDIV aus den analysierten Feldern der Variablen u , v , q , und T berechnen. Je nach zeitlicher Auflösung des herangezogenen Reanalyse Datensatzes können dabei systematische Fehler, bedingt durch die nötige zeitliche Extrapolation der Felder, auftreten – zum Beispiel bei 6-stündiger Auflösung (siehe Haimberger et al. 2001). Weiters ist eine konsistente Massenbilanz notwendig, um sinnvolle Ergebnisse zu erhalten (Trenberth 1991). Solch eine ausgeglichene Bilanz wird auch in gängigen Reanalysen des ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) wie der

Interim Re-Analysis (ERA-I, Dee et al. 2011) nicht gänzlich erzielt (Chiodo and Haimberger 2010). Daher ist eine sogenannte Massenkorrektur erforderlich: Bei der Berechnung der Energieflussdivergenzen nach der direkten Methode wird ein Korrekturterm für den Massenfluss eingeführt. Dieser Term vergleicht im Wesentlichen in wie weit das laut der vertikal integrierten Kontinuitätsgleichung für feuchte Luft erforderliche Gleichgewicht zwischen Niederschlag, Verdunstung und lokaler Massentendenz einerseits sowie der horizontalen Massenflussdivergenz andererseits erhalten ist (siehe Mayer and Haimberger 2012 sowie Chiodo and Haimberger 2010 für eine ausführlichere Beschreibung dieser Methode der Massenkorrektur).

Die indirekte Methode berechnet die totale Energieflussdivergenz im vertikalen Integral aus Vorhersagen des jeweiligen Reanalysemodells für den Nettoenergiefluss am Boden (F_s), den Nettostrahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre (Rad_{TOA}) und die vertikal integrierte totale Energietendenz (TETEND). Eine exakte Berechnung von TETEND mittels finiten Differenzen ist möglich und das zeitliche Aufsummieren der Nettoflüsse F_s und Rad_{TOA} erhöht die zeitliche Auflösung, was die Ergebnisse gegenüber der direkten Methode verbessert. Bedingt durch das Ungleichgewicht in der Massenbilanz ist aber eine Korrektur der vorhergesagten Energietendenz nötig (siehe Mayer and Haimberger 2012, und Chiodo and Haimberger 2010). Analoge Überlegungen führen zur Berechnung der latenten Energieflussdivergenz (LEDIV) mittels direkter bzw. indirekter Methode samt Massenkorrektur.

Ausgehend von den herangezogenen Reanalysedatensätzen (vgl. Kapitel 2) wurden die in dieser Arbeit verwendeten Felder der vertikal integrierten horizontalen totalen bzw. latenten Energieflussdivergenzen nach der direkten Methode und unter Berücksichtigung der Massenkorrektur berechnet (analog zu Mayer et al. 2013). Die Korrektur des Massenflusses verringert auch zeitliche Inhomogenitäten in den Datensätzen (Mayer and Haimberger 2012).

Beim Vergleich der Ergebnisse der ERA-Interim Reanalyse mit jenen aus ERA-40 fanden Mayer and Haimberger (2012) vor allem auf der regionalen Skala beträchtliche Unterschiede in den nach der direkten Methode bestimmten Feldern von TEDIV. Ein besonders stark verrauschtes Signal und die größten Differenzen (teilweise RMS größer als 1000 W/m^2) zeigen sich über Gebirgen, wo lokale Extrema durch unterschiedliche Modelltopographien (ERA-I vs. ERA-40) an leicht versetzten Stellen auftreten. Numerische Artefakte über hoher Topographie und die geringere zeitliche Auflösung gegenüber dem Vorhersagemodell bewirken hier die lokalen Extrema (Mayer and Haimberger 2012). Ein Lösungsansatz zur Reduktion des Rauschens der direkten Methode wäre das Abspeichern der Vorhersagedaten zur Berechnung von TEDIV mit höherer zeitlicher Auflösung. Damit könnte vor allem die zeitliche Extrapolation der Felder vermieden werden.

Um das Rauschniveau der direkten Methode zu senken, wurden vor allen statistischen

Analysen in dieser Arbeit die Felder der herangezogenen Größen (außer SST) räumlich von der vorliegenden Auflösung T255 ($\Delta x \sim 80$ km) global auf T63 ($\Delta x \sim 200$ km) bzw. T42 ($\Delta x \sim 300$ km, für EOF-Analyse) geglättet. Im Folgenden werden nun die angewandten statistischen Methoden näher beschrieben.

3.2 Lineare Kreuzkorrelationsanalyse

Auf Basis von Chatfield (1996) wird nun die lineare Kreuzkorrelationsanalyse erläutert. Ausgangspunkt ist ein diskreter bivariater stochastischer Prozess (X_t, Y_t) . Dabei sind N Beobachtungen als Realisierungen der beiden Zufallsvariablen mit jeweils derselben endlichen zeitlichen Auflösung vorhanden – also $\{(x_i, y_i), i = 1, 2 \dots N\}$. Für die Beschreibung des bivariaten Prozesses werden Momente erster und zweiter Ordnung der jeweiligen Verteilungen der Zufallsvariablen herangezogen. Wird der Prozess für diese Momente als stationär angesehen – die Momente bis zur zweiten Ordnung sind also zeitlich konstant – so folgt:

$$\begin{aligned} E(X_t) &= \mu_x & E(Y_t) &= \mu_y \\ Cov(X_t, X_{t+k}) &= \gamma_{x,x}(k) & Cov(Y_t, Y_{t+k}) &= \gamma_{y,y}(k) \\ Cov(X_t, Y_{t+k}) &= \gamma_{x,y}(k) & & \end{aligned} \tag{3.6}$$

Hier sind μ_x und μ_y die Erwartungswerte (Momente 1. Ordnung) und $\gamma_{x,x}(k)$ sowie $\gamma_{y,y}(k)$ die Autokovarianzfunktionen (Momente 2. Ordnung) der jeweiligen Zufallsvariablen. Die Kreuzkovarianzfunktion $\gamma_{x,y}(k)$ ist ein zusätzliches Moment 2. Ordnung, das bei multivariaten Prozessen auftritt. Sie beschreibt die Kovarianz der beiden gemeinsam verteilten Zufallsvariablen (X_t, Y_t) in Abhängigkeit einer zeitlichen Verschiebung (*lag*) k . Da gemeinsam verteilte Zufallsvariablen oft eine ähnliche Änderungscharakteristik aufweisen (zum Beispiel Temperaturänderung bei Variation der Windgeschwindigkeit) möchte man die Kreuzkovarianz als Maß für diese – eventuell zeitlich verschobene – „gemeinsame Variabilität“ (*co-variability*) heranziehen. Dabei führen solche gemeinsamen Abweichungen von X_t und Y_{t+k} (vom jeweiligen Mittelwert) mit demselben Vorzeichen zu positiven Werten von $\gamma_{x,y}(k)$ und bei unterschiedlichem Vorzeichen zu negativen Werten (vgl. von Storch and Zwiers 1999). Bedingt durch ihre Abhängigkeit von den Einheiten der Realisierungen der Zufallsvariablen, wird diese Interpretation der Kreuzkovarianz aber erschwert (Chatfield 1996). Eine Standardisierung der Kreuzkovarianzfunktion $\gamma_{x,y}(k)$ mittels der

Standardabweichungen von X_t und Y_t ergibt:

$$\rho_{x,y}(k) = \frac{\gamma_{x,y}(k)}{\sqrt{\gamma_{x,x}(0)\gamma_{y,y}(0)}} \quad \text{mit} \quad \rho_{x,y}(k) = \rho_{y,x}(-k) \quad (3.7)$$

$$|\rho_{x,y}(k)| \leq 1$$

$\rho_{x,y}(k)$ ist die asymmetrische Kreuzkorrelationsfunktion und $\gamma_{x,x}(0)$ und $\gamma_{y,y}(0)$ sind die Varianzen der Zufallsvariablen. Mit einem Wertebereich vom $[-1, 1]$ ist $\rho_{x,y}(k)$ unabhängig von den Einheiten der Realisierungen. Bei einer linearen Beziehung zwischen X_t und Y_{t+k} existieren zwei Konstanten a und b , sodass gilt:

$$Y_{t+k} = a + bX_t \quad \text{und} \quad \begin{aligned} \rho_{x,y}(k) &= +1 \quad (a > 0) \\ \rho_{x,y}(k) &= -1 \quad (a < 0) \end{aligned} \quad (3.8)$$

Je nach Ausmaß der linearen Abhängigkeit ist $|\rho_{x,y}(k)| \leq 1$. Weiters kann $\rho_{x,y}^2(k)$ kann als jener Anteil der Varianz der einen Zufallsvariablen aufgefasst werden, der linear durch die andere bei verschiedenen *lags* (k) „erklärt“ werden kann (vgl. von Storch and Zwiers 1999). Werte von $\rho_{x,y}(k)$ nahe Null bedeuten nicht unbedingt, dass X_t und Y_{t+k} unabhängig sind. Es kann eine komplexere, nicht lineare Abhängigkeit bestehen.

Wie zu Beginn bereits erwähnt, sind Realisierungen der Zufallsvariablen als Wertepaare N -mal vorhanden $\{(x_i, y_i), i = 1, 2 \dots N\}$. Da also nur eine Stichprobe aus der Grundgesamtheit vorliegt, müssen die „wahren“ Funktionen der Kreuzkovarianz und der Kreuzkorrelation – siehe (3.6) bzw. (3.7) – mittels Schätzfunktionen angenähert werden (Chatfield 1996). Die Kreuzkovarianzfunktion wird aus einer Stichprobe mit Umfang N folgendermaßen geschätzt

$$c_{x,y}(k) = \begin{cases} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y}) & k = 0, 1, 2, \dots, (N-1) \\ \frac{1}{N} \sum_{i=1-k}^N (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y}) & k = -1, -2, \dots, -(N-1) \\ 0 & |k| \geq N \end{cases} \quad (3.9)$$

und die Schätzung der Kreuzkorrelationsfunktion ist

$$r_{x,y}(k) = \frac{c_{x,y}(k)}{\sqrt{c_{x,x}(0)c_{y,y}(0)}} \quad (3.10)$$

In (3.9) sind \bar{x} und \bar{y} die Stichprobenmittelwerte sowie $c_{x,x}(0)$ und $c_{y,y}(0)$ die aus den Realisierungen (x_i, y_i) geschätzten Varianzen. Die Schätzfunktionen $c_{x,y}(k)$ und $r_{x,y}(k)$ sind konsistent und asymptotisch erwartungstreu (von Storch and Zwiers 1999). In den Beziehungen (3.9) und (3.10) müssten die Mittelwerte \bar{x} und \bar{y} eigentlich aus den Werten $\{(x_i), i = 1, 2 \dots (N - k)\}$ bzw. $\{(y_i), i = (1 + k) \dots N\}$ für $k \geq 0$ und umgekehrt für $k < 0$ bestimmt werden (vgl. Wilks 2006). Außerdem wäre der Faktor $\frac{1}{N-k}$ statt $\frac{1}{N}$ erforderlich. Aber vor allem bei großem Stichprobenumfang im Vergleich zu relevanten *lags* (d.h. $k \ll N$) sind diese Mittelwerte \bar{x} und \bar{y} , die auf Basis der eben erwähnten $(N - k)$ Werte der x_i bzw. y_i ermittelt werden jenen \bar{x} und \bar{y} , deren Basis jeweils die gesamten N Werte der Stichprobe darstellen, sehr ähnlich (Wilks 2006). Letztere werden daher zusammen mit dem Faktor $\frac{1}{N}$ in den Ausdrücken (3.9) und (3.10) – wie auch in dieser Arbeit – herangezogen.

Die relevante Frage nach einer Abschätzung der statistischen Signifikanz der aus (3.10) ermittelten Kreuzkorrelationskoeffizienten soll im Folgenden erläutert werden. Dabei ist zunächst die Bestimmung der Anzahl der Freiheitsgrade (N_{eff}) – also quasi des effektiven Stichprobenumfangs – erforderlich (vgl. Oort and Yienger 1996). Wenn die Stichprobe bzw. Zeitreihen der x_i und y_i ($i = 1, 2 \dots N$) Autokorrelation aufweisen (wie etwa bei periodischen Vorgängen), verringert sich die Anzahl der Freiheitsgrade mit $N_{\text{eff}} < N$. Analog zu Ausdruck (3.10) lassen sich Autokorrelationsfunktionen $r_{x,x}(k)$ bzw. $r_{y,y}(k)$ anhand der Zeitreihen der x_i bzw. y_i schätzen (siehe Wilks 2006). Nach Oort and Yienger (1996) wird unter Berücksichtigung der geschätzten Autokorrelationen die Anzahl der effektiven Freiheitsgrade (N_{eff}) wie folgt bestimmt:

$$N_{\text{eff}} = N \left[1 + \frac{2}{N} \sum_{k=1}^{N-1} (N - k) r_{x,x}(k) r_{y,y}(k) \right]^{-1} \quad (3.11)$$

In (3.11) ist zu beachten, dass eine Autokorrelation ungleich Null sowohl für die x_i als auch für die y_i einer Stichprobe ($i = 1, 2 \dots N$) vorhanden sein muss (die Zeitreihen der x_i und y_i sind also jeweils nicht rein stochastisch), um einen Beitrag zu N_{eff} zu liefern. Zur Abschätzung des zweiseitigen Vertrauensintervalls der linearen Kreuzkorrelationskoeffizienten wird nun folgende Teststatistik herangezogen (vgl. von Storch and Zwiers 1999):

$$t(k) = r_{x,y}(k) \sqrt{\frac{N_{\text{eff}} - 2}{1 - r_{x,y}^2(k)}} \quad (3.12)$$

Die Größe $t(k)$ ist t-verteilt mit $N_{\text{eff}} - 2$ Freiheitsgraden. Eine Abhängigkeit vom effektiven Stichprobenumfang N_{eff} und von $r_{x,y}(k)$ selbst ist erkennbar. Auch wenn die Annahme einer zugrunde liegenden bivariaten Normalverteilung der x_i und y_i nicht gänzlich erfüllt ist (Press et al. 1986), kann die Teststatistik für $N_{\text{eff}} > 8$ (Mitchell et al. 1966) angewandt

werden. Der t-Test ist zweiseitig mit der Nullhypothese, dass die Zeitreihen der x_i und y_i unabhängig voneinander sind, also keine ähnliche Änderungscharakteristik aufweisen ($H_0: r_{x,y}(k) = 0$). Die Irrtumswahrscheinlichkeit bzw. kritische Schranke, ab welcher die Nullhypothese nicht zu verwerfen ist, wurde in dieser Arbeit mit $\alpha = 5\%$ festgelegt. Für das jeweilige $r_{x,y}(k)$ wird die Teststatistik $t(k)$ berechnet. Ist $t(k)$ dem Betrag nach größer als das kritische Quantil $t_{(N_{\text{eff}}-2, 1-\frac{\alpha}{2})}$ der t-Verteilung (vgl. von Storch and Zwiers 1999, Tabelle im Anhang), wird die kritische Schranke α unterschritten und der Kreuzkorrelationskoeffizient liegt innerhalb des 95% Vertrauensintervalls.

Im Kapitel „Ergebnisse und Diskussion“ werden die auf diese Weise ermittelten Kreuzkorrelationskoeffizienten in Abhängigkeit verschiedener *lags* k , und falls signifikant für das 5% Niveau punktiert, dargestellt.

3.3 Lineare Regressionsanalyse

Das in diesem Abschnitt erläuterte Konzept der linearen Regressionsanalyse (siehe Wilks 2006) ist jenem der linearen Kreuzkorrelationsanalyse nicht unähnlich (vgl. Abschnitt 3.2: Regressionsgleichung bei linearer Beziehung zwischen X_t und Y_{t+k}). Zeitreihen der beobachteten Größen $\{(x_i, y_i), i = 1, 2 \dots N\}$ sind wieder als Realisierungen eines diskreten bivariaten stochastischen Prozesses (X_t, Y_t) vorhanden (Chatfield 1996). Das Konzept der einfachen linearen Regression beschreibt die lineare Beziehung zwischen X_t und Y_{t+k} bei einer möglichen zeitlichen Verschiebung (*lag*) k . Dabei wird X_t als unabhängige Variable (Prädiktor) und Y_{t+k} als abhängige Variable (Prädiktand) aufgefasst (Wilks 2006). Der Zusammenhang zwischen den beiden Variablen wird nun wie folgt zum Ausdruck gebracht:

$$\hat{Y}_{t+k} = a + bX_t \quad (3.13)$$

Treten neben X_t weitere Prädiktoren auf, lässt sich das Konzept mittels einfachen mathematischen Überlegungen (z.B. Linearkombinationen der Prädiktoren) zur multiplen linearen Regression erweitern. Ziel ist es nun, die Parameter a und b in Gleichung (3.13) derart festzulegen, sodass der Fehler, der bei der Bestimmung von \hat{Y}_{t+k} aus dieser linearen Beziehung auftritt, minimiert wird. Es gilt:

$$Y_{t+k} = (a + bX_t) + e_{t+k} \quad (3.14)$$

Hier repräsentiert der erste Term auf der rechten Seite die aus der linearen Gleichung (3.13) „vorhergesagte“ Variable \hat{Y}_{t+k} und der zweite Term e_{t+k} den zuvor erwähnten auftretenden Fehler dieser Vorhersage. In Analogie zu (3.14) folgt für die Realisierungen $\{(x_i, y_i), i = 1, 2 \dots N\}$ von (X_t, Y_t) :

$$y_{i+k} = a + bx_i + e_{i+k} \quad (3.15)$$

Die Fehler e_{i+k} werden als unabhängige, identisch verteilte (*iid*) Zufallsvariablen mit Erwartungswert Null und konstanter Varianz aufgefasst. Nun stellt sich die Frage, welche Methode zur Minimierung dieser Fehler bzw. Residuen e_{i+k} herangezogen werden soll. Meist wird ein Verfahren angewandt, welches die Summe der quadratischen Residuen minimiert (OLS - *Ordinary least square regression*). Eine andere Möglichkeit besteht zum Beispiel darin, die Summe der absoluten Fehler zu minimieren (LAD - *Least Absolute Deviation Regression*) (Wilks 2006). Wenn die Residuen quadratisch in die Bedingung der Minimierung eingehen (OLS - Regression), werden geringe Abweichungen der Vorhersagen \hat{y}_{i+k} gegenüber den y_{i+k} eher „toleriert“, wogegen Ausreißer der y_{i+k} gegenüber den Vorhersagen vermieden werden. Eine große Gewichtung der Ausreißer bei der Regression, wie in diesem Fall, kann problematisch sein. Die Anpassung an die Datenpaare (x_i, y_{i+k}) soll nun mittels den Parametern a und b in Gleichung (3.15) derart erfolgen, sodass die Summe der quadratischen Fehler e_{i+k} minimiert wird:

$$\begin{aligned}
k \geq 0 : & \quad \left\{ \begin{array}{l} \sum_{i=1}^{N-k} (e_{i+k})^2 = \sum_{i=1}^{N-k} (y_{i+k} - [a + bx_i])^2 \rightarrow \text{MIN.} \\ \\ k < 0 : & \quad \left\{ \begin{array}{l} \sum_{i=1-k}^N (e_{i+k})^2 = \sum_{i=1-k}^N (y_{i+k} - [a + bx_i])^2 \rightarrow \text{MIN.} \end{array} \right. \end{array} \right. \quad (3.16)
\end{aligned}$$

Diese Extremwertaufgabe für $k \geq 0$ bzw. $k < 0$ lässt sich analytisch recht einfach lösen (Wilks 2006 ; von Storch and Zwiers 1999). Partielles Ableiten nach den Koeffizienten a und b sowie anschließendes Nullsetzen führt jeweils zu folgendem Normalgleichungssystem:

$$\begin{aligned}
k \geq 0 : & \quad \left\{ \begin{array}{l} a + b\bar{x} = \bar{y} \\ aN\bar{x} + b \sum_{i=1}^{N-k} x_i^2 = \sum_{i=1}^{N-k} (y_{i+k} x_i) \end{array} \right. \\ \\ k < 0 : & \quad \left\{ \begin{array}{l} a + b\bar{x} = \bar{y} \\ aN\bar{x} + b \sum_{i=1-k}^N x_i^2 = \sum_{i=1-k}^N (y_{i+k} x_i) \end{array} \right. \end{aligned} \quad (3.17)$$

Anhand der Gleichung $a + b\bar{x} = \bar{y}$ in (3.17) wird ersichtlich, dass die angepasste Gerade jenen Punkt durchlaufen muss, der durch die beiden Stichprobenmittelwerte \bar{x} und \bar{y} festgelegt ist. Die Bestimmung von \bar{x} und \bar{y} erfolgt auf Basis der gesamten N Werte der Stichprobe, was vor allem bei großem Stichprobenumfang im Vergleich zu relevanten *lags* (d.h. $k \ll N$) gerechtfertigt ist. Dahingehend tritt der Faktor N statt $(N - k)$ in (3.17) auf (siehe Erläuterungen zu \bar{x} und \bar{y} in Beziehungen (3.9) und (3.10) in Abschnitt 3.2).

Löst man das Normalgleichungssystem für die Regressionsparameter a und b so folgt:

$$k \geq 0 : \left\{ \begin{aligned} b(k) &= \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (y_{i+k} x_i) - N\bar{x}\bar{y}}{\sum_{i=1}^{N-k} x_i^2 - N\bar{x}^2} = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})}{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})^2} = \frac{c_{x,y}(k)}{c_{x,x}(0)} \end{aligned} \right. \quad (3.18)$$

$$k < 0 : \left\{ \begin{aligned} b(k) &= \frac{\sum_{i=1-k}^N (y_{i+k} x_i) - N\bar{x}\bar{y}}{\sum_{i=1-k}^N x_i^2 - N\bar{x}^2} = \frac{\sum_{i=1-k}^N (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})}{\sum_{i=1-k}^N (x_i - \bar{x})^2} = \frac{c_{x,y}(k)}{c_{x,x}(0)} \end{aligned} \right.$$

$$a(k) = \bar{y} - b(k) \bar{x} \quad (3.19)$$

Der Zusammenhang zwischen der linearen Kreuzkorrelation (siehe Abschnitt 3.2) und der linearen Regression (bei einer zeitlichen Verschiebung k) ist anhand der Lösung für den Koeffizienten $b(k)$ - vgl. (3.18) und (3.10) - deutlich erkennbar. In Abschnitt 3.2 führt die Normierung der Kreuzkovarianzfunktion $c_{x,y}(k)$ mittels der Standardabweichungen der Zeitreihen der x_i und y_i zur Kreuzkorrelationsfunktion $r_{x,y}(k)$ (3.10) und laut (3.18) stellt der Regressionskoeffizient $b(k)$ die mit der Varianz ($c_{x,x}(0)$) der Zeitreihe der x_i normierte Kreuzkovarianzfunktion dar.

Da sich $b(k)$ und $r_{x,y}(k)$ lediglich durch eine etwas andere Normierung der Kreuzkovarianzfunktion voneinander unterscheiden, kann die Abschätzung der statistischen Signifikanz der beiden Größen auf ähnliche Weise erfolgen. Zunächst ist die Bestimmung der Anzahl der effektiven Freiheitsgrade (N_{eff}) erforderlich (vgl. Abschnitt 3.2, Oort and Yienger 1996). Um das zweiseitige Vertrauensintervall der Regressionskoeffizienten $b(k)$ zu ermitteln, wird von folgender Testgröße ausgegangen (vgl. Panofsky and Brier 1958, Snedecor and Cochran 1989):

$$f(k) = \frac{N_{\text{eff}} - 2}{1 - r_{x,y}(k)^2} \frac{b^2(k) c_{xx}(0)}{c_{yy}(0)} = \frac{N_{\text{eff}} - 2}{1 - r_{x,y}^2(k)} r_{x,y}^2(k) \quad (3.20)$$

$f(k)$ gehorcht einer F-Verteilung mit 1 und $(N_{\text{eff}} - 2)$ Freiheitsgraden. Daraus folgt, dass die Größe $\sqrt{f(k)} = t(k)$ eine t-Verteilung mit $(N_{\text{eff}} - 2)$ Freiheitsgraden aufweist (von Storch and Zwiers 1999). $t(k)$ ist jene Teststatistik, die auch zur Bestimmung der Vertrauensintervalle der Kreuzkorrelationskoeffizienten in Abschnitt 3.2 herangezogen wird. Die Abschätzung der Intervallgrenzen erfolgt auf Basis des effektiven Standardfehlers der Regression:

$$\begin{aligned}
k \geq 0 & : \left\{ \sigma_{eff} = \sqrt{\frac{1}{N_{\text{eff}} - 2} \sum_{i=1}^{N-k} (e_{i+k})^2} \right. \\
k < 0 & : \left\{ \sigma_{eff} = \sqrt{\frac{1}{N_{\text{eff}} - 2} \sum_{i=1-k}^N (e_{i+k})^2} \right.
\end{aligned} \tag{3.21}$$

Dabei ist eine Abhängigkeit von der Summe der quadratischen Residuen erkennbar. Auch wird die Reduktion der Freiheitsgrade aufgrund der Autokorrelation der Zeitreihen der x_i und y_i (N_{eff}) und der Schätzung der Parameter a und b ($N_{\text{eff}} - 2$) berücksichtigt. Mittels dem kritischen Quantil $t_{(N_{\text{eff}}-2, 1-\frac{\alpha}{2})}$ der t-Verteilung ($\alpha = 0.05$, vgl. Abschnitt 3.2) kann die obere und untere Grenze des 95% Vertrauensintervalls der Regressionskoeffizienten wie folgt bestimmt werden:

$$\text{conf}_{0.95} = b(k) \pm \sigma_{\text{eff}} t_{(N_{\text{eff}}-2, 1-\frac{\alpha}{2})} \tag{3.22}$$

3.4 EOF – Analyse

Die sogenannte EOF–Analyse (*Empirical Orthogonal Function Analysis*) oder PCA (*Principal Component Analysis*) wurde von Lorenz (1956) in die Meteorologie eingeführt und spielt seither auch in vielen benachbarten Wissenschaften wie Hydrologie und Ozeanographie eine entscheidende Rolle (Peixóto and Oort 1992). Ziel dabei ist es, eine relativ geringe Anzahl an räumlichen Mustern (empirische Orthogonalfunktionen – EOFs) und deren zugehörigen Zeitreihen (*Principal Components* – PCs) derart zu bestimmen, sodass diese den Großteil an räumlicher und zeitlicher Variabilität einer bzw. mehrerer Größen im betrachteten System „enthalten“. Das Verfahren ist effektiv, wenn eine große Zahl an korrelierten Beobachtungen in Zeit und Raum vorliegt und ein paar wenige EOFs einen hohen Anteil an der gesamten Varianz der beobachteten Größe(n) im Datensatz repräsentieren. Um zu entscheiden, welche EOFs samt ihrer „erklärten“ Varianzen statistisch signifikant und somit eher physikalisch interpretierbar sind, können verschiedene Tests herangezogen werden (z.B. *Akaike Information Criterion* (Akaike 1974) oder *North’s Rule of Thumb* (Preisendorfer 1988)).

Im Folgenden wird nun die Bestimmung der EOFs auf mathematischem Weg erläutert (vgl. dazu Peixóto and Oort 1992). Ausgangspunkt sei ein skalares meteorologisches Feld $f(x, t)$, wobei die Beobachtungen der Größe f an M Gitterpunkten (m) und zu N diskreten „Zeitpunkten“ (n) vorliegen – also $f(m, n)$. Für einen solchen „Zeitpunkt“ n lassen sich nun die Beobachtungen an den M Gitterpunkten in Form eines Spaltenvektors ($M \times 1$)

wie folgt darstellen:

$$\vec{f}_n = \begin{pmatrix} f'_{1n} \\ f'_{2n} \\ \vdots \\ f'_{Mn} \end{pmatrix} \quad (3.23)$$

Die Einträge f'_{mn} ($m = 1, 2 \dots M$) repräsentieren dabei Anomalien, also Abweichungen der Werte vom jeweiligen Mittelwert. Auch für die restlichen $(N - 1)$ „Zeitpunkte“ ergeben sich solche Spaltenvektoren, welche kompakt als $(M \times N)$ Matrix zusammengefasst werden können:

$$F = (\vec{f}_1, \vec{f}_2, \dots, \vec{f}_N) \quad (3.24)$$

In einem M -dimensionalen linearen Vektorraum kann nun jeder der N Vektoren \vec{f}_n als Linearkombination der Basiseinheitsvektoren $\{\vec{u}_1, \vec{u}_2, \dots, \vec{u}_M\}$ dargestellt werden. Enthalten die \vec{f}_n redundante Information (d.h. korrelierte Beobachtungen), treten nun bestimmte Richtungen im Vektorraum auf, nach denen sich vor allem jene Vektoren, die beträchtliche Variabilität der Beobachtungen repräsentieren, bevorzugt ausrichten. Dahingehend soll eine neue Basis $\{\vec{e}_1, \vec{e}_2, \dots, \vec{e}_M\}$ (EOFs) gefunden werden, sodass die einzelnen \vec{e}_m nacheinander (in aufsteigender Reihenfolge) und unter Bedingung ihrer Orthonormalität jeweils die verbleibende Varianz bzw. Variabilität in den Daten maximieren. Dies kann erzielt werden, indem die Summe der Quadrate der Projektionen aller N Vektoren \vec{f}_n auf die einzelnen \vec{e}_m der Reihe nach maximiert wird:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [\vec{f}_n \cdot \vec{e}_m]^2 \rightarrow \text{Max.} \quad (3.25)$$

Mittels Matrixschreibweise von (3.25) und unter Berücksichtigung, dass die Transponierte des Produkts zweier Matrizen gleich ist dem Produkt der beiden Transponierten in umgekehrter Reihenfolge, ergibt sich folgende Extremwertaufgabe mit der Nebenbedingung der Orthonormalität der \vec{e}_m :

$$\begin{aligned} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [\vec{f}_n \cdot \vec{e}_m]^2 &= \\ &= \frac{1}{N} [\vec{e}_m^T \mathbf{F} (\vec{e}_m^T \mathbf{F})^T] = \frac{1}{N} [\vec{e}_m^T \mathbf{F} \mathbf{F}^T \vec{e}_m] = \\ &= \vec{e}_m^T \mathbf{R} \vec{e}_m \rightarrow \text{Max.} \end{aligned} \quad (3.26)$$

$$\text{NB : } \vec{e}_i \cdot \vec{e}_j = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases}$$

Dabei ist die symmetrische Matrix \mathbf{R} die Kovarianzmatrix der Daten mit den Einträgen r_{jk} – den zeitlichen Kovarianzen zweier Gitterpunkte j und k sowie für $j = k$ den Varianzen in der Hauptdiagonale:

$$\mathbf{R} = \frac{1}{N} \mathbf{F} \mathbf{F}^T \quad r_{jk} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f'_{ji} f'_{ki} \quad (3.27)$$

Das Lösen dieser Extremwertaufgabe mit Nebenbedingung kann nun mit der Methode der Lagrange'schen Multiplikatoren erfolgen. Die Differentiation des quadratischen Ausdrucks (vgl. Graybill 1983) und anschließendes Nullsetzen führen zu einem Eigenwertproblem (von Storch and Zwiers 1999)

$$\mathbf{R} \vec{e}_m = \lambda_m \vec{e}_m \quad (3.28)$$

und eine Umformung mit Hilfe der Einheitsmatrix ergibt:

$$(\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}) \vec{e}_m = 0 \quad (3.29)$$

Dabei sind \vec{e}_m die Eigenwerte der Kovarianzmatrix \mathbf{R} und λ_m die zugehörigen Eigenwerte. Letztere wurden als Lagrange'sche Multiplikatoren anfangs hinzugefügt (Peixóto and Oort 1992). $\lambda \mathbf{I}$ ist eine Diagonalmatrix mit den λ_m in der Hauptdiagonale.

(3.29) beschreibt ein homogenes lineares Gleichungssystem, welches nicht-trivialen Lösungen ($\vec{e}_m \neq 0$) nur dann aufweist, wenn gilt $\det(\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}) = 0$. Die daraus resultierende charakteristische Gleichung M -ten Grades von \mathbf{R} hat genau M Lösungen $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_M$. Da die Kovarianzmatrix \mathbf{R} symmetrisch und positiv definit ist, sind diese Lösungen reell und positiv (Peixóto and Oort 1992). Aus der Symmetrie von \mathbf{R} folgt weiters, dass ihre Spur (d.h. die Summe der Diagonalelemente) bei einer Basistransformation unverändert bleibt und gleich ist der Summe ihrer Eigenwerte:

$$\sum_{m=1}^M r_{mm} = \sum_{m=1}^M \lambda_m \quad (3.30)$$

Nach (3.30) repräsentiert jeder Eigenwert λ_m mit $\lambda_m / \sum_{i=1}^M \lambda_i$ einen Anteil an der „erklärten“ Gesamtvarianz im Datensatz (Peixóto and Oort 1992). Für jeden λ_m kann nach Einsetzen in (3.29) und durch Lösen des linearen Gleichungssystems der zugehörige Eigenvektor \vec{e}_m (EOF) ermittelt werden. Das Vorzeichen (die Orientierung) der EOFs ist nicht eindeutig bestimmbar. Alle M \vec{e}_m zusammen bilden nun die neue orthonormale Basis $\{\vec{e}_1, \vec{e}_2, \dots, \vec{e}_M\}$ und die Vektoren \vec{f}_n können als Linearkombinationen der \vec{e}_m wie folgt dargestellt werden:

$$\vec{f}_n = \sum_{m=1}^M c_{mn} \vec{e}_m \quad (3.31)$$

Die Koeffizienten c_{mn} sind dabei jeweils die Gewichtungsfaktoren eines \vec{e}_m für die Beobachtungen an „Zeitpunkt“ n , die durch Projektion des \vec{f}_n auf den \vec{e}_m ermittelt werden:

$$c_{mn} = \vec{e}_m^T \vec{f}_n \quad (3.32)$$

Als Erweiterung von (3.32) können die Matrizen \mathbf{E} – mit den \vec{e}_m in den Spalten – und \mathbf{F} – mit den \vec{f}_n als Spalten – herangezogen werden:

$$\mathbf{C}^T = \mathbf{E}^T \mathbf{F} \quad (3.33)$$

Die Matrix \mathbf{C} enthält alle Gewichte c_{mn} und die zu den EOFs gehörenden Zeitreihen (PCs) als Spaltenvektoren.

Nach dieser mathematischen Beschreibung der EOFs sollen abschließend noch deren wichtige Eigenschaften erwähnt werden:

(i) Mit einer hohen Anzahl an korrelierten Beobachtungen in Zeit und Raum kann mittels den EOFs eine effektive Komprimierung der Daten erfolgen, da ein paar wenige EOFs und deren Zeitreihen den Großteil an räumlich – zeitlicher Variabilität der Beobachtungen im Datensatz repräsentieren. Damit existiert ein $k \ll M$ und für (3.31) gilt die Näherung:

$$\vec{f}_n \sim \sum_{m=1}^K c_{mn} \vec{e}_m \quad (3.34)$$

(ii) Aus der Bedingung, wonach die EOFs jeweils (der Reihe nach) die verbleibende „erklärbare“ Varianz im Datensatz maximieren, geht hervor, dass jene EOFs niedrigster Ordnung die dominantesten Muster größter Variabilität darstellen und meist als physikalisch relevante „Centers of Action“ gelten (Peixóto and Oort 1992). Letzteres trifft vor allem auf den 1. EOF zu. Schon ab dem 2. und vor allem für jene höherer Ordnung wird unter der Restriktion ihrer Orthogonalität aber eine physikalische Interpretation sukzessive erschwert. (iii) Diese paarweise Orthogonalität der EOFs bedingt aber auch, dass sie untereinander räumlich unkorreliert sind und somit jeder weitere EOF „neue“ Information (d.h. Variabilität) beinhaltet. Auch die zugehörigen Zeitreihen sind paarweise unabhängig voneinander.

4 Ergebnisse und Diskussion

In den folgenden Abschnitten wird die Variabilität der Größen des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen in Zusammenhang mit ENSO anhand von linearen Regressions-, Kreuzkorrelations- sowie EOF-Analysen untersucht und diskutiert. Zuvor wurde, nach Entfernung des Jahresganges, ein 13-Punkt binomialer Filter (vgl. Trenberth 1984) auf die Zeitdimension der monatlichen Anomalien angewandt, um den Fokus auf die zwischenjährigen Schwankungen aller betrachteten Größen zu richten. Weiters wurde vor allen statistischen Analysen ein zeitlich linearer Trend der Größen entfernt.

4.1 Räumlich-zeitliche Variabilität und Inhomogenitäten in ERA-PreSAT

Zunächst werden die geglätteten monatlichen Anomalien der vertikal integrierten horizontalen Divergenzen der gesamten atmosphärischen Energie (TEDIV), der latenten Energie (LEDIV) sowie der trocken statischen und kinetischen Energie (DSEDIV) betrachtet. Abbildung 2a-c zeigt diese Anomalien in zonaler (2°) Auflösung gemittelt über den tropischen Bereich (20°S bis 20°N) und auf Basis der ERA-PreSAT Reanalyse für die Periode 1939-66. TEDIV (Abbildung 2a) weist dabei maximale Abweichungen von über/unter $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ auf. Solche Anomalien zeigen sich etwa während dem starken und persistenten El Niño Ereignis von 1939-42 über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik ($+12$ bis $+20 \text{ W m}^{-2}$), dem Indonesischen Archipel (-8 bis -16 W m^{-2}) und dem tropischen Atlantik (-4 bis -16 W m^{-2}). Ein anormaler meridionaler Energietransport ist auch für das El Niño Ereignis 1965/66 erkennbar, mit ähnlicher zeitlich-zonaler Struktur (positive Anomalien über dem Zentral-/Ostpazifik und Indischen Ozean, negative über dem Indonesischem Archipel und Atlantik), jedoch mit geringerer Amplitude der positiven Anomalien ($+8$ bis $+16 \text{ W m}^{-2}$) gegenüber dem Ereignis 1939-42. Weitaus deutlicher treten diese ENSO bezogenen Strukturen jedoch in den LEDIV- und DSEDIV-Anomalien (vgl. Abbildung 2b und 2c) in Erscheinung, wobei Werte von mehr als $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ erreicht werden. Dies gründet in dem beträchtlichen Anteil an latenter Energie (LE), der nach Umwandlung durch Kondensation im Niederschlag als trocken statische Energie (DS) hervor tritt, wobei die gesamte atmosphärische Energie unverändert bleibt (vgl. Mayer et al. 2013). Die von ENSO modulierte zeitlich-zonale Variabilität dieser Energiehaushaltsgrößen wird in Abschnitt 4.3 näher diskutiert.

Neben den ENSO Signalen zeigt sich in Abbildung 2a-c aber ein stark verrauschtes Bild der Anomalien. Die Problematik der zeitlichen Homogenität ist dabei erkennbar. Eine streifenförmige Struktur und unrealistische zeitliche Sprünge von starken positiven auf negative Anomalien und umgekehrt verdeutlichen dies. In Abbildung 2b zeigen das

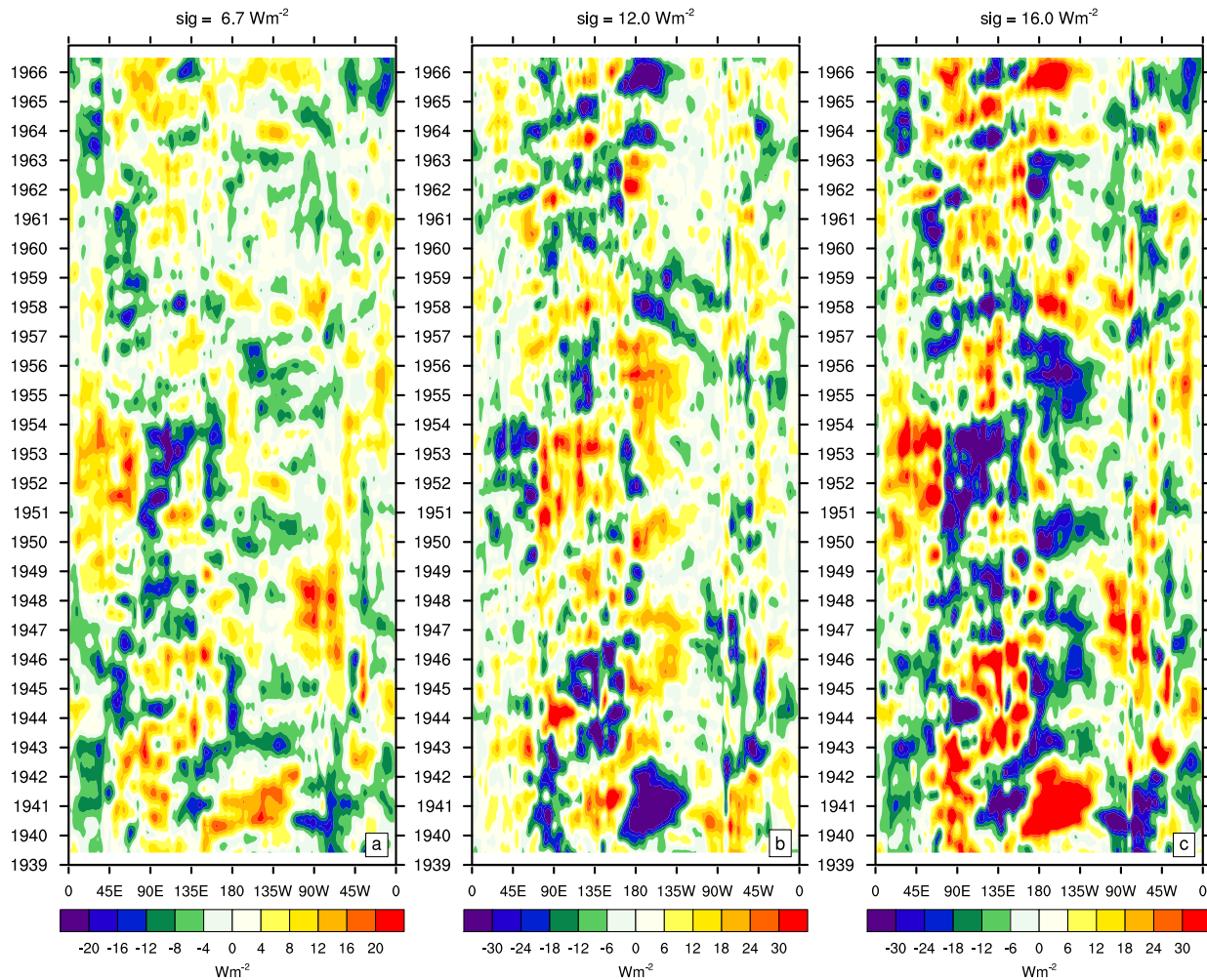


Abbildung 2: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für ERA-PreSAT TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - geglättete monatliche Anomalien [W m^{-2}], de-trended, gemittelt $20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$, 2° zonale Auflösung, 1939-66

etwa die positiven LEDIV Anomalien (teils über 30 W m^{-2}), jedoch nur in einem schmalen Streifen bei ca. 90°O und von 1950 bis Mitte 1953, sowie in Abbildung 2c (DSEDIV) etwas weiter östlich (135°O) und 1954 quasi ein Sprung der stark negativen auf eine stark positive Abweichung. Auch sind in Abbildung 2a und 2c starke und verrauschte positive TEDIV bzw. DSEDIV Anomalien von 1945-50 in einem schmalen Bereich bei ca. 60°W auszumachen. Insbesondere die ausgeprägten positiven Abweichungen bei ca. $60\text{-}100^{\circ}\text{W}$ von 1946-48 sowie die positiven und negativen Anomalien bei ca. $20\text{-}150^{\circ}\text{O}$ von 1950-53 (vgl. Abbildung 2a und 2c) erscheinen in ihrer Struktur unrealistisch und in keinem ENSO Zusammenhang. Um dies zu erörtern wird die Differenz dieser zonal aufgelösten und über 20°S bis 20°N gemittelten Anomalien von ERA-PreSAT zu jenen von ERA-20C für die Periode 1939-66 betrachtet (Abbildung 3). Auch dabei sind die zuvor erwähnten vermutlich „künstlichen“ Abweichungen - vor allem für TEDIV und DSEDIV (Abbildung 3a bzw. 3c) bei $60\text{-}100^{\circ}\text{W}$ von 1946-48 und bei $20\text{-}150^{\circ}\text{O}$ von 1950-53 - deutlich

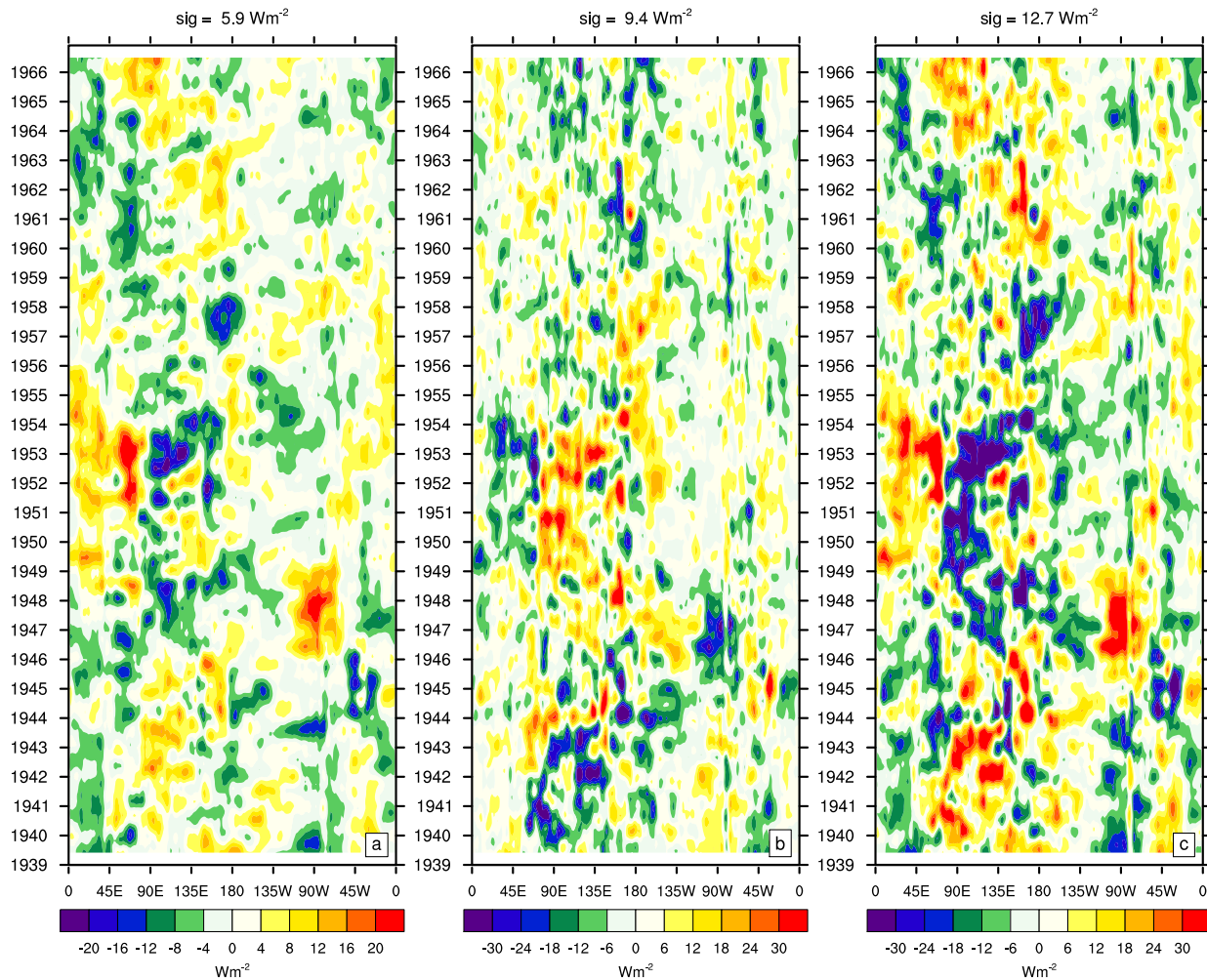


Abbildung 3: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für die Differenz von (ERA-PreSAT - ERA-20C) TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - geglättete monatliche Anomalien [$W m^{-2}$], de-trended, gemittelt $20^{\circ}S - 20^{\circ}N$, 2° zonale Auflösung, 1939-66

erkennbar. Da sie nur in ERA-PreSAT nicht aber in ERA-20C auftreten, handelt es sich wahrscheinlich um Inhomogenitäten, die mit den zusätzlich assimilierten Höhenbeobachtungen in ERA-PreSAT in Zusammenhang stehen können (vgl. Abschnitt 1.5, Hersbach et al. 2016).

Die Problematik dieser massiven Inhomogenitäten zeigt sich besonders anhand der ersten beiden TEDIV EOFs (vgl. Abschnitt 3.4) von ERA-PreSAT im tropischen Bereich ($30^{\circ}S$ bis $30^{\circ}N$) für 1939-66 (Abbildung 4a und b, 16,9% bzw. 11,7% erklärte Varianz). Aufgrund der ENSO bezogenen Anomalien in Abbildung 2a würde man die wesentlichen Zentren der Variabilität etwa über dem Zentral-/Ostpazifik und über dem Indonesischen Archipel in EOF-1 (Abbildung 4a) erwarten, ähnlich wie bei den ERA-Interim (1979-2011) TEDIV EOFs (vgl. Mayer et al. 2013: Abbildung 5). Solche Muster finden sich, wenn auch in schwächerer Ausprägung, aber nur in EOF-2 wieder (Abbildung 4b). EOF-1 wird dagegen von Strukturen dominiert, die etwa die zuvor erwähnten Inhomoge-

nitäten widerspiegeln. Dies bekräftigt der unrealistische meridionale Gradient im zonalen Mittel (rechts oben), besonders für EOF-1 (4 W m^{-2}) aber etwas geringer auch für EOF-2. Anhand der zugehörigen TEDIV PCs (Abbildung 5) zeigt sich daher nicht das erwartete fast synchrone Verhalten von PC-1 und Niño 3.4 (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien von 5°N - 5°S und 120° - 170°W) - vgl. Abbildung 5, oben. Solch ein Verhalten ist eher für PC-2 und Niño 3.4 (Abbildung 4, unten) erkennbar. Die Strukturen des 1. LEDIV EOF von ERA-PreSAT (Abbildung 4c, 24,1% erklärte Varianz) und jene von ERA-Interim LEDIV EOF-1 (28,1%, vgl. Mayer et al. 2013: Abbildung 5) sind jedoch sehr ähnlich. Auch weisen LEDIV PC-1 und Niño 3.4 eine hohe Korrelation (ca. 0,95) auf (vgl. Abbildung 5, oben). Dies kann mit der untergeordneten Rolle der Inhomogenitäten gegenüber den stark ausgeprägten ENSO Signalen in LEDIV - anders als für TEDIV -

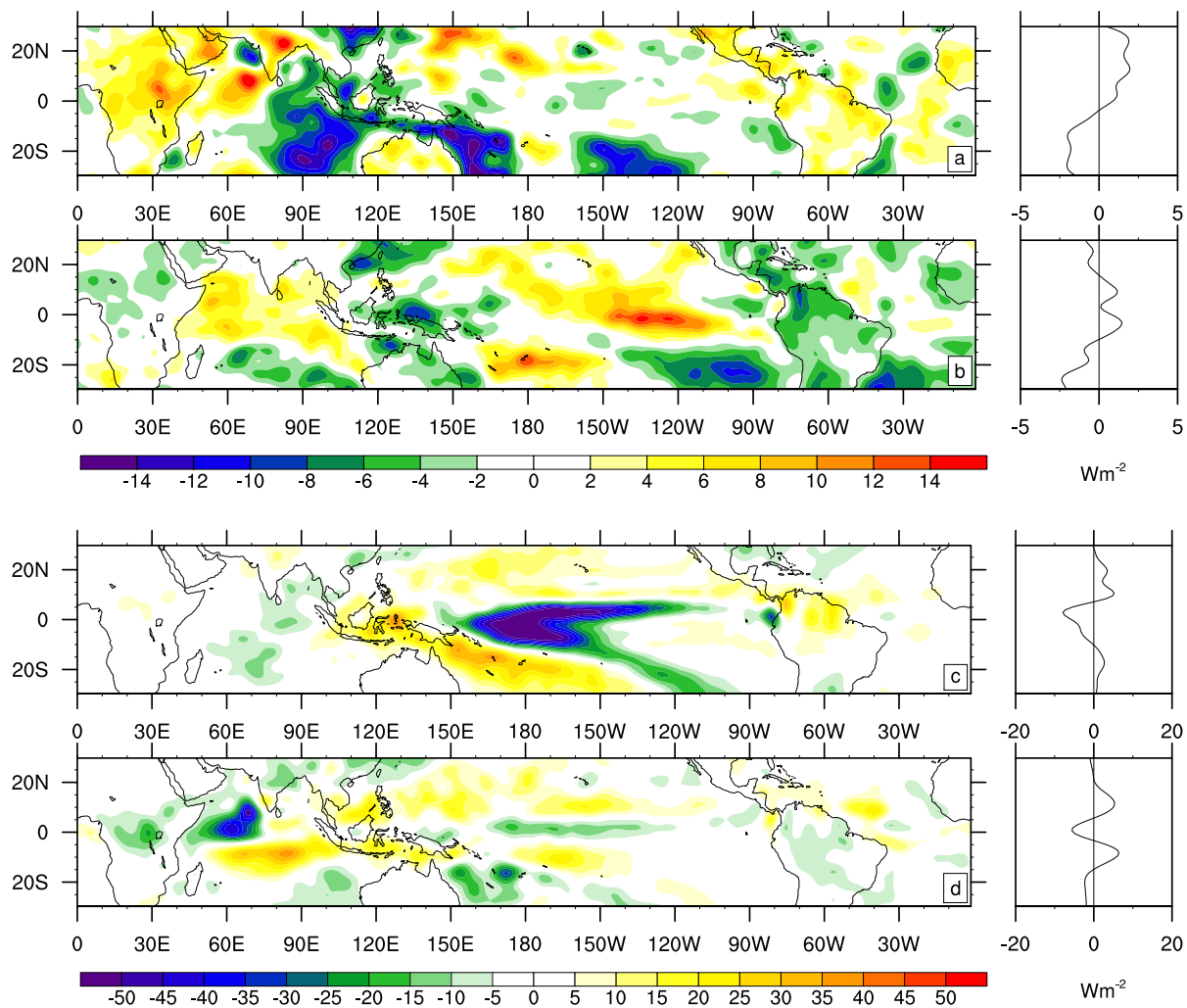


Abbildung 4: Oben: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-PreSAT TEDIV (16,9% bzw. 11,7% erklärte Varianz); Unten: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-PreSAT LEDIV (24,1% bzw. 11,3% erklärte Varianz), rechts: zonales Mittel, [W m^{-2}], für 1939-66, Vorzeichen gewählt für El Niño Ereignisse

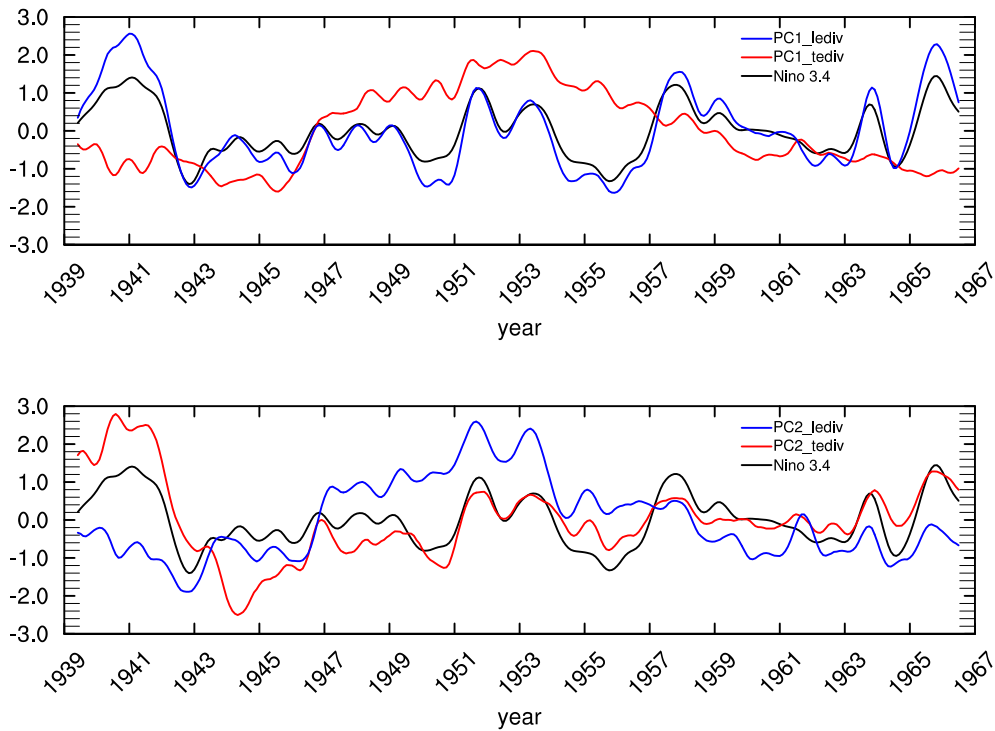


Abbildung 5: Normalisierte PCs - PC-1 (oben) und PC-2 (unten) - von ERA-PreSAT TEDIV (rot) und LEDIV (blau); sowie Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien von 5°N-5°S und 120°-170°W), für 1939-66

erklärt werden (siehe Abbildung 2).

Generell sind solche „künstlichen“ Abweichungen bzw. Sprünge (d.h. Inhomogenitäten) unerwünscht, da sie die wahre Klimavariabilität verfälschen und deren korrekte Analyse erschweren. Im folgenden Abschnitt wird ein Lösungsansatz präsentiert, um Inhomogenitäten in den ERA-PreSAT Energiehaushaltsgrößen zu entfernen bzw. zu reduzieren.

4.2 Homogenisierung von ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV anhand von 4 bzw. 5 Bruchpunkten

Auf Basis der über 20°S bis 20°N gemittelten monatlichen TEDIV und LEDIV Anomalien wurde jede der einzelnen Differenzzeitreihen (0-358°, vgl. Abbildung 3) separat auf Bruchpunkte getestet. Als relativer Homogenitätstest wurde eine optimierte Version des originalen SNHT (*Standard Normal Homogeneity Test*, Alexandersson 1986), der sogenannte „equal sampling SNHT“ (vgl. Haimberger 2007) herangezogen. Das untersuchte Zeitintervall ist mit 4-8 Jahren (in dieser Arbeit: 6 Jahre) viel kürzer als die Länge der gesamten Zeitreihe. Dieses Zeitfenster wird nun um ein kleines Inkrement entlang der gesamten Zeitreihe verschoben, wobei ein potentieller Bruchpunkt, der jeweils in der Mitte des Fensters gesetzt wird, im Wesentlichen durch Vergleich der Mittelwerte der Zeitserie vor und nach der „Inhomogenität“ anhand einer Teststatistik detektiert werden kann. Da-

mit können auch Bruchpunkte, die wie in dieser Arbeit in dem relativ kurzen zeitlichen Abstand von 3 Jahren aufeinanderfolgen, richtig erfasst werden. Abbildung 6 zeigt die Ergebnisse des Tests. Die Maxima der Teststatistik signalisieren Sprungstellen, in guter Übereinstimmung mit den zuvor erwähnten Abweichungen in Abbildung 3. Dahingehend konnten die Brüche ziemlich genau festgelegt werden - und zwar anhand von TEDIV (Abbildung 6a) im Februar 1954, August 1950, März 1949, Jänner 1946 und Juli 1943. Die letztgenannte Inhomogenität tritt weniger deutlich in Erscheinung, ist aber aufgrund einer Sprungstelle in Meereisbeobachtungen bzw. in Abbildung 2b bei ca. 90°O gerechtfertigt.

Auf Basis dieser Bruchpunkte - mit/ohne jenem im Juli 1943 - wurden die ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV Zeitreihen aller Gitterpunkte zwischen 30°S und 30°N homogenisiert. Ausgehend von der näheren Vergangenheit (1966) wurden für jede Zeitserie die Differenz der Mittelwerte der monatlichen Anomalien vor und nach der ersten

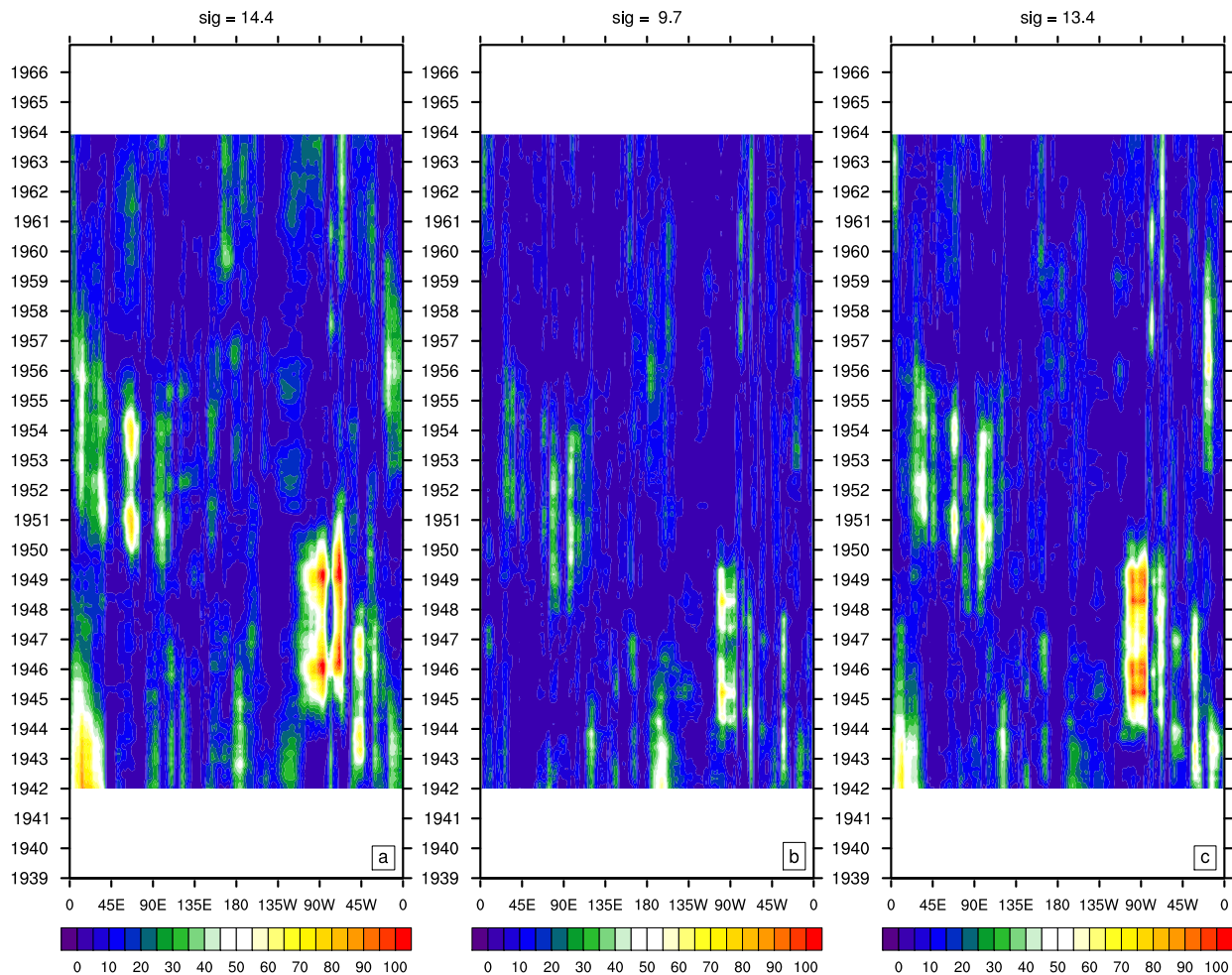


Abbildung 6: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für die Teststatistik des *equal sampling* SNHT basierend auf der Differenz ERA-PreSAT zu ERA-20C für TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - monatliche Anomalien, gemittelt 20°S -20°N, 2° zonale Auflösung, 1942-63

Sprungstelle - konkret vom ersten bis zum nächsten Bruchpunkt (Februar 1954 bis August 1950) und von Februar 1954 bis Dezember 1966 - gebildet. Diese Differenz wurde dann auf die Anomalien von Februar 1954 bis August 1950 aufgesetzt, also quasi eine Anpassung des Mittelwerts in diesem Zeitraum an jenen von Februar 1954 bis Dezember 1966 durchgeführt. Selbiges Prinzip wurde danach auf die zweite Sprungstelle (August 1950) angewandt und im Folgenden schrittweise auf alle übrigen bis zur letzten (Jänner 1946 bzw. Juli 1943). Das Ergebnis dieser Homogenisierung wird zunächst in Abbildung 7 verdeutlicht. Analog zu Abbildung 6 zeigt sie die Teststatistik des *equal sampling SNHT*, jedoch auf Basis der homogenisierten monatlichen TEDIV und LEDIV Anomalien. Alle 5 Bruchpunkte wurden dabei herangezogen. Im Vergleich zum Test anhand der „originalen“ Anomalien sind kaum markante Inhomogenitäten erkennbar. Besonders die zuvor detektierten Sprungstellen (z.B. März 1949 und August 1950) wurden vor allem für TEDIV fast

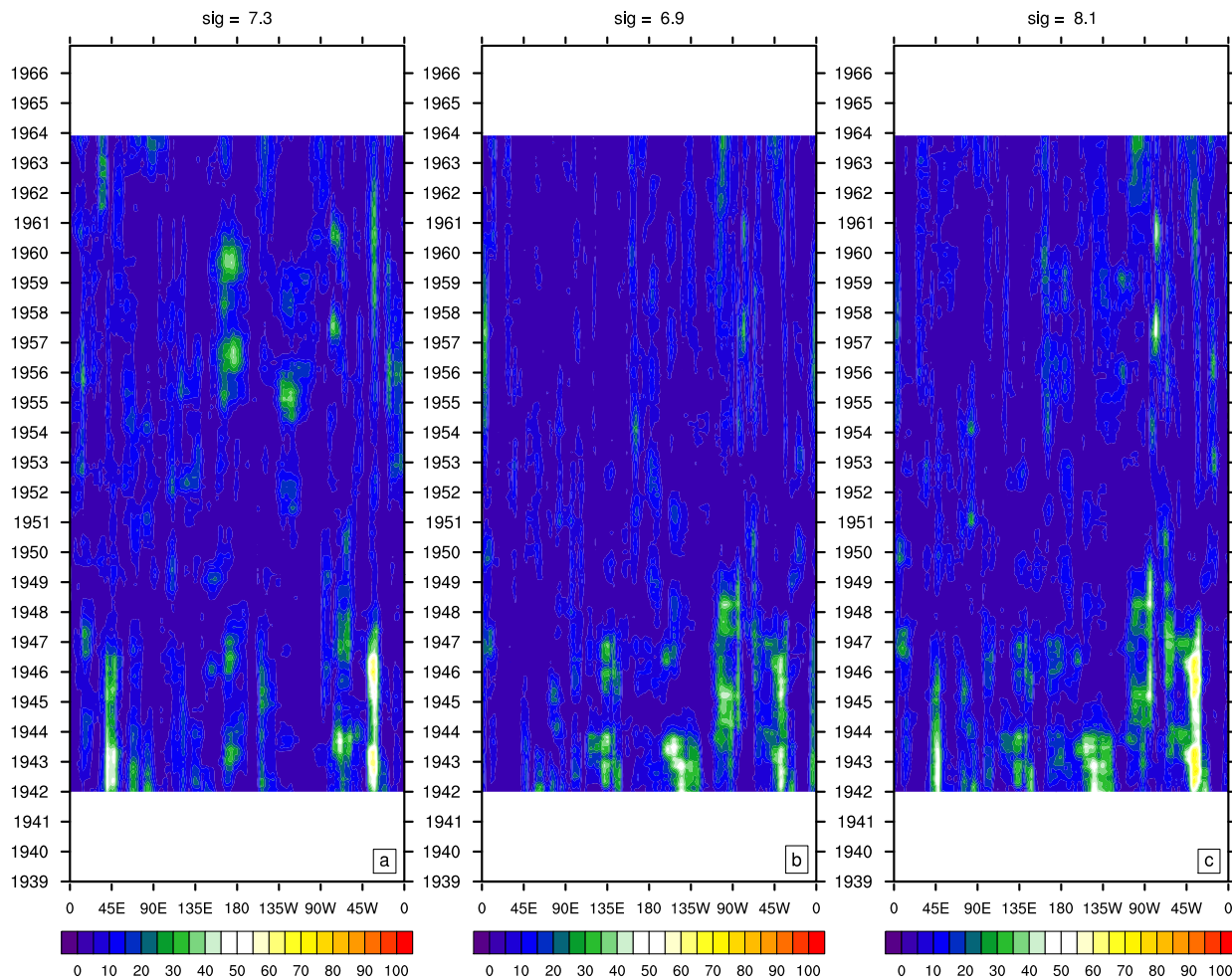


Abbildung 7: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für die Teststatistik des *equal sampling SNHT* basierend auf der Differenz ERA-PreSAT homogenisiert (5 Bruchpunkte) zu ERA-20C für TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - monatliche Anomalien, gemittelt 20°S -20°N, 2° zonale Auflösung, 1942-63

gänzlich eliminiert (vgl. Abbildung 6 und 7). Auch die Standardabweichung der Testgröße konnte im Fall von TEDIV etwa um die Hälfte reduziert werden.

Der positive Einfluss der Homogenisierung auf die Muster der räumlich-zeitlichen TEDIV Variabilität (EOFs) in ERA-PreSAT wird im Folgenden erläutert. Abbildung 8 zeigt die ersten beiden ERA-PreSAT EOFs jeweils auf Basis der mit 4 (Abbildung 8a-b) oder 5 (Abbildung 8c-d) Bruchpunkten homogenisierten TEDIV Anomalien im tropischen Bereich (30°S -30°N) von 1939-66. In beiden Fällen finden sich die mit ENSO in Zusammenhang stehenden Muster über dem äquatorialen Zentral-/Ostpazifik sowie über dem Indonesischen Archipel (vgl. Abbildung 4a-b und 8) nun in EOF-1 statt in EOF-2 wieder. Im Vergleich zu ERA-Interim (1979-2011) EOF-1 (siehe Mayer et al. 2013: Abbildung 5) ist eine etwas schwächere Ausprägung und speziell im Zentral-/Ostpazifik geringere räumliche Ausdehnung der Zentren der Variabilität etwa in Richtung der Küste Südamerikas erkennbar. Dabei ist der Anteil an erklärter Varianz von TEDIV EOF-1 mit 14,9% (Abbildung 8a) bzw. 11,7% (Abbildung 8c) deutlich geringer als für ERA-Interim EOF-1 (23,5%). Dies kann auch an der geringeren ENSO Aktivität von 1943 bis 1966 liegen. Neben den ENSO bezogenen Signalen sind noch Strukturen vorhanden, die auf Inhomogenitäten hindeuten - etwa bei 20-45°W / 20-30°S in EOF-1 (8a). Dies bekräftigt der noch vorhandene unrealistische meridionale Gradient im zonalen Mittel für beide EOFs, wenn die TEDIV Anomalien anhand von 4 Bruchpunkten homogenisiert werden (vgl. Abbildung 8a,b rechts). Wird der 5. Bruchpunkt (Juli 1943) zur Homogenisierung hinzugezogen, zeigt EOF-1 (8c) eine einheitlichere und homogenere Struktur, vor allem für die Variabilität über dem tropischen Atlantik. Im zonalen Mittel dominiert das ENSO Signal ohne unrealistischem meridionalen Gradienten (vgl. Abbildung 8c,d rechts). Dahingehend basieren die in den folgenden Abschnitten erläuterten statistischen Analysen auf den anhand von 5 Bruchpunkten (statt 4) homogenisierten TEDIV und LEDIV Anomalien.

TEDIV EOF-1 (Abbildung 8c) zeigt Zentren der Variabilität über dem äquatorialen Zentral-/Ostpazifik und mit umgekehrtem Vorzeichen über dem Indonesischen Archipel sowie dem tropischen Atlantik. Der Zusammenhang mit ENSO wird dabei auch durch die konsistenten Muster in den zeitlich-zonalen Hovmöller Diagrammen auf Basis der homogenisierten TEDIV Anomalien (vgl. folgender Abschnitt 4.3, Abbildung 10) bekräftigt. Der erste LEDIV EOF (Abbildung 9a) weist neben einem deutlich höheren Anteil an erklärter Varianz (27%) veränderte Strukturen im Vergleich zu TEDIV EOF-1 (Abbildung 8c) auf. Man beachte auch die unterschiedliche Skalierung in den jeweiligen Darstellungen. Das stark ausgeprägte Muster der Variabilität über dem zentralen und westlichen äquatorialen Pazifik spiegelt die große Bedeutung der latenten Energie in Zusammenhang mit ENSO wider. Besonders über dem klimatologisch warmen Wasser des *Western Pacific Warm Pool* bewirken positive SST Anomalien starke atmosphärische Konvektion und

verstärkte Niederschlagsaktivität (vgl. Graf and Zanchettin 2012 und Abschnitt 1.3), was zur maximalen LEDIV Variabilität über diesem Gebiet führt. Auch dies wird anhand der ENSO bezogenen markanten Anomalien in den Hovmöller Diagrammen (z.B. Abbildung 10b) bekräftigt. Sowohl in TEDIV EOF-2 (Abbildung 8d, 8,1% erklärte Varianz) als auch in LEDIV EOF-2 (Abbildung 9b, 6,2%) zeigen sich eher nur verrauschte Strukturen, die womöglich von noch vorhandenen Inhomogenitäten stammen. Eine dem El Niño Modoki SST Muster (vgl. Ashok et al. 2007) ähnliche Struktur wie sie Mayer et al. (2013) in ERA-Interim LEDIV EOF-2 fanden, ist in ERA-PreSAT LEDIV EOF-2 kaum erkennbar und aufgrund des geringen Anteils an erklärter Varianz (6,2%) auch nicht sinnvoll interpretierbar.

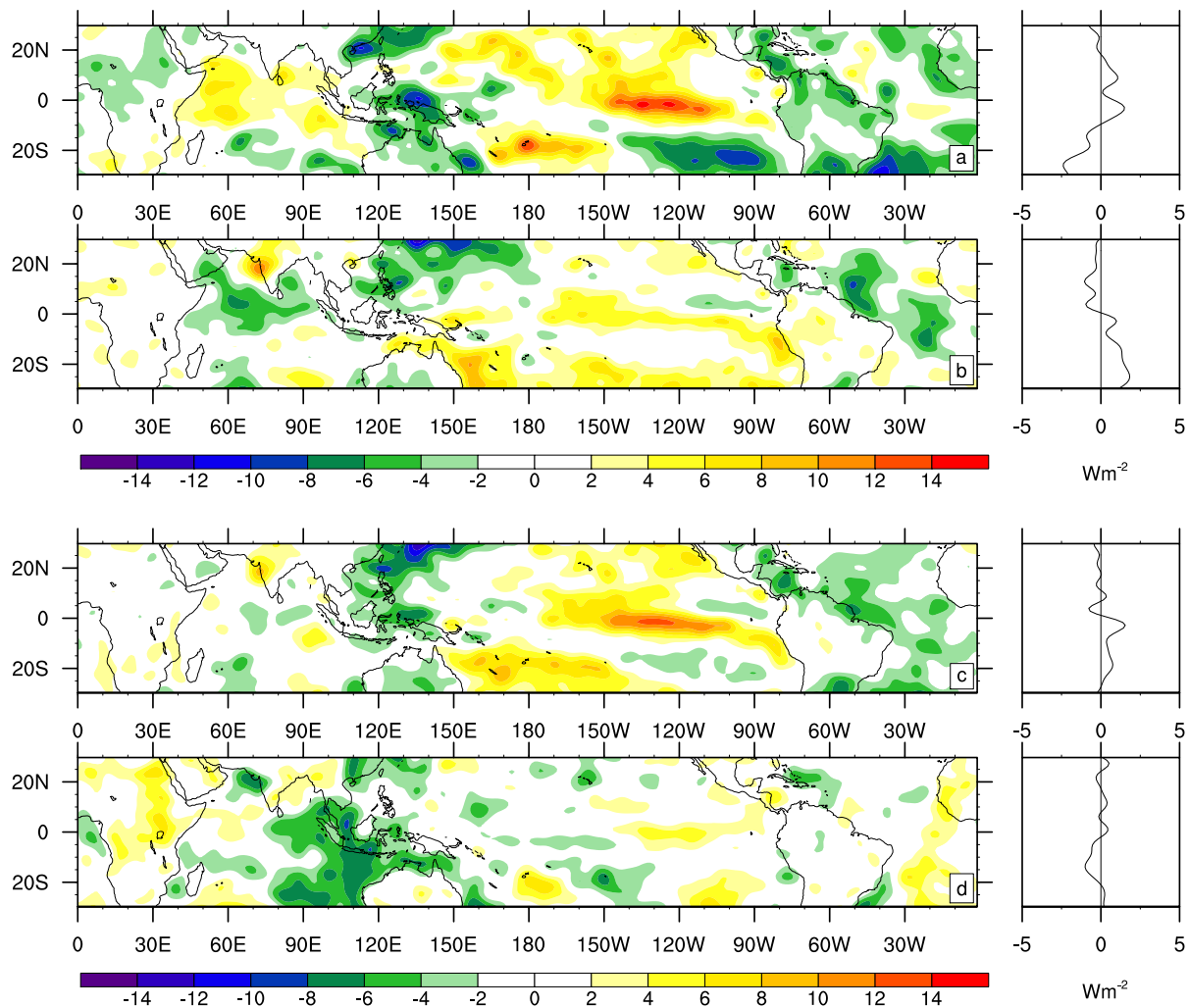


Abbildung 8: Oben: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-PreSAT TEDIV homogenisiert auf Basis von 4 Bruchpunkten (Feb. 1954, Aug. 1950, Mär. 1949, Jan. 1946) - 14,9% bzw. 8,6% erklärte Varianz); Unten: De-normierter EOF-1 (c) und EOF-2 (d) von ERA-PreSAT TEDIV homogenisiert auf Basis von 5 Bruchpunkten (zusätzlich noch Jul. 1943) - 11,7% bzw. 8,1% erklärte Varianz), rechts: zonales Mittel, [W m^{-2}], für 1939-66, Vorzeichen gewählt für El Niño Ereignisse

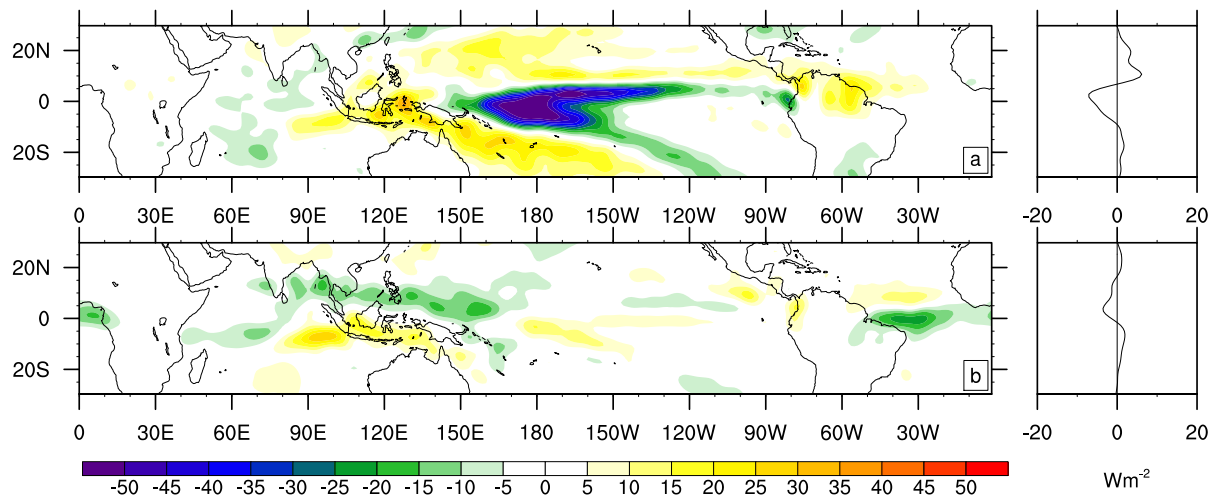


Abbildung 9: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-PreSAT LEDIV homogenisiert auf Basis von 5 Bruchpunkten - 27,0% bzw. 6,2% erklärte Varianz), rechts: zonales Mittel, [W m^{-2}], für 1939-66, Vorzeichen gewählt für El Niño Ereignisse

Der erste TEDIV bzw. LEDIV EOF von ERA-20C (ohne assimilierte Höhenbeobachtungen) zeigt im Großen und Ganzen ähnliche Muster der Variabilität wie der homogenisierte ERA-PreSAT TEDIV bzw. LEDIV EOF-1, jedoch in etwas stärkerer Ausprägung (vgl. Abbildung A1 im Anhang und Abbildung 8c bzw. 9a). Das Festlegen der Bruchpunkte auf Basis von Differenzzeitreihen zwischen ERA-PreSAT und ERA-20C für die Homogenisierung begünstigt diese Ähnlichkeit. Für EOF-2 ist aufgrund der Orthogonalitätsbedingung der EOFs (vgl. Abschnitt 3.4), sowie des geringen Anteils an erklärter Varianz (8,7% bzw. 8,4%) und des erhöhten Rauschens (vor allem in TEDIV EOF-2) eine physikalische Interpretation eher nicht sinnvoll.

Die zu den TEDIV und LEDIV EOFs gehörenden Zeitreihen (PCs) werden im Abschnitt 4.4 gezeigt und ein statistischer Zusammenhang mit ENSO anhand von Kreuzkorrelationen mit dem Niño 3.4 Index näher analysiert. Im nächsten Abschnitt wird die zeitlich-zonale Variabilität der homogenisierten Energiehaushaltsgrößen, dargestellt in sogenannten Hovmöller Diagrammen (vgl. Abbildung 2), diskutiert.

4.3 Zeitlich-zonale Variabilität von TEDIV, LEDIV und DSEDIV in Zusammenhang mit ENSO

Abbildung 10 zeigt die homogenisierten und geglätteten ERA-PreSAT TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) Anomalien in zonaler (2°) Auflösung gemittelt über den tropischen Bereich (20°S bis 20°N) für die Periode 1939-66. Der positive Einfluss der Homogenisierung wird besonders anhand der deutlich schwächer ausgeprägten bzw. kaum mehr vorhandenen „künstlichen“ Abweichungen bei $60\text{-}100^\circ\text{W}$ von 1946-48 und bei $20\text{-}150^\circ\text{O}$ von 1950-53

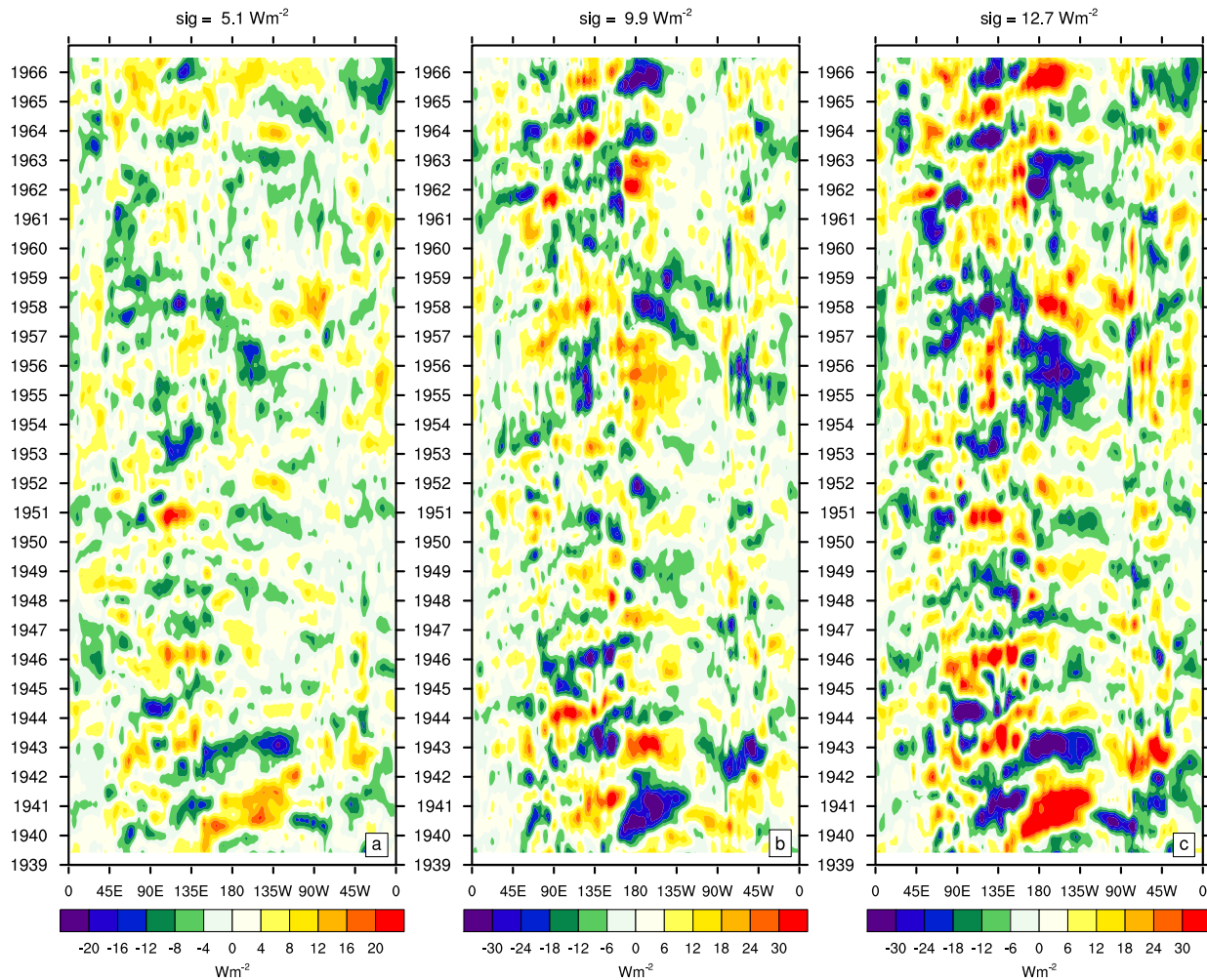


Abbildung 10: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für homogenisierte (5 Bruchpunkte) ERA-PreSAT TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - geglättete monatliche Anomalien [W m^{-2}], de-trended, gemittelt 20°S - 20°N , 2° zonale Auflösung, 1939-66

verdeutlicht (vgl. Abbildung 2 und 10). Dies spiegelt sich auch in einer um etwa ein Viertel (TEDIV) bzw. fast ein Fünftel (LEDIV und DSEDIV) reduzierten Standardabweichung wider. Mit ENSO in Zusammenhang stehende Anomalien samt ähnlicher zonaler Strukturen sind während der starken El Niño Ereignisse 1939-42, 1957/58 und 1965/66 sowie mit umgekehrten Vorzeichen für La Niña 1942/43 und 1955/56 erkennbar, was teilweise schon anhand von Abbildung 2 in Abschnitt 4.1 erläutert wurde. Im Gegensatz zu den anderen warmen ENSO Ereignissen treten bei El Niño 1939-42 im tropischen Zentral-/Ostpazifik Abweichungen von über $+8$ bis $+20 \text{ W m}^{-2}$ (TEDIV) sowie $+30 \text{ W m}^{-2}$ (DSEDIV) und unter -24 W m^{-2} (LEDIV) durchgehend für einen Zeitraum von etwa eineinhalb Jahren auf (vgl. Abbildung 10). Während der El Niño Ereignisse 1939-42 und 1965/66 sowie La Niña 1942/43 zeigt sich eine Quadrupol-artige Struktur der DSEDIV und LEDIV Anomalien (9b und c), ähnlich wie in der ERA-Interim (1979-2011) Periode (siehe Mayer et al. 2013: Abbildung 2), jedoch in etwas schwächerer Ausprägung (deutlich schwächerer bzw.

kaum vorhandener Pol über dem Indischen Ozean). Dies hängt auch mit dem erhöhten Rauschniveau der ERA-PreSAT Anomalien zusammen (z.B. Abbildung 10a).

Latente Energie (LE), die nach Umwandlung durch Kondensation im Niederschlag als trocken statische Energie (DS) in Erscheinung tritt, dominiert die ENSO bezogenen DSEDIV Strukturen, was durch die Ähnlichkeit der LEDIV Muster samt umgekehrtem Vorzeichen bekräftigt wird (vgl. Abbildung 10b und c). Während der starken El Niño Ereignisse zeigen sich für LEDIV negative Anomalien über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik sowie deutlich schwächer ausgeprägt über dem Indischen Ozean und positive Abweichungen über dem Indonesischen Archipel und deutlich schwächer über dem tropischen Atlantik. Solche Anomalien jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen sind auch für die markanten La Niña Ereignisse 1942/43 und 1955/56 erkennbar. Die SST Abweichungen im zentralen/östlichen tropischen Pazifik forcieren diese Anomalien. Im Fall von El Niño führen die positiven SST Anomalien zu vermehrter Verdunstung, Konvektion und verstärkter Feuchteflusskonvergenz (d.h. negative LEDIV Anomalien) über dieser Region. Nach Umwandlung durch Kondensation im Niederschlag wird die im Wasserdampf gespeicherte Energie in Form von DS (d.h. positive DSEDIV Abweichungen) frei. Diese diabatische Heizung führt zu einer zusätzlichen aufsteigenden Luftbewegung (positive Anomalie) über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik und ebenso, wenn auch in geringerem Ausmaß, über dem Indischen Ozean. Damit in Verbindung steht eine Abschwächung bzw. möglicherweise sogar Umkehrung der Walker-Zirkulation mit absinkender Bewegung (negative Anomalie) sowohl über dem Indonesischen Archipel als auch über dem tropischen Atlantik (vgl. Mayer et al. 2013, Klein et al. 1999). Der gegenteilige Fall einer verstärkten Walker-Zirkulation mit vermehrtem Aufsteigen über dem Indonesischen Archipel etc. tritt bei La Niña ein. Die positiven bzw. negativen DSEDIV und LEDIV Anomalien in diesen Gebieten sind dabei ein Indikator für die anormalen Vertikalbewegungen. Letztere sind stark mit den ENSO bezogenen Niederschlagsanomalien gekoppelt (Graf and Zanchettin 2012, Shukla and Wallace 1983).

Die etwas größere Amplitude von DSEDIV gegenüber LEDIV resultiert aus dem bei El Niño durch stärkere Konvektion bedingten höheren Anteil an hochreichender Bewölkung über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik und der daher stärkeren Reflexion der einfallenden kurzwelligigen Strahlung, was zu einer negativen Anomalie der Strahlungsbilanz am Boden ($F_s < 0$) führt. Da diese Anomalie in Phase mit verstärkter Feuchteflusskonvergenz ($LEDIV < 0$) auftritt, wird die größere Amplitude erreicht (vgl. Mayer et al. 2013 bzw. Gleichung (2.5) in Abschnitt 2.1). Über dem Indonesischen Archipel bzw. Atlantik bewirkt schwächere Konvektion einen geringeren Anteil an hochreichender Bewölkung ($F_s > 0$) zusammen mit schwächerer Feuchteflusskonvergenz ($LEDIV > 0$) und somit die verstärkte negative Amplitude. Bei La Niña ist über den zuvor genannten Regionen das Gegenteil der Fall.

TEDIV zeigt ähnliche zonale Strukturen wie DSEDIV, jedoch mit geringerer Amplitude (vgl. Abschnitt 4.1). Eine Dipol-artige Struktur, wie sie Mayer et al. (2013) anhand der zeitlich-zonal aufgelösten ERA-Interim TEDIV Anomalien fanden, ist in ERA-PreSAT (vgl. Abbildung 10a) eher mit zwei weiteren Polen als schwache Quadrupol-artige Struktur vorhanden. Für die El Niño Ereignisse 1939-42, 1957/58 und 1965/66 sind positive Abweichungen über dem zentralen/ östlichen tropischen Pazifik (ca. +8 bis +20 $W m^{-2}$) sowie über dem Indischen Ozean (+8 bis +16 $W m^{-2}$ v.a. 1965/66) erkennbar. Negative Abweichungen finden sich über dem Indonesischen Archipel (ca. -8 bis -20 $W m^{-2}$) und tropischen Atlantik (-8 bis -16 $W m^{-2}$). (vgl. 10a und Abschnitt 4.1). Dabei werden die positiven bzw. negativen TEDIV Anomalien von F_s Anomalien (Nettoenergieflussdichte an der Erdoberfläche) forciert. Dies wird anhand der Ergebnisse in Abschnitt 4.5 näher erläutert. Auch zeigt sich in Abbildung 10a eine starke Kompensation der TEDIV Anomalien im zonalen Mittel. Damit das Klimasignal nicht im Rauschen untergeht, werden

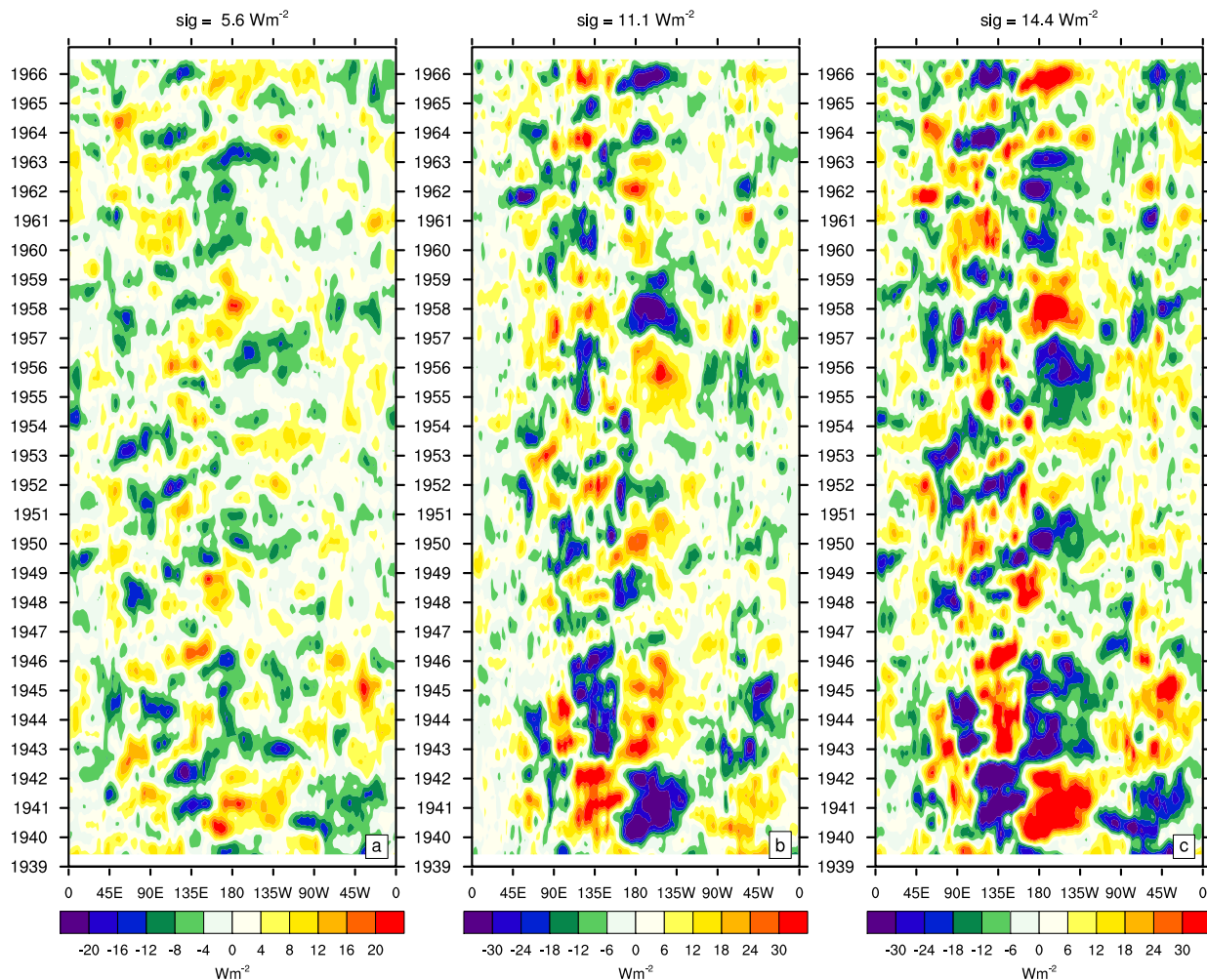


Abbildung 11: Zeitlich-zonales Hovmöller Diagramm für ERA-20C TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) - geglättete monatliche Anomalien [$W m^{-2}$], de-trended, gemittelt 20°S -20°N, 2° zonale Auflösung, 1939-66

etwa in Abschnitt 4.5 die TEDIV Anomalien gemittelt über bestimmte Regionen (z.B. zentraler/östlicher tropischer Pazifik) betrachtet.

Analog zu Abbildung 10 zeigt Abbildung 11 das zeitlich-zonal aufgelöste Hovmöller Diagramm von (a) TEDIV, (b) LEDIV und (c) DSEDIV Anomalien der ERA-20C Reanalyse (ohne assimilierte Höhenbeobachtungen). Im Vergleich zu den homogenisierten ERA-PreSAT Energiehaushaltsanomalien (Abbildung 10) sind die mit ENSO in Zusammenhang stehenden Strukturen in ERA-20C besonders für LEDIV und DSEDIV etwas homogener samt glatterem Verlauf und weniger stark verrauscht. Auch weisen deren Maxima bzw. Minima meist eine größere zonale und zeitliche Ausdehnung auf. Dabei tritt etwa das El Niño Ereignis 1939-42 deutlicher in Erscheinung. Die Dipol-artige Struktur über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik und dem Indonesischen Archipel zeigt verstärkt ausgeprägte positive und negative Anomalien von über/unter $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ bis ins Jahr 1942 hinein (vgl. Abbildung 11b und c).

Für die zeitliche Entwicklung der mit ENSO in Beziehung stehenden Strukturen ist für ERA-20C und ERA-PreSAT eine Eigenheit zu beobachten. Mayer et al. (2013) fanden nämlich anhand derselben Hovmöller Diagramme für die ERA-Interim (1979-2011) Periode eine geneigte Phasenlage dieser Dipol- bzw. Quadrupol-artigen Muster in Zusammenhang mit starken El Niño Ereignissen. Dabei verlagern sich die Dipol-artigen LEDIV bzw. DSEDIV Strukturen von anfangs über dem Indischen Ozean und dem Indonesischen Archipel (dort nur schwach ausgeprägt) im Laufe etwa eines halben Jahres nach Osten, wo sie dann mit Abweichungen von über/unter $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ über dem Indonesischen Archipel und tropischen Zentral-/Ostpazifik die maximale Amplitude erreicht (vgl. Mayer et al. 2013: Abbildung 2b und c). Diese östliche Verlagerung manifestiert sich auch in den ersten beiden ERA-Interim LEDIV EOFs, wo EOF-2 dem El Niño Modoki SST Muster ähnelt (vgl. Ashok et al. 2007). Für ERA-20C und ERA-PreSAT zeigt sich hingegen eine deutlich geringere und veränderte Neigung der Phasenlage (siehe Abbildung 10 und 11 sowie folgender Abschnitt). So weisen die ERA-20C LEDIV und DSEDIV Anomalien über dem tropischen Pazifik (Abbildung 11b und c) von Ende 1939 bis Mitte 1941 eine ostwärts gerichtete Komponente und danach bis ins Jahr 1942 eine westwärts gerichtete Komponente der Verlagerung des Dipols auf. Für ERA-PreSAT LEDIV und DSEDIV (Abbildung 10b und c) ist eine westliche Verschiebung der negativen bzw. positiven Anomalie von Anfang 1957 bis Anfang 1958 (und der etwas schwächeren Abweichung 1948 bis 1949) über den zentralen tropischen Pazifik Richtung Datumsgrenze (180°) erkennbar. Solch eine westwärts gerichtete Verlagerung der ENSO bezogenen LEDIV bzw. DSEDIV Muster über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik wäre aufgrund der SST Entwicklung in diesem Gebiet bei El Niño (La Niña) von 1950 bis 1976 (siehe Trenberth et al. 2002a: Abbildung 8 bzw. Trenberth and Stepaniak 2001: Abbildung 2) plausibel. Die spezielle Charakteristik der zeitlich-zonalen Entwicklung der Haushaltsanomalien in ERA-PreSAT/20C im Gegen-

satz zu ERA-Interim steht mit der unterschiedlichen ENSO bezogenen SST Entwicklung im tropischen Pazifik vor und nach dem „Climate Shift“ 1976/77 (Vorzeichenwechsel der Pazifischen Dekaden-Oszillation) in Zusammenhang.

Im folgenden Abschnitt wird die statistisch (signifikante) Beziehung zwischen den Dipol- bzw. Quadrupol-artigen Mustern in Abbildungen 10 und 11 und ENSO anhand einer linearen Kreuzkorrelationsanalyse erläutert.

4.4 Lineare Kreuzkorrelationsanalyse

Abbildung 12a-d zeigt die berechneten Kreuzkorrelationskoeffizienten der ERA-PreSAT TEDIV, LEDIV und DSEDIV Anomalien (1939-66, 2° zonale Auflösung, gemittelt zwischen 20°N und 20°S, vgl. Abbildung 10) jeweils mit Niño 3.4 (gemittelte SST-Anomalien zwischen 5°N und 5°S sowie 120° und 170°W), falls signifikant für das 5% Niveau punktiert (vgl. Abschnitt 3.2) und für *lags* zwischen -24 und +24 Monaten. Die Kreuzkorrelationen von TEDIV mit Niño 3.4 (Abbildung 12a) lassen eine Struktur mit 3 ausgeprägten Polen erkennen. Dabei zeigen sich signifikant positive lineare Korrelationen (bis 0,75) über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik und ebenso negative, jedoch mit geringerer zonaler Ausdehnung, über dem Indonesischen Archipel (bis -0,7) und tropischen Atlantik (bis -0,6). Die Dipol-artige Struktur über dem tropischen Pazifik ist nicht ganz synchron zu Niño 3.4, sondern etwas zu positiven *lags* hin verschoben (d.h. signifikant für *lags* von -3 bis +8 Monaten). Positive *lags* bedeuten, dass die TEDIV Anomalien zeitlich später als jene von SST (Niño 3.4) auftreten. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen den Quadrupol-artigen LEDIV und DSEDIV Mustern (vgl. Abbildung 10) und ENSO wird anhand der Strukturen und hohen Werte der positiven bzw. negativen Kreuzkorrelationen (bis zu +0,85 und -0,8) in Abbildung 12b und c ersichtlich. Besonders die Koeffizienten für LEDIV (Abbildung 12b) zeigen markante Pole über dem Indischen Ozean und tropischen Zentral-/Ostpazifik (signifikant negative lineare Korrelationen mit Niño 3.4) sowie über dem Indonesischen Archipel und tropischen Atlantik (signifikant positive lineare Korrelationen) synchron zu Niño 3.4.

Im Gegensatz zu ERA-Interim (siehe Mayer et al. 2013: Abbildung 3) ist für die signifikanten Korrelationen über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik wenn überhaupt nur eine deutlich schwächer ausgeprägte östliche Verlagerung erkennbar. Über dem Indonesischen Archipel und tropischen Atlantik ist solch eine ostwärts gerichtete Verlagerung für die LEDIV und DSEDIV Koeffizienten (vgl. Abbildung 12b und c) jedoch schon vorhanden. Dabei sollte aber auch die geringere Sensitivität von LEDIV auf lokale SSTs über dem Archipel im Gegensatz zum tropischen Zentral-/Ostpazifik berücksichtigt werden (siehe Mayer et al. 2013).

Für ERA-20C sind ähnliche Muster der Kreuzkorrelationen wie für ERA-PreSAT er-

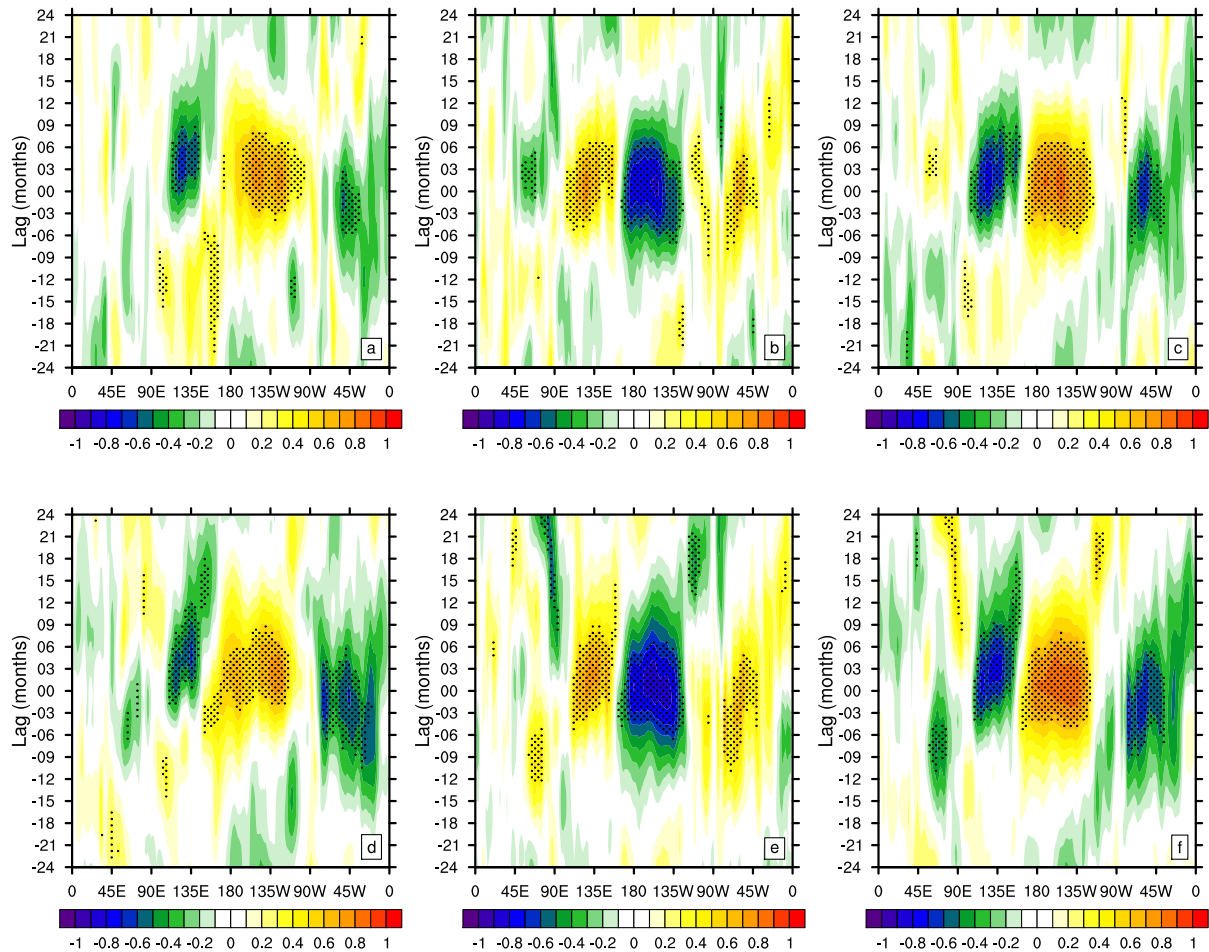


Abbildung 12: Oben: Lineare Kreuzkorrelationskoeffizienten der homogenisierten ERA-PreSAT TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) Anomalien [W m^{-2}] mit Niño 3.4 (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von 5°N - 5°S und 120° - 170°W) für *lags* zwischen -24 und +24 Monaten (positiver *lag* heißt, dass die Haushaltsanomalien später als jene von SST (Niño 3.4) auftreten) ; geglättete monatliche Anomalien, de-trended, Haushaltsgrößen: gemittelt 20°S - 20°N , 2° zonale Auflösung, 1939-66 ; Unten: Lineare Kreuzkorrelationskoeffizienten der ERA-20C TEDIV (d), LEDIV (e) und DSEDIV (f) Anomalien mit ERA-20C Niño 3.4 (vgl. oben)

kennbar (vgl. Abbildung 12d-f und 12a-c) mit etwas höheren Werten und größeren signifikanten Bereichen der Koeffizienten (etwa über dem Atlantik). Nur über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik ist anders als für ERA-PreSAT eine östliche Verlagerung der TEDIV-Niño 3.4 Korrelationen ersichtlich.

Aufgrund der speziellen SST Entwicklung im tropischen Pazifik von 1950 bis 1976 (z.B. Trenberth et al. 2002a) werden dieselben Kreuzkorrelationskoeffizienten sowie jene von SST-Niño 3.4 auch für die Periode nach 1950 betrachtet. Anhand dieser Koeffizienten für ERA-PreSAT (Abbildung 13) zeigt sich über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik eine westliche Komponente der Verlagerung, die besonders für die LEDIV-Niño 3.4 Korrelatio-

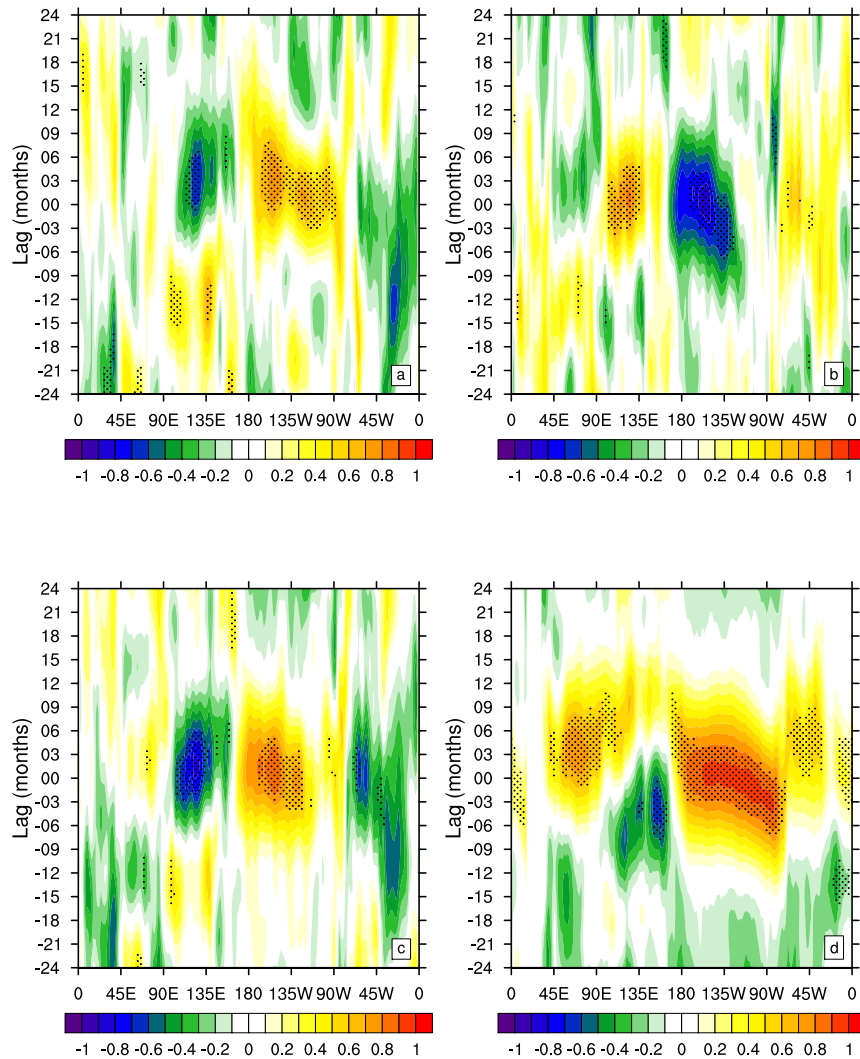


Abbildung 13: Lineare Kreuzkorrelationskoeffizienten der homogenisierten ERA-PreSAT TEDIV (a), LEDIV (b) und DSEDIV (c) Anomalien [W m^{-2}] sowie der SST Anomalien [K] mit ERA-PreSAT Niño 3.4 (vgl. Abbildung 11 jedoch für die Periode 1950-66)

nen auch in ERA-20C auftritt. Dadurch wird ein statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen der ENSO bezogenen LEDIV und SST Entwicklung in diesem Gebiet bekräftigt (vgl. Abbildung 13 sowie Mayer et al. 2013 und Abschnitt 4.3)

Im Folgenden soll nun die statistische Beziehung zwischen der räumlich-zeitlichen TEDIV bzw. LEDIV Variabilität im tropischen Pazifik und Niño 3.4 für 1939-66 auf Basis einiger TEDIV bzw. LEDIV Zeitserien und deren Kreuzkorrelationen mit Niño 3.4 näher analysiert werden. Abbildung 14a (oben) zeigt die Zeitreihe der ERA-PreSAT TEDIV Anomalien gemittelt über dem zentralen und östlichen tropischen Pazifik ($170^{\circ}\text{O} - 70^{\circ}\text{W}$ und $20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$) vor und nach der Homogenisierung zusammen mit dem Niño 3.4 Index. Im Wesentlichen ist ein ähnliches Verhalten der Variabilität zu erkennen. Für die „originalen“ TEDIV Anomalien (rot durchgezogene Linie) ist die Übereinstimmung mit Niño 3.4

(magenta Linie) jedoch in manchen Perioden deutlich geringer. Dies zeigt sich von Ende 1945 bis Ende 1948 oder von Mitte 1954 bis Ende 1956. Im erstgenannten Zeitraum wird der positive Einfluss der Homogenisierung (rot strichlierte Zeitserie) anhand der verringerten Abweichung zu Niño 3.4 ersichtlich (vgl. Abbildung 14a). Aufgrund der markanten Inhomogenitäten und der daraus resultierenden Lage zweier Bruchpunkte im Jänner 1946 und März 1949 (vgl. Abschnitt 4.1 und 4.2) ist dies auch plausibel. Die berechneten Kreuzkorrelationskoeffizienten zeigen maximale positive Werte bei einer zeitlichen Verschiebung von +2 Monaten. Ein positiver *lag* bedeutet, dass z.B. die Maxima der TEDIV Reihe zeitlich später als jene von Niño 3.4 auftreten. Dabei weist die TEDIV Zeitreihe (gemittelte Anomalien über den zentralen/östlichen tropischen Pazifik) nach der Homogenisierung eine etwas höhere maximale Korrelation mit Niño 3.4 auf (0,88) als davor (0,84). Diese Resultate sind ähnlich zu jenen von Mayer and Haimberger (2012), die anhand von ERA-Interim (1989-2009) einen maximalen Wert des Kreuzkorrelationskoeffizienten der TEDIV

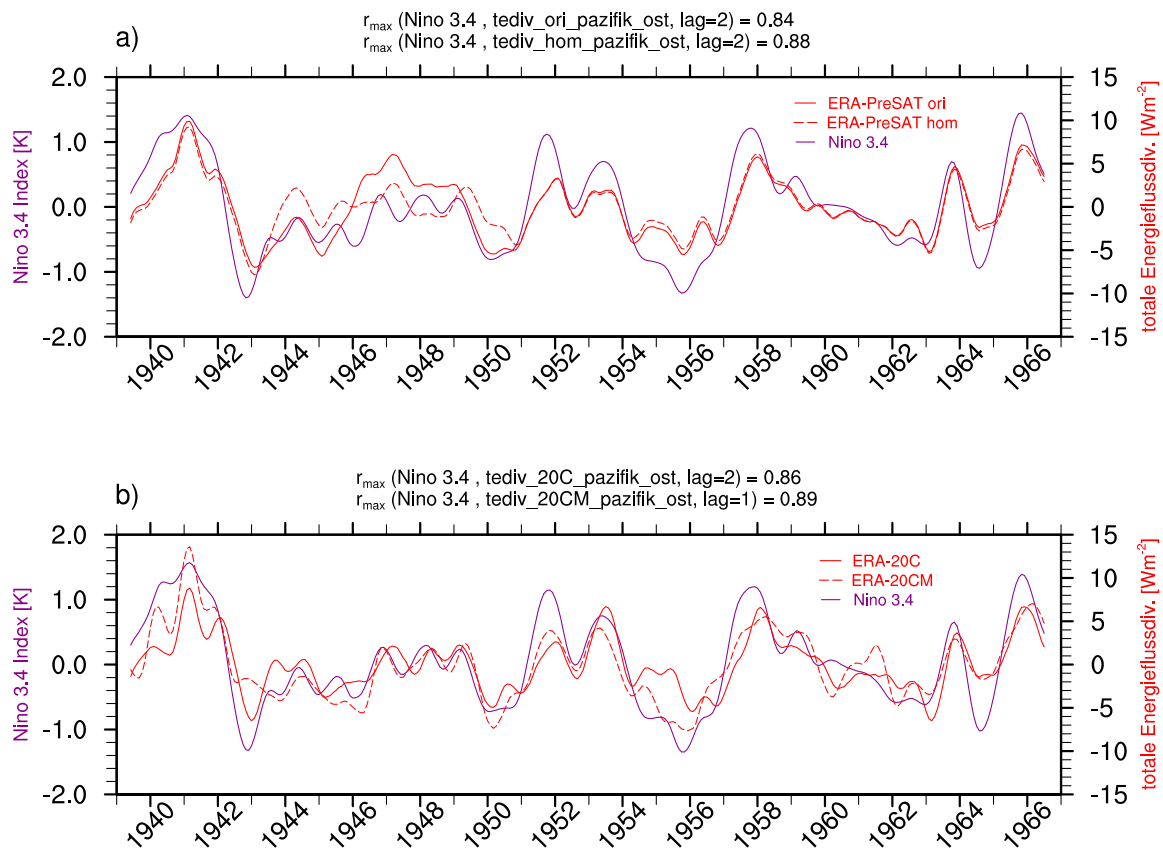


Abbildung 14: Oben: (a) Zeitserien der originalen (rot durchgezogen) und homogenisierten (rot strichliert) geglätteten monatlichen ERA-PreSAT TEDIV Anomalien (de-trended) gemittelt über den zentralen und östlichen tropischen Pazifik ($170^{\circ}O-70^{\circ}W$ und $20^{\circ}N-20^{\circ}S$) [$W m^{-2}$]; sowie Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von $5^{\circ}N-5^{\circ}S$ und $120^{\circ}-170^{\circ}W$, geglättet, de-trended); für 1939-66 ; Unten: (b) wie oben jedoch für Zeitserien von ERA-20C (rot durchgezogen) und ERA-20CM (rot strichliert) sowie ERA-20C Niño 3.4 Index

Serie (gemittelt über 120°-170°W und 30°S -30°N) mit Niño 3.4 von 0,85 bei einem *lag* vom +1 Monat fanden. Man beachte den zu ERA-PreSAT unterschiedlichen Bereich des Flächenmittels.

Abbildung 14b (unten) zeigt Zeitreihen von ERA-20C (ohne assimilierte Höhenbeobachtungen) und ERA-20CM (keine assimilierten Beobachtungen, nur Modell) TEDIV Anomalien gemittelt über denselben geographischen Bereich wie für ERA-PreSAT (13a) und Niño 3.4 von 1939-66. Besonders die ERA-20C TEDIV Reihe (rot durchgezogene Linie) weist nach 1950 einen meist sehr ähnlichen Verlauf wie die ERA-PreSAT Zeitreihen auf. Von Mitte 1946 bis Ende 1949 ist im Gegensatz zu ERA-PreSAT eine hohe Korrelation mit Niño 3.4 erkennbar. Für das starke El Niño Ereignis zeigt ERA-20C TEDIV eine geringere Amplitude als ERA-PreSAT TEDIV (ca. 1,05 vs. 1,35 W m⁻², vgl. Abbildung 14a und b). Der Korrelationskoeffizient der ERA-20C bzw. ERA-20CM Serie mit Niño 3.4 ist maximal bei *lag* 2 (0,86) bzw. *lag* 1 (0,89). Die höchste Korrelation wird also für die ERA-20CM Reihe erreicht. Das Assimilieren der Beobachtungen bewirkt hier somit anders als womöglich erwartet keine höheren Korrelationen mit Niño 3.4.

In Abschnitt 4.2 wurden die dominanten Muster der räumlich-zeitlichen TEDIV bzw. LEDIV Variabilität (EOFs) im tropischen Bereich (30°N-30°S) und für 1939-66 analysiert. Die zu den ersten beiden ERA-PreSAT EOFs gehörenden Zeitreihen sowie der Niño 3.4 Index sind in Abbildung 15 dargestellt. Erkennbar ist ein nahezu synchrones Verhalten von TEDIV bzw. LEDIV PC-1 und Niño 3.4 (siehe Abbildung 15a). Dies bekräftigt den engen Zusammenhang zwischen TEDIV sowie LEDIV Variabilität im tropischen Bereich und den SST Anomalien im zentralen tropischen Pazifik. Aufgrund veräuselter Strukturen und womöglich Signalen noch vorhandener Inhomogenitäten in TEDIV und LEDIV EOF-2, ist für die zugehörigen PC-2 (Abbildung 15b) keine Aussage zu treffen. ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV PC-1 weisen bis auf wenige Ausnahmen (z.B. 1943-45) besonders nach 1950 hohe Übereinstimmung mit jenen von ERA-20C auf (vgl. Abbildung 15a und A2 im Anhang). In Abbildung 16 sind Kreuzkorrelationskoeffizienten der ERA-PreSAT PCs mit Niño 3.4 bei *lags* zwischen -24 und +24 Monaten dargestellt. Für TEDIV PC-1 ist die Korrelation mit 0,89 bei *lag* 0 maximal. TEDIV PC-2 weist dagegen keine signifikanten Koeffizienten auf (vgl. Abbildung 16a). Ein ähnliches Bild zeigt sich für die ersten beiden LEDIV PCs mit einer maximalen Korrelation (0,93) von PC-1 mit Niño 3.4 bei *lag* 0. Anders als in der ERA-Interim Periode (1979-2011, siehe Mayer et al. 2013) ist anhand von ERA-PreSAT LEDIV EOF-2 (vgl. Abschnitt 4.2) und auch aufgrund der geringen Werte der Kreuzkorrelationskoeffizienten von LEDIV PC-2 mit Niño 3.4 (vgl. Abbildung 16b) keine Aussage über ein El Niño Modoki Signal zu treffen. Die Kreuzkorrelationen der ERA-20C PCs mit Niño 3.4 weisen sehr ähnliche Werte wie jene für ERA-PreSAT auf (siehe Abbildung A3 im Anhang).

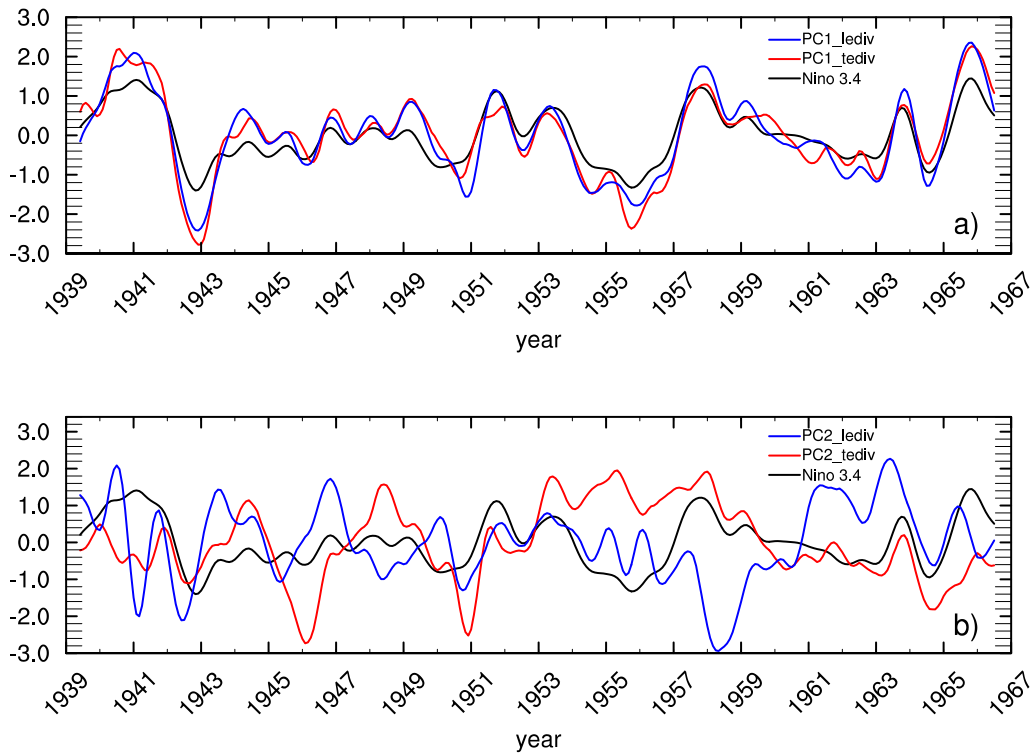


Abbildung 15: Normalisierte PCs - (a) PC-1 (oben) und (b) PC-2 (unten) - von ERA-PreSAT TEDIV (rot) und LEDIV (blau) homogenisiert; sowie Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von 5°N-5°S und 120°-170°W); für 1939-66

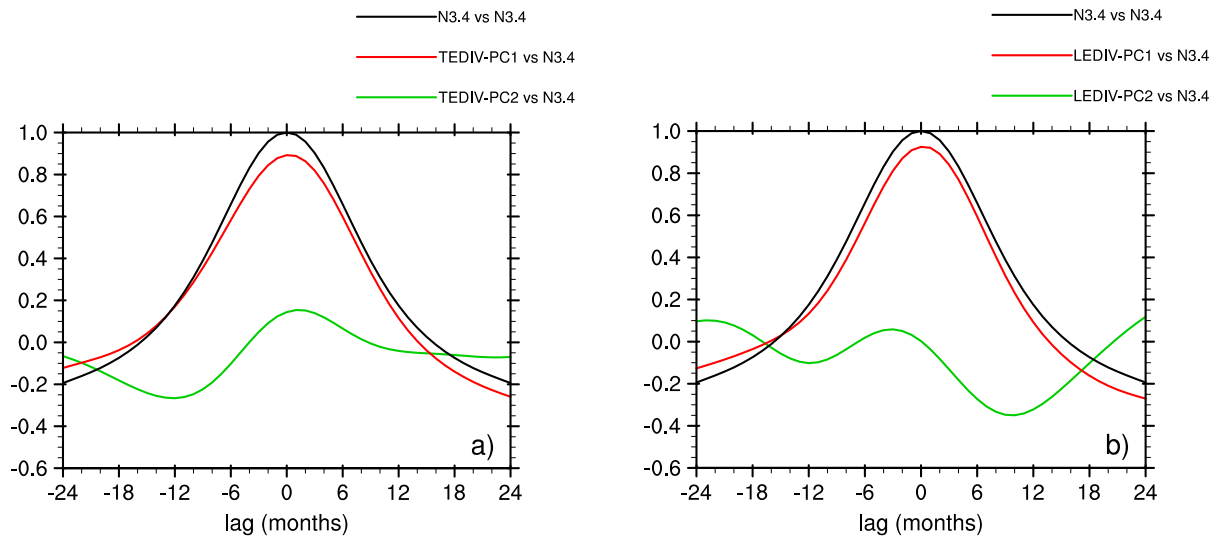


Abbildung 16: Lineare Kreuzkorrelationskoeffizienten von ERA-PreSAT homogenisiert (a) TEDIV PC-1 (rot) bzw. PC-2 (grün) mit Niño 3.4 (links) und (b) LEDIV PC-1 (rot) bzw. PC-2 (grün) mit Niño 3.4 (rechts) für lags zwischen -24 und +24 Monaten und 1939-66 - vgl. PCs und Niño 3.4 in Abbildung 14

4.5 Lineare Regressionsanalyse

In diesem Abschnitt wird mittels der linearen Regressionsanalyse (vgl. Abschnitt 3.3) die statistische Beziehung zwischen der TEDIV, F_s (Nettoenergiebilanz an der Erdoberfläche) sowie Rad_{TOA} (Nettostrahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre) Variabilität über dem tropischen Pazifik bzw. Atlantik und Niño 3.4 analysiert bzw. anhand der Regressionskoeffizienten quantifiziert. In Abbildung 17a-d sind zunächst in Scatterplots die über den tropischen Pazifik bzw. Atlantik (30°S - 30°N) gemittelten monatlichen ERA-PreSAT TEDIV Anomalien vor und nach der Homogenisierung für 1939-66 sowie Juni 1940 bis November 1941 (rot) gegen Niño 3.4 aufgetragen. Die linke Achse repräsentiert flächen-

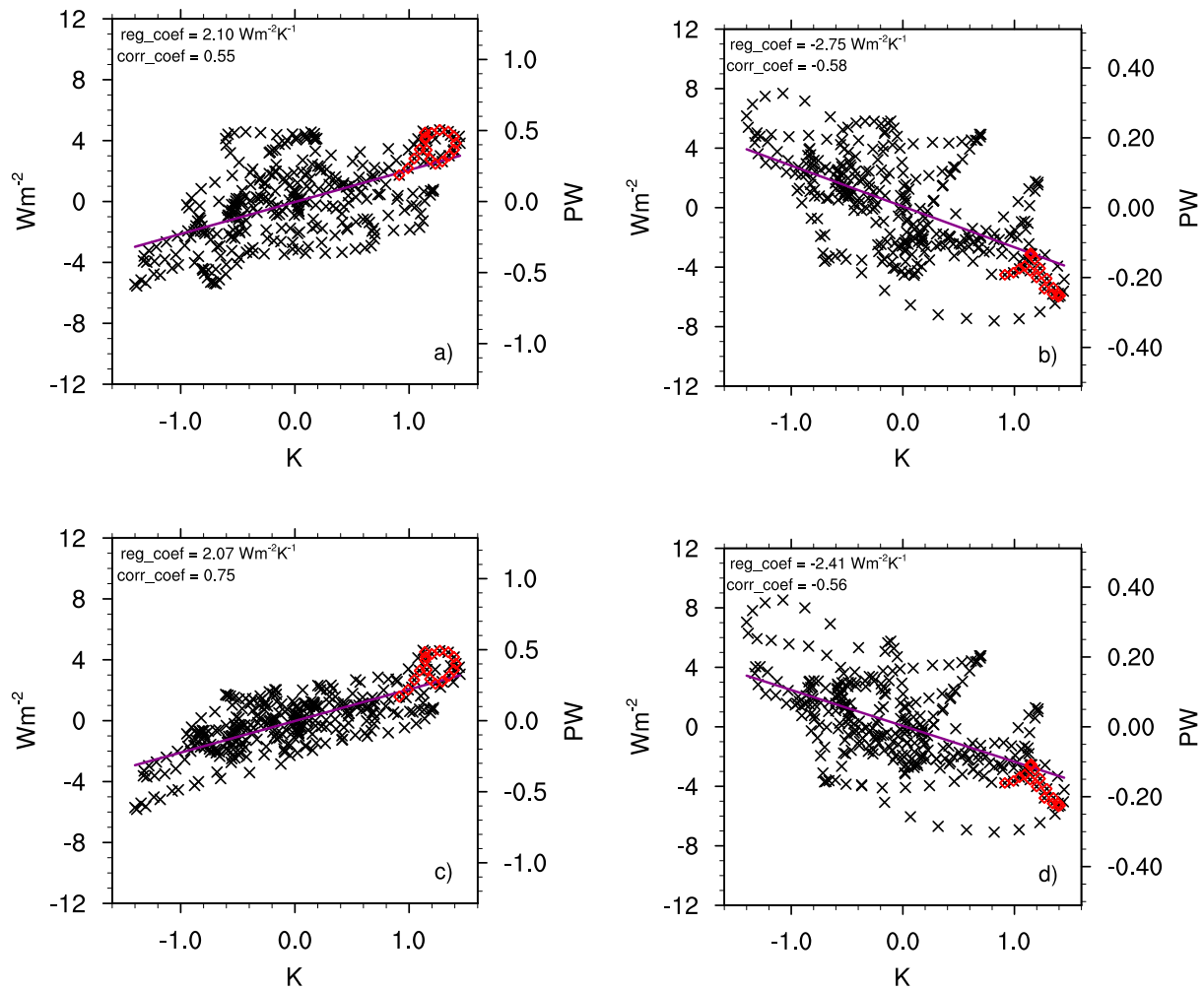


Abbildung 17: Oben: Scatterplots von (a) über den tropischen Pazifik bzw. (b) Atlantik (30°S - 30°N) gemittelten originalen ERA-PreSAT TEDIV Anomalien [W m^{-2}] gegen Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von 5°N - 5°S und 120° - 170°W); für 1939-66 mit Regressionsgerade (violett) bzw. 06.1940 bis 11.1941 (rot) - geglättete monatliche Anomalien, de-trended; Unten: Scatterplots von (c) über den tropischen Pazifik bzw. (d) Atlantik (30°S - 30°N) gemittelten homogenisierten ERA-PreSAT TEDIV Anomalien [W m^{-2}] gegen ERA-PreSAT Niño 3.4 Index [K]

spezifische und die rechte flächenintegrierte Werte. Der dominante Einfluss der positiven linearen Korrelation zwischen den TEDIV Anomalien und Niño 3.4 über dem zentralen und östlichen tropischen Pazifik zeigt sich in Abbildung 17a und c anhand der positiven Korrelations- und Regressionskoeffizienten. Umgekehrt ist über dem tropischen Atlantik (Abbildung 17b und d) ein negativer linearer Zusammenhang mit negativen Koeffizienten erkennbar (vgl. Abschnitt 4.4).

Vor der Homogenisierung ist die lineare Beziehung zwischen TEDIV Abweichungen und Niño 3.4 sowohl über dem tropischen Pazifik als auch über dem Atlantik deutlich schwächer ausgeprägt, was an der hohen Streuung und den geringen Werten der Korrelationskoeffizienten (0,55 bzw. -0,58) ersichtlich wird (siehe Abbildung 17a und b). Der Wert der Homogenisierung manifestiert sich besonders über dem tropischen Pazifik in der geringeren Streuung entlang der Regressionsgeraden und dem mit 0,75 höheren Korrelationskoeffizienten (Abbildung 17c und d). In analogen Scatterplots für ERA-Interim (1979-2011, vgl. Mayer et al. 2014: Abbildung 2a) zeigt der Regressionskoeffizient von Pazifik-TEDIV auf Niño 3.4 (Steigung der Geraden) einen nahezu identischen Wert im Vergleich zu ERA-PreSAT ($2,1 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), was doch bemerkenswert erscheint. Die besondere Bedeutung des El Niño Ereignisses 1939-42 wird in Abbildung 17c und d anhand der Werte für den Zeitraum Juni 1940 bis November 1941 (rot) im rechten oberen bzw. rechten unteren Bereich deutlich. Dabei werden durchgehend Anomalien des tropischen Energieexports von $1,5$ bis $4,5 \text{ W m}^{-2}$ (Pazifik) bzw. $-2,5$ bis $-5,5 \text{ W m}^{-2}$ (Atlantik) bei SST Abweichungen im Zentral-/Ostpazifik (Niño 3.4) von über $0,95 \text{ }^\circ\text{C}$ erreicht. Die geringeren flächenspezifischen Werte über dem tropischen Pazifik im Vergleich zum Atlantik gründen in einer gewissen Kompensation der positiven TEDIV Anomalien über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik und der negativen über dem Indonesischen Archipel, was im Mittel über dem Pazifik eine eher schwache positive Energieexportanomalie bewirkt (vgl. Mayer et al. 2013). Die Scatterplots für ERA-20C TEDIV gegen Niño 3.4 (siehe A4 im Anhang) zeigen besonders über dem tropischen Pazifik einen ähnlichen Wert des linearen Regressions- bzw. Kreuzkorrelationskoeffizienten ($2,22 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ bzw. $0,71$) im Vergleich zu ERA-PreSAT. Wie bereits anhand von Abbildung 14 a und b ersichtlich war, ist die Amplitude der TEDIV Anomalien über diesem Gebiet während dem starken El Niño Ereignis (rot) mit $1,0$ bis $2,5 \text{ W m}^{-2}$ gegenüber $1,5$ bis $4,5 \text{ W m}^{-2}$ (ERA-PreSAT) jedoch geringer, bei um ca. $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ größeren SST Abweichungen (Niño 3.4). Die Unterschiede resultieren aus einer anderen verwendeten SST-Version (vgl. Kapitel 2). Über dem tropischen Atlantik sind jedoch stärkere negative TEDIV Anomalien ($-3,5$ bis $-8,5 \text{ W m}^{-2}$) als für ERA-PreSAT auszumachen (vgl. Abbildung A4 und 17c und d).

Abbildung 18a-d zeigt für ERA-PreSAT-Anomalien einiger Größen des atmosphärischen Energiehaushalts sowie SST im tropischen Bereich lokale Regressionen auf Niño 3.4 bei lag 0 für 1939-66. Die Regressionskoeffizienten der TEDIV Abweichungen mit

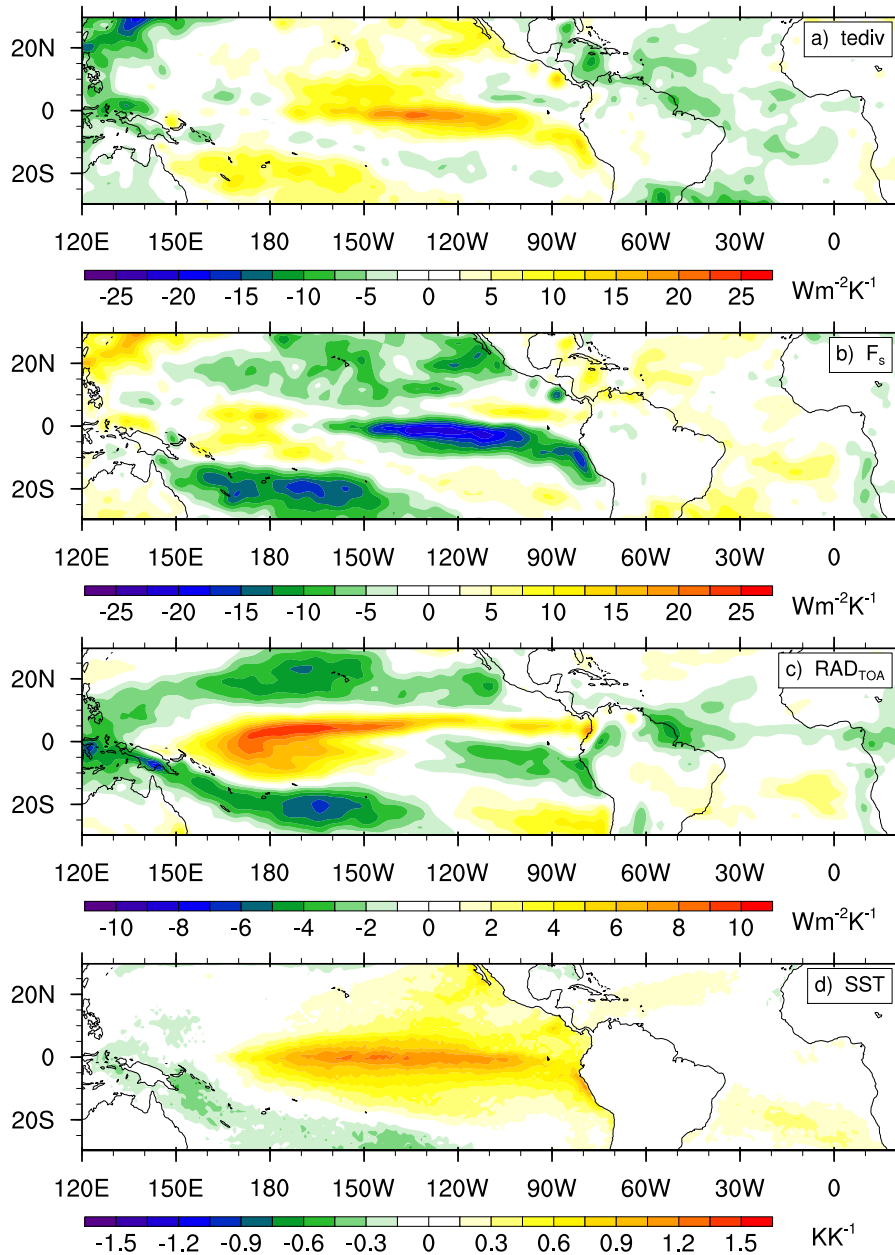


Abbildung 18: Lokale lineare Regressionskoeffizienten [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$] bzw. [KK^{-1}] der homogenisierten ERA-PreSAT TEDIV (a), indirekt berechneten F_s (b), RAD_{TOA} (c) und SST (d) Anomalien mit Niño 3.4 (flächengemittelte SST-Anomalien von 5°N - 5°S und 120° - 170°W) - geglättete monatliche Anomalien [W m^{-2}] bzw. [K], de-trended, 1939-66

Niño 3.4 (Abbildung 18a) weisen über dem zentralen und östlichen äquatorialen Pazifik maximale positive Werte (17 - $23 \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-1}$) auf. Deren räumliche Struktur in diesem Bereich ist jener der maximalen TEDIV Variabilität in EOF-1 (vgl. Abbildung 8c) sehr ähnlich. Über dem Indonesischen Archipel und tropischen Atlantik sind negative Werte der Regressionskoeffizienten erkennbar, jedoch mit weniger einheitlichen Strukturen und geringeren maximalen Amplituden speziell über dem Atlantik. Die lokalen Regressionen der indirekt berechneten Anomalien der Nettoenergiebilanz an der Erdoberfläche (F_s ,

vertikal nach unten positiv definiert) auf Niño 3.4 sind in Abbildung 18b dargestellt. Im Vergleich zu TEDIV (18a) zeigt sich sowohl quantitativ als auch strukturell eine hohe Übereinstimmung der Regressionsfelder, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen, wie dies auch schon Mayer et al. (2014) anhand von ERA-Interim fanden. Die deutlich höheren negativen Maxima von F_s im subtropischen Bereich (z.B. 20°S und 150-180°W) signalisieren einen Beitrag der Strahlung am Oberrand der Atmosphäre (vgl. Abbildung 17c). Der enge Zusammenhang zwischen den TEDIV und F_s Anomalien ist auch physikalisch verständlich. Bei El Niño (La Niña) stellt der zentrale und östliche tropische Pazifik eine Energiequelle(-senke) dar. Dabei erfolgt die Kopplung der Systeme Ozean und Atmosphäre über negative (positive) Anomalien von F_s (besonders über anormale vertikale latente und fühlbare Energieflüsse), welche schließlich auch als Antrieb für die positiven und negativen TEDIV Anomalien (anormaler atmosphärischer Energieexport(-import)) dienen (vgl. Mayer et al. 2014: Abbildung 6). Eine Reduktion (Erhöhung) des Wärmegehalts des Ozeans, etwa für das Volumen warmen Wassers (>20 °C) im äquatorialen Pazifik (5°N-5°S) oberhalb der Thermokline tritt dann zusammen mit den positiven (negativen) TEDIV Abweichungen über diesem Gebiet auf (vgl. Meinen and McPhaden 2000, Mayer et al. 2013). Mit den negativen (positiven) F_s und den positiven (negativen) Anomalien der atmosphärischen totalen horizontalen Energieflussdivergenz (TEDIV) in Zusammenhang steht auch eine Verstärkung (Abschwächung) der pazifischen Hadley-Zelle bei El Niño (La Niña). Die mit dem Pazifik über eine anormale Walker-Zirkulation in Verbindung stehenden Hadley-Zellen über dem Indonesischen Archipel bzw. Atlantik zeigen dabei ein umgekehrtes Verhalten mit Abschwächung (Verstärkung) der Zellen (vgl. Klein et al. 1999) und negativen (positiven) TEDIV Anomalien bei warmen (kalten) ENSO Ereignissen. Dies manifestiert sich auch in den negativen Regressionskoeffizienten von TEDIV mit Niño 3.4 über dem Indonesischen Archipel und tropischen Atlantik (vgl. Abbildung 18a).

In Abbildung 18c sind lokale Regressionen von Anomalien der Nettostrahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (Rad_{TOA}) auf Niño 3.4 dargestellt. Im Gegensatz zu den Koeffizienten für TEDIV und F_s sind für Rad_{TOA} deutlich geringere Werte (maximal +11/-7 W m⁻² K⁻¹) erkennbar. Man beachte die unterschiedliche Skalierung. Besonders über dem tropischen Pazifik zeigt sich ein linearer Zusammenhang der Rad_{TOA} Anomalien mit Niño 3.4, jedoch werden die zuvor erwähnten anormalen negativen (positiven) Nettoenergieflüsse zwischen Atmosphäre und zentralem/östlichem tropischen Pazifik (angetrieben durch positive/negative SST Anomalien) bei El Niño (La Niña) hauptsächlich über den atmosphärischen Energietransport (TEDIV) kompensiert und nur ein kleiner Anteil am Oberrand der Atmosphäre Rad_{TOA} umgesetzt (vgl. Mayer et al. 2014). Via die anormale atmosphärische Walker-Zirkulation erfolgt dabei lediglich eine Umverteilung der Energie zwischen den tropischen Ozeanen und daher zeigt sich ein eher schwaches Signal der tropischen Rad_{TOA} Variabilität bei ENSO, wie es auch Loeb et al. (2012) anhand der

Periode 2000-2011 fanden. Für ERA-PreSAT bekräftigen dies die eher geringen Werte der Rad_{TOA} Koeffizienten (Abbildung 18c) sowie die enge quantitative und strukturelle Beziehung der TEDIV und F_s Regressionsfelder (Abbildung 18a und b). Ein gewisser Beitrag der Rad_{TOA} Anomalien in der TEDIV Bilanzgleichung (siehe Gleichung (2.2) in Abschnitt 3.1) zur indirekten Berechnung von F_s kommt jedoch besonders im subtropischen Bereich zur Geltung (vgl. Abbildung 17b).

Ebenso sind veränderte räumliche Strukturen der Rad_{TOA} Koeffizienten im Vergleich zu jenen für TEDIV und F_s erkennbar. Ein Bereich maximaler positiver Regressionen über dem westlichen tropischen Pazifik (170°O) erstreckt sich in einem Streifen etwas nördlich des Äquators ostwärts. Diese Struktur ähnelt jener der maximalen LEDIV Variabilität in EOF-1 (siehe Abbildung 18c und 9a). Aufgrund verstärkter (abgeschwächter) Konvektion mit höheren (niedrigeren) und kälteren (wärmeren) *Cloud Tops* und somit geringerer (höherer) langwelligen Ausstrahlung wäre eine positive (negative) Anomalie von Rad_{TOA} über diesem Gebiet bei El Niño (La Niña) plausibel. Auch für die Struktur maximaler TEDIV Regressionen (Abbildung 18a) und TEDIV EOF-1 (Abbildung 8c) ist eine Ähnlichkeit erkennbar. Damit wird ein ursächlicher Zusammenhang der TEDIV bzw. Rad_{TOA} Anomalien mit ENSO bekräftigt.

Über dem subtropischen Bereich (ca. 20°N und 25°S) des Zentralpazifiks (150°W - 180°W) zeigen sich maximale negative lokale Regressionen. In Verbindung mit einer Verstärkung (Abschwächung) der pazifischen Hadley Zelle bei El Niño (La Niña) stehen Anomalien der langwelligen Ausstrahlung über diesem Gebiet und bewirken einen anormalen Energieexport(-import) am Oberrand der Atmosphäre (siehe Trenberth et al. 2010). Maximale negative Rad_{TOA} Regressionen über dem subtropischen Bereich des Zentralpazifiks sind auch in ERA-Interim vorhanden, jedoch ist im Gegensatz zu ERA-PreSAT die Struktur ausgeprägter positiver Koeffizienten über dem äquatorialen Pazifik nicht erkennbar (vgl. Mayer et al. 2014). Somit stellt sich die Frage, in wie weit letztgenannte Struktur ein echtes Klimasignal repräsentiert oder womöglich nur eine spezifische Eigenheit oder einen Bias des zugrunde liegenden Modells widerspiegelt. Abbildung A5 im Anhang zeigt für dieselben Größen des tropischen atmosphärischen Energiehaushalts lokale Regressionskoeffizienten mit Niño 3.4 bei *lag* 0 für 1939-66, jedoch auf Basis von ERA-20C. Strukturell weisen die einzelnen Regressionsfelder mit jenen von ERA-PreSAT hohe Übereinstimmung auf. Die Maxima bzw. Minima der ERA-20C TEDIV und F_s Koeffizienten über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik sind jedoch etwas stärker ausgeprägt (ca. um $3 - 5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$).

Für die über den äquatorialen Pazifik (5°S - 5°N) sowie tropischen Pazifik bzw. Atlantik (30°S - 30°N) gemittelten TEDIV, F_s und Rad_{TOA} Anomalien werden nun abschließend Regressionen auf Niño 3.4 bei *lags* zwischen -36 und +36 Monaten betrachtet. In Abbildung 19a-f sind die Regressionskoeffizienten sowie deren 95% Vertrauensintervall auf Basis der

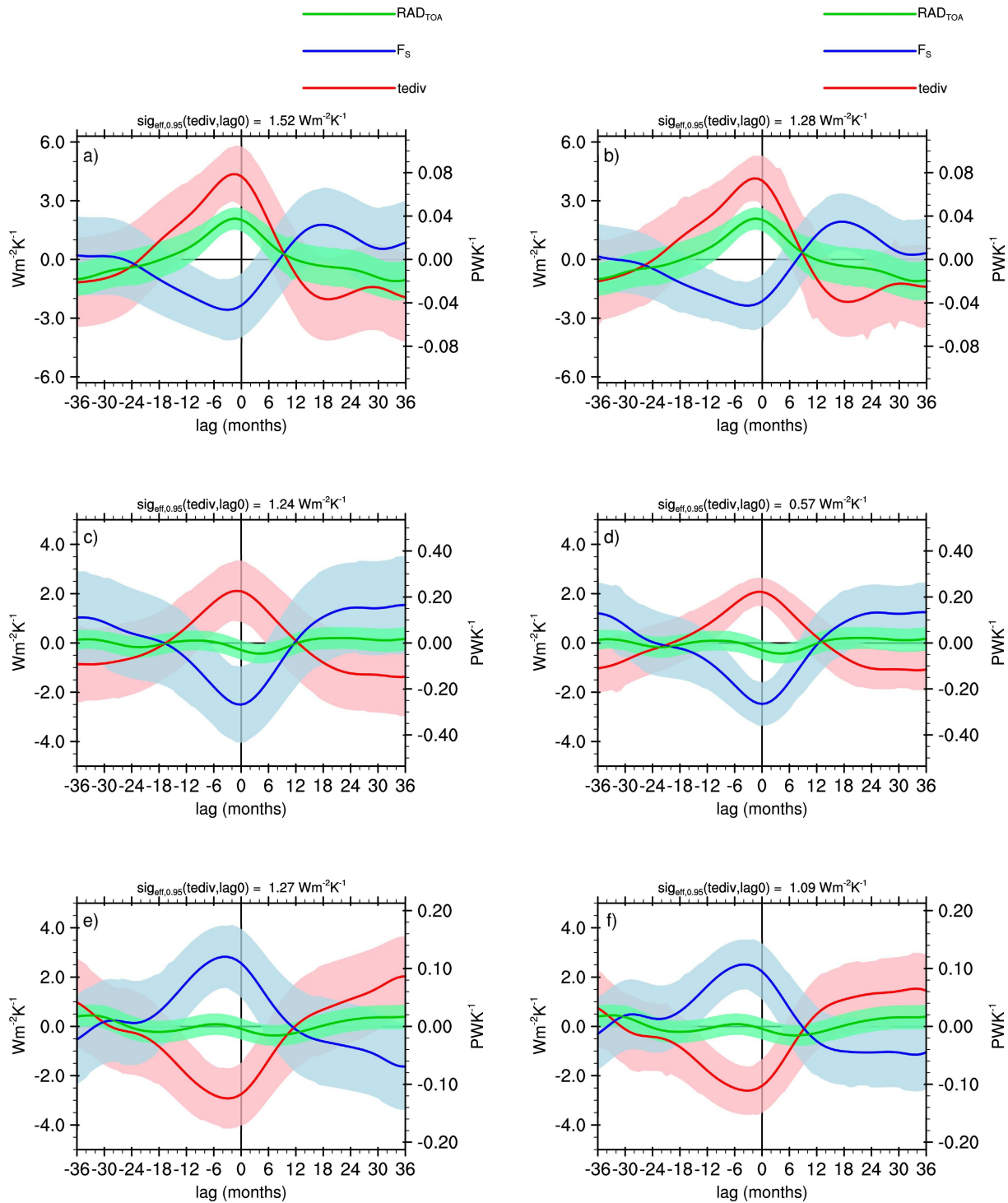


Abbildung 19: Lineare Regressionen [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$] der (a,b) über den äquatorialen Pazifik (5°N - 5°S) sowie (c,d) tropischen Pazifik bzw. (e,f) Atlantik (30°S - 30°N) gemittelten ERA-PreSAT TEDIV und F_s Anomalien (original: links und homogenisiert: rechts) sowie der Rad_{TOA} Anomalien auf Niño 3.4 (flächengemittelte ERA-PreSAT SST-Anomalien [K] von 5°N - 5°S und 120° - 170°W) bei lags zwischen -36 und +36 Monaten für 1939-66 - geglättete monatliche Anomalien [W m^{-2}], de-trended -. Die linke Achse repräsentiert Flächen-spezifische und die rechte Flächen-integrierte Werte. Das 95% Vertrauensintervall der Regressionskoeffizienten (Schattierung) wurde auf Basis der Varianz der Residuen unter Berücksichtigung der Autokorrelation berechnet.

TEDIV und F_s Anomalien vor und nach der Homogenisierung (links bzw. rechts) und für Rad_{TOA} dargestellt, wobei die linke Achse Flächen-spezifische und die rechte Flächen-integrierte Werte repräsentiert. Über dem äquatorialen Pazifik (Abbildung 19a) zeigen sich signifikant positive TEDIV (rot) und signifikant negative F_s Koeffizienten (blau) bei $lags$ zwischen -12 und +4 Monaten. Deren nahezu synchroner gegenphasiger Verlauf bestätigt den engen Zusammenhang bei ENSO Ereignissen. Eine Asymmetrie ist erkennbar, da der Anstieg (TEDIV) bzw. Abfall (F_s) bei negativen $lags$ bis zu einem Maximum bzw. Minimum weniger steil ist wie der Abfall bzw. Anstieg bei positiven $lags$. Für TEDIV original bzw. homogenisiert wird bei lag -2 ein Maximum von $4,36 \pm 1,39$ bzw. $4,15 \pm 1,16$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ erreicht. Die F_s Koeffizienten weisen ein negatives Maximum ($-2,57 \pm 1,56$ bzw. $-2,35 \pm 1,21$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$) bei lag -3 auf. Mit der Homogenisierung wird also das 95% Vertrauensintervall des maximalen bzw. minimalen TEDIV und F_s Koeffizienten um 0,46 bzw. 0,7 $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ verringert (vgl. Abbildung 19a und b). Für Rad_{TOA} sind signifikant positive Regressionen auf Niño 3.4 bei $lags$ zwischen -10 und +8 Monaten erkennbar, die fast in Phase zu jenen für TEDIV auftreten. Ein Maximum zeigt sich mit $2,09 \pm 0,56$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ bei lag -1. Diese Regressionskoeffizienten spiegeln somit auch die ausgeprägten äquatorialen Muster der lokalen Regressionen wider (vgl. Abbildung 18a-c).

Über dem tropischen Pazifik (30°S -30°N) weisen die Regressionskoeffizienten der flächengemittelten TEDIV und F_s Anomalien neben dem gegenphasigen Verlauf auch eine relativ gute quantitative Übereinstimmung auf mit signifikant positiven bzw. negativen Werten bei $lags$ zwischen -8 und +8 Monaten (vgl. Abbildung 19d). Dabei wird für die TEDIV-Niño 3.4 Regressionen vor bzw. nach der Homogenisierung ein Maximum von $2,12 \pm 1,23$ bzw. $2,08 \pm 0,57$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ bei lag -1 und für jene von F_s -Niño 3.4 ein negatives Maximum ($-2,50 \pm 1,55$ bzw. $-2,47 \pm 0,88$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$) bei lag 0 erreicht. Das kleinere 95% Vertrauensintervall - um 1,32 bzw. 1,34 $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ kleiner für den maximalen bzw. minimalen TEDIV und F_s Koeffizienten - verdeutlicht den positiven Einfluss der Homogenisierung anhand der geringeren Unsicherheit. In Abbildung 18c zeigten die lokalen Rad_{TOA} -Niño 3.4 Regressionen eine ausgeprägte Struktur positiver Koeffizienten über dem äquatorialen Pazifik sowie maximale negative Werte über dem subtropischen Bereich (ca. 20 -25°N und S) des Zentralpazifiks. Im Mittel über das Gebiet 30°S -30°N des Pazifiks tritt teilweise eine Kompensation dieser positiven und negativen Koeffizienten auf, was die vernachlässigbaren Werte der Regressionskoeffizienten für Rad_{TOA} in Abbildung 18c und d erklärt (etwa $-0,28 \pm 0,39$ $W\ m^{-2}\ K^{-1}$ bei lag 0).

Über dem tropischen Atlantik (30°S -30°N) ist im Vergleich zum Pazifik ein gegenläufiges Verhalten der Regressionskoeffizienten für TEDIV und F_s erkennbar (vgl. Abbildung 19e und f). Dabei weisen die TEDIV Koeffizienten bei $lags$ zwischen ca. -12 und +4 Monaten signifikant negative und jene von F_s signifikant positive Werte auf, wobei vor bzw. nach der Homogenisierung ein negatives Maximum von $-2,92 \pm 1,27$ bzw. $-2,06 \pm 0,98$ W

$\text{m}^{-2}\text{K}^{-1}$ (TEDIV) bei *lag* -3 und ein positives Maximum von $2,83 \pm 1,27$ bzw. $2,52 \pm 1,01$ $\text{W m}^{-2}\text{K}^{-1}$ (F_s) bei *lag* -4 erreicht wird. Das im Vergleich zum tropischen Pazifik etwas breitere Vertrauensintervall nach der Homogenisierung (ca. um $+0.8 \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-1}$ für die TEDIV Koeffizienten, vgl. Abbildung 18d und f) steht auch mit den inhomogeneren und schwächer ausgeprägten räumlichen Strukturen der lokalen Regressionen über dem tropischen Atlantik (siehe Abbildung 18a und b) in Zusammenhang. Die Rad_{TOA} -Niño 3.4 Regressionen weisen wie schon über dem tropischen Pazifik keine signifikanten Werte auf. Abbildung A6 im Anhang zeigt ebenfalls für die über den tropischen Atlantik bzw. Pazifik gemittelten Anomalien Regressionen auf Niño 3.4, jedoch auf Basis von ERA-20C. Über dem äquatorialen Pazifik werden ein um etwa $1 \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-1}$ höheres Maximum bzw. tieferes Minimum der TEDIV bzw. F_s Koeffizienten erreicht samt deutlich geringerer Asymmetrie im Vergleich zu ERA-PreSAT.

5 Conclusio und Ausblick

Reanalysedatensätze bieten eine wertvolle Grundlage zur Analyse der Variabilität des atmosphärischen Energiehaushalts der Tropen in Zusammenhang mit ENSO. Dahingehend wurde in dieser Arbeit auf Basis von ECMWF Reanalysen (ERA-PreSAT und ERA-20C) für die Periode 1939-66 ein anormaler atmosphärischer Energieexport untersucht. Dies erfolgte anhand der zwischenjährlichen Variabilität der vertikal integrierten horizontalen Energieflussdivergenzen für die gesamte atmosphärische Energie (TEDIV), latente Energie (LEDIV) sowie trocken statische und kinetische Energie (DSEDIV) (vgl. Abschnitt 3.1) im tropischen Bereich (20°S - 20°N bzw. 30°S - 30°N). Dabei sollte der Einfluss der assimilierten historischen Höhenbeobachtungen (ERA-PreSAT) auf die Variabilität dieser Energiehaushaltsgrößen erörtert werden. Über dem zentralen und östlichen tropischen Pazifik führen die SST Anomalien bei El Niño (La Niña) zu anormalen Energieflüssen (v.a. latenter und fühlbarer Wärme) zwischen den Systemen Ozean und Atmosphäre und dienen somit quasi als Motor der Variabilität der atmosphärischen Energieflussdivergenzen.

In sogenannten Hovmöller Diagrammen für die zeitlich-zonal aufgelösten TEDIV, LEDIV und DSEDIV Anomalien (vgl. Abschnitt 4.1) zeigen sich neben den mit ENSO in Verbindung stehenden Strukturen auch markante Inhomogenitäten. Letztere treten besonders in ERA-PreSAT bei 60 - 100°W von 1946-48 und bei 20 - 150°O von 1950-53 in Erscheinung, was an der Differenz zu ERA-20C (siehe Abbildung 3) verdeutlicht wird. Ein Zusammenhang mit den zusätzlich assimilierten Höhenbeobachtungen liegt nahe. Dem gilt es auf den Grund zu gehen. Eine Möglichkeit wären weitere ReanalySELäufe mit unterschiedlichen Teilmengen an assimilierten Höhenbeobachtungen. Weiters könnten nach genauer Lokalisierung der Inhomogenität Metadaten der Beobachtungen herangezogen werden.

Die Problematik der markanten Inhomogenitäten spiegelt sich auch in den ersten beiden ERA-PreSAT TEDIV EOFs wider. Ein mit ENSO in Zusammenhang stehendes Muster der Variabilität zeigt sich anders als erwartet nur in TEDIV EOF-1. In EOF-1 dominieren dagegen offenbar die inhomogenen Strukturen, was auch an einem unrealistischen meridionalen Gradienten erkennbar ist (vgl. Abbildung 4 und 5).

Jede der Differenzzeitreihen von ERA-PreSAT und ERA-20C (0 - 358° , vgl. Abbildung 3) wurde auf Inhomogenitäten untersucht. Als relativer Homogenitätstest wurde der sogenannte „equal sampling SNHT“ (vgl. Haimberger 2007) herangezogen, auch weil die Bruchpunkte in einem relativ kurzen zeitlichen Abstand (<5 Jahre) aufeinander folgen (vgl. Abschnitt 4.2). Somit konnten markante Sprungstellen ziemlich genau detektiert werden - und zwar für TEDIV im Februar 1954, August 1950, März 1949, Jänner 1946 und Juli 1943. Die Frage stellt sich, inwieweit ERA-20C die geeignetste Referenz zur Bestimmung der Inhomogenitäten darstellt.

Auf Basis dieser 5 Bruchpunkte wurden die ERA-PreSAT TEDIV und LEDIV Zeitserien aller Gitterpunkte zwischen 30°S und 30°N homogenisiert (vgl. Abschnitt 4.2). Damit konnten sprunghafte Änderungen entfernt werden. Da die Beobachtungsdichte in der betrachteten Periode (1939-66) mehr oder weniger stetig zunimmt, ist die Inhomogenität aber wahrscheinlich „fließend“.

Nach der Homogenisierung zeigt sich das mit ENSO in Zusammenhang stehende Muster der Variabilität über dem zentralen und östlichen tropischen Pazifik nun in TEDIV EOF-1 (Abbildung 8c), samt realistischem meridionalen Gradienten. In den Hovmöller Diagrammen für die zeitlich-zonal aufgelöste Variabilität der homogenisierten Energiehaushaltsgrößen (vgl. Abschnitt 4.3) sind verglichen mit den „originalen“ Anomalien kaum mehr ausgeprägte „künstliche“ Strukturen erkennbar. Die Standardabweichung konnte um etwa ein Viertel (TEDIV) bzw. fast ein Fünftel (LEDIV und DSEDIV) reduziert werden (vgl. Abbildung 2 und 10).

Mit ENSO in Zusammenhang stehende konsistente Muster (Dipol- bzw. Quadrupolartige Strukturen) treten besonders während der starken El Niño Ereignisse 1939-42, 1957/58 und 1965/66 sowie mit umgekehrten Vorzeichen für La Niña 1942/43 und 1955/56 deutlich in Erscheinung (vgl. Abbildung 10 und 11). Im Gegensatz zu den anderen warmen ENSO Ereignissen werden bei dem außergewöhnlichen El Niño 1939-42 über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik Abweichungen von über +8 bis +20 $W m^{-2}$ (TEDIV) sowie über/unter +/-30 $W m^{-2}$ (DSEDIV/LEDIV) durchgehend für einen Zeitraum von eineinhalb bis zwei Jahren erreicht.

Die markanten Quadrupol-artigen Strukturen der LEDIV und DSEDIV Anomalien bei El Niño und La Niña mit Polen von unterschiedlichem Vorzeichen über dem Indonesischen Archipel und dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik sowie schwächer ausgeprägt über dem Indischen Ozean und Atlantik sind ein Indikator für anormale Vertikalbewegungen über diesen Gebieten (vgl. Abschnitt 4.3 und Mayer et al. 2013). Diese verursachen auch hauptsächlich die mit ENSO in Zusammenhang stehenden Niederschlagsanomalien (Graf and Zanchettin 2012, Shukla and Wallace 1983).

Der statistisch signifikante Zusammenhang zwischen den Dipol- bzw. Quadrupol-artigen Mustern der Energiehaushaltsanomalien und ENSO zeigt sich anhand der signifikanten linearen Kreuzkorrelationskoeffizienten der TEDIV, LEDIV und DSEDIV Anomalien mit Niño 3.4 in Abbildung 12 und 13 (vgl. Abschnitt 4.4). Wie auch in Abbildung 10 und 11 ersichtlich, ist besonders nach 1950 keine östliche Ausdehnung bzw. Verlagerung des Dipols über dem Indonesischen Archipel und dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik in Richtung der Westküste Südamerikas erkennbar, was auch mit der speziellen ENSO bezogenen SST Entwicklung im tropischen Pazifik von 1950 bis 1976 in Zusammenhang stehen kann (Trenberth et al. 2002a). Eine östliche Verlagerung der Haushaltsanomalien tritt hingegen in der ERA-Interim Periode (1979-2011) auf (vgl. Mayer et al. 2013: Ab-

bildung 2,3 und 5). Im Gegensatz dazu zeigt sich für ERA-PreSAT nach 1950 über dem tropischen Zentral-/Ostpazifik sogar eine westliche Komponente der Verlagerung (vgl. Abbildung 13), die für die LEDIV-Niño 3.4 Korrelationen auch in ERA-20C auftritt, was einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen der ENSO bezogenen LEDIV und SST Entwicklung in diesem Gebiet bekräftigt (vgl. Mayer et al. 2013).

In den Abbildungen 10 und 11 zeigt die mit ENSO in Zusammenhang stehende Variabilität der atmosphärischen Energiehaushaltsgrößen (v.a. LEDIV und DSEDIV) maximale Amplituden nach 1942 in erster Linie westlich von 135°W im Bereich der Datumsgrenze (180°). Etwa die maximalen LEDIV und DSEDIV Abweichungen über letztgenanntem Gebiet während der El Niño Ereignisse 1939-42, 1957/58 und 1965/66 signalisieren massive anormale Vertikalbewegungen und damit in Verbindung stehende positive Niederschlagsanomalien (siehe oben). Für derartige El Niño Ereignisse („Central Pacific“ (CP) El Niños) wiesen Graf and Zanchettin (2012) in ihrer Theorie einer „Subtropischen Brücke“ auf die große Bedeutung der aufgrund der Nähe zum „Western Pacific Warm Pool“ verstärkten Niederschlagsaktivität in diesem Gebiet hin (vgl. Abschnitt 1.5). Die frei werdende latente Energie stellt dabei möglicherweise einen Antrieb für eine Fernwirkung dar, welche schließlich zu einer negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beiträgt. Solch ein Mechanismus würde einen ursächlichen Zusammenhang zwischen den massiven Temperaturanomalien im europäischen Raum (vgl. Abschnitt 1.4) und dem starken El Niño Ereignis 1939-42 bekräftigen.

Dahingehend sollte in zukünftigen Arbeiten etwa das (signifikant) vermehrte Auftreten von „Central Pacific“ (CP) El Niños auch im Zusammenhang mit einem Vorzeichenwechsel der Pazifischen Dekaden-Oszillation (PDO) erörtert werden. Dafür wären jedoch längere Zeitreihen nötig.

Vor allem die für den europäischen Raum aufgrund der negativen Phase der NAO relevante Theorie einer „Subtropischen Brücke“ (siehe oben) bedarf näherer Betrachtung. Neue komplexere gekoppelte Klimamodelle für Ozean und Atmosphäre (AOGCMs) sollten dafür herangezogen werden, vor allem um eine derartige Fernwirkung realistisch simulieren zu können.

Eine Quantifizierung des statistisch signifikanten Zusammenhangs der Anomalien des atmosphärischen Energiehaushalts und ENSO erfolgt in dieser Arbeit anhand einer linearen Regressionsanalyse (vgl. Abschnitt 4.5). In Scatterplots der über den tropischen Pazifik bzw. Atlantik (30°S -30°N) gemittelten TEDIV Anomalien gegen Niño 3.4 ist die Sonderstellung des starken und persistenten El Niño Ereignisses 1939-42 in der ERA-Interim Periode 1939-66 deutlich erkennbar (vgl. Abbildung 17 und A4 im Anhang). Im Zeitraum Juni 1940 bis November 1941 (rot) treten Anomalien des tropischen Energieexports von 1,5 bis 4,5 W m⁻² (Pazifik) bzw. -2,5 bis -5,5 W m⁻² (Atlantik) bei SST Abweichungen im Zentral-/Ostpazifik (Niño 3.4) von über 0,95 °C auf. Für ERA-20C ist

die Amplitude der TEDIV Anomalien über dem Pazifik dabei mit 1,0 bis 2,5 W m⁻² jedoch geringer, bei um ca. 0,2 °C größeren SST Abweichungen (Niño 3.4).

Anhand von lokalen Regressionen der atmosphärischen Energiehaushaltsgrößen auf Niño 3.4 im tropischen Bereich (30°S -30°N) bei *lag* 0 zeigt sich eine hohe strukturelle und quantitative Übereinstimmung der Strukturen der TEDIV und F_s Koeffizienten, was einen engen Zusammenhang zwischen den ENSO bezogenen Anomalien der totalen atmosphärischen horizontalen Energieflussdivergenz (TEDIV) und den anomalen vertikalen Energieflüssen (v.a. fühlbare und latente Energie) zwischen Ozean und Atmosphäre (F_s) bekräftigt (vgl. Abbildung 18). Über dem zentralen/östlichen tropischen Pazifik sind etwa maximale Werte der TEDIV-Niño 3.4 Regressionen von 17 -23 W m⁻² K⁻¹ erkennbar. Die räumliche Struktur der Rad_{TOA} Koeffizienten (Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre) über dem äquatorialen Pazifik ähnelt jener der maximalen LEDIV Varibilität in EOF-1 (vgl. Abbildung 18c und 9a). Dabei könnte ein Zusammenhang mit der verstärkten (abgeschwächten) Konvektion samt höheren (niedrigeren) und kälteren (wärmeren) *Cloud Tops* und somit geringerer (höherer) langwelligen Ausstrahlung über diesem Gebiet bei El Niño (La Niña) bestehen. Generell sind die Werte mit maximal +11 W m⁻² K⁻¹ jedoch deutlich geringer wie für die TEDIV und F_s Koeffizienten. Man beachte die unterschiedliche Skalierung. Über die anormale atmosphärische Walker-Zirkulation erfolgt nämlich vor allem eine Umverteilung der Energie zwischen den tropischen Ozeanen und nur ein geringer Anteil an Energie wird am Oberrand der Atmosphäre umgesetzt.

Die Regressionen der über den äquatorialen Pazifik (5°S-5°N) sowie tropischen Pazifik bzw. Atlantik (30°S-30°N) gemittelten TEDIV, F_s und Rad_{TOA} Anomalien auf Niño 3.4 (vgl. Abbildung 19) spiegeln auch die Strukturen in Abbildung 18 bei *lag* 0 wider. Der positive Einfluss der Homogenisierung zeigt sich an dem schmäleren 95% Vertrauensintervall (d.h. geringere Unsicherheit) der TEDIV und F_s Koeffizienten (vgl. Abbildung 19 links und rechts).

Abschließend sei erwähnt, dass die in dieser Arbeit angewandten linearen Kreuzkorrelations- und Regressionsanalysen den mittleren linearen Zusammenhang zwischen den betrachteten Größen des tropischen atmosphärischen Energiehaushalts und Niño 3.4 in der ERA-PreSAT Periode 1939-66 erfassen konnten (Mayer et al. 2014). Nichtlineare Komponenten existieren jedoch, wodurch beträchtliche Unterschiede zwischen einzelnen starken ENSO Ereignissen auftreten können, auch die Auswirkungen auf den Bereich der Extratropen betreffend.

Danksagung

Mein Dank gilt den Kollegen Michael Mayer, Michael Blaschek und Lukas Strauss am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien für deren Unterstützung bei technischen bzw. theoretischen Aspekten meiner Masterarbeit. Besonders bedanken möchte ich mich bei Michael Mayer für seine begleitende Hilfestellung sowohl bei vielen inhaltlichen Fragen zur Thematik als auch beim Umgang mit der Programmiersprache NCL, was meine wissenschaftliche Tätigkeit sehr unterstützt hat. Herzlicher Dank gilt auch dem Betreuer meiner Masterarbeit Prof. Leopold Haimberger. Seine große Expertise und fortlaufende Betreuung waren eine Bereicherung für die Forschungsarbeit und deren erfolgreichen Abschluss.

A Anhang

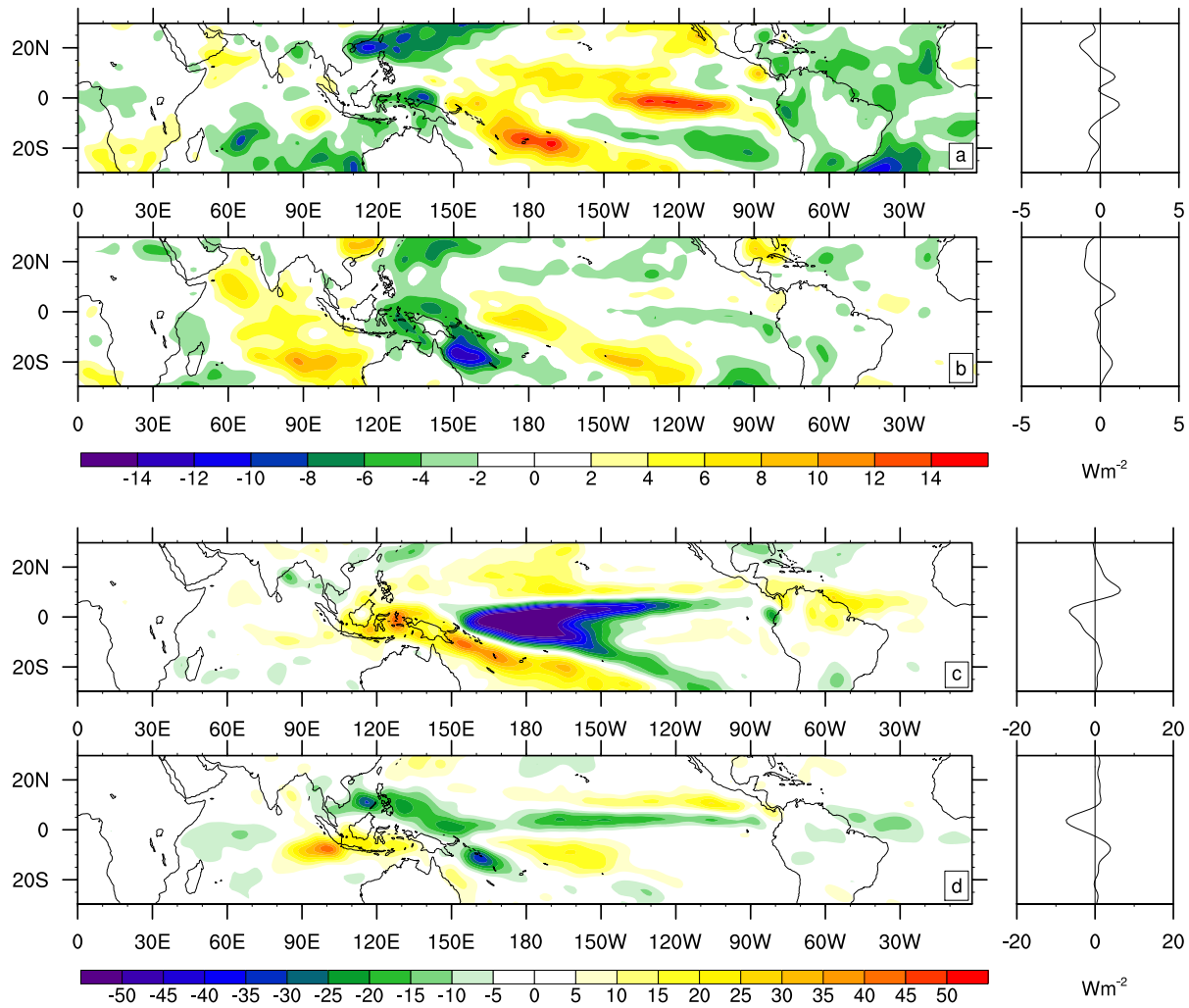


Abbildung A1: Oben: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-20c TEDIV (14,2% bzw. 8,7% erklärte Varianz); Unten: De-normierter EOF-1 (a) und EOF-2 (b) von ERA-20c LEDIV (29,7% bzw. 8,4% erklärte Varianz), rechts: zonales Mittel, [$W m^{-2}$], für 1939-66, Vorzeichen gewählt für El Niño Ereignisse

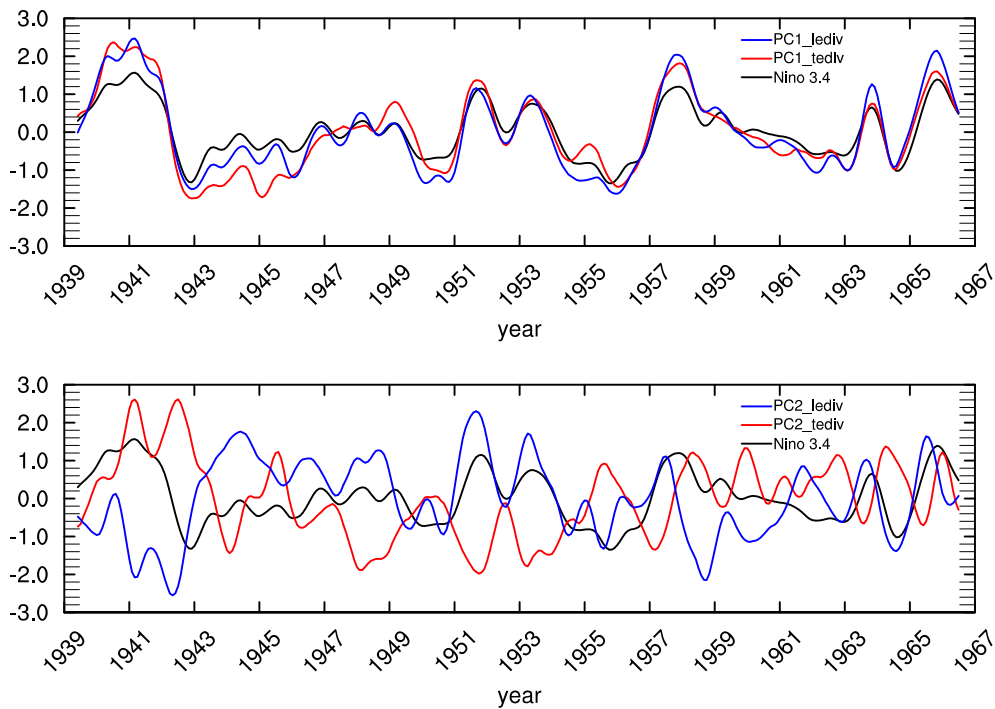


Abbildung A2: Normalisierte PCs - PC-1 (oben) und PC-2 (unten) - von ERA-20c TEDIV und LEDIV; sowie Niño 3.4 Index (gemittelte ERA-20C SST-Anomalien von 5°N-5°S und 120°-170°W; für 1939-66

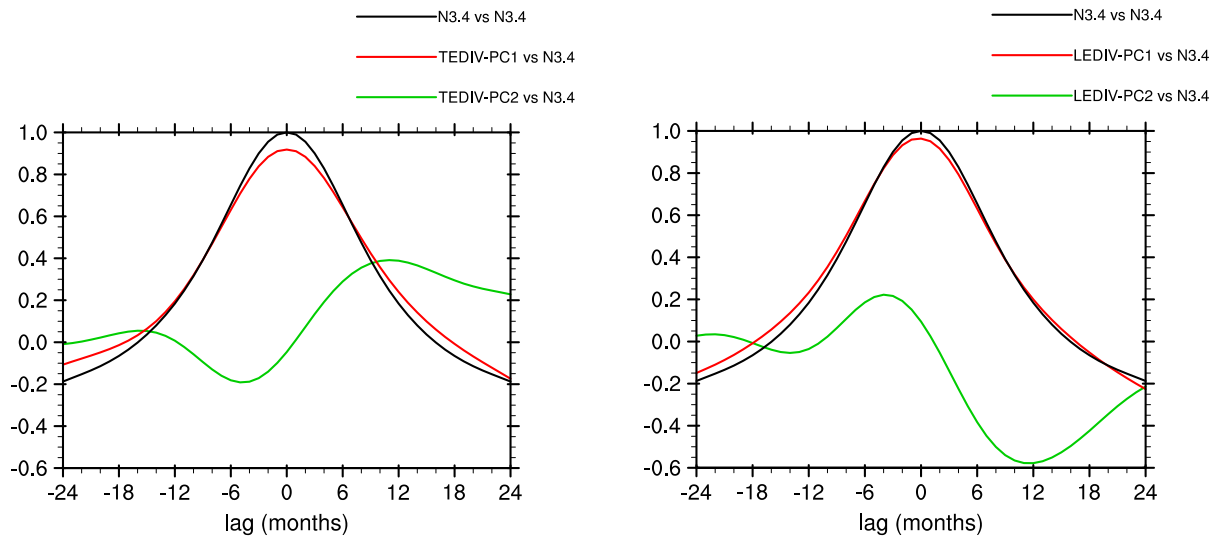


Abbildung A3: Lineare Kreuzkorrelationskoeffizienten von ERA-20C (a) TEDIV PC-1 (rot) bzw. PC-2 (grün) mit Niño 3.4 (links) und (b) LEDIV PC-1 (rot) bzw. PC-2 (grün) mit Niño 3.4 (rechts) für *lags* zwischen -24 und +24 Monaten und 1939-66 - vgl. PCs und Niño 3.4 in Abbildung 14

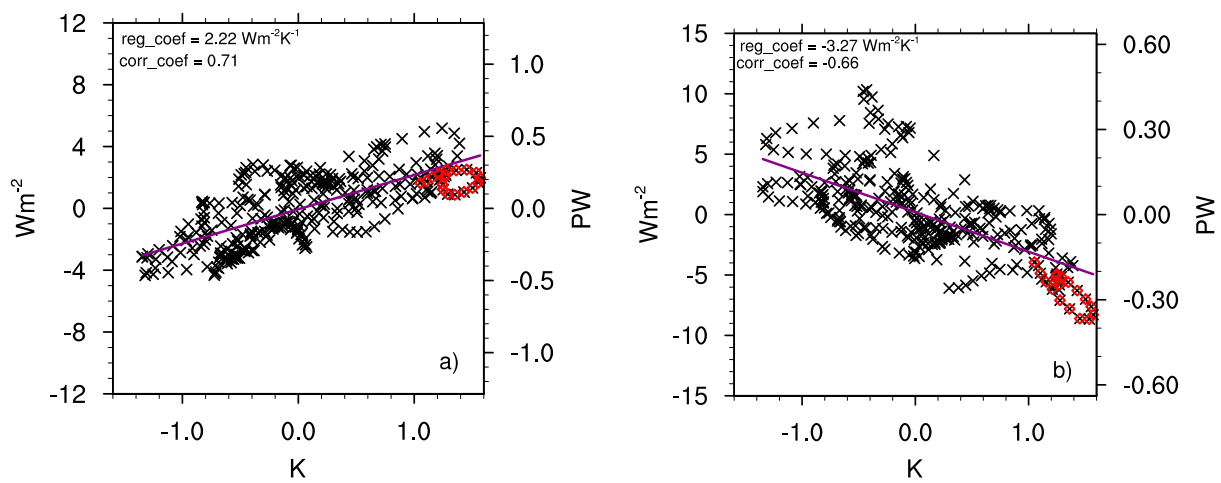


Abbildung A4: Scatterplots von (a) über den tropischen Pazifik bzw. (b) Atlantik ($30^{\circ}S$ - $30^{\circ}N$) gemittelten originalen ERA-20C TEDIV Anomalien [$W m^{-2}$] gegen Niño 3.4 Index (flächengemittelte ERA-20C SST-Anomalien [K] von $5^{\circ}N$ - $5^{\circ}S$ und 120° - $170^{\circ}W$); für 1939-66 mit Regressionsgerade (violett) bzw. 06.1940 bis 11.1941 (rot) - geglättete monatliche Anomalien, de-trended

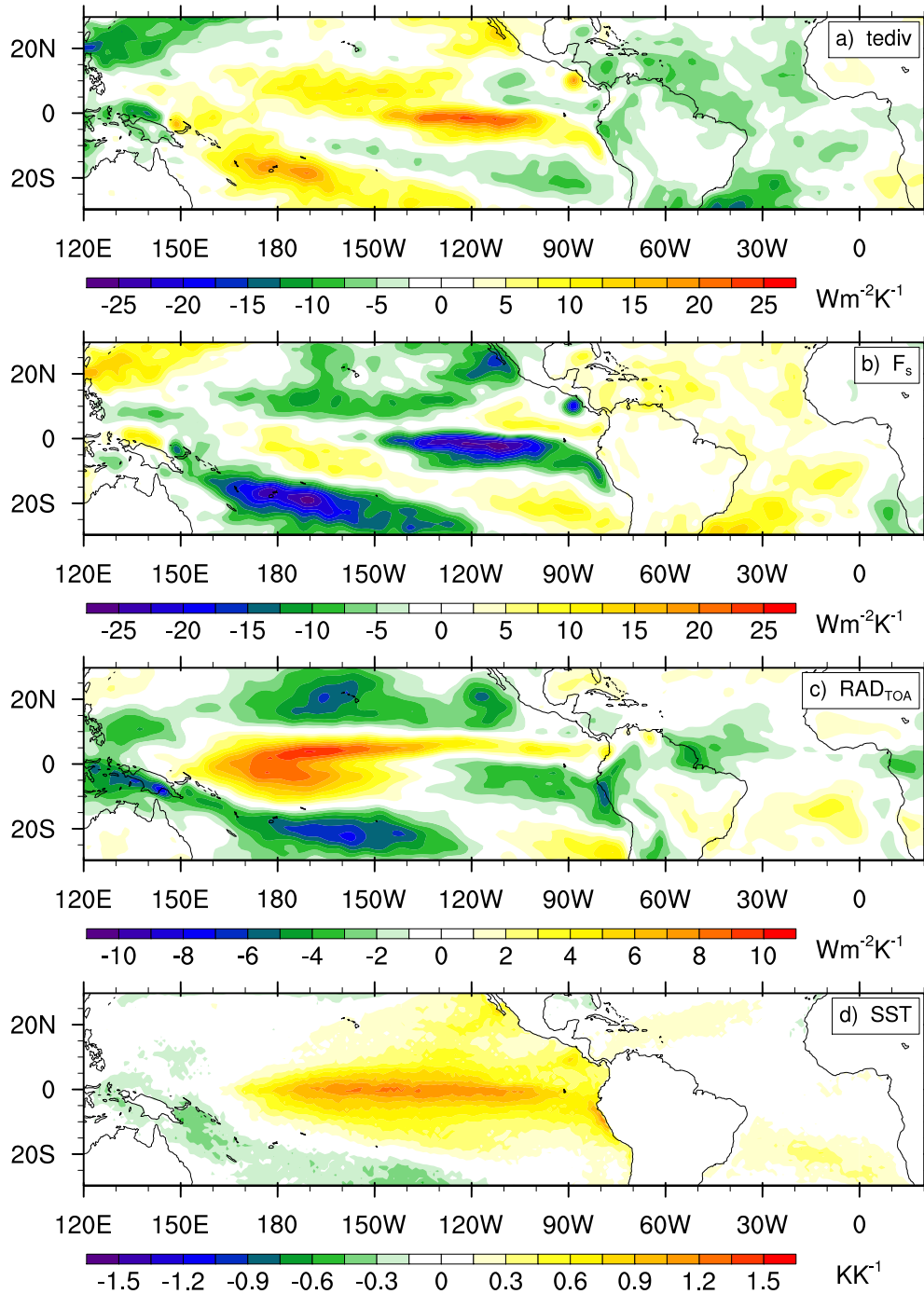


Abbildung A5: Lokale lineare Regressionskoeffizienten [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$] bzw. [K K^{-1}] der ERA-20C TEDIV (a), indirekt berechneten F_s (b), RAD_{TOA} (c) und SST (d) Anomalien mit Niño 3.4 (flächengemittelte ERA-20C SST-Anomalien von 5°N - 5°S und 120° - 170°W) - geglättete monatliche Anomalien [W m^{-2}] bzw. [K], de-trended, 1939-66

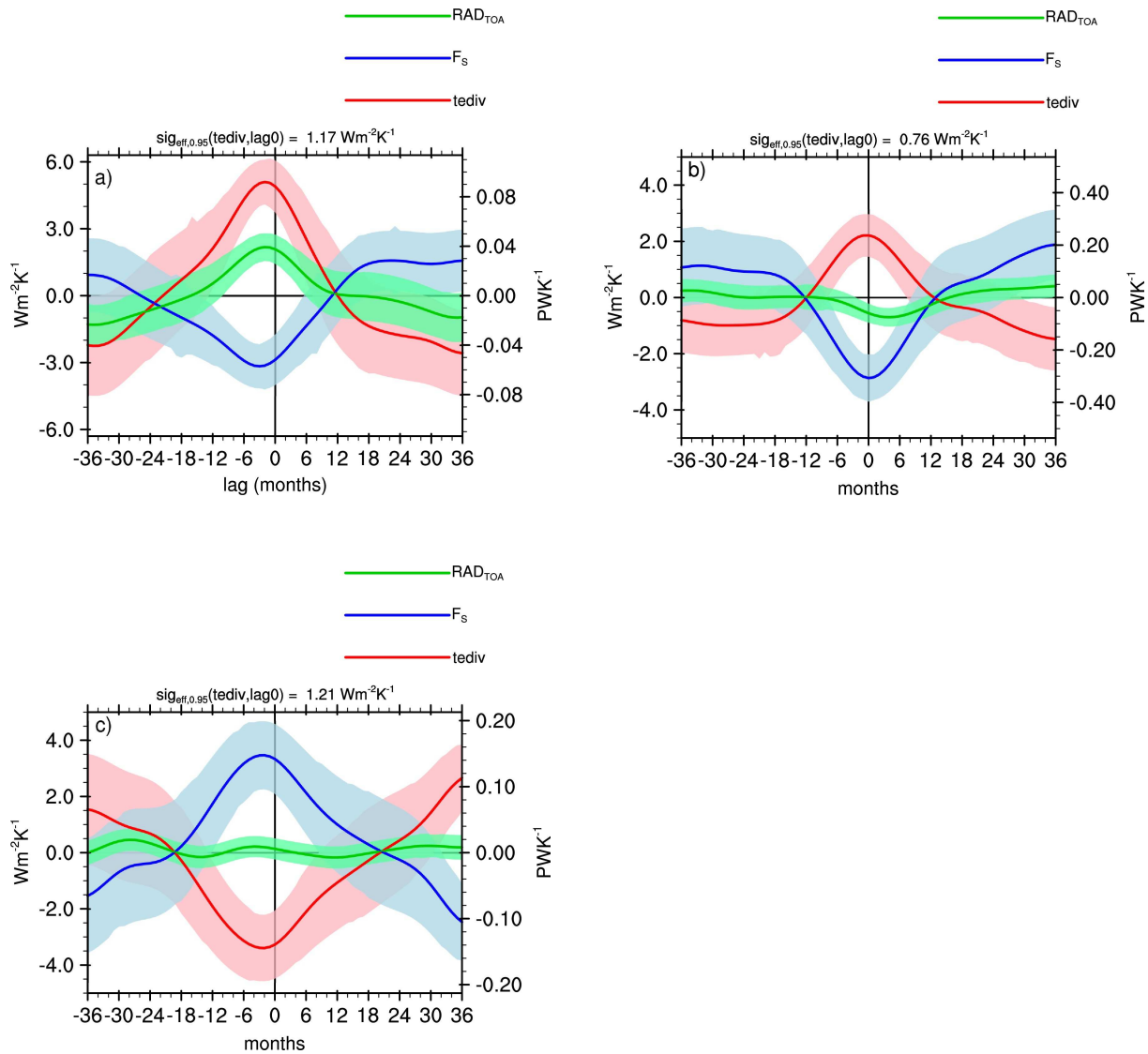


Abbildung A6: Lineare Regressionen [$W m^{-2} K^{-1}$] der (a) über den äquatorialen Pazifik ($5^{\circ}N-5^{\circ}S$) sowie (b) tropischen Pazifik bzw. (c) Atlantik ($30^{\circ}S-30^{\circ}N$) gemittelten ERA-20C TEDIV, F_s Anomalien und der Rad_{TOA} Anomalien auf Niño 3.4 (flächengemittelte ERA-20C SST-Anomalien [K] von $5^{\circ}N-5^{\circ}S$ und $120^{\circ}-170^{\circ}W$) bei *lags* zwischen -36 und +36 Monaten für 1939-66 - geglättete monatliche Anomalien [$W m^{-2}$], de-trended -. Die linke Achse repräsentiert Flächen-spezifische und die rechte Flächen-integrierte Werte. Das 95% Vertrauensintervall der Regressionskoeffizienten (Schattierung) wurde auf Basis der Varianz der Residuen unter Berücksichtigung der Autokorrelation berechnet.

Literatur

- Akaike, H., 1974: A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, **19**, 716–723.
- Alexander, M.A., I. Blade, M. Newman, J.R. Lanzante, N.-C. Lau, and J.D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: Influence of ENSO teleconnections on air - sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, **15**, 2205–2231.
- Alexandersson, H., 1986: A homogeneity test applied to precipitation data. *Int. J. Climatol.*, **6**, 661–675.
- Ashok, K., S.K. Behera, S.A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112(C11)**. doi:10.1029/2006JC003798.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric hadley circulation to anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820–829.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 163–172.
- Brönnimann, S., 2003a: Description of the 1939-1944 upper-air data set (UA39_44) Version 1.0. University of Arizona, Tucson, USA.
- Brönnimann, S., 2003b: A historical upper air-data set for the 1939-44 period. *Int. J. Climatol.*, **23**, 769–791.
- Brönnimann, S., 2005: The global climate anomaly 1940-1942. *Weather*, **60(12)**, 336–642.
- Brönnimann, S., 2007: Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate. *Rev. Geophys.*, **45(3)**, 1–28.
- Brönnimann, S., and J. Luterbacher, 2004: Reconstructing Northern Hemisphere upper-level fields during World War II. *Clim. Dyn.*, **22**, 499–510.
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, and T.M. Svendby, 2004b: An extreme anomaly in stratospheric ozone over Europe in 1940-1942. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L08101. doi:10.1029/2004GL019611.
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T.M. Svendby, G. Hansen, and T. Svenøe, 2004a: Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940-42 related to El Niño. *Nature*, **431**, 971–974.
- Chatfield, C., 1996: *The analysis of time series: An Introduction, fifth edition*. Chapman & Hall, London, 136 pp.

- Chiodo, G., and L. Haimberger, 2010: Interannual changes in mass consistent energy budgets from era-interim and satellite data. *J. Geophys. Res.*, **115**, D02112. 10.1029/2009JD012049.
- Compo, G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M.C. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worley, 2011: The twentieth century reanalysis project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1–28.
- Cram, T.A., G.P. Compo, X. Yin, R.J. Allan, C. Mccoll, R.S. Vose, J.S. Whitaker, N. Matsui, L. Ashcroft, R. Auchmann, P. Bessemoulin, T. Brandsma, P. Brohan, M. Brunet, J. Comeaux, R. Crouthamel, B.E. Gleason, P.Y. Groisman, H. Hersbach, P.D. Jones, T. Jónsson, S. Jourdain, G. Kelly, K.R. Knapp, A. Kruger, H. Kubota, G. Lentini, A. Lorrey, N. Lott, S.J. Lubker, J. Luterbacher, G.J. Marshall, M. Maugeri, C.J. Mock, H.Y. Mok, Ø. Nordli, M.J. Rodwell, T.F. Ross, D. Schuster, L. Srnec, M.A. Valente, Z. Vizi, X.L. Wang, N. Westcott, J.S. Woollen, and S.J. Worley, 2015: The International Surface Pressure Databank version 2. *Geoscience Data Journal*, **2(1)**, 31–46.
- Dee, D., 2014: 265229 ERA-CLIM Final Publishable Summary Report.
- Dee, D.P., M. Balmaseda, G. Balsamo, R. Engelen, A.J. Simmons, and J.-N. Thépaut, 2014: Toward a consistent reanalysis of the climate system. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **95**, 1235–1248.
- Dee, D.P., and S. Uppala, 2009: Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-interim reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1830–1841.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597. 10.1002/qj.828.
- ECMWF, 2013: IFS documentation cy38r1. Tech. rep. Shinfield Park, Reading. URL <http://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model/ifs-documentation>(lastaccessed8February2016).
- Gergis, J.L., and A.M. Fowler, 2005: Classification of synchronous oceanic and atmos-

- pheric El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events for palaeoclimate reconstruction. *Int. J. Climatol.*, **25(12)**, 1541–1565.
- Glantz, M.H., 1996: *Currents of change : impacts of El Niño and La Niña on climate and society*. Cambridge University Press, 194 pp.
- Graetbatch, R.J., J. Lu, and K.A. Peterson, 2004: Nonstationary impact of ENSO on Euro-Atlantic winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02208. doi:10.1029/2003GL018542.
- Graf, H.-F., and D. Zanchettin, 2012: Central pacific El Niño, the "subtropical bridge," and Eurasian climate. *J. Geophys. Res.*, **117**, D01102. doi:10.1029/2011JD016493.
- Graybill, F.A., 1983: *Matrices with Applications in Statistics, 2nd Edition*. Duxbury Classic/Wadsworth International Group, Belmont, California.
- Haimberger, L., 2007: Homogenization of radiosonde temperature time series using innovation statistics. *J. Climate*, **20(7)**, 1377–1403.
- Haimberger, L., B. Ahrens, F. Hamelbeck, and M. Hantel, 2001: Impact of time sampling on atmospheric energy budget residuals. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 167–184.
- Hersbach, H., L. Haimberger, J. Comeaux, L. Villiger, S. Brönnimann, and M. Mayer, 2016: The ERA-PreSAT experimental re-analysis: The value of using upper-air data in historical reanalyses. Vorschau.
- Hersbach, H., C. Peubey, A. Simmons, P. Berrisford, P.H. Poli, and D.P. Dee, 2015a: Era-20cm: a twentieth century atmospheric model ensemble. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141(691)**, 2350–2375.
- Hersbach, H., P. Poli, and D. Dee, 2015b: The observation feedback archive for the icoads and ispd data sets. Ecmwf era report series. ECMWF, Shinfield Park, Reading, 29 pp. 18.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. AGU, Washington DC.
- Kalnay, E., R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Van Den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino,

- 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82(2)**, 247–267.
- Klein, S.A., B.J. Soden, and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917–932.
- Labitzke, K.G., and H. van Loon, 1999: *The stratosphere. Phenomena, History, and Relevance*. Springer, Berlin.
- Lejenäs, H., 1989: The severe winter in Europe 1941-1942: The large-scale circulation, cut-off lows, and blocking. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **70**, 271–281.
- Loeb, N.G., J.M. Lyman, G.C. Johnson, R.P. Allan, D.R. Doelling, T. Wong, B.J. Soden, and G.L. Stephens, 2012: Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. *Nat. Geosci.*, **5(2)**, 110–113.
- Mayer, M., and L. Haimberger, 2012: Poleward atmospheric energy transports and their variability as evaluated from ECMWF reanalysis data. *J. Climate*, **25**, 734–752.
- Mayer, M., L. Haimberger, and M. Balmaseda, 2014: On the energy exchange between tropical ocean basins related to ENSO. *J. Climate*, **27**, 6393–6403. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00681.1>.
- Mayer, M., K. Trenberth, J. Fasullo, and L. Haimberger, 2013: The response of tropical atmospheric energy budgets to ENSO. *J. Climate*, **26**, 4710–4724. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00681.1>.
- Meinen, C.S., and M.J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, **13**, 3551–3559.
- Mitchell, J.M.J., B. Dzerdzevskii, H. Flohn, W.L. Hofmeyr, H.H. Lamb, K.N. Rao, and C.C. Wallén, 1966: Climatic change: Technical note no. 79, report of a working group of the commission for climatology; WMO no. 195 TP 100. Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization.
- Oort, A.H., and J.J. Yienger, 1996: Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, **9(11)**, 2751–2767.
- Panofsky, H.A., and G.W. Brier, 1958: *Some applications of statistics to meteorology*. The Pennsylvania State University Press, 224 pp.
- Peixóto, J.P., and A.H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.
- Poli, P.H., H. Hersbach, P. Berrisford, D. Dee, A. Simmons, and P. Laloyaux, 2015a: Era-20c deterministic. Ecmwf era report series. ECMWF, Shinfield Park, Reading, 48 pp. 20.

- Poli, P.H., H. Hersbach, D. Dee, P. Berrisford, A. Simmons, F. Vitart, P. Laloyaux, D. Tan, C. Peubey, J. Thépaut, Y. Trémolet, E. Holm, M. Bonavita, L. Isaksen, and M. Fisher, 2016: ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the 20th century. *J. Climate*. doi:10.1175/JCLI-D-15-0556.1, in Druck.
- Poli, P.H., H. Hersbach, D. Tan, D. Dee, J. Thépaut, A. Simmons, C. Peubey, P. Laloyaux, T. Komori, P. Berrisford, R. Dragani, Y. Trémolet, E. Hólm, M. Bonavita, L. Isaksen, and M. Fisher, 2013: The data assimilation system and initial performance evaluation of the ecmwf pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (era-20c). Ecmwf era report series. ECMWF, Shinfield Park, Reading, 59 pp. 14.
- Preisendorfer, R.W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Seattle, 425 pp.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky, and W.T. Vetterling, 1986: *Numerical Recipes; The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, 486 pp.
- Quinn, W.H., D.O. Zopf, K.S. Short, and R.T.W. Yang Kuo, 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.*, **76**, 663–678.
- Randel, W.J., F. Wu, and R. Stolarski, 2002: Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **80**, 849–862.
- Shukla, J., and J.M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **40(7)**, 1613–1630.
- Snedecor, G.W., and W.G. Cochran, 1989: *Statistical methods, eighth edition*. Iowa State University Press, Ames, Iowa, 803 pp.
- Stickler, A., S. Brönnimann, S. Jourdain, E. Roucaute, A. Sterin, D. Nikolaev, M.A. Valente, R. Wartenburger, H. Hersbach, L. Ramella-Pralungo, and D. Dee, 2014: Description of the era-clim historical upper-air data. *Earth System Science Data*, **6(1)**, 29–48. doi:10.5194/essd-6-29-2014.
- Stickler, A., A.N. Grant, T. Ewen, T.F. Ross, R.S. Vose, J. Comeaux, P. Bessemoulin, K. Jylhä, W.K. Adam, P. Jeannet, A. Nagurny, A.M. Sterin, R. Allan, G.P. Compo, T. Griesser, and S. Brönnimann, 2010: The comprehensive historical upper-air network. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91(6)**, 741–751.
- Tavolato, C., and L. Isaksen, 2015: On the use of a Huber norm for observation quality control in the ECMWF 4d-Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141(690)**, 1514–1527.

- Trenberth, K.E., 1984: Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **112(2)**, 326–332.
- Trenberth, K.E., 1991: Climate diagnostics from global analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. *J. Climate*, **4**, 707–722.
- Trenberth, K.E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78(12)**, 2771–2777.
- Trenberth, K.E., G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, and N.-C. Lau, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnection associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14291–14324.
- Trenberth, K.E., J. Caron, D.P. Stepaniak, and S. Worley, 2002a: Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **107(D8)**, AAC 5–1–AAC 5–17.
- Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, C. O’Dell, and T. Wong, 2010: Relationships between tropical sea surface temperature and top-of-atmosphere radiation. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L03702. doi:10.1029/2009GL042314.
- Trenberth, K.E., and T.J. Hoar, 1996a: The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 57–60.
- Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Climate*, **14(8)**, 1697–1701.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, and J.M. Caron, 2002b: Interannual variations in the atmospheric heat budget. *J. Geophys. Res.*, **107**, D8. doi:10.1029/2000JD000297.
- von Storch, H., and F. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.
- Walker, G.T., 1923: Correlation in seasonal variation of weather VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dep.*, **24**, 75–131.
- Walker, G.T., 1924: Correlation in seasonal variation of weather IX: A further study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dep.*, **24**, 225–232.
- Walker, G.T., and E.W. Bliss, 1924: World weather v,. *Mem. R. Meteorol. Soc.*, **4**, 53–84.
- Wilks, D.S., 2006: *Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition*. Academic Press, Elsevier, 57 pp.
- Woodruff, S.D., S.J. Lubker, S.J. Worley, Z. Ji, J.E. Freeman, D. I., E.C. Wilkinson, P. Berry, R.W. Kent, S.R. Brohan, C. Reynolds, C. Smith, and C. Wilkinson, 2011: ICOADS Release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.*, **31(7)**, 951–967.