



Bachelorarbeit

**Klimatologische Untersuchungen
der mit Hilfe von Satelliten
bestimmten
Meeresoberflächentemperaturen
und deren Nutzbarmachung als
Lehrmittel**

Sebastian Arndt

31. Mai 2022

Universität Bremen

Fachbereich 1: Physik und Elektrotechnik

Studiengang: Bachelor mit Lehramtsoption Gy./OS
Physik und Mathematik
Matrikelnummer: 4517661
Geburtsdatum: 24.01.1994
Anschrift: Ziegenberg 27
27305 Bruchhausen-Vilsen
Erstgutachter: Dr. Reuter
Zweitgutachterin: PD Dr. Ladstätter-Weißmayer
Abgabedatum: 02.06.2022

Zusammenfassung

Die Meeresoberflächentemperatur (SST) ist eine zentrale Größe, um das Klima der Erde zu beschreiben und dessen Änderungen zu verstehen und wurde deshalb vom Global Climate Observing System (GCOS) als wesentliche Klimavariablen (ECV) identifiziert. Aufgrund der Relevanz ist eine Einbettung des Themas im schulischen Kontext sinnvoll. In dieser Bachelorarbeit werden Meeresoberflächentemperaturen, insbesondere deren Anomalien (SSTAs), untersucht sowie ihr linearer Trend bestimmt. In verschiedenen interaktiven HTML-Dateien werden graphisch Teile der Ergebnisse dargestellt und eine mögliche Anwendung in der Schule diskutiert. Der verwendete Datensatz beinhaltet Tagesmittelwerte der Meeresoberflächentemperaturen im Zeitraum von 1982 bis 2020, welche mit Hilfe von Satellitenmessungen im Infrarot-Spektralbereich bestimmt wurden. Aus dem Datensatz wurden Monats- und Jahresmittelwerte generiert und daraus geeignete Anomalien bestimmt. Für die Jahresmittelwerte stellte 2019 das wärmste und 1984 das kälteste Jahr dar. Eine graphische Betrachtung der SSTAs zeigte die für verschiedene großskalige geophysikalische Oszillationen typischen Temperaturverteilungen. Genauere Untersuchungen ergaben gute Übereinstimmungen mit bekannten Ereignissen. Der global gemittelte lineare SST-Trend betrug $0,013 \text{ K a}^{-1}$. Auf der Nordhemisphäre wurde ein größerer jährlicher Anstieg im Vergleich zur Südhemisphäre beobachtet. Besonders stark war der lineare Trend in den Binnenmeeren, sowie der Labradorsee und dem Europäischen Nordpolarmeer. Auf Basis dieser Ergebnisse wurden sechs interaktive HTML-Dateien erstellt. Diese zeigen die SSTs und SSTAs und ermöglichen somit unter anderem eine Visualisierung der El Niño Southern Oscillation (ENSO)-Ereignisse. In einer abschließenden Diskussion werden verschiedene Vorschläge zur Einführung des Themas sowie die Eingliederung der Dateien im Schulunterricht diskutiert.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Theoretischer Hintergrund	2
2.1. Meeresoberflächentemperaturen	2
2.2. Großskalige geophysikalische Einflüsse auf die Meeresoberflächentemperatur	2
2.2.1. Walker-Zirkulation	2
2.2.2. El Niño-Southern Oscillation	3
2.2.3. Pazifische Dekaden-Oszillation	5
2.2.4. Nordatlantische Oszillation	6
2.2.5. Polare Verstärkung	7
2.3. Fernerkundung mittels passiver Satelliteninstrumente	7
3. Daten und Methoden	8
3.1. Datenherkunft und Eigenschaften des Datenproduktes	8
3.2. Datenmittlung und Anomalien	8
3.3. Linearer Trend	9
4. Ergebnisse	11
4.1. Anomalien	11
4.1.1. El Niño Southern Oszillation	13
4.1.2. Pazifische Dekaden-Oszillation	17
4.1.3. Nordatlantische Oszillation	17
4.2. Linearer Trend	21
4.3. Schulische Anwendungen	22
4.3.1. Einführung Meeresoberflächentemperaturen	25
4.3.2. Anomalien	28
5. Fazit	33
Literatur	36
A. Anhang	37

Tabellenverzeichnis

2.1. El Niño-Regionen mit den zugehörigen Längen- und Breitengraden	4
A.1. Übersicht der zur Datenerhebung verwendeten Satelliten und des Typs der verwendeten Messinstrumente.	37

Abbildungsverzeichnis

4.1. Tagesmittelwerte und Unsicherheiten von 1982-01-01	12
4.2. SSTAs von 1982-2020	14
4.3. MEI.v2 von 1982-2020	15
4.4. Monatliche SSTAs von 1997/98	16
4.5. SSTAs während PDO-Phasen von 1997/99	18
4.6. PDO Index von 1900-2020	19
4.7. SSTAs während NAO-Phasen von 2010/18	20
4.8. NAO Winter Index	21
4.9. Linearer Trend und Unsicherheiten	23
4.10. Signifikanz des linearen Trends	24
4.11. Bokeh-Implementierung der SSTs von 1982-2020	26
4.12. Bokeh-Implementierung der Klimatologien von 1982-2020 . . .	27
4.13. Bokeh-Implementierung der SSTAs der monatlichen Klimatolo- gien	29
4.14. Bokeh-Implementierung der regional gemittelten SSTAs der mo- natlichen Klimatologien	30
4.15. Bokeh-Implementierung der SSTAs der Jahresmittelwerte	31
4.16. Bokeh-Implementierung der regional gemittelten SSTAs der Jah- resmittelwerte	32
4.17. Bokeh-Implementierung der SSTAs der Jahresmittelwerte, Süd- pazifik	32
A.1. Monatlicher Verlauf der SSTAs im äquatorialen Pazifik der Jahre 1997/98.	38
A.2. Bokeh-Implementierung der Anomalien der Jahresmittelwerte im Nordpazifik (1997)	39
A.3. Bokeh-Implementierung der Anomalien der Jahresmittelwerte im Nordatlantik (2010)	40

Glossar

ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very-High Resolution Radiometer
CP	Central Pacific
C3S	Copernicus Climate Change Service
ECV	Essential Climate Variable
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
EP	East Pacific
ESA	European Space Agency
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GCOS	Global Climate Observing System
MEI.v2	Multivariate ENSO Index Version 2
NAO	Nordatlantische Oszillation (engl.: North Atlantic Oscillation)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PDO	Pazifische Dekaden-Oszillation (engl.: Pacific Decadal Oscillation)
SLSTR	Sea and Land Surface Temperature Radiometer
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl.: Sea Surface Temperature)
SSTA	Meeresoberflächentemperaturanomalie (engl.: Sea Surface Temperature Anomaly)

1. Einleitung

Die globale Oberflächentemperatur ist seit 1880 um 1,01 K gestiegen (NASA, 2022), was zum überwiegenden Teil auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist (Cook et al., 2016). Dabei speichern die Ozeane über 90 % der durch den Klimawandel akkumulierten thermischen Energie und sind somit kritisch für das Verständnis des Klimawandels. Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) spielen eine wichtige Rolle im globalen Energietransport und beeinflussen zum Beispiel den Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, die Aufnahme von Treibhausgasen in den Ozean und den globalen Wasserkreislauf. Es ist daher sinnvoll, das Thema Meeresoberflächentemperaturen, insbesondere im Hinblick auf den Klimawandel, verstärkt auch an Schülerinnen und Schüler heranzutragen.

In dieser Bachelorarbeit werden die Meeresoberflächentemperaturen von 1982-2020 hinsichtlich ihrer Anomalien untersucht. Dabei werden geeignete Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen (SSTAs) des Nordatlantiks, des Nordpazifiks und des äquatorialen Pazifiks genauer betrachtet. Außerdem werden die SSTAs mit diese Regionen beeinflussenden Oszillationen in Verbindung gebracht und typische Phasen dieser Oszillationen exemplarisch dargestellt. Des Weiteren wird ein lineares Modell verwendet, um den jährlichen Anstieg der SSTs von 1982-2020 zu berechnen. Abschließend werden interaktive Browser-Grafiken, basierend auf den erstellten Datensätzen, erzeugt, welche sich als Lernmittel zum Thema Meeresoberflächentemperaturen eignen. Zusätzlich werden beispielhafte Leitfragen zum Thema Meeresoberflächentemperaturen formuliert, welche sich mit den vorgestellten Browser-Grafiken bearbeiten lassen. Die Datenverarbeitung und Darstellung in dieser Arbeit wurde mit der Programmiersprache Python realisiert. Die interaktiven Browser-Grafiken wurden mit dem Python Modul Bokeh erzeugt.

2. Theoretischer Hintergrund

Die in diesem Abschnitt dargelegten Hintergrundinformationen stammen, sofern nicht anders gekennzeichnet, aus dem Lehrbuch Roedel und Wagner, 2011.

2.1. Meeresoberflächentemperaturen

Meeresoberflächentemperaturen beschreiben die Wassertemperatur der Ozeane in Tiefen von einem Mikrometer bis einige Meter. In dieser Arbeit, sofern nicht anders gekennzeichnet, werden mit SSTs die Meeresoberflächentemperaturen in 20 cm Tiefe bezeichnet. Damit lassen sich die Daten besser mit historischen in situ Daten vergleichen (Good et al., 2019).

2.2. Großskalige geophysikalische Einflüsse auf die Meeresoberflächentemperatur

2.2.1. Walker-Zirkulation

Die Walker-Zirkulation ist eine parallel zum Äquator verlaufende Zirkulation der Atmosphäre, bestehend aus mehreren Zellen. Ausgelöst wird sie durch die - aufgrund der Corioliskraft - wehenden Passatwinde, welche warmes Oberflächenwasser nach Westen treiben und im Osten für Auftrieb von Tiefenwasser - und das Anheben der Thermokline - sorgen. Dadurch entsteht ein Temperaturgradient der Meeresoberflächentemperaturen mit hohen Temperaturen im Westen und niedrigen Temperaturen im Osten. Über den im Westen gelegenen Warmwasserpool steigt die warme, feuchte Luft auf und es resultiert ein Tiefdruckgebiet an der Oberfläche. Beim Aufsteigen kühlt sich die Luft ab, was durch Kondensation zu erhöhten Niederschlägen führt. Das sich in der Höhe bildende Hochdruckgebiet lässt Luft nach Osten und Westen strömen, wo sie

sich abkühlt und in einem Tiefdruckgebiet in der Höhe absinkt. Beim Absinken wärmt sich die Luft auf und kann mehr Wasser aufnehmen, was zu trockenen Wetterlagen führt. Durch das Absinken der Luftmassen bildet sich an der Oberfläche ein Hochdruckgebiet aus, von wo aus diese wieder nach Westen in das bodennahe Tiefdruckgebiet strömen.

2.2.2. El Niño-Southern Oscillation¹

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) beschreibt unregelmäßig auftretende Anomalien von Meeresoberflächentemperaturen und der Walker-Zirkulation im äquatorialen Pazifik. ENSO setzt sich aus drei Phasen zusammen: Einer positiven Phase (El Niño), einer neutralen Phase und einer negativen Phase (La Niña). In einer neutralen Phase der ENSO ist die Walker-Zirkulation ungestört, was zu warmen SSTs im westlichen äquatorialen Pazifik und kälteren SSTs im östlichen äquatorialen Pazifik führt.

Während eines El Niño Ereignisses ist die Walker-Zirkulation schwächer ausgeprägt, das führt zu einer nach Osten verlagerten Konvergenzzone und zu einem Absinken der Thermokline. Dadurch wird kein kaltes Wasser an die Oberfläche transportiert und die Meeresoberflächentemperatur erhöht sich weiter. Durch die verlagerte Konvergenzzone kehrt sich die Walker-Zirkulation um, sodass warme, feuchte Luftmassen in den östlichen äquatorialen Pazifik und kalte, trockene Luftmassen in den westlichen äquatorialen Pazifik transportiert werden. Gleichermaßen sorgt die Umkehr der Walker-Zirkulation für einen Transport von warmen Oberflächenwasser in den östlichen Pazifik.

Ein La Niña Ereignis zeichnet sich durch eine verstärkte Walker-Zirkulation aus. Das Tiefdruckgebiet und die Passatwinde sind stark ausgebildet und die Thermokline ist im Vergleich zur neutralen Phase angehoben. Zusammen mit den starken Passatwinden sorgt das für vermehrten Auftrieb von kaltem Wasser. Somit ist der östliche Pazifik besonders kalt, während der westliche Pazifik anormal hohe Temperaturen aufweist. Der Niederschlag in Indonesien ist stärker als sonst, während es in Peru besonders trocken ist.

¹Hauptliteratur des Abschnittes : Timmermann et al., 2018

ENSO-Ereignisse unterscheiden sich stark in ihrer Dauer und räumlichen Ausprägung. Bei El Niño-Ereignissen wird generell zwischen Central Pacific (CP) El Niño-Ereignissen, mit ausgeprägten Wärmeanomalien im zentralen Pazifik, und Eastern Pacific (EP) El Niño-Ereignissen, mit überwiegend im östlichen Pazifik verorteten Wärmeanomalien, unterschieden. Zur Identifizierung von ENSO-Ereignissen werden fünf, beziehungsweise sechs Regionen betrachtet und aus SSTAs jeweils Indizes berechnet. Tabelle 2.1 zeigt die Definition der El Niño-Regionen (National Centers for Environmental Information, 2022). Von einem El Niño-Ereignis wird in der Regel gesprochen, wenn die Anomalien stärker ausgeprägt sind als $\pm 0,5$ K und für mindestens fünf Monate andauern.

Tabelle 2.1: El Niño-Regionen mit den zugehörigen Längen- und Breitengraden

El Niño-Region	Längen- und Breitengrad
Niño 1+2	80°W-90°W, 0°S-10°S
Niño 3	90°W-150°W, 5°N-5°S
Niño 3.4	120°W-170°W, 5°N-5°S
Niño 4	150°W-160°W, 5°N-5°S
MEI.v2	100°E-70°W, 30°N-30°S

Je nachdem ob es sich um ein EP El Niño-Ereignis oder ein CP El Niño-Ereignis handelt, variiert die Wahrscheinlichkeit dafür in ein La Niña-Ereignis überzugehen. Bei einem EP El Niño-Ereignis ist die Thermokline besonders flach, es entsteht eine starke Ostverschiebung der Konvergenzzone und erhöhter Abtransport von Wärme aus der äquatorialen Region. Das führt zu einer erhöhten Wahrscheinlichkeit, dass sich im Anschluss an ein EP El Niño-Ereignis ein La Niña-Ereignis einstellt. Im Kontrast dazu beinhaltet ein CP El Niño-Ereignis eine schwächere Absenkung der Thermokline, sowie eine weniger nach Osten verschobene Konvergenzzone und somit einen geringeren Abtransport von Wärme aus dem äquatorialen Pazifik. El Niño-Ereignisse entwickeln sich in der Regel im Nord-Frühling. Sie bilden sich während des Nord-Sommers und -Herbstes aus und erreichen ihr Maximum im Nord-Winter. Diese bauen sich im späten Winter und Frühling der Nordhalbkugel schnell ab. Im darauf folgenden Nord-Sommer entwickeln sich in der Regel La Niña-Ereignisse, welche

zwei bis drei Jahre andauern können.

2.2.3. Pazifische Dekaden-Oszillation ²

Mit pazifischer Dekaden-Oszillation (PDO) wird ein wiederkehrendes Muster aus ozeanischen und atmosphärischen Klimaanomalien im Nordpazifik - nördlich von 20°N - bezeichnet. Die PDO lässt sich in zwei Phasen unterteilen, eine positive und eine negative Phase. In einer positiven PDO-Phase wird der Nordwestpazifik kühler, während der Nordostpazifik - zwischen Hawaii und Nordamerika, sowie an der Westküste Nordamerikas - wärmer wird. Umgekehrt verhalten sich die SSTs in einer negativen PDO-Phase. Die PDO-Phasen sind von mehreren Einflüssen abhängig, zum Beispiel von ENSO-Ereignissen und Anomalien im Kuroshio (Japanstrom). Die Dauer der Phasen der PDO variieren zwischen mehreren Jahren bis hin zu Jahrzehnten. Einer positiven Phase der PDO geht in der Regel ein El Niño-Ereignis voraus. Dadurch wird die Hadley-Zirkulation verstärkt was unter anderem dazu führt, dass sich das Aleutentief südlich verlagert und intensiviert. Das führt im zentralen Nordpazifik zu einer verstärkten Advektion von kalter, trockener Polarluft, erhöhter Wärmeabgabe an die Atmosphäre durch stärkere Westwinde und eine erhöhte Abfuhr von Wärme in Richtung Äquator durch Ekman-Transportvorgänge. Im Nordostpazifik hingegen werden polwärts gerichtete Winde gestärkt, was warme, feuchte Luft zur Westküste Nordamerikas transportiert. Auf einer dekadischen Zeitskala wird die PDO ebenfalls von ENSO-Ereignissen beeinflusst. Das wärmere Wasser während eines El Niño-Ereignisses wird im Laufe von 20 bis 30 Jahren über die thermohaline Zirkulation in den Nordpazifik transportiert. Während einer negativen PDO-Phase kehren sich diese Vorgänge um.

²Hauptliteratur des Abschnittes : Schneider und Cornuelle, 2005

2.2.4. Nordatlantische Oszillation ³

Die nordatlantische Oszillation (NAO) bezeichnet Schwankungen des Druckverhältnisses zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Auch die NAO ist geprägt durch positive und negative Phasen. In einer positiven Phase der NAO ist der Druckgradient groß, sowohl das Islandtief als auch das Azorenhoch sind stark ausgeprägt. Während einer positiven Phase sorgen die stark ausgeprägten Aktionszentren für verstärkte Westwinde im Nordatlantik, welche warme, feuchte Luft nach Nordeuropa transportieren. Gleichzeitig wird mehr kalte, trockene Polarluft in die Labradorsee und durch das verstärkte Azorenhoch Ausläufer des Russlandhochs - und somit kalte, trockene Luftmassen - in den Mittelmeerraum bewegt. Dadurch erhöht sich die Meeresoberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und entlang des Golfstroms, während die Labradorsee, das Mittelmeer und der äquatoriale Atlantik kälter werden. In einer negativen Phase der NAO sind das Islandtief und das Azorenhoch schwach ausgeprägt was zu abgeschwächten West- und Passatwinden im Atlantik führt. Dadurch transportiert der Golfstrom weniger warmes Wasser nach Norden und im äquatorialen Atlantik sorgen die schwächeren Passatwinde für einen reduzierten Auftrieb von kaltem Tiefenwasser. In der Labradorsee dominiert durch das abgeschwächte Islandtief die wärmere Festlandluft, was in dieser Region für positive SSTAs sorgt. Auch die NAO ist von mehreren Einflüssen mit unterschiedlichen Periodendauern abhängig. Es überlagern sich saisonale, zwei- bis fünfjährige, 12- bis 15-jährige und circa 70-jährige Schwankungen. Die saisonalen Schwankungen sind durch die stärkere Ausprägung der Aktionszentren im borealen Winter geprägt. Als Ursache für die zwei- bis fünfjährige Schwingung werden die quasi-zweijährige Schwingung sowie ENSO-Einflüsse vermutet (Wang et al., 2017). Ursache der dekadischen Oszillation (12-15 Jahre) ist eine Beeinflussung der Meridionalen Umwälzzirkulation durch die NAO, welche wiederum mit einer Verzögerung von circa 10 Jahren die Meeresoberflächentemperaturen und somit die NAO beeinflusst (Kasang, 2015). Auf einer Skala mehrerer Jahrzehnte wird die NAO durch die Phasen der Atlantischen Multidekaden-Oszillation und deren Einfluss auf die Meeresoberflächentemperaturen im Atlantik moduliert (Trenberth et al., 2021).

³Hauptliteratur des Abschnittes : Delworth et al., 2016

2.2.5. Polare Verstärkung⁴

Die polare Verstärkung beschreibt die stärkere Auswirkung des Klimawandels auf die Pole, insbesondere auf den Nordpol. Hauptsächlich verantwortlich für die polare Verstärkung ist die Eis-Albedo-Rückkopplung. Dabei handelt es sich um eine positive Rückkopplung, bei welcher eine Temperaturerhöhung zu einem Rückgang der mit Schnee und Eis bedeckten Land- und Wasserflächen führt, wodurch die Albedo verringert wird. Das wiederum führt, durch eine vergrößerte Absorption der eingestrahnten Energie, zu einer weiteren Erhöhung der Temperatur. Außerdem führt der Rückgang des Meereises zu einer erhöhten Verdunstung von Wasser und somit zu vermehrter Wolkenbildung. Diese wirken an den Polen ebenfalls wärmend und tragen somit zur positiven Rückkopplung bei.

2.3. Fernerkundung mittels passiver Satelliteninstrumente⁵

Fernerkundung bezeichnet die berührungsfreie Gewinnung von Daten im Fall von Satelliteninstrumenten meist mit Hilfe von elektromagnetische Wellen. Hierzu können entweder aktive oder passive Systeme verwendet und zum Beispiel auf Flugzeugen und Satelliten eingesetzt werden, was eine großflächige Datenerhebung in kurzen Zeiträumen ermöglicht. Aktive Systeme senden zum Beispiel Mikrowellen- oder Laserstrahlen aus und empfangen die reflektierten Anteile. Passive Systeme dagegen empfangen zum Beispiel reflektierte Sonnenstrahlung vom Erdsystem oder emittierte Infrarotstrahlung. Im Fall von Infrarotsensoren - mit typischen Wellenlängen von 1,6 μm , 3,7 μm , 11 μm und 12 μm - wird die Intensität der von der Meeresoberfläche emittierten Infrarotstrahlung gemessen. Mit Hilfe des Planckschen Strahlungsgesetzes kann aus diesen die Helligkeitstemperatur und damit die Meeresoberflächentemperatur bestimmt werden (Good et al., 2019). Unter Verwendung verschiedener Infrarotkanäle und Beobachtungswinkel kann durch einen Vergleich der Helligkeit-

⁴Hauptliteratur des Abschnittes : Stuecker et al., 2018

⁵Hauptliteratur des Abschnittes : Spektrum, 2001

stemperaturen der Einfluss der Atmosphäre ermittelt und bei der Berechnung der Meeresoberflächentemperaturen berücksichtigt werden.

3. Daten und Methoden

3.1. Datenherkunft und Eigenschaften des Datenproduktes

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten wurden vom Copernicus Climate Change Service (C3S) zur Verfügung gestellt (Good et al., 2019). Bei dem verwendeten Datensatz handelt es sich um ein Level-4 Produkt, bei welchem Lücken in der Datenerfassung durch eine Interpolation und Nutzung verschiedener Satellitenprodukte gefüllt wurden. Es wurden Along Track Scanning Radiometer (ATSR), Advanced Very-High Resolution Radiometer (AVHRR) und Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR) Instrumente auf verschiedenen Satelliten zur Datenerhebung verwendet. Diese Satelliten wurden von der European Space Agency (ESA), der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) und der European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) betrieben. AVHRRs nutzen sechs Infrarotkanäle mit einer räumlichen Auflösung von ungefähr 1,1 km, ATSRs nutzen sieben Kanäle und SLSTRs nutzen neun Kanäle und haben eine räumliche Auflösung von 0,5 km oder 1 km. Eine Tabelle der Verwendeten Satelliten ist dem Anhang beigelegt (A.1). Der Datensatz besteht aus Tagesmittelwerten in Längen-/Breitengradgittern mit einer Auflösung von $0,05^\circ \times 0,05^\circ$. Es stehen Messdaten von 1982 bis in die Gegenwart zur Verfügung, genutzt wurden Daten von 1982-2020.

3.2. Datenmittlung und Anomalien

Die Auflösung des Datensatzes wurde von $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ auf $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ geändert, damit die Größen der erstellten HTML-Dateien klein genug sind, um die

Darstellbarkeit im Browser zu gewährleisten. Für die dafür nötige Flächengewichtung wurde die Erde als Kugel approximiert und für jeden Datenpunkt mit nachfolgender Gleichung das Gewicht w_b , mit dem Index b für den entsprechenden Breitengrad, berechnet:

$$w_b = \left| \sin\left((b+r)\frac{\pi}{180}\right) - \sin\left((b-r)\frac{\pi}{180}\right) \right| \quad (1)$$

Wobei r die Hälfte der Länge - in Grad - einer Gitterbox und somit abhängig von der aktuellen Auflösung ist. Außerdem wurden Monats- und Jahresmittel, sowie mittlere Monate berechnet. Bei der Berechnung des mittleren Februars, der Jahresmittelwerte und des Mittelwertes über den gesamten Beobachtungszeitraum wurden die Monate/Jahre nach Anzahl der Tage gewichtet. Meeresoberflächentemperaturanomalien wurden auf die jeweiligen Mittelwerte aus den Jahren 1982-2020 bezogen. Somit sind Anomalien auf monatlichen Zeitskalen aus dem jeweils mittleren Monat und Anomalien auf jährlichen Zeitskalen aus dem Mittelwert über den gesamten Beobachtungszeitraum berechnet.

3.3. Linearer Trend

Der jährliche Anstieg wurde nach einem linearen Modell approximiert:

$$y = m \cdot t + b \quad (2)$$

Wobei m der lineare Trend, y die Meeresoberflächentemperatur, t das Jahr nach 1982 und b die Ausgangstemperatur ist. Für die Fehlerrechnung des linearen Trends wurde Folgendes betrachtet: Für die Standardabweichung std , die Kovarianz Cov und die Varianz Var zweier Zufallsvariablen X, Y mit $\text{Var}[X] = \text{Var}[Y]$ gilt:

$$\begin{aligned}
\text{Var}[X - Y] &= \text{Var}[X] + \text{Var}[Y] - 2\text{Cov}[X, Y] \\
&= 2\text{Var}[X] \\
&= 2\text{std}[X]^2 \\
\Leftrightarrow \frac{\text{std}[X - Y]}{\sqrt{2}} &= \text{std}[X]
\end{aligned}$$

Dabei wurde die Kovarianz vernachlässigt, da der jährliche Anstieg sehr klein im Vergleich zur Varianz ist. Dadurch wird die statistische Unsicherheit allerdings leicht überschätzt werden. Nimmt man nun X und Y als aufeinander folgende Jahresmittelwerte der SSTs an, wobei für X der erste und Y der letzte Wert vernachlässigt wurden, kann so durch Fehlerfortpflanzung die statistische Unsicherheit des linearen Trends geschätzt werden. Dabei enthält $\text{std}[X]$ sowohl den Messfehler als auch die Variabilität der Jahresmittelwerte.

4. Ergebnisse

Abbildung 4.1 zeigt exemplarisch die Tagesmittelwerte der SSTs und die zugehörigen $1\text{-}\sigma$ -Unsicherheit des unbearbeiteten Datensatzes vom 1. Januar 1982. Das überschreiten der Farbskala einiger Datenpunkte ist in dieser und nachfolgenden Darstellungen durch Pfeile an den Farbskalen gekennzeichnet. Die SSTs sind am Äquator am höchsten und werden polwärts kleiner. Die Temperaturen sind auf der Südhemisphäre erwartungsgemäß höher, da Tagesmittelwerte des 1. Januar dargestellt werden. Die Standardabweichungen liegen in weiten Teilen des Ozeans unter $0,25\text{ K}$ und sind entlang des Golfstroms, in der Labradorsee und im Nordpolarmeer am größten, mit Werten über 2 K . Eine Fehlerrechnung wird bei der Berechnung der Mittelwerte und Anomalien nicht vorgenommen, es ist aber davon auszugehen, dass die in Abbildung 4.1 gezeigten $1\text{-}\sigma$ -Unsicherheiten bei Mittlung - durch Verringerung des stochastischen Anteils - kleiner werden.

4.1. Anomalien

Die global gemittelte, Flächen-gewichtete Anomalie der Meeresoberflächentemperatur, bezogen auf den Mittelwert aus den Jahren 1982-2020, betrug im Jahr 2020 $0,32\text{ K}$. Das wärmste Jahr war 2019 mit einer SSTA von $0,34\text{ K}$, während 1984 das kälteste Jahr mit einer SSTA von $-0,29\text{ K}$ war. Abbildung 4.2 zeigt die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen aus den Jahren 1982-2020. Gut erkennbar ist ein überwiegender Anstieg der SSTAs im betrachteten Zeitraum. Eine genaue Untersuchung des jährlichen Anstiegs wird in Abschnitt 4.2 vorgenommen.

In der Nordhemisphäre sind die SSTAs ausgeprägter, mit stark positiven SSTAs in weiten Teilen des Nordpolarmeeres. Außerdem auffällig sind SSTAs im äquatorialen Pazifik und an der Westküste Südamerikas, sowie im Nordpazifik und Nordatlantik. Als Ursache für die ausgeprägten SSTAs im Nordpolarmeer wird die polare Verstärkung vermutet (Stuecker et al., 2018). Die SSTAs im äquatorialen Pazifik, Nordpazifik und Nordatlantik werden in den nachfolgenden

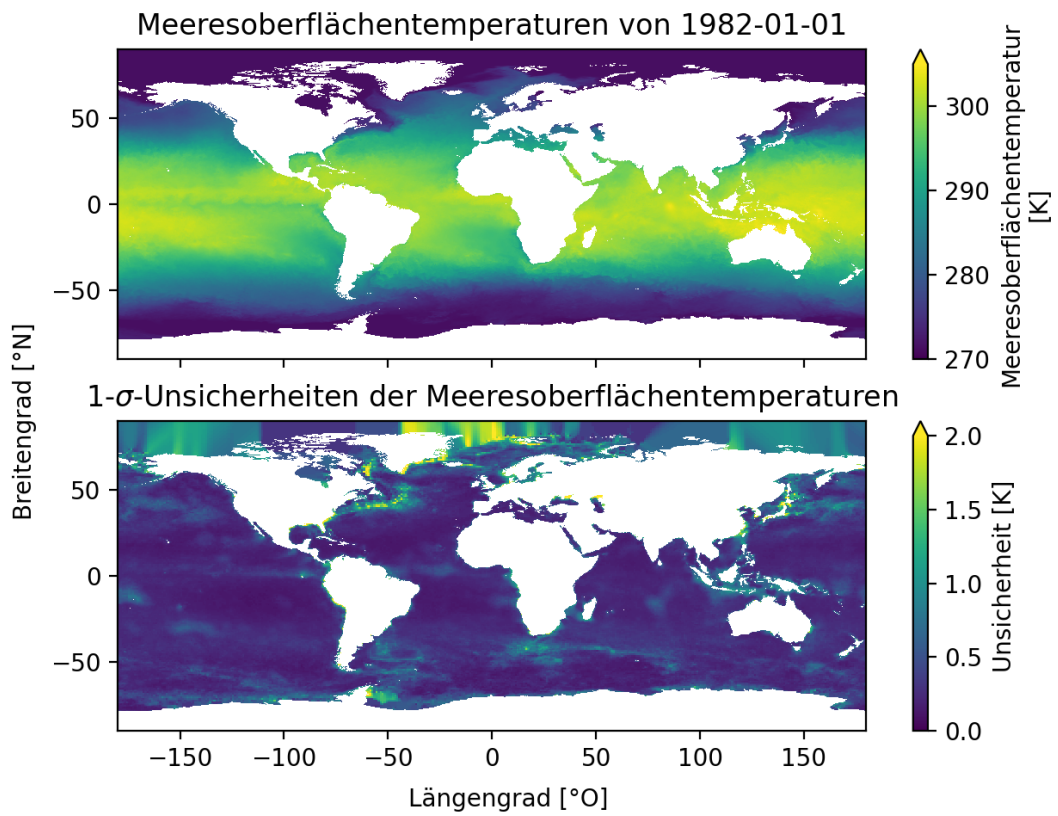


Abbildung 4.1: Tagesmittelwerte der Meeresoberflächentemperaturen von 1982-01-01 und die entsprechenden Unsicherheiten, mit einer Auflösung von $0,05^\circ \times 0,05^\circ$

Abschnitten genauer untersucht.

4.1.1. El Niño Southern Oscillation

Der äquatoriale Pazifik in Abbildung 4.2 zeigt deutlich ausgeprägte Kälteanomalien - La Niña-Ereignisse - in den Jahren 1988/89, 1999/2000 und 2010/11. Starke El Niño-Ereignisse sind in den Jahren 1982/83, 1987, 1997/98 und 2015 zu beobachten. Dabei kann gut zwischen EP El Niño-Ereignissen und CP El Niño-Ereignissen unterschieden werden. So beinhalten zum Beispiel die El Niño-Ereignisse von 1982/83, 1987 und 1997/98 stark positive SSTAs an der Westküste Südamerikas und des östlichen Pazifiks. Bei El-Niño-Ereignisse wie in den Jahren 2002, 2004 und 2015 sind dagegen eher im zentralen äquatorialen Pazifik positive SSTAs zu verorten. Wie in Abschnitt 2.2.2 erläutert gehen EP El-Niño-Ereignisse mit einer höheren Wahrscheinlichkeit in La-Niña-Ereignisse über als CP El Niño-Ereignisse. Diese Tendenz spiegelt sich in den SSTAs des Beobachtungszeitraumes wieder. So zeigen die Jahre nach EP El Niño-Ereignissen La Niña-Ereignisse in den Jahren 1984/85, 1988/89 und 1999/2000. Im Kontrast dazu folgen den CP El Niño-Ereignissen in den Jahren 2002 und 2004 keine La Niña-Ereignisse. Abbildung 4.3 zeigt den Multivariate ENSO Index Version 2 (MEI.v2, Wolter und Timlin, 2011), welcher aus fünf Variablen (Luftdruck auf Höhe der Meeresoberfläche, Meeresoberflächentemperatur, zonale und meridionale Anteile oberflächennaher Winde und emittierte Infrarotstrahlung) des Südpazifischen Beckens (siehe Tabelle 2.1) berechnet wird. Der MEI.v2 zeigt eine gute Übereinstimmung mit den beschriebenen El Niño- und La Niña-Ereignissen. Besonders heraus stechen die El Niño-Ereignisse in den Jahren 1982/83, 1997 und 2015, sowie die La Niña-Ereignisse in den Jahren 1988/89, 1999/2000 und 2010/11.

Der Verlauf des ENSO-Ereignisses aus den Jahren 1997/98 ist in Abbildung 4.4 exemplarisch dargestellt. Im April 1997 zeigt der östliche Pazifik (El Niño-Regionen 1+2) positive SSTAs. Bereits im Juni 1997 weist der gesamte äquatoriale Pazifik positive SSTAs auf, die Meeresoberflächentemperaturen an der peruanischen Küste haben sich weiter erhöht und nach Süden ausgeweitet. Im

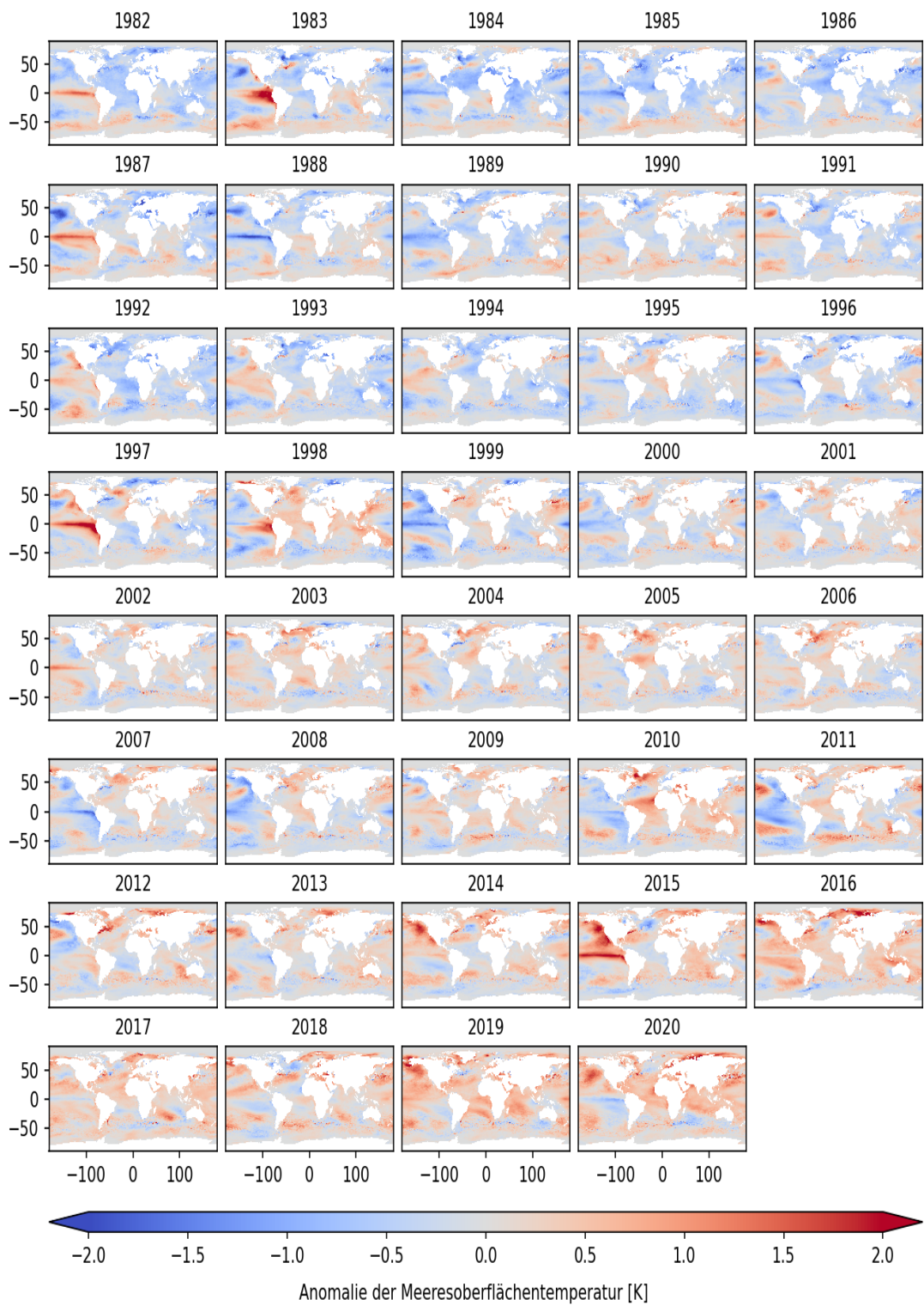


Abbildung 4.2: Meeresoberflächentemperaturanomalien von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020, mit einer Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$

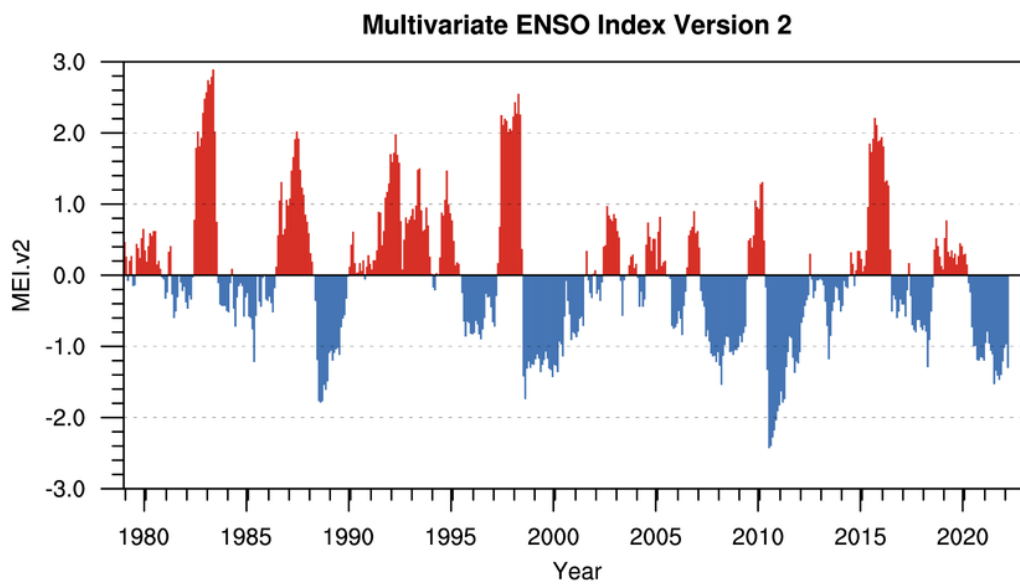


Abbildung 4.3: Verlauf des Multivariate ENSO Index Version 2 von 1980-2020, mit El Niño-Ereignissen (rot) und La Niña-Ereignissen (blau). Als ENSO-Ereignis werden Ausschläge von über $\pm 0,5$ bezeichnet. Quelle der Graphik: Wolter und Timlin, 2011

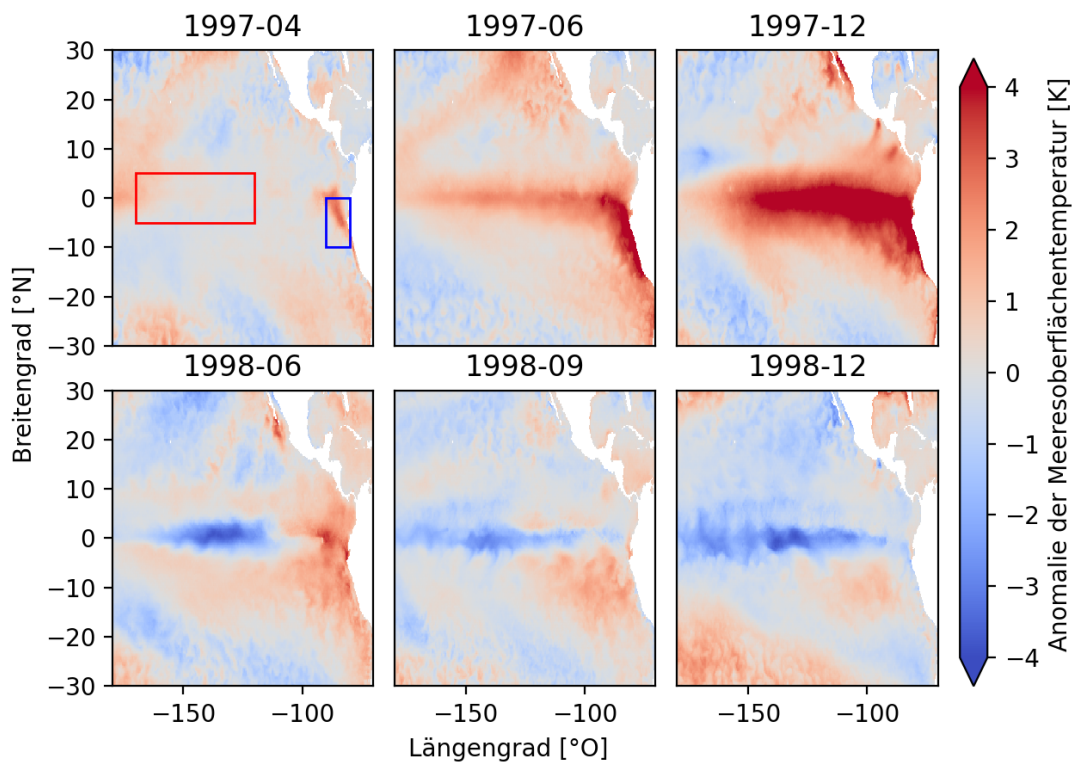


Abbildung 4.4: Meeresoberflächentemperaturanomalien einzelner Monate aus den Jahren 1997/98, bezogen auf die jeweils mittleren Monate der Jahre 1982-2020, während eines ENSO-Ereignisses. Die El Niño-Region 3.4 ist oben links in rot dargestellt, El Niño-Region 1+2 in blau

Dezember 1997 erreicht das El Niño-Ereignis sein Maximum mit SSTAs bis zu 7,1 K. Die SSTAs bauen sich nur langsam ab und bestehen im östlichen Pazifik bis in den Sommer 1998. Im Juni 1998 ist der Übergang zu einem La Niña-Ereignis zu erkennen. Der zentrale äquatoriale Pazifik (El Niño-Region 3.4) weist negative SSTAs auf, welche sich im Verlauf des Jahres über den gesamten äquatorialen Pazifik ausweiten und bis zu $-3,2$ K im Dezember 1998 erreichen. Der monatliche Verlauf dieses ENSO-Ereignisses ist dem Anhang beigefügt (Abbildung A.1).

4.1.2. Pazifische Dekaden-Oszillation

Negative SSTAs im zentralen Nordpazifik und positive SSTAs im östlichen Nordpazifik - Positive Phasen der PDO - sind in Abbildung 4.2 besonders ausgeprägt in den Jahren 1983, 1986/87, 1993, 1996/97 und 2014-2016 zu beobachten. Negative Phasen der PDO - mit umgekehrter räumlicher Verteilung der SSTAs - sind 1991, 1999, 2007-2009 und 2011/12 stark ausgeprägt. Auffällig ist außerdem, dass stark ausgeprägte PDO-Phasen mit ENSO-Ereignissen zusammen fallen. Diese Beobachtung entspricht den in den Abschnitten 2.2.2 und 2.2.3 beschriebenen Wechselwirkungen zwischen ENSO-Ereignissen und der PDO.

Der Verlauf des PDO-Index von 1900-2020 ist auf Abbildung 4.6 dargestellt (Wikipedia contributors, 2020). Gut erkennbar sind die stark positiven PDO-Phasen in den Jahren 1983, 1986/87, 1993 und 1996/97, sowie 2014/15. Außerdem auffällig sind die stark negativen PDO-Phasen in den Jahren 1991, 1999 und 2011/12. Somit stimmen die beobachteten Anomalien gut mit dem PDO-Index überein.

Die räumlichen Verteilungen einer positiven und einer negativen Phase der PDO sind in Abbildung 4.5 exemplarisch dargestellt. Gut zu erkennen ist das typische Hufeisenmuster entlang der nordamerikanischen Westküste bis zum Äquator. Im Gegensatz zu El Niño und La Niña unterscheiden sich die positiven und negativen Phasen der PDO kaum in ihrer räumlichen Verteilung und stellen jeweils das Negativ voneinander dar. Die SSTAs erreichen im Jahr 1997 Maximalwerte von 2,1 K im Nordostpazifik und Minimalwerte von -1,5 K im zentralen Nordpazifik. Im Jahr 1999 erreicht der Nordostpazifik Minimalwerte von -2,1 K und Maximalwerte im zentralen Nordpazifik von 1,5 K.

4.1.3. Nordatlantische Oszillation

In Abbildung 4.2 zeigt der Nordatlantik während der 80er und 90er Jahre überwiegend positive SSTAs entlang des Golfstroms und negative SSTAs in der Labradorsee - positive Phasen der NAO. Ausnahmen stellen die Jahre 1985 und 1996/97, mit SSTAs entsprechend einer negativen Phase der NAO, dar. Von 2001 bis 2011 ist eine negative Phase der NAO zu erkennen, mit

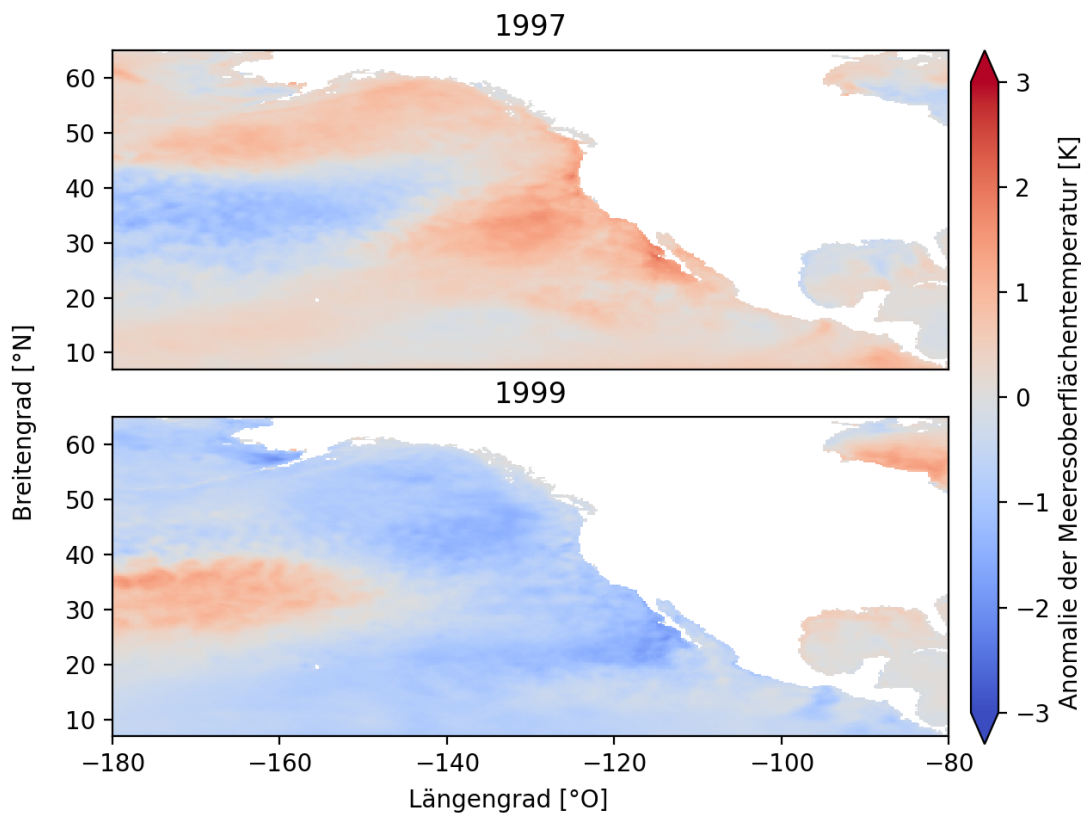


Abbildung 4.5: Meeresoberflächentemperaturanomalien aus den Jahren 1997/99, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020, während einer positiven Phase (1997) und einer negativen Phase (1999) der PDO

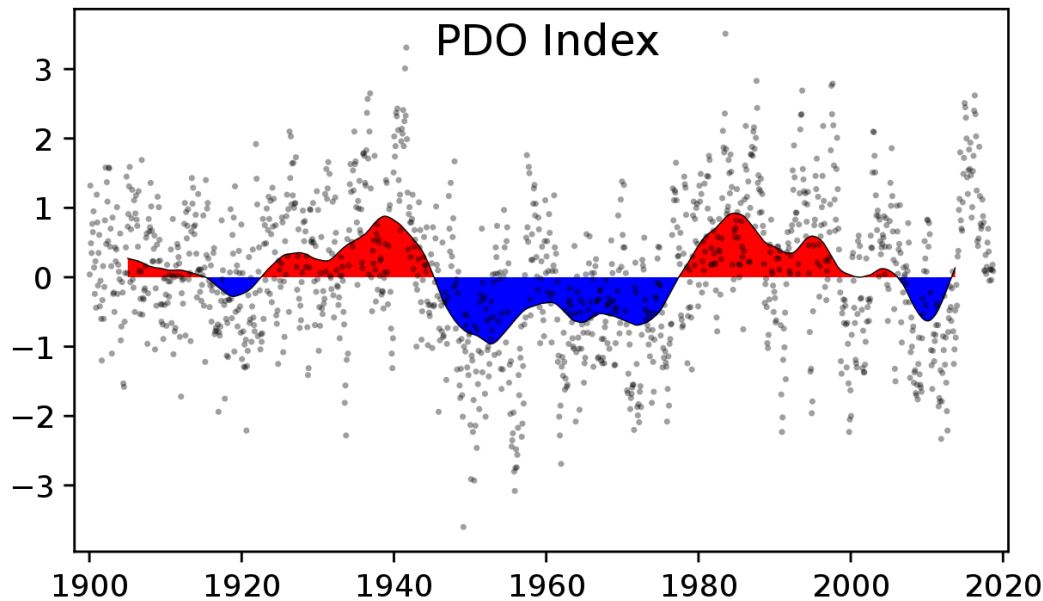


Abbildung 4.6: Verlauf des PDO Index von 1900-2020, mit positiven Phasen (rot) und negativen Phasen (blau). Quelle der Graphik: Wikipedia contributors, 2020

besonders ausgeprägten SSTAs im Jahr 2010. Ab 2012 ist wieder eine SSTA-Ausprägung entsprechend einer positiven Phase der NAO zu erkennen. Im Gegensatz dazu zeigt 2019 eine negative Phase der NAO. Abbildung 4.8 zeigt den NAO-Winterindex (Jones et al., 2017), berechnet aus den standardisierten Luftdruckanomalien zwischen Gibraltar (Spanien) und Reykjavik (Island). Gut erkennbar ist der zuvor beschriebene Verlauf der NAO-Phasen mit überwiegend positiven NAO-Phasen bis 2001, negativen NAO-Phasen bis 2011 und mehrheitlich positiven Phasen ab 2012. Ebenfalls heraus stechen die beschriebenen stark ausgeprägten negativen NAO-Phasen in den Jahren 1996/97 und 2010. In Abbildung 4.7 sind jeweils eine positive und eine negative Phase der NAO exemplarisch dargestellt. Das Jahr 2018 zeigt negative SSTAs von Island bis Neufundland und im äquatorialen Atlantik, sowie an der Westküste Nordafrikas. Positive SSTAs sind entlang des Golfstroms und in der Nord- und Ostsee zu finden. Diese dreigliedrige Verteilung entspricht der in Abschnitt 2.2.4 beschriebenen SSTAs während einer positiven Phase der NAO. Das Jahr 2010 zeigt die typische SSTA-Ausprägung einer negativen NAO-Phase. Der

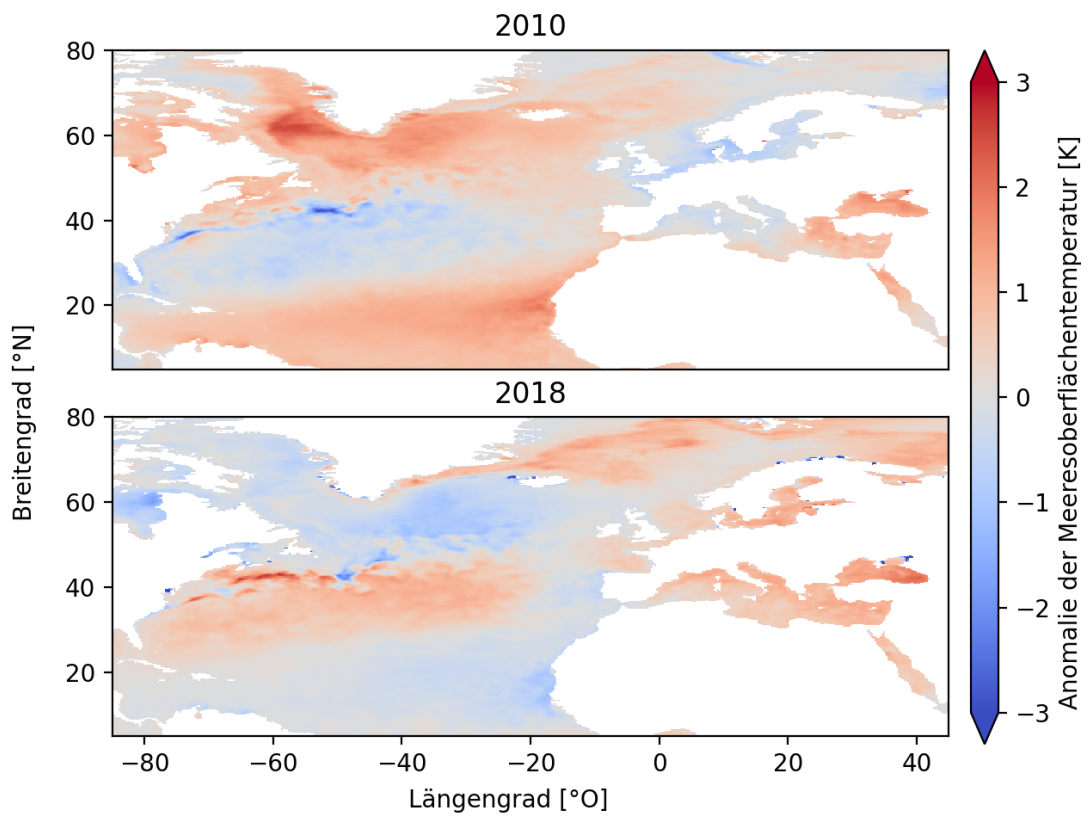


Abbildung 4.7: Meeresoberflächentemperaturanomalien aus den Jahren 2010/18, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020, während einer positiven Phase (2018) und einer negativen Phase (2010) der NAO

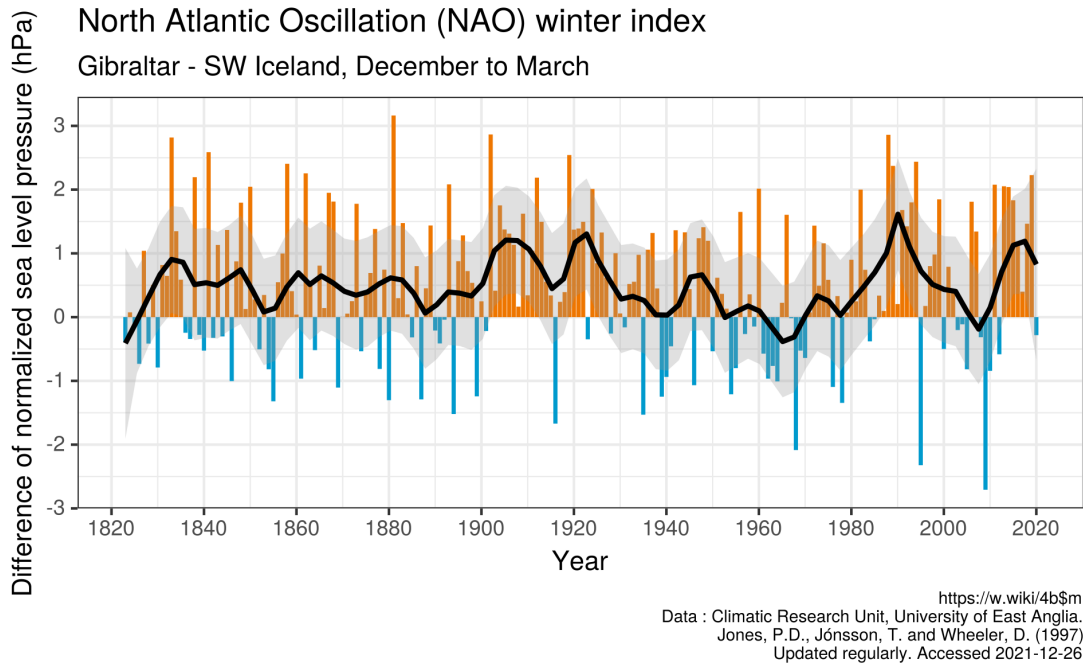


Abbildung 4.8: Verlauf des NAO Winter Index von 1820-2020, mit positiven Phasen (orange) und negativen Phasen (blau). Quelle der Graphik: Jones et al., 2017

Golfstrom weist im Jahr 2010 negative SSTAs bis $-2,97\text{ K}$ auf während der Nordatlantik zwischen Island und Grönland positive SSTAs mit Maximalwerten von $1,8\text{ K}$ und die Labradorsee positive SSTAs von bis zu $2,6\text{ K}$ zeigen. Im Jahr 2018 zeigt der Golfstrom positive SSTAs bis zu $2,8\text{ K}$, die Labradorsee und der Nordatlantik zwischen Island und Grönland sind mit $-0,6\text{ K}$ und $-2,1\text{ K}$ kälter als im Mittel.

4.2. Linearer Trend

Die nach Abschnitt 3 berechneten linearisierten jährlichen Anstiege der Meeresoberflächentemperaturen sind in Abbildung 4.9 oben dargestellt. Darunter sind die geschätzten $1\text{-}\sigma$ -Unsicherheiten aufgetragen. Der globale flächengewichtete mittlere jährliche Anstieg beträgt $0,013\text{ K a}^{-1}$. Gut zu erkennen ist der auf der Nordhemisphäre stärker ausgeprägte Anstieg der SSTs, mit ei-

nem jährlichen Anstieg von $0,02 \text{ K a}^{-1}$, während der jährliche Anstieg auf der Südhemisphäre lediglich $0,008 \text{ K a}^{-1}$ beträgt. Besonders stark steigt die Meeresoberflächentemperatur in den Binnenmeeren, vorrangig in dem Mittelmeer ($0,037 \text{ K a}^{-1}$), dem Schwarzen Meer ($0,05 \text{ K a}^{-1}$) und der Ostsee ($0,045 \text{ K a}^{-1}$). Außerdem zeigen das Europäische Nordmeer ($0,03 \text{ K a}^{-1}$), die Labradorsee ($0,04 \text{ K a}^{-1}$) und der zentrale Nordpazifik ($0,02 \text{ K a}^{-1}$) deutliche Anstiege. Im Gegensatz dazu ist der jährliche Anstieg zwischen Neufundland und Island ($0,01 \text{ K a}^{-1}$), im äquatorialen Pazifik ($0,003 \text{ K a}^{-1}$), im südöstlichen Pazifik - westlich der Südamerikanischen Küste - ($0,002 \text{ K a}^{-1}$) und im Südpolarmeer ($-0,002 \text{ K a}^{-1}$) sehr gering. Die Unsicherheiten sind erwartungsgemäß groß in Bereichen mit ausgeprägten Anomalien (Abschnitt 4.1). Dementsprechend zeigen der äquatoriale Pazifik, der Nordpazifik und der Nordatlantik große Unsicherheiten. Gut zu erkennen sind außerdem der Golfstrom und der Kuroshio. Abbildung 4.10 zeigt die Bereiche in denen der jährliche lineare Anstieg signifikant (violett) und wo er nicht signifikant (gelb) ist. Als signifikant werden solche Werte betrachtet, für die gilt: $m > 2 \cdot \sigma$, mit dem jährlichen linearen Anstieg m und der $1\text{-}\sigma$ -Unsicherheit des jährlichen Anstiegs. Die zuvor beschriebenen Bereiche mit niedrigen jährlichen Anstiegen sind demzufolge Bereiche in denen der jährliche lineare Anstieg nicht signifikant ist. In dem überwiegenden Teil des Nordpazifiks, im Zentralatlantik, im Indischen Ozean, im Europäischen Nordmeer, in der Labradorsee und im Nordpolarmeer - südlich von 80°N - dagegen sind die jährlichen Anstiege signifikant.

4.3. Schulische Anwendungen

Je nachdem in welcher Tiefe sich mit dem Thema Meeresoberflächentemperaturen auseinandergesetzt werden soll, bieten sich verschiedene Jahrgangsstufen, je nach Bundesland und Schulform, an. Im Bundesland Bremen zum Beispiel wird der Energiebegriff an Oberschulen und Gymnasien in den Jahrgängen 9-10 eingeführt (Landesinstitut für Schule, 2006). Somit kann das Thema Meeresoberflächentemperaturen herangezogen werden um sich mit dem Energiebegriff, sowie Energietransport und Energieumwandlung auseinanderzusetzen. In der Qualifikationsphase 1 (Q1) werden die Hauptsätze der Thermodyna-

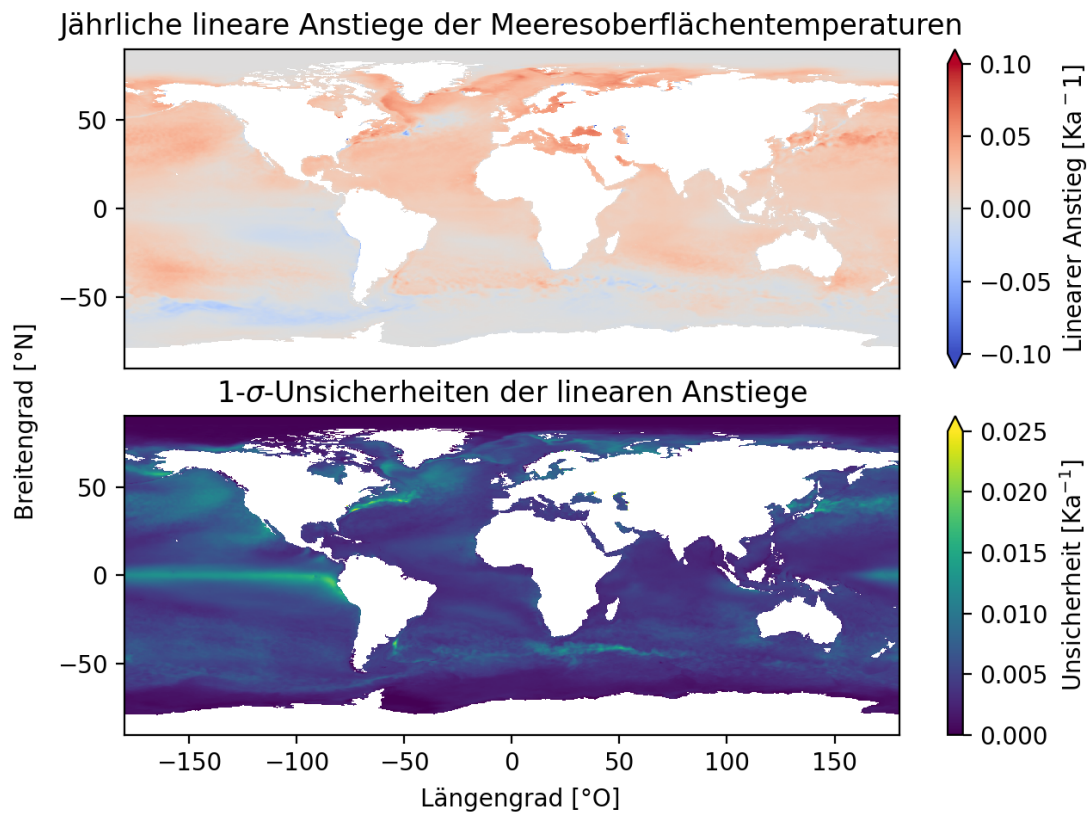


Abbildung 4.9: Graphische Darstellung der linearen Anstiege und der 1- σ -Unsicherheiten, berechnet aus den Jahresmittelwerten von 1982-2020

Signifikanz des jährlichen linearen Anstiegs

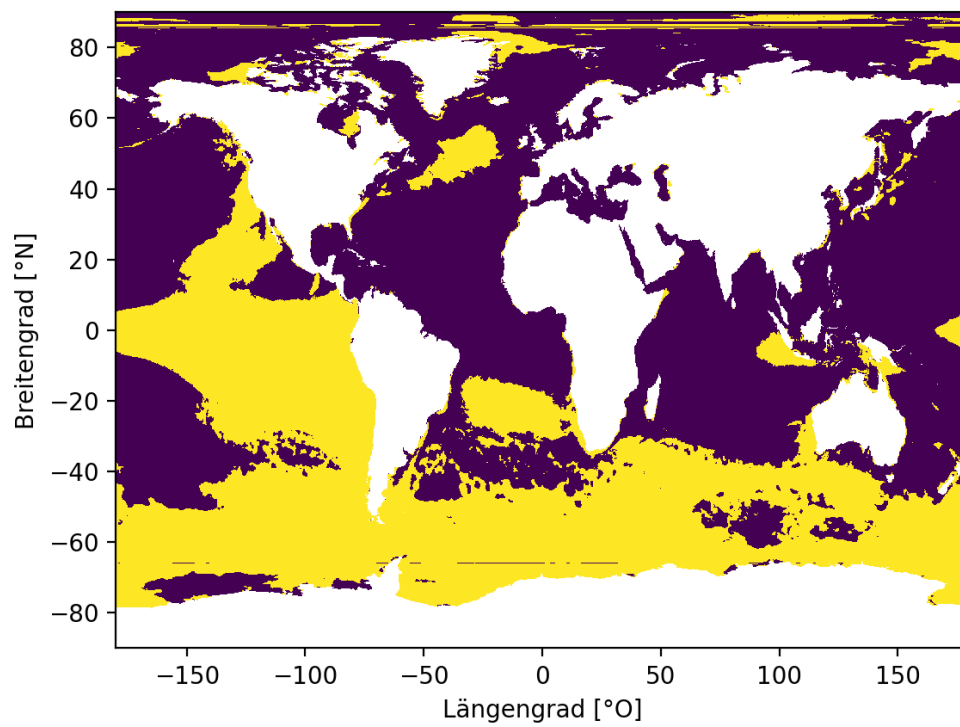


Abbildung 4.10: Graphische Darstellung der Signifikanz der linearen Anstiege, signifikante Bereiche in lila, nicht signifikante Bereiche in gelb

mik, sowie Zustandsänderungen idealer Gase thematisiert. Daher bietet sich eine ausführlichere Thematisierung von Meeresoberflächentemperaturen, globalen Zirkulationsmustern und Wechselwirkungen zwischen dem Ozean und den Auswirkungen des Klimawandels in der Q1 an Gymnasien an. Im nachfolgenden Abschnitt werden beispielhafte Leitfragen vorgestellt. Diese können mit den, mit Hilfe der Python Module Bokeh und Holoviews, erstellten interaktiven Implementierungen bearbeitet werden.

4.3.1. Einführung Meeresoberflächentemperaturen

Als Einstieg in das Thema Meeresoberflächentemperaturen eignet sich eine Darstellung der Mittelwerte über den gesamten Beobachtungszeitraum. Damit kann die räumliche Ausprägung untersucht und ein Eindruck über mittlere Meeresoberflächentemperaturen gewonnen werden. Abbildung 4.11 zeigt einen Screenshot der Bokeh-Implementierung der Mittelwerte. Zur Verfügung stehen Tools zum Zoomen, Verschieben, Zurücksetzen, Speichern und Hovern. Mit Hilfe des Hover-Tools können die Längen- und Breitengrade, sowie der dargestellte Wert für jeden Datenpunkt abgerufen werden. Nachfolgend sind exemplarische Leitfragen zur Einführung in das Thema Meeresoberflächentemperaturen aufgelistet, welche mit dieser HTML-Datei bearbeitet werden können.

- „Wie sieht die räumliche Verteilung der Meeresoberflächentemperaturen aus?“
- „Wie sind die mittleren Meeresoberflächentemperaturen im Mittelmeer, der Nordsee, dem äquatorialen Pazifik und dem Nordpolarmeer?“
- „Wie viel höher sind die Meeresoberflächentemperaturen am Äquator im Vergleich zu den in höheren Breiten und woher kommt diese Differenz?“

Im Fokus dieser Leitfragen steht der Temperaturgradient von hohen Meeresoberflächentemperaturen am Äquator zu niedrigen Meeresoberflächentempe-

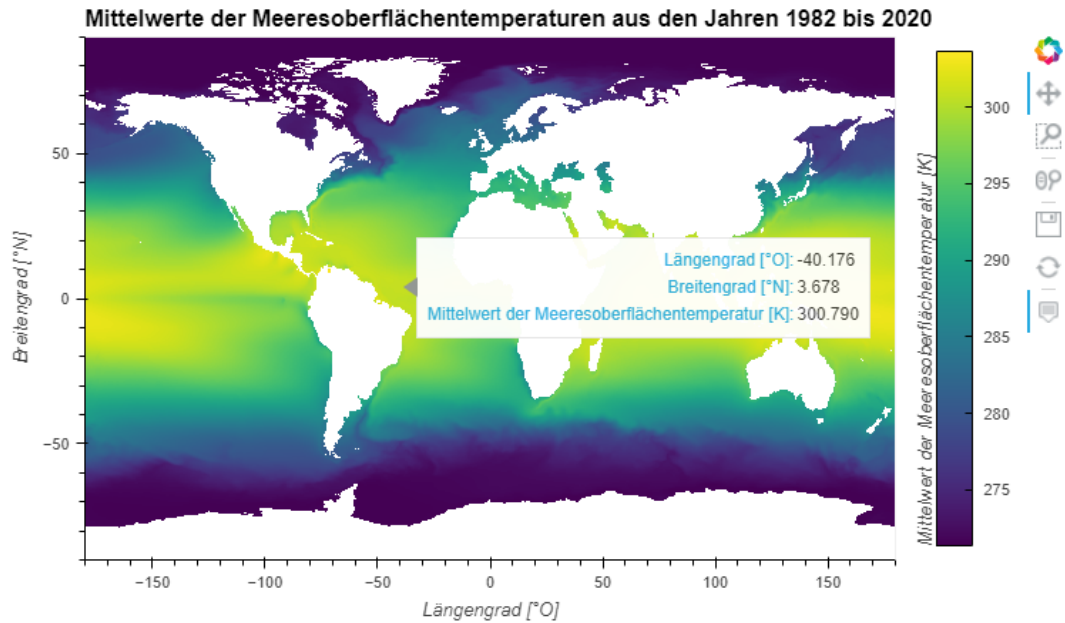


Abbildung 4.11: Screenshot der Bokeh-Implementierung der mittleren Meeresoberflächentemperaturen von 1982-2020

turen an den Polen. Unter Zuhilfenahme des Hover-Tools können die unterschiedlichen Regionen betrachtet und mittlere Meeresoberflächentemperaturen verglichen werden. Diese Betrachtungen sollen zu der Erkenntnis führen, dass die Meeresoberflächentemperaturen maßgeblich von dem Einfallswinkel der Sonne beeinflusst und mit zunehmenden Breitengraden kleiner werden. Basierend auf dieser Erkenntnis können von den Schülerinnen und Schülern Hypothesen aufgestellt werden, ob und wie sich die Meeresoberflächentemperaturen im Verlauf der Jahreszeiten ändern. Exemplarische Leitfragen, für welche Hypothesen aufgestellt werden können, sind nachfolgend aufgelistet.

- „Wie ist der Jahresgang der Regionen mit den höchsten Temperaturen?“
- „Wie ist der Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen im Mittelmeer, der Nordsee, dem äquatorialen Pazifik und dem Nordpolarmeer?“
- „Wo ist der Einfluss des Jahresganges am größten/kleinsten?“

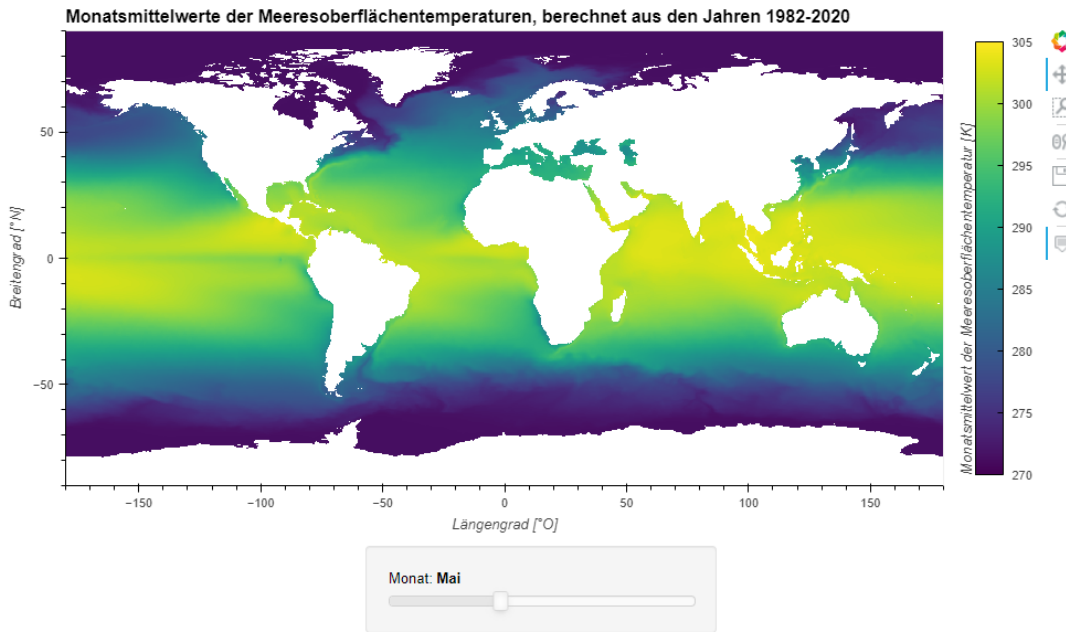


Abbildung 4.12: Screenshot der Bokeh-Implementierung der monatlichen Klimatologien von 1982-2020, dargestellt sind die Klimatologien vom Mai

Zur Beantwortung dieser Leitfragen eignen sich unterschiedliche Darstellungen der Daten. Die erste Leitfrage lässt sich gut mit der in Abbildung 4.12 gezeigten Implementierung untersuchen. Zusätzlich zu den Tools ist bei dieser Implementierung ein Schieberegler für die Monate vorhanden, mithilfe dessen der Jahresgang betrachtet werden kann. Aufbauend auf dem Wissen, dass die Meeresoberflächentemperaturen maßgeblich von der Sonne beeinflusst werden, können die beschriebenen Jahresgänge mit der geeigneten Rotationsachse der Erde erklärt werden. Mit dieser Erkenntnis und dem Hover-Tool können Hypothesen zur Beantwortung der anderen Leitfragen aufgestellt werden. Diese sind mit der bisherigen Implementierung nicht gut zu beantworten, was eine inhaltliche Überleitung zu Anomalien sinnvoll macht.

4.3.2. Anomalien

Um die offenen Leitfragen zu beantworten, sind die Implementierungen, welche in Abbildungen 4.13 und 4.14 gezeigt sind, geeignet. Abbildung 4.13 zeigt eine Bokeh-Implementierung der SSTAs der Monatsmittelwerte, welche mit einem Schieberegler den zu betrachtenden Monat auswählen lässt. Damit lassen sich die auf der Nordhemisphäre, sowie in Küstennähe stärker ausgeprägten SSTAs beobachten. Außerdem werden positive (negative) SSTAs in den Sommermonaten und negative (positive) SSTAs in den Wintermonaten auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) deutlich. Diese Beobachtungen können mit der in Abbildung 4.14 dargestellten Implementierung bestätigt werden, welche regional gemittelte SSTAs für die einzelnen Monate zeigt. Die Regionen können durch Auswahl in der Legende ausgeblendet werden, was den direkten Vergleich einzelner Regionen vereinfacht. Durch den Vergleich von Nord- und Südpazifik lassen sich zum Beispiel die auf der Nordhemisphäre stärker ausgeprägten SSTAs beobachten. Die stark ausgeprägten SSTAs der gezeigten Binnenmeere deuten auf den Einfluss der Küstennähe auf die SSTAs hin. Diese Beobachtungen sollen die Asymmetrie der Nord- und Südhemisphäre im Bezug auf die SSTAs mit dem größeren Anteil an Landmassen auf der Nordhalbkugel in Verbindung bringen.

Darauf aufbauend können die SSTAs der Jahresmittelwerte von 1982-2020 betrachtet werden. Exemplarische Leitfragen dazu sind nachfolgend aufgelistet.

- „Wie unterscheiden sich die SSTAs der ersten Jahre von denen der letzten Jahre?“
- „In welchen Regionen sind die SSTAs besonders ausgeprägt?“
- „Wie haben sich die SSTAs in diesen Regionen entwickelt?“

Die in Abbildung 4.15 gezeigte Implementierung erlaubt es, einen Überblick über SSTAs zu gewinnen und den Verlauf dieser während des Beobachtungs-

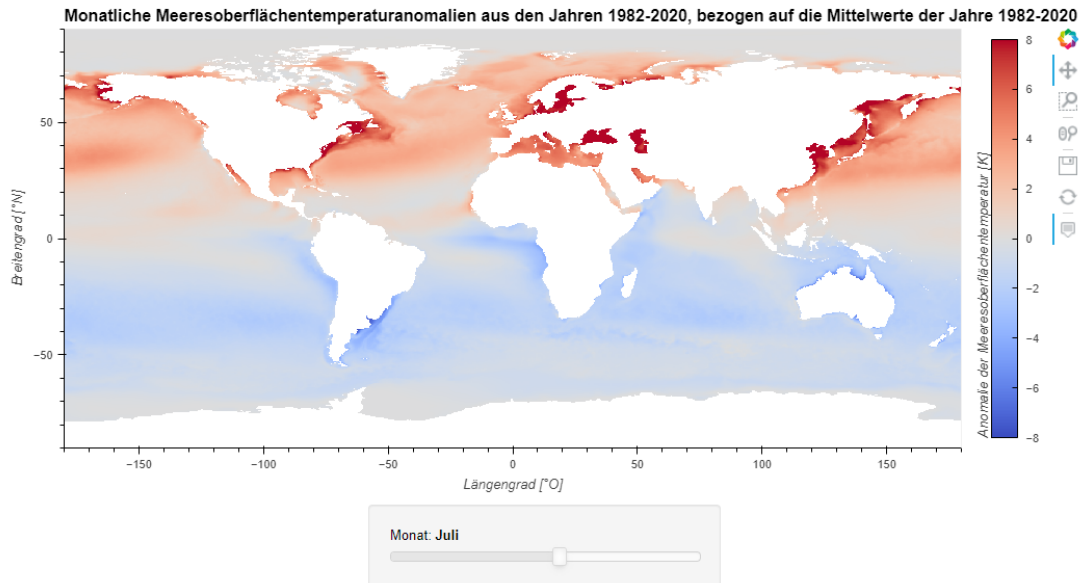


Abbildung 4.13: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die Anomalien der Klimatologien von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020, dargestellt sind die Anomalien vom Juli

zeitraumes zu betrachten. Mit dem Schieberegler können die einzelnen Jahre ausgewählt und somit Regionen mit ausgeprägten SSTAs identifiziert werden. Außerdem lässt sich ein insgesamt positiver Trend der SSTAs vermuten. Diese Beobachtung kann mit der in Abbildung 4.16 gezeigten Implementierung gefestigt werden. Diese zeigt regional gemittelte SSTAs für die Jahre 1982-2020. Regionen mit ausgeprägten SSTAs können außerdem mit Hilfe der in Abbildung 4.15 gezeigten Implementierung genauer untersucht werden. Mit Hilfe des Zoom-Tools kann eine Region ausgewählt und die SSTAs in diesem Gebiet im Verlauf der Jahre betrachtet werden. Das Hover-Tool kann genutzt werden, um die SSTAs in jedem Datenpunkt abzurufen. Im Fokus dieser Leitfragen steht der überwiegende Anstieg der SSTs im Zeitraum von 1982-2020. Außerdem kann durch die räumliche Ausprägung der SSTAs darauf geschlossen werden, dass nicht nur der Sonnenstand Auswirkungen auf die Meeresoberflächentemperaturen hat. Das lässt einen inhaltlichen Übergang zu globalen Zirkulationsmustern (zum Beispiel ENSO, PDO, NAO) zu. Abbildung 4.17 zeigt exemplarisch den Südpazifik westlich von Südamerika während eines El Niño-Ereignisses. Mit Hilfe dieser Implementierung können räumliche Vertei-

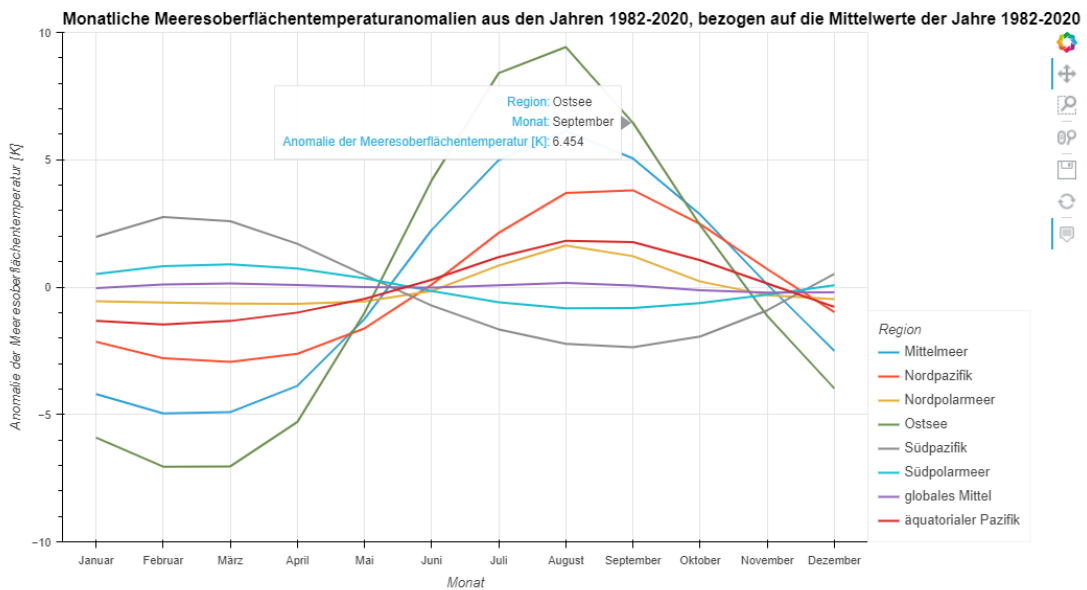


Abbildung 4.14: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die regional gemittelten Anomalien der Klimatologien. Dargestellt sind das Mittelmeer (blau), der Nordpazifik (rot), das Nordpolarmeer (orange), die Ostsee (oliv), der Südpazifik (grau), das Südpolarmeer (türkis), das globale Mittel (violett) und der äquatoriale Pazifik (dunkelrot)

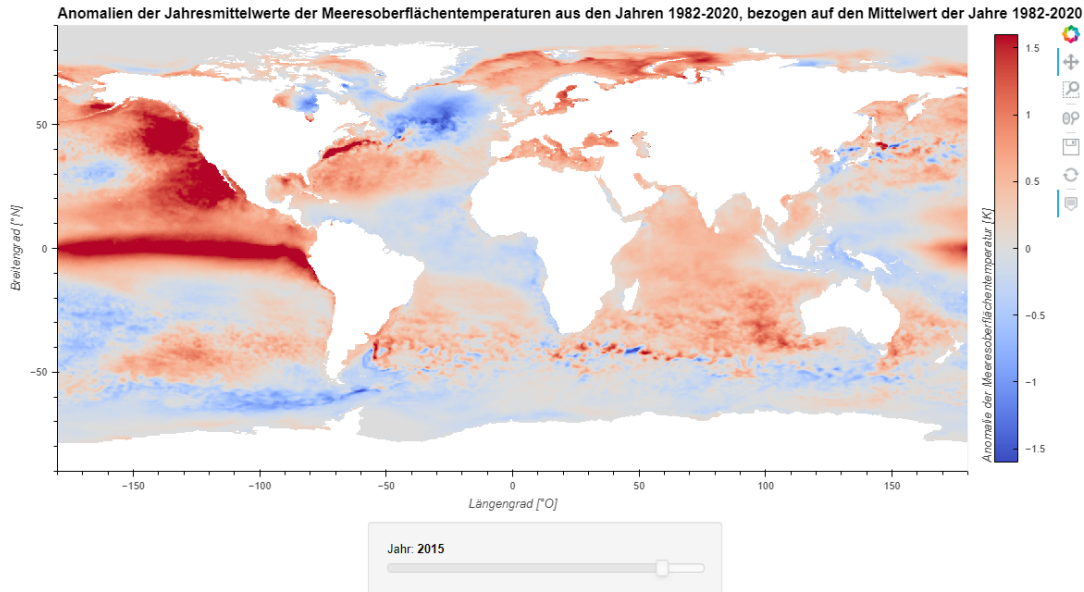


Abbildung 4.15: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die Anomalien der Jahresmittelwerte von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020. Dargestellt sind die Anomalien des Jahres 2015

lungen von ENSO-Ereignissen, ihre Periodizität, Maximal- und Minimalwerte der SSTAs und das Auftreten von La Niña-Ereignissen nach unterschiedlichen El Niño-Ereignissen untersucht werden. Exemplarische Darstellungen der Bokeh-Implementierung zur Untersuchung der PDO und NAO sind dem Anhang beigefügt (A.2,A.3).

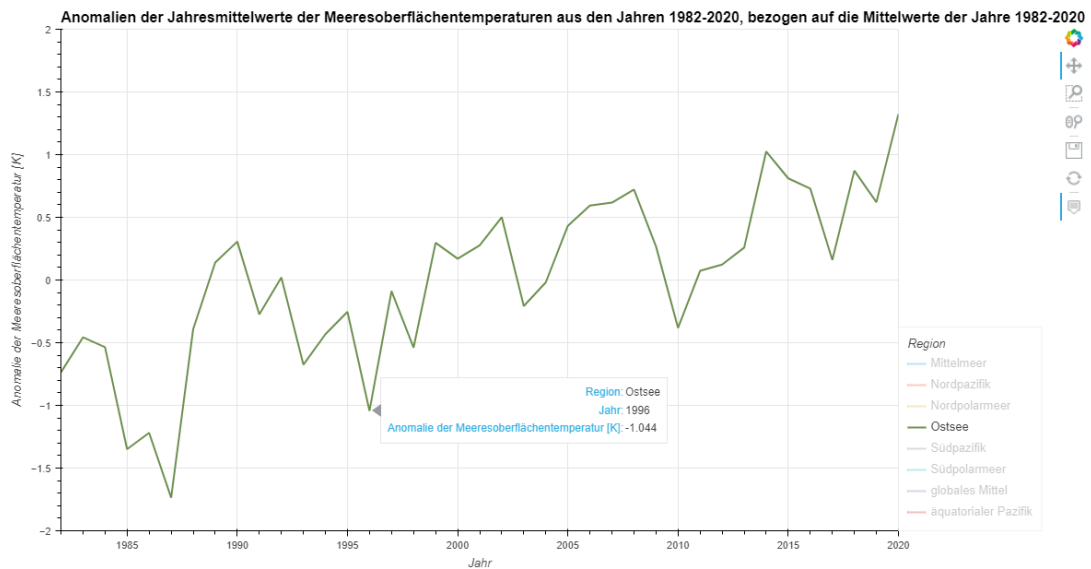


Abbildung 4.16: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die regional gemittelten Anomalien der Jahresmittelwerte von 1982-2020, dargestellt ist die Ostsee (oliv)

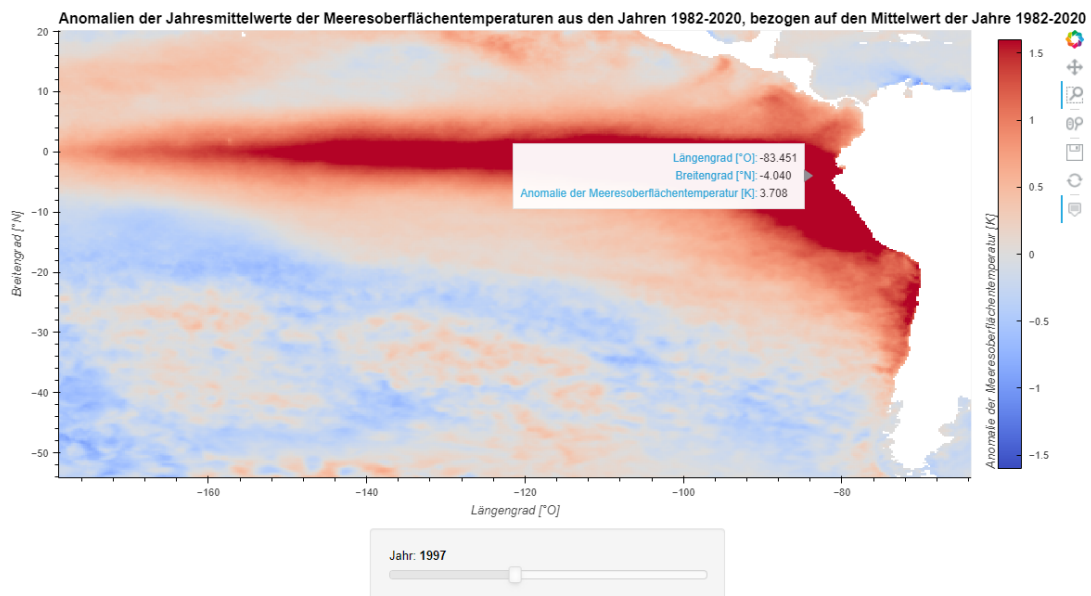


Abbildung 4.17: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die Anomalien der Jahresmittelwerte von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020. Dargestellt ist der Pazifik - westlich von Südamerika - im Jahr 1997

5. Fazit

Hinsichtlich der Jahresmittelwerte der SSTAs von 1982-2020 war 2019 das wärmste Jahr mit einer SSTA von 0,34 K und 1984 das kälteste Jahr mit einer SSTA von -0,29 K. SSTAs im Nordatlantik konnten mit Phasen der NAO in Verbindung gebracht werden und reichen von -4 K bis 3,3 K. SSTAs im Nordpazifik konnten mit Phasen der PDO in Verbindung gebracht werden, mit Minimalwerten der SSTAs von -4,4 K und Maximalwerten von 3,3 K. Im äquatorialen Pazifik sind maximale SSTAs der Jahresmittelwerte von 3,7 K und minimale SSTAs von -2,4 K vertreten. Variationen der SSTAs in dieser Region stimmen mit ENSO-Ereignissen nach dem MEI.v2 überein. Der global gemittelte lineare Trend in den Jahren 1982-2020 beträgt $0,013 \text{ K a}^{-1}$ und ist auf der Nordhemisphäre mit $0,02 \text{ K a}^{-1}$ stärker ausgeprägt als auf der Südhemisphäre ($0,008 \text{ K a}^{-1}$). Besonders ausgeprägt ist der lineare Trend in den Binnenmeeren, dem Europäischen Nordmeer und der Labradorsee. Aus den Datensätzen konnten sechs HTML-Dateien zur Thematisierung von Meeresoberflächentemperaturen an Schulen erstellt werden. Diese ermöglichen einen Einstieg in das Thema, sowie eine intensive Auseinandersetzung mit globalen Zirkulationsmustern.

Literatur

- Cook, J., Oreskes, N., Doran, P. T., Anderegg, W. R. L., Verheggen, B., Maibach, E. W., Carlton, J. S., Lewandowsky, S., Skuce, A. G., Green, S. A., Nuccitelli, D., Jacobs, P., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., und Rice, K. (2016). Consensus on consensus: a synthesis of consensus estimates on human-caused global warming. *Environmental Research Letters*, 11(4):048002. doi: 10.1088/1748-9326/11/4/048002, URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/048002>.
- Delworth, T. L., Zeng, F., Vecchi, G. A., Yang, X., Zhang, L., und Zhang, R. (2016). The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere. *Nature Geosci*, 9:509–512. URL: <https://doi.org/10.1038/ngeo2738>.
- Good, S., Embury, O., Bulgin, C., und Mittaz, J. (2019). ESA Sea Surface Temperature Climate Change Initiative (SST_cci): Level 4 Analysis Climate Data Record, version 2.0. Centre for Environmental Data Analysis, 22 August 2019. doi: 10.5285/aced40d7cb964f23a0fd3e85772f2d48.
- Jones, P., Jonsson, T., und Wheeler, D. (2017). Nordatlantischen Oszillation (NAO) Winter Index. URL: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Winter-NAO-Index-DE.svg>.
- Kasang, D. (2015). Nordatlantische Oszillation. URL: https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Nordatlantische_Oszillation.
- Landesinstitut für Schule (2006). Naturwissenschaften, Biologie - Chemie - Physik. Bildungsplan für das Gymnasium Jahrgangsstufe 5 -10. *Senator für Bildung und Wissenschaft*. verfügbar unter: <https://www.lis.bremen.de/schulqualitaet/curriculumentwicklung/bildungsplaene/sekundarbereich-i-15226>.

- NASA (2022). Global Temperature. URL: <https://climate.nasa.gov>.
- National Centers for Environmental Information (2022). Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures (SST). URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/sst>.
- Roedel, W. und Wagner, T. (2011). *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 4. Auflage. Springer Verlag.
- Schneider, N. und Cornuelle, B. D. (2005). The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, 18(21):4355 – 4373. doi: 10.1175/JCLI3527.1, URL: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/21/jcli3527.1.xml>.
- Spektrum (2001). Fernerkundung. URL: <https://www.spektrum.de/lexikon/geographie/fernerkundung/2424>.
- Stuecker, M., Bitz, C., Armour, K., Proistosescu, C., Kang, S. M., Xie, S.-P., Kim, D., McGregor, S., Zhang, W., Zhao, S., Cai, W., Dong, Y., und Jin, F.-F. (2018). Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. *Nature Clim Change*, 8:1076 – 1081. URL: <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0339-y>.
- Timmermann, A., An, S.-I., Kug, J.-S., Jin, F.-F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K. M., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., Stein, K., Wittenberg, A. T., Yun, K.-S., Bayr, T., Chen, H.-C., Chikamoto, Y., Dewitte, B., Dommenget, D., Grothe, P., Guilyardi, E., Ham, Y.-G., Hayashi, M., Ineson, S., Kang, D., Kim, S., Kim, W., Lee, J.-Y., Li, T., Luo, J.-J., McGregor, S., Planton, Y., Power, S., Rashid, H., Ren, H.-L., Santoso, A., Takahashi, K., Todd, A., Wang, G., Wang, G., Xie, R., Yang, W.-H., Yeh, S.-W., Yoon, J., und ands Xuebin Zhang, E. Z. (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559:535–545. URL: <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0252-6>.
- Trenberth, K., Zhang, R., und National Center for Atmospheric Research Staff

(Eds) (2021). The Climate Data Guide: Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO). URL: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.

Wang, L., Ting, M., und Kushner, P. J. (2017). A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate. *Sci Rep*, 7:279. URL: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00353-y>.

Wikipedia contributors (2020). Observed monthly values for the PDO (1900–sep2019, dots) and 10-year averages. URL :https://en.wikipedia.org/wiki/Pacific_decadal_oscillation#/media/File:PDO.svg; Online, accessed 17.04.2022.

Wolter, K. und Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Intl. J. Climatology*, 31:1074–1081. doi: 10.1002/joc.2336.

A. Anhang

Tabelle A.1: Übersicht der zur Datenerhebung verwendeten Satelliten und des Typs der verwendeten Messinstrumente.

Satellit	Typ
ERS 1	ATSR
ERS 2	ATSR
Envisat	ATSR
MetOp-A	AVHRR
MetOp-B	AVHRR
MetOp-C	AVHRR
NOAA-(6-19)	AVHRR
Sentinel-3A	SLSTR
Sentinel-3B	SLSTR

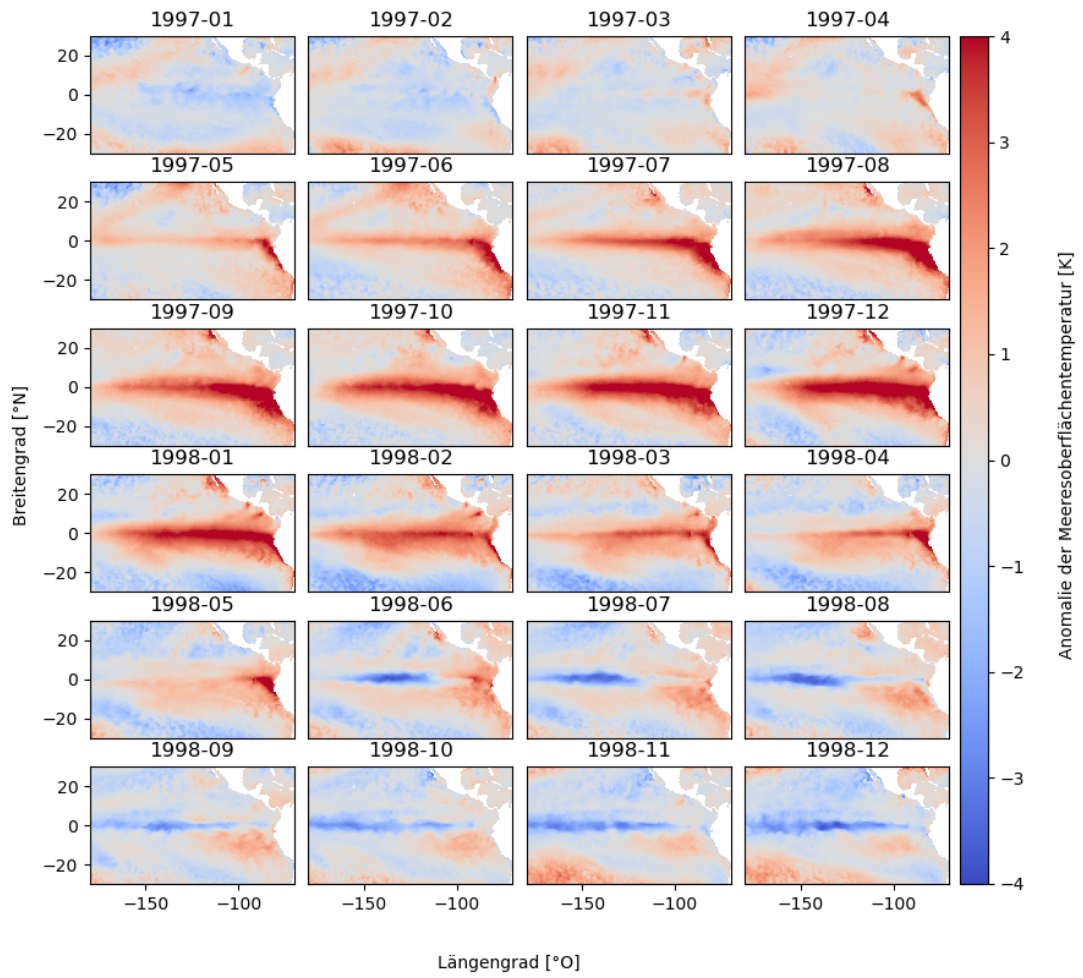


Abbildung A.1: Monatlicher Verlauf der SSTAs im äquatorialen Pazifik der Jahre 1997/98.

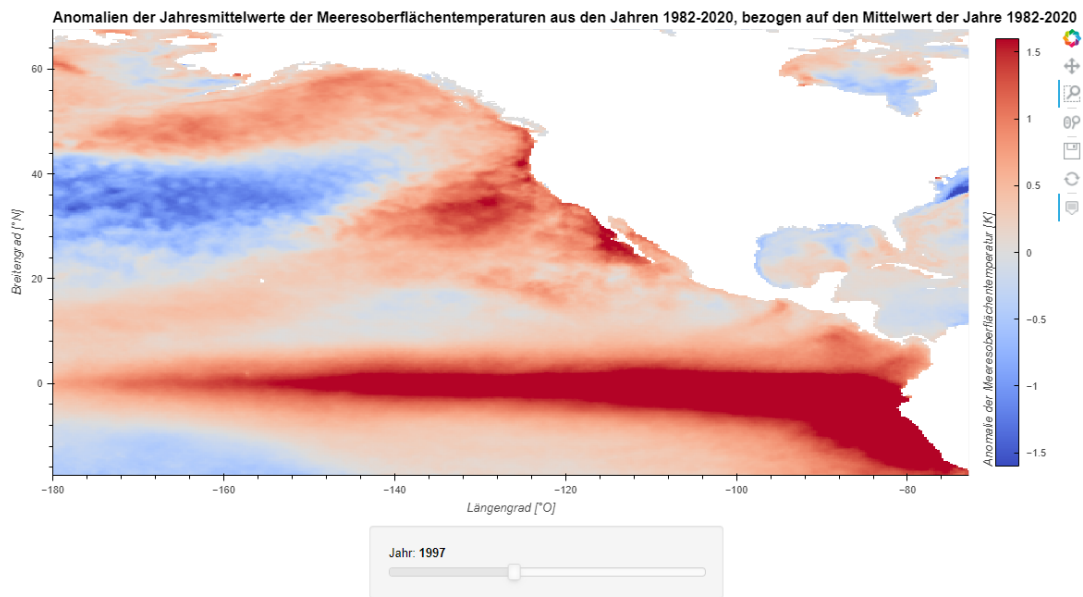


Abbildung A.2: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die Anomalien der Jahresmittelwerte von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020. Dargestellt ist der Nordpazifik im Jahr 1997.

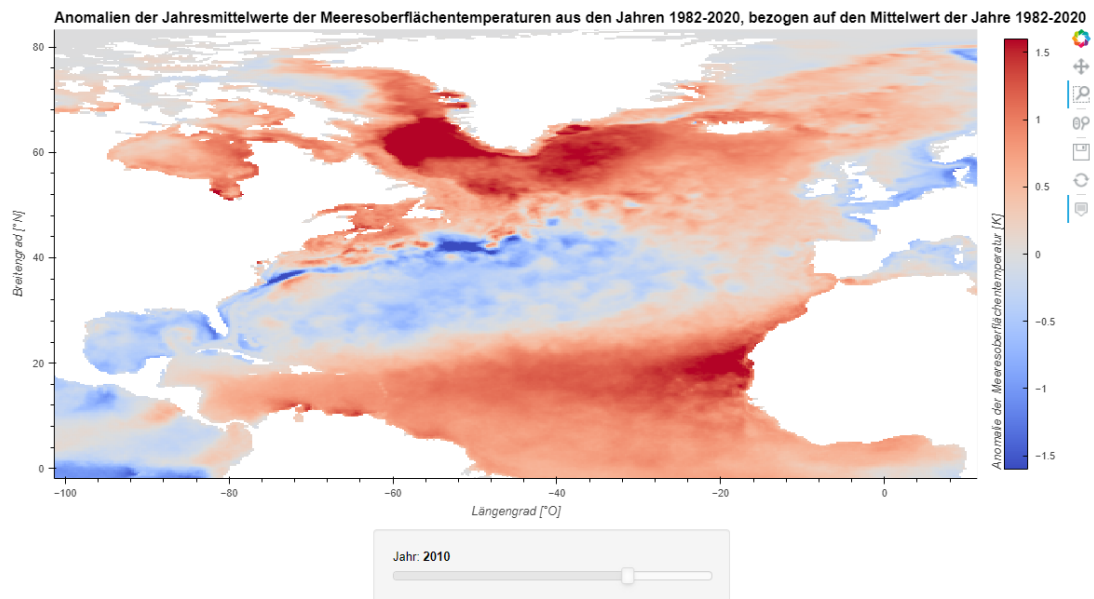


Abbildung A.3: Screenshot der Bokeh-Implementierung für die Anomalien der Jahresmittelwerte von 1982-2020, bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1982-2020. Dargestellt ist der Nordatlantik im Jahr 2010.

Hinweise zu den offiziellen Erklärungen

1. Alle drei Erklärungen sind **unverändert im Wortlaut** in **jedes Exemplar** der BA-/MA-Arbeit **fest mit einzubinden** und jeweils **im Original zu unterschreiben**.
2. In der digitalen Fassung kann auf die Unterschrift verzichtet werden. Die Angaben und Entscheidungen müssen jedoch enthalten sein.

Zu A

Bitte ergänzen Sie die notwendigen Angaben.

Zu B

Die Einwilligung kann jederzeit durch Erklärung gegenüber der Universität Bremen mit Wirkung für die Zukunft widerrufen werden.

Zu C

Das Einverständnis mit der Überprüfung durch die Plagiatsoftware *Plagscan* und der dauerhaften Speicherung des Textes ist freiwillig. Die Einwilligung kann jederzeit durch Erklärung gegenüber der Universität Bremen mit Wirkung für die Zukunft widerrufen werden.

Im Jahr 2019 wird die Software zunächst in einigen Fachbereichen eingesetzt.

Weitere Informationen zur Überprüfung von schriftlichen Arbeiten durch die Plagiatsoftware sind im Nutzungs- und Datenschutzkonzept enthalten. Diese finden Sie auf der Internetseite der Universität Bremen.

Offizielle Erklärungen von

Nachname: _____ Vorname: _____
Matrikelnr.: _____

A) Eigenständigkeitserklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Alle Teile meiner Arbeit, die wortwörtlich oder dem Sinn nach anderen Werken entnommen sind, wurden unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht. Gleiches gilt auch für Zeichnungen, Skizzen, bildliche Darstellungen sowie für Quellen aus dem Internet.

Die Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Prüfungsleistung eingereicht.

Die elektronische Fassung der Arbeit stimmt mit der gedruckten Version überein.

Mir ist bewusst, dass wahrheitswidrige Angaben als Täuschung behandelt werden.

B) Erklärung zur Veröffentlichung von Bachelor- oder Masterarbeiten

Die Abschlussarbeit wird zwei Jahre nach Studienabschluss dem Archiv der Universität Bremen zur dauerhaften Archivierung angeboten. Archiviert werden:

- 1) Masterarbeiten mit lokalem oder regionalem Bezug sowie pro Studienfach und Studienjahr 10 % aller Abschlussarbeiten
- 2) Bachelorarbeiten des jeweils ersten und letzten Bachelorabschlusses pro Studienfach u. Jahr.

- Ich bin damit einverstanden, dass meine Abschlussarbeit im Universitätsarchiv für wissenschaftliche Zwecke von Dritten eingesehen werden darf.
- Ich bin damit einverstanden, dass meine Abschlussarbeit nach 30 Jahren (gem. §7 Abs. 2 BremArchivG) im Universitätsarchiv für wissenschaftliche Zwecke von Dritten eingesehen werden darf.
- Ich bin nicht damit einverstanden, dass meine Abschlussarbeit im Universitätsarchiv für wissenschaftliche Zwecke von Dritten eingesehen werden darf.

C) Einverständniserklärung über die Bereitstellung und Nutzung der Bachelorarbeit / Masterarbeit / Hausarbeit in elektronischer Form zur Überprüfung durch Plagiatssoftware

Eingereichte Arbeiten können mit der Software *Plagscan* auf einen hauseigenen Server auf Übereinstimmung mit externen Quellen und der institutionseigenen Datenbank untersucht werden. Zum Zweck des Abgleichs mit zukünftig zu überprüfenden Studien- und Prüfungsarbeiten kann die Arbeit dauerhaft in der institutionseigenen Datenbank der Universität Bremen gespeichert werden.

- Ich bin damit einverstanden, dass die von mir vorgelegte und verfasste Arbeit zum Zweck der Überprüfung auf Plagiate auf den *Plagscan*-Server der Universität Bremen hochgeladen wird.
- Ich bin ebenfalls damit einverstanden, dass die von mir vorgelegte und verfasste Arbeit zum o.g. Zweck auf dem *Plagscan*-Server der Universität Bremen hochgeladen u. dauerhaft auf dem *Plagscan*-Server gespeichert wird.
- Ich bin nicht damit einverstanden, dass die von mir vorgelegte u. verfasste Arbeit zum o.g. Zweck auf dem *Plagscan*-Server der Universität Bremen hochgeladen u. dauerhaft gespeichert wird.

Mit meiner Unterschrift versichere ich, dass ich die oben stehenden Erklärungen gelesen und verstanden habe. Mit meiner Unterschrift bestätige ich die Richtigkeit der oben gemachten Angaben.

Datum, Ort

Unterschrift