

Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Bachelorarbeit

Physik des Erdsystems (B.Sc.)

Die Kopplung des Windes
in der oberen Troposphäre
mit plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen

Martje Hänsch

Matrikelnummer: 1122736

7. Dezember 2020

Betreuer: Dr. Robin Pilch Kedzierski und Dr. Thomas Martin

Zusammenfassung

Plötzliche Stratosphärenenerwärmungen (SSWs) sind Phänomene, bei denen die Temperatur in der polaren Stratosphäre zunimmt und der Polarwirbel zusammenbricht. Sie treten fast ausschließlich in der Nordhemisphäre auf und werden oft von Anomalien der troposphärischen Zirkulation gefolgt. SSWs können danach unterteilt werden, ob sie eine Auswirkung auf die Zirkulation der Troposphäre haben (dSSW) oder nicht (nSSW).

Strahlströme, auch Jetstreams genannt, sind Starkwindbänder in der Höhe der Tropopause, die ausschlaggebend für das Wetter in den mittleren Breiten sind. Sie werden durch SSWs beeinflusst, sodass sie schwächer werden und sich in Richtung Äquator verlagern. In dieser Arbeit werden Veränderungen in der Stärke und Position des Jetstreams während SSWs untersucht. Es wird getestet, ob es verschiedene Zusammenhänge gibt, wenn man dSSWs und nSSWs unterscheidet. Zusätzlich werden Meeresoberflächentemperaturen (SST) und Meereisbedeckung während SSWs betrachtet, da sie als Antrieb des Jetstreams bekannt sind. Bisherige Untersuchungen erforschen den Einfluss von SST-Anomalien im Pazifik und von Meereisanomalien auf Änderungen in der stratosphärischen Zirkulation und auf SSWs. Diese Einflüsse sind im Hinblick auf die Unterscheidung von dSSW und nSSW noch weitgehend unerforscht.

Zunächst werden Klimatologien und Trends von Jetstreams aus vorheriger Literatur mit ERA5 Reanalysedaten nachgestellt. Dann werden Komposits für einen Zeitraum von ± 90 Tagen um das kritische Datum einer SSW erstellt. Für dSSWs wird ein Rückgang in der Stärke und eine äquatorwärtige Verlagerung des Jetstreams beobachtet. Bei nSSWs treten nur schwache und nicht signifikante Veränderungen im Jetstream auf. In der Zirkulation der unteren Troposphäre zeigt sich im Bereich des Atlantiks und über Europa eine Abschwächung in Folge von dSSWs, nach nSSWs gibt es wenig Änderungen.

Anomalien der SST zeigen während nSSWs ein deutliches Muster im Pazifik, das aus kälteren Temperaturen im östlichen und nördlichen Teil des Nordpazifiks besteht und aus wärmeren Temperaturen im westlichen und zentralen Nordpazifik. Im Atlantik sind kaum Anomalien zu finden. Während dSSWs gibt es in allen Ozeanen nur schwache Anomalien. Die Meereisbedeckung in der Barents-Kara See zeigt negative Anomalien vor dSSWs und positive Anomalien vor und während nSSWs. Im Ochotskischen Meer gibt es positive Anomalien vor und während nSSWs und schwache Anomalien beider Vorzeichen vor und während dSSWs.

Abstract

Sudden stratospheric warmings (SSWs) are phenomenons of rising temperatures in the polar stratosphere combined with a breakdown of the polar vortex. They occur mainly in the Northern Hemisphere and are often followed by anomalies in the tropospheric circulation. SSWs can be classified in those events that have an impact on the tropospheric circulation (dSSW) and those that do not (nSSW).

Jet streams are ribbons of high wind speeds in the height of the tropopause and are crucial for the weather in the midlatitudes. They are affected by SSWs as they become weaker and are displaced equatorwards. In this study anomalies of jet stream position and strength are analysed during SSWs. It is tested whether there are different impacts when differing between dSSWs and nSSWs. In addition, sea ice content (SIC) and sea surface temperature (SST) are also studied during SSWs, because they are known as drivers of jet stream anomalies. Previous studies investigated influences of SST anomalies in the Pacific and of SIC anomalies on the stratospheric polar vortex and on SSWs. These influences, regarding the distinction of dSSW and nSSW, are widely unexplored yet.

First, jet stream climatologies and trends from previous literature are reproduced with ERA5 reanalysis data. Then, composites for a time period of ± 90 days around the SSW central date are made. In the results a decrease in the strength of the jet stream and an equatorward shift are seen for dSSWs. For nSSWs only weak and not significant anomalies appear. In the lower-tropospheric circulation, changes appear only in the Atlantic sector and over Europe after dSSWs and little changes are seen after nSSWs.

SST anomalies in the Pacific display a clear pattern before and during nSSWs with colder temperatures in the East Pacific and northernmost Pacific and with warmer temperatures in the Western Pacific and central North Pacific. In the Atlantic less anomalies are found. During dSSWs in all oceans only little anomalies are seen. SIC anomalies in the Barents-Kara Sea show negative anomalies before dSSWs and positive anomalies before and during nSSWs. In the Sea of Okhotsk positive anomalies can be seen before and during nSSWs and little anomalies of both signs before and during dSSWs.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Daten und Methoden	4
2.1	Daten	4
2.2	Methoden	4
2.2.1	Berechnungen von Jetstreamcharakteristiken	4
2.2.2	Komposits	6
2.2.3	Räumliche Muster	8
3	Ergebnisse	9
3.1	Klimatologie des Jetstreams	9
3.2	Trends von Jetstreamcharakteristiken	10
3.3	Komposits	13
3.4	Separate Betrachtung von dSSWs und nSSWs	16
3.5	Horizontale Muster	18
4	Diskussion und Fazit	28
5	Anhang	31
5.1	Weitere Abbildungen	31
5.1.1	Kontrollrechnung	31
5.1.2	Klimatologien	32
5.1.3	Reproduktion	34
5.1.4	Komposits	36
5.1.5	Extra Zeitraum für SST-Anomalien	39
5.2	Abbildungsverzeichnis	40
5.3	Literatur	41
5.4	Erklärung	43

1 Einleitung

In dieser Arbeit soll der Zusammenhang zwischen plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen und den Winden der oberen Troposphäre, insbesondere den Jetstreams, untersucht werden.

Jetstreams, im Deutschen Strahlströme genannt, sind dünne und mäandernde Windbänder mit hohen Windgeschwindigkeiten, die unmittelbar unterhalb der Tropopause liegen (*Archer und Caldeira, 2008; Hall et al., 2015*). Auf der Nordhalbkugel (NH) und auf der Südhalbkugel gibt es jeweils zwei Jetstreams, einen Subtropenjet und einen Polarjet.

Der Subtropenjet befindet sich am absteigenden Ast der Hadley-Zelle. Grund für die starken zonalen Westwinde ist die Erhaltung des Drehimpulses der Luftmassen, die in der Hadley-Zelle polwärts getragen werden (*Hall et al., 2015*). Der Bahndrehimpuls ist abhängig vom Abstand der Masse zur Drehachse. Bei einem polwärtigen Transport der Luftmassen verringert sich der Abstand zur Rotationsachse der Erde, sodass der Bahndrehimpuls zunimmt und sich die zonale Windgeschwindigkeit erhöht.

Der Polarjet befindet sich weiter polwärts als der Subtropenjet und liegt in den mittleren Breiten im Bereich der Polarfront, wo es einen starken meridionalen Temperaturgradienten gibt. Er wird auch als wirbelgetriebener Jet (im Englischen: eddy-driven jet) bezeichnet. Im Bereich der Polarfront entstehen Wirbel. Diese Wirbel bewirken Impuls- und Wärmeflüsse, welche den Jetstream antreiben (*Hall et al., 2015*).

Im Winter ist der meridionale Temperaturgradient aufgrund der globalen Strahlungsbilanz stärker als im Sommer. Den Wirbeln steht somit mehr Energie zur Verfügung, mit der sie den Polarjet antreiben. Der Polarjet ist daher im Winter stärker ausgeprägt. Im Sommer (NH) sind der Zenit und die drei Zirkulationszellen (Hadley-Zelle, Ferrel-Zelle und polare Zelle) nach Norden verschoben und damit verschieben sich auch die Jetstreams weiter nach Norden (vgl. Abbildung 1).

Auf der Nordhalbkugel ist es nicht immer eindeutig möglich den Polarjet und den Subtropenjet zu unterscheiden (*Koch et al., 2006*). Besonders in zeitlichen Mitteln zeigt die Struktur der Jetstreams eine spiralförmige Gestalt (*Archer und Caldeira, 2008; Koch et al., 2006*) und ist nur als ein gemeinsames Band starker Windgeschwindigkeiten auszumachen (vgl. Abbildung 1).

Die Charakteristiken des Polarjets sind relevant für das Wetter in den mittleren Breiten. Viele Extremwetterereignisse sind auf Variabilitäten des Polarjets zurückzuführen und auch Laufbahnen von Stürmen (storm tracks) sind mit dem Polarjet eng verknüpft (*Hall et al.*, 2015). Außerdem sind Regionen, in denen ein starker Jetstream verläuft, begünstigte Regionen für einen Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre (*Koch et al.*, 2006).

Hall et al. (2015) diskutieren eine Vielzahl von möglichen Antrieben des nordatlantischen Polarjets. Einer der genannten Antriebe ist die Stratosphäre. *Polvani und Kushner* (2002) sowie *Gerber und Polvani* (2009) stellen einen robusten Zusammenhang zwischen der Stärke des stratosphärischen Polarwirbels und der Position (Breitengrad) des troposphärischen Jetstreams fest. Die Untersuchungen zeigen, dass ein schwacher Polarwirbel mit einer äquatorwärtigen Verlagerung des Jetstreams einhergeht und umgekehrt. Ein Rückgang in der Stärke des Polarwirbels tritt bei plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen auf, in deren Folge auch die zuvor beschriebene äquatorwärtige Verschiebung des Jetstreams beobachtet wird (*Gerber et al.*, 2009).

Plötzliche Stratosphärenenerwärmungen (im Englischen: (Major) Sudden Stratospheric Warmings, im Folgenden SSW genannt) sind ein Phänomen, welches in manchen Wintern in der Nordhemisphäre beobachtet wird. Sie charakterisieren sich durch eine Erwärmung der polaren Stratosphäre in der Größenordnung von mehreren (bis zu 50) Grad Celsius und durch eine Umkehr des Polarwirbels in der Stratosphäre (in 10 hPa) von West- zu Ostwinden (*Labitzke*, 1972; *Barriopedro und Calvo*, 2014; *Labitzke und Van Loon*, 1999).

Ein Tag in den Monaten von November bis März, an dem das Tagesmittel des zonalen Mittels der zonalen Windkomponente bei 10 hPa und 60°N zu Ostwinden umschlägt, wird als zentrales Datum (Im Englischen: central date, im Folgenden CD) bezeichnet. Diese Definition wurde von *Charlton und Polvani* (2007) eingeführt, wird von *Karpechko et al.* (2017) verwendet und soll auch in dieser Arbeit genutzt werden.

SSWs haben oft auch Auswirkungen auf die Zirkulation in der Troposphäre. In der NH kann ein großer Teil der Variabilität der Zirkulation durch den sogenannten „Northern Annual Mode“ (NAM) erklärt werden. Der NAM (auch Arktische Oszillation) ist die erste empirische Orthogonalfunktion (EOF) des Luftdrucks zwischen 20°N und 90°N

und kann als Maß für die Stärke der zonalen Zirkulation in einem bestimmten vertikalen Level interpretiert werden (*Thompson und Wallace, 1998*). Positive Werte des NAM-Index kennzeichnen ein besonders starkes Tiefdruckgebiet im Bereich der Arktis und gehen mit starken Westwinden einher. Umgekehrt kennzeichnet ein negativer NAM-Index höhere Drücke über der Arktis und tiefere Drücke in niedrigeren Breiten.

Baldwin und Dunkerton (2001) definieren den NAM für jedes vertikale Level als EOF der 90-Tage-tiefpassgefilterten Anomalien der geopotentiellen Höhe polwärts von 20°N. Sie zeigen, dass nach SSWs negative NAM-Anomalien von der Stratosphäre in die Troposphäre übergehen und dort etwa 60 Tage bleiben.

Karpechko et al. (2017) führen eine Unterscheidung ein, die SSWs danach trennt, ob sich ihr Signal des NAM-Index auf die Troposphäre überträgt oder nicht. Erstere werden im Englischen als „downpropagating SSWs“ (im Folgenden dSSW) und letztere als „not propagating SSWs“ (im Folgenden nSSW) bezeichnet. *Karpechko et al. (2017)* zeigen zeitliche Entwicklungen des NAM-Indexes in Höhen bis 1 hPa vor und nach dem CD für dSSWs und nSSWs. Sie schlagen vor, dass NAM-Anomalien in 150 hPa während den ersten Tagen einer SSW als Hinweis dafür genommen werden könnten, ob es eine Auswirkung auf die Troposphäre gibt oder nicht.

Da der NAM-Index mit der Stärke der Jetstreams zusammenhängt, wäre zu erwarten, dass nicht nur NAM-Anomalien, sondern auch Jetstreamanomalien in Folge von dSSWs auftreten, aber nach nSSWs keinen großen Effekt zeigen.

In dieser Arbeit sollen daher Auswirkungen von SSWs, mit der Unterscheidung von dSSWs und nSSWs, auf Charakteristiken des Jetstreams untersucht werden. Im Vordergrund stehen dabei die Stärke und die Position des Jetstreams. Damit soll herausgefunden werden, ob sich die in der Literatur genannte (*Limpasuvan et al., 2004; Gerber et al., 2009*) äquatorwärtige Verschiebung des Jetstreams unterschiedlich für dSSWs und nSSWs verhält.

Zusätzlich werden auch die Meeresoberflächentemperatur (SST) und die Meereisbedeckung (SIC) im Zusammenhang mit SSWs betrachtet, da sie mögliche Ursachen für Variabilitäten im Jetstream sind (*Hall et al., 2015*). Diese Größen charakterisieren die von Ozeanen bedeckte Erdoberfläche und sind wichtig für Wärme Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean.

2 Daten und Methoden

2.1 Daten

Für alle Berechnungen werden ERA5 Daten verwendet (*Hersbach et al.*, 2020). ERA5 sind Reanalysedaten, welche von 1979 bis in die Gegenwart (bis fünf Tage vor dem aktuellen Datum) verfügbar sind und unter <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6> auf der Copernicus Webseite heruntergeladen werden können. Die Reanalyse basiert auf dem IFS (Integrated Forecasting System) Vorhersagemodell 41r2 des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (*ECMWF*, 2016). Die ERA5 Daten haben eine horizontale Auflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ und es gibt 137 vertikale Level bis 1 hPa. Die Daten stehen stündlich zur Verfügung.

Verwendet werden diese Daten nur mit einer horizontalen Auflösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Genutzt werden die u - und v -Komponenten des Windes, sowie die Meereisbedeckung und Meeresoberflächentemperatur. Die u - und v -Komponenten des Windes werden in den zehn standardmäßigen Druckleveln zwischen 100 hPa und 400 hPa, sowie im 850 hPa Level, zu den Zeiten 00:00 Uhr und 12:00 Uhr aus den Jahren 1979 bis 2019 genutzt. Nach einer kurzen Kontrollrechnung (siehe Anhang) wurden für die meisten Rechnungen nur die Daten zum Zeitpunkt 12:00 Uhr verwendet, um die Datenmenge zu reduzieren und lange Rechenzeiten zu vermeiden. Die Variablen Meereisbedeckung und Meeresoberflächentemperatur liegen als Tagesmittel im Zeitraum 1979 bis 2019 vor. Alle Berechnungen und Graphiken wurden mit MATLAB berechnet und erstellt.

2.2 Methoden

2.2.1 Berechnungen von Jetstreamcharakteristiken

Untersuchungen von *Hall et al.* (2015) beschäftigen sich mit den Ursachen für die Variabilität des nordatlantischen Polarjets. Dabei haben sie zunächst klimatologische Charakteristiken des Jetstreams festgestellt. Die Windgeschwindigkeit über der Nordhemisphäre wird für die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF) im Vergleich zu der Windgeschwindigkeit für die Monate Juni und Juli (JJ) dargestellt. Dafür nutzen sie NCEP/NCAR Daten im 250 hPa Level aus den Jahren 1960 bis 2012 (*Hall et al.*, 2015).

Um ebenfalls die Sommer- und Wintercharakteristiken darzustellen, werden in dieser Arbeit auch die Windgeschwindigkeiten für DJF und JJ im 250 hPa Level berechnet

und dargestellt. Hierfür werden im Gegensatz zu den Berechnungen von *Hall et al.* (2015) ERA5 Daten im Zeitraum von 1979 bis 2019 verwendet.

Archer und Caldeira (2008) haben Eigenschaften und historische Trends von Jetstreams im Zeitraum von 1979 bis 2001 untersucht. Dabei haben sie zwei Größen eingeführt, die in dieser Arbeit weiter verwendet werden sollen. Die erste Größe ist der mit der Masse gewichtete und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelte Betrag der Windgeschwindigkeit (WS) (*Archer und Caldeira*, 2008). Die zweite Größe ist der mit dem Massenfluss gewichtete und über einen bestimmten Breitenbereich gemittelte Breitengrad (L) (*Archer und Caldeira*, 2008). Die von *Archer und Caldeira* (2008) übernommenen Gleichungen zur Bestimmung dieser Größen sind folgende:

$$WS_{i,j} = \frac{\sum_{k=400hPa}^{k=100hPa} m_k \times \sqrt{u_{i,j,k}^2 + v_{i,j,k}^2}}{\sum_{k=400hPa}^{k=100hPa} m_k} \quad (1)$$

$$L_i^{NH} = \frac{\sum_{j=15N}^{j=70N} \left[\sum_{k=400hPa}^{k=100hPa} \left(m_k \times \sqrt{u_{i,j,k}^2 + v_{i,j,k}^2} \right) \right] \times \varphi_{i,j}}{\sum_{j=15N}^{j=70N} \sum_{k=400hPa}^{k=100hPa} m_k \times \sqrt{u_{i,j,k}^2 + v_{i,j,k}^2}} \quad (2)$$

In beiden Gleichungen bezeichnet u die zonale und v die meridionale Windkomponente am Gitterpunkt (i, j, k) . m_k ist die Masse im Level k . Für die Masse wird der Luftdruck des entsprechenden Levels verwendet. Außerdem bezeichnet $\varphi_{i,j}$ den Breitengrad des horizontalen Gitterpunktes (i, j) . Der Breitengrad $\varphi_{i,j}$ ist nicht abhängig vom Längengrad i , diese Notation wird hier im Original von *Archer und Caldeira* (2008) übernommen. *Archer und Caldeira* (2008) haben für die Windkomponenten u und v Monatsmittel verwendet, sodass für die Reproduktion ihrer Ergebnisse (siehe Abschnitt 3.2) aus den täglich vorliegenden Daten ebenfalls Monatsmittel gebildet werden. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden u und v als tägliche Werte verwendet, da für die weiteren Untersuchungen tägliche Werte benötigt werden.

Gleichung 1 berechnet WS für jeden horizontalen Gitterpunkt (i, j) , Gleichung 2 berechnet L für jeden Längengrad i . Der Breitenbereich, der in Gleichung 2 für die Mittelung verwendet wird, kann je nach Zweck unterschiedlich gewählt werden. Bei

Archer und Caldeira (2008) liegt dieser Bereich zwischen 15°N und 70°N , weshalb dieser Bereich auch für die Reproduktion genutzt wird. Um verschiedene Breitenbereiche zu vergleichen und weil der Polarjet meistens nördlicher liegt, werden für die weiteren Berechnungen zusätzlich der Bereich zwischen 20°N und 90°N und der Bereich zwischen 40°N und 90°N verwendet. Durch die Auswahl der verschiedenen Bereiche soll eingegrenzt werden wie stark der Einfluss vom Subtropenjet oder Polarjet ist.

Die meisten Größen sollen als Anomalien dargestellt werden. Um Anomalien zu berechnen, wird zunächst eine tägliche Klimatologie erstellt, sodass es für jeden Tag im Jahr einen über 41 Jahre gemittelten Wert der entsprechenden Größe gibt. In Schaltjahren wird in der Klimatologie für den 29. Februar der Wert für den 28. Februar nochmals verwendet. Klimatologien für L und WS werden im Anhang in den Abbildungen A2 und A3 gezeigt. Tägliche Anomalien werden berechnet, indem die Klimatologie von der ursprünglichen Größe abgezogen wird.

2.2.2 Komposits

Um die Kopplung von Eigenschaften des Jetstreams mit plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen zu untersuchen, werden WS und L in dem Zeitraum von ± 90 Tagen um das zentrale Datum einer SSW betrachtet. Die zentralen Daten (CD) für die Stratosphärenenerwärmungen von 1979 bis 2013 stehen in *Karpechko et al.* (2017). Bis 2019 gibt es zwei weitere CD für SSWs, die in *Rahm* (2019) stehen. Die Klassifizierung von dSSWs und nSSWs wird von *Karpechko et al.* (2017) übernommen.

Um als dSSW zu gelten muss eine SSW drei Kriterien erfüllen: (1) der über eine 45-Tage Periode (Tage 8 bis 52 nach dem CD) gemittelte NAM-Index in 1000 hPa (NAM1000) ist negativ, (2) der Anteil der Tage in dieser 45-Tage Periode, an denen der tägliche NAM1000 Wert negativ ist, muss mindestens 50 Prozent betragen, (3) der Anteil der Tage in dieser 45-Tage Periode, an denen der tägliche NAM-Index in der unteren Stratosphäre (NAM150) negativ ist, muss mindestens 70 Prozent betragen. Sobald eines dieser Kriterien nicht erfüllt wird, gilt die SSW als nSSW (*Karpechko et al.*, 2017).

Insgesamt gibt es zwischen 1979 und 2019 fünfundzwanzig SSWs. Davon sind fünfzehn dSSWs und zehn nSSWs. Die Stratosphärenenerwärmung vom 22.02.1979 (dSSW) wird in dieser Arbeit ausgelassen, da es für dieses Datum keine 90 Tage im Voraus gibt, die im Datenzeitraum (1979 bis 2019) liegen.

zentrales Datum	dSSW/ nSSW
22.02.1979	dSSW
29.02.1980	dSSW
04.03.1981	nSSW
04.12.1981	dSSW
24.02.1984	dSSW
01.01.1985	dSSW
23.01.1987	dSSW
08.12.1987	nSSW
14.03.1988	nSSW
21.02.1989	nSSW
15.12.1998	nSSW
26.02.1999	dSSW
20.03.2000	nSSW
11.02.2001	dSSW
30.12.2001	nSSW
18.01.2003	nSSW
05.01.2004	dSSW
21.01.2006	dSSW
24.02.2007	nSSW
22.02.2008	nSSW
24.01.2009	dSSW
09.02.2010	dSSW
07.01.2013	dSSW
12.02.2018	dSSW
01.01.2019	dSSW

Tabelle 1: Tabelle der zentralen Daten von SSWs mit der Klassifizierung in dSSW oder nSSW nach *Karpechko et al.* (2017)

Aus den ± 90 Tagen eines jeden CD werden Kompositis erstellt. Ein Komposit ist eine Mittelung über eine Anzahl von Ereignissen, die betrachtet werden sollen. Die Tage werden relativ zum CD von -90 bis +90 nummeriert. Für jeden Tag dieses Zeitraumes werden die Anomalien für die Größen L und WS berechnet. Diese Anomalien werden entweder über alle SSWs (24 Ereignisse), über alle dSSWs (14 Ereignisse) oder über alle nSSWs (10 Ereignisse) gemittelt. Somit entsteht als Komposit die mittlere zeitliche Entwicklung der jeweiligen Anomalie für SSWs, dSSWs oder nSSWs.

Als einfaches Maß für die Signifikanz der Anomalien wird $\sigma_{mean,d}$, die Standardabweichung des arithmetischen Mittels (STDaM), für das Komposit gebildet. N steht für die Anzahl der SSWs, die in das Komposit einfließen. N ist daher 24 (für alle SSWs),

14 (für dSSWs) oder 10 (für nSSWs). Eine berechnete Größe (zum Beispiel die Anomalie von WS oder L) wird als $A_{n,d}$ bezeichnet. n ($n \in \{1 : N\}$) gibt die Nummer der SSW an und d ($d \in \{-90 : +90\}$) gibt den Tag relativ zum CD an. μ_d bezeichnet den Mittelwert von den N Werten der Größe $A_{n,d}$.

$\sigma_{mean,d}$ ist folgendermaßen definiert:

$$\sigma_{mean,d} = \frac{1}{\sqrt{N}} \cdot \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N |A_{n,d} - \mu_d|^2} \quad \text{mit} \quad \mu_d = \frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N A_{n,d} \quad (3)$$

2.2.3 Räumliche Muster

Bei allen zuvor genannten Methoden werden die Größen horizontal über den gesamten betrachteten Bereich der NH gemittelt. Um auch räumliche Muster in den Anomalien feststellen zu können sollen stereographische Karten der NH erstellt werden. Die verschiedenen Größen werden für jeden horizontalen Gitterpunkt berechnet und können dann auf einer Karte dargestellt werden.

Für die Darstellung in stereographischen Karten werden zeitliche Mittel über 20-Tage Intervalle gebildet. Es werden die Intervalle von Tag -20 bis Tag -1, von Tag 0 bis Tag 19 und von Tag 20 bis Tag 39 genutzt. Die Wahl dieser Intervalle wird aufgrund der Lage der Anomalien, die in den Komposits zu sehen sind, getroffen.

Für die in den stereographischen Karten gezeigten Anomalien wird analog zu Gleichung 3 für jeden Gitterpunkt die STDaM berechnet. Die Anomalien werden durch ihre STDaM geteilt und zusätzlich durch Konturlinien dargestellt. Dadurch können Gebiete erkannt werden, in denen besonders signifikante Anomalien liegen.

3 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse vorgestellt. In Abschnitt 3.1 wird eine Klimatologie des Jetstreams gezeigt, in Abschnitt 3.2 werden historische Trends von Jetstreams dargestellt. Diese beiden ersten Abschnitte geben Ergebnisse bisheriger Literatur wieder. Es folgen Abschnitt 3.3 mit Kompositis für die Stärke und die Position des Jetstreams während SSWs und Abschnitt 3.5 mit horizontalen Mustern von Windgeschwindigkeiten, Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung vor und nach SSWs.

3.1 Klimatologie des Jetstreams

Als erstes werden grundlegende Charakteristiken des Jetstreams betrachtet. Es werden die saisonalen Eigenschaften in den Sommermonaten Juni und Juli (JJ), sowie in den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar (DJF) gegenübergestellt. Die Berechnung dieser saisonalen Charakteristiken folgt dem Beispiel von *Hall et al.* (2015). Abbildung 1 zeigt das Sommer- und das Wintermittel der Windgeschwindigkeit in 250 hPa. In beiden Mitteln ist der Jetstream als spiralförmiges Band hoher Windgeschwindigkeiten zu erkennen.

In den Monaten DJF liegen die höchsten Windgeschwindigkeiten bei etwa 70 m/s, welche über dem westlichen Pazifik zu finden sind. Der Jetstream befindet sich über Nordafrika und Eurasien etwa bei 30°N oder südlich davon. Über dem Pazifik liegt er etwas nördlicher als 30°N und ist über dem Ostpazifik und an der Westküste Nordamerikas unterbrochen. Das nördliche Ende der Spirale liegt über Nordamerika und dem Atlantik und befindet sich etwa bei 40°N. Über Europa und Nordafrika ist der Jetstream nicht geschlossen, was als Anfang und Ende der Spirale aufgefasst werden kann.

In den Sommermonaten JJ betragen die höchsten Windgeschwindigkeiten etwas mehr als 30 m/s und sind über dem Pazifik und Atlantik zu finden. Die Lage des Jetstreams ist im Vergleich zu den Wintermonaten nach Norden verschoben. Über Eurasien liegt er etwa bei 40°N, über dem Pazifik bei 45°N und über Nordamerika und dem Atlantik nördlicher als 45°N. Über Europa ist der Jetstream nicht geschlossen und über Mittelostasien und an der Westküste Nordamerikas ist er etwas schwächer ausgeprägt.

Obwohl verschiedene Datensätze und leicht andere Zeiträume genutzt werden, spiegelt Abbildung 1 die Ergebnisse von *Hall et al.* (2015) fast originalgetreu wieder.

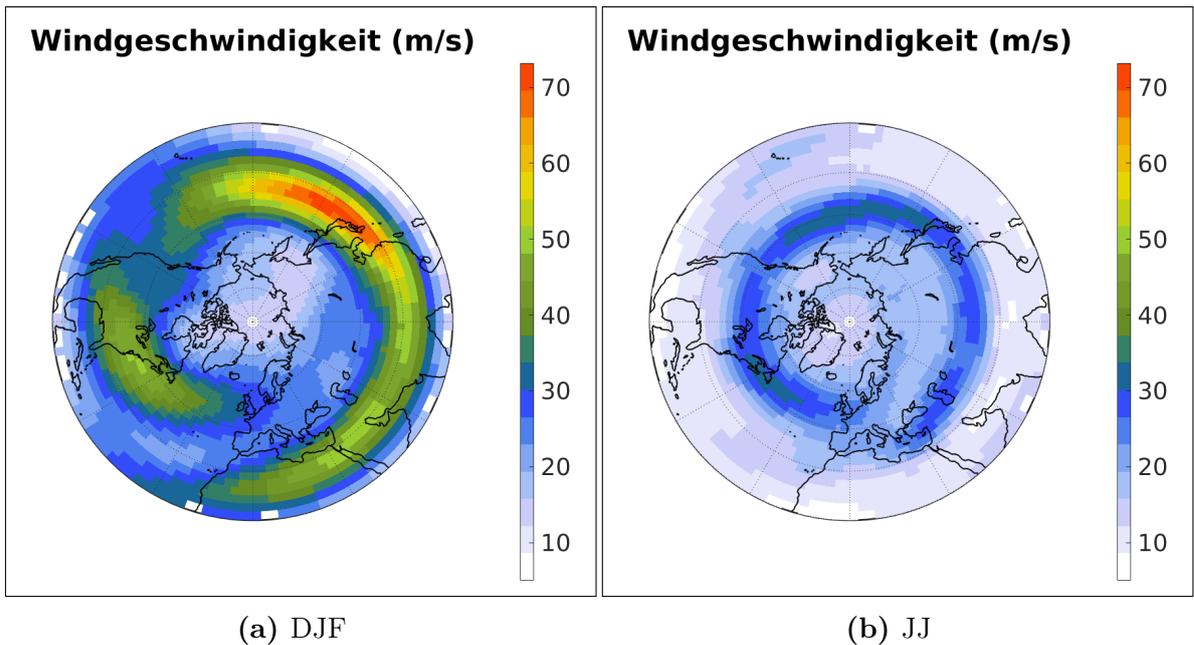


Abbildung 1: Zeitliches Mittel von 1979 bis 2019 des Betrags der Windgeschwindigkeit in 250 hPa über die Monate (a) Dezember, Januar, Februar (DJF) und (b) Juni und Juli.

3.2 Trends von Jetstreamcharakteristiken

Nach dem Vorbild von *Archer und Caldeira* (2008) werden die Größen WS und L berechnet (siehe Abschnitt 2.2, Gleichungen 1 und 2) und jeweils für ein Jahr oder für eine Saison (Winter DJF und Sommer JJA) gemittelt. Die Größen sind außerdem horizontal über die ganze NH (im Bereich 15°N bis 70°N) gemittelt. Für den Breitengrad wird die Anomalie des 41-jährigen Mittels und für die Windgeschwindigkeit werden die absoluten Werte betrachtet. Die Zeitreihen gehen von 1979 bis 2019. Im Anhang werden zusätzlich die gleichen Zeitreihen für 1979 bis 2001 gezeigt, um den gleichen Zeitraum wie in *Archer und Caldeira* (2008) abzubilden.

In Abbildung 2 sieht man die Entwicklung der Anomalie des Breitengrades L (siehe Gleichung 2) und den jeweiligen Trend. In den Zeitreihen für das ganze Jahr und für JJA sieht man steigende Trends, für DJF steigt der Trend kaum. Der grundsätzliche Verlauf der Anomalien stimmt für die drei Reihen gut überein. Größere Anomalien sind meist in allen drei Reihen zu erkennen, kleinere Anomalien stimmen nicht immer überein. Zum Beispiel ist in allen drei Reihen im Jahr 1989 eine auffällig positive Anomalie zu finden. Im Jahr 1998 gibt es eine kleine negative Anomalie, die in allen drei Zeitreihen zu finden ist. Im Jahr 2010 ist eine deutliche negative Anomalie im ganzen Jahr und in DJF, jedoch nicht in JJA zu sehen.

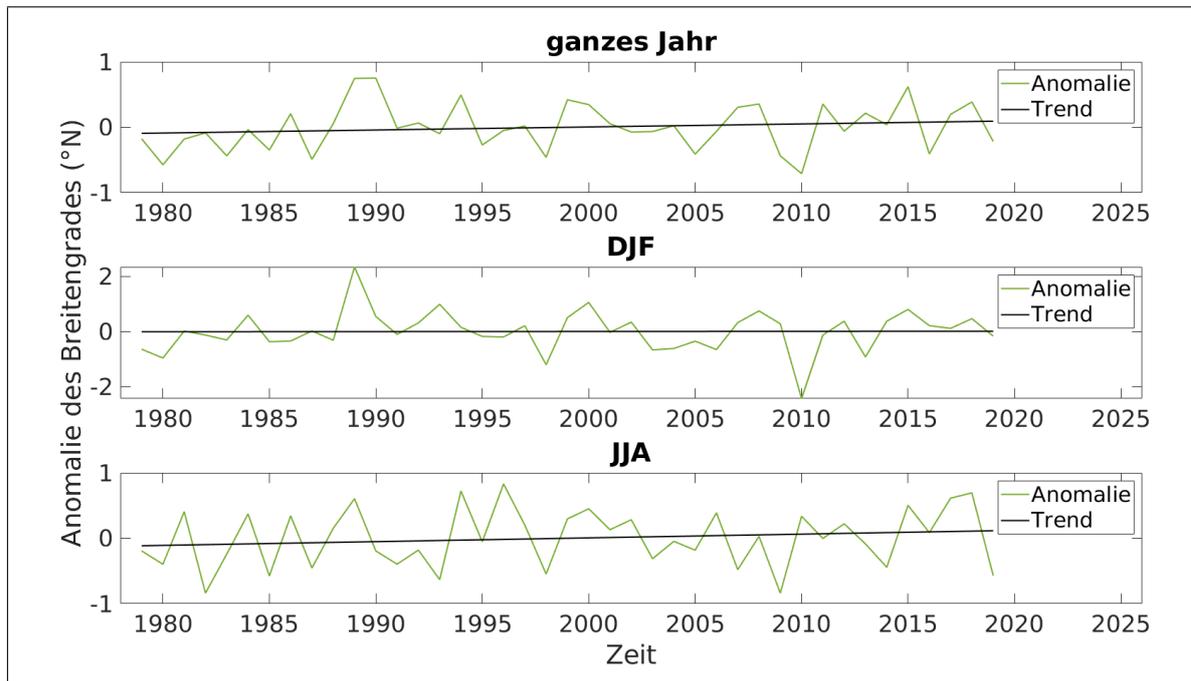


Abbildung 2: Zeitreihen der Anomalie vom 41-jährigen Mittel des mit dem Massenfluss gewichteten und über den Breitenbereich 15°N bis 70°N gemittelten Breitengrad (L) (Archer und Caldeira, 2008). Oben: Jahresmittel, Mitte: Mittel über die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF), Unten: Mittel über die Monate Juni, Juli, August (JJA).

Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Ergebnissen von Archer und Caldeira (2008), kann man eine sehr gute Übereinstimmung in der Lage der Maxima und Minima feststellen. Die Anomalien der Jahre 1989 und 1998 sind zum Beispiel gut wiederzuerkennen. Betrachtet man die Trends sind aber Unterschiede auszumachen. Archer und Caldeira (2008) stellen in allen drei Zeitreihen positive Trends fest. Um die Trends vergleichen zu können sind die Werte in Tabelle 2 dargestellt. Dort sind die von Archer und Caldeira (2008) aus ERA40 Daten und für 1979 bis 2001 berechneten Trends für das ganze Jahr, sowie die hier berechneten Trends für die Zeiträume 1979 bis 2019 und 1979 bis 2001 aufgelistet. Der hier berechnete Trend für die Jahre 1979 bis 2001 für das ganze Jahr ist geringfügig größer als der von Archer und Caldeira (2008) berechnete. Die Trends für die Jahre 1979 bis 2019 sind sowohl für das ganze Jahr als auch für DJF und JJA deutlich kleiner als die jeweiligen Trends des kürzeren Zeitraums.

In Abbildung 3 ist die zeitliche Entwicklung der Windgeschwindigkeit WS (siehe Gleichung 1) und der dazugehörige Trend dargestellt. In allen drei Zeitreihen sind fallende Trends zu erkennen. Im Vergleich der drei Reihen untereinander stimmt der Verlauf

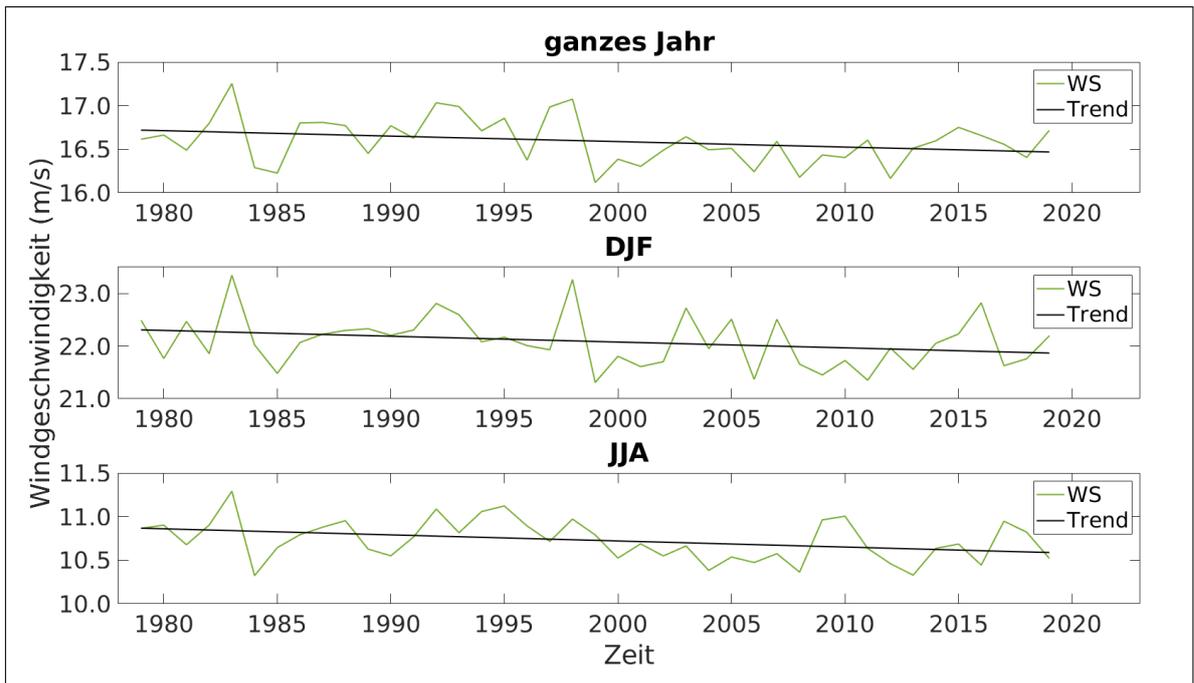


Abbildung 3: Zeitreihen der mit der Masse gewichtete und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelte Betrag der Windgeschwindigkeit (*WS*) (*Archer und Caldeira, 2008*). Oben: Jahresmittel, Mitte: Mittel über die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF), Unten: Mittel über die Monate Juni, Juli, August (JJA).

der Anomalien grob überein. Eine positive Anomalie 1983 ist in allen drei Reihen gut zu sehen, sowie eine positive Anomalie 1998 im ganzen Jahr und in DJF. Für das ganze Jahr befindet sich die Geschwindigkeit im Mittel etwa bei 16,5 m/s, für DJF liegt sie im Mittel bei 22 m/s und für JJA etwas oberhalb von 10,5 m/s.

Vergleicht man diese Ergebnisse mit denen von *Archer und Caldeira (2008)* sind Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu erkennen. Als Gemeinsamkeit ist zu nennen, dass sich bei beiden Berechnungen für alle drei Reihen negative Trends ergeben. Auch stimmt der Verlauf der Minima und Maxima gut überein. Die Anomalie im Jahr 1983 kann beispielsweise bestätigt werden.

Unterschiede gibt es in der Größe der Trends (siehe Tabelle 2). Der hier berechnete Trend der Jahre 1979 bis 2001 für das ganze Jahr ist betragsmäßig deutlich kleiner als der von *Archer und Caldeira (2008)* berechneten Trend. Der Trend im längeren Zeitraum 1979 bis 2019 ist für das ganze Jahr und für JJA betragsmäßig größer, und für DJF betragsmäßig kleiner als der jeweilige Trend des kürzeren Zeitraums (mit ERA5).

Trends (Steigung pro Dekade)			
	ERA40 1979-2001	ERA5 1979-2001	ERA5 1979-2019
L (°N)			
ganzes Jahr	0,165	0,182	0,048
DJF		0,247	0,005
JJA		0,200	0,056
WS (m/s)			
ganzes Jahr	-0,156	-0,044	-0,061
DJF		-0,121	-0,108
JJA		-0,011	-0,068

Tabelle 2: Trends für die Entwicklung der Anomalie des Breitengrades (L) und der Windgeschwindigkeit (WS). Die Werte für ERA40 1979-2001 sind von *Archer und Caldeira* (2008) übernommen.

Ein weiterer Unterschied liegt in der Größe der mittleren Windgeschwindigkeit für die Monate DJF. Während die mittleren Geschwindigkeiten für das ganze Jahr und für JJA weitestgehend übereinstimmen, liegen sie bei *Archer und Caldeira* (2008) für DJF in der Größenordnung von 25 m/s und hier bei 22 m/s.

Die Unterschiede könnten durch die Verwendung verschiedener Reanalysedaten (*Archer und Caldeira* (2008) nutzen ERA40 Reanalysedaten) auftreten. Für die Berechnungen von *Archer und Caldeira* (2008) standen sechs vertikale Level zwischen 400 hPa und 100 hPa zur Verfügung, für die Berechnungen hier sind es zehn Level.

3.3 Komposits

Die Anomalien von L und WS werden nicht nur als historische Trends, sondern auch als Komposits für die Ereignisse der SSWs betrachtet. Um an die vorherigen Ergebnisse anzuschließen werden hier die Abbildungen für den Breitenbereich von 15°N bis 70°N gezeigt.

Zum Vergleich sind weitere Abbildungen für die Bereiche 20°N bis 90°N und 40°N bis 90°N im Anhang zu finden. Es ist zu erwähnen, dass die Anomalien für den Bereich von 15°N bis 70°N grundsätzlich kleiner sind als die der anderen beiden Bereiche. Zur besseren Vergleichbarkeit geht die y-Achse deshalb immer von -2 bis 1 (°N bzw. m/s). Vergleiche der Breitenbereiche werden in Abschnitt 3.4 behandelt.

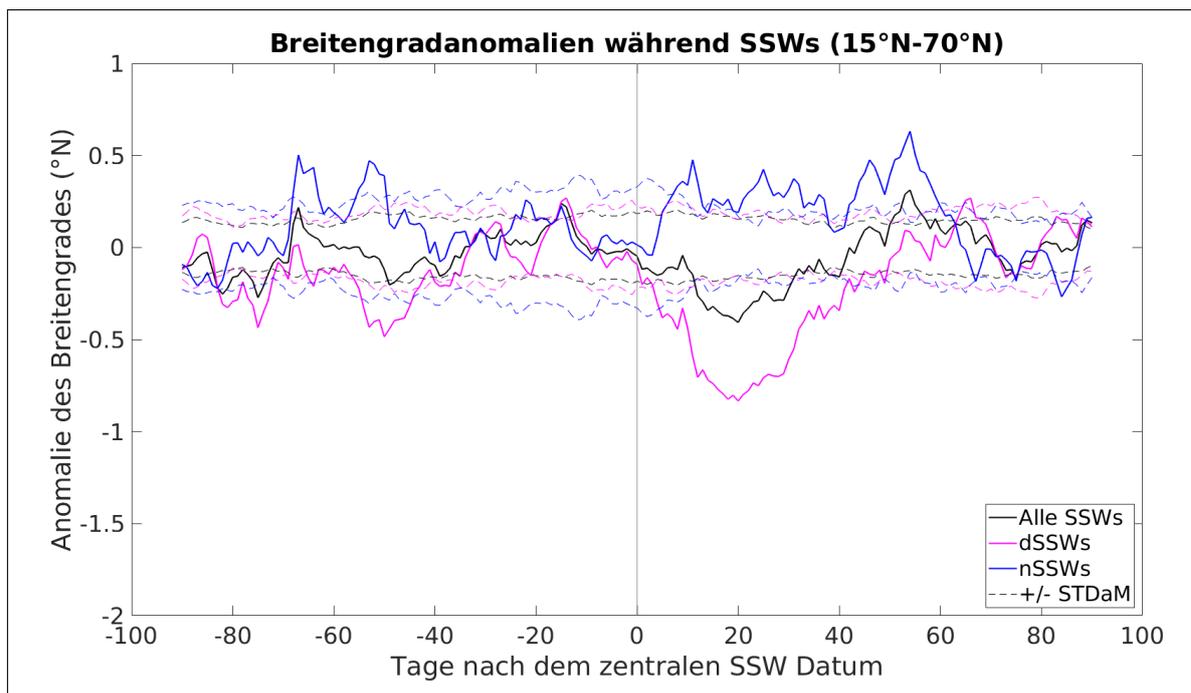


Abbildung 4: Entwicklung der Anomalien des mit dem Massenfluss gewichteten und über den Bereich 15°N bis 70°N gemittelten Breitengrad (L) (Archer und Caldeira, 2008) relativ zum zentralen Datum einer SSW. Die schwarze Linie zeigt das Komposit aller SSWs, die magentafarbene Linie zeigt das Komposit der dSSWs und die blaue Linie zeigt das Komposit der nSSWs, im Zeitraum 1979 bis 2019.

In Abbildung 4 sieht man die Entwicklung der Breitengradanomalien relativ zum CD einer SSW. Es wird unterschieden ob alle SSWs, nur dSSWs oder nur nSSWs in das Komposit einfließen. Für diese drei Fälle zeigen sich unterschiedliche Entwicklungen. Die Anomalien für alle SSWs bewegen sich die meiste Zeit im Bereich der Standardabweichung des arithmetischen Mittels (STDaM) und sind damit nicht aussagekräftig. Nur bei Tag 20 gehen sie mit einer negativen Anomalie leicht über diese hinaus.

Die Anomalien für nSSWs liegen fast im gesamten Zeitraum in der Nähe des Wertes Null oder zeigen positive Anomalien. Die Anomalien sind nur um Tag -60 herum und zwischen den Tagen 20 bis 60 leicht größer als die STDaM.

Bei dem Fall der dSSWs sind zwischen den Tagen 10 bis 40 signifikante negative Anomalien zu beobachten. Negative Anomalien des Breitengrades kennzeichnen eine äquatorwärtige Verlagerung des Jetstreams.

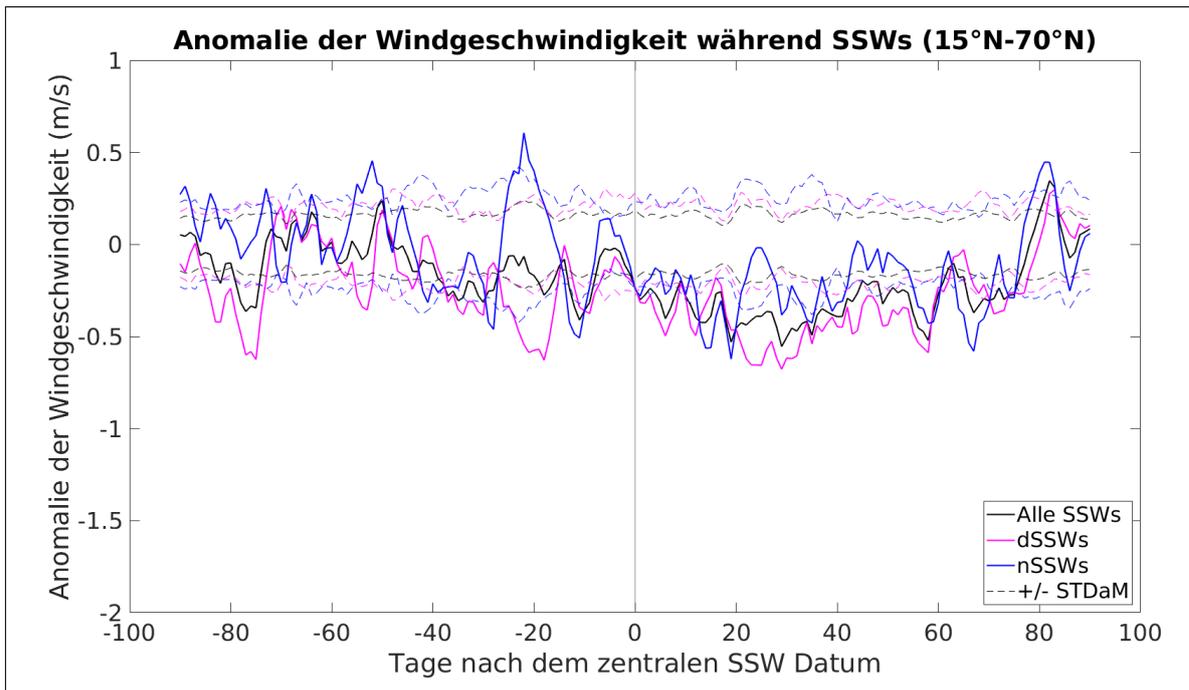


Abbildung 5: Entwicklung der Anomalien des mit der Masse gewichteten und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelten Betrags der Windgeschwindigkeit (WS) (Archer und Caldeira, 2008) relativ zum zentralen Datum einer SSW. Die schwarze Linie zeigt das Komposit aller SSWs, die magentafarbene Linie zeigt das Komposit der dSSWs und die blaue Linie zeigt das Komposit der nSSWs, im Zeitraum 1979 bis 2019.

In Abbildung 5 ist die Entwicklung von WS relativ zum CD für Berechnungen im Breitenbereich 15°N bis 70°N dargestellt. Die drei Kurven für alle SSWs, dSSWs und nSSWs zeigen insgesamt einen ähnlichen Verlauf. Sie liegen meist im Bereich der STDaM und treten für die Tage Null bis 60 mit negativen Anomalien leicht über diese herüber. Die Anomalien der nSSWs sind dabei am kleinsten und am wenigsten signifikant. Insgesamt ist ein Rückgang der Windgeschwindigkeiten nach dem CD zu beobachten.

Bei Tag -20 ist eine auffällige Differenz der Kurven für dSSWs und nSSWs zu sehen. Dort zeigen die dSSWs negative Anomalien und die nSSWs positive Anomalien, welche beide die STDaM überschreiten. Diese Differenz ist in den beiden nördlicheren Breitenbereichen weniger deutlich zu erkennen (siehe Abbildungen A7 und A9). In diesen Abbildungen sieht man aber, besonders in den Tagen 20 bis 60, eine klare Unterscheidung zwischen dSSWs und nSSWs. nSSWs zeigen in diesen Tagen nur leicht negative oder keine negativen Anomalien, während dSSWs besonders starke negative Anomalien zeigen.

3.4 Separate Betrachtung von dSSWs und nSSWs

Im Folgenden werden Ereignisse für dSSWs und nSSWs separat betrachtet, sodass Einflüsse durch die Wahl des Breitenbereichs erkannt werden können.

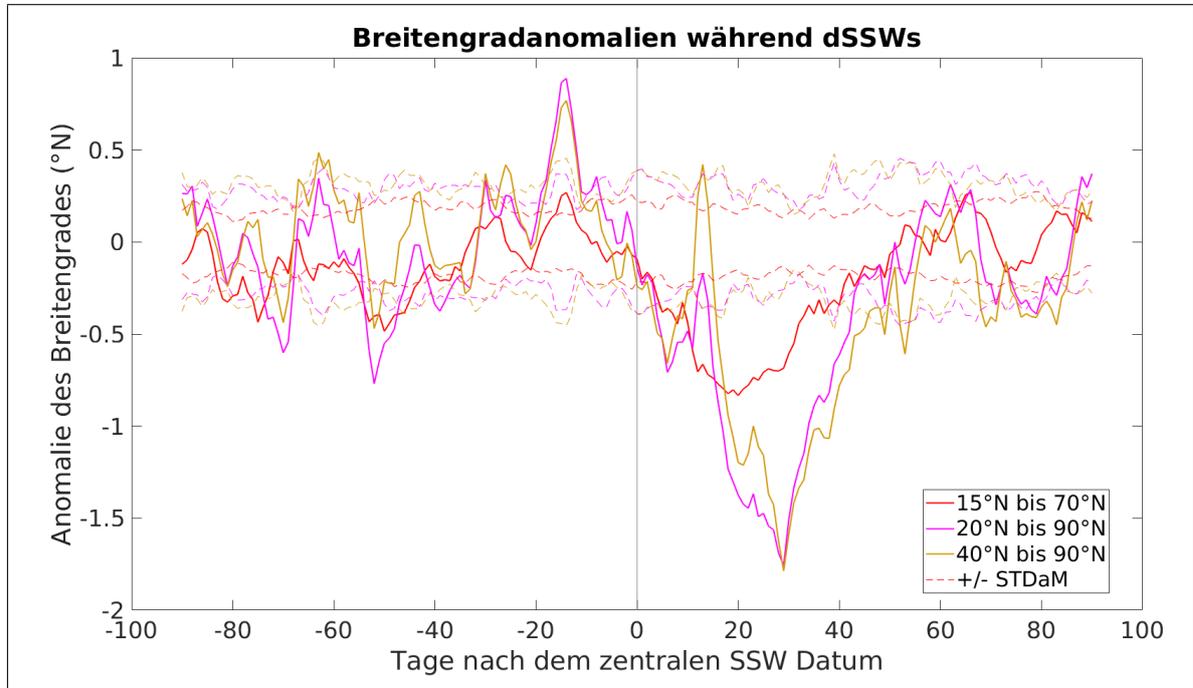


Abbildung 6: Entwicklung der Anomalien des mit dem Massenfluss gewichteten und über verschiedene Breitenbereiche gemittelten Breitengrad (L) (Archer und Caldeira, 2008) relativ zum zentralen Datum einer dSSW. Die rote Linie steht für den Breitenbereich 15°N bis 70°N, die magentafarbene Linie steht für den Bereich 20°N bis 90°N und die beigefarbene Linie steht für den Bereich 40°N bis 90°N.

dSSWs

Abbildung 6 zeigt den Verlauf der Breitengradanomalien aller drei Breitenbereiche für dSSWs. Bei allen drei Kurven gibt es etwa bei Tag -15 eine positive Anomalie und in den Tagen 15 bis 40 starke negative Anomalien. Die positive Anomalie bei Tag -15 ist für den Bereich 15°N bis 70°N geringer als die STDaM und daher nicht signifikant, während die Anomalien der der anderen beiden Bereiche größer und signifikant sind.

Die negativen Anomalien in den Tagen nach dem CD sind ebenfalls für die beiden nördlicheren Breitenbereiche deutlich stärker als für den Bereich 15° bis 70°N. Außerdem fällt auf, dass das Minimum dieser Anomalie für den Bereich 15° bis 70°N schon an Tag 20 erreicht ist, während das Minimum der anderen beiden Bereiche erst etwa an Tag 30 erreicht wird. Bevor die Kurven für die Bereiche 20°N bis 90°N und 40°N

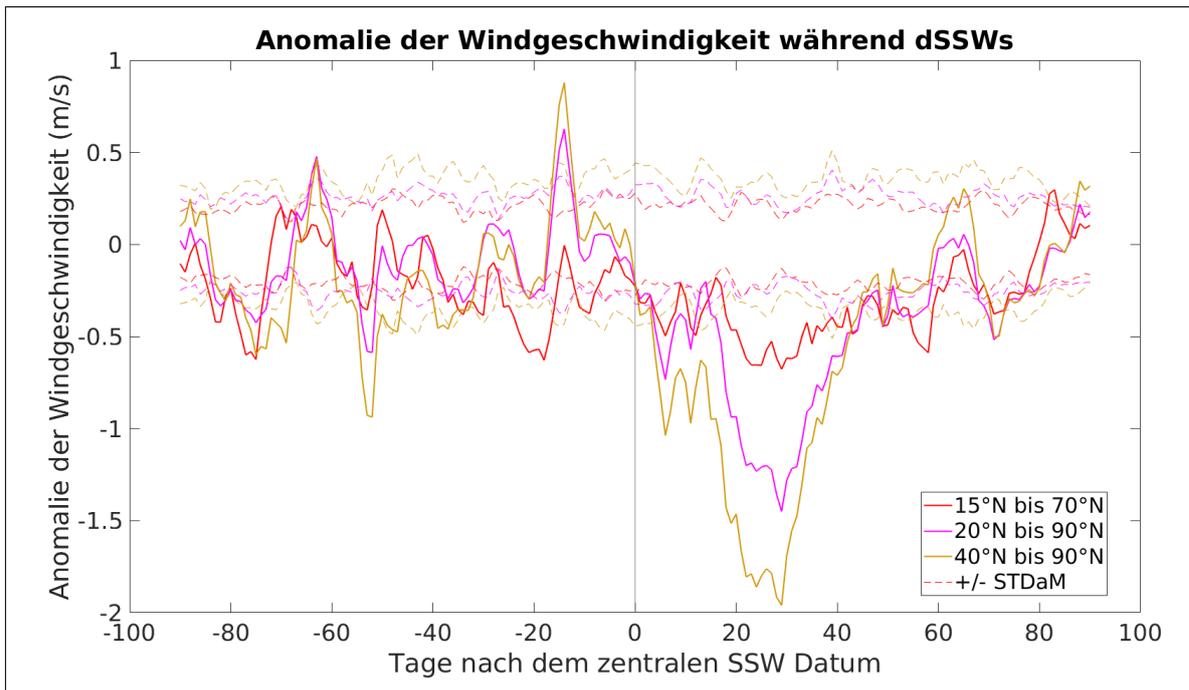


Abbildung 7: Entwicklung der Anomalien des mit der Masse gewichteten und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelten Betrags der Windgeschwindigkeit (*WS*) (*Archer und Caldeira, 2008*) relativ zum zentralen Datum einer dSSW. Die rote Linie steht für den Breitenbereich 15°N bis 70°N, die magentafarbene Linie steht für den Bereich 20°N bis 90°N und die beigefarbene Linie steht für den Bereich 40°N bis 90°N.

bis 90°N dieses Minimum erreichen, schwachen sich die Anomalien kurz vor Tag 20 ab. Die Kurve für den Bereich 40°N bis 90°N nimmt dabei sogar positive Anomalien in der Größenordnung einer STDaM an.

Abbildung 7 zeigt den Verlauf der *WS*-Anomalien für dSSWs. Die Anomalien verhalten sich ähnlich wie die Breitengradanomalien in Abbildung 6. Etwa an Tag -15 zeigen die Kurven für die beiden nördlichen Bereiche positive Anomalien und in den Tagen Null bis 40 zeigen alle Kurven negative Anomalien. Dabei sind die Anomalien für den Bereich 40°N bis 90°N am stärksten und überschreiten die STDaM am meisten.

nSSWs

In Abbildungen A10 und A11 werden die Anomalien für *L* und *WS* für nSSWs gezeigt. In beiden Abbildungen sind die Anomalien geringer als in den Abbildungen der dSSWs und überschreiten den Bereich der STDaM selten. Für nSSWs sind keine signifikanten Änderungen in der Stärke oder Position des Jetstreams während SSWs festzustellen.

3.5 Horizontale Muster

In den zuvor gezeigten Abbildungen sind die stärksten Anomalien in den Tagen -20 bis 39 zu finden, weshalb dieser Zeitraum weiterhin betrachtet werden soll. Horizontale Muster werden daher für drei folgenden Zeitintervalle untersucht: (1) Die Tage -20 bis -1, (2) die Tage Null bis 19, (3) die Tage 20 bis 39. Im Anhang werden vereinzelt auch weitere Intervalle gezeigt.

Für die horizontalen Muster werden die Windgeschwindigkeit in 300 hPa, die Windgeschwindigkeit in 850 hPa, die Meeresoberflächentemperatur und die Meereisbedeckung untersucht. Die Windgeschwindigkeit in 300 hPa ist interessant, da dort der Jetstream verläuft. Die Windgeschwindigkeit in 850 hPa kann zeigen, ob Anomalien auch in tieferen Leveln auftreten. Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung werden zusätzlich betrachtet, da sie als möglicher Antrieb für den Jetstream gelten (*Hall et al.*, 2015).

Windgeschwindigkeiten für 300 hPa und 850 hPa

Abbildung 8 zeigt die Anomalie der Windgeschwindigkeit für die drei oben genannten Zeitintervalle. Die obere Reihe ist für alle SSWs, die mittlere Reihe für dSSWs und die untere Reihe für nSSWs. Insgesamt zeigen die Anomalien zonale und oft ringförmige Strukturen. Die meisten dieser Anomalien liegen im Bereich zwischen 30°N und 50°N.

Die stärksten Anomalien treten bei dSSWs im Zeitraum 20 bis 39 Tage nach dem CD (Abbildung 8f) auf. Dort sieht man starke negative Anomalien, die etwa dort liegen, wo sich der über die Wintermonate gemittelte Jetstream befindet (*Hall et al.*, 2015)(vgl. Abbildung 1). Positive Anomalien liegen dicht neben den negativen Anomalien und befinden sich meist äquatorwärts von diesen. Im Bereich des Pazifik gibt es aber auch nördlichere positive Anomalien. Insgesamt zeigen die Anomalien einen geschwächten Jetstream, der sich vielerorts nach Süden verlagert.

Ein schwacher Jetstream hängt mit einem negativen NAM-Index zusammen. Die Ergebnisse von *Baldwin und Dunkerton* (2001) zeigen, dass in der Troposphäre negative NAM-Indizes in den 60 Tagen nach dem CD auftreten. Die Ergebnisse stimmen also gut überein. Bis auf den Bereich über dem westlichen Pazifik, zeigen die Ergebnisse hier auch die von der Literatur (*Gerber und Polvani*, 2009) genannte äquatorwärtige Verschiebung des Jetstreams.

Anomalie der Windgeschwindigkeit in 300 hPa

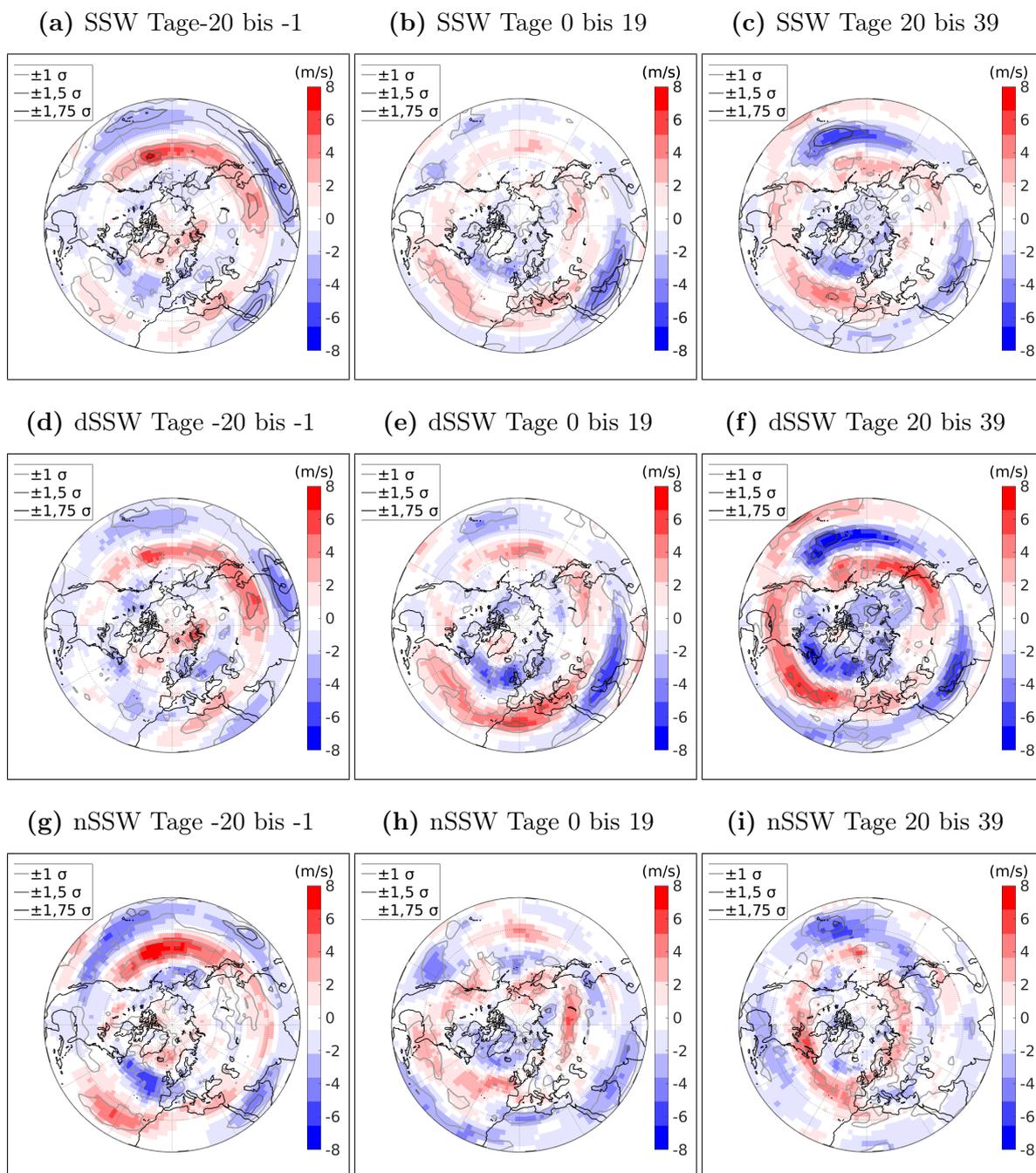


Abbildung 8: Anomalie der Windgeschwindigkeit in 300 hPa. Oben: alle SSWs, Mitte: dSSWs, unten: nSSWs. Linke Spalte: Tage -20 bis -1, mittlere Spalte: Tage 0 bis 19, rechte Spalte: Tage 20 bis 39. Konturlinien zeigen Bereiche, in denen die Anomalien größer als die Standardabweichung des arithmetischen Mittels ist.

Anomalie der Windgeschwindigkeit in 850 hPa

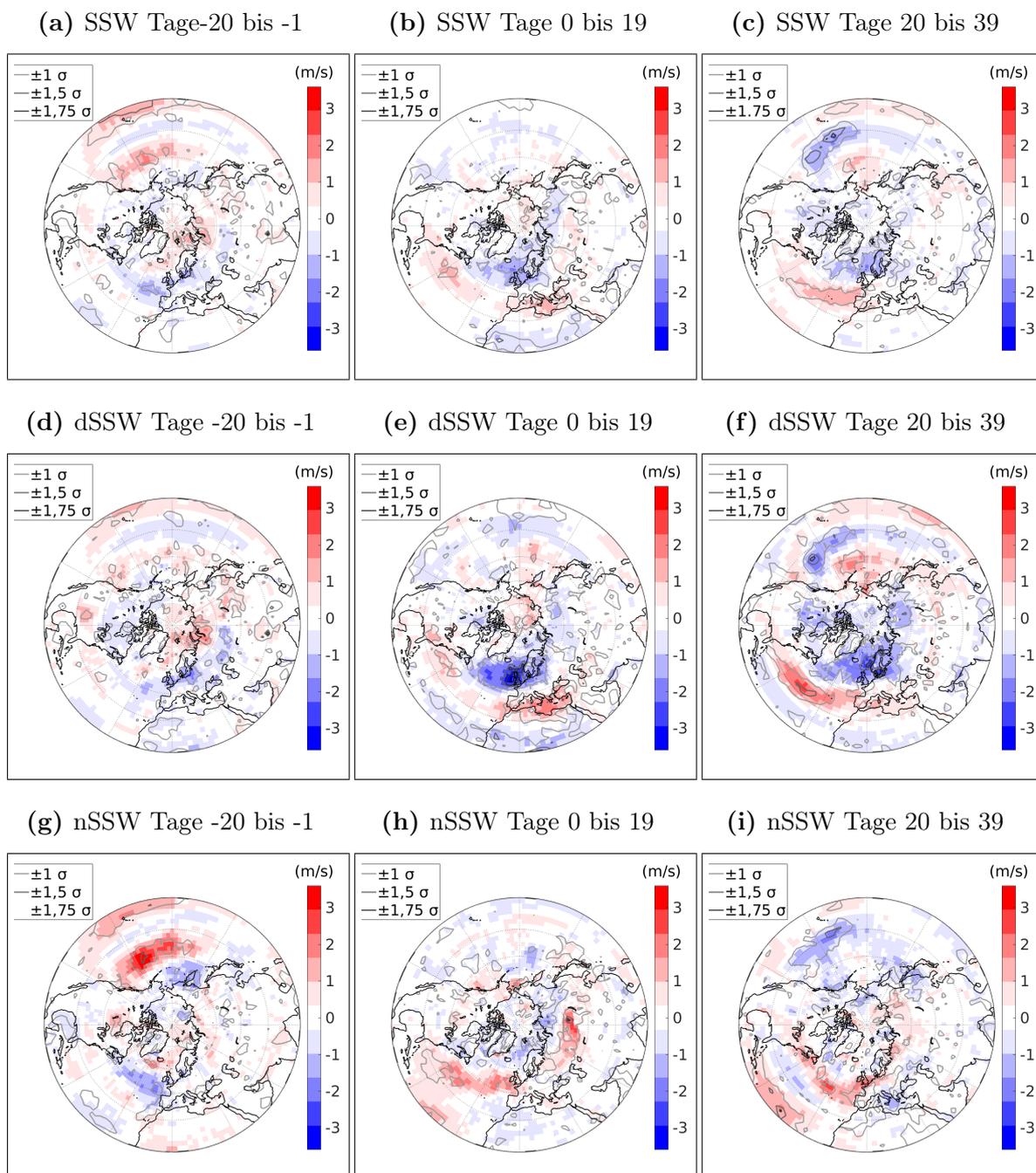


Abbildung 9: Anomalie der Windgeschwindigkeit in 850 hPa. Oben: alle SSWs, Mitte: dSSWs, unten: nSSWs. Linke Spalte: Tage -20 bis -1, mittlere Spalte: Tage 0 bis 19, rechte Spalte: Tage 20 bis 39. Konturlinien zeigen Bereiche, in denen die Anomalien größer als die Standardabweichung des arithmetischen Mittels ist.

Für nSSWs sind im Zeitraum 0 bis 19 Tage nach dem CD (Abbildung 8h) nur wenige signifikante Anomalien zu sehen, deren Strukturen auch nicht ringförmig sind. Im Zeitraum 20 bis 39 Tage nach dem CD (Abbildung 8i) sind die Anomalien ebenfalls wenig signifikant und deutlich schwächer als im gleichen Zeitraum für dSSWs.

Abbildung 9 zeigt die Anomalie der Windgeschwindigkeiten in 850 hPa für SSWs (oben), dSSWs (Mitte) und nSSWs (unten) in den drei zuvor genannten Zeitintervallen. Es sind insgesamt weniger deutliche Muster zu erkennen als bei den Anomalien in 300 hPa. Die Anomalien sind zudem weniger signifikant und nur wenige überschreiten die $1,5 \sigma$ oder $1,75 \sigma$ Grenze.

Während in Abbildung 8 ringförmige Anomalien im gesamten Bereich der NH zu erkennen sind, sieht man in Abbildung 9 vor allem Anomalien im Bereich des Atlantiks. In 850 hPa treten die stärksten negativen Anomalien schon direkt im Zeitraum 0 bis 19 Tage nach dem CD auf (Abbildung 9e) und befinden sich über dem nordwestlichen Atlantik und Europa. In 300 hPa werden die stärksten negativen Anomalien erst im Zeitraum 20 bis 39 Tage erreicht (Abbildung 8f). In beiden Leveln sind bei dSSWs im Bereich des Atlantiks nördlich negative Anomalien und im Bereich zwischen 30°N bis 45°N positive Anomalien zu finden.

Bei nSSWs sind in den Tagen nach dem CD (Abbildungen 9h und 9i) keine negativen Anomalien im Bereich des Atlantiks zu sehen, es gibt dort nur schwache positive Anomalien. Bei nSSWs ist in den Tagen -20 bis -1 (Abbildung 9g) über dem Pazifik eine positive Anomalie zu sehen, die etwa an gleicher Stelle auch in 300 hPa zu finden ist. In 850 hPa ist diese Anomalie zwar räumlich weniger ausgedehnt als in 300 hPa, dafür überschreitet sie in 850 hPa die $1,5 \sigma$ Grenze und bei 300 hPa nicht.

Differenzen der Windgeschwindigkeiten in 300 hPa und 850 hPa

Für die Windgeschwindigkeiten wird die Differenz zwischen dem Zeitraum 20 bis 39 Tage und -20 bis -1 Tage gebildet. Abbildung 10 zeigt diese Differenz für die Winde in 300 hPa. Für dSSWs ist eine spiralförmige Fläche zu erkennen, wo die Windgeschwindigkeiten nach einer SSW abnehmen. Dies entspricht gut der mittleren Lage des Jetstreams im Winter (vgl. *Hall et al.* (2015) und Abbildung 1). Nördlich und südlich dieser Spirale nehmen die Geschwindigkeiten etwas zu. Genau wie Abbildung 8 zeigt auch die Differenz der Winde in 300 hPa, dass sich der Jetstream in Folge einer

Differenz der Windgeschwindigkeiten in 300 hPa

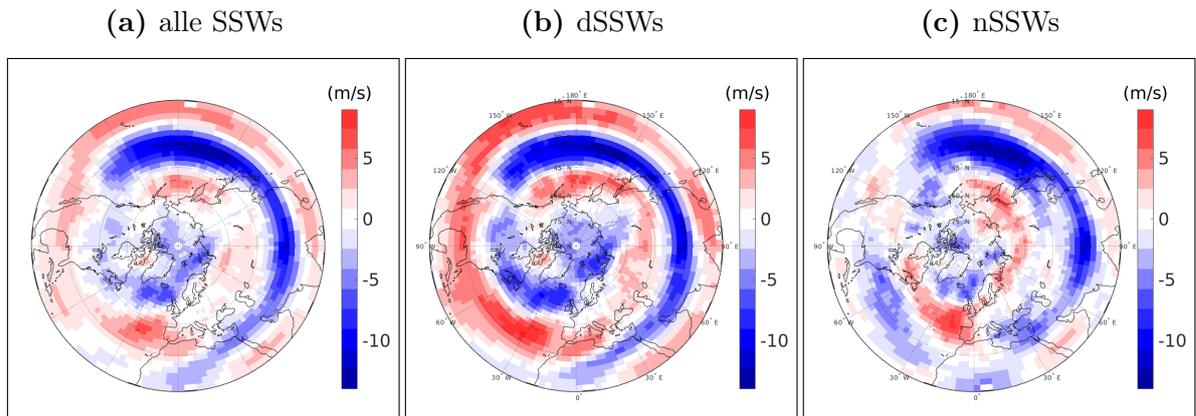


Abbildung 10: Differenz der Windgeschwindigkeiten in 300 hPa. Die Differenz wird gebildet aus dem Mittel der Windgeschwindigkeiten des Zeitraums -20 bis -1 Tage und des Zeitraums 20 bis 39 Tage. Positive (negative) Werte stehen für eine Zunahme (Abnahme) des Windes nach dem SSW.

Differenz der Windgeschwindigkeiten in 850 hPa

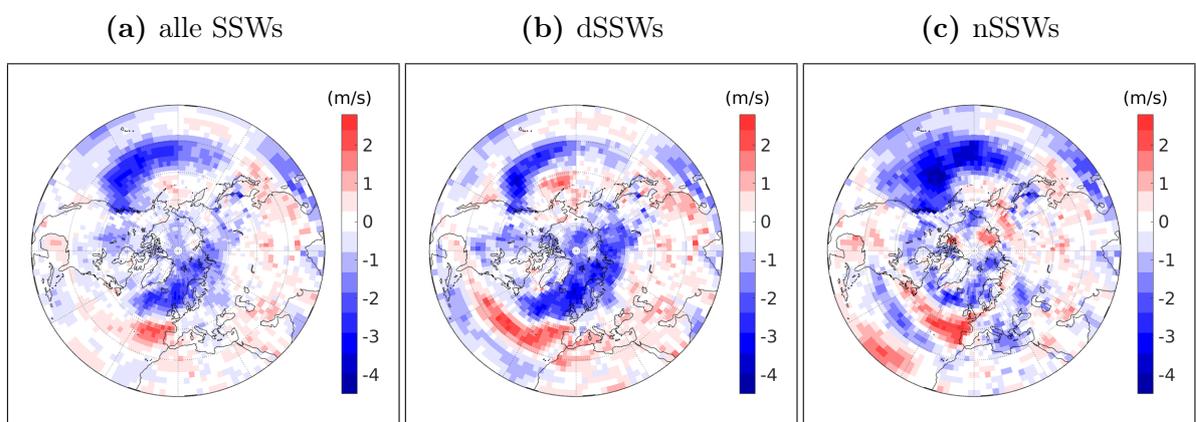


Abbildung 11: Differenz der Windgeschwindigkeiten in 850 hPa. Die Differenz wird gebildet aus dem Mittel der Windgeschwindigkeiten des Zeitraums -20 bis -1 Tage und des Zeitraums 20 bis 39 Tage.

dSSWs abschwächt und nach Süden verlagert. Über dem Pazifik und über Asien nehmen die Geschwindigkeiten aber auch im Norden zu. Bei nSSWs (Abbildung 10c) gehen die Windgeschwindigkeiten über dem Pazifik stark zurück und über dem Nordatlantik nehmen die Geschwindigkeiten leicht zu.

In Abbildung 11 zeigt die Differenz der Windgeschwindigkeiten in 850 hPa. Änderungen der Windgeschwindigkeiten sind nur über den Ozeanen und kaum über den Landflächen zu beobachten. Über dem Pazifik nimmt der Wind während SSWs ab, das ist besonders bei nSSWs zu sehen. Über dem Atlantik sieht man, besonders bei dSSWs, das zuvor schon beobachtete Muster mit einer Windabnahme im Norden und leicht zunehmenden Winden im Bereich 45°N.

Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung

In Abbildung 12 sieht man die Anomalie der Meeresoberflächentemperatur (SST). Entgegen der Erwartung treten hier die stärksten Anomalien bei nSSWs und nicht bei dSSWs auf. Außerdem sind die stärksten Anomalien im Pazifik zu finden, der Atlantik zeigt nur wenig Änderungen. Die Anomalien der SST sind zudem insgesamt signifikanter als die der Windgeschwindigkeiten, da hier auch die 2 σ und 3 σ Grenze überschritten wird.

Die starken Anomalien im Pazifik bestehen über den gesamten Zeitraum von Tag -20 bis 39 (Abbildungen 12g bis 12i) und zeigen folgendes Muster. Vor der Westküste Nordamerikas und im Nordpazifik polwärts von 45°N gibt es kältere Wassertemperaturen, die im Norden die 3 σ Grenze überschreiten. Vor der Ostküste Japans bis weit in den Pazifik hinein erstreckt sich eine Zunge mit positiven SST-Anomalien. Dieses Muster sieht ähnlich aus wie ein Muster der SST-Anomalien im Nordpazifik, welches während La Niña oder einer PDO Kaltphase auftritt.

Bei dSSWs (Abbildungen 12d bis 12f) sind die Anomalien im Pazifik deutlich schwächer, aber das räumliche Muster ist ähnlich wie bei nSSWs. Im Zeitraum von Tag -20 bis -1 sind die Anomalien besonders schwach und werden in den folgenden Zeitintervallen etwas stärker. Da in dem Zeitraum vor dem CD solch ein Unterschied in der Stärke der Anomalien zu sehen ist, könnten die starken SST-Anomalien im Pazifik ein Vorbote für nSSWs sein.

Im Anhang werden für SST-Anomalien zusätzlich weitere Zeitintervalle gezeigt, die noch weiter vor dem CD liegen. Abbildung A12 zeigt die Zeitintervalle der Tage -40 bis -21, Tage -60 bis -41 und Tage -80 bis -61 für dSSWs und nSSWs. Während bei dSSWs kaum Anomalien zu sehen sind, sind bei nSSWs auch in diesen Zeiträumen Anomalien zu finden.

Abbildung A12f zeigt für die Tage -40 bis -21 bereits das gleiche Muster der Anomalien, welches auch während und nach den nSSWs im Pazifik vorliegt. In Abbildungen A12d und A12e ist das Muster noch nicht vollständig ausgeprägt, aber insbesondere im nördlichen Pazifik bei etwa 60°N vor der Westküste Kanadas ist schon eine negative Anomalie auszumachen. Diese Anomalie überschreitet die 3σ Grenze.

Li et al. (2018) zeigen einen Zusammenhang zwischen dem zweiten führenden Mode (second leading mode, PC2) der Pazifik SST-Anomalien im Winter und SSWs. Sie betrachten kleine und große (in dieser Arbeit SSW genannt) SSWs, aber machen keine Unterscheidungen zwischen dSSWs und nSSWs. Sie zeigen, dass während der positiven Phase diesen Modes SSWs häufiger auftreten und länger anhalten als bei der negativen Phase. In der positiven Phase sind das Aleutentief und das Subtropische Hoch stärker ausgeprägt. Die negativen SST-Anomalien im Nordpazifik könnten im Zusammenhang mit dem Aleutentief stehen und dieses begünstigen. Inwiefern diese SST-Anomalien einen Einfluss der SSWs auf die Troposphäre verhindern könnten und damit nSSWs begünstigen muss weiter erforscht werden.

In Abbildung 13 ist die Anomalie der Meereisbedeckung dargestellt. Es wird der Bereich von 40°N bis 90°N abgebildet. Anomalien befinden sich vor der Ostküste Nordamerikas, vor der Ostküste Asiens und vor der Nordwestküste Russlands und überschreiten mancherorts die STDaM zwei- oder dreimal.

In der Labrador See, der Hudson Bay, und im Sankt-Lorenz-Golf dominieren auf allen neun Bildern negative Anomalien. Bei dSSWs in den Tagen 20 bis 39 (Abbildung 13f) sind die Anomalien in der Labrador See und im Sankt-Lorenz-Golf besonders stark.

Im Ochotskischen Meer und in der Barents-Kara See und der Grönlandsee unterscheiden sich die Anomalien für dSSWs und nSSWs, sowie für die verschiedenen Zeiträume. Im Ochotskischen Meer sind bei nSSWs in allen Zeiträumen positive Anomalien zu sehen, die die 2σ Grenze überschreiten. Bei dSSWs sind in den Tagen -20 bis 19 (Abbildungen 13d und 13e) im Ochotskischen Meer nur schwache, vorwiegend negative, Anomalien zu finden. Im Zeitraum 20 bis 39 Tage sind dort leichte positive Anomalien.

Anomalie der Meeresoberflächentemperatur

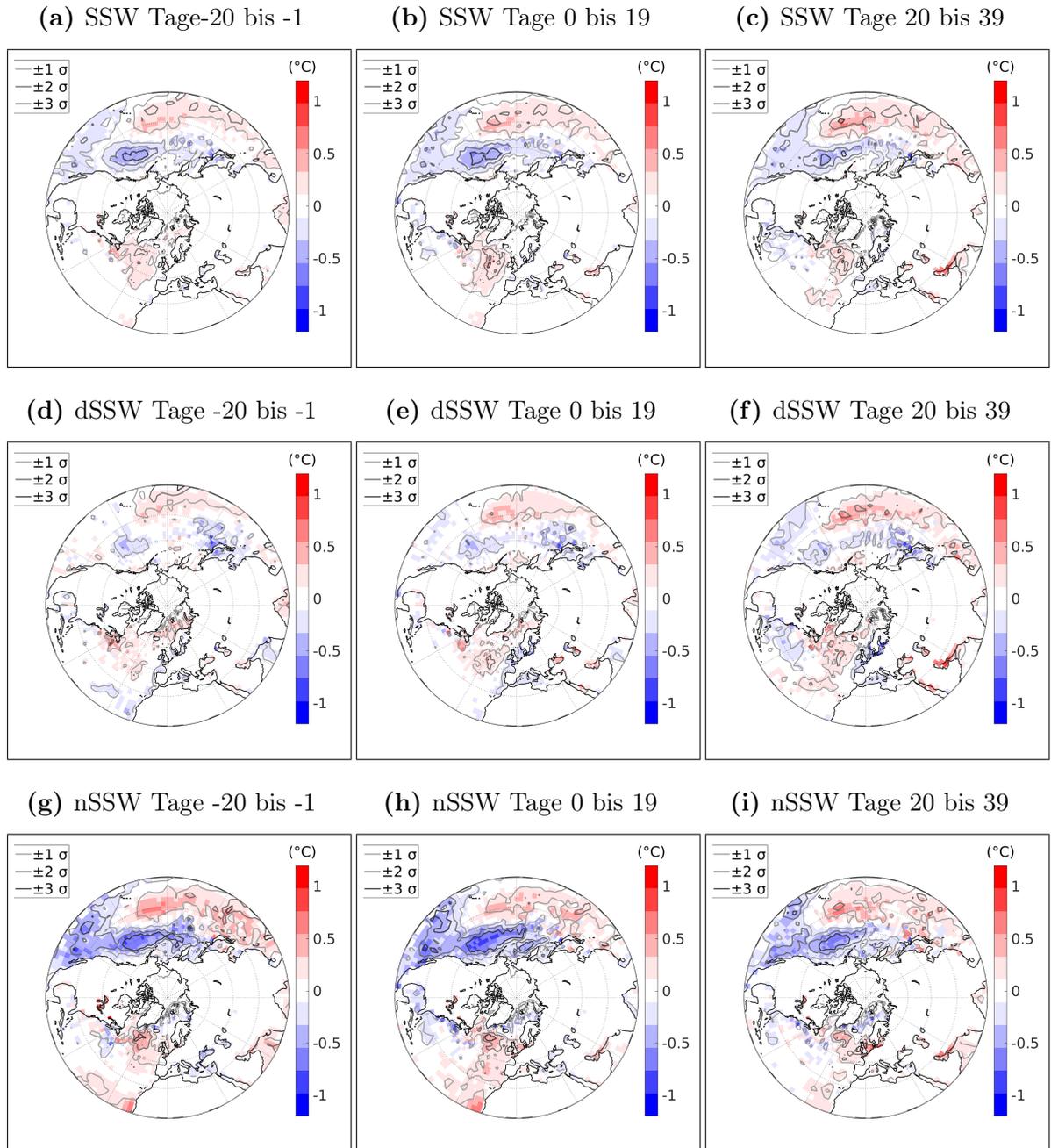


Abbildung 12: Anomalie der Meeresoberflächentemperatur. Oben: alle SSWs, Mitte: dSSWs, unten: nSSWs. Linke Spalte: Tage -20 bis -1, mittlere Spalte: Tage 0 bis 19, rechte Spalte: Tage 20 bis 39. Konturlinien zeigen Bereiche, in denen die Anomalien größer als die Standardabweichung des arithmetischen Mittels ist.

Anomalie der Meereisbedeckung

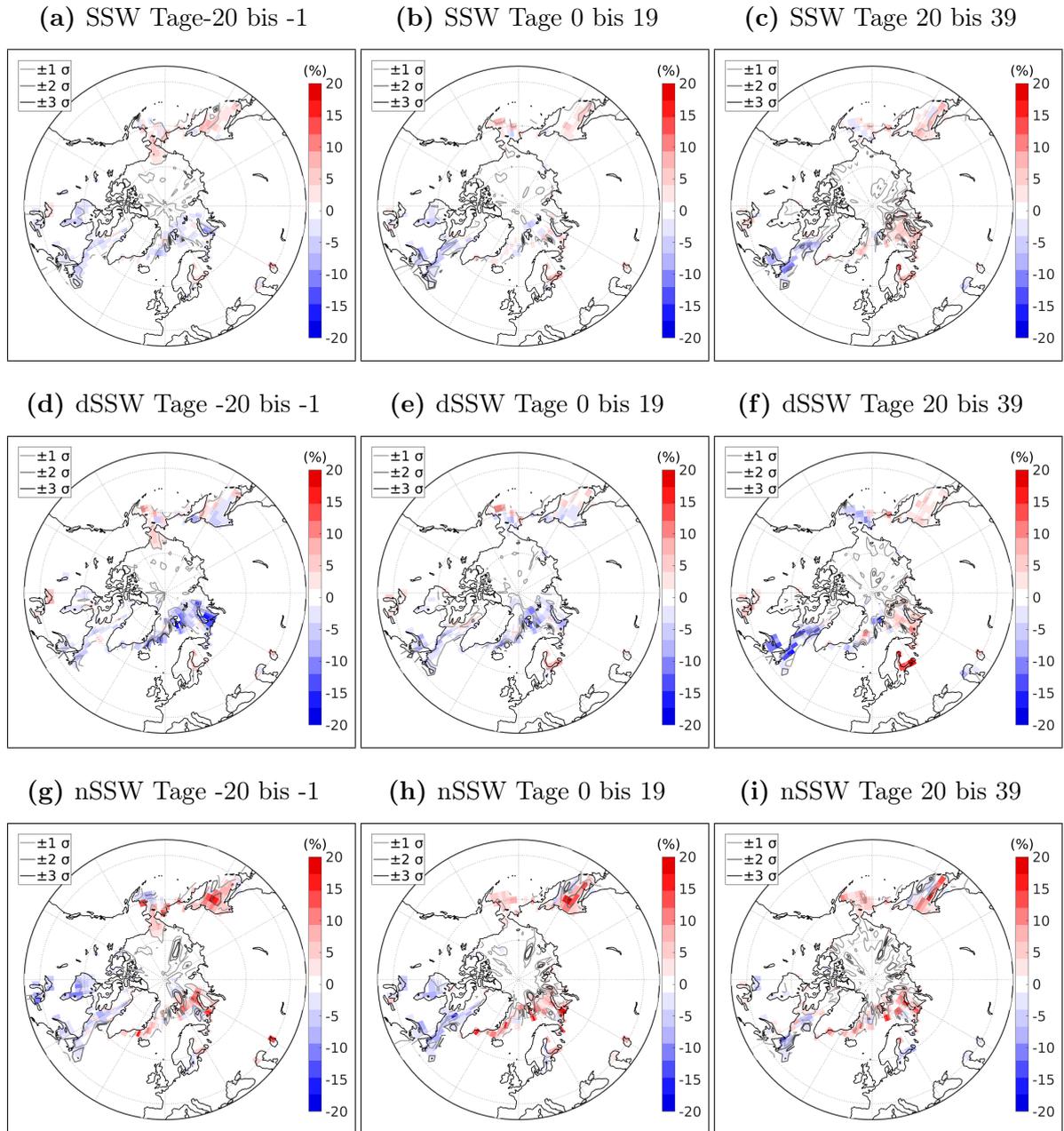


Abbildung 13: Anomalie der Meereisbedeckung. Oben: alle SSWs, Mitte: dSSWs, unten: nSSWs. Linke Spalte: Tage -20 bis -1, mittlere Spalte: Tage 0 bis 19, rechte Spalte: Tage 20 bis 39. Konturlinien zeigen Bereiche, in denen die Anomalien größer als die Standardabweichung des arithmetischen Mittels ist.

In der Barents-Kara See und in der Grönlandsee sind in allen drei Zeiträumen bei nSSWs (Abbildung 13g bis 13i) positive Anomalien zu finden. Bei dSSWs sind dort im Zeitraum -20 bis -1 (Abbildung 13d) deutliche negative Anomalien, die im folgenden Zeitraum schwächer werden und im dritten Zeitraum vielerorts positiv werden.

Die unterschiedlichen Anomalien für dSSWs und nSSWs im Zeitraum -20 bis -1 Tage in der Grönlandsee, der Barents-Kara See, sowie im Ochotskischen Meer könnten ein Vorzeichen für dSSW oder nSSW sein.

Hoshi et al. (2019) untersuchen Ereignisse, bei denen der stratosphärische Polarwirbel schwach ausgeprägt war (WPV), in Verbindung mit dem Rückgang des arktischen Meereises in der Barents-Kara See. Sie stellen fest, dass WPV Ereignisse in Jahren mit wenig Meereis eine größere Stratosphären-Troposphären Kopplung aufweisen. Das scheint damit übereinzustimmen, dass in Abbildung 13d vor dSSWs negative Meereisanomalien in der Barents-Kara See zu sehen sind.

4 Diskussion und Fazit

Das Ziel dieser Arbeit ist es, Zusammenhänge zwischen Charakteristiken des Jetstreams und plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen zu untersuchen. Insbesondere soll ermittelt werden, ob Jetstreamcharakteristiken ein unterschiedliches Verhalten während dSSWs und während nSSWs zeigen.

Dafür werden die von *Archer und Caldeira* (2008) eingeführten Größen WS und L genutzt und der Zusammenhang ihrer Anomalien in der Verbindung mit der Klassifizierung von *Karpechko et al.* (2017) in dSSW und nSSW untersucht.

Die Ergebnisse können grundlegende saisonale Jetstreamcharakteristiken, wie sie von *Hall et al.* (2015) gezeigt werden, reproduzieren und bestätigen. Der Jetstream ist im Winter stärker ausgeprägt und verläuft südlicher als im Sommer. Die Form des Jetstreams ähnelt einer Spirale, was auch von früherer Literatur so beschrieben wurde (*Archer und Caldeira*, 2008; *Koch et al.*, 2006).

Auch die von *Archer und Caldeira* (2008) gezeigten Entwicklungen der Stärke und Position des Jetstreams können nachgestellt werden und zeigen übereinstimmende Verläufe. Für die Trends ergeben sich Unterschiede, die durch den längeren Zeitraum und den anderen Datensatz begründet sein können.

Wie erwartet, ist der NAM-Index nicht die einzige Größe, die der von *Karpechko et al.* (2017) eingeführten Unterscheidung in dSSW und nSSW folgt. Jetstreamanomalien folgen der Unterscheidung ebenfalls, was durch den Zusammenhang zwischen NAM-Index und Jetstreamstärke auch logisch erscheint.

Es wird gezeigt, dass sich die Stärke und die Position des Jetstreams bei dSSWs verändert und es bei nSSWs keine signifikanten Änderungen gibt. Eine in der Literatur beschriebene (*Gerber und Polvani*, 2009; *Baldwin und Dunkerton*, 2001) Abschwächung und äquatorwärtige Verlagerung des Jetstreams wird für dSSWs bestätigt.

Des Weiteren wird beobachtet, dass sich die Anomalien für dSSWs und nSSWs bei der Betrachtung von nördlichen Breitenbereichen stärker voneinander abheben als die bei der Betrachtung des südlicheren Bereichs von 15°N bis 70°N. Es scheint so, dass der Polarjet durch SSWs stärker beeinflusst wird als der Subtropenjet.

Anomalien der Windgeschwindigkeit in 300 hPa zeigen nach dSSWs auf der ganzen NH ringförmige Muster, die einem negativen NAM-Index entsprechen. Das räumliche Muster der Windanomalien in 850 hPa ist dagegen eher asymmetrisch und zeigt nach SSWs nur im Atlantik Änderungen. Das Muster in 850 hPa passt zu den Ergebnissen von *Hitchcock und Simpson (2014)*, die ein sehr ähnliches Muster für Anomalien des Windes in 10 Metern über Meeressniveau finden.

Auch bei den Untersuchungen der SST-Anomalien und Meereisanomalien werden verschiedene Muster für dSSWs und nSSWs festgestellt. Bei den SST-Anomalien treten, entgegen der Erwartung, starke Anomalien vor allem für nSSWs und nicht für dSSWs auf. Die Anomalien zeigen ein deutliches Muster im Pazifik, während im Atlantik kaum Anomalien zu finden sind. Das Muster ist schon deutlich vor dem Beginn einer SSW vorhanden und könnte eine Übertragung der SSW auf die Troposphäre verhindern.

Der Zusammenhang zwischen SST-Anomalien im Pazifik und SSWs wurde von *Li et al. (2018)* untersucht. Sie betrachten die Dauer und die Häufigkeit von SSWs, machen aber keine Unterscheidung zwischen verschiedenen Arten der SSWs. Dabei stellen sie fest, dass Dauer und Häufigkeit vor allem mit dem zweiten führenden Mode (PC2) der SST-Anomalien und nicht so sehr mit dem ersten führenden Mode (PC1) korrelieren. Ihre Ergebnisse zeigen, dass SSWs während der positiven Phase des PC2 häufiger auftreten und länger anhalten als während der negativen Phase. Auch *Bond et al. (2003)* betrachten Anomalien der SST im Nordpazifik und kommen zu dem Schluss, dass der PC1 alleine nicht ausreicht und auch der PC2 wichtig ist, um das Pazifische Klima darzustellen. Sie beobachten von 1999 bis 2002 eine starke positive PC2 Phase und gleichzeitig stärkere Westwinde in der oberen Troposphäre über dem Pazifik. SST-Anomalien im Pazifik, die mit dem PC2 assoziiert werden (gezeigt in *Li et al. (2018)*) zeigen ein ähnliches Muster wie das, welches in dieser Arbeit während nSSWs beobachtet wird.

Auch bei Meereisanomalien werden Unterschiede zwischen dSSWs und nSSWs bereits vor dem CD festgestellt. Auffällig ist besonders die Barents-Kara See, wo vor dSSWs negative Anomalien zu sehen sind und vor nSSWs positive Anomalien. Die negativen Anomalien vor dSSWs stehen dabei in Übereinstimmung mit Ergebnissen von *Hoshi et al. (2019)*, die in Jahren mit weniger Meereis eine größere Stratosphären-Troposphären Kopplung feststellen. Weitere Untersuchungen über die Zusammenhänge

zwischen den Anomalien von SST und Meereis mit SSWs könnten helfen, Vorhersagen über den Einfluss von SSWs auf die Troposphäre zu machen.

Die Methodik dieser Arbeit war in der Lage die Fragestellung zu beantworten. Es ist zu berücksichtigen, dass für die Berechnungen der Trends und für die Komposits von Jetstreamcharakteristiken sowohl zeitlich als auch räumlich viel gemittelt wurde. Durch die stereographischen Karten können trotzdem regionale Merkmale erfasst werden. Die durch Komposits gezeigten zeitlichen Entwicklungen während SSWs basieren auf der Gesamtheit aller im Komposit betrachteten SSWs. Einzelne SSWs können daher eine andere Entwicklung zeigen.

Die Ergebnisse könnten genauer sein, wenn die genutzten Daten eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung hätten. Abbildung A1 zeigt, dass es in den Jahren 1986 bis 1992 eine größere Diskrepanz zwischen den Windgeschwindigkeiten gibt, die nur mit 00:00 Uhr Daten beziehungsweise nur mit 12:00 Daten berechnet wurden. Für diese Arbeit wurden trotzdem nur die 12:00 Daten für die Berechnungen genutzt, um die Rechenzeiten zu reduzieren. Die hier gezeigten Ergebnisse können die Ergebnisse aus vorheriger Literatur trotzdem sehr gut nachstellen. Unter zusätzlicher Einbeziehung der 00:00 Uhr Daten würden man qualitativ keine anderen Ergebnisse erhalten, die Absolutwerte der berechneten Anomalien könnten aber leicht verschieden sein. Schwankungen im Jetstream dauern typischerweise einige Tage und SST und Meereis variieren auf noch längeren Zeitskalen, sodass es ausreichend ist, tägliche Werte zu nutzen.

Die Ergebnisse zeigen insgesamt, dass die Klassifizierung in dSSW und nSSW sinnvoll ist, um den Einfluss auf die Troposphäre zu beurteilen. Es wurde nicht nur ein Einfluss von SSWs auf die Troposphäre, sondern auch umgekehrt ein Einfluss von der Troposphäre auf SSWs festgestellt.

5 Anhang

5.1 Weitere Abbildungen

5.1.1 Kontrollrechnung

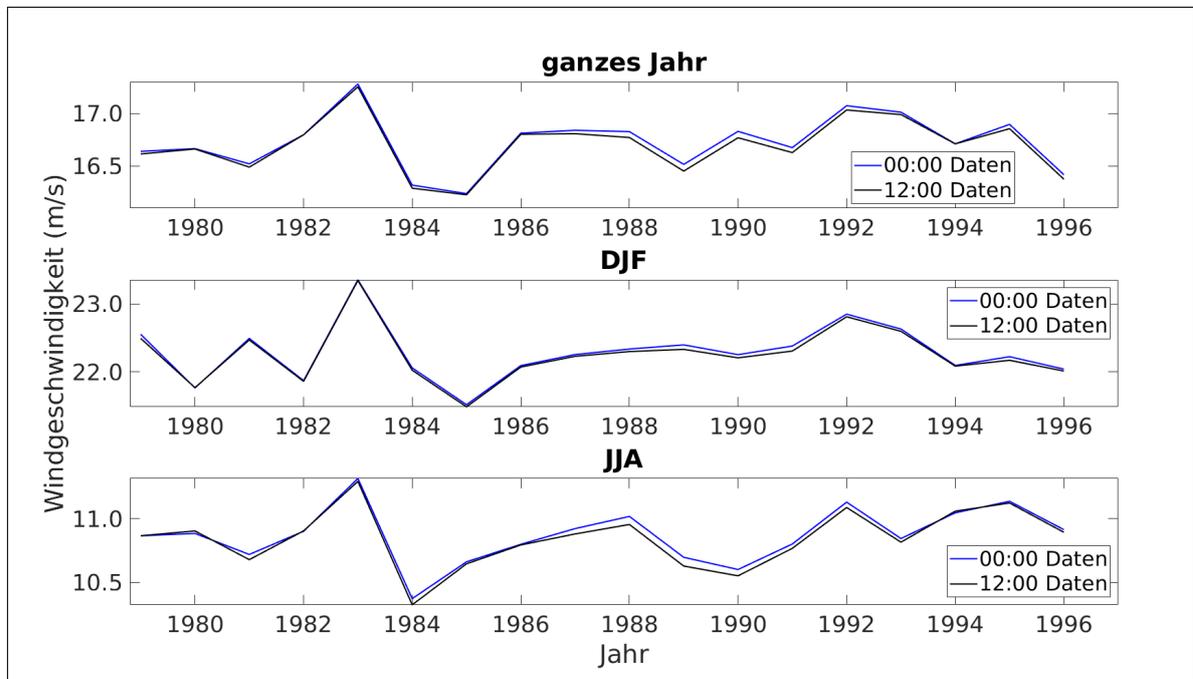


Abbildung A1: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit für nur 00:00 Uhr Daten (blaue Linie) und nur 12:00 Uhr Daten (schwarze Linie).

5.1.2 Klimatologien

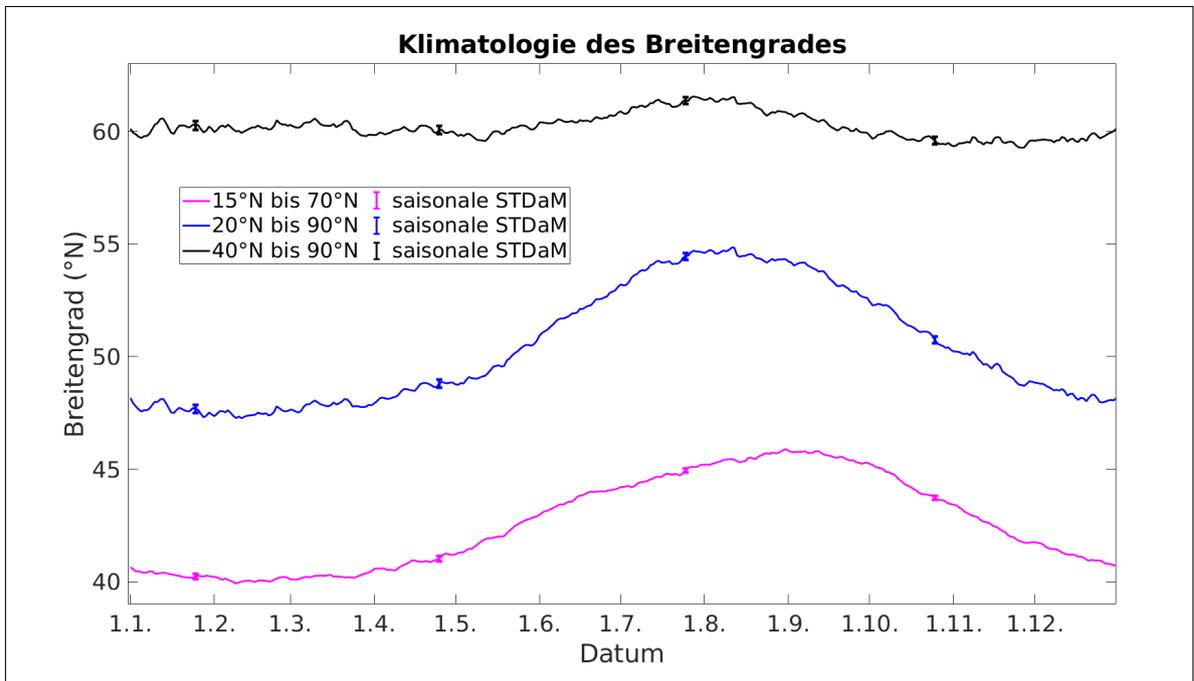


Abbildung A2: Tägliche Klimatologie des mit dem Massenfluss gewichteten und über verschiedene Breitenbereiche gemittelten Breitengrad (L) (Archer und Caldeira, 2008) des Jetstreams. Standardabweichungen des arithmetischen Mittels (STDaM) sind saisonal gemittelt (für DJF, JJA, MAM, SON) und an vier Datenpunkten durch Fehlerbalken dargestellt.

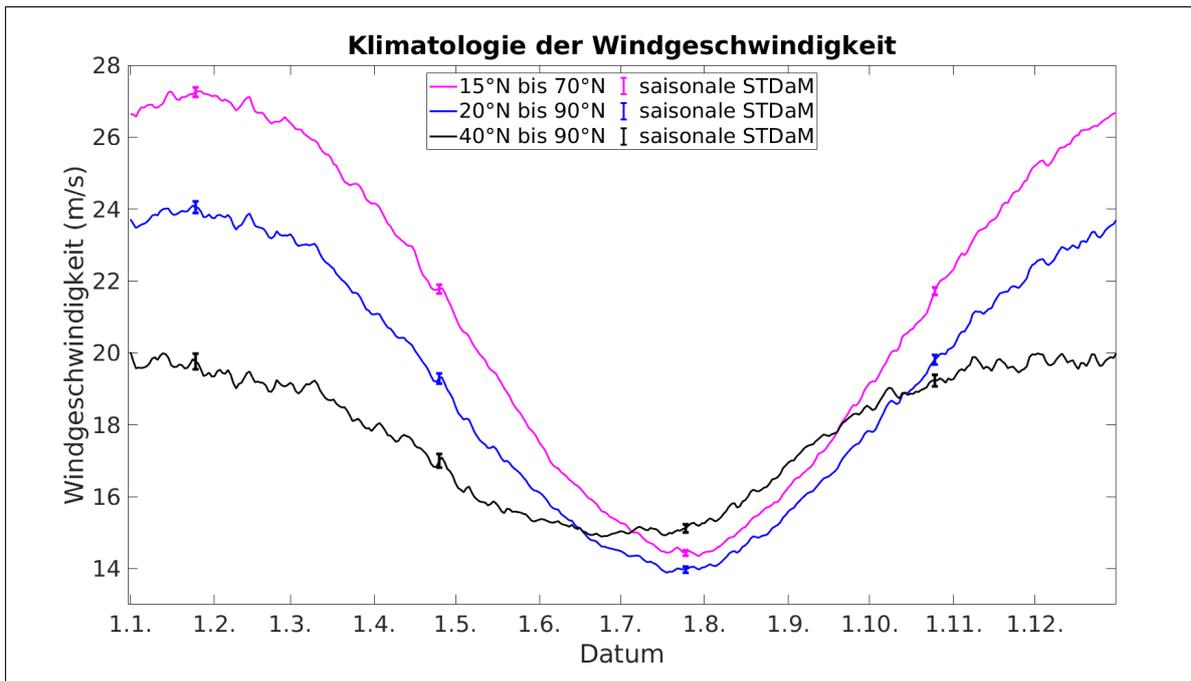


Abbildung A3: Tägliche Klimatologie des mit der Masse gewichteten und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelten Betrags der Windgeschwindigkeit (*WS*) (*Archer und Caldeira, 2008*). Standardabweichungen des arithmetischen Mittels (STDaM) sind saisonal gemittelt (für DJF, JJA, MAM, SON) und an vier Datenpunkten durch Fehlerbalken dargestellt.

5.1.3 Reproduktion

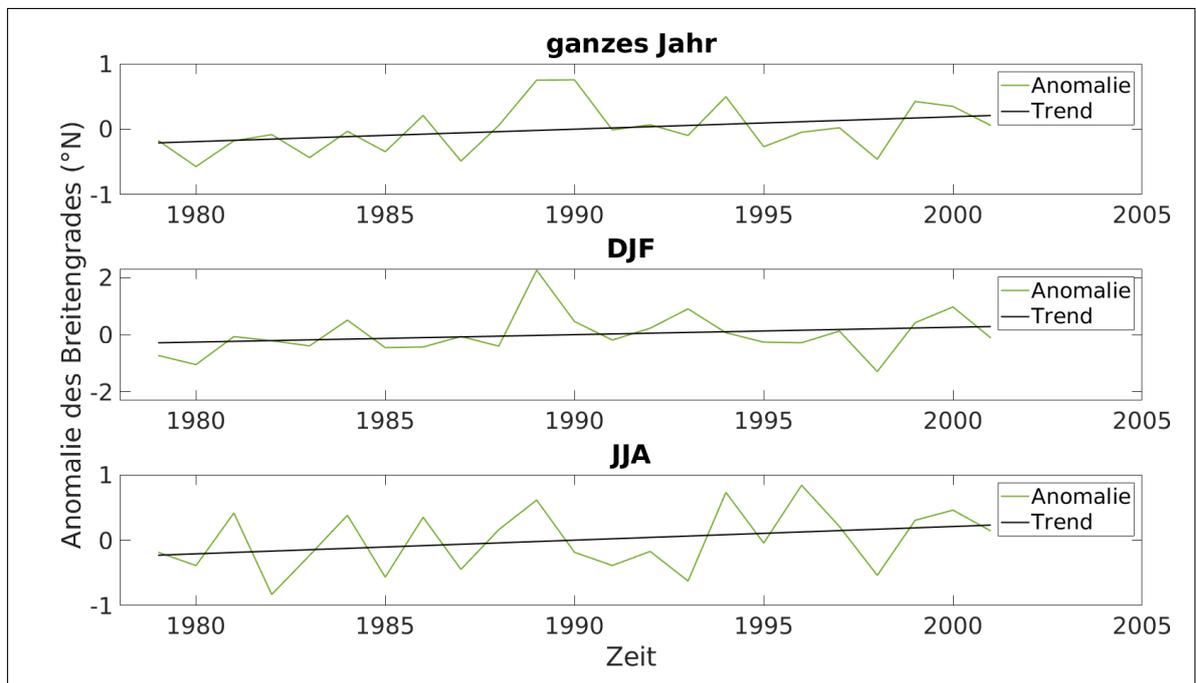


Abbildung A4: Zeitreihen der Anomalie vom 23-jährigen Mittel des mit dem Massenfluss gewichteten und über den Breitenbereich 15°N bis 70°N gemittelten Breitengrad (L) (Archer und Caldeira, 2008). Oben: Jahresmittel, Mitte: Mittel über die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF), Unten: Mittel über die Monate Juni, Juli, August (JJA).

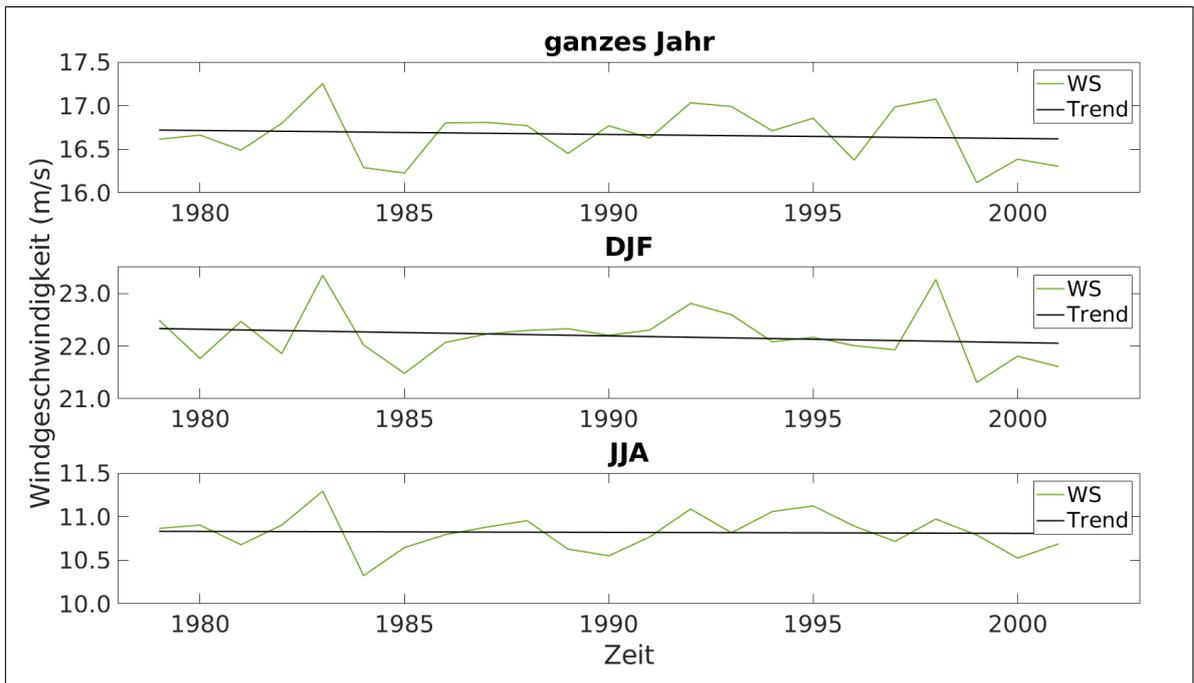


Abbildung A5: Zeitreihen der mit der Masse gewichtete und über den Leveln 400 hPa bis 100 hPa gemittelte Betrag der Windgeschwindigkeit (*WS*) (*Archer und Caldeira, 2008*). Oben: Jahresmittel des ganzen Jahres, Mitte: Mittel über die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF), Unten: Mittel über die Monate Juni, Juli, August (JJA).

5.1.4 Komposits

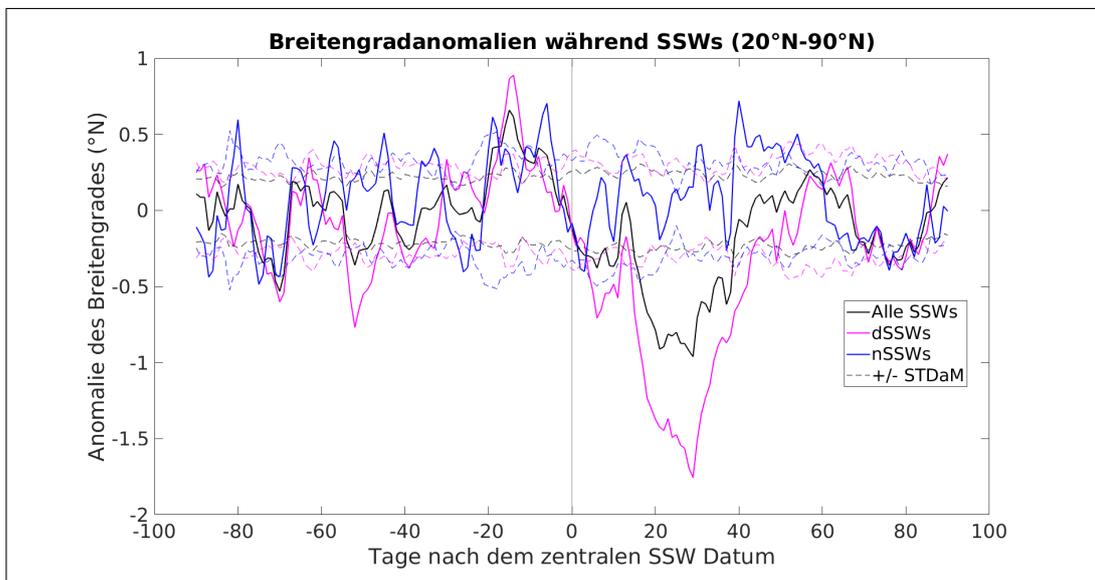


Abbildung A6: Wie Abbildung 4, nur für den Breitenbereich 20°N bis 90°N.

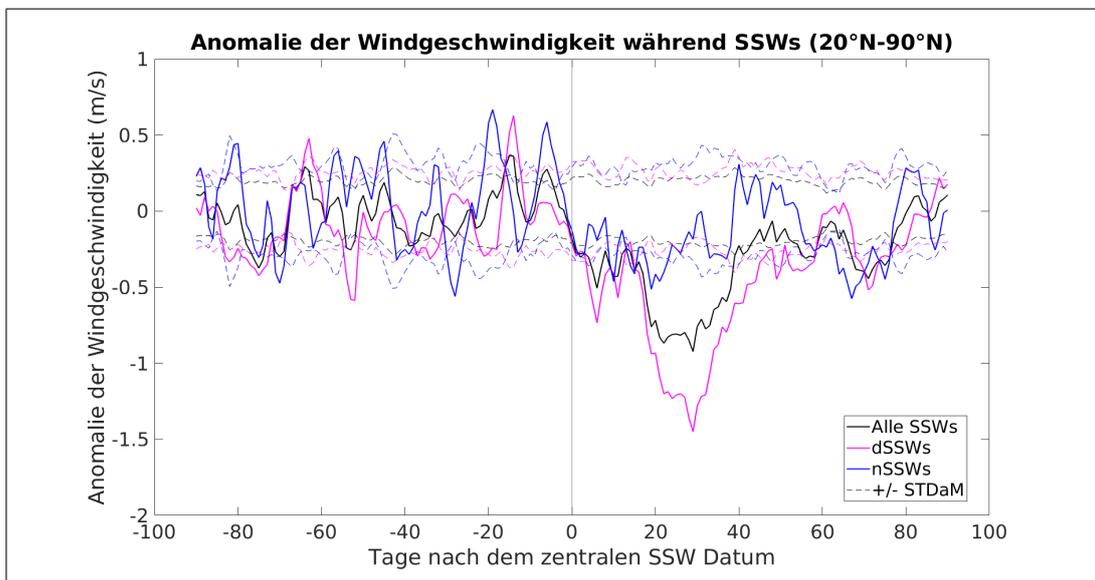


Abbildung A7: Wie Abbildung 5, nur für den Breitenbereich 20°N bis 90°N.

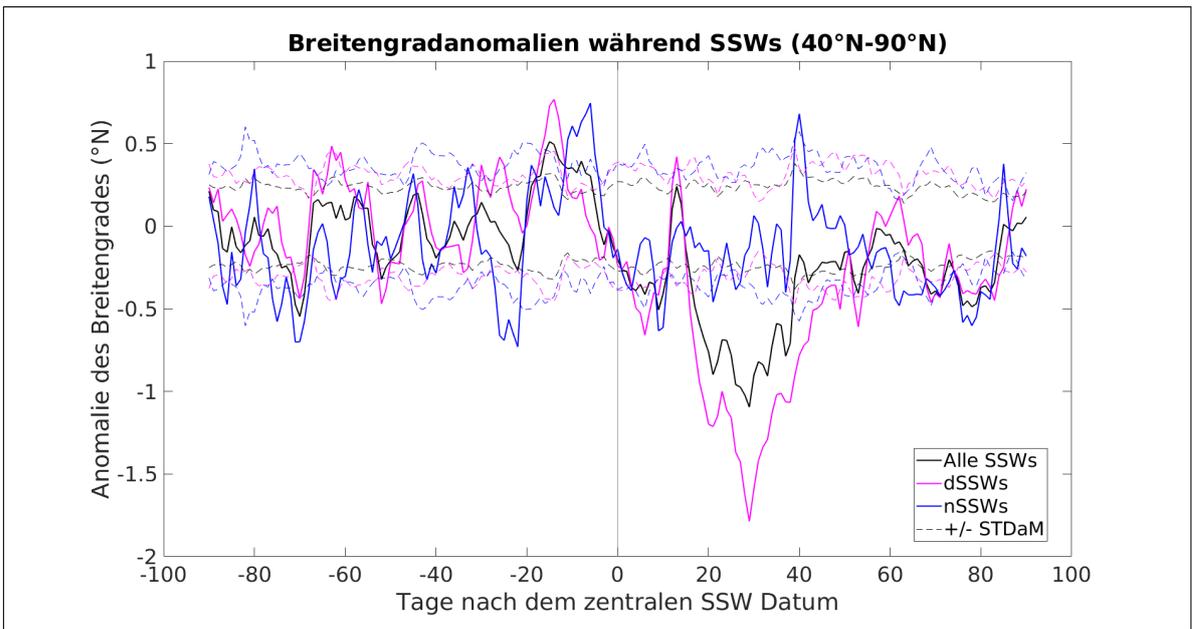


Abbildung A8: Wie Abbildung 4, nur für den Breitenbereich 40°N bis 90°N.

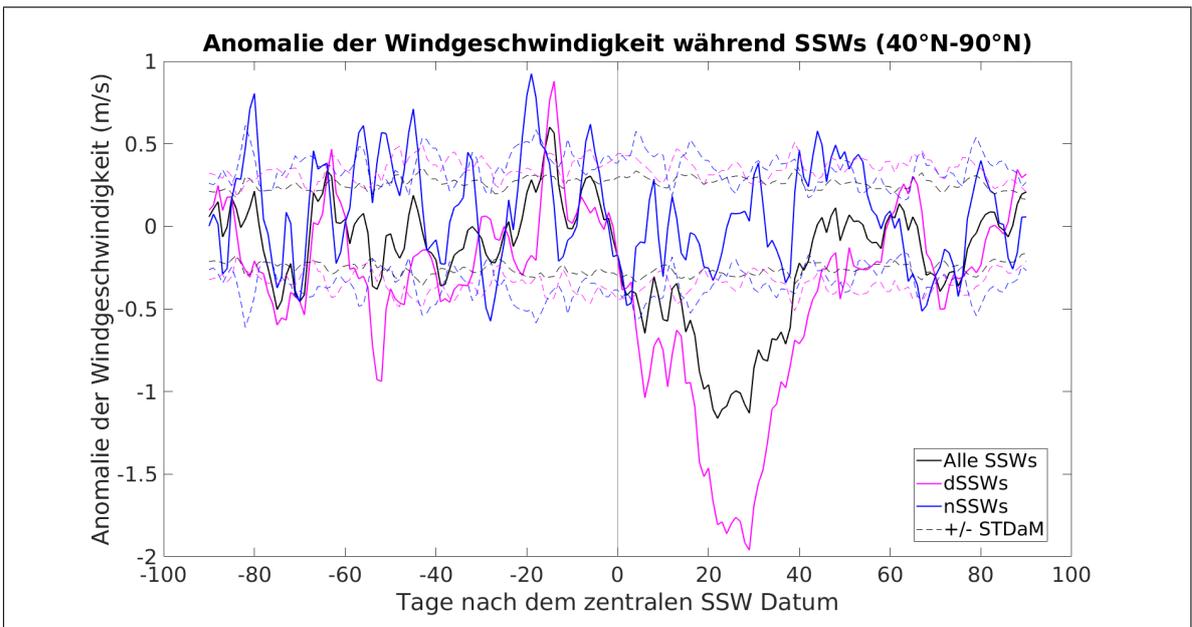


Abbildung A9: Wie Abbildung 5, nur für den Breitenbereich 40°N bis 90°N.

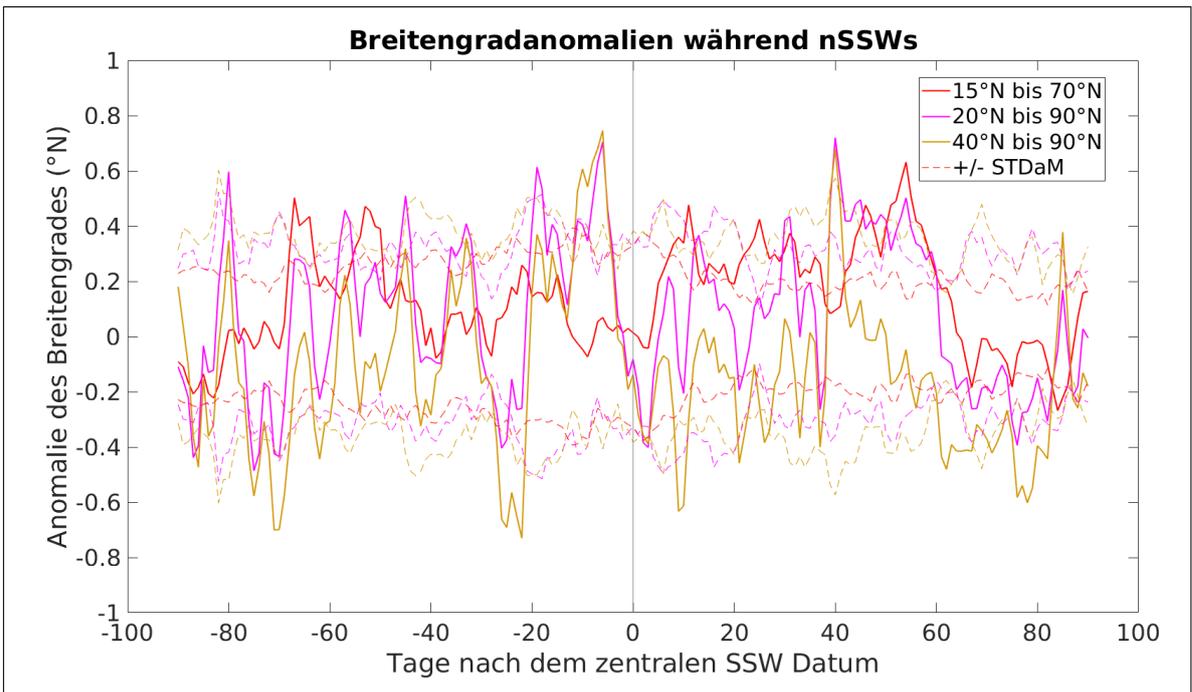


Abbildung A10: Wie Abbildung 6, nur für nSSWs.

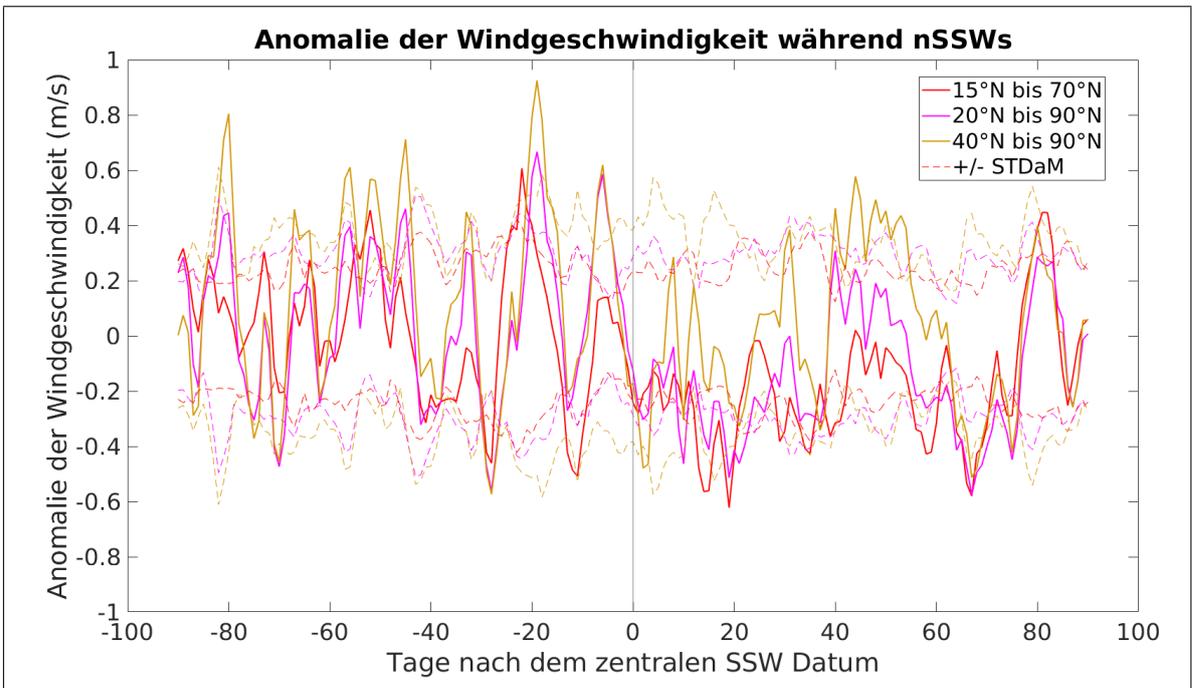


Abbildung A11: Wie Abbildung 7, nur für nSSW

5.1.5 Extra Zeitraum für SST-Anomalien

Anomalie der Meeresoberflächentemperatur

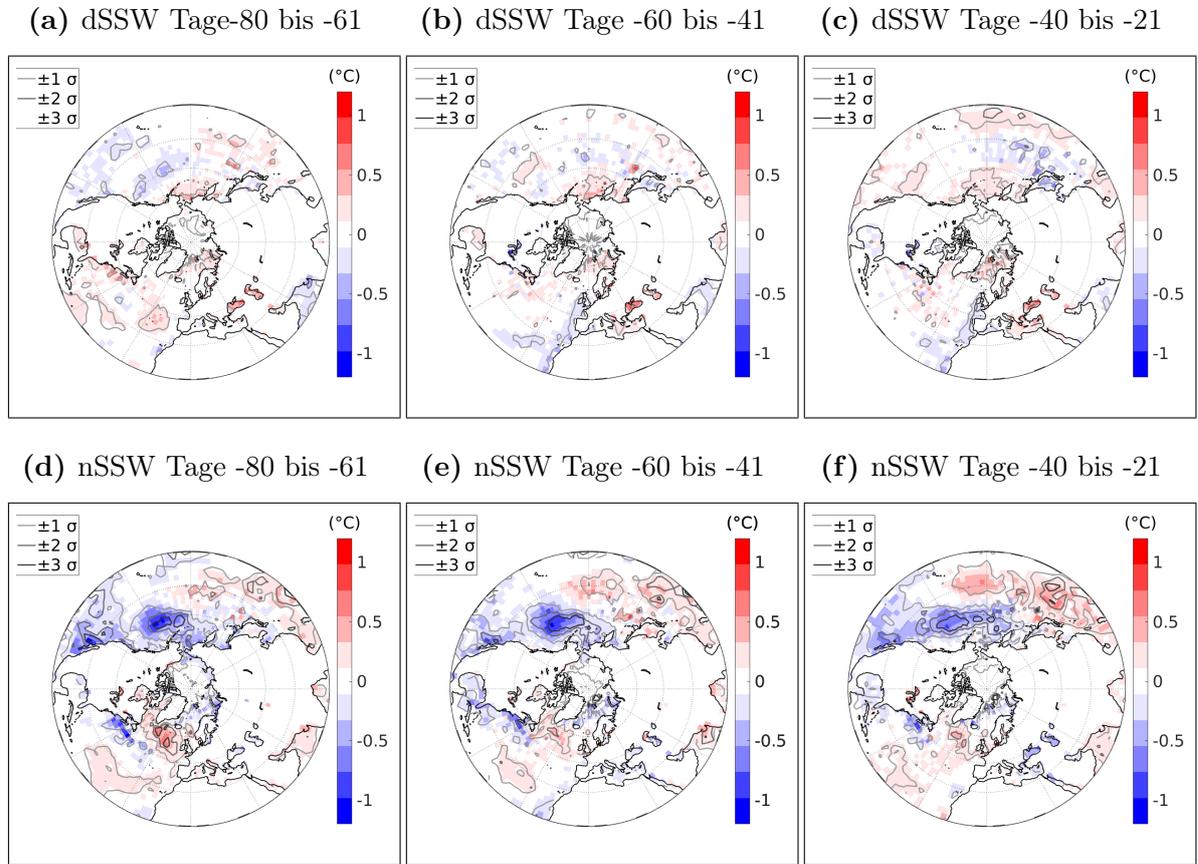


Abbildung A12: Anomalie der Meeresoberflächentemperatur. Oben: dSSWs, unten: nSSWs. Linke Spalte: Tage -80 bis -61, mittlere Spalte: Tage -60 bis -41, rechte Spalte: Tage -40 bis -21. Konturlinien zeigen Bereiche, in denen die Anomalien größer als die Standardabweichung des arithmetischen Mittels ist.

5.2 Abbildungsverzeichnis

1	Windmittel für DJF und JJ	10
2	Trend des Breitengrades 1979 bis 2019	11
3	Trend der Windgeschwindigkeit 1979 bis 2019	12
4	Komposit der Breitengradanomalien für 15°N bis 70°N	14
5	Komposit der Windanomalien für 15°N bis 70°N	15
6	Komposit der Breitengradanomalien für dSSWs	16
7	Komposit der Windanomalien für dSSWs	17
8	Anomalie der Windgeschwindigkeit in 300 hPa	19
9	Anomalie der Windgeschwindigkeit in 850 hPa	20
10	Differenz der Windgeschwindigkeit in 300 hPa	22
11	Differenz der Windgeschwindigkeit in 850 hPa	22
12	Anomalie der Meeresoberflächentemperatur	25
13	Anomalie der Meereisbedeckung	26
A1	Kontrollrechnung: Windgeschwindigkeit für 00:00 Uhr und 12:00 Daten	31
A2	Klimatologie des Breitengrades	32
A3	Klimatologie der Windgeschwindigkeit	33
A4	Trend des Breitengrades 1979 bis 2001	34
A5	Trend der Windgeschwindigkeit 1979 bis 2001	35
A6	Komposit der Breitengradanomalien für 20°N bis 90°N	36
A7	Komposit der Windanomalien für 20°N bis 90°N	36
A8	Komposit der Breitengradanomalien für 40°N bis 90°N	37
A9	Komposit der Windanomalien für 40°N bis 90°N	37
A10	Komposit der Breitengradanomalien für nSSWs	38
A11	Komposit der Windanomalien für nSSWs	38
A12	Anomalie der Meeresoberflächentemperatur für die Tage -80 bis -21 . .	39

5.3 Literatur

- Archer, C. L., und K. Caldeira (2008), Historical trends in the jet streams, *Geophysical Research Letters*, *35*(8), doi:10.1029/2008GL033614.
- Baldwin, M. P., und T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, *294*(5542), 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
- Barriopedro, D., und N. Calvo (2014), On the relationship between enso, stratospheric sudden warmings, and blocking, *Journal of Climate*, *27*(12), 4704–4720, doi:10.1175/JCLI-D-13-00770.1.
- Bond, N., J. Overland, M. Spillane, und P. Stabeno (2003), Recent shifts in the state of the north pacific, *Geophysical Research Letters*, *30*(23), doi:10.1029/2003GL018597.
- Charlton, A. J., und L. M. Polvani (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, *20*(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1.
- ECMWF (2016), *Part II: Data Assimilation*, no. 2 in IFS Documentation, ECMWF.
- Gerber, E., C. Orbe, und L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts, *Geophysical Research Letters*, *36*(24), doi:10.1029/2009GL040913.
- Gerber, E. P., und L. M. Polvani (2009), Stratosphere–troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The importance of stratospheric variability, *Journal of Climate*, *22*(8), 1920–1933, doi:10.1175/2008JCLI2548.1.
- Hall, R., R. Erdélyi, E. Hanna, J. M. Jones, und A. A. Scaife (2015), Drivers of North Atlantic polar front jet stream variability, *International Journal of Climatology*, *35*(8), 1697–1720, doi:10.1002/joc.4121.
- Hersbach, H., et al. (2020), The era5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999–2049, doi:10.1002/qj.3803.
- Hitchcock, P., und I. R. Simpson (2014), The downward influence of stratospheric sudden warmings, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *71*(10), 3856–3876, doi:10.1175/JAS-D-14-0012.1.

- Hoshi, K., J. Ukita, M. Honda, T. Nakamura, K. Yamazaki, Y. Miyoshi, and R. Jaiser (2019), Weak stratospheric polar vortex events modulated by the arctic sea ice loss, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(2), 858–869, doi:10.1029/2018JD029222.
- Karpechko, A. Y., P. Hitchcock, D. H. Peters, and A. Schneidereit (2017), Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *143*(704), 1459–1470, doi:10.1002/qj.3017.
- Koch, P., H. Wernli, and H. C. Davies (2006), An event-based jet-stream climatology and typology, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, *26*(3), 283–301, doi:10.1002/joc.1255.
- Labitzke, K. (1972), Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *29*(4), 756–766, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0756:TCITMA>2.0.CO;2.
- Labitzke, K. G., and H. Van Loon (1999), *The Stratosphere: Phenomena, History, and Relevance*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH.
- Li, Y., W. Tian, F. Xie, Z. Wen, J. Zhang, D. Hu, and Y. Han (2018), The connection between the second leading mode of the winter North Pacific sea surface temperature anomalies and stratospheric sudden warming events, *Climate Dynamics*, *51*(1-2), 581–595, doi:10.1007/s00382-017-3942-0.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004), The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, *17*(13), 2584–2596, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2.
- Polvani, L. M., and P. J. Kushner (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophysical Research Letters*, *29*(7), 18–1, doi:10.1029/2001GL014284.
- Rahm, T. (2019), Der Einfluss von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen auf die Troposphäre, Bachelor thesis, Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Thompson, D. W., and J. M. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical research letters*, *25*(9), 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.

5.4 Erklärung

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

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

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

Ort, Datum

Martje Hänsch