
Analyse der täglichen Variation von polaren
Temperaturprofilen der mittleren Atmosphäre im
Winter sowie deren Zusammenhang mit
geophysikalischen Feldern der mittleren Breiten

Bachelor-Arbeit

angefertigt am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. (IAP)
an der Universität Rostock, Fachbereich Physik



von **Charlotte Rasch**, geb. am 19. März 1992

Betreuer und 1. Prüfer : PD Dr. Dieter H.W. Peters

2. Prüfer: Dr. Christoph Züllicke

Rostock, den 31.08.2015

Zusammenfassung

Die mittlere Atmosphäre im Winter zeigt in polaren Breiten eine hohe Variabilität, die hauptsächlich durch die Strahlungsabkühlung und durch interne dynamische Prozesse verursacht wird.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Variation von polaren Temperaturprofilen der mittleren Atmosphäre im Winter auf der Grundlage von täglichen Reanalysedaten der NASA (MERRA) von 1979 bis 2014 mittels einer EOF-Analyse zu untersuchen.

Dafür werden aus den ersten zwei EOF-Moden die dominanten Zeiträume von Polarnacht-Jet-Oszillationen (PJO) bestimmt. Die Verbindung zu plötzlichen Stratosphärenerwärmungen (SSW) wird anhand der Darstellung der ersten zwei EOF-Zeitreihen im Phasenraum gezeigt. Die Robustheit des Kriteriums zur Bestimmung von PJO-Ereignissen konnte verifiziert werden. Die Anzahl an starken SSWs mit PJO und ohne PJO sind nach dem 3σ -Kriterium gleichverteilt. Bei der Analyse stellte sich heraus, dass ein Großteil der PJOs in der letzten Dekade stattfand, woraus sich die offene Frage nach der Ursache von häufigen PJOs ergibt.

Der Zusammenhang der polaren Temperaturvariation mit geophysikalischen Feldern der mittleren Breiten wird durch eine lineare Regression mit unterschiedlichen Verschiebungszeiten bestimmt. Es konnte der für PJOs charakteristische Verlauf der sich polwärts abwärts bewegenden zonal gemittelten Ostwindanomalie mit einer typischen Periode von 60 Tagen auch bei Verwendung täglicher Daten bestätigt werden.

Die erhaltene hemisphärische Temperaturverteilung entspricht dem aus der EOF-Analyse erwarteten Verlauf einer starken Erwärmung in der oberen Stratosphäre und einer halb so starken Abkühlung in der Mesosphäre. Weitere charakteristische meteorologische Variablen werden untersucht und es zeigt sich, dass das Hoch über dem Pazifik polwärts wandert und das dortige Tief ersetzt. Dadurch kommen nach der geostrophischen Beziehung die Ergebnisse für den zonal gemittelten zonalen und den meridionalen Wind zustande, die die antizyklonale Rotation um das Hochdruckgebiet beschreiben.

Abstract

The middle atmosphere in winter shows a high variability in polar latitudes, which are primarily caused by radiation cooling and by internal dynamic processes.

The aim of this paper is to examine the variation of polar cap temperature profiles of the middle atmosphere in winter, based on daily reanalysis data from NASA (MERRA, 1979 to 2014) by an Empirical Orthogonal Function analysis (EOF). Therefore the dominant time periods of Polar-night Jet Oscillations have been identified by the first two EOF modes. The correlation to sudden stratospheric warmings (SSW) is based on the representation of the two leading EOF time series in phase space.

The robustness of the criterion for determining PJO events is verified. The number of strong SSW with PJO and without PJO are equally distributed by applying the 3σ -criterion.

The analysis shows that a large number of PJO took place over the last decade, which implies the open question concerning the cause of frequent PJOs.

The relationship of the polar cap temperature anomalies to geophysical fields of the mid-latitudes was investigated by a linear regression with different lags. The characteristic poleward and downward propagation of the zonal-mean zonal wind anomalies with a typical period of 60 days is confirmed even using daily data.

The resulting hemispheric temperature distribution of a warm upper stratospheric anomaly and a half as strong cold one in the mesosphere agrees with the expected pattern given by EOF analysis. Also the analysis of further meteorological parameters reveals the poleward movement of a ridge above the Pacific Ocean, which replaces the polar low. Thereby, according to the geostrophic relationship results are shown for the zonal-mean zonal and the meridional wind, which describe the anticyclonic rotation around a high pressure area.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Motivation	1
1.2. Grundlagen	2
1.3. Plötzliche stratosphärische Erwärmung (SSW)	6
1.4. Polarnacht-Jet-Oszillation (PJO)	9
2. Daten und Methoden	10
2.1. Daten	10
2.2. Methodik	11
2.2.1. Datenbearbeitung und graphische Darstellung	11
2.2.2. Empirische Orthogonale Funktionen (EOF)	12
2.2.3. Lineare Regression	14
3. PJO und SSW Analyse	16
3.1. Beispiel einer starken MSSW (2013) mit PJO	16
3.2. Beispiel einer schwachen MSSW (2003) ohne PJO	17
3.3. Resultate der Analyse	19
4. Zusammenhang mit geophysikalischen Feldern	21
4.1. Temperaturverteilung	21
4.2. Geopotentielle Höhe, zonaler Wind und meridionaler Wind	23
4.3. Entwicklung der geopotentiellen Höhe	24
4.4. Entwicklung des zonal gemittelten zonalen Windes	25
5. Diskussion und Schlussfolgerung	28

Abbildungsverzeichnis	34
Tabellenverzeichnis	36
Danksagung	37
A. Anhang	38

1. Einleitung

1.1. Motivation

Das globale Klima der Erdoberfläche wird wesentlich durch dynamische Prozesse in der Stratosphäre beeinflusst, weshalb ein grundlegendes Verständnis der klimatologischen Prozesse in der mittleren Atmosphäre (0-100 km) von großer Bedeutung ist¹. Am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP) der Universität Rostock in Kühlungsborn steht die Untersuchung der mittleren Atmosphäre im Mittelpunkt der Forschung². Bodengebundene Messverfahren wie die Lidar- und Radar-Technik ermöglichen es, räumlich und zeitlich hochaufgelöste Profile physikalischer Messgrößen bis zur oberen Mesosphäre in etwa 100 km Höhe zu bestimmen. Auch Messflüge mit Ballons, Höhenforschungsraketen und Satellitenbeobachtungen liefern Datenmaterial zur Gewinnung neuer Erkenntnisse über den Zustand der Atmosphäre. Die Hauptforschungsgebiete des IAP liegen in Untersuchungen der Mesopausenregion, der Erforschung von langfristigen Veränderungen in der Atmosphäre (Trends) und der Kopplung der atmosphärischen Schichten. Die Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre erfolgt hauptsächlich durch Wellen (planetare Wellen, Gezeiten, Schwerewellen). Vor allem planetare Rossby-Wellen sind von großer Bedeutung, da sie große Anteile des Transports von Wärme, Impuls und Luftbeimengungen übernehmen. Sie werden in erdnahen Schichten angeregt und können sich nach oben in die mittlere Atmosphäre ausbreiten, wo sie durch Anregung turbulenter Mischungsprozesse den Grundzustand verändern. Durch diese Eigenschaft beeinflussen sie maßgeblich die Zirkulationsprozesse als „antreibende Kraft“ in der Atmosphäre. Im Winter zeichnet sich die mittlere Atmosphäre u. a. durch eine hohe Variabilität aus, die durch planetare Rossbywellen bestimmt ist. Diese planetaren Wellen verursachen intrasaisonale Temperaturschwankungen in der Stratosphäre der Nordhemisphäre, die mit der Variation des Polarwirbels zusammenhängen. Diese Arbeit befasst sich mit dem Auftreten ungewöhnlich starker Erwärmungen der mittleren und

¹www.sparc-climate.org

²www.iap-kborn.de

oberen Stratosphäre im Winter sowie mit der Verzögerung und Beschleunigung des polaren Strahlstroms. Der Zusammenhang ist über die thermische Windgleichung gegeben, die weiter unten erläutert wird. Mittels einer neuen Reanalyse der NASA³ (National Aeronautics and Space Administration) wird das Auftreten von Stratosphärenerwärmungen und Polarnacht-Jet-Oszillationen (PJOs) für den Zeitraum von 1979 bis 2014 diagnostiziert. Hierzu werden Profile der Temperatur über der Polkappe gebildet und mithilfe einer EOF-Analyse die dominante Struktur bestimmt. Deren zeitliche Entwicklung erlaubt eine lineare Regression mit hemisphärischen meteorologischen Größen, die u.a. den Zusammenhang zwischen mittleren und hohen Breiten aufzeigt.

1.2. Grundlagen

Die mittlere Struktur der Erdatmosphäre wird über das *vertikale Temperaturprofil* (Abb. 1.1) beschrieben. Die Abgrenzung der verschiedenen Schichten erfolgt durch einen Vorzeichenwechsel des Temperaturgradienten. Der Bereich eines Extremums des Profils wird als Pause bezeichnet. Von der Erdoberfläche aus ist der Temperaturgradient der ersten Schicht negativ, das heißt die Temperatur nimmt nahezu konstant mit der Höhe ab, sodass sich eine gleichmäßige Temperaturabnahme von circa 6 K pro km ergibt. Sie wird *Troposphäre* genannt und beschreibt in erster Näherung die adiabatische Abkühlung aufsteigender Luftmassen. Nach der anschließenden Zwischenschicht, der *Tropopause*, folgt zwischen 10 km und 50 km Höhe die *Stratosphäre*, in der die Temperatur erst leicht stagniert und dann, aufgrund der Absorption kurzwelliger Strahlung durch die Ozonschicht, wieder stark ansteigt. Darüber liegt die *Stratopause*. In der *Mesosphäre* kommt es zu einer starken Abkühlung, die bei der *Mesopause* in circa 80 km Höhe in einen positiven Temperaturgradienten umschlägt. Die darüber liegende Schicht wird *Thermosphäre* genannt und reicht bis zur Grenze der Atmosphäre in circa 500 bis 600 km Höhe. Der Bereich von Tropopause bis Mesopause bildet die mittlere Atmosphäre, die zur Homosphäre gehört, in der eine gleichmäßige turbulente Durchmischung der Gaskomponenten der Luft vorzufinden ist. Die Höhenangaben der Grenzschichten sind dabei nicht fest, sondern können um einige Kilometer schwanken je nach Breitengrad und Jahreszeit.

³(USA), <http://gmao.gsfc.nasa.gov/merra/>

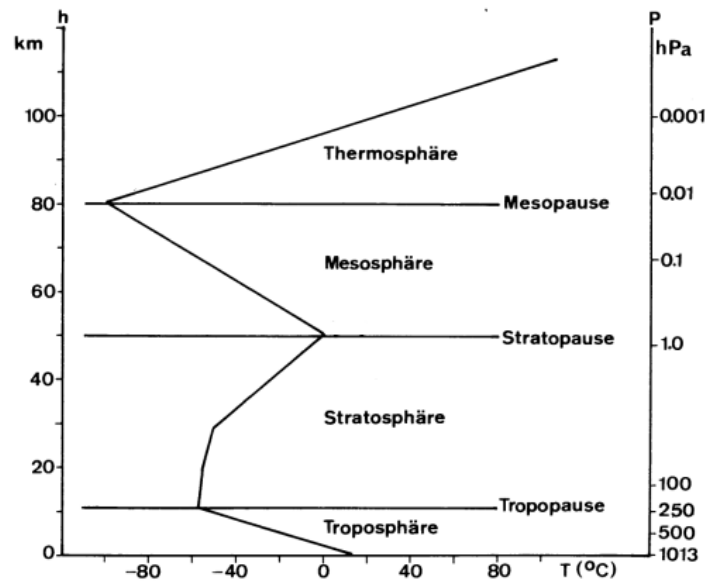


Abbildung 1.1.: Skizze der statischen Temperaturstruktur der Atmosphäre auf Grundlage von Messungen des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin [Malberg, 2007].

Der Verlauf dieses mittleren Temperaturprofils (Abb. 1.1) lässt sich genähert durch die Absorption und Emission von Strahlung erklären: Das Minimum in der Tropopause wird durch infrarote Emission von Wasserdampf und Wolken verursacht, während das Maximum in der Stratopause durch Absorption von solarer UV Strahlung durch Ozon hervorgerufen wird. Die Abnahme der Ozonkonzentration hat einen maßgeblichen Einfluss auf das Minimum in der Mesopause, da dadurch die Absorption der solaren Strahlung verringert wird. Die rasche Temperaturzunahme in der Thermosphäre liegt hingegen in der Absorption von hochenergetischer solarer Strahlung begründet [Malberg, 2007].

Die Abbildungen 1.2 und 1.3 zeigen meridionale Querschnitte der zonal gemittelten Temperatur und des zonal gemittelten zonalen Windes von 1000 hPa (Boden) bis 0,1 hPa (65 km) für den mittleren Januar 1979 bis 2014, wie sie aus den MERRA⁴-Daten (Modern Era Retrospective Analysis for Research and Application, [Rienecker et al., 2011]) der Reanalyse der NASA berechnet wurden. Sie bilden den Bereich der Troposphäre und Stratosphäre bis zur mittleren Mesosphäre ab. Die meridionale Temperaturverteilung der mittleren Atmosphäre (Abb. 1.2) unterscheidet sich wesentlich zu der in der Troposphäre. In der Troposphäre liegen die höchsten Temperaturen in der Äquatorregion und nehmen zu den Polen hin ab. In der unteren Stratosphäre hat die Temperatur ein Minimum über

⁴<http://gmao.gsfc.nasa.gov/ref/merra/atlas/>

dem Äquator sowie über dem Winterpol, wohingegen am Sommerpol die höchsten Temperaturen herrschen. Ab einer Höhe von circa 30 hPa nimmt die Temperatur gleichmäßig vom Sommer- zum Winterpol hin ab. In der oberen Stratosphäre besteht am Sommerpol ein Temperaturmaximum, das bis in die mittleren Breiten der Winterhemisphäre hinein reicht. Die Stratopause liegt im Polbereich der Winterhemisphäre etwa 10 km höher (bei circa 60 km).

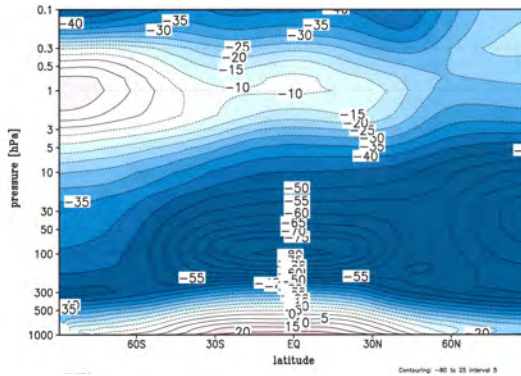


Abbildung 1.2.: Mittlerer Klimazustand für Januar: zonal gemittelte Temperatur [T] in °C für 1979-2014 (MERRA, NASA).

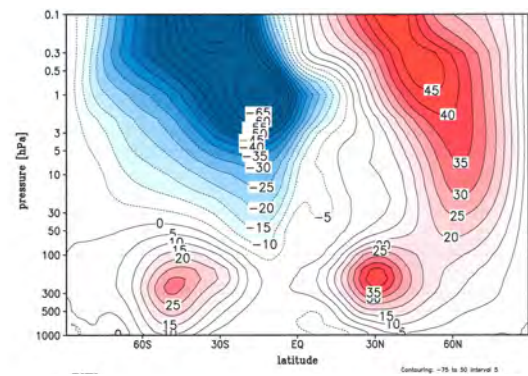


Abbildung 1.3.: Meridionaler Querschnitt des zonal gemittelten zonalen Windes [U] in $\frac{m}{s}$ für den mittleren Januar 1979-2014 (MERRA, NASA), positive Werte sind Westwinde, negative Ostwinde.

In den Tropen wird die Erdoberfläche durch die Sonne aufgeheizt (Abb.1.2). Die heiße und somit leichte Luft steigt auf und kühlt adiabatisch ab, wodurch das Temperaturminimum am Äquator entsteht (Antrieb der Hadley-Zelle). Die Abkühlung der Nordhemisphäre im Winter entsteht durch langwellige Abstrahlung von Wärme nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz proportional zu ωT^4 ($\omega \approx 5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$ ist die Boltzmannkonstante, T ist die Temperatur) und durch fehlende kurzwellige Einstrahlung der Sonne, da der Pol von der Sonne abgewandt ist. Ein horizontaler Wärmeffluss aus den Subtropen, hauptsächlich durch planetare Wellen angetrieben, bringt wärmere Luftmassen von Süden nach Norden, sodass die Temperaturen am Pol höher sind als man in der reinen Strahlungsbalance erwarten würde. Manchmal sind diese Zuströme so stark, dass es zu einer plötzlichen Erwärmung der Stratosphäre kommt (SSW-Ereignis; siehe auch unter Kapitel 1.3, Abb.1.5).

Dabei ist die größte Standardabweichung der Temperatur im mittleren Januar unter der Stratopause am Nordpol zu finden und die des zonal gemittelten zonalen Windes in mittleren Breiten der mittleren und oberen Stratosphäre (s. Anhang Abb. A.1, A.2). Der Breite-Höhen-Schnitt des zonal gemittelten zonalen Windes (Abb.1.3) zeigt, dass in der

Winterhemisphäre in der Stratosphäre Westwind (positive Werte) und in der Sommerhemisphäre Ostwind (negative Werte) vorherrscht. In der Troposphäre sind die ostwärtigen subtropischen Strahlströme zu erkennen. Der zonale Wind ist über die thermische Windbeziehung mit der Temperatur gekoppelt. Die vertikale Änderung des zonalen Windes ist proportional zur negativen meridionalen Temperaturdifferenz. Somit ist der saisonale Zyklus des zonal gemittelten zonalen Windes proportional zu dem des zonal gemittelten meridionalen Temperaturgradienten, weshalb eine Beschreibung der zeitlichen Entwicklung über die Temperatur möglich ist. Außerdem sind die westlichen Jets Voraussetzung für die Ausbreitung von planetaren Wellen [z. B. Holton, 2004; Labitzke, 2013].

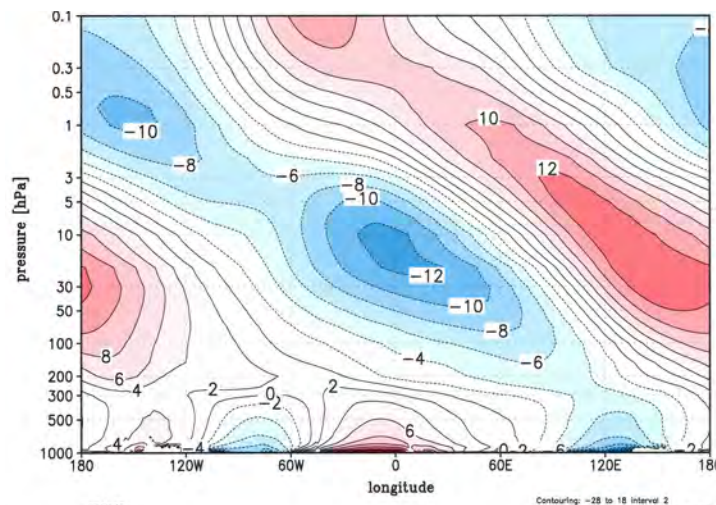


Abbildung 1.4.: Höhen-Längen-Schnitt: Abweichung vom zonalen Mittel der Temperatur in °C für den mittleren Januar 1979-2014 (Abb. 1.2) für 60° N, Struktur der quasi-stationären planetaren Welle.

Planetare Wellen treiben die residuelle Zirkulation (definiert über die mittlere zonale Zirkulation, [Andrews et al., 1987]) an, indem sie Drehimpuls nach oben transportieren, der wie ein Translationsriemen wirkt. Außerdem bestimmen diese großräumigen Störungen somit die Variabilität des zonal gemittelten Grundstroms. Planetare Wellen können sich nur bei Westwind ausbreiten, da ihre Ausbreitungsrichtung relativ zum Grundwind wegen der Erdrotation nach Westen geneigt ist. Nur Wellen der zonalen Wellenzahlen 1 und 2 können sich innerhalb der Stratosphäre nach oben ausbreiten, wenn eine kritische Ausbreitungsgeschwindigkeit nicht überschritten wird [z.B. Holton, 2004]. Die planetaren Wellen werden als lineare Wellen mit konstanter Amplitude angenommen. In Abb. 1.4 ist die dominante Welle 1-Struktur einer planetaren Welle und ihre westwärtige Phasenneigung mit der Höhe zu sehen, wodurch ein Wärmeffluss nach Norden entsteht. Aufgrund ihrer Wechselwirkung mit dem Grundstrom sind planetare

Wellen in der Lage, Erwärmungen zu generieren [Charney und Drazin, 1961; Matsuno, 1971].

Solche großräumigen atmosphärischen Bewegungen relativ zur Erdoberfläche werden durch die primitiven Gleichungen, ein System von sechs Gleichungen für sechs Unbekannte (zonaler Wind U , meridionaler Wind V , vertikaler Wind W , Temperatur T , Dichte ρ , Druck p), beschrieben [z. B. Peters, 2014]. Für planetare und synoptische Strömungen nutzt man das quasi-geostrophische Gleichungssystem. Durch die Transformation der primitiven Gleichungen in das p -System mit dem Druck p als allgemeine Vertikalkoordinate anstatt der Höhe z wird die Dichte ρ als Variable eliminiert. Die dafür vorausgesetzte Gültigkeit der hydrostatischen Näherung ($\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$, mit g der Erdbeschleunigung) liefert zusammen mit der Zustandsgleichung für ideale Gase ($p = \rho R T$, mit R der idealen Gaskonstante) den Zusammenhang zwischen der Temperatur T und dem Geopotential $\Phi = g * Gh$ (geopotentielle Höhe Gh) der Druckflächen. :

$$T = -\frac{p}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \quad (1.1)$$

Aus der geostrophischen Näherung folgt die Kopplung des Windes an das Geopotential, wobei f den Coriolis-Parameter benennt, $\vec{k}$ den Einheitsvektor in vertikaler Richtung und $\vec{v}_g$ den geostrophischen Wind:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla_h \Phi \quad (1.2)$$

Woraus nach Ableitung nach dem Druck p die *thermische Windbeziehung* resultiert:

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \vec{k} \times (\vec{\nabla} T)_p \quad (1.3)$$

Diese erste Näherung gilt für großräumige dynamische Prozesse. Tendenzen verlangen ageostrophische Terme bzw. die vollen primitiven Gleichungen wie sie u. a. in Holton [2004] beschrieben werden.

1.3. Plötzliche stratosphärische Erwärmung

Als Beispiel für eine plötzliche Stratosphärenenerwärmung (engl.: Sudden Stratospheric Warming, SSW [Andrews et al., 1987]) wurde der Januar 2013 ausgewählt, der bisher wenig untersucht wurde.

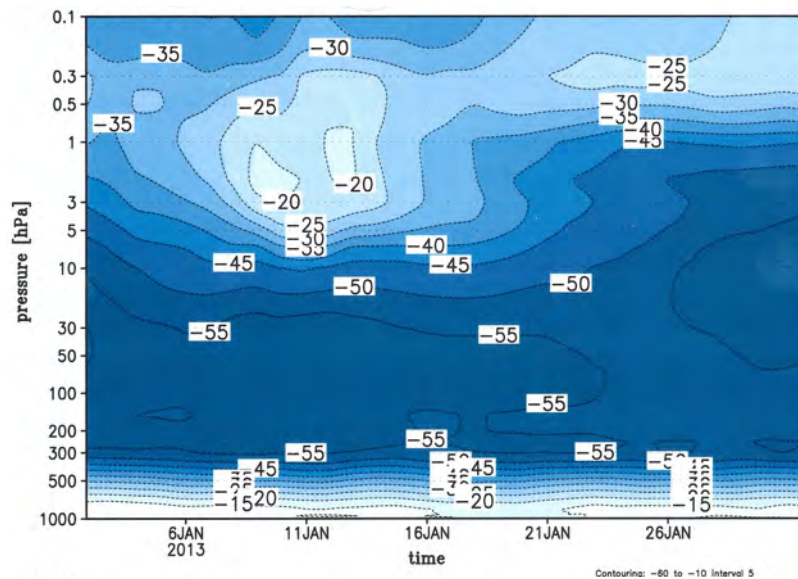


Abbildung 1.5.: Zonal gemittelter Temperaturverlauf im Januar 2013 in °C bei 60° N (MERRA, NASA).

Man sieht in der oberen Stratosphäre zu Beginn des Monats eine Temperaturerhöhung von 15 °C bei 60° N innerhalb von wenigen Tagen. Bei SSWs unterscheidet man zwischen „minor warmings“ (hier abgekürzt mit mSSW) und „major warmings“ (hier abgekürzt mit MSSW). Eine mSSW ist dadurch charakterisiert, dass der zonal gemittelte Temperaturgradient zwischen Polarkappenmittel (80° bis 90° N) und der Temperatur bei 60° N (gemittelt über 55° bis 65° N) auf der 10 hPa-Schicht rapide ansteigt und sein Vorzeichen von minus nach plus wechselt. Eine MSSW liegt vor, wenn zusätzlich der zonal gemittelte zonale Wind bei 60° N in einer Höhe von 10 hPa auf Ostwind umkippt, d.h. sein Vorzeichen negativ wird (Abb. 1.6). Die erste SSW wurde im Jahr 1952 von R. Scherhag in der Stratosphäre über Berlin beobachtet und ist daher auch als „Berliner Phänomen“ bekannt [Scherhag, 1952; Labitzke, 2013].

Matsuno [1971] fand als Ursache dafür die anomale Ausbreitung von planetaren Wellen und deren Wechselwirkung mit dem Grundstrom. Die Umkehr der Windrichtung und die damit verbundene Erwärmung kann entweder durch eine Verschiebung oder ein Aufspalten (ein sog. Splitting) des Polarwirbels geschehen [Charlton und Polvani, 2007]. Eine SSW ist demnach als eine dynamische Störung des winterlichen Polarwirbels durch planetare Wellen zu betrachten.

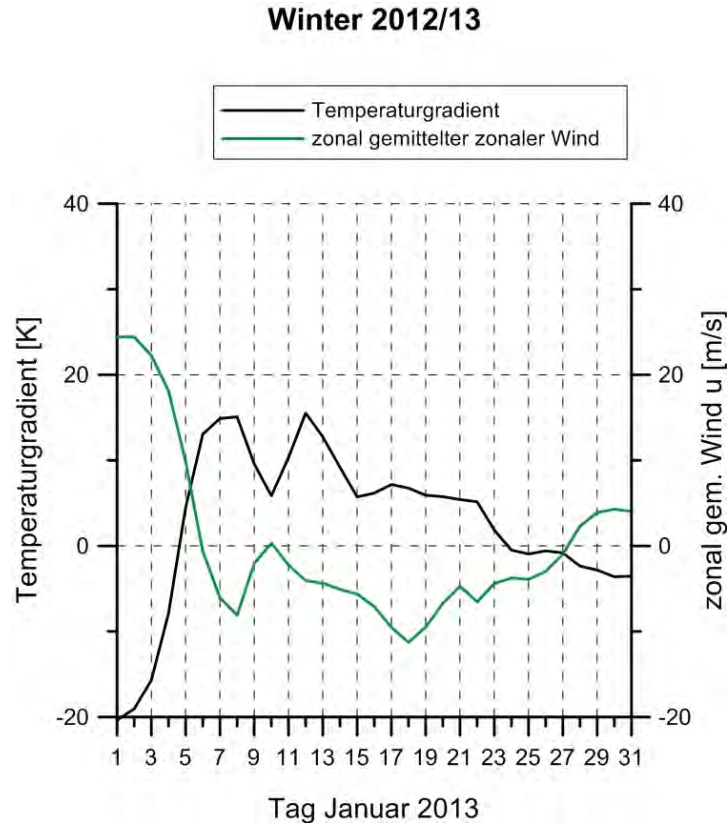


Abbildung 1.6.: Gradient zwischen Polarkappenmittel (80° bis 90° N) und zonal gemittelter Temperatur bei 60° N (55° bis 65° N) auf der 10 hPa-Schicht (schwarz) und der zonal gemittelte zonale Wind U (grün) auf 10h Pa bei 60° N für Januar 2013 (MERRA, NASA).

Unter der Annahme, dass der zonal gemittelte zonale Wind in der unteren Schicht $[U_{unten}]$ sich nicht ändert, kann der vertikale Gradient durch den Wind der oberen Schicht $[U_{oben}]$ genähert werden

$$\frac{[U_{oben}] - [U_{unten}]}{\Delta z} \approx \frac{\partial[U]}{\partial z} \propto [U_{oben}].$$

Der meridionale Temperaturgradient kann über die thermische Windgleichung (1.3) direkt mit dem zonal gemittelten zonalen Wind in Verbindung gebracht werden:

$$[U_{oben}] \propto -\frac{\partial[T]}{\partial y}.$$

Es wird eine Zunahme von -20 K auf +15 K und eine Windabnahme von +25 $\frac{m}{s}$ auf -8 $\frac{m}{s}$ in 7 Tagen beobachtet. Weiterhin stellt man ein langes Verharren (~ 20 Tage) der beiden Größen in dem gleichen Zustand fest (Abb. 1.6).

1.4. Polarnacht-Jet-Oszillation

Eine zeitlich periodische Schwingung des zonal gemittelten Strahlstroms während der Polarnacht wird *Polar-night Jet Oscillation* (PJO) genannt.

Die Definition der PJO laut Kuroda und Kodera [2004] besagt, dass sich die Anomalie des zonal gemittelten zonalen Windes polwärts und abwärts verschiebt. Der Zusammenhang mit der Temperatur besteht durch die thermische Windgleichung (Gl. 1.3). Wird der Breitengradient der Temperatur zum Pol hin positiv, die Luft wärmer, nimmt der Wind mit der Höhe ab. Der Westwind in der Stratosphäre schwächt sich ab und kann auf Ostwind drehen. Eine derartige Erwärmung ist Voraussetzung für das Auftreten einer PJO. Dabei stellt die PJO ein Maß für die Intensität des MSSW-Ereignisses dar.

Über die EOF-Analyse (s. Kapitel 2) kann der Temperaturverlauf in den Phasenraum projiziert und durch die erste und zweite EOF hinreichend gut beschrieben werden [Kodera et al., 2000; Kuroda und Kodera, 2004]. Das Kriterium für eine PJO nach Hitchcock et al. [2013] gibt vor, dass für zwei betrachtete EOF eine Phase von $\frac{2\pi}{3}$ gegen den Uhrzeigersinn überschritten werden muss, wobei eine kritische Amplitude von 2σ nicht unterschritten werden darf (σ ist die Standardabweichung der Temperatur über den betrachteten Zeitraum). Der Zusammenhang zwischen SSW- und PJO-Ereignissen in der MERRA-Reanalyse wird bestimmt, auf die Winter 2012/13 und 2013/14 ausgedehnt und die Robustheit des Kriteriums getestet.

2. Daten und Methoden

2.1. Daten

Es gibt zahlreiche Archive von meteorologischen Messgrößen, die von Organisationen wie dem EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfristige Vorhersage, engl.: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF¹) bereitgestellt werden. Das EZMW ist spezialisiert auf globale numerische Wettervorhersagen und erstellt außerdem modellierte Analysen von Wetterbeobachtungen. Das Projekt *ERA-Interim* wurde vom EZMW durchgeführt, um das vorherige, *ERA-40*, zu verlängern. Weitere wichtige Institutionen sind das amerikanische NCEP² (National Centers for Environmental Prediction), das die *NCEP-Reanalyse* erstellt, und die NASA. Diese Reanalysen dienen dazu, ein hochauflösendes globales System der Interaktion zwischen Kryosphäre, Ozeano-, Litho- und Atmosphäre darzustellen, um eine optimale Schätzung der Zustände dieser gekoppelten Bereiche zu erreichen.

Für diese Bachelor-Arbeit wurde eine weitere Reanalyse der NASA benutzt, die sogenannte *Modern Era Retrospective Analysis for Research and Application* (MERRA). MERRA ist eine Reanalyse für die Satellitenperiode ab 1979 und legt ihren Fokus auf Analysen des meteorologischen Wasserkreislaufs, wobei sie die mittlere Atmosphäre ausreichend beschreibt. Die Daten werden per Assimilation aus verschiedenen global verteilten Messwerten mittels eines Assimilierungsalgorithmus und eines Modells (GEOS-5, Rienecker et al., 2008) generiert. Dieser so erstellte Anfangszustand wird benutzt, um eine Vorhersage basierend auf voriger Beobachtung (Analyse) zu berechnen. Die Reanalyse ist das Ergebnis erneuter Berechnung der Analyse mit zeitkonsistenten Modell-Parametern. Sie verknüpft somit Modellierung und Beobachtung, wodurch man eine langfristige numerische Beschreibung des globalen Klimas und dessen dynamischer Prozesse erhält. Der genutzte Datensatz beinhaltet die Felder der meteorologischen Variablen für den zonalen und meridionalen Wind, die Temperatur und die geopotentielle Höhe (u, v, T, G_h)

¹(EU), <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis>

²(USA), <http://www.emc.ncep.noaa.gov/>

über 42 Druckschichten (von 1000 hPa bis 0,1 hPa, s. Anhang Tabelle A.1), was einer Höhe vom Boden bis 65 km entspricht. Es stehen dreistündige Daten aus der Analysezeit von Januar 1979 bis März 2014 am IAP zur Verfügung, woraus sich 35 Winter zu 151 Tagen (November bis März) ergeben.

Da Wellen mit kleineren Perioden (z.B. Schwerewellen und Gezeiten) für diese Arbeit nicht relevant sind, werden Tagesmittelwerte verwandt, wobei ein Tag von 0 bis 24 Uhr angesetzt wird.

2.2. Methodik

2.2.1. Datenbearbeitung und graphische Darstellung

Mithilfe des Programmpakets *CDO* (Climate Data Operators³) werden die gegebenen Datenmengen bearbeitet. CDO ist eine vom Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M⁴) entwickelte Kommandosprache, die es erlaubt Daten-Gitter zu manipulieren und meteorologische Diagnostiken direkt anzuwenden.

Die Anwendung GrADS (Grid Analysis and Display System⁵) bietet eine einfache Unterstützung zur Visualisierung von geografischen Datenprofilen. Entwickelt wurde es vom NCAR (National Center for Atmospheric Research⁶).

Mittels CDO werden die Tagesmittelwerte der Temperatur für jeden Winter (vom 1. November bis 31. März, ohne Schaltjahrestag) generiert und zonal gemittelt, woraus sich 151 Breite-Höhe-Verteilungen pro Winter ergeben. Da nur die nördliche Hemisphäre betrachtet wird und davon vorerst nur die Polkappe, wird über die geographische Breite von 70°-90° N integriert. Dabei muss auf die Faktorisierung mit dem Kosinus der Breitengrade geachtet werden. Anschließend wird aus den täglichen Temperaturprofilen der mittlere klimatologische Verlauf des Winters berechnet und von den Tagesprofilen abgezogen, sodass man tägliche Temperatur-Anomalie-Profile erhält. Zur Verarbeitung der erhaltenen Daten werden hauptsächlich vom IAP (Abteilung Theorie und Modellierung) bereitgestellte Skripte und Programme verwandt.

³CDO 2015, verfügbar auf: <http://www.mpimet.mpg.de/cdo>

⁴Hamburg, <http://www.mpimet.mpg.de/>

⁵<http://iges.org/grads/>

⁶Boulder, Colorado, Amerika, <https://ncar.ucar.edu/home>

2.2.2. Empirische Orthogonale Funktionen

Die EOF-Analyse dient dazu, die raumzeitliche Variation durch eine oder zwei EOFs übersichtlich darzustellen und die erklärte Varianz maximal zu bestimmen. Man sucht nach einer Linearkombination der EOFs, welche die größtmögliche Varianz erhält. EOF steht für „Empirische Orthogonale Funktion“ (engl.: *Empirical Orthogonal Functions*) und stellt den Eigenvektor eines Eigenwertproblems dar [Preisendorfer und Mobley, 1988]. Der zugehörige Eigenwert beschreibt die Varianz und die *Principal Component* (PC) die zeitliche Entwicklung. Die Analyse wird in der dynamischen Meteorologie dazu genutzt, einzelne Schwingungsmoden des Bodendrucks zu extrahieren, wie zum Beispiel die Arctic Oscillation (AO) [Thompson und Wallace, 1998, 2000], die auch als Fernwirkungsmuster (Telekonnektion) interpretiert wird [Ångström, 1935].

Mathematisch betrachtet sind die EOF unitäre, stationäre Funktionen, welche die Richtung der Schwankungen ohne eine spezifische Amplitude darstellen (Abb. 2.1). Ihre Haupteigenschaft ist die gegenseitige Orthogonalität. Das Vorzeichen und die Amplitude werden von der zugehörigen PC bestimmt, die außerdem den zeitlichen Verlauf angibt (Abb. 2.2). Auf diese Weise wird der Zustand des Datenfeldes von einer bestimmten EOF zu einer bestimmten Zeit vereinfacht dargelegt.

Das klimatologisch relevante Datenfeld besteht aus einem zweidimensionalen Feld $F_{ij} = F(t_i, p_j)$ – je eine Dimension für die Zeit t_i ($i = 1, \dots, n$) und die Druckschicht p_j ($j = 1, \dots, s$). Es ist sinnvoll, eine *Datenmatrix* X aufzustellen:

$$X(t, p) = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1s} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2s} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & x_{ns} \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

Dabei ist $x_{ij} = x(t_i, p_j)$ der Wert des Feldes F an der vertikalen Position p_j mit $j = 1, \dots, s$ zur Zeit t_i mit $i = 1, \dots, n$. s ist die Anzahl der Gitterpunkte. Aus dem zeitlichen Mittelwert jedes Gitterpunktes lässt sich die Klimatologie des Feldes $\bar{x} = (\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_s)$ bestimmen. Das Anomaliefeld ist dann die Abweichung der originalen Werte von der Klimatologie $x'_{tp} = x_{tp} - \bar{x}_p$. Um nun eine Richtung $\vec{a} = (a_1, \dots, a_s)^T$ zu finden, in der die Schwankungen von $X'\vec{a}$ maximal sind, wird die Varianz der Zeitserie $X'\vec{a}$ berechnet: $\text{var}(X'\vec{a}) = \vec{a}^T \Sigma \vec{a}$. Unter der Annahme, dass $\vec{a}$ unitär sein soll, folgt das Eigenwertproblem $\Sigma \vec{a} = \lambda \vec{a}$ als Lösung. Dementsprechend ist die k -te EOF dann der k -te Eigenvektor $\vec{a}_k$ zu dem Eigenwert λ_k . Die Eigenwerte geben ein Maß für die *erklärte Varianz* des

Eigenvektors an:

$$\frac{100 \cdot \lambda_k}{\sum_{k=1}^s \lambda_k} \% \quad (2.2)$$

Die PC ergibt sich aus der Projektion des Anomaliefeldes auf die EOF:

$$c_k(t) = \sum_{p=1}^s x'(t, p) a_k(p) \quad (2.3)$$

Umgeformt kann man das Anomaliefeld nun durch die EOF und PCs beschreiben:

$$X'(t, p) = \sum_{k=1}^M c_k(t) a_k(p) \quad (2.4)$$

Die obere Summationsgrenze M wird nach der geforderten erklärten Varianz gewählt. So reicht eine Darstellung der Anomalie durch die ersten Ordnungen meist aus. Im vorliegenden Fall beschreibt die erste EOF circa 50% und die ersten zwei EOF zusammen ungefähr 84% der erklärten Varianz der Temperaturanomalie T' über die Höhe z (Abb. 2.1, 2.2):

$$T'(z, t) = EOF\ 1(z) \cdot PC\ 1(t) + EOF\ 2(z) \cdot PC\ 2(t) \quad (2.5)$$

Es konnte bestätigt werden, dass das Residuum, also die Abweichung der zurückgerechneten Werte von den ursprünglichen Daten, mit Berücksichtigung höherer Ordnungen M abnimmt (s. Anhang Abb. A.5, A.6).

Die EOF-Analyse ist eine mathematische Operation, deren physikalische Bedeutung im Einzelfall geprüft werden muss. Die Eigenvektoren werden in Abbildung 2.1 anhand der Polarkappentemperaturprofile gezeigt. Die Erwärmung dominiert hier in der oberen Stratosphäre, und schwächere Abkühlungen zeigen sich in der mittleren Mesosphäre und unteren Stratosphäre bei positiver PC 1. Die EOF 2 zeigt eine schwache Erwärmung in der mittleren Stratosphäre bei positiver PC 2. In der Abb. 2.2 werden die PC 1 und PC 2 für den Winter 2012/13 gezeigt. Man erkennt deutlich das Erwärmungssignal Anfang Januar, das in Verbindung mit der SSW im Januar 2013 steht (Abb. 1.5).

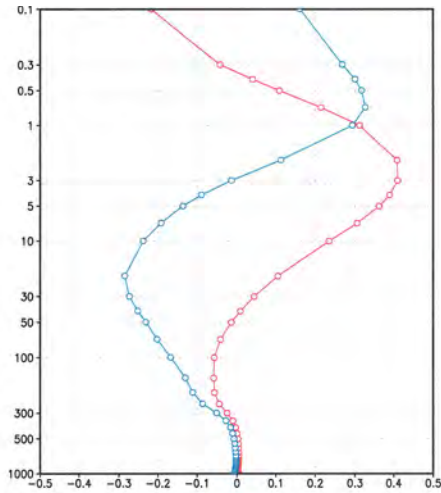


Abbildung 2.1.: Eigenvektor 1 (rot) und 2 (blau) der EOF-Analyse über die Jahre 1979-2014 über 70°-90° N: relative Temperaturanomalie über die Druckschichten in hPa.

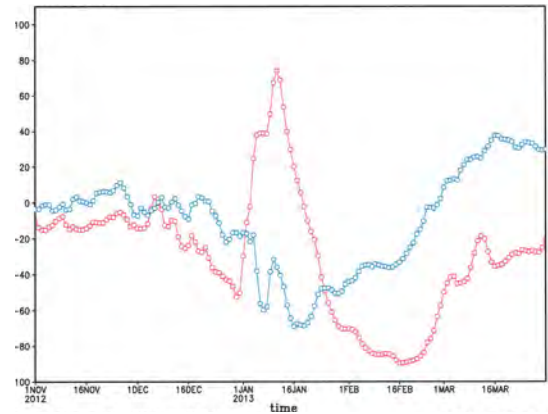


Abbildung 2.2.: PC1 (rot) und PC2 (blau) für den Winter 2012/13: Temperaturanomalie in K über die Zeit aus der EOF-Analyse von 1979-2014 über 70°-90° N.

Aus der Literatur ist bekannt, dass die ersten zwei PCs als komplex konjugierte Zahl im zweidimensionalen Phasenraum abgebildet werden können [Kodera et al., 2000; Kuroda und Kodera, 2004]. Die Phase φ und Amplitude r des komplexen Zeigers ergeben sich wie folgt:

$$\varphi = \arctan\left(\frac{PC2}{PC1}\right) \quad r = \sqrt{(PC1)^2 + (PC2)^2}$$

Die Amplitude ist ein Maß für die Stärke der Oszillation, während die überstrichene Phasenlänge die Dauer beschreibt.

2.2.3. Lineare Regression

Um einen linearen Zusammenhang zwischen zwei Variablen (x, y) gemäß der Gleichung $y = a + bx$ herzustellen, wird mittels der Methode der kleinsten Quadrate linear regressiert. a ist dabei das absolute Glied und b der *Regressionskoeffizient*. Er ist nach Taubenheim [1969] definiert durch

$$b_{y(x)} = r \frac{s_y}{s_x} = \frac{s_{xy}}{s_x^2} \quad (2.6)$$

wobei r den Korrelationskoeffizienten darstellt, der ein Maß für den Grad des linearen Zusammenhangs ist. Für den *Korrelationskoeffizienten* gilt:

$$r = \frac{s_{xy}}{s_x s_y} \quad (2.7)$$

mit den Standardabweichungen s_x, s_y der Messgrößen x, y und der Kovarianz s_{xy} . Der Wert des Korrelationskoeffizienten kann zwischen $+1$ und -1 liegen, weshalb man oft von positiver oder negativer Korrelation spricht. Der Regressionskoeffizient ist dimensionsbehaftet, was beachtet werden muss. Er wird über den Korrelationskoeffizienten mittels eines F-Tests auf Signifikanz getestet. Um eine genügend große statistische Sicherheit, d.h. ein Signifikanzniveau von 95 %, nachweisen zu können, muss der Korrelationskoeffizient über einem bestimmten, vom Umfang der Stichprobe abhängigen Wert liegen. Es wird vorausgesetzt, dass die Anomalien statistisch von Winter zu Winter unabhängig sind. Bei 35 Wintern ergibt sich eine 95%-Signifikanz für $r > 0,35$ [Taubenheim, 1969]. Werte unter der Signifikanzschwelle bedeuten, dass keine statistische Abhängigkeit zwischen den betrachteten Variablen bestätigt werden kann, sondern der Zusammenhang als zufällig gedeutet werden muss [Holton, 2004].

In dieser Arbeit wird die lineare Regression genutzt, um den Zusammenhang verschiedener geophysikalischer Messgrößen an verschiedenen Orten und zu unterschiedlichen Zeiten zu untersuchen. Dazu wird ein bereitgestelltes Programmskript verwandt, das die Regressionen mit Zeitverschiebungen um $\pm n$ Tage ($\text{lag} = \pm n$) wie folgt berechnet: Die erste Zeitserie aus der EOF-Analyse der Temperaturanomalie mit der höchsten erklärten Varianz (PC 1) über die Jahre 1979 bis 2014 wird auf alle Höhengichten kopiert und anschließend auch auf die geographischen Längen und Breiten ausgebreitet, sodass ein dreidimensionales Gitterfeld mit derselben zeitlichen Funktion in jedem Gitterpunkt entsteht. Da nur die Nordhalbkugel in die Regression mit einbezogen werden soll, wird der Bereich von $10^\circ - 90^\circ \text{ N}$ ausgewählt. Eine Regression ohne Zeitverschiebung ($\text{lag} = 0$) der Temperaturanomalie mit diesem so konstruierten Zeitfeld, wird den ersten Eigenvektor (EOF 1) der EOF-Analyse ergeben, da das Produkt der EOF mit der PC so definiert wurde, dass es die Temperaturanomalie in erster Näherung zu über 50 % beschreibt. Gleichermaßen kann die Regression mit verschiedenen Größen und mit einem zeitlichen Versatz angewandt werden, um eine räumliche Entwicklung zu finden.

Eine Erläuterung der Resultate dieser Methode erfolgt in Kapitel 4.

3. PJO und SSW Analyse

In diesem Kapitel wird die Polarnacht-Jet-Oszillation diagnostiziert und mit der SSW in Verbindung gebracht. Es wird eine Tabelle der PJO-Ereignisse für die Winter 1979 bis 2014 angegeben und anhand ihrer das Kriterium zur Bestimmung einer PJO diskutiert.

3.1. Beispiel einer starken MSSW (2013) mit PJO

Im Jahr 2013 trat im Januar eine starke Stratosphärenenerwärmung auf (Abb. 1.5). Die Abb. 1.6 zeigt den Graphen des Polkappengradienten der Temperatur und des zonal gemittelten zonalen Windes, welche die Merkmale einer MSSW aufweisen. Markant ist in diesem Fall, dass der Temperaturgradient steil ansteigt und für einen relativ langen Zeitraum von circa 20 Tagen durchgehend positive und teils sehr hohe Werte annimmt. Auch der zonale Wind weist während dieser Zeit stark negative Werte auf, da der Temperaturgradient und der zonale Wind über die thermische Windgleichung verbunden sind. Diese charakteristischen Verläufe führen zu der Erwartung einer eindeutigen Diagnose als PJO, wie durch das Zeigerdiagramm in Abb. 3.1 belegt wird. Die Abbildung zeigt, dass der Graph den Amplitudengrenzwert von 2σ Anfang Januar überschreitet und ihn erst wieder im März nach der kritischen Phase von 120° unterschreitet, sodass der Winter 2012/13 nach dem Kriterium von Hitchcock et al. [2013] eine PJO zu verzeichnen hat.

Andere Jahre, z.B. die Winter 2005/06 und 2008/09 (s. Anhang Abb. A.7, A.8), zeigen einen ähnlichen Verlauf im Phasenraum der PC 1 und PC 2 und werden daher ebenfalls als Jahre mit PJO-Ereignis eingestuft [Hitchcock et al., 2013].

Demzufolge lässt sich die Diagnose einer PJO sinnvoll mit der EOF-Analyse durchführen. In dem zeitlichen Verlauf der PC 1 des Winters 2012/13 (Abb. 2.2) ist ein markanter Peak in der Mitte des Monats zu sehen, auf den eine starke Abkühlphase folgt. Der Peak erreicht einen Wert von über 70, was multipliziert mit den Werten des ersten Eigenvektors EOF 1 (Abb. 2.1) eine maximale Temperaturanomalie von +29 K in 2 hPa Höhe ergibt. Die PC 2 zeigt zu der Zeit des Peaks in der PC 1 einen relativ niedrigen Wert

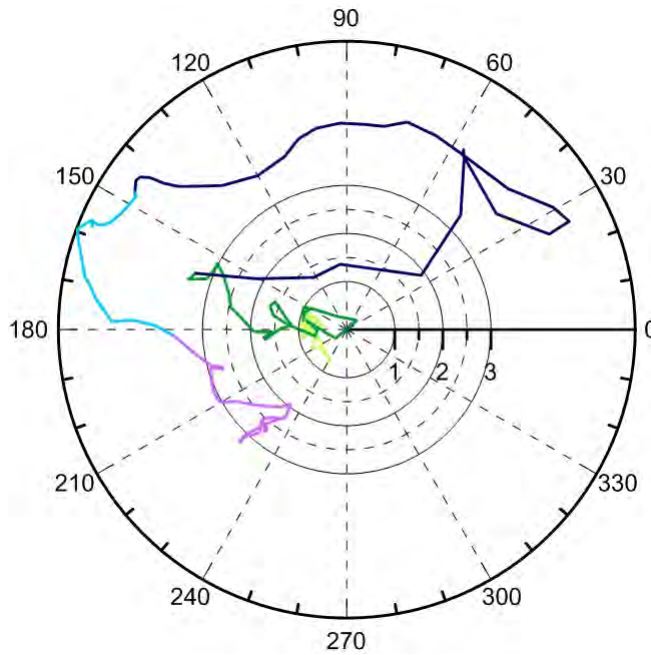


Abbildung 3.1.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2012/13 (hellgrün: November, dunkelgrün: Dezember, dunkelblau: Januar, hellblau: Februar, violett: März).

von -35 K an, was wiederum multipliziert mit der EOF 2 ein Maximum von $+10,5\text{ K}$ in der Höhe von 20 hPa ergibt. Bei 2 hPa resultiert aus der EOF 2 eine Anomalie von $-3,5\text{ K}$, sodass die gesamte Temperaturabweichung bei 2 hPa aus den ersten zwei Ordnungen der EOF-Analyse zu $+25,5\text{ K}$ bestimmt wird. Somit beschreiben die PCs der EOF-Analyse übersichtlich und hinreichend genau den Verlauf der Erwärmung.

3.2. Beispiel einer schwachen MSSW (2003) ohne PJO

Die Erwärmung der Stratosphäre im Jahr 2003 ist ebenfalls eine MSSW, es erfolgt also eine Windumkehr in Ostwind am Polarwirbel [Peters et al., 2010]. Wie in Abb. 3.2 zu sehen, hält dieser negative zonale Wind auf 10 hPa jedoch nur kurz an (etwa einen Tag). Auch das einen Tag vorher eintretende Maximum der Polarkappentemperatur auf 10 hPa (Abb. 3.2) bricht schnell wieder ein und sinkt ab. Der Graph des Temperaturgradienten zeigt zwei relative Maxima im Laufe des Januars 2003, die mit den zwei relativen Minima des zonal gemittelten zonalen Windes in Verbindung gebracht werden können. Jedoch kann nur das erste Maximum über sechs Tage einer „major warming“ (MSSW) zugeordnet werden, die eindeutig schwächer ist als die im Jahr 2013 (Abb. 1.6), da die beiden Größen nur kurz ihr Vorzeichen ändern.

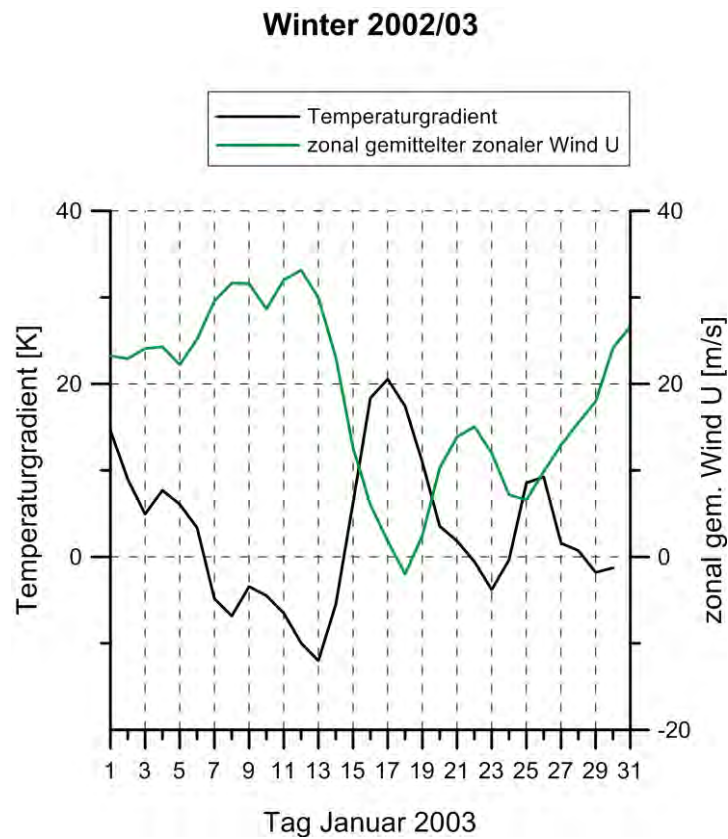


Abbildung 3.2.: Polarkappentemperaturgradient und zonal gemittelter zonaler Wind analog zu Abb. 1.6 für den Winter 2002/03.

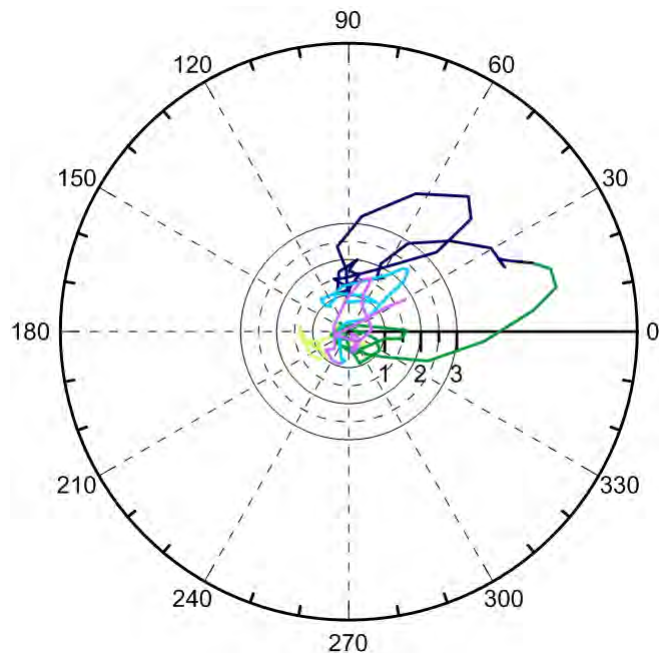


Abbildung 3.3.: Zeigerdiagramm analog zu Abb. 3.1 für den Winter 2002/03.

Aufgrund der schwankenden Werte der Polarkappentemperatur und des zonalen Windes wird kein großer, weiter Umlauf der Trajektorie im Phasenraum wie bei der SSW aus 2013 erwartet. Das Phasenraumdiagramm ist in Abb. 3.3 zu sehen, und man erkennt, dass nach Anwendung des Kriteriums von Hitchcock keine PJO auftritt: Der Zeiger überschreitet zwar den Wert von 2σ , vollführt aber keine ausreichend lange Drehung von mindestens 120° , bevor die Amplitude wieder unter 2σ sinkt. Die zwei Maxima des zonal gemittelten zonalen Windes und die dazugehörigen Minima des Temperaturgradienten (Abb. 3.2) sind deutlich an den zwei Schleifen zu erkennen. Sie spiegeln sich auch in den ersten zwei PCs der EOF-Analyse wieder (s. Anhang Abb. A.3).

Analoge Verläufe sind auch für die Jahre 2006/07 und 2007/08 (s. Anhang Abb. A.9, A.10) zu beobachten. Es treten kleinere Schwingungen auf, die sogar Amplituden über 3σ besitzen, aber nicht die für PJOs geforderte Phasendauer erreichen.

3.3. Resultate der Analyse

Viele der beobachteten MSSWs von 1979 bis 2014 sind auch als PJO-Events zu identifizieren. Die genaue Anzahl lässt sich je nach dem Auswahlkriterium aus der Tabelle 3.1 ablesen, in der die Ergebnisse eines Robustheitstests für das Kriterium zur Definition einer PJO nach Hitchcock et al. [2013] (spezifischer Phasendurchgang durch die kritische Phase $\Theta_c = 120^\circ$ mit einem kritischen Radius $r_c = 2\sigma$) dargestellt sind.

MSSWs sind Voraussetzung für das Auftreten einer PJO. Der Winter 2010/11 ist ein Beispiel für eine starke Abkühlung des Polarwirbels in der Stratosphäre, was durch die negativen Werte der relativen Minima der PC 1 (s. Anhang. Abb. A.4) belegt wird, die mit dem Eigenvektor (Abb. 2.1) multipliziert eine negative Anomalie ergeben. Es trat demnach keine MSSW auf, und die Amplitude des Zeigers im Phasenraum steigt nicht über 3σ (s. Anhang. Abb. A.11).

Im Gegensatz zu der Arbeit von Hitchcock et al. [2013] wurden für die Auswahl der MSSWs sogenannte „final warmings“ ausgeschlossen, da diese die Sommersituation einführen, d. h. alle Ereignisse im März wurden vernachlässigt. Dadurch ergibt sich eine Anzahl von 18 MSSWs, während in der Literatur von 22 MSSWs für einen kürzeren Zeitraum ausgegangen wird [Hitchcock et al., 2013, Tabelle 1].

Aus der Tabelle 3.1 erhält man ein Verhältnis von 11 MSSWs mit PJO zu 7 MSSWs ohne PJO, wenn man das Standardkriterium nach Hitchcock mit 95%-igem Vertrauensniveau ($r_c = 2\sigma$) und der Standardreferenzphase ($\Theta_c = \frac{2\pi}{3} = 120^\circ$) verwendet. Erhöht man die Sicherheit auf $r_c = 3\sigma$ (99%-Vertrauensgrenze), so ergibt sich eine Gleichverteilung

Tabelle 3.1.: Robustheitstest des PJO-Kriteriums, Anzahl der Jahre mit MSSW und PJO

$\Theta_c \backslash r_c$	$1,5\sigma$	2σ	$2,5\sigma$	3σ
90°	15	14	13	10
120°	12	11	11	9
150°	10	10	8	8

von 9 zu 9. Bei einer Herabsetzung auf $r_c = 1,5\sigma$ folgt eine stärkere Umverteilung auf 12 zu 6, die aber nicht signifikant ist, da dann der Umfang des Datensatzes zu gering ist. Ebenso reagiert das Kriterium bei Änderungen der kritischen Phase: wird diese auf 150° erhöht, fallen die Zahlen in Richtung eines ausgeglichenen Verhältnisses zwischen MSSW mit und ohne Auftreten einer PJO, wohingegen eine unsymmetrische Verteilung bei einer Verschiebung zu einer niedrigeren Phase von 90° resultiert. Das oben genannte Standardkriterium ist entsprechend robust und erfüllt außerdem mit $r_c = 2\sigma$ die Annahme unabhängiger Ereignisse. Im Gegensatz zu der Arbeit von Hitchcock sind die vorliegenden Ergebnisse nicht mit einem Fünf-Tage-Mittel geglättet. Es wurden tägliche Werte genutzt, weshalb das Kriterium sensitiver auf Fluktuationen in den Daten reagiert und sich unterschiedliche Häufigkeiten von PJOs ergeben.

Auffällig bei Betrachtung der zeitlichen Verteilung der PJOs über die Jahre 1979 bis 2014 ist, dass die Mehrheit der Ereignisse in den letzten zehn Jahren auftraten (11 von 18, s. Anhang Tabelle A.2, A.3, A.4), was mit globalen Temperaturveränderungen (global warming) in Zusammenhang stehen könnte.

4. Zusammenhang mit geophysikalischen Feldern

Die Regressionen der Felder werden mit dem Temperaturanomaliefeld bei 2 hPa Höhe durchgeführt, das mit der PC 1 und dem Eigenvektor der EOF 1 bei 2 hPa normiert wurde, da die EOF 1 bei 2 hPa ein Maximum aufweist. Die Signifikanzschwelle zum 95%-igen Vertrauensniveau (Korrelationskoeffizient $r > 0,35$) ist mit einer grünen Linie in den Abbildungen markiert und die Werte am Pol (80° bis 90° N) werden aufgrund einer Singularität des Windes ausgespart. Die Zeitverschiebung wird mit „lag“ bezeichnet.

4.1. Temperaturverteilung

Der Regressionskoeffizient b (s. Kapitel 2) der Regression der Temperaturanomalie bei 2 hPa mit dem vollständigen Temperaturanomaliefeld auf verschiedenen Druckschichten ($0,1$ hPa, 2 hPa, 10 hPa und 200 hPa) ist in Abb. 4.1 gezeigt. Auf dem Druckniveau von $0,1$ hPa, das oberhalb des 2 hPa-Niveaus liegt, nimmt der Regressionskoeffizient im signifikanten Bereich um den Pol Werte bis $-0,6 \frac{K}{K}$ an (Abb. 4.1 oben links). Dort herrscht also eine Temperatur vor, die knapp der negativen Hälfte der Temperaturanomalie bei 2 hPa (etwa $1,2 \frac{K}{K}$) entspricht. Liegt bei 2 hPa eine Erwärmung von 30 K vor, erfolgt demnach in $0,1$ hPa Höhe eine Abkühlung von -18 K und umgekehrt. Dieser Fall wird negative Korrelation genannt. Es treten auch signifikante, positiv korrelierte Gebiete zwischen 30° und 50° N in mittleren Breiten über Asien auf, welche eine Erwärmung in $0,1$ hPa Höhe bedeuten, wenn sich die Schicht von 2 hPa Höhe erwärmt.

Die Regression mit dem 2 hPa-Feld ergibt b -Werte, die sich zum Pol hin $1,2 \frac{K}{K}$ annähern (Abb. 4.1 oben rechts). Die Temperaturanomalie entspricht also wie erwartet in etwa der des Feldes, das aus der EOF-Analyse gewonnen und mit dem regressiert wird (Temperaturanomalie der Polkappe in 2 hPa-Höhe).

In der Abbildung für 10 hPa (Abb. 4.1 unten links) tritt eine leichte Verschiebung des

signifikanten Bereiches vom Pol zum Nordpazifik hin auf. Die Werte des Regressionskoeffizienten betragen rund die Hälfte und sind ebenfalls positiv.

In der 200 hPa-Schicht (Abb. 4.1 unten rechts) sind signifikante Gebiete nur innerhalb des 60. Breitenkreises über der Arktis vorhanden. Dort liegt ein schwach negativ korreliertes Gebiet vor. Südlich von etwa 50° N sind die Werte positiv.

Die Graphen zeigen insgesamt eine signifikante Polarwirbelanomalie, die in 2 hPa Höhe maximal ist, und geben auch die planetare Wellenstruktur an.

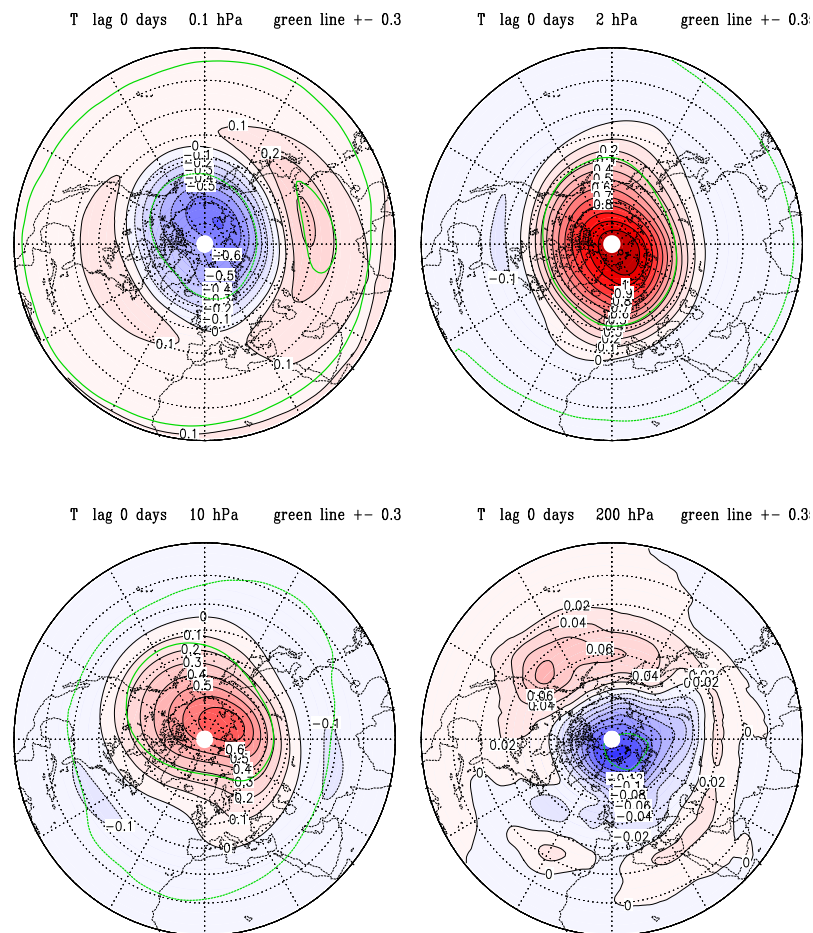


Abbildung 4.1.: Temperaturstereographen für die Druckschichten 0,1 hPa, 2 hPa, 10 hPa und 200 hPa ohne Zeitversatz (lag= 0), die grüne Linie kennzeichnet die Signifikanzschwelle.

4.2. Geopotentielle Höhe, zonaler Wind und meridionaler Wind

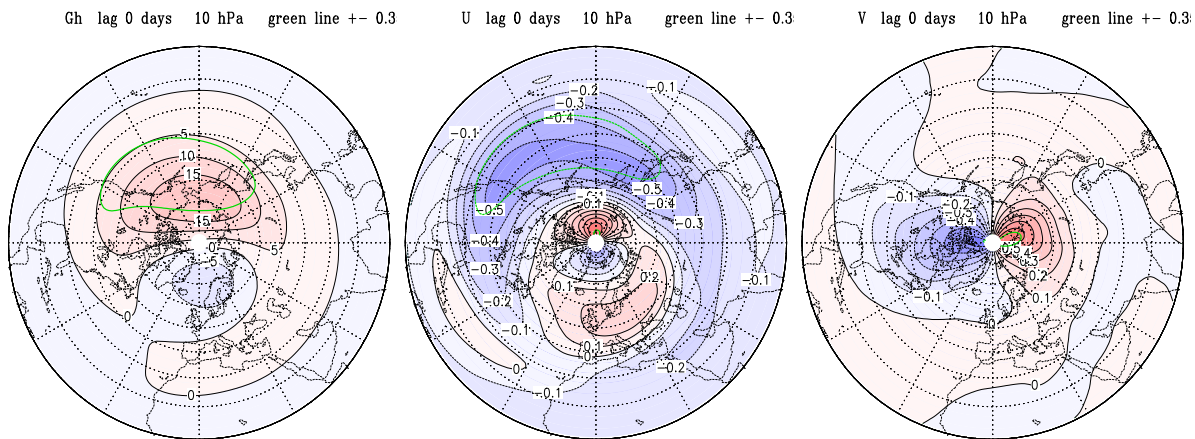


Abbildung 4.2.: Geopotentielle Höhe Gh in $\frac{m}{K}$, zonaler Wind U und meridionaler Wind V in $\frac{m}{sK}$ auf 10hPa ohne Zeitverschiebung (lag= 0).

Abb.4.2 zeigt die Regressionskoeffizienten b der Regression der Temperaturanomalie bei 2hPa mit dem Feld der geopotentiellen Höhe (Abb.4.2 links), des zonalen Windes (Abb.4.2 mitte) und des meridionalen Windes (Abb.4.2 rechts) ohne Zeitversatz (lag= 0). Das einzige signifikante Gebiet des Geopotentials befindet sich zwischen 30° und 65° N über dem nördlichen Pazifik. In diesem Gebiet nimmt der Regressionskoeffizient Werte zwischen $5 \frac{m}{K}$ und $15 \frac{m}{K}$ an, was einer Anhebung der geopotentiellen Höhe entspricht. Bei einer Erwärmung um 30 K ergibt sich eine Anhebung von circa 300 m. Über dem Nordmeer zwischen Norwegen und Grönland liegt außerhalb des Signifikanzbereiches ein Gebiet mit negativen Regressionswerten um $-5 \frac{m}{K}$, das von schwach positiven Werten eingeschlossen wird.

Die Regression mit dem zonalen Wind liefert Ostwinde über dem Pazifik und Westwinde über Europa. Bei einer positiven Temperaturanomalie in 2 hPa bedeutet das eine Umkehr des Westwindes über dem Pazifik in Ostwind.

Der meridionale Wind zeigt über Nordamerika negative Regressionskoeffizienten und über dem Ural positive, d. h. dort weht der Wind zum Pol. Hier wird die geostrophische Windbeziehung (s. Kapitel 2, Gl. 1.3) wiedergespiegelt, die besagt, dass der Wind auf der Nordhemisphäre um ein Hochdruckgebiet antizyklonal rotiert und um ein Tiefdruckgebiet zyklonal.

4.3. Entwicklung der geopotentiellen Höhe

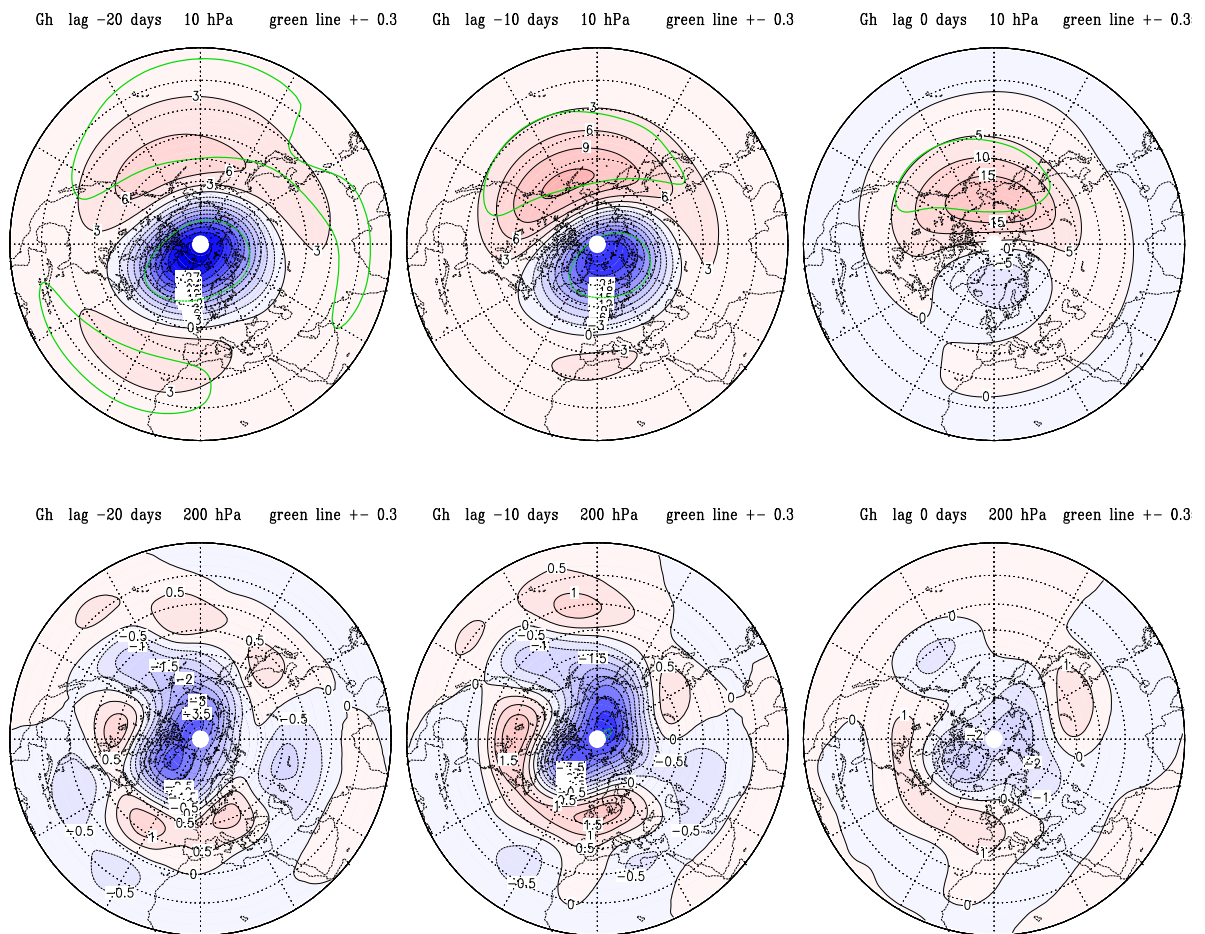


Abbildung 4.3.: Geopotentielle Höhe (Gh) auf 10 hPa (oben) und auf 200 hPa (unten) mit Zeitverschiebungen (links: lag = -20 Tage, mitte: lag = -10 Tage, rechts: lag = 0 Tage).

Die zeitliche Entwicklung der geopotentiellen Höhe auf den Druckschichten entsprechend 10 hPa und 200 hPa ist in Abb. 4.3 aufgeführt. Es ist zu erkennen, dass die Hochdruck-anomalie am Pol mit der Zeit über 20 Tage zunimmt, d.h. die positiven Werte des Regressionskoeffizienten werden immer größer, während sich die negativen abschwächen. Bei einer Zeitverschiebung von -20 Tagen liegen die größten signifikanten Gebiete vor. Sie befinden sich im Bereich der Subtropen, hauptsächlich über dem Atlantik und Pazifik (positive Werte bis $6 \frac{\text{m}}{\text{K}}$) und um die Polkappe herum (negative Werte bis $-30 \frac{\text{m}}{\text{K}}$). Zehn Tage später, bei einer Zeitverzögerung von -10 Tagen, hat die Größe der signifikanten Bereiche abgenommen, ihre Position hat sich, bis auf das verschwundene Gebiet über

dem Atlantik, nur leicht verändert: Das positive Gebiet liegt etwas weiter nördlich und das negative am Rand des Pols. Die positiven Regressionswerte über der Pazifikküste weisen bis zu $12 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ und die negativen am Pol bis zu $-24 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ auf. Wieder zehn Tage später, bei dem Stereographen ohne Zeitdifferenz ($\text{lag} = 0$), hat das Tiefdruckgebiet so stark abgenommen, dass die Regressionskoeffizienten nur noch bei $-5 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ liegen, während das Hochdruckgebiet nun Werte bis $15 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ annimmt. Außerdem liegt das positive Gebiet nun näher am Pol, während sich die negativen Werte südwärts verschoben haben.

Alle drei Graphen bei 200 hPa besitzen keine signifikanten Gebiete. Es kann also keine generelle Aussage über die Entwicklung des Geopotentials bei 200 hPa Höhe getroffen werden. Im vorliegenden Fall findet man die stärksten Anomalien bei einer Zeitverschiebung von -10 Tagen. Über dem Pol herrscht dann ein Tiefdruckgebiet mit Regressionskoeffizienten bis $-4 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ und darum herum ist ein Hochdruckgürtel angedeutet, der positive Werte bis $1,5 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ enthält. Zehn Tage früher sind die Werte etwas schwächer und reichen von $-3,5 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ bis $1 \frac{\text{m}}{\text{K}}$. Bei null Tagen Zeitdifferenz liegen die schwächsten Werte von $-3 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ bis $1 \frac{\text{m}}{\text{K}}$ vor.

Innerhalb von 20 Tagen hat sich aus der Tiefdruckanomalie in der mittleren Stratosphäre über dem Pol eine Hochdruckanomalie entwickelt, wobei in den letzten zehn Tagen die stärkste Veränderung vonstatten geht. Die Entwicklungen in der unteren Stratosphäre sind hingegen schwächer.

4.4. Entwicklung des zonal gemittelten zonalen Windes

Die Breite-Höhe-Graphen in Abb. 4.4 zeigen die laut Kodera et al. [2000] für Stratosphärenenerwärmungen typische Entwicklung des zonal gemittelten zonalen Windes ($[U]$) auf der Nordhemisphäre über 40 Tage in Abständen von 10 Tagen, die mittels lag-Regression gewonnen wurden.

20 Tage vor dem Ereignis der Stratosphärenenerwärmung (Abb. 4.4 oben links) herrscht in den mittleren Breiten bis zum Pol eine signifikante Westwindanomalie (positiver zonaler Wind in Richtung Osten) mit einem Maximum in der oberen Stratosphäre (maximaler Regressionskoeffizient $b_{\text{max}} = 0,7 \frac{\text{m}}{\text{sK}}$) vor. In den Subtropen liegt eine schwache negative Anomalie vor ($b_{\text{min}} = -0,1 \frac{\text{m}}{\text{sK}}$). 10 Tage später ($\text{lag} = -10$ Tage (Abb. 4.4 oben rechts)) ist diese stärker geworden ($b_{\text{min}} = -0,6 \frac{\text{m}}{\text{sK}}$) und bis in die untere Mesosphäre vorgedrungen. Die positive Anomalie ist hingegen abgeschwächt ($b_{\text{max}} = 0,5 \frac{\text{m}}{\text{sK}}$) und in tiefere Schichten verschoben. Bei null Tagen Zeitverzögerung (Abb. 4.4 mitte links)

ist die negative Windanomalie auf Werte bis $-1,6 \frac{m}{sK}$ signifikant gestiegen und die positive auf $0,2 \frac{m}{sK}$ abgesunken. Zehn Tage später (Abb. 4.4 mitte rechts) deutet sich in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre in den Subtropen wieder eine positive Westwindanomalie an, während sich die negative Ostwindanomalie abwärts bewegt und leicht abgeschwächt hat. Dieser Zustand ist bei einer Zeitdifferenz von +20 Tagen noch verstärkt.

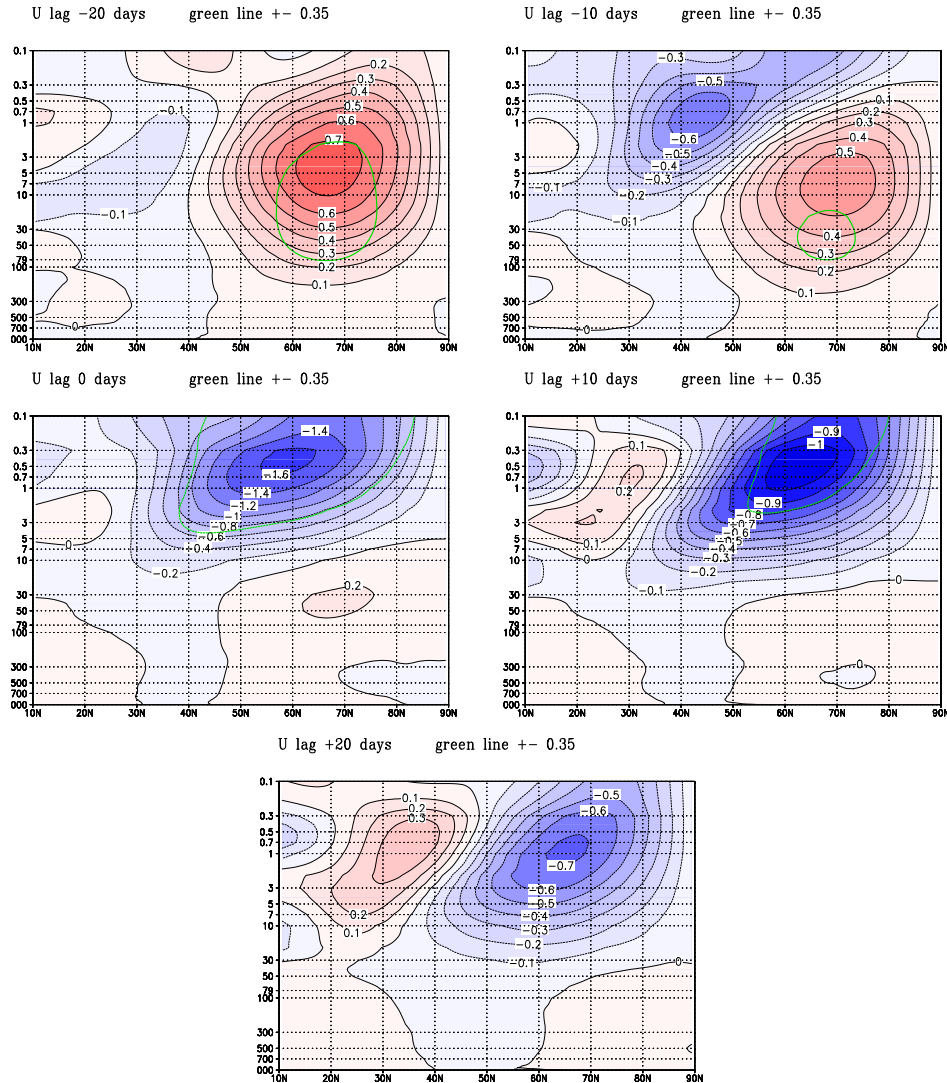


Abbildung 4.4.: Breite-Höhen-Schnitte des zonal gemittelten zonalen Windes $[U]$ in $\frac{m}{sK}$ der Nordhemisphäre über den Druck zu verschiedenen Zeitdifferenzen (lags).

Die Entwicklung des zonal gemittelten Windes ist über die thermische Windgleichung (s. Kapitel 1, Gl.1.3) an die Temperatur gekoppelt. Demnach herrschen an der Polkappe zum Zeitpunkt Null ($\text{lag} = 0$ Tage) höhere Temperaturen als 20 Tage zuvor ($\text{lag} = -20$ Tage) vor, als am Pol kältere Temperaturen vorlagen. Diese Temperaturanomalie, verbunden mit dem Ereignis einer MSSW, spiegelt daher die von Kuroda und Kodera [2004] beschriebene PJO mit einer typischen Periode von circa 60 Tagen wider.

5. Diskussion und Schlussfolgerung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Stratosphäre hinsichtlich ihrer Variabilität in der Polarkappentemperatur im Winter auf Grundlage von Tagesmittelwerten der MERRA-Reanalyse-Daten der NASA für den Zeitraum 1979 bis 2014 untersucht. Der Fokus lag dabei auf plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen und PJO-Ereignissen. Eine EOF-Analyse zeigt den räumlich-zeitlichen Zusammenhang von SSWs und PJOs, der in der Tabelle 3.1 zusammengefasst ist. Die Darstellung von PJOs im Phasenraum, aufgespannt von den ersten zwei PCs (Zeigerdiagramm), wurde zur Verifizierung der Definition einer PJO nach Hitchcock et al. [2013] angewandt.

Die Robustheit des PJO-Kriteriums wurde getestet. Es konnte gezeigt werden, dass das Verhältnis der Anzahl der MSSWs ohne PJOs zu der mit PJOs eine Gleichverteilung für den Zeitraum 1979 bis 2014 bei dem 3σ -Kriterium aufweist. Dabei ist es sinnvoll bei kleineren Datensätzen einen höheren Vertrauensgrad von 3σ anzunehmen. Der Umfang des Datensatzes wirkt sich auf die Anzahl der diagnostizierten PJOs aus.

Neben der absoluten Anzahl an PJOs über den Analysezeitraum konnte weiterhin eine zeitliche Zuordnung erfolgen. 11 PJOs von insgesamt 18 PJOs traten in den letzten 14 Jahren der Reanalyse auf, d. h. die Häufigkeit nimmt mit der Zeit zu. Dies könnte mit der globalen Erwärmung bzw. ihrer Verzögerung in Zusammenhang stehen und sollte in Zukunft weiter untersucht werden.

Die Verwendung von täglichen statt über mehrere Tage gleitend gemittelten Temperaturen kann zu einer unterschiedlichen Anzahl der PJOs bei verschiedenen Vertrauensniveaus (z. B. bei 2σ und 3σ) führen. Bei Hitchcock et al. [2013] wurde eine Fünf-Tage-Mittelung und zudem ein anderes Auswahlkriterium für MSSWs genutzt. In dieser Arbeit wurden keine MSSWs im März berücksichtigt, um „final warmings“ sicher auszuschließen. Dies hat aber keine Auswirkungen auf die oben aufgeführten Ergebnisse.

Mittels linearer Regression wurde die hemisphärische Temperaturverteilung als Funktion des Regressionskoeffizienten bestimmt. Über der Stratopausenregion liegt eine Abkühlung

vor, während sich die obere Stratosphäre erwärmt. In der mittleren Stratosphäre ist die Erwärmung nur halb so stark. Die Regression mit der geopotentiellen Höhe zeigt die Lage eines Hochdruckgebietes auf 10 hPa über dem Pazifik und dessen Verschiebung polwärts, wodurch das dortige Kaltluftgebiet verdrängt wird. Der meridionale Wind weist Südwindanomalien über dem Ural und Nordwindanomalien über Nordamerika auf, während die Anomalien des zonalen Windes über dem Pazifik nach Westen und über Europa nach Osten gerichtet sind, wie man es nach der geostrophischen Beziehung erwartet.

Für die Resultate der linearen Regression des zonal gemittelten zonalen Windes bietet sich ein Vergleich zu den Ergebnissen von Kuroda und Kodera [2004] an. Die Regression beruht auf täglichen Werten, während Kuroda und Kodera [2004] monatlich gemittelte Daten verwenden. Es ergibt sich eine übereinstimmende Struktur des Verlaufes des zonal gemittelten zonalen Windes mit einer Periode von etwa 60 Tagen während der PJO. Eine starke Westwindanomalie in der Stratosphäre bewegt sich polwärts abwärts und verschwindet innerhalb von 30 Tagen. Sie wird von einer Ostwindanomalie gefolgt, die in der Zeit anwächst und nach 20 Tagen in der unteren Mesosphäre ihr Maximum erreicht.

Neben der hier genutzten MERRA-Reanalyse der NASA kann die Arbeit durch Verwendung anderer Datensätze erweitert werden, von denen ähnliche Ergebnisse zu erwarten sind. Beispielsweise wurden in Hitchcock et al. [2013] Untersuchungen mit vergleichbaren Ergebnissen aus anderen Datensätzen wie Reanalysen (ERA-40), Satellitendaten (MLS) oder Modellsimulationen (CMAM) erstellt.

In dieser Arbeit wurde die aus der Literatur bekannte Untersuchung [Hitchcock et al., 2013] von SSWs und PJOs um zwei Winter (2012/13, 2013/14) erweitert. Daher können Aussagen über die Häufigkeit der Ereignisse auf Grundlage einer größeren Gesamtheit getroffen werden. Insbesondere die MSSW im Januar 2013 weist eine starke PJO auf. Der folgende Winter 2013/14 zeigt keine MSSW und demzufolge keine PJO. Eine weitere Ergänzung zu Hitchcock et al. [2013] stellt der Robustheitstest des PJO-Kriteriums dar, welcher aufgrund der erhöhten Gesamtheit an Wintern verifiziert werden konnte. Zudem wurde gezeigt, dass eine Mittelung über mehrere Tage nicht zwangsläufig notwendig ist. Um gleiche Muster wie Kuroda und Kodera [2004] in der linearen Regression bzgl. der zonal gemittelten zonalen Windanomalie zu erhalten reichen auch Tagesmittelwerte aus. Ohne Mittelung verringert sich allerdings die Signifikanz auf den tiefen Niveaus erheblich.

In Erweiterung dieser Arbeit kann der Einfluss von PJOs auf die Ausbreitung von Trägheitsschwerewellen und Schwerewellen und der damit verbundene Einfluss auf die Mesopausenregion, in der die Schwerewellen brechen, näher untersucht werden, um auch die Auswirkung von PJO-Ereignissen auf höhere Schichten zu erfassen. Hierzu sind Modellsimulationen [Zülicke und Becker, 2013], die höher als 65 km reichen, erforderlich, da auch die Satelliten Schwerewellen nicht erfassen.

Des Weiteren kann die Kopplung mit den mittleren Breiten und Subtropen in gleicher Weise wie mit dem in dieser Arbeit beschriebenen und genutzten Verfahren der Regression näher analysiert werden, um den Transport von Wasserdampf und Ozon bei MSSWs mit PJO in der Stratopausenregion besser zu verstehen. Eine derartige Studie wird derzeit am IAP für Messpunkte über Kühlungsborn bei 54° N durchgeführt [Peters et al., 2015].

Zusammenfassend zeigt diese Arbeit auch Anregungen für weitere Untersuchungen von plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen mit PJOs, die zum besseren Verständnis der Kopplung der Schichten und der Breiten beitragen werden.

Literaturverzeichnis

- Andrews, D. G., Holton, J. R., und Leovy, C. B. (1987). *Middle atmosphere dynamics*. Number 40. Academic press.
- Ångström, A. (1935). Teleconnections of climatic changes in present time. *Geografiska Annaler*, pages 242–258.
- Charlton, A. J. und Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. part i: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3):449–469.
- Charney, J. G. und Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1):83–109.
- Etling, D. (2008). *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag.
- Hitchcock, P., Shepherd, T. G., und Manney, G. L. (2013). Statistical characterization of arctic polar-night jet oscillation events. *Journal of Climate*, 26(6):2096–2116.
- Holton, J. R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*. International Geophysics Series. Elsevier Academic Press,, Burlington, MA, 4 edition.
- Kodera, K., Kuroda, Y., und Pawson, S. (2000). Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 105(D10):12351–12359.
- Kuroda, Y. und Kodera, K. (2004). Role of the polar-night jet oscillation on the formation of the arctic oscillation in the northern hemisphere winter. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 109(D11).
- Labitzke, K. (2013). *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*. Springer-Verlag.
- Malberg, H. (2007). *Meteorologie und Klimatologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag.

- Matsuno, T. (1971). A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8):1479–1494.
- Peters, D. (2014). Theoretische Meteorologie: Austauschprozesse in der Atmosphäre. Vorlesungsskript, Universität Rostock.
- Peters, D., Vargin, P., Gabriel, A., Tsvetkova, N., und Yushkov, V. (2010). Tropospheric forcing of the boreal polar vortex splitting in January 2003. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 28(11):2133.
- Peters, D. H., Eixmann, R., und Schneidereit, A. (2015). Transport anomalies of heat and minor constituents over europe during extreme temperature events in the stratosphere region. Poster präsentiert auf dem Kongress der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG), Prag, M14 Middle Atmosphere Science.
- Peters, D. H., Hallgren, K., Lübken, F.-J., und Hartogh, P. (2014). Subseasonal variability of water vapor in the upper stratosphere/lower mesosphere over northern europe in winter 2009/2010. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 114:9–18.
- Preisendorfer, R. W. und Mobley, C. D. (1988). *Principal component analysis in meteorology and oceanography*, volume 425. Elsevier Amsterdam.
- Rienecker, M., Suarez, M., Todling, R., Bacmeister, J., Takacs, L., Liu, H., Gu, W., Sienkiewicz, M., Koster, R., Gelaro, R., et al. (2008). The geos-5 data assimilation system—documentation of versions 5.0. 1, 5.1. 0, and 5.2. 0. *NASA Tech. Memo*, 104606(27):2008.
- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., et al. (2011). Merra: Nasa’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate*, 24(14):3624–3648.
- Scherhag, R. (1952). Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Berichte des deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 6(38):51–63.
- Taubenheim, J. (1969). Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten.

- Thompson, D. W. und Wallace, J. M. (1998). The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9):1297–1300.
- Thompson, D. W. und Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. part i: month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13(5):1000–1016.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.
- Zülicke, C. und Becker, E. (2013). The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(5):2255–2271.

Abbildungsverzeichnis

1.1. Skizze der statischen Temperaturstruktur der Atmosphäre	3
1.2. Mittlerer Klimazustand für Januar	4
1.3. Meridionaler Querschnitt des zonal gemittelten zonalen Windes	4
1.4. Höhen-Längen-Schnitt: Abweichung vom zonalen Mittel der Temperatur für den mittleren Januar	5
1.5. Zonal gemittelter Temperaturverlauf im Januar 2013	7
1.6. Gradient zwischen Polarkappenmittel und zonal gemittelter Temperatur für Januar 2013	8
2.1. Eigenvektor 1 und 2 der EOF-Analyse	14
2.2. PC 1 und PC 2 für den Winter 2012/13	14
3.1. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2012/13 . . .	17
3.2. Polarkappentemperaturgradient und zonal gemittelter zonaler Wind für den Winter 2002/03	18
3.3. Zeigerdiagramm analog zu Abb.3.1 für den Winter 2002/03.	18
4.1. Temperaturstereographen für die Druckschichten 0,1 hPa, 2 hPa, 10 hPa und 200 hPa ohne Zeitversatz	22
4.2. Geopotentielle Höhe G_h , zonaler Wind U und meridionaler Wind V in auf 10hPa ohne Zeitverschiebung	23
4.3. Geopotentielle Höhe auf 10 hPa und auf 200 hPa mit Zeitverschiebungen .	24
4.4. Breite-Höhen-Schnitte des zonal gemittelten zonalen Windes zu verschie- denen Zeitdifferenzen	26
A.1. Standardabweichung der zonal gemittelten Temperatur in K zu Abb. 1.2.	38
A.2. Standardabweichung des zonal gemittelten zonalen Windes in $\frac{m}{s}$ zu Abb. 1.3.	38
A.3. PC 1 und PC 2 analog zu Abb. 2.2 für den Winter 2002/03.	39
A.4. PC 1 und PC 2 analog zu Abb. 2.2 für den Winter 2010/11.	39

A.5. Residuum der zurückgerechneten Temperaturanomalie aus den ersten zwei Ordnungen der EOF-Analyse, aufgetragen ist das Residuum in K über den Druck und die Zeit von 1979-2014.	40
A.6. Residuum der zurückgerechneten Temperaturanomalie aus den ersten vier Ordnungen der EOF-Analyse, aufgetragen ist das Residuum in K über den Druck und die Zeit von 1979-2014.	40
A.7. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2005/06. . .	41
A.8. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2008/09. . .	41
A.9. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2006/07. . .	42
A.10. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2007/08. . .	42
A.11. Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2010/11. . .	43

Tabellenverzeichnis

3.1. Robustheitstest des PJO-Kriteriums	20
A.1. Die 42 Druckschichten der MERRA Reanalyse.	43
A.2. Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 90° . . .	44
A.3. Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 120° . .	45
A.4. Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 150° . .	46

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Bachelorarbeit und auf dem Weg dorthin motiviert und unterstützt haben.

Ich möchte mich beim IAP für die Bereitstellung der hervorragende Arbeitsumgebung und bei meinem Betreuer Privatdozent Dr. habil. Dieter H.W. Peters für seine geduldige Betreuung und seine ausgiebige Unterstützung bedanken.

Außerdem bedanke ich mich bei Fr. Brigitte Wecke für die Bereitstellung sämtlicher Programmskripte und bei Fr. Lena Schoon für den täglichen Umweg, die vielen Erklärungen und die Hilfestellung bei LaTeX-Problemen.

Ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mich während des Studiums so herzlich unterstützten und ohne die all das nicht möglich gewesen wäre.

A. Anhang

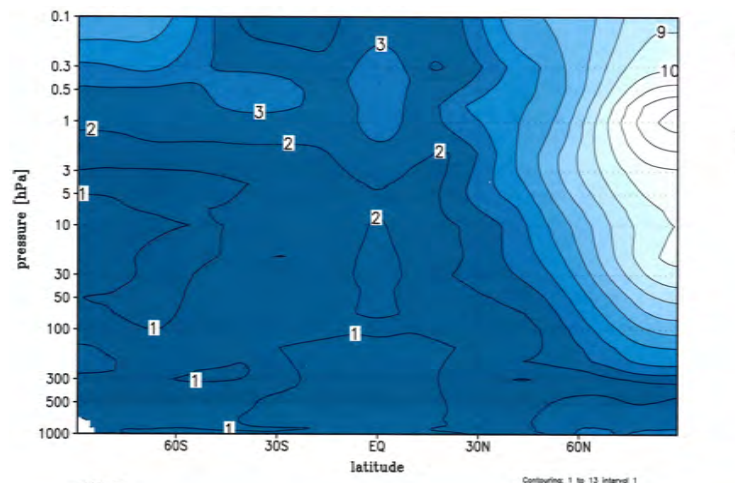


Abbildung A.1.: Standardabweichung der zonal gemittelten Temperatur in K zu Abb. 1.2.

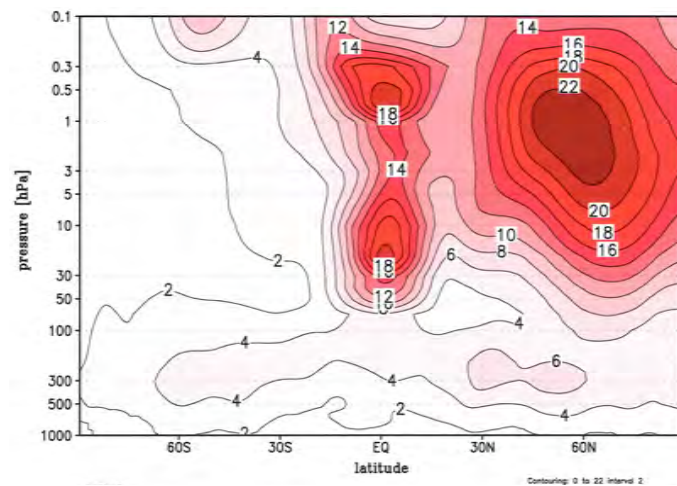


Abbildung A.2.: Standardabweichung des zonal gemittelten zonalen Windes in $\frac{m}{s}$ zu Abb. 1.3.

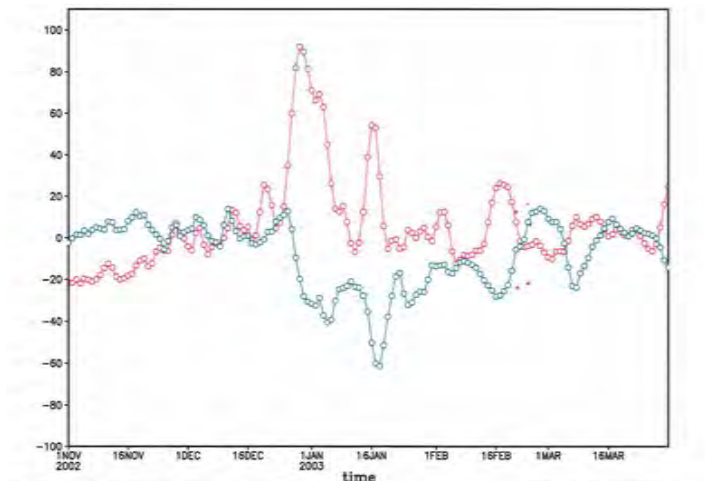


Abbildung A.3.: PC 1 und PC 2 analog zu Abb. 2.2 für den Winter 2002/03.

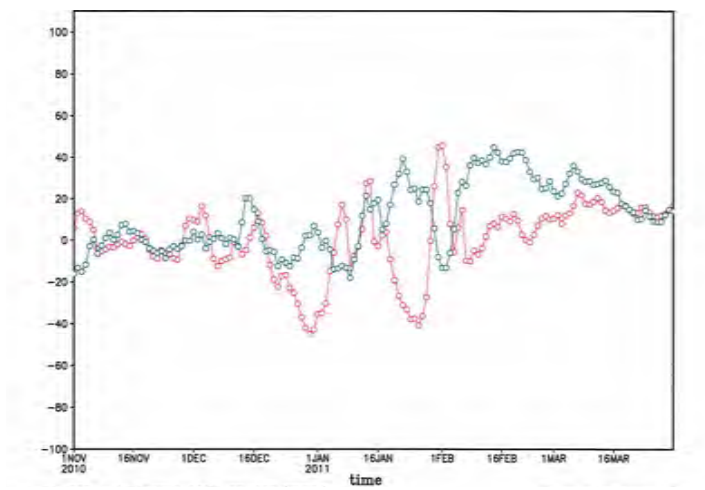


Abbildung A.4.: PC 1 und PC 2 analog zu Abb. 2.2 für den Winter 2010/11.

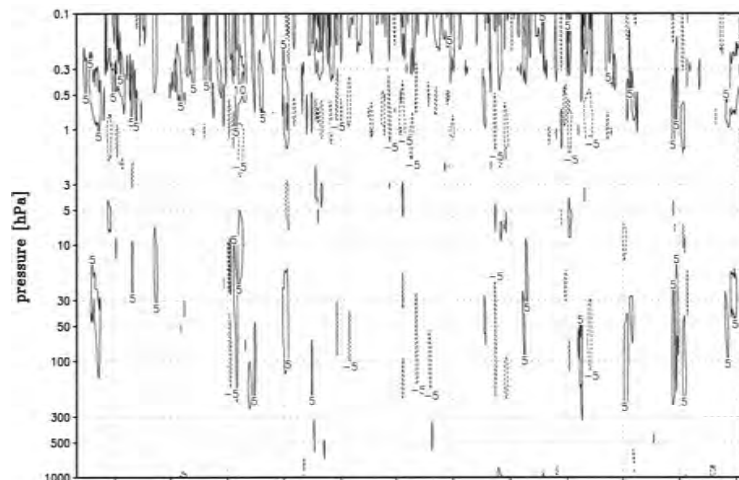


Abbildung A.5.: Residuum der zurückgerechneten Temperaturanomalie aus den ersten zwei Ordnungen der EOF-Analyse, aufgetragen ist das Residuum in K über den Druck und die Zeit von 1979 - 2014.

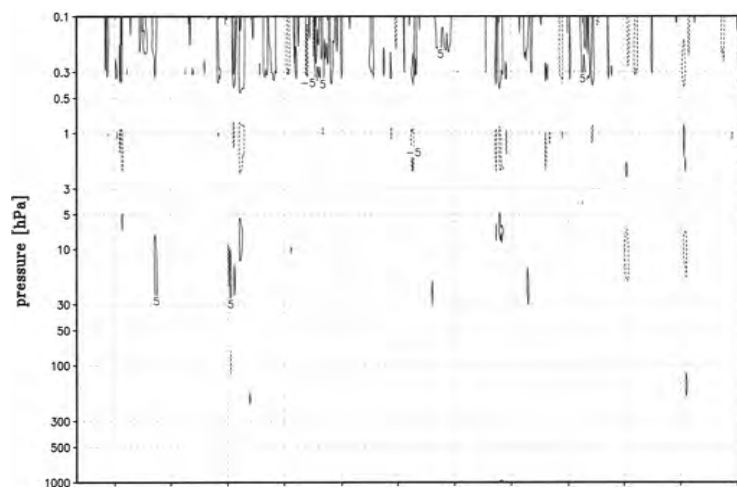


Abbildung A.6.: Residuum der zurückgerechneten Temperaturanomalie aus den ersten vier Ordnungen der EOF-Analyse, aufgetragen ist das Residuum in K über den Druck und die Zeit von 1979 - 2014.

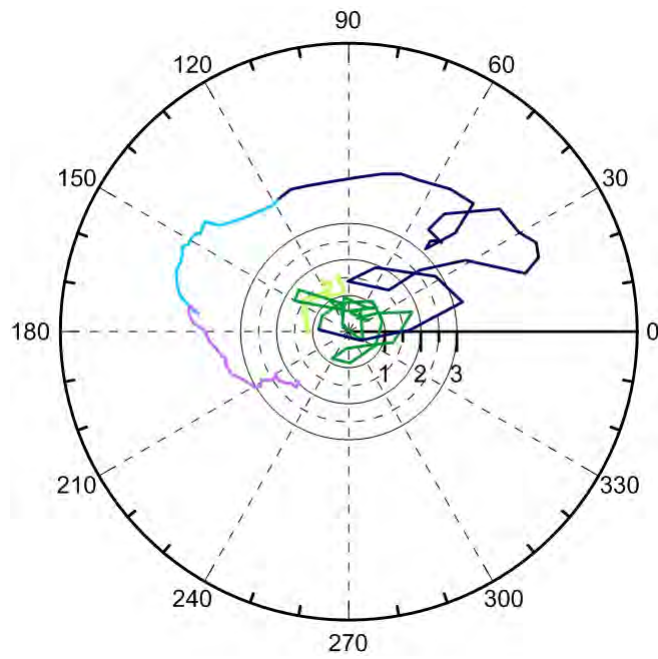


Abbildung A.7.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2005/06.

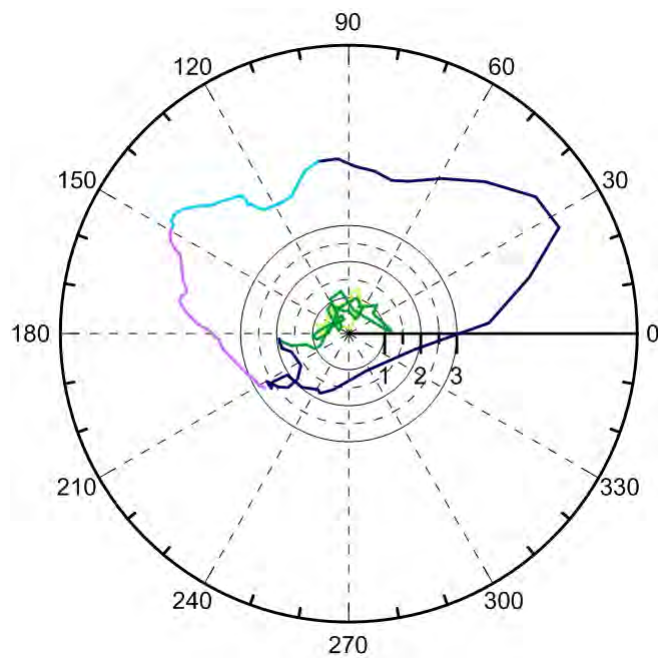


Abbildung A.8.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2008/09.

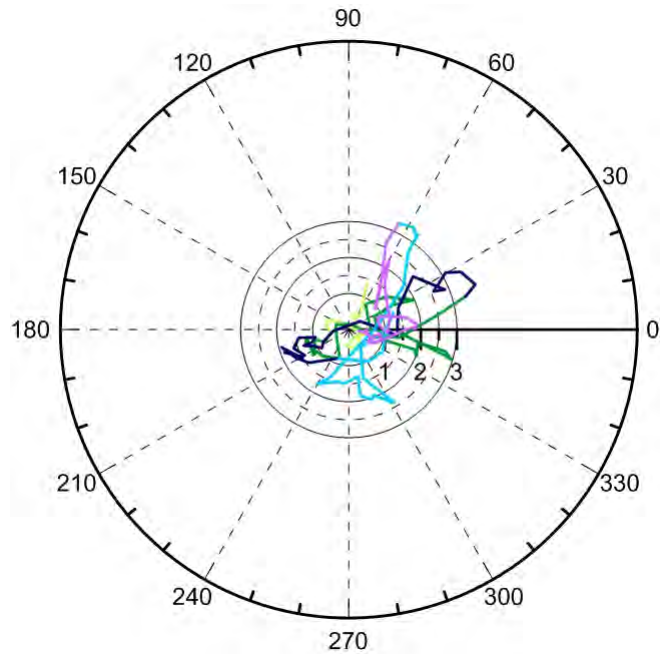


Abbildung A.9.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2006/07.

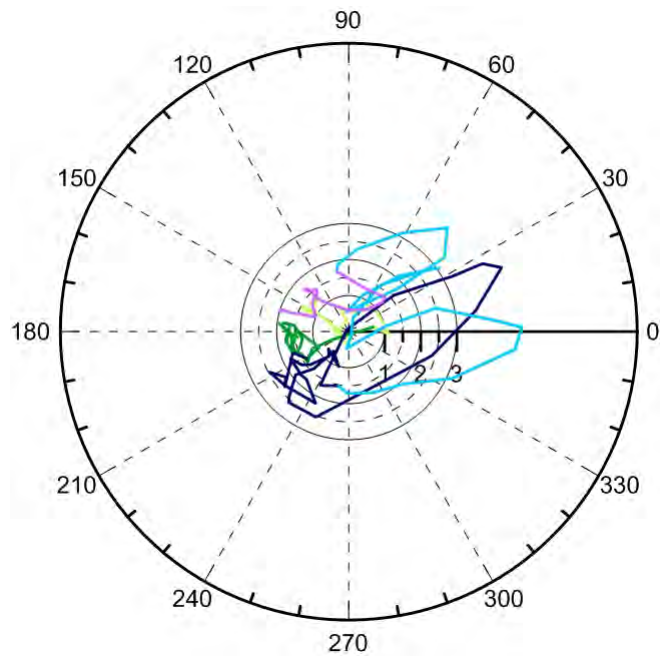


Abbildung A.10.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2007/08.

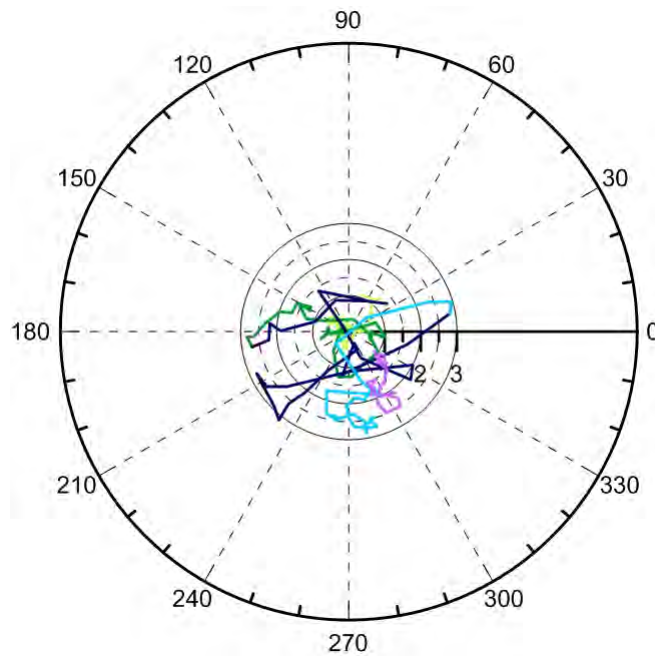


Abbildung A.11.: Zeigerdiagramm im Phasenraum der PC 1 und PC 2: Winter 2010/11.

Tabelle A.1.: Die 42 Druckschichten der MERRA Reanalyse.

Druck in hPa:
1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 40, 30, 20, 10, 7, 5, 4, 3, 2, 1, 0.7, 0.5, 0.4, 0.3, 0.1

Tabelle A.2.: Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 90° :
 Zu jedem Winter mit MSSW zwischen 1979 und 2014 wird für verschiedene kritische Amplituden (r_c) angegeben, ob eine PJO vorliegt (PJO) oder nicht (-). Die Summe der Anzahl an PJOs für eine kritische Amplitude steht in der letzten Zeile.

Winter	Zentraler Tag der MSSW	$r_c = 1,5\sigma$	$r_c = 2\sigma$	$r_c = 2,5\sigma$	$r_c = 3\sigma$
1979/80	01.03.80	PJO	–	–	–
1981/82	04.12.81	–	–	–	–
1983/84	24.02.84	PJO	PJO	PJO	PJO
1984/85	01.01.85	PJO	PJO	PJO	PJO
1986/87	23.01.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1987/88	08.12.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1988/89	21.02.89	PJO	PJO	PJO	PJO
1998/99	15.12.98	PJO	PJO	PJO	PJO
2000/01	11.02.01	PJO	PJO	PJO	–
2001/02	30.12.01	–	–	–	–
2002/03	18.01.03	PJO	PJO	PJO	–
2003/04	05.01.04	PJO	PJO	PJO	PJO
2005/06	21.01.06	PJO	PJO	PJO	PJO
2006/07	24.02.07	–	–	–	–
2007/08	22.02.08	PJO	PJO	PJO	PJO
2008/09	23.01.09	PJO	PJO	PJO	PJO
2009/10	28.01.10	PJO	PJO	PJO	–
2012/13	07.01.13	PJO	PJO	–	–
$\sum = 18$		$\sum = 15$	$\sum = 14$	$\sum = 13$	$\sum = 10$

Tabelle A.3.: Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 120° :
 Zu jedem Winter mit MSSW zwischen 1979 und 2014 wird für verschiedene kritische Amplituden (r_c) angegeben, ob eine PJO vorliegt (PJO) oder nicht (-). Die Summe der Anzahl an PJOs für eine kritische Amplitude steht in der letzten Zeile.

Winter	Zentraler Tag der MSSW	$1,5\sigma$	2σ	$2,5\sigma$	3σ
1979/80	01.03.80	PJO	–	–	–
1981/82	04.12.81	–	–	–	–
1983/84	24.02.84	PJO	PJO	PJO	–
1984/85	01.01.85	PJO	PJO	PJO	PJO
1986/87	23.01.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1987/88	08.12.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1988/89	21.02.89	PJO	PJO	PJO	PJO
1998/99	15.12.98	PJO	PJO	PJO	PJO
2000/01	11.02.01	PJO	PJO	PJO	PJO
2001/02	30.12.01	–	–	–	–
2002/03	18.01.03	–	–	–	–
2003/04	05.01.04	PJO	PJO	PJO	PJO
2005/06	21.01.06	PJO	PJO	PJO	PJO
2006/07	24.02.07	–	–	–	–
2007/08	22.02.08	–	–	–	–
2008/09	23.01.09	PJO	PJO	PJO	PJO
2009/10	28.01.10	PJO	PJO	PJO	–
2012/13	07.01.13	–	–	–	–
$\Sigma = 18$		$\Sigma = 12$	$\Sigma = 11$	$\Sigma = 11$	$\Sigma = 9$

Tabelle A.4.: Robustheitstest des PJO-Kriteriums für eine kritische Phase von 150° : Zu jedem Winter mit MSSW zwischen 1979 und 2014 wird für verschiedene kritische Amplituden (r_c) angegeben, ob eine PJO vorliegt (PJO) oder nicht (-). Die Summe der Anzahl an PJOs für eine kritische Amplitude steht in der letzten Zeile.

Winter	Zentraler Tag der MSSW	$1,5\sigma$	2σ	$2,5\sigma$	3σ
1979/80	01.03.80	PJO	PJO	–	–
1981/82	04.12.81	–	–	–	–
1983/84	24.02.84	PJO	PJO	–	–
1984/85	01.01.85	PJO	PJO	PJO	PJO
1986/87	23.01.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1987/88	08.12.87	PJO	PJO	PJO	PJO
1988/89	21.02.89	PJO	PJO	PJO	PJO
1998/99	15.12.98	PJO	PJO	PJO	PJO
2000/01	11.02.01	–	–	–	–
2001/02	30.12.01	–	–	–	–
2002/03	18.01.03	–	–	–	–
2003/04	05.01.04	PJO	PJO	PJO	PJO
2005/06	21.01.06	PJO	PJO	PJO	PJO
2006/07	24.02.07	–	–	–	–
2007/08	22.02.08	–	–	–	–
2008/09	23.01.09	PJO	PJO	PJO	PJO
2009/10	28.01.10	–	–	–	–
2012/13	07.01.13	–	–	–	–
$\Sigma = 18$		$\Sigma = 10$	$\Sigma = 10$	$\Sigma = 8$	$\Sigma = 8$

Selbstständigkeitserklärung

Ich versichere hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig angefertigt und ohne fremde Hilfe verfasst habe, keine außer den von mir angegebenen Hilfsmitteln und Quellen dazu verwendet habe und die den benutzten Werken inhaltlich und wörtlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Ort, Datum

Unterschrift des Verfassers