

Die Rolle von Schwerewellen bei großen Stratosphärenenerwärmungen

Bachelorarbeit von Christin Stepanski

Kiel, September 2008



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
erstellt am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
– Maritime Meteorologie –

Erstgutachter: Prof.Dr. Kirstin Krüger, IFM-GEOMAR Kiel
Zweitgutachter: Prof.Dr. Erich Becker, IAP Kühlungsborn

Zusammenfassung

Seit in den 1950ern das Phänomen der Stratosphärenenerwärmung durch Scherhag (1952) bekannt wurde, gab es zahlreiche Studien, die den Verlauf einer solchen Erwärmung untersuchten und mit der Aktivität von planetarischen Wellen erklärten. Die zur Zeit aufkommende Diskussion über die gekoppelte Klima-Ozonlochproblematik hat die Dynamik der Stratosphäre wieder in den Mittelpunkt der Forschung gerückt. Zum besseren Verständnis und Vorhersagbarkeit der Stratosphäre werden Modelle benötigt, die ihre gekoppelte Troposphären-Stratosphären-Mesosphären Dynamik realistisch simulieren können. Die heutigen Modelle spiegeln die Beobachtungen in der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre nur zum Teil gut wieder, weshalb ein verbessertes Verständnis der Rolle von Schwerewellen in der Stratosphäre vonnöten ist.

In dieser Bachelorarbeit wird die Rolle von Schwerewellen bei großen Stratosphärenenerwärmungen untersucht. Ziel der Arbeit ist es, eine Antwort auf die Frage zu liefern, inwieweit Schwerewellen bei der Entstehung, während und nach der Erwärmung einen Einfluss ausüben. Zur Beantwortung dieser Frage, wurde der aktuelle Stand der Forschung untersucht und diskutiert. Da noch kein allgemein gültiges theoretisches Konzept existiert, das eine große Stratosphärenenerwärmung mit Schwerewellen in Verbindung setzt, war bei der Analyse der Forschung entscheidend, Zustandsveränderungen in der Stratosphäre zu finden, welche auf Schwerewellen zurückzuführen sind.

Der Einfluss der Schwerewellen bei der Entwicklung einer großen Stratosphärenenerwärmung muss noch genau erforscht werden. Es ist jedoch bekannt, dass Schwerewellen bei der Entwicklung einer solchen Erwärmung vor allem einen Beitrag in der Mesosphäre leisten. Hier werden vor Beginn der großen Stratosphärenenerwärmung ansteigende Temperaturen beobachtet, welche auf Schwerewellen zurückzuführen sind. Ob und inwiefern Schwerewellen an der Erwärmung der oberen Stratosphäre und an einem Zusammenbruch des Polarwirbels beteiligt sind, wie es während einer großen Stratosphärenenerwärmung zu beobachten ist, muss dagegen noch genauer untersucht werden. Zunächst wurde nur gezeigt, dass es während eines Minor Warmings zu einer Erwärmung im Inneren des Polarwirbels kommt, was mit der Anwesenheit von Schwerewellen begründet wird. Inwieweit dies Rückschlüsse auf den Einfluss von Schwerewellen während eines Major Warmings zulässt ist nicht geklärt. Es ist jedoch unbestritten, dass eine verminderte Aktivität von Schwerewellen in der Mesosphäre zu einer Abkühlung in dieser Region führt, welche den Zeitpunkt der maximalen Erwärmung der Stratosphäre begleitet. Erreicht die Erwärmung die untere Stratosphäre, kommt es zu einer Abkühlung der Stratopause und einer gleichzeitigen Erwärmung der unteren Mesosphäre, was wiederum der Dämpfung von Schwerewellen zugeschrieben wird. Zudem ist die Rolle der Schwerewellen nach dem Zusammenbruch des Wirbels noch unzureichend analysiert.

Es ist also festzustellen, dass die Rolle der Schwerewellen bei großen Stratosphärenenerwärmungen noch nicht ausreichend geklärt ist, sondern noch weiterer Forschung bedarf. Um ein besseres Verständnis von gekoppelten Troposphären-Stratosphären-Mesosphären Prozessen zu erlangen, sollten zukünftige Arbeiten einen Schwerpunkt auf die Erforschung der Rolle von Schwerewellen bei großen Stratosphärenenerwärmungen legen.

Abstract

With the discovery of the phenomenon of a sudden stratospheric warming (SSW) by Scherhag (1952) in the 1950ties, numerous studies were published, which examined the process of a SSW and explained it with the activity of planetary waves. The present discussion about the climate-ozone hole problem focussed the attention again on the research of the dynamic of the stratosphere. For a better understanding and prediction of the stratosphere, models are needed, which can simulate their dynamics realistically. The present models reflect the observations only partially well, that's why an improved understanding of the role of gravity waves in the stratosphere is necessary.

In this Bachelor thesis the role of gravity waves during a Major Warming is investigated. The main objective of this paper is to answer the question to what extent gravity waves influence the development, the process and the time after a major SSW. To answer this question, the current state of the research was examined and discussed. Because there is no general valid theoretical concept associating Major Warmings with gravity waves, it was important to find differences in the data of the stratosphere, which could be connected to them.

The influence of the gravity waves on the development of a Major Warming has still to be investigated. However, it is well-known, that the evolution of gravity waves has an impact on the mesosphere. There, rising temperatures are observed during the development of the warming, which are due to gravity waves. Whether and to what extent gravity waves are involved in the heating of the upper stratosphere and in a collapse of the polar vortex during a Major Warming have to be examined more precisely. First it was only shown, that there is a warming in the vortex core during a Minor Warming, which is justified with the presence of gravity waves. To what extent this permits conclusions on the influence of gravity waves during Major Warmings isn't clarified. It is however undisputed that a decreased activity of gravity waves in the mesosphere leads to a cooling in this region, which accompanies the warming in the stratosphere. If the Major Warming reaches the lower stratosphere, there is a cooling of the stratopause and a simultaneous heating up of the lower mesosphere, which is attributed again to the dissipation of gravity waves. Furthermore the role of the gravity waves after the collapse of the vortex is still analyzed insufficiently.

In conclusion, it can be stated, that the role of gravity waves at Major Warmings is not yet sufficiently clarified and further research is needed. In order to obtain a better understanding of coupled troposphere-stratosphere-mesosphere processes, future work should place an emphasis on the study of the role of gravity waves during major SSWs.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	9
2	Grundlagen	11
2.1	Der Aufbau der Atmosphäre	11
2.1.1	Die Mittlere Atmosphäre	12
2.2	Atmosphärische Wellen	15
2.2.1	Planetarische Wellen	15
2.2.2	Schwerewellen	17
2.3	Stratosphärenenerwärmungen	19
3	Die Rolle von Schwerewellen bei Stratosphärenenerwärmungen	23
3.1	Der Stand der Forschung	24
3.1.1	Der Einfluss von Schwerewellen vor der Entwicklung einer Stratosphärenenerwärmung	24
3.1.2	Der Einfluss von Schwerewellen während einer Stratosphärenenerwärmung	25
3.1.3	Der Einfluss von Schwerewellen nach einer Stratosphärenenerwärmung	28
3.2	Diskussion	29
3.2.1	Die Rolle der Schwerewellen vor einer Stratosphärenenerwärmung	30
3.2.2	Die Rolle von Schwerewellen während einer Stratosphärenenerwärmung	31
3.2.3	Die Rolle von Schwerewellen nach einer Stratosphärenenerwärmung	33
4	Zusammenfassung und Ausblick	35
	Literatur	38
	Erklärung	45

1 Einleitung

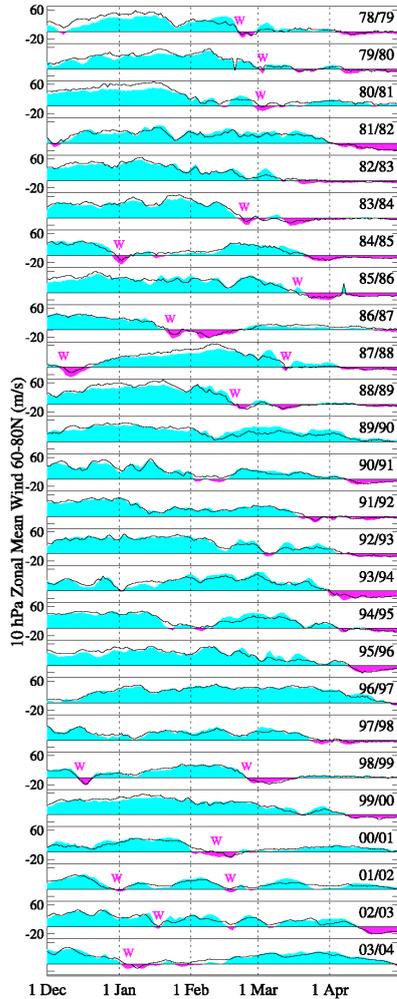


Abbildung 1.1: Zonal gemittelte zonale Winde in [m/s] (10 hPa Höhe, 60-80°N) während der letzten 26 arktischen Winter. Die blaue Schattierung kennzeichnet Westwinde und die rote Schattierung Ostwinde. Der Zeitpunkt eines Major Warmings wird durch ein „W“ gekennzeichnet (Manney et al., 2005).

Das Interesse an Stratosphärenenerwärmungen geht auf das Jahr 1952 zurück, in dem Scherhag am 30. Januar zum ersten Mal einen plötzlichen Anstieg der 10 mbar Temperatur über Berlin beobachtete (Scherhag, 1952). Dass es sich um einen Vorgang der Mittleren Atmosphäre handelt, bei dem es zu einem plötzlichen Anstieg der Temperaturen in der oberen Stratosphäre kommt, der bis in die untere Stratosphäre reichen kann, wurde zuerst im Winter 1956/57 entdeckt (Scherhag, 1960). Durch darauffolgende Studien wurde ersichtlich, dass eine Stratosphärenenerwärmung mit sehr großen zonalen Störungen, den planetarischen Wellen, zusammenhängt. Viele weitere Studien folgten, in denen untersucht wurde, inwieweit planetarische Wellen für den Verlauf einer Stratosphärenenerwärmung zuständig sind. Dabei wurde relativ schnell zwischen kleinen (Minor Warming) und großen Stratosphärenenerwärmungen (Major Warming) unterschieden. Da augenscheinlich ein Major Warming seltener auftritt, als ein Minor Warming (siehe Abbildung 1.1), war von entscheidendem Interesse, worin die Unterschiede für deren Entstehung zu finden sind. Durch die Diskussion um die „Ozonloch-Problematik“ seit Mitte der 1980er und die heutzutage aufflammende gekoppelte Klima-Ozonlochproblematik (WMO, 2007; Son et al., 2008; Perlwitz et al., 2008), ist das Verständnis zur Dynamik der Stratosphäre erneut in den Forschungsmittelpunkt gerückt.

Um die Stratosphäre realistisch simulieren zu können, müssen auch Prozesse der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre berücksichtigt werden (Baldwin et al., 2007; Shaw und Shepherd, 2008). Die Messmethoden für die obere Stratosphäre/untere Mesosphäre wurden in den letzten Jahren stetig verbessert, wodurch mehr Beobachtungsdaten (Satelliten- und LIDAR-Messungen) zur Verfügung stehen. Zudem haben Assimilationsmodelle, wie das „Goddard Earth Observing System“ (GEOS) oder das Modell vom „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“ (ECMWF) ihren Modelloberrand bis zur unteren Mesosphäre erweitert. Diese Modelle besitzen eine Parametrisierung von Schwerewellen, wobei das GEOS-5 eine orographische und eine nicht-orographische Schwerewellenparametrisierung beinhaltet, wohingegen das Modell von ECMWF nur eine orographische Schwerewellenparametrisierung verwendet. Es wurde festgestellt, dass die Modellläufe nur zum Teil die Beobachtungen gut widerspiegeln (Manney et al., 2008), wodurch es immer wichtiger wurde, die Rolle der Schwerewellen in der Zirkulation der Mittleren Atmosphäre und vor allem während Stratosphärenenerwärmungen zu verstehen.

Diese Arbeit soll sich nun mit der Rolle der Schwerewellen bei einer großen Stratosphärenenerwärmung beschäftigen. Dabei wird zunächst in Kapitel 2 auf die Grundlagen eingegangen, die zum Verständnis der Arbeit notwendig sind. In Kapitel 3 wird der Stand der Forschung thematisiert und diskutiert. Abschließend wird in Kapitel 4 eine Zusammenfassung mit anschließendem Ausblick gegeben.

2 Grundlagen

Diese Arbeit befasst sich mit dem Einfluss von Schwerewellen auf Stratosphären-erwärmungen, weshalb in diesem Kapitel zunächst auf die Grundlagen eingegan- gen werden soll, die zum Verständnis benötigt werden. Zu Beginn wird hierbei der allgemeine Aufbau der Atmosphäre erläutert. Ferner soll die Mittlere Atmosphäre genauer betrachtet werden, da dies der Bereich der Atmosphäre ist, in dem die Stratosphären-erwärmungen auftreten. Darauf folgend wird der Begriff der Strato- sphären-erwärmungen definiert. Abschließend soll ein kurzer Überblick über Wellen gegeben werden, die in der Mittleren Atmosphäre eine Rolle spielen.

2.1 Der Aufbau der Atmosphäre

Die Atmosphäre ist nach ihrem vertikalen Temperaturverlauf in verschiedene Schich- ten unterteilt. Der Übergang zwischen diesen Schichten wird durch eine Umkehr des Temperaturgradienten definiert, wobei die Region, in der es zu dieser Umkehr kommt, als zugehörige Pause zu dem darunter liegenden Bereich bezeichnet wird.

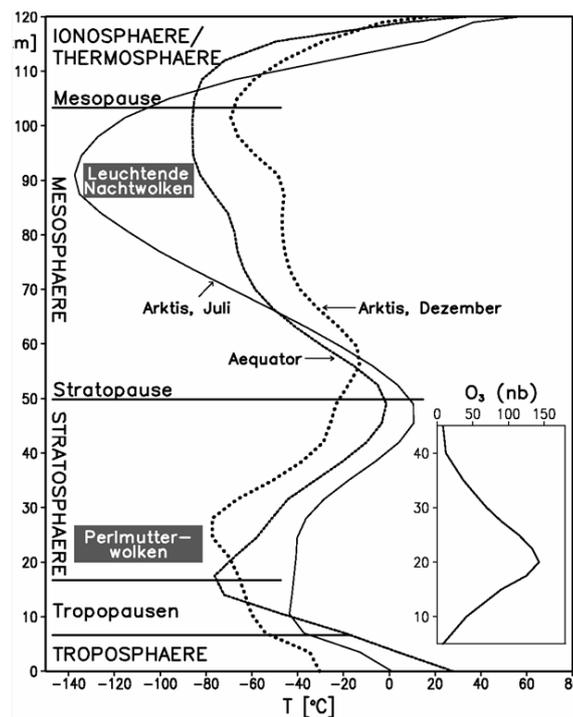


Abbildung 2.1: Der Temperaturverlauf der Atmosphäre (Labitzke, 1998).

Wie aus Abbildung 2.1 ersichtlich, bezeichnet man die Schicht, die am Erdboden beginnt, die Troposphäre, welche durch eine Temperaturabnahme von 6,5K/km gekennzeichnet ist. Hier finden jene Prozesse statt, die als Wetter bezeichnet werden.

Obwohl die Troposphäre die dünnste Schicht der Atmosphäre darstellt, befinden sich hier ca. 80% der totalen Masse und fast der gesamte Wasserdampf der Atmosphäre. An die Troposphäre schließt sich die Tropopause an, in welcher die Temperatur ein Minimum erreicht. Dieses Minimum entsteht aus der Emission infraroter Strahlung durch Wasserdampf und Wolken. Die Höhe der Tropopause variiert zwischen 8 km am Pol und 17 km in den Tropen. Diese Unterschiede in der Höhe ergeben sich durch die stärkere Bodenerwärmung in Äquatornähe, welche sich aus der direkten Sonneneinstrahlung ergibt. Dadurch besitzen bodennahe Luftpakete am Äquator einen größeren Vorrat an latenter Wärme in Form von Wasserdampf und können somit höher gegen die stratosphärischen Temperaturinversionen vordringen, als Luftpakete in Polregionen.

Über der Tropopause liegt die Stratosphäre, in der die Temperatur mit der Höhe wieder zunimmt. Diese Temperaturzunahme von $2,5\text{K/km}$ ist hauptsächlich dadurch bedingt, dass 90% des Gesamtzongehalts der Atmosphäre in der Stratosphäre anzutreffen sind und das Ozon die Eigenschaft besitzt ultraviolette Strahlung zu absorbieren. Die höchste Dichte von Ozon befindet sich dabei in gut 20 km Höhe, die höchste Konzentration dagegen in ca. 40 km Höhe. Aus der Ozonverteilung in der Stratosphäre resultiert eine Unterteilung in zwei Abschnitte: die untere Stratosphäre (bis 20 km Höhe), die gekennzeichnet ist durch eine gleich bleibende Temperatur und der darüber liegende Bereich, der durch eine stetige Erwärmung aufgrund der zunehmenden Ozonkonzentration gekennzeichnet ist. In ca. 50 km Höhe erreicht die Temperaturzunahme ihr Maximum und es schließt sich die Stratopause an. Angrenzend spricht man von der Mesosphäre, die wieder durch eine Temperaturabnahme, mit einem Minimum in ca. 80 km Höhe von fast -100°C , charakterisiert ist. Die obere Grenze der Mesosphäre finden wir an der Stelle des besagten Temperaturminimums. Dieser Bereich wird als Mesopause bezeichnet. Der Mesopause folgt, wie aus Abbildung 2.1 ersichtlich, der Bereich der Thermosphäre. Er ist gekennzeichnet durch eine starke Temperaturzunahme infolge von Absorption solarer UV-Strahlung durch Sauerstoff und Stickstoff.

2.1.1 Die Mittlere Atmosphäre

Die Mittlere Atmosphäre erstreckt sich von der Tropopause bis in ca. 110 km Höhe (Andrews et al., 1987). Für den Strahlungshaushalt der Mittleren Atmosphäre sind folgende Prozesse von Bedeutung: Die Erwärmung infolge von Absorption kurzwelliger solarer Strahlung durch Ozon und Sauerstoff, sowie die Emission langwelliger Strahlung durch Kohlendioxid, Ozon und Wasserdampf. Im Gegensatz zur Troposphäre, welche ein Strahlungsbilanzdefizit aufweist, befinden sich die Strato- und Mesosphäre global gemittelt im Strahlungsgleichgewicht und zudem sind sie stabil geschichtet. Kommt es zu einer lokalen Abweichung vom Strahlungsgleichgewicht, werden die lokalen Wärmeüberschüsse oder -defizite durch Strahlungskühlen oder -heizen wieder ausgeglichen, wodurch eine langsame diabatische Meridionalzirkulation in der Mittleren Atmosphäre induziert wird (Murgatroyd und Singleton, 1961). Zum Zeitpunkt der Sonnenwende zeichnet sich die in Abbildung 2.2 dargestellte Zirkulation durch einen aufsteigenden Ast in der Nähe des Sommerpols, einem meridionalen Transport zur Winterhemisphäre und Absinken nahe dem Winterpol aus. Dies gilt jedoch nur in der Mesosphäre und zum Teil für die Stratosphäre. Den

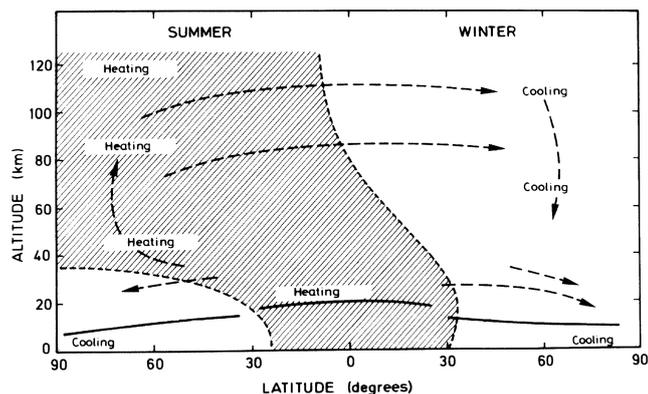


Abbildung 2.2: Diabatische Meridionalzirkulation (Murgatroyd und Singleton, 1961).

stratosphärische Ast der Zirkulation bildet die Brewer-Dobson-Zirkulation. Brewer (1949) zeigte, dass es in einer trockenen Stratosphäre zu einer Aufstiegsbewegung in den Tropen kommt, während ein Ozonmaximum in der unteren, polaren Stratosphäre zu einem Absinken in höheren Breiten führt (Dobson, 1956). Der dominierende Antrieb dieser Zirkulation, ist der Wellenantrieb der auf das Brechen von planetarischen Wellen in der Winterhemisphäre zurückgeführt wird. Der Auftrieb in den Tropen wird durch die Saisonalität des stratosphärischen Wellenantriebs hervorgerufen (Holton et al., 1995). Da sich planetarische Wellen nur bei schwachen Westwinden ausbreiten können (Charney und Drazin, 1961), entsteht die polwärts gerichtete Zirkulation nur in der Winterhemisphäre. Andrews et al. (1987) zeigen zudem die signifikante Rolle von Wirbelbewegungen (im Englischen: eddies), die sich auf den Transport in der Stratosphäre auswirken können und somit zu Abweichungen vom Gleichgewicht führen. Oberhalb der Stratopause verschwindet der Einfluss des zonalen Antriebs aufgrund von Brechung der planetarischen Wellen und somit wird die Meridionalzirkulation von Sommer- zu Winterpol durch das Brechen von Schwerewellen angetrieben (Lindzen, 1981). Durch die Corioliskraft, welche auf den meridionalen Transport wirkt, entstehen in der Winterhemisphäre zonal gemittelte Westwinde und in der Sommerhemisphäre zonal gemittelte Ostwinde, die sich näherungsweise in geostrophischer Balance mit dem meridionalen Druckgradienten befinden (Andrews et al., 1987).

In der Strato- und Mesosphäre dominieren sehr stabile zonale Windsysteme die Zirkulation: Wie aus Abbildung 2.3 ersichtlich, wird die Zirkulation im Winter von Westwinden bestimmt, welche mit einem Tiefdruckgebiet einhergehen. Im Sommer herrschen dagegen Ostwinde vor, welche mit einem Hochdruckgebiet verbunden werden. Die Ostwinde sind dabei jedoch von geringerem Ausmaß, als die Westwinde. Der Jahreszeitenwechsel ist mit schwächeren Westwinden verbunden. In den beiden Winterhemisphären findet man ein riesengroßes, polzentriertes Tiefdruckgebiet, was auch Polarwirbel genannt wird. Dieser Polarwirbel entsteht durch großräumiges Absinken aufgrund einer negativen Strahlungsbilanz im Winter. Betrachtet man nun die Stratosphäre, so kann man sehr gut zwischen der Nord- und der Südhemisphäre unterscheiden: Der südhemisphärische Polarwirbel ist tiefer und kälter als der Polar-

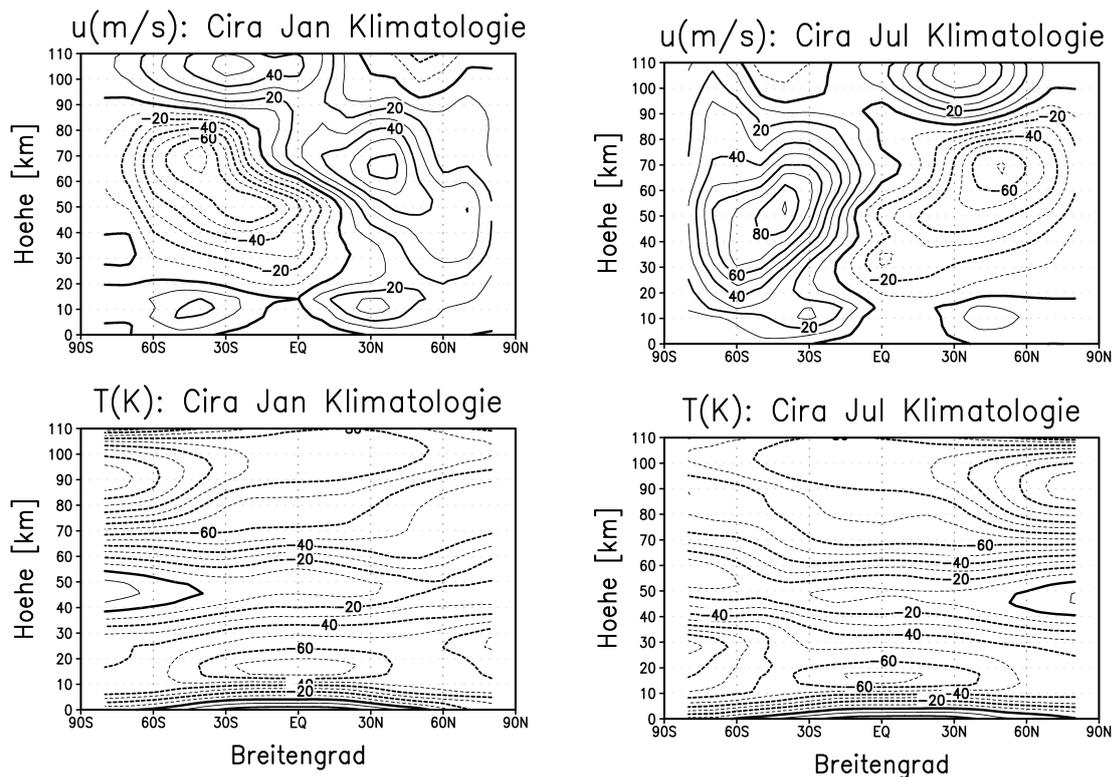


Abbildung 2.3: „Committee on Space Research International Reference Atmosphere“ (CIRA)-Klimatologie des zonal gemittelten Windes in [m/s] (oben) und der zonal gemittelten Temperatur in [K] (unten) der Troposphäre und der Mittleren Atmosphäre im Nordwinter (links) und Nordsommer (rechts) (Fleming et al., 1990) (von K. Krüger 2008 zur Verfügung gestellt).

wirbel der Nordhemisphäre, während gleichzeitig die südlichen Tropen wärmer als die nördlichen sind. Außerdem kann man feststellen, dass in der Südhemisphäre die Zirkulation sehr zonal ist und dass das Zentrum des Polarwirbels und des Kältepol fast direkt am Pol liegen, während in der Nordhemisphäre beide Zentren um 10° Breite nach Spitzbergen verschoben sind (Labitzke und van Loon, 1992). Dies ist durch das Fehlen von planetarischen Wellen in der Südhemisphäre, aufgrund der Windrichtung, zu erklären. Auch die Mesosphäre und ihre Pause lassen sich sehr gut in Sommer- und Winterhemisphäre unterteilen: Die Höhe und Temperatur, in polaren Breiten, der Mesopause unterliegen starken jahreszeitlichen Schwankungen. Im Sommer werden die niedrigsten Temperaturen in etwa 88km erreicht, während die Mesopause im Winter deutlich wärmer ist und in etwa 100km Höhe liegt. Dieses Temperaturverhalten beruht auf der adiabatischen Abkühlung aufsteigender Luftmassen im Sommer, welche durch atmosphärische Schwerewellen verursacht wird. Diese Abkühlung kann nicht durch eine Erwärmung aufgrund von Absorption solarer Strahlung kompensiert werden und führt dadurch zu einer Mesopause, die über dem Sommerpol kälter und über dem Winterpol wärmer ist, als am Äquator (Schöllhammer, 2002).

Einen natürlichen Einfluss auf die Zirkulation der Stratosphäre haben die Quasi-

Biennial Oscillation (QBO), die El Niño Southern Oscillation (ENSO), der Sonnenfleckenzyklus und Vulkanausbrüche (Labitzke, 1999). Diese Phänomene führen entweder direkt zu einer strahlungsgetriebenen Änderung der Brewer-Dobson-Zirkulation oder indirekt zu einer veränderten Wellenanregung bzw. -ausbreitung in die Stratosphäre.

2.2 Atmosphärische Wellen

Wellen sind Phänomene die sowohl räumlich als auch zeitlich periodisch sind. Die wichtigsten Eigenschaften einer Welle sind ihre Amplitude, ihre Phasengeschwindigkeit und ihre Wellenlänge. In der Meteorologie betrachtet man Wellen als „quasiperiodisch“.

Es gibt verschiedene Wellentypen. Sie werden klassifiziert durch ihre räumliche Struktur und durch ihre Anregungsquelle. Zudem wird eine Klassifizierung nach den vorherrschenden Rückstellkräften vorgenommen. Im Folgenden wird auf die großskaligen planetarischen Wellen und die Schwerewellen eingegangen, welche eine Rolle für diese Arbeit spielen.

2.2.1 Planetarische Wellen

Planetarische Wellen (auch Rossby-Wellen genannt) sind großräumige Bewegungen in der Atmosphäre. Sie resultieren, wie alle Wellenbewegungen in der Atmosphäre, aus der Konkurrenz zwischen Trägheits- und Rückstellkräften. Rossby-Wellen haben als Rückstellkraft den polwärtigen Gradienten der planetaren Vorticity und sind eine Folge der Corioliskraft durch Erdrotation (β -Effekt). Ihre vertikale Struktur ist abhängig vom horizontalen Maßstab und der zonal gemittelten Windverteilung (Andrews et al., 1987).

Rossby-Wellen werden in der Troposphäre angeregt, z.B. durch Abgabe von latenter Wärme oder durch Umströmen von Topographie, und breiten sich von dort in die Strato- und Mesosphäre aus. Dabei können sich die Wellen nur in einer Strömung vertikal ausbreiten, die gegenüber der Phasengeschwindigkeit schwach ostwärts gerichtet ist (Charney und Drazin, 1961). Ausgehend davon, dass der dominante Antrieb der stratosphärischen Rossby-Wellen geographisch stationär ist, gibt dies eine einfache Erklärung dafür, weshalb die Winterstratosphäre, mit ostwärts gerichteter Strömung um den Pol, gestörter ist, als die Sommerstratosphäre, mit westwärts gerichteter Strömung (Haynes, 2005).

Die planetarischen Wellen werden in zwei Kategorien unterteilt:

1. Wellen, die den zonalen Grundstrom nicht ändern:
Zu diesen Wellen gehören *lineare Wellen*, mit kleinen Amplituden, *stationäre Wellen*, deren Amplitude konstant ist und deren Phasengeschwindigkeit $c=0$ beträgt, und *konservative Wellen*, die sich dadurch auszeichnen, dass keine Wellenbrechung auftritt. Die Teilchenbahn der Wellen hat die Form einer geschlossenen Ellipse (Langematz, 2006).
2. Wellen, die den zonalen Grundstrom beschleunigen oder abschwächen:
Hierzu gehören die *nicht-linearen Wellen*, welche große Amplituden aufweisen,

transiente Wellen ($\frac{d}{dt} = 0$), mit einer Phasengeschwindigkeit $c \neq 0$ und *dissipative Wellen* (gedämpfte Wellen). Diese Wellen haben keine geschlossene Ellipse als Teilchenbahn und somit existiert im zonalen Mittel ein Nord-Süd-Transport (Langematz, 2006).

Aus der Rossby-Formel für barotrope Rossby-Wellen

$$C = U - \frac{L^2 \beta}{4\pi^2} \quad (2.1)$$

wird ersichtlich, dass die Phasengeschwindigkeit (C) abhängig ist vom zonalen Grundstrom (U) und des weiteren von der meridionalen Variation der Erdvorticity (β) und dem Quadrat der Wellenlänge (L^2) (www.diplomet.info).

Die Phasengeschwindigkeit beschreibt also die Geschwindigkeit der progressiven Ostwärtsverlagerung der Rossby-Welle, wobei retrograde Verlagerungen durch ein negatives Vorzeichen gekennzeichnet sind. Zudem kann man feststellen, dass sich Rossby-Wellen immer langsamer verlagern, als die mittlere zonale Grundstromgeschwindigkeit, da sowohl U , als auch βL^2 positive Terme ergeben. Hierbei gilt, dass die Phasengeschwindigkeit umso größer wird, je kleiner die Wellenlänge ist. Diese Abhängigkeit der Phasengeschwindigkeit von der Wellenlänge nennt man Dispersion. Da in diesem Fall die Abhängigkeit von quadratischer Natur ist, kann der zweite Term bei besonders langen Wellen negativ werden und somit kommt es zu einer retrograden Westverlagerung der Rossby-Welle. Sind beide Terme auf der rechten Seite identisch, spricht man von einer stationären Welle (www.diplomet.info).

Wie schon erwähnt, können nur die sich vertikal ausbreitenden Wellen in die Stratosphäre vordringen, deren Phasengeschwindigkeit kleiner ist als der zonale Grundstrom, der relativ zur Phasengeschwindigkeit westlich sein muss. Genauer gesagt, muss die Differenz aus Geschwindigkeit des zonalen Windes und der Phasengeschwindigkeit größer als Null sein, da sonst die Welle dissipiert. Eine Schicht, in der sich eine Welle durch diese Einschränkung nicht bewegen kann, wird kritische Schicht genannt. Dieses Kriterium kann nur von Wellen mit zonalen Wellenzahlen $k = 1 - 3$ erfüllt werden (Andrews et al., 1987). In der Stratosphäre werden hauptsächlich planetarischen Wellen mit den zonalen Wellenzahlen 1 bis 3 beobachtet, wobei die Wellenzahl selbst die Anzahl der hemisphärischen Tröge gibt und somit umgekehrt proportional zur Wellenlänge ist. Sie sind dabei nur in der Winterhemisphäre anzutreffen, da der im Sommer vorherrschende Ostwind ihre Ausbreitung hemmt (Matsuno, 1971).

Diese Wellen stellen die Ursache für Stratosphärenenerwärmungen dar. Wenn sich planetarische Wellen vertikal und polwärts ausbreiten, transportieren sie Wärme und Impuls von den mittleren Breiten in die polaren Regionen. Erreichen diese Wellen ihre kritische Schicht und brechen dort, geben sie die transportierte Wärme und den Impuls an Ihre Umgebung ab (Schoeberl, 1978). Zudem wirken sie auf den Grundstrom und führen zu einer Abschwächung oder sogar zu einer Umkehr der vorherrschenden Winde. Dieser Vorgang wird auch als „extratropischer Wellenantrieb“ bezeichnet, der die Brewer-Dobson-Zirkulation antreibt (Haynes et al., 1991; Holton et al., 1995).

2.2.2 Schwerewellen

Schwerewellen gehören zu den kleinräumigen Bewegungen innerhalb der Atmosphäre. Sie resultieren aus der Gravitation der Erde und besitzen eine Periode von wenigen Minuten bis zu einer Stunde. Ihre vertikale Wellenlänge beträgt 1-100km und ihre horizontale Wellenlänge kann Werte zwischen 10-1000km einnehmen (Fritts et al., 2005).

Die wichtigsten Eigenschaften von Schwerewellen sollen nun beschrieben werden: Schwerewellen existieren aufgrund des hydrostatischen Gleichgewichts und aufgrund der exponentiellen Abnahme der Dichte mit zunehmender Höhe. Wird ein Luftpaket aus seiner Ruhelage ausgelenkt, führt es in einer thermisch stabilen Schichtung eine ungedämpfte vertikale Schwingung um seine Gleichgewichtslage aus. Die Auftriebskraft des Luftpaketes, welche sich aus dem Dichteunterschied zur Umgebungsluft ergibt, bestimmt dabei die rücktreibende Kraft der Schwereoszillation. Aus solchen Schwereoszillationen entstehen Schwerewellen. Diese können sich bis in die Mittlere Atmosphäre ausbreiten, wobei aufgrund der abnehmenden Dichte mit der Höhe die Wellenamplituden exponentiell zunehmen.

Es sei vorausgesetzt, dass die intrinsische Frequenz der Welle ω weit genug von der Brunt-Väisälä-Frequenz N und der Trägheitsfrequenz f entfernt ist, d.h.

$$f \ll \omega \ll N \quad (2.2)$$

mit

$$N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) = \frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \quad (2.3)$$

(z =Höhe, \bar{T} =mittlere Temperatur, g =Schwerebeschleunigung, c_p =spezifische Wärme bei konstantem Druck (p), $\bar{\Theta}$ =mittlere potentielle Temperatur) (Ebel, 1992).

Für ein konstantes mittleres horizontales Windfeld mit der Geschwindigkeit \bar{U} gilt dann:

$$m^2 = \frac{N^2}{(\bar{U} - C)^2} = \frac{N^2 k^2}{\omega^2}. \quad (2.4)$$

(m =vertikale Wellenzahl, k =horizontale Wellenzahl)

Daraus ergibt sich, dass m sehr groß wird, wenn ω gegen Null strebt.

Gelangt eine Welle also aus der Troposphäre in eine Schicht, in der die Phasengeschwindigkeit gleich der Geschwindigkeit der Horizontalströmung ist ($C = \bar{U}$), wird die Welle an einer weiteren vertikalen Ausbreitung gehindert (Ebel, 1992). Es kommt zu einem Zusammenbruch der Welle. Dadurch wird der Grundstrom in

die Richtung der Phasengeschwindigkeit der Schwerewelle beschleunigt (Schoeberl, 1985). Eine solche Schicht wird kritische Schicht genannt. Hierbei muss jedoch beachtet werden, dass vorherrschende Winde die Wellen derselben Richtung filtern. Im Sommer bedeutet dies, dass die vorherrschenden Ostwinde westwärts gerichtete Schwerewellen filtern und sich nur die ostwärts gerichteten Schwerewellen ($C > 0$) ausbreiten können. Beim Brechen dieser Wellen in der Sommermesosphäre wird ein ostwärtiger Antrieb erzeugt, der zu verstärktem Auftrieb und Abkühlung führt. Dies ist die Erklärung für das absolute Temperaturminimum in der Sommermesopause (ca. 130K), die den kältesten Bereich der Atmosphäre darstellt (Lübken, 1999; von Zahn und Bremer, 1999; Ren et al., 2008). Schwerewellen üben eine Wirkung auf die großräumige Zirkulation in der Atmosphäre aus, da sie horizontalen Impuls und Energie aus ihren Entstehungsregionen in andere Regionen der Atmosphäre transportieren und Turbulenz erzeugen (Hines, 1960). Unter der Voraussetzung, dass die Energie der Welle erhalten bleibt, gilt für alle Wellen, die am Boden oder in der Troposphäre entstehen und sich nach oben ausbreiten, dass ihre Amplitude mit der Höhe exponentiell mit $e^{(\frac{z}{2H})}$ zunimmt, da die Dichte mit zunehmender Höhe exponentiell abnimmt. In der mittleren und oberen Stratosphäre können die Amplituden so groß werden, dass die Schichtung zwischen Wellenmaximum und -minimum instabil wird und die Wellen beginnen zu brechen. Dadurch wird der horizontale Impuls der Welle auf den zonalen Grundstrom übertragen. Dieser Vorgang wird als Wellenantrieb (im Englischen: wave drag) bezeichnet und führt zu dem mesosphärischen Ast der Meridionalzirkulation (Fritts, 1984).

Die Quellen von Schwerewellen sind zum Teil schwer zu erfassen, da sie räumlich und zeitlich sehr variabel sind. Als wichtigste Quelle für die Schwerewellen der Mittleren Atmosphäre gilt die Troposphäre, in der Schwerewellen verschieden angeregt werden (Ebel, 1992).

Eine Anregungsquelle stellt die Orographie dar, die leicht überschaubar ist, da die Lage der weltweiten Gebirge bekannt ist. Es gibt eine Vielzahl an Untersuchungen über die an Bergen angeregten Leewellen, welche entstehen, wenn eine ausgedehnte Horizontalströmung ein genügend breites Hindernis trifft. Ist dies der Fall, ist die Strömung gezwungen, dieses Hindernis zu überströmen. Ist die Luftmasse dabei so geschichtet, dass sie ein schwingungsfähiges Medium darstellt, bildet sich im Bereich des Hindernisses und in seinem Lee eine hochreichende stationäre wellenförmige Strömung aus. Unter günstigen Bedingungen breiten sich die Leewellen bis in die Stratosphäre aus und sind dort unter anderem für die Entstehung von Polaren Stratosphärischen Wolken (PSC's) in der Winterhemisphäre verantwortlich (Lorenzen, 2002).

Eine weitere Quelle von Schwerewellen ist die Konvektion. Hierbei führen zwei verschiedene Mechanismen zur Entstehung von Schwerewellen:

1. Konvektive Zellen drücken eine stabile Schicht in größeren Höhen zusammen, wobei Schwerewellen ausgesendet werden.
2. Luft strömt über eine konvektive Zelle und dabei werden Schwerewellen angeregt.

Die durch Konvektion angeregten Schwerewellen weisen eine Periode von einigen Stunden auf und besitzen eine horizontale Wellenlänge von 10-100 km. Dabei werden sie jedoch nicht, wie es bei orographisch angeregten Schwerewellen der Fall ist,

von einer einzigen Phasengeschwindigkeit und Frequenz charakterisiert (Fritts und Alexander, 2003).

Zudem werden Schwerewellen durch ageostrophische Bewegungen, wie sie bei Fronten und Jets auftreten, erzeugt. Der genaue Entstehungsmechanismus ist jedoch nicht bekannt. Es wird davon ausgegangen, dass Schwerewellen bei der Anpassung an das geostrophische Gleichgewicht ausgesendet werden. Hier betragen die Zeitskalen der Anregung mehrere Stunden, wodurch die Schwerewellen kleine Frequenzen aufweisen, die in der Nähe der lokalen Inertial-Frequenz f ($f = 2\Omega \sin \phi$) liegen. Sie werden deshalb auch Trägheits-Schwerewellen genannt (Fritts und Alexander, 2003).

Die Rolle von planetarischen Wellen bei Stratosphärenwärmungen ist sehr gut verstanden, jedoch wurde die Rolle von Schwerewellen bei plötzlichen Stratosphärenwärmungen noch nicht häufig untersucht.

2.3 Stratosphärenwärmungen

Als Stratosphärenwärmungen werden spontane Erwärmungen der nordhemisphärischen polaren winterlichen Stratosphäre bezeichnet, die durch planetarische Wellen hervorgerufen werden. Die planetarischen Wellen transportieren hierbei Wärme in Richtung des Pols. Folgende Kenngrößen spielen dabei eine wichtige Rolle:

- der mittlere zonale Wind in 60°N ,
- die Temperaturdifferenz zwischen 60°N und dem Pol,
- die planetarischen Wellen mit den Wellenzahlen 1 und 2,
- der Wärme- und Impulsfluss der Wellen.

Da die Stratosphärenwärmungen in ihrer Intensität, so wie in Ihrem Zeitpunkt des Auftretens sehr variabel sind, unterteilt man sie in verschiedene Kategorien:

1. „Minor Warmings“:
Hierbei kommt es in einer stratosphärischen Schicht innerhalb der Winterhemisphäre zu einem Temperaturanstieg von mindestens 25K in einer Woche, wobei der Polarwirbel unbeeinflusst bleibt. Diese Erwärmungen sind häufig auf die obere Stratosphäre beschränkt. Minor Warmings unterschiedlicher Stärke werden in jedem Winter, meist sogar mehrmals, beobachtet (Naujokat, 1992).
2. „Major Warmings“ oder auch „Major Midwinter Warmings“:
In diesem Fall kommt es zu einer Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten zwischen 60° Breite und dem Pol, in 10hPa oder darunter, verbunden mit einer Zirkulationsumkehr über hohen Breiten, was mit einem Zusammenbruch des Polarwirbels einhergeht. Major Midwinter Warmings können in der Zeit von Dezember bis Februar auftreten, in einigen wenigen Jahren sogar zweimal pro Winter. Nach einem Major Warming stellt sich der Polarwirbel wieder her und es kehren die winterlichen Bedingungen zurück (Naujokat, 1992). Das Vorhandensein eines Major Warmings schließt ein Minor Warming aus (Schoeberl, 1978).

3. „Final Warmings“:

Hierbei kommt es zur endgültigen Umstellung der Zirkulation zu sommerlichen Bedingungen. Diese Erwärmungen können allmählich auftreten oder das Erscheinungsbild einer großen Erwärmung haben, d.h. die Erwärmung beginnt, wie es für ein Major Warming typisch ist, im Februar. In diesem Fall kommt es jedoch zu einem endgültigem Zusammenbruch des Wirbels, weshalb eine solche Erwärmung als Major Final Warming bezeichnet wird. Der Zeitpunkt der Umkehr liegt zwischen März und Mai. Entsprechend wird das Final Warming als früh oder spät bezeichnet, wobei ein Major Final Warming stets früh eintritt (Naujokat, 1992).

Zudem gibt es noch Canadian Warmings, die jedoch für diese Arbeit nicht relevant sind und deshalb nicht näher erläutert werden.

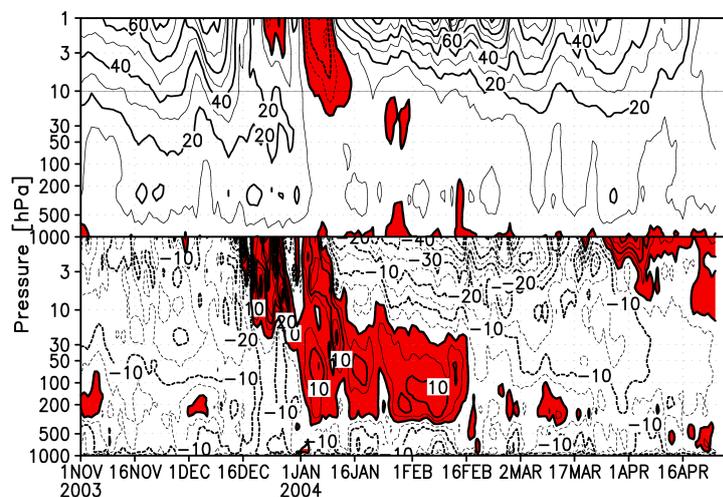


Abbildung 2.4: Zonal gemittelter zonaler Wind [m/s] in 60°N (oben) und Temperaturgradient [K] zwischen 60-90°N (unten) für den Zeitraum von 1. November 2003 bis 31. März 2004. Die roten Schattierungen kennzeichnen Ostwinde und positive Temperaturgradienten (zur Verfügung gestellt von K.Krüger, 2008).

In Abbildung 2.4 ist der typische Verlauf eines Major Warmings für Temperatur [K] und Wind [m/s] im Winter 2003/2004 dargestellt. Sehr gut zu sehen ist, dass dem eigentlichen Major Warming meist ein Temperaturimpuls vorangeht, der jedoch noch zu schwach ist, um den Zusammenbruch des Polarwirbels zu bewirken. Die sogenannte Vorkonditionierung des Polarwirbels, schwächt ihn durch mehrere Temperaturimpulse, bevor es zum eigentlichen Zusammenbruch kommt (Labitzke, 1977). Ebenso ist die Änderung des zonalen Windes gut zu erkennen.

Bis 2002 vertrat man die Ansicht, dass es auf der Südhalbkugel durch eine geringere planetarische Wellenanregung im Winter nur zu Minor Warmings in der Stratosphäre kommen kann, die jedoch nur gelegentlich auftreten. Zu diesem Zeitpunkt gab es, seit Beginn der Aufzeichnungen, keine Major Warmings in der Südhemisphäre. Im

südhemisphärischen Winter 2002 brach der Polarwirbel in zwei Teile und somit fand erstmalig ein Major Warming in der Antarktis statt (Krüger et al., 2004; Naujokat und Roscoe, 2005). Die Final Warmings der Südhemisphäre sind meist „strahlungsbedingte“ Umstellungen zur Sommerzirkulation und in ihrem Zeitpunkt weniger variabel als auf der Nordhalbkugel, auf der sie meist „dynamisch“ bedingt sind. Sie treten frühestens im Oktober, spätestens im November auf (Naujokat, 1992). Tritt ein starkes, frühes Final Warming auf, weist das Ozonloch eine deutlich geringere Intensität und kleinere räumliche Ausdehnung auf, als in Jahren eines späten Final Warmings (Kanzawa und Kawaguchi, 1990).

3 Die Rolle von Schwerewellen bei Stratosphärenenerwärmungen

In den vergangenen Jahren hat die Erforschung von Schwerewellen immens zugenommen. Das liegt an den stetig präziser werdenden Messmethoden, wie Raketenmessungen, Messungen mit Lidar und Radar und Satellitendaten. Vor allem aber liegt es daran, dass viel mehr Messungen vorhanden sind. War es früher nur möglich einzelne stichprobenartige Messungen durchzuführen, erhält man heute zusammenhängende Messreihen. Dadurch ist es möglich die Mittlere Atmosphäre viel besser zu untersuchen und somit wird die Frage nach der Wirkung von Schwerewellen auf die Struktur und Zirkulation in der Mittleren Atmosphäre immer interessanter. Die Quellen der Schwerewellen und ihre damit verbundenen Charakteristiken sind dabei schon sehr gut erforscht. Ebenso wurde ihr Beitrag zur atmosphärischen Zirkulation, Struktur und Variabilität sehr gut analysiert (siehe Review von Fritts und Alexander, 2003).

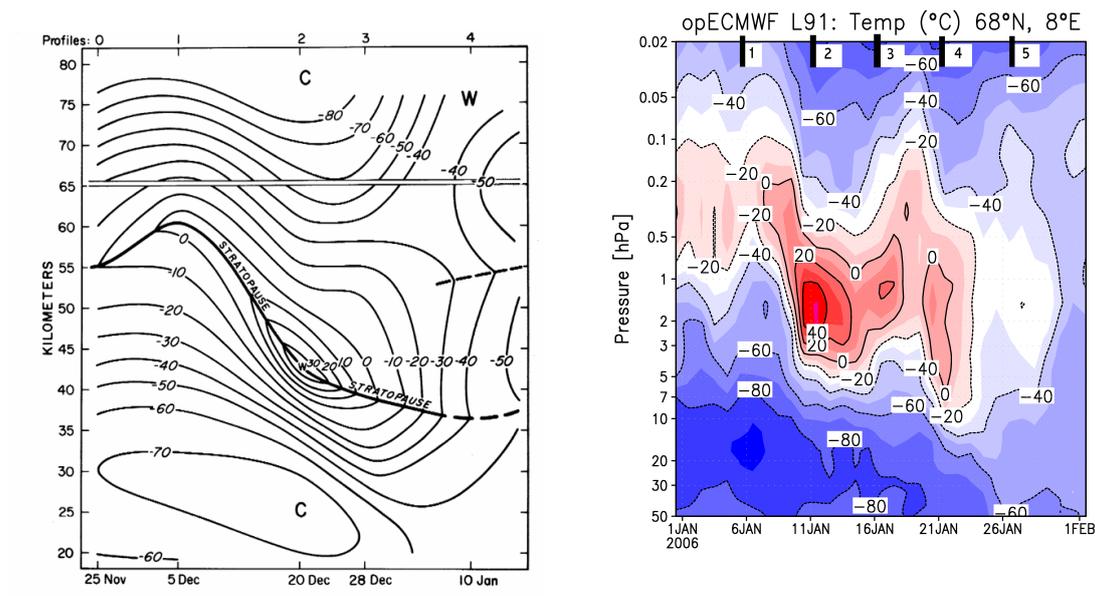


Abbildung 3.1: Links: schematische Verteilung der Temperatur in 60°N während eines Major Warmings (Labitzke, 1972). Rechts: vertikale Temperaturverteilung aus ECWMF-Daten in 68°N, 8°E während des Major Warmings im Winter 2005/2006 (SPARC-Newsletter Nr. 28, 2007). Rote Schattierungen kennzeichnen hohe Temperaturen und blaue Schattierungen niedrige Temperaturen. Die Profile in der rechten Abb. wurden per Hand nachträglich dazugefügt.

Abbildung 3.1 zeigt zum einen ein Schema während einer großen Stratosphärenenerwärmung, dass von Labitzke (1971) erstellt wurde und eine Darstellung der

großen Stratosphärenenerwärmung im Winter 2005/2006 anhand von Beobachtungsdaten (Krüger, 2006). Die Profile der Abbildung (Zahlen am Oberrand) zeigen folgende Stadien einer großen Stratosphärenenerwärmung:

- Profil 0: ungestörte winterliche Bedingungen
- Profil 1: der Beginn der Erwärmung
- Profil 2: der Höhepunkt der Erwärmung
- Profil 3: das verrückte Stadium der Erwärmung
- Profil 4: Zeitpunkt des Zusammenbruchs des Wirbels
- Profil 5: Zustand nach einer großen Erwärmung

Inwieweit planetarische Wellen am Verlauf einer großen Stratosphärenenerwärmung beteiligt sind, ist sehr gut erforscht. Jedoch ist noch fraglich inwieweit Schwerewellen hierbei eine Rolle spielen. In diesem Kapitel soll es nun darum gehen, den Einfluss von Schwerewellen auf Stratosphärenenerwärmungen zu untersuchen. Dabei ist das Ziel, den Stand der Forschung wiederzugeben und zu diskutieren.

Angelehnt an Abb. ?? wird nun im Folgenden zwischen den Zuständen vor der Erwärmung, während der Erwärmung und nach der Erwärmung unterschieden.

3.1 Der Stand der Forschung

3.1.1 Der Einfluss von Schwerewellen vor der Entwicklung einer Stratosphärenenerwärmung

Da der Verlauf einer kleinen mit dem einer großen Stratosphärenenerwärmung zu Beginn sehr ähnlich ist, werden hier nun Untersuchungen über beide Formen der Erwärmung mit einbezogen. Bevor es zu einer Stratosphärenenerwärmung kommt, wird die Zirkulation in der Stratosphäre von einem kalten und starken Polarwirbel dominiert, der einen Bereich hoher atmosphärischer Vorticity darstellt (siehe Profil 0 der Abb. 3.1). Der Polarwirbel beginnt knapp oberhalb der Tropopause und erreicht sein Windgeschwindigkeitsmaximum nahe der Stratopause (Mukhtarov, 2007). Die Schwerewellenaktivität während des Winters ist dabei sehr variabel. Man geht jedoch davon aus, dass die großskaligen planetarischen Wellen die Schwerewellen filtern. Während in den Wintermonaten das Impulsbudget der Stratosphäre durch planetarische Wellen angetrieben wird, erklärt man den vorherrschenden Breitentemperaturgradient und Wind der Mesosphäre durch das Vorhandensein von Schwerewellen. Schwerewellen bilden also den dominierenden Antrieb für die Mesosphäre (Alexander und Rosenlof, 1996).

Ungefähr ein bis zwei Wochen vor dem Eintritt einer Stratosphärenenerwärmung kommt es zu einem plötzlichen Anstieg der Amplituden der planetarischen Wellen 1 und 2 (Matsuno, 1971; Labitzke, 1972; Schoeberl, 1978). Dies bringt eine signifikante meridionale Komponente des lokalen Grundstroms mit sich. Diese Komponente

beeinflusst die Fortpflanzung von Schwerewellen, indem sie bestimmt, welche Orientierung des Wellenvektors das kritische Niveau erreicht. Somit können sich Schwerewellen trotz Anwesenheit von planetarischen Wellen ausbreiten (Dunkerton und Butchart, 1984).

Zudem kommt es kurze Zeit vor der Stratosphärenenerwärmung zu einer Erwärmung der unteren Mesosphäre, die begleitet wird von einer Abkühlung der unteren Stratosphäre (siehe Profil 1 der Abb. 3.1). Clark und Morone (1981) berichten davon, dass diese Erwärmung möglicherweise durch konvektiv erzeugte Schwerewellen entsteht. Es ist ungeklärt, ob sie die Entwicklung der Stratosphärenenerwärmung direkt beeinflussen können oder durch ihren Effekt auf die Dämpfung von planetarischen Wellen (Rind et al., 1987). Nach neuesten Erkenntnissen, sind die Schwerewellenenergien innerhalb des Wirbelkerns und außerhalb des Polarwirbels sehr gering (Duck et al., 2001). Vor dem Eintritt der Stratosphärenenerwärmung ist die Verteilung der potentiellen Energiedichte der Schwerewelle im Rand des Polarwirbels gleich mit der Verteilung im Kern und außerhalb des Wirbels. Dies bedeutet, dass die Bedingungen für die Ausbreitung von Schwerewellen überall gleich sind. Eine kleine potentielle Energiedichte entspricht einer geringen Fortpflanzung von Schwerewellen (Duck et al., 2001).

3.1.2 Der Einfluss von Schwerewellen während einer Stratosphärenenerwärmung

Ist ein intensiver Polarwirbel und eine starke vertikale Scherung des zonalen Grundstroms vorhanden, kann es zu einer Stratosphärenenerwärmung kommen. Es ist bekannt, dass diese begleitet wird durch eine Intensivierung der sich aufwärts ausbreitenden planetarischen Wellen, welche eine kritische Ebene erreichen, in der die zonale Windgeschwindigkeit Null ist, und dort absorbiert werden (Matsuno, 1971). Die entstehende Interaktion mit dem Grundstrom schwächt und/oder kehrt die vorherrschenden ostwärts gerichteten Winde um und verursacht eine abwärts gerichtete Zirkulation in der Stratosphäre, was zu adiabatischer Erwärmung führt, und zu aufwärts gerichteten Bewegung in der Mesosphäre, wodurch adiabatische Abkühlung entsteht. Eine Erwärmung in der Stratosphäre ist also immer begleitet von einer Abkühlung in der Mesosphäre (Mukhtarov et al., 2007). Eine solch begleitende Abkühlung der unteren Mesosphäre (siehe Profil 2 der Abb. 3.1) wurde zum ersten Mal von Labitzke (1971) beobachtet.

Holton (1983) analysiert in seiner theoretischen Studie die Verringerung der Schwerewellenübermittlung in die Mesosphäre hinein, wie sie während Stratosphärenenerwärmungen entsteht, als Ursache für die Abkühlung der unteren Mesosphäre. Er geht davon aus, dass der Schwerewellenantrieb durch den entstehenden westwärts gerichteten zonalen Grundstrom komplett beseitigt wird und ein Ausgleich zum Strahlungsgleichgewicht stattfindet. Dadurch wird der durch Schwerewellen angetriebene Ast der Meridionalzirkulation abgeschwächt und kann mesosphärische Temperaturen oberhalb des Strahlungsgleichgewichts nicht mehr aufrecht erhalten (Becker und Schmitz, 2003). Im Gegensatz dazu gehen Dunkerton und Butchart (1984) anhand ihrer Beobachtungen davon aus, dass die Schwerwellenausbreitung während einer Stratosphärenenerwärmung nicht komplett gehemmt wird, da während einer großen Erwärmung auch immer Westwindregionen auftreten, die die Ausbreitung

von Schwerewellen ermöglichen. Zudem gibt es stationäre Schwerewellen mit einer Wellenvektorkomponente $\neq 0$, die „antiparallel“¹ zum lokalen Grundstrom verlaufen und sich vertikal ausbreiten, während „orthogonale“² Wellen in der Stratosphäre absorbiert werden. Die Abkühlung der Mesosphäre wird weiterhin von einer Abkühlung der unteren Stratosphäre begleitet (siehe Profil 2 der Abb. 3.1). Die Erwärmung breitet sich dann jedoch in die untere Stratosphäre aus, was begleitet wird von einer kälteren Stratopause und wärmeren unteren Mesosphäre (siehe Profil 3 der Abb. 3.1). Diese Fluktuationen der Temperatur in den verschiedenen Atmosphärenschichten wird auf die Ausbreitung und Filterung von Schwerewellen zurückgeführt (Whiteway und Carswell, 1994). Allerdings gehen die Autoren auch davon aus, dass die Änderung der Windgeschwindigkeit und -richtung während einer Stratosphärenwärmung die aufwärts gerichtete Ausbreitung von Schwerewellen hemmt. Zudem beobachteten sie eine Zunahme der Dämpfung von Schwerewellen während der Erwärmung, wodurch die Wellenenergie, die die Mesosphäre erreicht, reduziert wird. Durch die reduzierte Ausbreitung von Schwerewellen in die Mesosphäre wird die gemittelte Meridionalzirkulation vermindert und es kommt zu einer verminderten Absinkbewegung, was zu einer relativen Aufwärtsbewegung durch relative Expansion führt.

Eine zunehmende Schwerewellenaktivität während kleinen Stratosphärenwärmungen wurde zum ersten Mal von Duck et al. (1998) beobachtet. Hierbei sei erwähnt, dass die sich aufwärts ausbreitenden Schwerewellen aufgrund der abnehmenden Hintergrunddichte anwachsen und dissipiert werden, wenn sie kritische Niveaus erreichen oder wenn sie konvektive Instabilität verursachen. Durch die Dissipation geben sie ihren Impuls an den vorherrschenden Grundstrom ab. Der Schwerewellenantrieb treibt den Grundstrom in eine Region weg von den brechenden Wellen, wo er später absinkt und sich adiabatisch erwärmt. Die größte Schwerewellenaktivität wird im Inneren des Wirbelrands beobachtet, da hier wenig Filterung aufgrund von kritischen Niveaus vorhanden ist.

Abbildung 3.2 zeigt die typische Veränderung der Temperatur während einer kleinen Stratosphärenwärmung. Die beobachtete Temperaturzunahme im Wirbelkern wird begleitet von einem Anstieg der Schwerewellenaktivität. Duck et al. (1998) nehmen an, dass der Anstieg der Schwerewellenaktivität und deren spätere Dissipation oberhalb des Jet-Maximums den zonalen Grundstrom in Richtung des Wirbelzentrums treibt und dann absinkt, was mit einer adiabatischen Erwärmung der oberen Stratosphäre assoziiert wird. Auch wenn Duck et al. (1998) das erste Mal von einem Antrieb der Erwärmung durch eine von Schwerewellen herbeigeführte Zirkulation ausgehen, so gab es auch schon früher Präzedenzfälle, die zeigten, dass der Schwerewellenantrieb die Temperatur der Stratosphäre beeinflusst. So simuliert das zonal gemittelte Zirkulationsmodell von Holton (1983), das keine Parametrisierung für planetarische Wellen besitzt, aber dafür einen Schwerewellenantrieb, eine realistische Mesosphäre, sowie realistische Temperaturen der polaren oberen Stratosphäre. Kan-

¹Die Orientierung der Schwerewellen ist durch ihre Wellenvektoren, senkrecht zum Wellenberg, gegeben. Es ist grundsätzlich eine Frage der Vereinbarung, ob die Wellen als „parallel“ oder „antiparallel“ zum Grundstrom bezeichnet werden (Matsuno, 1982).

²Schwerewellen können sich nicht nur in Ost-West-Richtung ausbreiten, sondern besitzen zudem eine schwache Nord-Süd-Komponente.

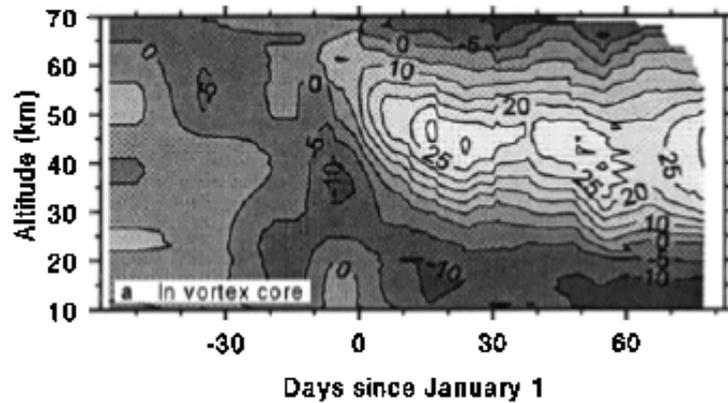


Abbildung 3.2: Temperaturdifferenz in [K] zwischen gemessenen Temperaturen im Wirbelkern und den Temperaturen vor der Erwärmung (Duck et al., 1998)

zawa (1989) fand heraus, dass die winterliche Stratopause in der Antarktis deutlich wärmer ist, als die über der Arktis. Dies begründet er mit der geringeren Aktivität von planetarischen Wellen in der Südhemisphäre. Dies bedeutet, dass ein Mechanismus der Wellenantrieb erzeugt, in Verbindung mit dem Brechen von planetarischen Wellen, verantwortlich ist für die Dynamik der Stratosphäre (Duck et al., 2001). Der besagte Mechanismus erzeugt hierbei einen Schwerewellenantrieb.

Während vor der kleinen Stratosphärenenerwärmung allgemein niedrige Schwerewellenaktivitäten beobachtet werden (Duck et al., 2001), kommt es während kleinen Stratosphärenenerwärmungen zu einer Zunahme der Schwerewellenaktivität um bis zu 60%. Die Energiedichte nimmt dabei mit zunehmender Höhe zu, was übereinstimmend ist mit der Energieerhaltung für Schwerewellen im scherungsfreien Fluss. Eine zunehmende Energiedichte wird durch eine Zunahme der Windgeschwindigkeit hervorgerufen, welche im Wirbelrand durch die strahlungsbedingte Abkühlung des Wirbelkerns entsteht. Der Anstieg der Schwerewellenaktivität wird also hervorgerufen durch die Zunahme der Windgeschwindigkeit und die verstärkte Wellenfortpflanzung von Wellen, die Doppler-verschoben werden zu langen vertikalen Wellenlängen. Somit ist eine Brechung dieser Wellen, bei ihrer Ausbreitung durch die Stratosphäre, weniger wahrscheinlich (Duck et al., 2001).

Duck et al. (2001) beobachteten, dass der Anstieg der Schwerewellenaktivität in der Stratosphäre von einer zunehmenden Impulsablagerung und größer werdendem Schwerewellenantrieb in höheren Breiten begleitet wird. Die entstehenden ansteigenden Schwerewellenimpulsflüsse produzieren einen verstärkten Antrieb im Wirbelrand in der Brechungsebene der Welle. Das resultierende Impulsgleichgewicht führt einen geringen Strom in den Wirbelkern hinein. Die sich daraus ergebene Massenanhäufung komprimiert die darunter liegende Luft und erwärmt diese adiabatisch. Daraus ergibt sich, dass Temperaturen, die höher sind als das Strahlungsgleichgewicht, im Wirbelkern nur durch Schwerewellenantrieb im Wirbelrand bedingt sein können. Die Erwärmung des Wirbelkerns ist also nicht allein durch das Brechen planetarischer Wellen zu beschreiben, da, wie Messungen zeigen, auch hohe Temperaturen ohne Betrachtung von großskaligen Störungen beobachtet werden,

die jedoch nicht durch Einstrahlung erklärt werden können. Duck et al. (2001) beobachten noch genauer, dass die Erwärmungen durch planetarische Wellen nur in Regionen zwischen dem Wirbel und dem Aleutenhoch entstehen, mit Ausnahme von Major Warmings, bei denen sie auch im Wirbelkern beobachtet werden. Im stetigen Zustand muss der Schwerewellenantrieb im Wirbelrand durch einen meridionalen Fluss, z.B. in Richtung des Wirbelkerns, ausgeglichen werden. Aufgrund des meridionalen Flusses kommt es zum Absinken im Wirbelkern, begleitet von einem Betrag strahlungsbedingter Abkühlung. Die Abkühlung der oberen Stratosphäre (siehe Profil 3 der Abb. 3.1) wird begleitet von einer Periode starker Westwinde in der Mesosphäre, in der die Windumkehr zum Zeitpunkt des Maximums der Stratosphären-erwärmung entstanden ist. Die Zirkulationsänderung der Mesosphäre geht dabei der Erwärmung der unteren Stratosphäre und der Umkehr der zonalen Zirkulation in der Stratosphäre voraus (Hoffmann et al., 2002). Hoffmann et al. (2007) assoziieren die Umkehr der vorherrschenden Winde in der Mesosphäre mit einer Verstärkung der Wellenaktivität von planetarischen Wellen. In der Mesosphäre werden während Stratosphären-erwärmungen Oszillationen mit großen Perioden beobachtet, welche ein Indiz für das Vorhandensein von planetarischen Wellen sind.

Wenn sich das mesosphärische Windsystem von Winter- auf Sommerzirkulation (von ostwärts zu westwärts gerichteten Winden) umstellt, kommt es zu einer Abnahme der Energiedämpfungsrate und infolgedessen zu einer Reduktion von Turbulenz, wodurch sich die Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen verändern. Zum Zeitpunkt zunehmender Westwinde, die nach der Windumkehr (zu Ostwinden) während Stratosphären-erwärmungen folgen, kommt es zu einer verstärkten turbulenten Energiedämpfungsrate in 60-80km Höhe. Gleichzeitig werden Schwerewellenaktivitäten mit Perioden zwischen 3-6 und 6-9 Stunden beobachtet. Die Periode verstärkter Schwerewellenaktivität entsteht, wenn die Amplituden stratosphärischer planetarischer Wellen der Wellenzahl 1 durch die Amplitudenvariation der Welle 1 in größeren Höhen reduziert wird. Die reduzierte planetarische Wellenaktivität, die jedoch bis zum Auftreten von Stratosphären-erwärmungen verstärkt ist, ermöglicht die Ausbreitung von Schwerewellen durch die Tropo- und Stratosphäre in mesosphärische Höhen. Dort werden die Wellen durch die verstärkten turbulenten Energiedämpfungs-raten dissipiert (Hoffmann et al., 2007).

In der Phase des Zusammenbruchs des Polarwirbels (siehe Profil 4 der Abb. 3.1), ist die Aktivität der planetarischen Wellen bereits reduziert.

3.1.3 Der Einfluss von Schwerewellen nach einer Stratosphären-erwärmung

Nach einer Stratosphären-erwärmung bildet sich in manchen Wintern eine isothermen Atmosphäre aus (siehe Abbildung 3.3 und Profil 5 der Abb. 3.1), wohingegen die meisten Winter durch einen fließenden Übergang zu winterlichen Bedingungen gekennzeichnet sind (Manney et al., 2008).

Während einer großen Stratosphären-erwärmung im Winter 2005/2006 (siehe Abb. 3.3) wurde zum ersten Mal beobachtet, dass es nach einem Zusammenbruch zu der Erneuerung einer kalten Stratopause in großen Höhen kam. Dies wurde gefolgt von einem schnellen Absinken der Stratopause mit schrittweiser Erwärmung, was wie-

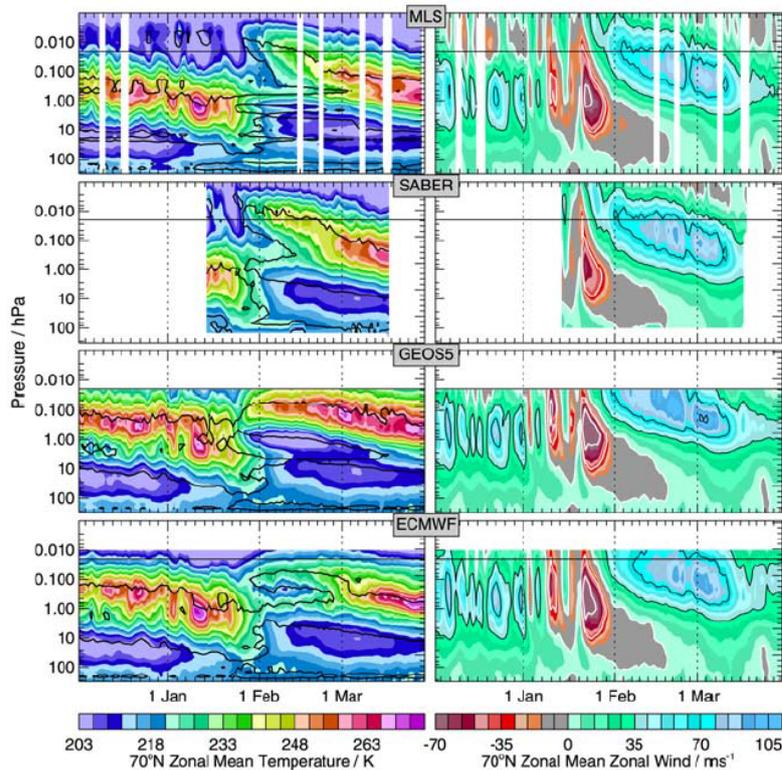


Abbildung 3.3: Zonal gemittelte Temperatur in [K] (links) und zonal gemittelter zonaler Wind in [m/s] (rechts) in 70°N im Zeitraum von 1. Dezember 2005 bis 31 März 2006. Von oben nach unten sind folgende Messungen/Modelle dargestellt: MLS, SABER, GEOS-5, ECMWF (Manney et al., 2008).

derum von einer gleichzeitigen Abkühlung der darüber liegenden Mesosphäre und der darunter liegenden Stratosphäre begleitet wurde (Manney et al., 2008). In der oberen Stratosphäre kommt es sehr schnell wieder zu den normalen winterlichen Bedingungen, wobei der Polarwirbel jedoch schwächer ist als zu Beginn des Winters. In der mittleren und unteren Stratosphäre dauert es dagegen ein wenig länger, ehe die winterlichen Bedingungen wieder hergestellt sind. Normalerweise wird eine Zeit von ca. 4-6 Wochen benötigt, bis die Ausgangssituation wieder vorhanden ist (Schoeberl, 1978). In der Zeit nach dem Wirbelzusammenbruch kommt es zu einer Reduktion der Schwerewellenaktivität, die primär auf die Zunahme der Filterung durch kritische Niveaus von orographischen Wellen und die Abnahme der stratosphärischen Windgeschwindigkeit zurückzuführen ist (Duck und Whiteway, 2000).

3.2 Diskussion

Nachdem nun der Stand der Forschung dargelegt wurde, soll in diesem Abschnitt diskutiert werden, inwieweit die Schwerewellen an dem Verlauf einer Stratosphärenwärmung beteiligt sind.

Hierbei soll vor allem die Rolle der Schwerewellen bei einem Major Warming er-

arbeitet werden, da dieses Phänomen, aufgrund seines räumlichen und zeitlichen Ausmaßes, von weitaus größerem Interesse ist als die häufig auftretenden Minor Warmings.

3.2.1 Die Rolle der Schwerewellen vor einer Stratosphärenenerwärmung

Wie schon beschrieben, wird die winterliche Hemisphäre von einem kalten Polarwirbel dominiert, der beim maximalen Entwicklungsstadium eines Major Warmings zusammenbricht. Dieser Polarwirbel weist im Kern und außerhalb geringe Windgeschwindigkeiten auf, wobei sich die Windrichtung merklich in der Vertikalen des Wirbels ändert. Am Rand des Wirbels, in dem der Jet maximal ist, findet man mit der Höhe zunehmende Windgeschwindigkeiten, wobei die Winde ihre Richtung nicht wesentlich ändern. Dabei trifft man am Rand des Wirbels ein Maximum der Schwerewellenaktivität und den niedrigsten Wert im Wirbelinneren an (Whiteway et al., 1997).

Bevor es bei einem Major Warming zu einem Zusammenbruch und einer Umkehr der vorherrschenden zonal gemittelten Westwinde kommt, werden häufig schwächere Temperaturimpulse in der oberen Stratosphäre im Voraus beobachtet. Dabei dringt jeder Temperaturimpuls, im Vergleich zum vorherigen, weiter nach unten in die Stratosphäre vor (Labitzke et al., 1999; Mukhtarov et al., 2007). Diese Temperaturimpulse werden durch planetarische Wellenaktivität verursacht (Matsuno, 1971; Schoeberl, 1978; Labitzke, 1981; Rind et al., 1987; Hoffmann et al., 2002). Lindzen (1981) und Holten (1983) gehen davon aus, dass die Anwesenheit von planetarischen Wellen die Ausbreitung von Schwerewellen hemmt. Im Gegensatz dazu zeigen Alexander und Rosenlof (1996), dass nicht-stationäre Schwerewellen in der mittleren und oberen Stratosphäre eine beschleunigende zonale Kraft hervorrufen, die eine Tendenz zu einem Auftrieb im Winter gibt. Diese kleinskalige, von Schwerewellen angetriebene Komponente der Meridionalzirkulation hat jedoch nur einen sehr schwachen Einfluss auf die winterliche Meridionalzirkulation. Zudem geht man davon aus, dass der Schwerewellenantrieb den Zustand der winterlichen polaren oberen Stratosphäre beeinflusst. Ebenso bedingt die turbulente Vermischung, die mit der Brechung von Schwerewellen assoziiert wird, die Beschaffenheit der Mesosphäre. Hier sieht man die Rolle der Schwerewellen in der Erzeugung einer abbremsenden Kraft, während sie in der Stratosphäre eine beschleunigende Kraft verursachen.

Also dominieren die planetarischen Wellen zwar die Beschaffenheit der winterlichen Stratosphäre, aber sie eliminieren nicht die Ausbreitung der Schwerewellen, sondern schwächen diese nur ab. Auch Dunkerton und Butchart (1984) nehmen an, dass während winterlichen Bedingungen, in denen Westwinde vorherrschen, die Ausbreitung von Schwerewellen ungehindert möglich ist, jedoch genauso, aufgrund von planetarischen Wellen, Regionen mit Ostwinden auftreten können, in denen die Ausbreitung gehemmt ist. Dies ist durch die Tatsache bedingt, dass für quasi-stationäre Schwerewellen deren Phasengeschwindigkeit kleiner als die des Grundstroms ist, Wellenvektoren, die orthogonal zum lokalen Grundstrom stehen, absorbiert werden und somit die Wellen sich nicht vertikal durch das kritische Niveau ausbreiten können. Die Orientierung des Wellenvektors gibt also an, inwieweit sich Schwerewellen, auch während der Anwesenheit von planetarischen Wellen, ausbreiten können.

Zudem wird vor dem Eintritt der Stratosphärenenerwärmung die Erwärmung der Mesosphäre beobachtet (siehe Profil 1 der Abb. 3.1). Hauchecorne et al. (1987) sehen die Zuständigkeit für die Struktur und Zirkulation der Mesosphäre in der Dämpfung von Wellen. Wobei hier ein Temperaturanstieg in der Mesosphäre unabhängig ist von der Ausbreitung planetarischer Wellen. Das Brechen von Schwerewellen erzeugt eine Turbulenz oberhalb des Temperaturminimums in der Stratosphäre und dadurch kommt es zu einer Erwärmung in der Mesosphäre. Bhattacharya et al. (2004) beobachteten zudem, dass die Erwärmung der Mesosphäre durch zwei Faktoren hervorgerufen wird. Zu einem durch dynamische Wechselwirkungen, bei denen Schwerewellen und Gezeiten brechen und einen Anteil der dadurch abgegebenen Energie von makroskopischen zu mikroskopischen Bewegungen transportiert wird. Zum anderen durch adiabatische Erwärmung, die aufgrund von vertikalen Bewegungen entsteht.

Die von Duck et al. (2001) veröffentlichten Beobachtungen für Minor Warmings zeigen, dass kurz vor dem Eintritt der Stratosphärenenerwärmung die Verteilung der potentiellen Energiedichten von Schwerewellen rund um den Polarwirbel gleich sind. Die hierbei beobachtete geringe Energiedichte weist auf eine reduzierte Ausbreitung von Schwerewellen kurz vor Beginn der Erwärmung hin. Ausgehend davon, dass sich Minor und Major Warmings in ihrer Entwicklungsphase sehr ähnlich verhalten können (Labitzke, 1977; Naujokat und Labitzke, 1993), ist davon auszugehen, dass diese Beobachtung auch für Major Warmings angenommen werden kann.

3.2.2 Die Rolle von Schwerewellen während einer Stratosphärenenerwärmung

Das Einsetzen einer Stratosphärenenerwärmung wird durch die Intensivierung von planetarischen Wellen hervorgerufen. Dabei ist zu beachten, dass ein Major Warming eine Verstärkung der planetarischen Welle 1 oder 2 gekoppelt mit einem polwärtigen Wärme- und Impulsfluss benötigt, um ein Welle 1- (Verschiebung des Polarwirbels) oder Welle 2- (Teilung des Polarwirbels) Major Warming hervorzurufen. Die planetarische Welle 1 ist eine westwärts geneigte atmosphärische Welle, die vor allem quasi-stationär ist ($C = 0$). Bricht die Welle, produziert sie eine abwärts ausbreitende Erwärmung. Wie bereits erwähnt, geht man davon aus, dass planetarische Wellen die Ausbreitung von Schwerewellen schwächen können. Die das erste Mal von Labitzke (1971) beobachtete begleitende Abkühlung der Mesosphäre, wird durch die fehlende Präsenz von Schwerewellen erklärt (Holton, 1983; Mukhtarov et al., 2007). Jedoch wird die Ausbreitung der Schwerewellen während einer Stratosphärenenerwärmung nicht komplett verhindert, wie es Lindzen (1981) und Holton (1983) theoretisch herleiten. Dunkerton und Butchart (1984) beobachteten, dass sich Schwerewellen, die antiparallel zum Grundstrom sind, weiter ausbreiten können. Heutzutage wird angenommen, dass Stratosphärenenerwärmungen die westwärts ausbreitenden ($C < 0$) Schwerewellen in der Stratosphäre komplett absorbieren und den ostwärts ausbreitenden Schwerewellen das Erreichen der Mesosphäre ermöglichen (Manney et al., 2008; Ren et al., 2008). Daher muss davon ausgegangen werden, dass Schwerewellen auf den Zustand der Mittleren Atmosphäre, während einer Stratosphärenenerwärmung, einen Einfluss ausüben.

Die Abkühlung der Mesosphäre tritt gleichzeitig mit einer Abkühlung der unteren

Stratosphäre auf (siehe Profil 2 der Abb. 3.1). Die maximale Erwärmung findet zu diesem Zeitpunkt in der oberen Stratosphäre statt und breitet sich dann bis zur unteren Stratosphäre aus, was begleitet wird von einer kälteren Stratopause und wärmeren unteren Mesosphäre (siehe Profil 3 der Abb. 3.1). Diese Variationen der Temperatur in den verschiedenen Atmosphärenschichten wird auf die Ausbreitung und Filterung von Schwerewellen zurückgeführt (Whiteway und Carswell, 1994). Dadurch müsste sich, während der Erwärmung der unteren Mesosphäre eine verstärkte Schwerewellenaktivität in der Stratosphäre ergeben, was zum ersten Mal von Duck et al. (1998) beobachtet wurde. Jedoch haben Duck et al. (1998) nur die Winter der 1990er untersucht, in denen kein Major Warming aufgetreten ist. Es bleibt also die Frage offen, ob man eine Beobachtung während eines Minor Warmings auf ein Major Warming übertragen kann. Die Feststellung der Autoren, dass die Schwerewellenaktivität im Wirbelrand am größten ist, deckt sich mit der Beobachtung von Whiteway et al. (1997). Zudem stellen die Autoren fest, dass die Schwerewellenaktivität während der Erwärmung des Wirbelkerns ansteigt. Sie gehen also das erste Mal davon aus, dass die Erwärmung des Wirbelkerns durch einen Beitrag einer durch Schwerewellen herbeigeführten Zirkulation angetrieben wird. Dies gilt jedoch nur für Minor Warmings.

Das Schwerewellen jedoch auch einen Einfluss auf Major Warmings haben, zeigt die Studie von Holton (1983), in der er eine einfache Verteilung von Schwerewellen (mit $C = 0, 20$ und -20 m/s) annimmt, die ein Schwerewellenantriebsfeld erzeugen, welches adäquat ist, um das Impulsbudget der Mesosphäre auszugleichen. In dieser Studie wird gezeigt, dass Modelle nur mit den Beobachtungen übereinstimmen, wenn sie eine Parametrisierung für Schwerewellen besitzen. So konnte durch Einbeziehung von planetarischen Wellen und Schwerewellenantrieb ein realistisches Major Warming erzeugt werden.

Duck et al. (2001) beobachteten, dass sich während eines Minor Warmings eine Erwärmung des Wirbelkerns durch Schwerewellenantrieb im Wirbelrand bildet. Da sich hierbei die Erwärmung, die durch planetarische Wellen hervorgerufen wird, nur im Bereich zwischen dem Polarwirbel und dem Aleutenhoch entwickelt, kann daraus geschlossen werden, dass die Schwerewellen für die Erwärmung innerhalb des Wirbelkerns verantwortlich sein müssen. Im Gegensatz dazu, findet man während eines Major Warmings, die durch planetarische Wellen bedingte Erwärmung (polwärtiger Wärmefluss) auch im Wirbelkern (Duck et al., 2001). Da davon auszugehen ist, dass die Anwesenheit von planetarischen Wellen die Ausbreitung der Schwerewellen vermindert, ist zu klären, inwieweit die Schwerewellenaktivität in diesem Falle noch ausreichend ist, um die Erwärmung zu bedingen.

Die darauf folgende Abkühlung im Wirbelkern der oberen Stratosphäre (vergleichbar mit den Profilen 3 und 4 der Abb. 3.1), die durch einen meridionalen Strom hervorgerufen wird, der während eines Minor Warmings den Schwerewellenantrieb ausgleichen soll, wird begleitet von einer Periode starker Westwinde in der Mesosphäre (Duck et al., 2001). Hoffmann et al. (2002) stellten fest, dass diese Umkehr des Windes in der Mesosphäre (von Ostwinden während der großen Stratosphärenenerwärmung zu Westwinden) der Erwärmung der unteren Stratosphäre und der Umkehr der zonalen Zirkulation in der Stratosphäre voraus geht. Diese Beobachtung trat in den meisten Wintern zwischen 1987 und 2000 auf und wurde für die Winter 1987/88 und 1988/89 ebenfalls von Jacobi et al. (1997) bestätigt. Die Abkühlung der oberen Stratosphäre

wird zum Ende eines Major Warmings ebenfalls beobachtet (siehe Profil 4 und 5 der Abb. 3.1). Die Umkehr des Windes in der Mesosphäre wird allerdings nicht den Schwerewellen zugeschrieben, sondern den planetarischen Wellen (Hoffman et al., 2007). Schwerewellen können zu einem Zeitpunkt von verstärkten Westwinden in die Mesosphäre erst dann in diese vordringen, wenn die Wellenaktivität der planetarischen Wellen reduziert wird. Dies geschieht jedoch erst am Ende bzw. nach einer Erwärmung.

3.2.3 Die Rolle von Schwerewellen nach einer Stratosphärenenerwärmung

Wie aus Abbildung 3.1, Profil 5, ersichtlich, kann es nach dem Wirbelzusammenbruch zu einer isothermen Atmosphäre kommen. In diesem Fall ist die Schicht der warmen Stratopause völlig zerstört. Dies ist vor allem in Wintern mit sehr starken Major Warmings, wie im Jahr 2006, der Fall. Wenn sich darauffolgend der Polarwirbel wieder formiert, kommt es in diesen Wintern zu einer sehr hohen und sehr kalten Stratopause (Manney et al., 2008). Hoffmann et al. (2007) beobachteten, oberhalb der neu gebildeten Stratopause, eine erhöhte Schwerewellenaktivität und turbulente Energiedämpfraten in 75-80 km Höhe, die auf das Brechen von Schwerewellen hinweisen. Ebenfalls beobachteten die Autoren in dieser Zeit reduzierte Amplituden der planetarischen Wellen, wodurch sich westwärtige Schwerewellen mit hohen Geschwindigkeiten in größere Höhen als gewöhnlich ausbreiten können. Siskind et al. (2007) benutzten „General Circulation Model“ (GCM)-Simulationen um zu zeigen, dass eine Modellierung der hohen Stratopause im Winter 2005/06 von der Schwerewellenparametrisierung abhängig ist. Die Stratopause sinkt dann wieder ab und erwärmt sich, was von einer Abkühlung der unteren Mesosphäre und der unteren Stratosphäre begleitet wird (Manney et al., 2008). Die polare Stratopause bleibt dabei, durch den Polarwirbel, von der Stratopause der mittleren Breiten geteilt. Hitchman et al. (1989) zeigten, dass die Formation der separaten polaren Stratopause konsistent ist mit Resultaten, die durch Schwerewellenprozesse hervorgerufen werden.

Nach einem Major Warming beginnt die winterliche Abkühlungsperiode. Dies ist typisch für die Zeit nach einem Zusammenbruch des Polarwirbels. Während dieser Periode ist die Wellenausbreitung und -aktivität planetarischer Wellen in der Stratosphäre sehr gering, da durch die Ostwinde keine Wellenenergie aufwärts transportiert wird. Dadurch kann man davon ausgehen, dass die Temperaturen der oberen Stratosphäre hauptsächlich durch strahlungsbedingte Prozesse gesteuert werden. Hierbei kann die Temperatur niedriger als zu Beginn des Winters sein, während die Temperatur der oberen Mesosphäre sehr warm ist und zudem wärmer als zu Beginn des Winters. Labitzke (1981) zeigte das Phänomen der winterlichen Abkühlungsperiode anhand des Winters 1970/71, in dem Ende Dezember/Anfang Januar ein Major Warming auftrat. Die Frage hierbei ist jedoch, ob neben der strahlungsbedingten Abkühlung auch Schwerewellen für die Temperatur der oberen Stratosphäre zuständig sind. Da zu diesem Zeitpunkt noch Ostwinde vorherrschen, können sich ostwärts ausbreitende Schwerewellen fortpflanzen und somit Regionen in größerer Höhe erreichen und beim Brechen zu einer Abkühlung der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre führen. Die Frage ist nun, inwieweit Schwerewellen sich

in diesem Stadium ausbreiten und in der oberen Stratosphäre brechen können und somit ihren Impuls an den Grundstrom abgeben. Ren et al. (2008) haben durch eine Assimilationsstudie gezeigt, dass während und nach dem Eintritt einer Stratosphärenenerwärmung nur ostwärts ausbreitende Schwerewellen in die untere Mesosphäre vordringen können und dort eine ostwärtige Schwerewellenanomalie produzieren, die zu einer Abkühlung der polaren Mesosphäre führt. Siskind et al. (2007) haben anhand von „Sounding of the Atmosphere with Broadband Emission Radiometry“ (SABER)-Daten und einer GCM-Simulation gezeigt, dass die extrem hohe Stratopause nach dem Major Warming im Winter 2005/06 aus der Filterung von Schwerewellen durch den gestörten stratosphärischen Fluss resultiert.

Zum gleichen Zeitpunkt kommt es in der unteren Mesosphäre zu den bereits in Abschnitt 3.2.2 erwähnten verstärkten Westwinden. Da nun die Ausbreitung der planetarischen Wellen gehemmt wird, nimmt die Bedeutung der Schwerewellen zu. Wie von Whiteway et al. (1997) dargestellt, ist die Schwerewellenaktivität dort am größten, wo hohe Windgeschwindigkeiten herrschen, wohingegen bei schwachen Winden auch die Aktivität der Wellen gering ist. Die Verstärkung der Winde in der unteren Mesosphäre lässt also auf eine Zunahme der Schwerewellenaktivität schließen. Dies benötigt jedoch einer genaueren Untersuchung.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit sollte sein, den aktuellen Stand der Forschung zum Einfluss von Schwerewellen bei Major Warmings zu untersuchen. Deshalb wurde zunächst der Stand der Forschung dargelegt, um dann die Rolle der Schwerewellen zu diskutieren. Vorwegzunehmen ist hierbei, dass kein allgemein akzeptiertes theoretisches Konzept existiert, dass die Stratosphärenenerwärmung mit Schwerewellen-Grundstrom-Wechselwirkungen oder mit turbulenter Diffusion, verursacht durch Schwerewellen, in Verbindung setzt. Dennoch kann man in den verschiedenen Phasen einer Erwärmung Veränderungen beobachten, die durch Schwerewellen hervorgerufen werden. Es wurde der Stand der Forschung von Minor und Major Warmings betrachtet, da diese beiden Erwärmungsarten in der oberen Stratosphäre zu Beginn ähnlich verlaufen. Außerdem wurde die Betrachtung in drei Phasen unterteilt: das Stadium vor der Erwärmung (Profil 0 und 1 der Abb. 3.1), das Stadium während der Erwärmung (Profil 2 bis 4 der Abb. 3.1) und das Stadium nach der Erwärmung (Profil 5 der Abb. 3.1).

Vor dem Eintritt der Stratosphärenenerwärmung wird die winterliche polare obere Stratosphäre durch Schwerewellenantrieb beeinflusst und ist zudem für die Beschaffenheit der Mesosphäre verantwortlich. Der Zustand der Stratosphäre wird von planetarischen Wellen dominiert, die eine Ausbreitung von Schwerewellen vermindern, aber nicht völlig hemmen.

Es wird eine Erwärmung der Mesosphäre beobachtet (siehe Profile 0 und 1 der Abb. 3.1), die auf Schwerewellen zurückgeführt wird. Allerdings werden noch genaue Beobachtungen benötigt, um die Rolle der Schwerewellen besser einzugrenzen. Es ist deswegen davon auszugehen, dass Schwerewellen bei der Entwicklung von Major Warmings vor allem einen Beitrag in der Mesosphäre leisten.

Während einer Stratosphärenenerwärmung ist ein wichtiger Einfluss der Schwerewellen der, der durch ihre verminderte Anwesenheit auftritt. Durch die Abschwächung von Schwerewellen in der Mesosphäre kommt es in dieser Region zu einer strahlungsbedingten Abkühlung, die die Erwärmung in der Stratosphäre begleitet (siehe Profile 2-3 der Abb. 3.1). Dachte man bis vor kurzem, dass eine große Stratosphärenenerwärmung die Ausbreitung von Schwerewellen komplett hemmt, so wird nun davon ausgegangen, dass die westwärts ausbreitenden Schwerewellen absorbiert werden und die ostwärts ausbreitenden Schwerewellen die Stratosphäre teilweise (ist abhängig von $\bar{U} - C$; siehe Absatz 2.2.2) passieren. Diese können somit bis in die Mesosphäre vordringen und zu einer Abkühlung dieser führen. Auch dies ist ein Indiz dafür, dass die Schwerewellenausbreitung während einer Stratosphärenenerwärmung beeinflusst wird. Wenn die Erwärmung die untere Stratosphäre erreicht (siehe Profil 4 der Abb. 3.1), kommt es gleichzeitig zu einer Abkühlung der Stratopause und einer gleichzeitigen Erwärmung der unteren Mesosphäre, was wiederum auf die Dämpfung

von Schwerewellen zurückgeführt wird. Inwieweit die Schwerewellen während eines Major Warmings an der Erwärmung der oberen Stratosphäre und am Zusammenbruch des Wirbels beteiligt sind, benötigt jedoch weiterer Studien. Es ist zwar gezeigt worden, dass Schwerewellen während eines Minor Warmings zu einer Erwärmung im Inneren des Polarwirbels führen. Fraglich ist allerdings, inwieweit man auf den Einfluss während eines Major Warmings schlussfolgern kann. Da orographisch erzeugte Schwerewellen ihren Impuls vertikal transportieren und ihn unterhalb der kritischen Ebene an den Grundstrom abgeben, könnten sie eine Rolle beim Zusammenbruch des Wirbels spielen.

Wenn es zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels kommt, wird die Bedeutung der planetarischen Wellen nebensächlich, da sich diese nicht mehr bis in die Stratosphäre ausbreiten können. Zu diesem Zeitpunkt nimmt der Einfluss der Schwerewellen wieder zu. Ob und wie weit sich nach dem Zusammenbruch des Wirbels (siehe Profil 5 der Abb. 3.1) die Schwerewellenaktivität abschwächt oder verstärkt und somit einen Einfluss auf den Zustand der Mittleren Atmosphäre ausübt, muss noch erforscht werden und wird kontrovers in der Literatur diskutiert. Der von Manney et al. (2008) untersuchte Winter 2005/06 stellt im Vergleich zu anderen Major Warming Wintern eine Besonderheit dar. Nach dem Zusammenbruch des Polarwirbels kommt es in diesem Winter zu einer nahezu isothermen Atmosphäre, auf die eine wiederhergestellte kalte Stratopause in größeren Höhen folgt (siehe Abb. 3.3). Im Gegensatz dazu verläuft die Höhe der Stratopause nach dem Wirbelzusammenbruch der Major Warmings in den Wintern 2006/07 und 2007/08 eher kontinuierlich und es kommt nicht zu der eben erwähnten isothermen Atmosphäre (Manney et al., SPARC-Tagung in Bologna (Italien) 2008). Dies zeigt, wie variabel der Verlauf eines Major Warmings sein kann.

Abschließend lässt sich festhalten, dass die Rolle von Schwerewellen bei großen Stratosphärenenerwärmungen noch nicht ausreichend geklärt ist. Es sind verschiedene Ansätze vorhanden, inwieweit Schwerewellen einen Einfluss auf Stratosphärenenerwärmungen ausüben. Jedoch ist noch kein allgemein gültiges Konzept entwickelt worden, inwiefern Schwerewellen den Zustand vor, während und nach einer Stratosphärenenerwärmung bedingen. Hierauf sollten zukünftige Arbeiten einen Schwerpunkt setzen, um die Rolle von Schwerewellen bei Major und Minor Warmings zu klären und um ein besseres Verständnis von gekoppelten Troposphären-Stratosphären-Mesosphären Prozessen in Beobachtungen, wie in Wettervorhersage- und Klimamodellen zu erzielen.

Interessant ist es nun zu erforschen, inwieweit Schwerewellen einen Einfluss auf die Variabilität des Verlaufes eines Major Warmings haben. Da seit Beginn des 21. Jahrhunderts die Assimilationsmodelle, wie ECMWF und GEOS-5, ihre vertikale Ausdehnung erweitert haben und somit auch Vorhersagen für die untere Mesosphäre liefern, ist es nun möglich Assimilationsmodelle mit den Satellitenbeobachtungen zu vergleichen und somit Rückschlüsse über die Rolle von Schwerewellen zu erzielen. Die Einbeziehung von neuen Messungen der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre in die Assimilationsmodelle wäre dabei wünschenswert.

In weiterführenden Studien sollte man die Rolle der Schwerewellen bei großen und

kleinen Stratosphärenerwärmungen noch genauer untersuchen und die Beobachtung mit vorhandenen Modellstudien vergleichen, um deren Schwerewellenparametrisierung zu verbessern. Zudem benötigt es noch weiterer Forschung, inwieweit sich die obere Stratosphäre/untere Mesosphäre während einer Major Warming Entwicklung im Vergleich zu einem Minor Warming verhält. Ein Schemabild eines Minor Warmings, wie die Abb. 3.1 von Labitzke (1971), zu entwickeln wäre für solche Untersuchungen sehr hilfreich.

Damit könnte es in Zukunft möglich sein realistischere Stratosphärenerwärmungen vorherzusagen. Dies bringt ein besseres Verständnis der Troposphären-Stratosphären-Mesosphären-Zirkulation mit sich.

Literaturverzeichnis

- Alexander, M. und K. Rosenlof, 1996. Nonstationary gravity wave forcing of the stratospheric zonal mean wind. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23,465–23,474.
- Andrews, D., J. Holton und C. Leovy, 1987. *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, London.
- Baldwin, M., L. Gray, T. Dunkerton, K. Hamilton, P. Haynes, W. Randel, J. Holton, M. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. Jones, J. Kinnarsly, C. Marquardt, K. Sato und M. Takahashi, 2001. The Quasi-Biennial-Oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229.
- Baldwin, M. P., M. Dameris und T. G. Shepherd, 2007. How Will The Stratosphere Affect Climate Change? *SCIENCE*, **316**, 1576–1577.
- Becker, E. und G. Schmitz, 2003. Climatological Effects of Orography and Land-Sea Heating Contrasts on the Gravity Wave-Driven Circulation of the Mesosphere. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 103–118.
- Bhattacharya, Y., T. Shepherd und S. Brown, 2004. Variability of atmospheric winds and waves in the Arctic polar mesosphere during a stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23101, doi:10.1029/2004GL020389.
- Boljahn, M., 2008. Rossby-wellen. <http://www.diplomet.info/Rossby-Wellen.html>.
- Brewer, A., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **75**, 351–363.
- Charney, J. und P. Drazin, 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83–109.
- Clark, J. H. und L. T. Morone, 1981. Mesospheric Heating Due to Convectively Excited Gravity Waves - A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 990–1001.
- Dobson, G., 1956. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London A*, **236**, 187–193.
- Duck, T. J. und J. A. Whiteway, 2000. Seasonal transition in gravity wave activity during the springtime stratospheric vortex breakdown. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(21), 3477–3480.
- Duck, T. J., J. A. Whiteway und A. I. Carswell, 1998. Lidar observations of gravity wave activity and Arctic stratospheric vortex core warming. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(15), 2813–2816.

- Duck, T. J., J. A. Whiteway und A. I. Carswell, 2001. The Gravity Wave-Arctic Stratospheric Vortex Interaction. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3581–3596.
- Dunkerton, T. J. und N. Butchart, 1984. Propagation and Selective Transmission of Internal Gravity Waves in a Sudden Warming. *J. Atmos. Sci.*, **41**(8), 1443–1460.
- Ebel, A., 1992. Schwerewellen in der Mittleren Atmosphäre. *Promet*, **2-4**, 113–118.
- Fleming, E., S. Chandra, J. Barnett und M. Corney, 1990. Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as a function of latitude. *COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II: Middle Atmosphere Models*, **10**, 11–59.
- Fritts, D. C., 1984. Gravity Wave Saturation in the Middle Atmosphere: A Review of Theory and Observations. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**(3), 275–308.
- Fritts, D. C. und M. J. Alexander, 2003. Gravity Wave Dynamics and Effects in the Middle Atmosphere. *Rev. Geophys.*, **41**, 3–1–3–64.
- Fritts, D. C., S. L. Vadas, K. Wan und J. A. Werne, 2005. Mean and variable forcing of the middle atmosphere by gravity waves. *J. Atmosph. Sol. Terr. Phys.*, **68**, 247–265.
- Hauchecorne, A., M. Chanin und R. Wilson, 1987. Mesospheric temperature inversion and gravity wave breaking. *Geophys. Res. Lett.*, **14**(9), 933–936.
- Haynes, P., 2005. Stratosphere Dynamics. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **37**, 263–293.
- Haynes, P., C. Marks, M. McIntyre, T. Shepherd und K. Shine, 1991. On the „Downward Control“ of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651–679.
- Hines, C. O., 1960. Internal gravity waves at ionospheric heights. *Can. J. Phys.*, **38**, 1441–1481.
- Hitchman, M. H., J. Gille, C. Rodgers und G. Brasseur, 1989. The separated polar winter stratopause: A gravity-wave driven climatological feature. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 410–422.
- Hoffmann, P., W. Singer und D. Keuer, 2002. Variability of the mesospheric wind field at middle and Arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **64**, 1229–1240.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. Hocking, M. Kunze und Y. Murayama, 2007. Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **69**, 2355–2366.
- Holton, J. R., 1983. The Influence of Gravity Wave Breaking and the General Circulation of the Middle Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2497–2507.
- Holton, J., P. Haynes, M. McIntyre, A. Douglass, R. Rood und L. Pfister, 1995. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403–439.

- Jacobi, C., r. Schminder und D. Kürschner, 1997. Measurements of mesopause region winds over Central Europe from 1983 through 1995 at Collm, Germany. *Contrib. Atmos. Phys.*, **70**, 189–200.
- Kanzawa, H., 1989. Warm stratopause in the Arctic winter. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 435–438.
- Kanzawa, H. und S. Kawaguchi, 1990. Large Stratospheric Sudden Warming in Antarctic Late Winter and Shallow Ozone Hole in 1988. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 77–80.
- Krüger, K., 1997. Vergleich planetarischer Wellen in zwei unabhängigen Datensätzen der mittleren Stratosphäre. S. 88. Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Krüger, K., B. Naujokat und K. Labitzke, 2005. The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002: A Comparison to Northern Hemisphere Phenomena. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 603–613.
- Labitzke, K. G., 1971. Temperature Changes in the Mesosphere and Stratosphere Connected with Circulation Changes in Winter. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 756–766.
- Labitzke, K. G., 1972. The Interaction Between Stratosphere and Mesosphere in Winter. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1395–1399.
- Labitzke, K., 1977. Interannual Variability of the Winter Stratosphere in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 761–770.
- Labitzke, K. G., 1981. Stratospheric-Mesospheric Midwinter Disturbances: A Summary of Observed Characteristics. *J. Geophys. Res.*, **86**(C10), 9665–9678.
- Labitzke, K. G., 1998. *Die Stratosphäre*. Springer Verlag Berlin.
- Labitzke, K. und H. van Loon, 1992. Klimatologie der Mittleren Atmosphäre: Beobachtungen bis 80km Höhe. *Promet*, **2-4**, 45–49.
- Labitzke, K. und B. Naujokat, 2000. The lower Arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsletter*, **15**, 11–14.
- Labitzke, K., B. Naujokat, K. Krüger, S. Leder, S. Pawson und M. Fiorino, 1999. A comparison of stratospheric observations. *Posterpräsentation*. Second Reanalyse Tagung in Reading.
- Langematz, U., 2006. Meteorologie der Mittleren Atmosphaere, WS 2006/07. http://strat-www.met.fu-berlin.de/lang/lectures/Mittlere_Atmosferaere.
- Lindzen, R., 1981. Turbulence and Stress Owing to Gravity Wave and Tidal Breakdown. *J. Geophys. Res.*, **86**(C10), 9707–9714.
- Lorenzen, E., 2002. Entstehung, Eigenschaften und Vorhersage von Leewellen – ein allgemeiner Überblick. <http://www.mittelgebirgsleewelle.de/treffen02/erland/elo030302.htm>.

- Lübken, F.-J., 1999. Thermal structure of the Arctic summer mesosphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 9135–9149.
- Manney, G. L., K. Krüger, J. L. Sabutis und S. A. Sena, 2005. The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. *J. Geophys. Res.*, **110**.
- Manney, G. L., K. Krüger, S. Pawson, K. Minschwaner, M. J. Schwartz, W. H. Daffer, N. J. Livesey, M. G. Mlynczak, E. E. Remsberg, J. M. R. III und J. W. Waters, 2008. The evolution of the stratopause during the 2006 major warming: Satellite Data and Assimilated Meteorological Analyses. *J. Geophys. Res.*, **113**.
- Matsuno, T., 1971. A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479–1494.
- Matsuno, T., 1982. A quasi one-dimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves. *J. Meteor. So. Japan*, **60**, 215–226.
- Mukhtarov, P., D. Pancheva, B. Andonov, N. Mitchell, E. Merzlyakov, W. Singer, W. Hocking, C. Meek, A. Manson und Y. Murayama, 2007. Large-scale thermodynamics of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **69**, 2338–2354.
- Murgatroyd, R. und F. Singleton, 1961. Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **87**, 125–135.
- Naujokat, B., 1992. Stratosphärenenerwärmungen: Synoptik. *Promet*, **2-4**, 81–89.
- Naujokat, B. und K. Labitzke, 1993. *Collection of reports on the stratospheric circulation during the winters 1974/75–1991/92*. Solar-Terrestrial Energy Program.
- Naujokat, B. und H. K. Roscoe, 2005. Evidence against an Antarctic Stratospheric Vortex Split during the Periods of Pre-IGY Temperature Measurements. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 885–889.
- Perlwitz, J., S. Pawson, R. L. Fogt, J. E. Nielsen und W. D. Neff, 2008. Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08714, doi:10.1029/2008GL033317.
- Povalarapu, S., H. Eskes und T. Shepherd, 2006. Report on the SPARC Data Assimilation Workshop. *SPARC Newsletter*, **28**.
- Ren, S., S. M. Polavarapu und T. G. Sheperd, 2008. Vertical propagation of information in a middle atmosphere data assimilation system by gravity-wave drag feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L06804, doi:10.1029/2007GL032699.
- Rind, D., R. Suozzo und N. Balachandran, 1987. The GISS Global Climate-Middle Atmosphere Model. Part II: Model Variability Due to Interactions between Planetary Waves, the Mean Circulation and Gravity Wave Drag. *J. Atmos. Sci.*, **45**(3), 371–386.

- Scherhag, R., 1952. Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/52. *Ber. Deut. Wetterdienst*, **38**, 51–63.
- Scherhag, R., 1960. Stratospheric temperature changes and the associated changes in pressure distribution. *J. Meteorol.*, **17**, 575–582.
- Schoeberl, M. R., 1978. Stratospheric Warmings: Observations and Theory. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**(4), 521–538.
- Schöllhammer, K., 2002. Klimatologie der Schwerewellnaktivität in den mittleren Breiten. *Dissertation an der FU-Berlin*.
- Shaw, T. A. und T. G. Shepherd, 2008. Atmospheric science – raising the roof. *nature geoscience*, **1**, 12–13.
- Siskind, D., S. D. Eckermann, L. Coy, J. P. McCormack und C. E. Randall, 2007. On recent interannual variability of the Arctic winter mesosphere: Implications for tracer descent. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09806, doi:10.1029/2007GL029293.
- Son, S.-W., L. Polvani, D. Waugh, H. Akiyoshi, R. Garcia, D. Kinnison, S. Pawson, E. Rozanov, T. Shepherd und K. Shibata, 2008. The Impact of Stratospheric Ozone Recovery on the Southern Hemisphere Westerly Jet. *SCIENCE*, **320**, 1486–1489.
- von Zahn, U. und J. Bremer, 1999. Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1521–1524.
- Whiteway, J. A. und A. I. Carswell, 1994. Rayleigh Lidar Observations of Thermal Structure and Gravity Wave Activity in the High Arctic during a Stratospheric Warming. *J. Atmos. Sci.*, **51**(21), 3122–3136.
- Whiteway, J. A., T. Duck, D. Donovan, J. Bird, S. Pal und A. Carswell, 1997. Measurements of gravity wave activity within and around the Arctic stratospheric vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(11), 1387–1390.
- WMO, W. M. O., 2007. Scientific assessment of ozone depletion: 2006. *World Meteorological Organisation, Global Ozone Research and Monitoring Project–Report*, **50**, 572 pp.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die vorliegende Arbeit von mir selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel erstellt wurde.

Kiel, 29.09.2008

(Christin Stepanski)