

Tra

Traditio et Innovatio

Simulationen von Schwerewellen

Anwendung des Raytracing-Programms GROGRAT

Bachelorarbeit

angefertigt am Institut für Physik der Universität Rostock und dem Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP)



von Jan Bahnsen

Prüfer: Prof. Dr. Erich Becker
 Prüfer: Dr. Christoph Zülicke

Rostock, den 04. September 2014

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Ausbreitung und Entwicklung von Schwerewellen auf verschiedenen Hintergrundfeldern der Atmosphäre zu simulieren. Dafür wurde das *Raytracing*-Programm *GROGRAT* verwendet. Die Hintergrundfelder stammen aus Analysedaten des *ECMWF* und Modelldaten des *KMCM* und wurden für Untersuchungen der Projekte *MSGWaves* und *GWLCycle* ausgewählt. Für die Analyse der Simulationsergebnisse wurde eine Sammlung von Abbildungen verschiedener Größen der Hintergrundfelder sowie der simulierten Schwerewellenparameter in verschiedenen Projektionen erzeugt, archiviert und exemplarisch präsentiert. Eine erste Analyse der Ergebnisse konnte den Einfluss des Zonalwindes auf den Schwerewellen-Impulsfluss bestätigen. Zudem ergab eine vorläufige Auswertung gute Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen in den Hintergrundfeldern für das Projekt *GWLCycle*. Beim Zonalwind und dem Impulsfluss wurden transiente zonal asymmetrische Strukturen festgestellt. Dies muss aufgrund der über die Schwerewellen vermittelte Wechselwirkung zwischen den Atmosphärenschichten bei dem Auftreten plötzlicher Stratosphärenerwärmungen, wie sie im Projekt *MSGWaves* untersucht wird, berücksichtigt werden.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einl	Einleitung 1								
	1.1.	Motivation	1							
	1.2.	Struktur der Atmosphäre	2							
	1.3.	Wichtige physikalische Größen	3							
	1.4.	Schwerewellen	5							
	1.5.	Plötzliche Stratosphärenerwärmungen	9							
	1.6.	Beobachtungen	11							
	1.7.	Simulationen	11							
	1.8.	Plan der Untersuchung	12							
2.	Мос	dell und Datenmaterial	13							
	2.1.	GROGRAT und IAPGRO	13							
		$2.1.1. GROGRAT \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $	13							
		2.1.2. <i>IAPGRO</i>	14							
	2.2.	ECMWF-Analysedaten	15							
	2.3.	KMCM-Modelldaten	16							
3.	Erge	Ergebnisse 19								
	3.1.	$GWLCycle (ECMWF) \ldots \ldots$	20							
	3.2.	MSG Waves (KMCM)	24							
4.	Disk	Diskussion 3								
	4.1.	$GWLCycle (ECMWF) \ldots \ldots$	35							
	4.2.	MSGWaves (KMCM)	35							
5.	Zusa	ammenfassung	37							
Ab	bildu	Ingsverzeichnis	39							
Lit	erati	urverzeichnis	41							
~	- I		A -1							
Α.			4 I 4 1							
	A.1.	GRO_PKE	AI							
	A.2.	GRU_KUN	A 3							
	A.3.	grogratoptions	A 5							

Β.	Abbildungen	Вi
	B.1. <i>GWLCycle</i>	B 1
	B.2. MSGWaves-MW1	${ m B}$ 69
	B.3. <i>MSGWaves-MW2</i>	B 132

1. Einleitung

1.1. Motivation

Gerade in Zeiten des Klimawandels gewinnt die Erforschung der Atmosphäre zunehmend an Bedeutung. Für das Verständnis der klimatischen Bedingungen auf der Erdoberfläche sind die Prozesse innerhalb der gesamten Erdatmosphäre zu betrachten. Die Wechselwirkung der verschiedenen Schichten der Atmosphäre wird zu einem großen Teil durch Wellen vermittelt. Insbesondere Schwerewellen haben aufgrund ihrer Eigenschaft, Energie und Impuls zu transportieren und vermittels turbulenter Prozesse in der Atmosphäre zu deponieren, einen wichtigen Einfluss auf die atmosphärischen Zirkulationsprozesse. Schwerewellen werden meist in erdnahen Schichten angeregt und erreichen zum Teil große Höhen bevor sie brechen.

Mithilfe unterschiedlicher Messtechniken wie etwa Lidar- , Radar- oder verschiedener In-situ-Messungen werden Schwerewellen untersucht. Zum Teil erzeugen Schwerewellen allerdings auch sichtbare Muster wie, z.B. in Abbildung 1.1 bei leuchtenden Nachtwolken (engl.: *noctilucent clouds*) zu sehen.

Viele Phänomene, speziell in der mittleren Atmosphäre, lassen sich erst unter Berücksichtigung von Schwerewellen verstehen. Wichtige Beispiele dafür sind die im Vergleich zum Sommer deutlich wärmere Winterstratosphäre und die kalte Sommermesosphäre. Diese Erscheinungen werden zum Einen durch Schwerewellen angetrieben, zum Anderen beeinflussen sie wiederum den Grundstrom und somit die weitere Ausbreitung von Schwerewellen.

Im Zusammenhang mit den im Winter in der Nordhemisphäre gelegentlich auftretenden starken Erwärmungen der Stratosphäre spielen planetare Wellen ebenfalls eine wichtige Rolle. Dabei auftretende Veränderungen des Windfeldes in der Stratosphäre beeinflussen die Filterung von in der Troposphäre beispielsweise an Gebirgskämmen angeregten Schwerewellen, was eine Abkühlung der Mesosphäre nach sich zieht.

Aufgrund der Bedeutung für atmosphärische Prozesse müssen die Kenntnisse über Schwerewellen erweitert werden. Dafür sind weitere Forschungsarbeiten mit verbesserten Messmethoden und Modellen notwendig. Zurzeit gibt es nur wenig Messmethoden, die den kompletten Höhenbereich von der Entstehung in den niedrigsten Schichten bis zum Brechen in großen Höhen abdecken. Zudem werden in aktuellen klimatologischen Modellen Schwerewellen häufig nur eingeschränkt berücksichtigt. So wird etwa die Ausbreitung der Schwerewellen auf die vertikale Richtung beschränkt, so dass Schwerewellen nur innerhalb der Regionen berücksichtigt werden, in denen sie angeregt wurden. In dieser Arbeit wird das *Raytracing*-Programm *GROGRAT* angewandt. Dieses ermöglicht eine vierdimensionale Simulation der Ausbreitung und Entwicklung von Schwerewellen und bietet so bei der Untersuchung von Schwerewellen eine sehr nützliche Erweiterung zu vorhandenen Modellen und Messmethoden.



Abbildung 1.1.: Durch Schwerewellen erzeugtes Wellenmuster in einer leuchtenden Nachtwolke. (Quelle: Fritts u. Alexander [6])

1.2. Struktur der Atmosphäre

Die Erdatmosphäre ist die gasförmige Hülle, von der die Erde umgeben ist. Ihre Existenz ist eine wichtige Bedingung dafür, dass Leben auf der Erde möglich ist. Einerseits schützt sie die Erdoberfläche vor Ultraviolettstrahlung der Sonne, andererseits sorgt sie durch thermische Rückstrahlung für ein relativ konstantes Temperaturniveau auf der Erdoberfläche.

Anhand des vertikalen Temperaturprofiles (Abbildung 1.2) wird die Atmosphäre in verschiedene Schichten eingeteilt. Die unterste Schicht, die Troposphäre, reicht von der Erdoberfläche bis zur Tropopause in 9 - 12 km Höhe. Die Troposphäre weist einen negativen Temperaturgradienten auf. Darüber liegt die Stratosphäre, die stabil geschichtet ist, da in ihr die Temperatur mit der Höhe ansteigt. In etwa 50 km Höhe befindet sich die Stratopause. In der darüber liegenden Mesosphäre nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe ab. In der Mesopause, deren Höhe im Sommer bei etwa 90 km und im Winter bei etwa 100 km liegt, kehrt sich der Temperaturgradient erneut um. In der sich anschließenden Thermosphäre nimmt die Temperatur stark mit der Höhe zu.

Die Schichten von der Tropopause bis zur Mesopause werden unter dem Begriff mittlere



Temperaturstruktur

Abbildung 1.2.: Variation der Temperatur mit der Höhe in typischen Temperaturprofilen für Sommer (rot) und Winter (blau). Einteilung der Atmosphäre in Schichten und Schichtgrenzen sind gekennzeichnet. Temperaturprofil für 69° nördlicher Breite aus der *CIRA86* Referenzatmosphäre nach [5].

Atmosphäre zusammengefasst. In diesem Bereich finden Prozesse statt, die in besonderen Maße an Umweltveränderungen auf der Erde beteiligt sind und deshalb in den letzten Jahrzehnten verstärktes wissenschaftliches Interesse hervorgerufen haben.

1.3. Wichtige physikalische Größen

Die wichtigsten physikalischen Größen, mit denen sich der Zustand der Atmosphäre beschreiben lässt, sind Druck, Dichte, Temperatur als skalare Größen und die vektorielle Größe der Windgeschwindigkeit. In guter Übereinstimmung mit der Beobachtung lässt sich annehmen, dass sich die Atmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Der Druck in einer bestimmten Höhe z hängt also nur von der darüber liegenden Luftmasse ab:

$$dp = -g(z) \cdot \rho(z) \cdot dz \tag{1.1}$$

Dabei ist dp die Druckänderung mit der Änderung der Höhe dz, g(z) die Gravitationsbeschleunigung in der Höhe z und $\rho(z)$ die Massendichte der Atmosphäre in der Höhe z. Unter der Annahme, dass sich die Atmosphäre wie ein ideales Gas verhält, lässt sich der Druck durch die zugehörige Zustandsgleichung ausdrücken:

$$p(z) = \frac{\rho(z)}{M} \cdot R \cdot T(z) \tag{1.2}$$

Hier ist $\rho(z)$ die Dichte in der Höhe z, M die molare Masse, R die universelle Gaskonstante und T(z) die Temperatur in der Höhe z.

Für die Annahme konstanter Erdbeschleunigung und Temperatur erhält man folgenden Zusammenhang zwischen der Höhe und dem Druck:

$$p(z) = p(z_0) \exp(-\frac{z}{H_{scl}})$$
 (1.3)

 $p(z_0)$ ist der Druck auf Meereshöhe. $H_{scl} = \frac{R \cdot T}{N_A \cdot g \cdot M}$ ist die sogenannte Skalenhöhe, mit der Avogadro-Konstante N_A . Sie gibt einen Höhenunterschied an, in dem der Druck um den Faktor 1/e abnimmt.

In der realen Atmosphäre ist die Temperatur nicht konstant sondern hängt wie die Erdbeschleunigung von der Höhe ab (vgl. Abbildung 1.2). Damit ergibt sich der Ausdruck:

$$p(z) = p(z_0) \cdot \exp\left(\int_{z_0}^{z} -\frac{1}{H_{scl}(z')} dz'\right)$$
(1.4)

Ein Luftpaket, das aus seiner Ruhelage nach oben oder unten ausgelenkt wird, folgt in guter Näherung der adiabatischen Zustandsänderung, entsprechend der Gleichung:

$$p \cdot V^{\gamma} = const. \tag{1.5}$$

Mit dem Volumen des Luftpaketes V und dem Adiabatenkoeffizienten γ . In der Atmosphäre gilt für Luft etwa $\gamma = 1,4$.

Da die vertikale Bewegung der Luftpakete einer adiabatischen Zustandsänderung entspricht, wird für die Beschreibung der Temperatur die potentielle Temperatur eingeführt. Sie ist definiert als:

$$\Theta = T \cdot \left(\frac{p(z_0)}{p(z)}\right)^{1-\frac{1}{\gamma}}$$
(1.6)

Die potentielle Temperatur gibt an, welche Temperatur die Luft hätte, wenn sie aus der Höhe z unter adiabatischer Zustandsänderung auf Meereshöhe gebracht werden würde.

1.4. Schwerewellen

Atmosphärische Wellen sind durch periodische Schwankungen von Druck, Dichte, Temperatur und Wind, welche sich in der Atmosphäre ausbreiten, charakterisiert. Für die vorliegende Untersuchung wird zwischen drei verschiedenen Typen von Wellen in der Atmosphäre unterschieden:

Planetare Wellen haben Wellenlängen in der Größenordnung des Erdumfangs. Ihre hauptsächlich antreibende Kraft ist die breitenabhängige Corioliskraft. Deshalb schwingen planetare Wellen transversal und ihre Schwingung ist primär in meridionaler Richtung mit nach Westen gerichteter Phasengeschwindigkeit. Schwingungen und damit Ausbreitung in den anderen Raumrichtungen speziell die Ausbreitung in der Vertikalen, treten allerdings ebenfalls auf.

Schwerewellen schwingen wie planetare Wellen transversal, ihre Schwingungsebene liegt hauptsächlich in der Vertikalen, kann sich jedoch auch beliebig im Raum ausrichten, so dass es auch bei Schwerewellen, noch stärker als bei planetaren Wellen, zu einer vertikalen Ausbreitung kommt. Die bei der Oszillation wirkenden Kräfte sind die Schwerkraft bzw. die Auftriebskraft, weswegen es auch zur Bezeichnung Schwerewellen kommt. Im Englischen spricht man von gravity waves oder buoyancy waves.

Schallwellen entstehen durch kleinskalige Druckveränderungen, die sich mit longitudinaler Schwingungsrichtung ausbreiten. Sie sind zwar die allgemein bekanntesten Wellen, haben jedoch kaum Einfluss auf die Prozesse in der Atmosphäre.

Planetare und Schwerewellen spielen hingegen eine wichtige Rolle in der Kopplung zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre und haben einen wichtigen Einfluss auf großräumige Zirkulationen. In dieser Arbeit sind insbesondere Schwerewellen von zentraler Bedeutung, weshalb sie im Folgenden näher erläutert werden.

Wird ein Luftpaket nach oben oder unten ausgelenkt, erfährt es durch den Druckunterschied eine Änderung seiner Auftriebskraft. Bewegt es sich in einen Bereich mit höherer Dichte steigt die Auftriebskraft, während bei niedrigerer Dichte die Auftriebskraft sinkt. Ist der existierende Temperaturgradient größer als der adiabatische (-9.8 K/km für trockene Luft), wirkt die resultierende Kraft immer entgegen der Auslenkung, so dass eine Oszillation des Luftpaketes um seine Ruhelage entsteht. Dies ist der Fall wenn die potentielle Temperatur Θ mit der Höhe ansteigt, also wenn gilt:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} > 0 \tag{1.7}$$

Man spricht dann von einer stabil geschichteten Atmosphäre. Da nur in diesem Fall eine Auftriebsoszillation möglich ist, ist eine stabile Schichtung der Atmosphäre eine wichtige Voraussetzung für die Entstehung von Schwerewellen.

Die Frequenz, mit der ein Luftpaket in einer stabil geschichteten Atmosphäre schwingt, hängt direkt von der potentiellen Temperatur ab und heißt Brunt-Väisälä-Frequenz N.

$$N^{2} = \frac{g}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz} = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_{p}} \right)$$
(1.8)

Mit der spezifischen Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck c_p . Es ist direkt zu erkennen, dass die Brunt-Väisälä-Frequenz N nur bei einem positiven Gradienten der potentiellen Temperatur definiert ist, da nur in diesem Falle Auftriebsoszillationen möglich sind. Für typische Verhältnisse in der Atmosphäre beträgt die Brunt-Väisälä-Frequenz etwa $N = 2 \cdot 10^{-2}$ rad/s, was einer Periodendauer $T_{BV} = \frac{2\pi}{N}$ von etwa 5 Minuten entspricht.

Die Auftriebsoszillationen können sich in horizontaler als auch in vertikaler Richtung in Form von Schwerewellen ausbreiten. Bei Schwerewellen handelt sich um interne Wellen, die sich im Gegensatz zu externen Wellen, welche sich entlang einer Phasengrenze ausbreiten (z.B. Meereswellen), innerhalb eines Mediums ausbreiten.

Für die Anregung von Schwerewellen gibt es verschiedene Möglichkeiten. Gebirgswellen (engl.: *mountain waves*) entstehen beispielsweise beim Überströmen von Luftmassen einer Gebirgskette, wobei die Luft über dem Gebirge nach oben ausgelenkt wird und hinter dem Gebirge wieder zurückfällt.

Typische Größenordnungen für die horizontale Wellenlänge von Schwerewellen liegen zwischen 10 km und mehreren tausend Kilometern, während die vertikale Wellenlänge Werte von wenigen Kilometern bis etwa 30 km annimmt. Im Allgemeinen handelt es sich bei den Schwerewellen in der Atmosphäre um die Überlagerung mehrerer Wellen zu Wellenpaketen. Im Folgenden wird der Einfachheit halber jedoch nur allgemein von Schwerewellen gesprochen. Schwerewellen können mathematisch durch die hydrodynamischen Grundgleichungen für die Dynamik von reibungsfreien Fluiden beschrieben werden. Dafür wird von den *Navier-Stokes-Gleichungen*, der Kontinuitätsgleichung und der Energieerhaltung ausgegangen (vgl. [6]).

Schwerewellen werden in dieser Beschreibung als kleine Störungen innerhalb des Gesamtflusses modelliert. Die Navier-Stokes-Gleichungen werden unter Vernachlässigung von Dichteschwankungen mithilfe der Boussinesq-Approximation zu den Taylor-Goldstein-Gleichungen vereinfacht (vgl. [10, S. 6]). Für die Lösung dieser Gleichung wird angenommen, dass die Schwankungen des Hintergrundes im Vergleich zu den durch die Schwerewellen erzeugten Schwankungen gering sind und langsam ablaufen. Unter diesen Annahmen kann die Näherung nach Gregor Wentzel, Hendrik Anthony Kramers und Léon Brillouin (*WKB-Näherung*) für die Lösung der *Taylor-Goldstein-Gleichungen* gewählt werden. Mithilfe dieser Näherung erhält man folgende Dispersionsrelation für die Schwerewellen:

$$\omega_{+}^{2} = \frac{f^{2}(m^{2} + \alpha^{2}) + N^{2}(k^{2} + l^{2})}{k^{2} + l^{2} + m^{2} + \alpha^{2}}$$
(1.9)

Mit dem Coriolis-Paramter f, den Komponenten des Wellenvektors $\mathbf{k} = (k, l, m)$, und dem Skalierungsfaktor $\alpha = \frac{1}{2H_{scl}}$. ω_+ beschreibt die intrinsische Frequenz, welche sich durch die vom Wind verursachte Dopplerverschiebung von der von einem sich am Boden befindlichen Beobachter beobachteten Frequenz ω unterscheidet. Es gilt dabei folgender Zusammenhang.

$$\omega_{+} = \omega - ku - lv - mw \tag{1.10}$$

Mit dem Windfeld $\boldsymbol{u} = (u, v, w).$

Für Schwerewellen in einem für die Atmosphäre typischen Frequenzbereich $f^2 << \omega_+^2 << N^2$ und der Annahme $m^2 >> \alpha^2$ lässt sich die Dispersionsrelation (1.9) vereinfachen zu:

$$\omega_{+}^{2} = \frac{N^{2}(k^{2} + l^{2})}{m^{2}} \tag{1.11}$$

Drückt man die horizontale Komponente des Wellenvektors \mathbf{k} durch $\mathbf{k}_{||} = k\mathbf{e}_x + l\mathbf{e}_y$ und die Projektion Windfeldes darauf durch $u_{||} = \frac{\mathbf{k}_{||} \cdot \mathbf{u}}{k_{||}}$ aus, während man den vertikalen Wind vernachlässigt, erhält man mit (1.10) und $k_{||} = |\mathbf{k}_{||}|$ folgenden Zusammenhang:

$$\omega_{+} = N \frac{k_{||}}{m} = \omega - k_{||} u_{||} \tag{1.12}$$

Da für die Existenz einer Welle $\omega_+ > 0$ gelten muss, folgt aus der Beziehung (1.12) mit dem Zusammenhang für die horizontale Phasengeschwindigkeit der Schwerewellen $c_{||} = \frac{\omega}{k_{||}}$ ein Kriterium für die Ausbreitung von Schwerewellen in der Atmosphäre:

$$u_{||} \begin{cases} < c_{||}, & \text{für } k_{||} > 0 \\ > c_{||}, & \text{für } k_{||} < 0 \end{cases}$$
(1.13)

Wenn die horizontale Windgeschwindigkeit also eine für die Welle kritische Geschwindigkeit über- bzw. unterschreitet, bricht die Welle, wobei sie ihren Impuls bzw. ihre Energie an den Grundstrom überträgt. In der Abbildung 1.3 sind schematisch die Profile des Zonalwindes mit der Höhe für Sommer und Winter dargestellt. Zusätzlich sind Schwerewellen für unterschiedliche zonale Phasengeschwindigkeiten eingezeichnet, die beim Kreuzen des Windprofiles vom Hintergrundwind gefiltert werden. Im Sommer werden Wellen mit westwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit bis zur Stratopause gefiltert, während sich die Wellen mit nach Osten gerichteter Phasengeschwindigkeit bis zur Mesopause ausbreiten können. Im Winter hingegen werden die meisten Schwerewellen mit nach Osten gerichteter Phasengeschwindigkeit gefiltert, während die mit westwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit fast ungehindert nach oben propagieren können.



Abbildung 1.3.: Schematische Profile für den Zonalwind im Sommer und im Winter mit Schwerewellen für unterschiedliche Phasengeschwindigkeiten c. Schwerewellen mit $u_{||} < c_{||}$ für $k_{||} > 0$ bzw. $u_{||} > c_{||}$ für $k_{||} < 0$ werden vom Wind gefiltert (nach [1, S. 119]).

Durch diese Filterwirkung des Zonalwindes auf die Schwerewellen, ist die Schwerewellenaktivität in den höheren Schichten der Atmosphäre von den Bedingungen in den darunter liegenden Schichten abhängig. Planetare Wellen in der Troposphäre und der Stratosphäre modulieren so die in der Mesosphäre brechenden und dabei den Grundstrom beeinflussenden Schwerewellen. Durch die Schwerewellen vermittelt wirkt sich dadurch der Zustand der Atmosphäre von unten nach oben aus.

Die Amplitude A einer Welle kann über die Kontinuität der Wellenwirkung bzw. der Dichte der Wellenwirkung A (engl. *wave action density*) aus der Energie eines Wellenpaketes E abgeleitet werden.

$$A = \frac{E}{\omega_+} \tag{1.14}$$

Die entsprechende Kontinuitätsgleichung lautet:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla (\boldsymbol{c_g} \cdot A) = 0 \tag{1.15}$$

 c_g ist die Gruppengeschwindigkeit mit der sich ein Wellenpaket als Ganzes bewegt. Sie ist definiert als $c_g = \frac{\partial \omega_+}{\partial k}$, bzw. ihre vertikale Komponente $c_{g,z} = \frac{\omega_+}{m}$. $c_g \cdot A$ beschreibt damit den Fluss der Wellenwirkungsdichte. Aus der vertikalen Kompo-

 $c_g \cdot A$ beschreibt damit den Fluss der Wellenwirkungsdichte. Aus der vertikalen Komponente dieses Flusses $F = c_{g,z} \cdot A$ lässt sich wiederum der vertikale Fluss des meridionalen Impulses

$$F_{p_y} = l \cdot F = c_{q,z} \cdot l \cdot A \tag{1.16}$$

bzw. des zonalen Impulses

$$F_{p_x} = k \cdot F = c_{g,z} \cdot k \cdot A \tag{1.17}$$

gewinnen. Speziell der zonale Schwerewellen-Impulsfluss F_{p_x} wird in den Kapiteln 3 und 4 von Bedeutung sein. Die Divergenz des vertikalen Impulsflusses ist der sogenannte Schwerewellenzug (engl.: gravity wave drag) und eine Größe für den in der Atmosphäre deponierten Impuls.

Da der Druck p und damit auch die Dichte ρ mit steigender Höhe abnehmen, wächst die Amplitude \hat{A} einer Schwerewelle aufgrund der Energieerhaltung exponentiell zu ihrer Höhe.

$$\hat{A} \sim \exp \frac{z}{2H} \tag{1.18}$$

In der mittleren bis oberen Sratosphäre werden die Amplituden der Schwerewellen so groß, dass es zu selbst erzeugten Instabilitäten der Schichtung kommt. Diese führen ebenfalls dazu, dass die Schwerewellen in Turbulenzen brechen und dabei ihren Impuls bzw. ihre Energie in den Hintergrundfeldern deponieren.

Auf diese Weise transportieren Schwerewellen Impuls und Energie innerhalb der Atmosphäre von unten nach oben und beeinflussen so die großräumige Zirkulationen, was sie zu einem wichtigen Faktor in der Dynamik der Atmosphäre macht. Mit *GROGRAT* existiert ein Gemeinschaftsmodell zur Simulation der Ausbreitung von Schwerewellen, um insbesondere diesen Einfluss auf die Atmosphäre näher zu untersuchen.

1.5. Plötzliche Stratosphärenerwärmungen

Die plötzliche Stratosphärenerwärmung (engl.: Sudden Stratospheric Warming (SSW)) ist ein Ereignis in der Erdatmosphäre, bei dem sich im Winter die Stratosphäre plötzlich stark erwärmt. Das Phänomen tritt hauptsächlich auf der Nordhalbkugel auf und wurde 1952 entdeckt. Gemeinsam mit der Temperatur tritt eine Veränderung des Hintergrundwindes ein. Die Stratosphärenerwärmungen werden nach der World Meteorological Organization (WMO) in die Kategorien große Erwärmung (Major Warming) und kleine Erwärmung (Minor Warming) unterteilt. Letztere ist durch eine Umkehr des Temperaturgradienten zwischen dem Pol und 60°N in einer Höhe, die dem Druck von 10 hPa entspricht, also etwa in 35 km Höhe, definiert. Im Gegensatz zum Normalfall ist, die Temperatur am Pol also höher und sinkt in Richtung der mittleren Breiten. Bei einem *Major Warming* kommt hinzu, dass sich der zonal gemittelte Wind bei 60°N auf dem 10 hPa-Niveau umkehrt, also von West- zu Ostwind wird. Die beiden charakteristischen Kenngrößen für ein *Major Warming* aus einer Beobachtung aus dem Januar 2009 sind in Abbildung 1.4 dargestellt. In der zweiten Januarhälfte sind sowohl eine starke Erwärmung der Stratosphäre und mit leichter zeitlicher Verzögerung auch eine Umkehrung des Zonalwindes zu beobachten.



Abbildung 1.4.: Typischer Verlauf von Parametern zur Charakterisierung eines Major Warmings. Zonal gemittelter Temperaturgradient zwischen 90°N und 60°N und zonal gemittelter Wind bei 60°N im Winter 2008/2009. In der zweiten Januarhälfte ist sowohl eine deutliche Erwärmung der Stratosphäre sowie eine Umkehrung des Zonalwindes zu beobachten. ([7])

Grundsätzlich sind SSWs auf Störungen durch planetare Wellen zurückzuführen. Im normalen Winterzustand befindet sich über dem Nordpol ein kaltes Tiefdruckgebiet, das von einem zyklonalen Wind umströmt wird. Dieses Gebiet wird Polarwirbel (engl.: Polar vortex) genannt. Durch planetare Wellen, die sich von der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten, kann es zu Verschiebungen, Verformungen, zur Aufspaltung oder gar zum Zusammenbrechen des Polarwirbels kommen. Durch den geschwächten Polarwirbel kommt es zu einer meridionalen Zirkulation, bei der sich die Stratosphäre in den Polargebieten stark erwärmt.

Das Auftreten der SSW hat auch Konsequenzen für die Aktivität und Ausbreitung von Schwerewellen. Durch Winde in der Troposphäre können zum Beispiel Gebirgswellen angeregt werden, die durch das veränderte Windfeld in der Stratosphäre gefiltert werden. Dies wirkt sich auf die in der Mesosphäre brechenden Schwerewellen aus. Deshalb kommt es neben der Erwärmung der Stratosphäre beim Auftreten von SSWs im zeitlichen Verlauf häufig zu einem gemeinsamen Absinken der Stratopause und der Mesopause sowie zu einer Abkühlung der Mesosphäre. Das Ende einer SSW wird entweder durch Hebung der alten oder durch die Formation einer neuen aus größeren Höhen absinkenden Stratopause markiert.

Stratosphärenerwärmungen haben möglicherweise auch Auswirkungen auf das Wetter. Aufgrund eines durch blockierende Hochs abgeschwächten Polarwirbels kann es vermehrt zu Kaltlufteinbrüchen von den Polen her kommen. Um den Einfluss der Stratosphäre bei der Erstellung von Wetterprognosen zu berücksichtigten, sind die Wettermodelle in den letzten Jahrzehnten auch auf die höheren Schichten der Atmosphäre erweitert worden. Die genaue Ursache für die Entstehung von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen ist bislang nicht genau verstanden und ist Gegenstand aktueller Forschung, insbesondere die Möglichkeit einer Vorhersage von *SSWs* ist dabei von Interesse.

1.6. Beobachtungen

Im Rahmen der vom BMBF finanzierten Gravity-Wave-Life-Cycle-Kampgane (GWL-Cycle), welche im Dezember 2013 von Kiruna (Schweden) aus durchgeführt wurde, wurden vom IAP auf der Forschungsstation ALOMAR in Andøya (Norwegen) Lidar-Messungen durchgeführt. Bei der Analyse der Messdaten wurden Schwerewellen, vermutlich Gebirgswellen, registriert. Nachdem die Auswertung dies ergeben hat, stellt sich die Frage nach der Entstehung der beobachteten Schwerewellen. Vermutet wird, dass die Schwerewellen durch die Wechselwirkung der Luftströmung mit Erhebungen der Erdoberfläche entstanden sind. Die Messung der Schwerewellen erfolgte allerdings erst in der Mesosphäre, also in über 50 km Höhe über der Erdoberfläche. Um die Annahme, es handele sich bei den Schwerewellen um Gebirgswellen, zu überprüfen, stellt sich die Frage, ob es möglich ist, dass die beobachteten Wellen in Gebirgen angeregt wurden und sich bis in die Mesosphäre ausgebreitet haben.

1.7. Simulationen

In einer Simulation mit dem *KMCM* (s. Abschnitt 2.3) wurden von Zülicke u. Becker [13] *SSWs* gefunden und ihre Auswirkung auf die Mesosphäre untersucht. Dabei wurde aus der Analyse der zonal gemittelten Größen in erster Linie die Wirkung von Schwerewellen herausgearbeitet. Um den vermuteten Einfluss von Schwerewellen auf das Auftreten von *SSWs* untersuchen zu können, ist die räumliche Verteilung der Ausbreitung von Schwerewellen von Interesse. Dieser Fragestellung soll in dem von der DFG geförderten Projekt *Multi-Scale Gravity Waves (MSGWaves)* weiter nachgegangen werden.

1.8. Plan der Untersuchung

In dieser Arbeit soll aufbauend auf die bereits gemachten Untersuchungen das Auftreten und die Ausbreitung von Schwerewellen analysiert werden. Durch Anwendung des *Raytracing*-Programms *GROGRAT* (s. Abschnitt 2.1.1) auf Hintergrundfelder der Atmosphäre soll die Ausbreitung von Schwerwellen und der damit verbundene Transport von Energie und Impuls zwischen den Schichten der Atmosphäre untersucht werden. Dafür wird *GROGRAT* auf die Daten aus der Simulation des *KMCM* zu den Zeitpunkten der beobachteten Stratosphärenerwärmungen, sowie auf die Analysedaten des *ECMWF* (s. Abschnitt 2.2) zu den Zeitpunkten des Auftretens, der in der *GWLCycle*-Kampagne beobachteten Schwerewellen, angewendet. Die Untersuchungen sollen als unterstützender Beitrag für die Projekte *MSGWaves* bzw. *GWLCycle* dienen.

Eine detailliertere Beschreibung der verwendeten Daten, Modelle und Methoden erfolgt im folgenden Kapitel 2. Im Detail wird in Abschnitt 2.1.1 die Software GROGRAT und ihre Anwendungsumgebung am IAP IAPGRO erläutert. Die für die Hintergrundfelder verwendeten Datensätze aus dem ECMWF und dem KMCM sind in den Abschnitten 2.2 und 2.3 beschrieben.

Im Kapitel 3 werden die Ergebnisse der gemachten Untersuchung der Datensätze und der durchgeführten Simulationen vorgestellt und es erfolgt eine erste Analyse der Ergebnisse. Eine Diskussion der Ergebnisse inklusive Anregungen für eine weitere Bearbeitung erfolgt im Kapitel 4. Abschließend wird in Kapitel 5 der Inhalt der vorliegenden Arbeit zusammengefasst.

An die Arbeit angehängt sind zum Einen im Anhang A technische Details für die Vorbereitung der Hintergrundfelder und die Durchführung der Simulationen. Zum Anderen ist im Anhang B eine Sammlung aller erstellten Abbildungen zu finden, die für weitere Arbeiten zur Verfügung stehen soll. Aufgrund des Umfanges (mehr als 200 Seiten) ist sie in einem Extra-Band untergebracht, der in der Literatursammlung des IAP zu finden ist.

2. Modell und Datenmaterial

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Analyse von simulierten Schwerewellen innerhalb von klimatologischen Hintergrundfeldern, in denen wissenschaftlich interessante Vorgänge beobachtet wurden. Die Schwerewellen werden mithilfe des *Raytracing*-Programms *GROGRAT* innerhalb des Softwarepakets *IAPGRO* simuliert. Die Hintergrundfelder, in denen die Wellen gestartet werden und sich ausbreiten, stammen zum Einen aus Daten des *Kühlungsborn Mechanistic Circulation Model (KMCM)* und zum Anderen aus Analysedaten des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. In diesem Kapitel wird das Programm *GROGRAT*, das Softwarepaket *IAPGRO* und die verwendeten Daten bzw. ihre zu Grunde liegenden Modelle genauer erläutert.

2.1. GROGRAT und IAPGRO

2.1.1. *GROGRAT*

GROGRAT ist ein von Marks und Eckermann [3, 9] entwickeltes *Raytracing*-Programm zur Simulation von Schwerewellen. *Raytracing* bezeichnet die Methode die Ausbreitung und die Entwicklung der Amplitude von Wellen in einem vorgegebenen System zu berechnen, indem man wiederholt an unterschiedlichen Orten im System diskrete Strahlen von Wellen startet. Durch unterschiedliche Startparameter der Strahlen an einem Ort lassen sich ganze Wellenpakete, wie sie in der Atmosphäre auftreten, realisieren. Auf Grundlage physikalischer Gesetze wird der Weg des Strahls durch das Medium, die Trajektorie, und weitere veränderliche Wellenparameter, berechnet. Innerhalb des Programms *GROGRAT* erfolgt die Modellierung der Schwerewellen durch eine vierdimensionale, nicht hydrostatische numerische Berechnung.

Entsprechend der in *WKB-Näherung* gewonnenen Dispersionsrelationen (1.9) lässt sich ein System von nichtlinearen gewöhnlichen Differentialgleichung ableiten, denen eine Welle genügen muss. *GROGRAT* integriert diese Differentialgleichung in einem numerischen Verfahren (*Runge-Kutta-Algorithmus*) unter Berücksichtigung der aus den Hintergrundfeldern gegebenen Anfangsbedingungen. Das Ergebnis der Integration ist eine Trajektorie, die die Ausbreitung der Schwerewelle beschreibt. Damit dies möglich ist, müssen die Hintergrundfelder für jeden Punkt innerhalb des vierdimensionalen Gitters definiert sein. Dafür werden die Hintergrundfelder zwischen den Gitterpunkten der vorgegebenen Hintergrundfelder durch eine Spline-Interpolation berechnet. Durch die Annahme kleiner Schwankungen der Wellen im Vergleich zu den Hintergrundgrößen für die *WKB-Näherung* wird die Reflektion von Schwerewellen an Schichtgrenzen ausgeschlossen.

Zusätzlich zu den auf der WKB-Lösung beruhenden Trajektorien der Schwerewellen simuliert GROGRAT den Verlauf der Amplitude der Wellen. Die Amplitude wird, wie in Abschnitt 1.4 beschrieben, aus der vertikalen Wellenwirkungsdichte A berechnet, welche aus den Parametern der zuvor berechneten Wellen und der Hintergrundfelder gewonnen werden kann. Für diese Berechnung wird die horizontale Ausdehnung und Kompression vernachlässigt. Das Abklingen der Wellen durch Dämpfung wird durch verschiedene Parameter zusätzlich berücksichtigt.

Neben der Dämpfung spielt das Brechen der Wellen eine wichtige Rolle für die Entwicklung der Wellenamplituden. Durch diese beiden Mechanismen können die Schwerewellen Impuls und Energie an die Atmosphäre übertragen und so den Grundstrom beeinflussen. Das Brechen einer Welle tritt dann auf, wenn die Annahme verletzt wird, dass die Wellen klein im Verhältnis zum Gesamtfluss sind. Wächst die Amplitude einer Welle so stark an, dass eine stabile Schichtung der Atmosphäre nicht mehr gegeben ist, kommt es zu nicht linearen Turbulenzen und die Welle bricht. Dies wird in *GROGRAT* durch einen Sättigungswert, bis zu dem eine Welle anwachsen kann, bis sie bricht, parametrisiert.

2.1.2. IAPGRO

Zur Benutzung des Programms *GROGRAT* wurde am IAP um das Programm herum das Softwarepaket *IAPGRO* entwickelt. Es enthält Programme, die als Schnittstellen zu den verschiedenen Quellen an Datenmaterial dienen und es ermöglichen, die Daten für die Anwendung mit *GROGRAT* vorzubereiten. Es ermöglicht die Spezifizierung von Initialwellen für die Simulationen nach verschiedenen Kriterien und bietet eine Benutzerschnittstelle um die enthaltenen Programme auszuführen, Simulationsläufe mit *GROGRAT* zu starten und die gewonnen Daten zu speichern und zu visualisieren.

Im Detail besteht das Softwarepaket aus folgenden Bestandteilen:

• Benutzerschnittstelle (iapgro.csh)

Mit dieser C-Shell können die einzelnen Programmteile aufgerufen werden. Sie installiert GROGRAT und organisiert den nötigen Datentransfer zwischen den verschiedenen Programmverzeichnissen.

• Erzeugung von Hintergrundfeldern (spcpfs.f und spczfs.f) Mit diesem *Fortran*-Programmen können nach bestimmten Parametern spezifizierte Hintergrundfelder erzeugt werden. Dies kann insbesondere für das Erzeugen bestimmter Testfälle hilfreich sein.

- Einlesen von Daten (gro_pre.sav) Das *IDL*-Programm gro_pre.sav liest die Daten aus externen Datenquellen, z.B. aus Analysen und Simulationen, aus und legt sie in einem standardisiertem Format im Anwendungsverzeichnis ab. Die Pfade und Spezifikationen der Datenquellen werden vom Benutzer vorgegeben ((dat).nml).
- Vorbereiten der Simulationsläufe (gro_run.sav)
 Das *IDL*-Programm gro_run.sav bereitet die Daten der Hintergrundfelder für die Simulationsläufe vor und speichert sie in der benötigten Dateistruktur. Die Ausdehnung, Auflösung und Glättung der Felder kann durch den Benutzer bestimmt werden ((run).nml).
- Erzeugung von Initialwellen (gwspec.f) Das Fortran-Programm gwspec.f erzeugt einen Satz von Wellen, die für die Simulationsläufe als Initialwellen benötigt werden und speichert diese mit den benötigten Größen ab. Die Eigenschaften der erzeugten Wellen können durch verschiedene Parameter vom Benutzer vorgegeben werden ((run)_gwspec.in).
- Simulation von Schwerewellen (grograt) Das Hauptprogramm grograt führt den Simulationslauf mit den vorbereiteten Hintergrundfeldern und Initialwellen aus und speichert die simulierten Wellen. Für die Simulation können verschiedene Optionen und Parameter vom Benutzer vorgegeben werden ((run).grogratoptions).
- Speichern und Visualisieren der Ergebnisse (preplot.f und gro_fin.sav) Mit diesen Programmteilen können die simulierten Wellen in einem *Dump* gespeichert werden bzw. können visuelle Darstellungen der simulierten Wellen und der verwendeten Hintergrundfelder erzeugt werden.

Eine ausführliche Dokumentation des Softwarepakets *IAPGRO* ist in [12] zu finden. Für die Anwendung im Rahmen dieser Arbeit wurden einzelne Programmteile geringfügig erweitert bzw. modifiziert.

2.2. ECMWF-Analysedaten

Der Datensatz, der der ersten Untersuchung zu Grunde liegt, stammt aus dem globalen Atmosphärenmodell des *(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF))*. Das Modell des *ECMWF* reicht bis in die untere Mesosphäre in ca. 80 km Höhe und beruht auf der Assimilation von Daten aus vorhergegangen Vorhersagen und Beobachtungen einer Vielzahl von Bodenstationen, Radiosonden, Satelliten, Schiffen und anderen Instrumenten. Die Daten aus der vorhergegangen Vorhersage werden mit aktuellen Messdaten verglichen und das Modell entsprechend angepasst um damit eine neue Vorhersage zu erstellen. Dieser Prozess wird alle sechs Stunden wiederholt, so dass man einen vierdimensionalen Datensatz erhält, der den tatsächlichen Zustand der Atmosphäre gut abbildet. Im *ECMWF*-Modell wird die Atmosphäre in vertikaler Richtung in Schichten aufgeteilt und in horizontaler Richtung erfolgt die Darstellung der Strömungsgrößen spektral mithilfe von Kugelflächenfunktionen. Die übrigen Größen und Variable werden hingegen auf einem Gauss'schen Gitter berechnet. Eine ausführliche Beschreibung des *ECMWF*-Modells ist in [4] zu finden.

Bei Lidar-Messungen auf der Forschungsstation ALOMAR anlässlich der GWLCycle-Kampagne (s. Abschnitt 1.6) wurden in den Nächten vom 6. auf den 7. Dezember 2013 und vom 8. auf den 9. Dezember 2013 Schwerewellen gemessen. In dieser Arbeit soll die Herkunft und Ausbreitung der Schwerewellen mithilfe von GROGRAT-Simulationen weiter untersucht werden. Dafür wurden für die Tage 6., 7., 8., 9., und 10. Dezember 2013 jeweils zum Zeitpunkt 00:00 UTC Hintergrundfelder der meteorologischen Grundgrößen aus ECMWF-Analysedaten präpariert.

Die EMCWF-Analysedaten liegen auf einem globalen Gitter mit einem Gitterpunktabstand von jeweils 1° in der Länge und Breite in 137 Modellschichten in die Höhe bis 80 km vor. Die Daten für die Temperatur T, den zonalen und meridionalen Wind u bzw. v, die geopotentielle Höhe Z, der logarithmierte Oberflächendruck $\ln p_s$ und die relative Luftfeuchtigkeit q wurden von -180° bis 180° E bzw. von -85° bis 85° N mit GRO_PRE ausgelesen. Bei diesem Verfahren wurden die Modellschichten zu Druckschichten interpoliert und der vertikale Wind eliminiert. Im zweiten Schritt wurde mit GRO_RUN jeder 10. Wert in der Länge sowie jedem fünften in der Breite aus jedem fünften Drucklevel ausgewählt. Dies führt zu einer Darstellung der Hintergrundfelder für die *GROGRAT*-Anwendungen auf einem Gitter mit einem Gitterpunktabstand von etwa 550 km in der Länge bei 60° N, 550 km in der Breite und etwa 3 km in vertikaler Richtung. Die für GRO_PRE bzw. GRO_RUN verwendeten .nml-Dateien sind in Anhang A zu finden.

2.3. KMCM-Modelldaten

Die zweite Untersuchung mithilfe der Schwerewellen-Simulation erfolgt auf einem Hintergrundfeld aus einem Datensatz aus dem $K\ddot{u}hlungsborn$ Mechanistic Circulation Model (KMCM). Das KMCM ist ein mechanistisches Modell der atmosphärischen Zirkulation unter physikalisch idealisierten Bedingungen. Das Modell beruht dabei auf einem am IAP entwickelten Programmcode zur numerischen Lösung der Grundgleichungen der dynamischen Meteorologie. Die vertikale Auflösung des Modells erfolgt wie beim ECMWF in Schichten. Die horizontale Auflösung für Temperatur, Wind und Geopotential erfolgt auch wie beim ECMWF spektral mit Kugelflächenfunktionen. Die zeitliche Auflösung ist mit semi-impliziten Zeitschritten realisiert. Dies ermöglicht eine hohe Genauigkeit insbesondere bei der Behandlung von Wellenphänomenen in der Atmosphäre. Eine ausführliche Dokumentation des KMCM ist in [2] zu finden.

In der Arbeit von Zülicke u. Becker [13] wurde ein 570 Tage umfassender Satz von

Modelldaten aus dem *KMCM* einer Simulation unter permanenten Januarbedingungen analysiert. Bei dieser Analyse wurde mehrfach das Auftreten von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen, speziell von zwei Major Warmings, beobachtet. Diese Erwärmungen fanden um die Tage 560 bzw. 805 des Modelllaufes als zentrale Tage der beiden Ereignisse statt. Eine Zusammenstellung verschiedener Darstellungen zu den beobachteten Erwärmungen ist in [11] zu finden. In dieser Arbeit werden die beiden Major Warmings näher untersucht. Dafür wurden die meteorologischen Grundgrößen aus dem KMCM mit ihren Tagesmitteln für den zentralen Tag, zehn Tage davor sowie fünf und zehn Tage danach (Tage 550, 560, 565 und 570 bzw. 795, 805, 810 und 815) auf einem Gitter der nördlichen Hemisphäre dargestellt. Zuerst wurden dafür die Modelldaten von -180° bis 180°E bzw. 0° bis 90°N mit einem Gitterpunktabstand von jeweils 2,5° in der Länge und Breite und in der Höhe bis 120 km, aufgeteilt in 190 äquidistante Ebenen, mit der Routine GRO PRE ausgelesen. In einem zweiten Schritt wurde mit der Routine GRO RUN jeder vierte Wert in der Länge und jeder zweite Wert in der Breite sowie jeder sechste Wert in vertikaler Richtung ausgewählt. Dies führt wie bei der Präparation der ECWMF-Daten zu einer Darstellung der Hintergrundfelder für die GROGRAT-Anwendungen auf einem Gitter mit einem Gitterpunktabstand von etwa 550 km in der Länge bei 60°N, 550 km in der Breite und 6 km in vertikaler Richtung. Die für GRO PRE bzw. GRO RUN verwendeten .nml-Dateien sind in Anhang A zu finden.

3. Ergebnisse

In diesem Kapitel wird beschrieben, wie und mit welchen Parametern und Optionen die gemachten Schwerewellensimulationen durchgeführt wurden. Die erzielten Ergebnisse werden vorgestellt und erläutert. Für die Erzeugung der Initialwellen und das Erstellen der Abbildungen als visualisierte Ergebnisse wurden am IAP entwickelte *python*-Scripts verwendet, welche im Anhang von Maretzke [8] näher beschrieben sind. Die Scripts wurden geringfügig modifiziert, um sie an die Belange dieser Arbeit anzupassen.

Die Schwerewellensimulationen wurden auf den in den Abschnitten 2.3 und 2.2 beschriebenen Hintergrundfeldern durchgeführt. Die Parameter für die Initialwellen wurden in Anlehnung an [8] gewählt. Speziell wurden die Schwerewellen in der Breite alle 20° E und in der Länge alle 5°N gestartet. Die Starthöhe beträgt 20 km, um mögliche vernachlässigte Effekte durch die, von *GROGRAT* nicht berücksichtigte, Reflektion an der Tropopause auszuschließen. Die detaillierten Parameter der erzeugten Initialwellen für die Simulation auf den Modelldaten aus dem *KMCM* sowie aus den Analysedaten vom *ECMWF* sind in Tabelle 3.1 dargestellt.

Parameter	Einheit	ECMWF	KMCM
Längengrad	$^{\circ}E$	$\{-180; -160; \ldots; 180\}$	$\{-180; -160; \ldots; 180\}$
Breitengrad	$^{\circ}N$	$\{-80; -75; \ldots; 80\}$	$\{5; 10; \ldots; 85\}$
Hor. Wellenlänge	km	$\{12,5; 25; \ldots; 800\}$	$\{12,5; 25; \ldots; 800\}$
Hor. Azimut	0	$\{0; 45; \ldots; 315\}$	$\{0; 45; \ldots; 315\}$
Hor. Phasengeschw.	m	$\{0; 3; 5; 10; 15; 20; 30; 40; 50\}$	$\{0; 3; 5; 10; 15; 20; 30; 40; 50\}$
Hor. Amplitude (RMS)	m	$\{1,0\}$	$\{1,0\}$
Max. Zeitschritt	ň	$\{0,1\}$	$\{0,1\}$
Anzahl Initialwellen		299376	154224

Tabelle 3.1.: Parameter der Initialwellen, die innerhalb der Hintergrundfelder gestartet wurden, die durch die ECMWF-Analysedaten bzw. die KMCM-Modelldaten vorgegeben sind. Hor. Azimut beschreibt den Winkel zwischen dem horizontalen Wellenvektor und der östlichen Himmelrichtung. Hor. Amplitude (RMS) bezeichnet die mittleren Schwankungsquadrate der horizontalen Komponente der Windgeschwindigkeit.

Für alle Simulationsläufe wurden dieselben Optionen von GROGRAT verwendet. Die

entsprechende Datei .grogratoptions ist in Anhang A zu finden.

Nach der Ausführung der Schwerewellensimulation wurden für die Visualisierung und weitere Untersuchung folgende Größen grafisch dargestellt:

- Brunt-Väisälä-Frequenz N^2
- Temperatur T
- Zonalwind u
- Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss F_{p_r}

Die Darstellung der Größen für alle betrachteten Zeitpunkte erfolgt mit Farbkarten in verschiedenen Projektionen. Das zonale Mittel aller Größen wurde in einer Projektion der Höhe über die Breitengrade dargestellt (Schnitte). Zusätzlich wurde jeweils für ausgewählte Höhen eine Darstellung in einer Projektion der Breitengrade über die Längengrade erzeugt (Karten). Für die auf den Hintergrundfeldern der *ECMWF*-Analysedaten durchgeführten Untersuchungen wurden die Karten der betrachteten Größen für folgende Höhen erzeugt: 10 km, 20 km, 35 km, 50 km, 65 km und 75 km. Für die auf den *KMCM*-Hintergrundfeldern durchgeführten Untersuchungen wurden So km. Die Darstellungen für die *KMCM*-Simulationen sind dem Datensatz entsprechend auf die nördliche Hemisphäre beschränkt.

Für die Größen N^2 , T und u konnten die benötigten Daten direkt aus den vorbereiteten Hintergrundfeldern entnommen werden. Für die Darstellung des zonalen Schwerwellen-Impulsfluss F_{p_x} wurde ein Histogramm in Form einer zweidimensionalen Zellenstruktur erzeugt. Dafür wurden der Darstellungsbereich in äquidistante Klassen der auf den Achsen dargestellten Größen eingeteilt. Innerhalb jeder Klasse bzw. Zelle wurden die darin gefundenen Wellen mit ihrem zonalen Impulsfluss gewichtet und aufsummiert. Das erzeugte Histogramm wurde anschließend mit einer Gauß-Funktion geglättet, um lokale Inhomogenitäten auszugleichen. Die Darstellungen dieser Größe beginnen erst ab einer Höhe von 20 km, da in dieser Höhe die Wellen gestartet wurden.

Im Hauptteil dieser Arbeit werden exemplarisch nur einige Abbildungen gezeigt und genauer erläutert um Besonderheiten herauszustellen und bestimmte Aspekte näher zu beleuchten. Eine Sammlung aller erzeugten Abbildungen ist im Anhang B zu finden.

3.1. GWLCycle (ECMWF)

Die Darstellungen unter Abbildung 3.1 sind exemplarisch für die Darstellungen der in dieser Arbeit betrachteten Größen. Die Größen sind hier zonal gemittelt in der Höhe



über die Breitengrade dargestellt. Die Abbildungen zeigen zur Orientierung die Atmosphäre im "Normalzustand".

Abbildung 3.1.: Atmosphäre im "Normalzustand" - Zonal gemittelt: Temperatur, Zonalwind, Brunt-Väisälä-Frequenz und Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss aus GWLCycle vom 6. Dezember 2013.

In der Darstellung der Temperatur (Abbildung 3.1a) ist die warme Troposphäre bis in etwa 10 km Höhe gut zu erkennen. Oberhalb davon befindet sich der tropische Kältepunkt in der Tropopause. In der nördlichen Winterhemisphäre ist in der unteren Stratosphäre der kalte Polarwirbel stark ausgeprägt. In größeren Höhen bis hin zur Stratopause erfolgt eine Erwärmung der Stratosphäre. Diese Erwärmung kommt auf der südlichen Halbkugel durch das in der Stratosphäre befindliche Ozon, das UV-Strahlung aus dem Sonnenlicht absorbiert. Auf der nördlichen Halbkugel ist der Heizeffekt schwächer. Er kommt durch absinkende Luftmassen zustande, die zu einer adiabatischen Erwärmung in der oberen Stratosphäre sorgen. Die darüber liegende Mesopause ist kalt, wobei sie in der südlichen Sommerhemisphäre noch kälter ist als in der nördlichen Winterhemisphäre. Dieser Unterschied ist tatsächlich noch größer, es ist jedoch hinlänglich bekannt, dass die *ECMWF*-Daten Regionen in dieser Höhe nicht mehr exakt wiedergeben.

Beim Zonalwind (Abbildung 3.1b) sind die troposphärischen Westwindbänder bei 30°S bzw. 30°N zu sehen. Die stärker ausgeprägten Stratosphärenwirbel weisen auf der südlichen Sommerhalbkugel nach Westen, während sie auf der nördlichen Winterhalbkugel Richtung Osten gehen und etwas stärker ausgeprägt sind.

Der Impulsfluss (Abbildung 3.1d) ist stark mit dem zonalen Wind verknüpft. Die westliche bzw. östliche Richtung der Stratosphärenwirbel in der südlichen bzw. nördlichen Hemisphäre führt, aufgrund der Filterwirkung des Windes auf die Ausbreitung der Schwerewellen (s. Abschnitt 1.4), zu einem jeweils entgegengesetzten Impulsfluss. Der Effekt ist dort, wo die Stratosphärenwirbel am stärksten sind, auch besonders stark ausgeprägt, was sich vor allem auf der nördlichen Halbkugel in der noch "dunkelblaueren Zunge" äußert. Im Bereich des Äquators müsste die Nulllinie des Impulsflusses mit der Nulllinie des Windes etwa übereinstimmen, diese Feinheiten sind jedoch aufgrund der unterschiedlichen Skalierungen nicht zu erkennen.

Die Abbildung der Brunt-Väisälä-Frequenz (Abbildung 3.1c) zeigt der Definition entsprechend eine leichte Korrelation mit dem Gradienten der Temperatur in Abbildung 3.1a. Der tropische Kältepunkt sowie der kalte Polarwirbel spiegeln sich in einem Anstieg von N^2 in den darüber liegenden Höhen wieder, während die Erwärmung der oberen Stratosphäre sich in einem Absinken niederschlägt. Insbesondere ist zu erkennen, dass sich die Brunt-Väisälä-Frequenz in der niedrigen Troposphäre und in der hohen Mesopause dem kritischen Wert von Null nähert und unterschreitet. Hier ist eine stabile Schichtung der Atmosphäre nicht mehr gegeben, und es kommt zum Brechen der Schwerewellen. Man sieht also, dass die Schwerewellen die Mesopause nicht überwinden können. Ebenso erweist es sich hiernach als sinnvoll, die Wellen erst in einer Höhe von 20 km zu starten.

Betrachtet man in Abbildung 3.2 den zonalen Wind u und den zonalen Impulsfluss F_{px} in der Projektion der Breiten- über die Längengrade lassen sich weitere Details erkennen. Auf der Nordhalbkugel wieder deutlich zu erkennen, weht entlang der Breitenkreise der Westwind des Polarwirbels. Besonders stark ist er um 45°N. Sein Profil ist durch eine planetare Wellenstruktur geprägt, so dass entlang der Breitenkreise Maxima und Minima auftreten. Auf der Südhalbkugel ist der Ostwind des Wirbels in der Stratosphäre entlang der Breitenkreise relativ gleichmäßig. In Übereinstimmung mit dem zonalen Mittel in Abbildung 3.1b ist er in 65 km Höhe deutlich stärker als in 50 km Höhe.

3. ERGEBNISSE



(c) Zonaler Impulsfluss F_{p_x} in 50 km Höhe (d) Zonaler Impulsfluss F_{p_x} in 65 km Höhe

Abbildung 3.2.: Atmosphäre im "Normalzustand" - Projektion der Breiten- über Längengrade: Zonalwind und Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss aus GWLCycle vom 6. Dezember 2013.

Wie schon in den zonal gemittelten Schnitten beobachtet, spiegelt sich beim zonalen Impulsfluss die Filterwirkung des Zonalwindes wider. So ist der Impulsfluss auf der Nordhalbkugel nach Westen gerichtet und in den mittleren Breiten um 45° N stärker ausgeprägt, während er auf der Südhalbkugel gleichmäßig nach Osten gerichtet ist. Allerdings tritt in 50 km Höhe bei -55° N und -100° E ein dem Grundstrom entgegengesetzter Impulsfluss auf, für den in den Windfeldern keine Entsprechung zu erkennen ist. Diese Art von Anomalie tritt in mehreren Darstellungen des Impulsflusses, die im Rahmen dieser Arbeit sowohl für *ECMWF*-Daten als auch für *KMCM*-Daten erstellt wurden, auf und wird in Kapitel 4 ausführlicher diskutiert.

Die planetare Wellenstruktur, die den Zonalwind auf der Nordhalbkugel prägt, lässt sich abgeschwächt auch im Impulsfluss wiederfinden. Da sich die Filterwirkung nach oben hin auswirkt ist in 65 km (s. Abbildung 3.2d) entlang der Breitenkreise in den mittleren Breiten ein Maximum zu erkennen, dass aus dem Maximum des Westwindes in den darunter liegenden Schichten (s. Abbildung 3.2a) resultiert. Beim Vergleich der zonal gemittelten Darstellung des zonalen Impulsflusses in der Höhe über die Längengrade (Abbildung 3.1d) mit den Längen-Breitengrad-Projektionen für verschiedene Höhen (Abbildungen 3.2c und 3.2b) fällt auf, dass die Größenordnung nicht übereinstimmt. Qualitativ bleiben die Strukturen zwar zu erkennen, allerdings treten in den zonalen Schnitten deutlich größere Werte als in den Höhenschnitten auf. Auf diese Besonderheit wird im Kapitel 4 näher eingegangen.

3.2. MSGWaves (KMCM)

Die von Zülicke u. Becker [13] in den untersuchten Daten des KMCM beobachteten plötzlichen Stratosphärenerwärmungen sollen anhand der im Rahmen dieser Arbeit erstellten Grafiken weiter untersucht werden. Zur Unterscheidung der beiden Ereignisse wird im folgenden die große Erwärmung mit dem Tag 560 des KMCM-Simulationslaufes als zentralem Tag als *Major Warming 1 (MW1)* und die große Erwärmung mit dem zentralen Tag 805 als *Major Warming 2 (MW2)* bezeichnet. Exemplarisch wird hier das *Major Warming 1* betrachtet.

Im Verlauf der Temperatur in Abbildung 3.3 zeigt sich das typische Verhalten für eine plötzliche Stratosphärenerwärmung. Von Tag 550 auf den Tag 560 ist die warme Stratopause gemeinsam mit der kalten Mesopause in der Polarregion abgesunken. Dadurch hat sich die Stratosphäre in der Höhe von etwa 40 km deutlich erwärmt, während sich die darüber liegenden Regionen stark abgekühlt haben. Insbesondere der Effekt der Abkühlung der Regionen ab 60 km ist auch nach dem zentralen Tag 560 am Tag 565 und 570 zu beobachten. Am Tag 570 geht die Erwärmung der Stratosphäre wieder zurück. Zudem ist in großer Höhe bereits die, durch Absinken aus der Mesosphäre, sich neu formierende warme Stratopause zu erkennen.

3. ERGEBNISSE



Abbildung 3.3.: Zonal gemittelte Temperatur T im Verlauf des *Major Warmings* 1 an den Tagen 550, 560, 565, 570.

Die Windfelder in Abbildung 3.4 zeigen in ihrem Verlauf ebenfalls das zu erwartende Verhalten. Zu Beginn ist der starke Westwind des Polarwirbels dem mesosphärischen Ostwind entgegen gerichtet. In den Analysedaten des *ECMWF* war der Ostwind der Mesosphäre aufgrund der begrenzten Höhe nicht zu beobachten. Zwischen den Tagen 550 und 560 kommt es zu einem vollständigen Erliegen der vorherrschenden Winde in der gesamten mittleren Atmosphäre und anschließend zu einer nach Westen gerichteten Windbewegung, die teilweise Geschwindigkeiten in der selben Größenordnung des Polarwirbels in entgegengesetzter Richtung erreicht. Zum Ende des Ereignisses ist am Tag 570 der sich rekonstruierende nach Osten gerichtete Polarwirbel in der oberen Mesosphäre schon sichtbar ausgeprägt. Von dort aus wird er im weiteren Verlauf weiter absinken, bis sich der normale Zustand wieder eingestellt hat.

3. ERGEBNISSE



Abbildung 3.4.: Zonal gemittelter Zonalwind u im Verlauf des *Major Warmings* 1 an den Tagen 550, 560, 565, 570.

Aufgrund des Filtereffektes des Hintergrundwindes auf die Schwerewellen, spiegelt das Verhalten des zonalen Schwerwellen-Impulsfluss in Abbildung 3.5 die sich ändernden Verhältnisse im Windfeld wider. Entgegen dem vorherrschenden Westwind transportieren am Tag 550 fast alle Schwerewellen auf der Nordhalbkugel Impuls in Richtung Westen. Nur über dem Nordpol in einer Höhe von 100 km ist ein entgegengesetzter Impulsfluss zu beobachten. Dieser ist offenbar eine Auswirkung des mesosphärischen Ostwindes. Am zentralen Tag 560, an dem der Polarwirbel zum Erliegen kommt, kommt es zu einem stark veränderten Impulsfluss. In den mittleren Breiten ist der nach Westen gerichtete Impulsfluss unverändert. In den weiter nördlichen Breiten ist er bis auf einen schmalen Bereich zwischen 70°N und 75°N, der nur die untere Mesosphäre erreicht, bereits umgekehrt und weist Richtung Osten. Ebenso im Bereich der Subtropen hat sich am Tag 560 der Impulsfluss Richtung Osten gewandt, während er im Bereich des Äquators im Vergleich zu Tag 550 ebenfalls entgegengesetzt in Richtung Westen weist. Dieses etwas diffuse Bild löst sich am Tag 565 mit Erstarken des Ostwindes des umgekehrten Polarwirbels auf. In der Polarregion ist hier der Impulsfluss einheitlich dem Ostwind entgegen nach Westen gerichtet. In den niederen Breiten ist er aufgrund der Auswirkung des unveränderten troposphärischen Westwindes nach Westen gerichtet, wobei auch hier der Einfluss des nach Osten gerichteten Impulsflusses in der oberen Stratosphäre, in der der Ostwind am stärksten ist, zunimmt und den nach Westen gerichteten Impulsfluss zurückdrängt. Im Bereich des Äquators ist der Impulsfluss am Tag 565 wie am Tag 550 westwärts gerichtet und drängt in der Höhe ebenfalls den ostwärts gerichteten Impulsfluss der niederen Breiten zurück. Am Tag 570 ist der Ausgangszustand, bedingt durch den sich wiederherstellenden Westwind des Polarwirbels, von einem nahezu homogenen Impulsfluss nach Westen fast wieder erreicht. Nur eine schmale "Zunge" von entgegengesetzten Impulsfluss nach Osten bei 45°N, die nur noch bis in die Stratosphäre reicht, lässt darauf schließen, dass sich, wie der ostwärts wehende Wind des Polarwirbels, der Ausgangszustand von oben herab beginnend wieder einstellt.



Abbildung 3.5.: Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss F_{p_x} im Verlauf des Major Warmings 1 an den Tagen 550, 560, 565, 570.

Die Veränderung der Brunt-Väisälä-Frequenz in Abbildung 3.6 im Verlauf des Major

Warmings 1 ist weniger deutlich als die der anderen Parameter. Auffällig ist nur, dass sich über dem Nordpol im Verlauf des gesamten Ereignisses mehrmals Bereiche stabilerer und weniger stabilerer Schichtungen entwickeln, die sich in der Höhe intermittierend von der Stratosphäre bis zur Mesopause verteilen. Dies führt dazu, dass sich der Zustand der Brunt-Väisälä-Frequenz über dem Nordpol am Tag 550 von dem am Tag 570 merklich unterscheidet, während bei den anderen Parametern immer eine Rückkehr zum Ausgangszustand zu erkennen war.



Abbildung 3.6.: Zonal gemittelte Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 im Verlauf des *Major War*mings 1 an den Tagen 550, 560, 565, 570.

Da planetare Wellen als Auslöser für plötzliche Stratosphärenerwärmungen gelten, ist es von Interesse, das Auftreten von planetaren Wellen im Zusammenhang mit den betrachteten Ereignissen zu untersuchen. In Abbildung 3.7 ist innerhalb der Temperaturfelder die Struktur einer planetaren Welle zu beobachten, die sich im Verlauf des *Major Warmings* von der Troposphäre bis in die Mesosphäre ausbreitet. Am Tag 550 ist in 20 km Höhe entlang des Breitengrades 60°N innerhalb der Wellenstruktur mit einer Wellenlänge eines Breitenkreises eine weitere Welle mit einer Wellenlänge von einem halben Breitenkreis zu sehen. Am zentralen Tag 560 des Ereignisses ist die Wellenstruktur noch deutlich ausgeprägter in 35 km Höhe zu erkennen. In dieser Höhe tritt auch die Erwärmung der Stratosphäre auf (s. Abbildung 3.3b). Am Tag 565 hat sich die Wellenstruktur in die Höhe von 65 km bzw. an Tag 570 bis in die Mesosphäre in 80 km ausgebreitet. Parallel dazu kommt es in diesen Höhen zu den mit der plötzlichen Stratosphärenerwärmung verbunden Effekten, wie der Abkühlung der höheren Schichten, so wie zum Ende des Ereignisses die Wiederherstellung der warmen Stratopause durch Absinken aus der Mesosphäre (s. Abbildungen 3.3c, 3.3d).

Weiterhin ist es erwähnenswert, dass an den Stellen entlang der Breitengrade, an denen zum Tag 560 in der Stratosphäre Maxima aufgetreten sind, sich in der Mesosphäre am Tag 570 Minima ausbilden. Die Mesosphäre stellt also eine Art negatives Echo der Stratosphäre dar.

3. ERGEBNISSE



Abbildung 3.7.: Temperatur T in den verschiedenen Höhen an den Tagen 550, 560, 565, 570 während des Major Warmings 1. Im zeitlichen Verlauf des Ereignisses breiten sich planetare Wellenstrukturen von der Troposphäre bis in die Mesosphäre aus.

In Abbildung 3.8 lassen sich speziell für den Tag 565 auch im Zonalwind und im zonalen Impulsfluss in 50 km Höhe bzw. 80 km Höhe planetare Wellenstrukturen mit vergleichbaren Wellenlängen wie in den Temperaturfeldern in Abbildung 3.7 erkennen. Auch in diesen Darstellungen verdeutlicht sich der Filtereffekt des Zonalwindes auf den Impulsfluss, derart dass die Maxima bzw. Minima der Wellenstrukturen im Windfeld in entgegengesetzter Richtung im Impulsfluss wieder zu finden sind. Die Dominanz der im zonalen Mittel in den Abbildungen 3.4 und 3.5 betrachteten Richtungen, die speziell in 50 km aufgrund der Windumkehr im Rahmen der Stratosphärenerwärmung entgegen der Richtung des "Normalzustands" weisen, sind auch in den Längen-Breitengrad-Projektionen zu erkennen. Allerdings wird bei der Betrachtung der Abbildungen 3.7 und 3.8 deutlich, dass in zonaler Richtung bei allen betrachteten Größen transient asymmetrische Strukturen auftreten, die zum Teil einen deutlichen Wellencharakter aufweisen. Dabei kommt es entlang einzelner Breitenkreise zu teilweise großen Schwankungen mit Differenzen von bis zu 70 K bei der Temperatur bzw. 120 $\frac{m}{s}$ beim Zonalwind. Mögliche Auswirkungen dieser Strukturen und deren Bedeutung werden im Kapitel 4 weiter diskutiert. Zudem sei auch an dieser Stelle erneut auf die Diskussion des Unterschiedes der Größenordnungen zwischen den zonalen Schnitten und den Höhenschnitten des zonalen Impulsflusses in Kapitel 4 verwiesen.



Abbildung 3.8.: Zonalwind und Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss in den Höhen 50 km und 80 km am Tag 565 während des *Major Warmings* 1.

4. Diskussion

Die Analyse der Datensätze und Simulationsergebnisse verdeutlicht insbesondere die Bedeutung des Zonalwindes auf die Schwerewellentransmission. Sowohl bei Untersuchung der *ECMWF*-Daten als auch der *KMCM*-Daten können die Strukturen in den Darstellungen des zonalen Impulsflusses qualitativ mit dem Filtereffekt des Zonalwindes erklärt werden. Dies ist von besonderer Bedeutung, da die zum Teil durch planetare Wellen verursachten asymmetrischen Strukturen in den Hintergrundfeldern sich so auch auf den Schwerwellenfluss auswirken. Weil die Schwerewellen beim Brechen in der Atmosphäre Impuls und Energie abgeben, hat dies auch mögliche Konsequenzen auf den Grundstrom. So können in der Mesosphäre, wo die Schwerewellen bevorzugt brechen, neue planetare Wellen angeregt werden, die zu den Wellen in der Stratosphäre genau in Gegenphase sind, wie z.B. in Abbildung 3.7 festgestellt wurde.

Allerdings ist zu beachten, dass die beobachteten zonal asymmetrischen Strukturen sehr variabel sowohl im Raum als auch im zeitlichen Verlauf auftreten. Dies ist für die Beurteilung der Repräsentativität in Bezug auf bestimmte Jahreszeiten und Regionen zu beachten. Um allgemeinere Aussagen treffen zu können, muss eine umfassendere Datenanalyse vorgenommen werden.

Weiterhin fiel bei der Auswertung der erstellten Darstellungen auf, dass die Größenordnung des zonalen Impulsflusses in den zonalen Schnitten nicht mit denen in den Höhenschnitten übereinstimmt. Bei der Erstellung der Darstellungen mit den verwendeten *python*-Scripts wird die Berechnung des zonalen Impulsflusses mithilfe von Histogrammen für die unterschiedlichen Projektionen einzeln mit zweidimensionalen Histogrammklassen vorgenommen. Offenbar treten dabei zum Teil erhebliche Unterschiede auf. Mögliche Ursachen sind, dass zu wenige Trajektorien betrachtet werden, dass die Größen der Histogrammklassen sich zwischen den Projektionen stark unterscheiden oder sich die anschließende Glättung stark unterschiedlich auswirkt. Um dies zukünftig zu vermeiden und die unterschiedlichen Projektionen einander anzupassen, sollten der Algorithmus zur Erstellung der Darstellungen derart angepasst werden, dass zunächst ein Histogramm mit dreidimensionalen Klassen erstellt und geglättet wird und erst anschließend die zonalen Schnitte bzw. Höhenschnitte vorgenommen werden.

Besonderheiten im Impulsfluss, wie sie in Abbildung 3.2c auftreten, wurden bei der Analyse in weiteren Abbildungen in den Simulationen sowohl mit den *ECMWF*-Daten als auch mit den *KMCM*-Daten gefunden. Es treten zumeist kreisförmige Anomalien auf, die sich stark von ihrer Umgebung abheben und für die keine dem Filtereffekt ent-

4. DISKUSSION



ECMWF am 09. Dez. 2013 am 08. Dez. 2013



sprechenden Ursachen in den Feldern des zonalen Windes festgestellt werden können. Besonders auffällige Beispiele sind zum Vergleich mit den dazu gehörigen Feldern des zonalen Windes in Abbildung 4.1 gezeigt. Die Ursache für das Auftreten dieser Anomalien ist unklar. Es ist einerseits möglich, dass es sich um einzelne Trajektorien handelt, oder dass ganze "Wellenbündel" zu den Unregelmäßigkeiten führen. Aufgrund der Erstellung der Darstellungen mithilfe von Histogrammklassen und anschließender Glättung ist es durchaus möglich, dass einzelne "Ausreißer" einen derart großen Einfluss auf das Ergebnis haben. Um dieses Phänomen weiter zu untersuchen und die Ursache genauer einordnen zu können, müssten die verursachenden Trajektorien identifiziert werden, einzeln herausgegriffen und verfolgt werden. In weiteren Experimenten, die speziell in den betroffenen Regionen mit dichter liegenden Initialwellen durchgeführt werden, müsste zudem getestet werden, ob die Erscheinungen statistisch stabil sind, oder nur zufällig auftreten. Da die *WKB-Näherung* einen Hintergrund mit im Vergleich zu den simulierten Schwerewellen geringen und trägen Schwankungen voraussetzt, könnte eine Optimierung der Hintergrundfelder, die bislang einen Gitterpunktabstand von 550 km x 550 km x 3 km (ECMWF) bzw. 550 km x 550 km x 6 km (KMCM) aufweisen, dafür hilfreich sein.

4.1. GWLCycle (ECMWF)

Für die Untersuchungen im Rahmen der GWLCycle-Kampagne sind die Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen bis in die Mesosphäre von Interesse, um die Herkunft der beobachteten Wellen einordnen zu können. Anhand des Zonalwindes und dem daraus resultierenden zonalen Impulsflusses kann mithilfe der durchgeführten Simulationen die Transmissivität der Atmosphäre für Schwerewellen beurteilt werden. In den betrachteten Abbildungen 3.1 und 3.2 tritt in dem Gebiet in Nordnorwegen, in dem die Wellen registriert wurden (die Forschungstation ALOMAR liegt bei 69,3°N, 16,0°E), bis in die Mesosphäre ein ununterbrochener Schwerewellen-Impulsfluss auf. Sowohl im zonalen Mittel als in den exemplarisch untersuchten Höhenschnitten ist zu erkennen, dass in den durchgeführten GROGRAT-Simulationen Schwerewellen bis in die Mesosphäre ausgebreitet haben. Für den hier betrachteten 6. Dezember 2013 ist es demnach möglich, dass sich die bei den Messungen in der Mesosphäre beobachteten Wellen aus der Troposphäre stammen, bzw. dass es sich um Gebirgswellen handelt. Für die weiteren untersuchten Tage im Dezember 2013 stellt sich ein ähnliches Bild dar. Darauf soll in dieser Arbeit aber nicht weiter eingegangen werden. Für eine genauere Betrachtung sind alle erstellten Abbildungen im Anhang B dokumentiert.

4.2. MSGWaves (KMCM)

Um die Bedeutung von Schwerewellen auf das Auftreten von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen beurteilen zu können, muss die räumliche Verteilung der Schwerewellenausbreitung betrachtet werden. Anhand der durchgeführten Simulationen kann dies insbesondere mit den erstellten Darstellungen des Impulsflusses vollzogen werden. Exemplarisch lässt sich für das *Major Warming 1* feststellen, dass es entlang der Breitenkreise zu zum Teil stark asymmetrischen Strukturen kommt. Dass diese offenbar zeitlich sowie räumlich nicht stationär auftreten, macht die Untersuchung weiterer Ereignisse erforderlich um eventuelle Parallelen erkennen zu können. Für das zweite in der *KMCM*-Simulation beobachtete *Major Warming* bieten die erstellten Abbildungen im Anhang B dafür eine gute Grundlage.

Der vermutete Einfluss der Schwerewellen auf die in Zusammenhang mit plötzlichen Stratosphärenerwärmungen in der Mesosphäre auftretenden Phänomene beruht auf der Eigenschaft, Energie und Impuls zwischen den Atmosphärenschichten zu transportieren. Deshalb ist speziell der Effekt, den sich ausbreitende Schwerewellen auf den Grundstrom haben, von Interesse. Diese Wirkung lässt sich, wie es von Zülicke u. Becker [13] gemacht wurde, durch den Schwerewellenzug (engl.: *Gravity Wave Drag*) parametrisieren. Der Schwerewellenzug wird als Divergenz des vertikalen Impulsflusses berechnet und ordnet so den von den Schwerewellen in der Atmosphäre deponierten Impuls und der dabei erzeugten Beschleunigung des Grundstroms eine Größe zu. In weiteren Untersuchungen der *SSWs* müsste der Schwerewellenzug berechnet und die Wirkungskette vom Schwerewellenzug über vertikale und meridionale Windbewegungen auf die Temperatur und den Zonalwind aufgelöst werden.

5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde auf zuvor vorbereiteten Hintergrundfeldern mithilfe des Programmpaketes IAPGRO und der darin enthaltenen Raytracing-Software GROGRATSimulationen von Schwerewellen durchgeführt. Dafür wurden an einzelnen vorhandenen Programmteilen Modifikationen vorgenommen. Die dafür verwendeten Datensätze sind im Rahmen der Projekte MSGWaves bzw. GWLCycle von Bedeutung und stammen aus dem ECMWF bzw. aus dem KMCM. Für die anschließende Analyse der Datensätze und der Simulationsergebnisse wurden am IAP entwickelte python-Scripts angepasst und verwendet um Abbildungen der Größen der Hintergrundfelder Brunt-Väisälä-Frequenz, Temperatur und Zonalwind sowie dem zonalen Impulsfluss der simulierten Schwerewellen zu erzeugen. Die dabei entstandene Sammlung von Abbildungen ist im Anhang B dieser Arbeit vollständig dokumentiert. Die erzeugten Daten und Abbildungen sind zudem am IAP archiviert worden und stehen so für zusätzliche Studien zur Verfügung. Insbesondere für die Projekte MSGWaves und GWLCycle bieten sie eine Grundlage für weiterführende Untersuchungen.

Es wurde eine erste subjektive Analyse der Daten und Simulationsergebnisse vorgenommen. Dabei konnten zunächst der "Normalzustand" der Atmosphäre und allgemeine atmosphärische Phänomene erfasst werden. In den Daten aus dem *KMCM* konnte zusätzlich das Auftreten von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen mit den dazu gehörigen Auswirkungen auf die Atmosphäre beobachtet werden. Zwischen den untersuchten Größen wurden bei der Analyse plausible Zusammenhänge festgestellt. Insbesondere die Filterwirkung des Zonalwindes auf die Transmission von Schwerewellen in der Atmosphäre konnte anhand der Ergebnisse gut nachvollzogen werden. In den grafischen Darstellungen der untersuchten Größen zeigten sich transiente zonal asymmetrische Strukturen, die aufgrund der über die Schwerewellen vermittelte Wechselwirkung zwischen den Atmosphärenschichten Auswirkungen auf den Grundstrom haben könnten. Dies ist speziell für die vermuteten und im Projekt *MSGWaves* untersuchten Zusammenhänge zwischen der Aktivität von Schwerewellen bei plötzlichen Stratosphärenerwärmungen und den dabei auftretenden Phänomenen in der Mesosphäre von Bedeutung.

Bei der Analyse der Daten aus dem Projekt *GWLCycle* wurde anhand der Abbildungen des zonalen Schwerewellen-Impulsflusses exemplarisch für einen Tag die Vermutung, dass es sich bei den Schwerewellen, die in Lidar-Messungen beobachtet wurden, um Gebirgswellen handelt, weiter bekräftigt.

Für beide untersuchten Datensätze wiesen einige der mit den vorhandenen python-

Scripts erzeugten Darstellungen des zonalen Impulsflusses Anomalien auf, deren Ursache noch zu klären ist. Insgesamt sind in Hinblick auf die statistische Sicherheit der Ergebnisse weitere Untersuchung anzustellen. So sollte für höhere Wellendichten in regional beschränkten Gebieten die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse getestet werden. Außerdem steht noch ein Vergleich der Parameter der simulierten Schwerewellen mit denen von tatsächlich in Messungen beobachteten Schwerewellen aus, um die Aussagekraft der Simulationsergebnisse besser beurteilen zu können. Die vorliegende Arbeit gibt dazu Anregungen und kann gut als Grundlage dafür genutzt werden.

Abbildungsverzeichnis

1.1.	Durch Schwerewellen erzeugtes Wellenmuster in einer leuchtenden Nacht- wolke [6]	2
1.2.	Temperaturprofil der Atmosphäre aus CIRA86 [5]	3
1.3.	Schematische Zonalwindprofile für Sommer und Winter mit Schwerewel- lenfilterung [1, S. 119]	8
1.4.	Zonal gemittelter Temperaturgradient (90°N - 60°N) und zonal gemittelter Wind (60°N) im Winter 2008/2009 [7] $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots$	10
3.1.	Atmosphäre im "Normalzustand" - Zonal gemittelt: Temperatur, Zonal- wind, Brunt-Väisälä-Frequenz, Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss aus GWL-	01
3.2.	Atmosphäre im "Normalzustand" - Projektion der Breiten- über Längen- grade: Zonalwind, Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss aus GWLCycle vom 6. Dezember 2013	21
3.3.	MSGWaves MW1: Zonal gemittelte Temperatur T an den Tagen 550, 560, 565, 570	25 25
3.4.	MSGWaves MW1: Zonal gemittelter Zonalwind u an den Tagen 550, 560, 565, 570	26
3.5.	$MSGWaves MW1$: Zonaler Schwerwellen-Impulsfluss F_{p_x} an den Tagen 550, 560, 565, 570	27
3.6.	$MSGWaves MW1$: Zonal gemittelte Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 an den Tagen 550–560–565–570	21
3.7.	Temperatur T in den verschiedenen Höhen an den Tagen 550, 560, 565, 570 während des $MW1$	20
3.8.	Zonalwind, zonaler Schwerwellen-Impulsfluss in den Höhen 50 km und 80 km am Tag 565 während des <i>MW1</i>	31
4.1.	Beispiele für Anomalien in den Darstellungen des Impulsflusses und die zugehörigen Windfelder. Zonal gemittelter Impulsfluss F_{p_x} aus <i>ECMWF</i> am 09. Dez. 2013, Zonaler Impulsfluss F_{p_x} in 35 km Höhe aus <i>ECMWF</i> am 08. Dez. 2013, Zonal gemittelter Zonalwind u aus <i>ECMWF</i> am 09. Dez. 2013, Zonalwind u in 35 km Höhe aus <i>ECMWF</i> am 08. Dez. 2013	34

Literaturverzeichnis

- [1] BECKER, Erich: Dynamics of the atmosphere. Vorlesungsskript, 2013
- [2] BECKER, Erich; ZÜLICKE, Christoph: KMCM Kühlungsborn Mechanistic Circulation Model - Documentation. Septmeber 2010. – Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V., Kühlungsborn (Version 1, Release 1, Update 10)
- [3] ECKERMANN, Stephen D.; MARKS, Crispin J.: GROGRAT: A new model of the global propagation and dissipation of atmospheric gravity waves. In: Advances in Space Research 20 (1997), Nr. 6, S. 1253–1256
- [4] ECMWF: User guide to ECMWF forecast products. October 2011. Version 1.1 updated July 2013
- [5] FLEMING, E.L.; CHANDRA, S.; BARNETT, J.J.; CORNEY, M.: Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude, COSPAR International reference atmosphere: 1986, Part II: Middle atmosphere models. In: Advances of Space Research 10(12) (1990), S. 11–59
- [6] FRITTS, David C. ; ALEXANDER, M J.: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. In: *Reviews of Geophysics* 41 (2003), Nr. 1
- [7] FU BERLIN: Zonale Mittel und abgeleitete Größen Winter 2008/09. http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/archive/winter0809/index.html. Version: Mai 2009. - abgerufen am 28.07.2014
- [8] MARETZKE, Simon: GROGRAT: A Ray Tracing Model for Atmospheric Gravity Waves. Oktober 2013. – Georg-August-Universität Göttingen; Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V., Kühlungsborn
- [9] MARKS, Crispin J.; ECKERMANN, Stephen D.: A three-dimensional nonhydrostatic ray-tracing model for gravity waves: Formulation and preliminary results for the middle atmosphere. In: *Journal of the atmospheric sciences* 52 (1995), Nr. 11, S. 1959–1984
- [10] NAPPO, Carmen J.: An introduction to atmospheric gravity waves. Bd. 85. Academic Press, 2002

- [11] RENKL, Christoph: Plötzliche Stratosphärenerwärmungen im KMCM. August 2010.
 Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V., Kühlungsborn
- [12] ZÜLICKE, Christoph ; MARETZKE, Simon: IAP-GROGRAT IAP-Suite of the Gravity-wave Regional Or Global Ray Tracer - Documentation. April 2014. – Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V., Kühlungsborn (Version 1, Release 1, Update 8)
- [13] ZÜLICKE, Christoph ; BECKER, Erich: The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model. In: Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118 (2013), Nr. 5, S. 2255–2271

A. Technische Details

In diesem Teil des Anhangs sind die für die Programmteile GRO_PRE und GRO_RUN verwendeten nml-Dateien sowie die für alle Simulationen verwendete grogratoptions-Datei dokumentiert. Dies soll die durchgeführten Datenpräparationen und Simulationen für weitere Untersuchungen reproduzierbar machen. Für die verwendeten python-Scripts sei auf [8] verwiesen.

A.1. GRO PRE

GWLCycle

```
; NAMELIST FOR GRO PREP
 20 Aug 2013 CZ (dat2.nml) test for OPT-ECANA at models levels
    (dat2r1.nml) ... at PC
  21 Aug 2013 CZ (dat2r1.nml) try operating with mlvSav = '...l91.sav'
 22~\mathrm{Aug}~2013~\mathrm{CZ} (dat2.nml) adapted for ATLAS
;
; 18 Mar 2014 CZ (dat1,nml) adapted from ECMLV test case
; srcCode (ID, nc, ecmwf, ...)
srcCode = 'ecmlv
; model level sav file
;;; mlvSav = 'c:\Users\kd024\Documents\Private\Programs\IDL\Mylib\ecmwf-l91.sav'
mlvSav = i/home/kd024/kastor+pollux/Private/Programs/GROGRAT/Src/Pool/ecmwf-l137.sav'
; srcFiles (files for real data, case name for ideal data)
;;; srcFiles = 'C:/Users/kd024/Documents/Private/Programs/GROGRAT/App/20120108.glo/
    ECANA/Data/
;;; srcFiles = '/home/kd024/kastor+pollux/Private/Programs/GROGRAT/App/20120108.glo/
   ECANA/Data/'
;;; srcFiles = srcFiles + 'ECMWF-OP-91-20120108.nc'
                                                            ; test
srcFiles = '/home/kd024/kastor+pollux/Private/Programs/GROGRAT/App/20131206.glo/ECANA/
   Data / '
;;; srcFiles = srcFiles + 'ECMWF-OP-137-20131206.nc'
scr1 = [ '06', '07', '08', '09', '10']
srcFiles = srcFiles + 'ECMWF-OP-137-201312' + scr1 + '.nc'
; hours = [00, 12]
hours = 00
; arrays (beg, del, num) for (lon, lat, lev, thr)
; 18 Mar 2014 CZ
```

KMCM-MW1

; NAMELIST FOR GRO PREP

```
; srcCode (ID, nc, ecmwf, kmcm, ...)
\operatorname{srcCode} = \operatorname{'kmcm'}
; srcFiles (files for real data, case name for ideal data)
;;; srcFiles = 'c:\Users\kd024\Documents\Private\Work\MesoSSW\';;; srcFiles = '/home/kd024\Private\Work\MesoSSW\'
srcFiles = '/home/kd024/kastor+pollux/Private/Programs/GROGRAT/Bahnsen/App/3MSGWaves/
   KMCM+MW1/Data/
srcFiles = srcFiles + 'new0-1.sw.event4.hebt.grads'
                                                              ; time series case
; arrays (beg, del, num) for (lon, lat, lev, thr)
; lonBeg = 300.
; lon Del = 5.
; lonNum = 19
; latBeg = 30.
 latDel = 2.0
; latNum = 31
; levBeg = 0.
; lev Del = 1.25
; levNum = 41
; thrBeg = 0.
; thrDel = 1.
: thrNum = 1
; 05 Aug 2013 CZ
KMCM-MW2
```

```
; NAMELIST FOR GRO PREP
; srcCode (ID, nc, ecmwf, kmcm, ...)
\operatorname{srcCode} = \operatorname{'kmcm'}
; srcFiles (files for real data, case name for ideal data)
;;; srcFiles = 'c:\Users\kd024\Documents\Private\Work\MesoSSW\';;; srcFiles = '/home/kd024\Private\Work\MesoSSW\'
srcFiles = '/home/kd024/kastor+pollux/Private/Programs/GROGRAT/Bahnsen/App/3MSGWaves/
   KMCM-MW2/Data/
srcFiles = srcFiles + 'new0-1.sw.event7.hebt.grads'
                                                                ; time series case
; arrays (beg, del, num) for (lon, lat, lev, thr)
; lonBeg = 300.
; lon Del = 5.
; lonNum = 19
; latBeg = 30.
; lat D e \overline{l} = 2.0
; latNum = 31
; levBeg = 0.
; lev Del = 1.25
; levNum = 41
; thrBeg = 0.
; thrDel = 1.
; thrNum = 1
; 05 Aug 2013 CZ
```

A.2. GRO_RUN

GWLCycle

```
; NAMELIST FOR GRO RUN
; ---
 ; data file
datSav = '/home/kd024/kastor+pollux/Private \ Programs \ GROGRAT \ App \ 20131206. glo \ ECANA \ CANA \ C
            Data \ dat 2 . sav '
 ; run file (can be specified)
 ;;; runSav = 'c:\Users\kd024\Documents\Private\Programs\GROGRAT\App\19991217.kbn\ECANA\
            Exp1\test1run1.sav
 ; arrays
 ; lon1 = -30.
                                                    \& dlon = 10.
                                                                                                              \& nx = 10
                                                    \& dlat = 5.
 ; lat 1 = 30.
                                                                                                             \& ny = 13
 ; zkm1 = 30.
                                                    & dzkm = 5.
                                                                                                              & nzkm = 51
 ; thr1 = 30.
                                                      \& dthr = 5.
                                                                                                              \& nt = 60
          selections between minimum, maximum and multiples of the
 ; provided resolution
lonMin = -180.
lon Max = 180.
lonMul = 10
latMin = -85.
latMax = 85.
latMul = 5
; lev Min = 0.
 ; lev Max = 50.
lev Mul = 5
thrMin = 24.*0
thrMax = 24.*0
filFlag = 2 ; filter flag (0: none, 1: running mean, 2: Gaussian)
; cross
x Crs = 12.
y \operatorname{Crs} = 54.
z C r s = 300.
; 23 Sep 2013 CZ
KMCM-MW1
; NAMELIST FOR GRO RUN
; ---
```

; data file datS av = '/home/kd024/kastor+pollux/Private\Programs\GROGRAT\App\KMCM-MW1\Data\dat1.sav '

; run file (can be specified) ; runSav = '/home/kd024/kastor+pollux/Private\Programs\GROGRAT\App\CC010101.glo\KMCM\ Expl\test3run1.sav'

```
; arrays
; lon1 = -30. & dlon = 10. & nx = 10
; lat1 = 30. & dlat = 5. & ny = 13
; zkm1 = 30. & dzkm = 5. & nzkm = 51
; thr1 = 30. & dthr = 5. & nt = 60
; selections between minimum, maximum and multiples of the
```

```
; provided resolution
\ln \mathrm{Min} = -180.
lon Max = 180.
lonMul = 4
latMin = 0.
latMax = 90.
latMul = 2
; lev Min = 0.
   levMax = 50.
\mathrm{lev}\,\mathrm{Mul}~=~10
thrMin = 0.
thrMax = 24.*40
; thrMax = thrMin
; filFlag = 0 ; filter flag (0: none, 1: running mean, 2: Gaussian)
; HOX & MAP cross coordinates
x \, C \, r s = 15.
y C rs = 60.
zCrs = 10.
; 01 Aug 2013 CZ
KMCM-MW2
; NAMELIST FOR GRO RUN
: -
; data file
dat Sav = '/home/kd024/kastor + pollux/Private \ Programs \ GROGRAT \ App \ MCM-MW2 \ Data \ dat 1. sav' \ and \
; run file (can be specified)
; runSav = \frac{1}{2}/home/kd024/kastor+pollux/Private\Programs\GROGRAT\App\CC010101.glo\KMCM\
          Exp1\test3run1.sav'
; arrays
; lon 1 = -30.
                                             \& dlon = 10.
                                                                                            \& \ nx \ = \ 10
| lat 1 = 30.
                                            & dlat = 5.
                                                                                           \& ny = 13
; zkm1 = 30.
                                             \& dzkm = 5.
                                                                                            \& nzkm = 51
; thr1 = 30.
                                            \& dthr = 5.
                                                                                            \& \ {\rm nt} \ = \ 60
        selections between minimum, maximum and multiples of the
 ; provided resolution
lonMin = -180.
lon Max = 180.
\ln M \, u \, l \ = \ 4
latMin = 0.
latMax = 90.
latMul = 2
; \operatorname{lev}\operatorname{Min} = 0.
   lev Max = 50.
lev Mul = 10
thrMin = 0.
thrMax = 24.*40
; thrMax = thrMin
; filFlag = 0 ; filter flag (0: none, 1: running mean, 2: Gaussian)
; HOX & MAP cross coordinates
x Crs = 15.
y C rs = 60.
z\,C\,r\,s\ =\ 1\,0\,.
; 01 Aug 2013 CZ
```

A.3. grogratoptions

```
# .grogratoptions
#
# File containing option info for program grograt
\# Comment records start with \#. Please preserve order of options.
#
# Output option:
 -1 - terse at specified times (see gwtime.inc);
#
  0 - terse at specified altitudes (see gwstop.inc);
#
  1 - verbose: output after every timestep
#
0
# Amplitude option
 -1 - Vertical propagation only
0 - 1-d amp. & 3-d prop.
#
#
  1 - 3-d amp. & 3-d prop.(w,k,l fixed)
#
                                 # Experimental - do not use!
  2 - 3-d amp. & 3-d prop. (w,m fixed)
                                 \# Experimental - do not use!
#
0
\# Saturation option
  0 — No saturation
#
  1 - Fritts and Rastogi scheme
#
  2 - \text{Hines } 1988 \text{ scheme } (\text{beta}=1.0)
#
   3 - Marks \& Eckermann 1994 scheme (beta = 1.0)
#
1
# Damping option
\# -1 - No damping
\# 0 - Radiative damping
#
  1 - Radiative and turbulent damping
\# Radiative damping option - only needed if damping option =0 or 1
  0 - Fels' 1982 scheme (20-70 \text{km only})

1 - Zhu's 1993 scheme (0-120 \text{km})
#
#
1
\# Kzz scale factor - only needed if damping option = 1
1.0
\# 1/Prandtl number - only needed if damping option = 1
1.0
# Field averaging option
  0 - Do nothing
#
#
   1 - Average fields zonally
0
\# Maximum number of timesteps per ray.
\# Decreasing this will on average reduce the time taken for integration.
5500
\# Wave dissipation factor. Integration stopped if wave amplitude
# falls below the initial amplitude times this factor.
\# Increasing this will on average reduce the time taken for integration.
0.01
# Minimum acceptable timestep [hr].
\# Increasing this will on average reduce the time taken for integration.
0.005
```

WKB in z limit. If the WKB in z parameter exceeds this value # then the slowly-varying assumptions are deemed to have broken down # and the ray integration is stopped. In theory this parameter should be << 1. # Decreasing this will on average reduce the time taken for integration. 1000.0 # WKB in t limit. If the WKB in t parameter exceeds this value # then the slowly-varying assumptions are deemed to have broken down # and the ray integration is stopped. In theory this parameter should be << 1. # Decreasing this will on average reduce the time taken for integration. # Only applies to 4-d integrations 1000.0 # Minimum Cgz [m/s]. When ABS(Cgz) falls below this value the ray # is considered stalled and the integration is stopped. # Increasing this will on average reduce the time taken for integration. 0.01 # Maximum time [hr] for the integrations. Ray integrations which go on # longer than this will be stopped. # Decreasing this will on average reduce the time taken for integration. 288.0# Accuracy factor for integrations. The smaller, the more accurate.

Increasing this will on average reduce the time taken for integration. 0.01

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