



Vergleich der langjährigen Temperatur- messungen des alten und neuen RMR-Lidars in Kühlungsborn (54° N, 12° O)

Diplomarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom-Physiker
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Rostock

vorgelegt von

Michael Borgwedel

geb. am 03. September 1985 in Stralsund, Deutschland

wohnhaft in Lübeck, Deutschland

Eingereicht am: 30. Oktober 2017

Gutachter: Prof. Dr. F.-J. Lübken
Dr. M. Gerding

Zusammenfassung

Mit dem Einsatz des neuen tageslichtfähigen RMR-Lidar in Kühlungsborn im Jahr 2010 können Temperaturmessungen zu allen Tageszeiten erfolgen. Ab 2012 erfolgten kontinuierlich Messungen der Temperatur. Bis auf witterungsbedingte Lücken im Winter decken die Messungen fast das gesamte Jahr ab. Dies ermöglicht eine Untersuchung des Jahresgangs der Temperaturen. Die Temperaturen wurden mit den Daten des alten RMR-Nachtlidars verglichen. Ausgehend von einem Vergleich einer gleichzeitig stattfindenden Messung wurden alle vergleichbaren Messungen für 2012 und 2013 untersucht. Für 2012 zeigt sich grundsätzlich eine gute Übereinstimmung der Temperaturmessungen. Für 2013 gibt es signifikante Abweichungen. Die Unterschiede konnten auf schlechte Signal-Rausch-Verhältnisse zurückgeführt werden, die in der Wahl der Starthöhe nicht berücksichtigt wurden. Anschließend wurde der Jahresgang der Temperaturen aus den Daten von Januar 2012 bis Dezember 2016 analysiert. Für einen Vergleich der harmonischen Analysen der alten und neuen Datensätze wurden die Messungen auf Nachtmessungen beschränkt mit dem Resultat, dass der Nachtjahresgang für den Jahrestemperaturverlauf repräsentativ ist. Abschließend erfolgt ein Vergleich zwischen dem Jahresgang aus den Daten des tageslichtfähigen Lidars und des alten Nachtlidars. Für die Temperaturunterschiede in der Strato- und Mesosphäre im Winter sind die unterschiedlichen Messungen und hohe Temperaturvariabilität in diesem Zeitraum verantwortlich.

Abstract

With the new daylight-capable Rayleigh-Mie-Raman-Lidar (RMR-Lidar) in Kühlungsborn the temperature soundings are independent of daytime. Since 2012 there have been taken measurements constantly. This results in a nearly gap free dataset over the years except for winter season due to weather conditions which allows an analysis of the temperature course over a year. The measured temperatures are compared to the temperatures taken by the old Night-RMR-Lidar. Starting from a single measurement comparison by each Lidar at the same time the whole data set is compared. Measurements taking place in the same timeslots are available in 2012 and 2013. In 2012 there is a general accordance of the measured temperatures. In 2013 there are significant differences, because the start height for the decreased signal-to-noise ratio was not adjusted accordingly. The temperature soundings of the new lidar from January 2012 until December 2016 are analysed. The measurements are compared to only night-time timeslots of these measurements with the result that the temperature course of the night-time is representativ for the year. With these results the new lidar soundings can be compared to the old lidar soundings. The resulting temperature difference in the stratosphere and mesosphere in winter can be explained by the varying measurements and the high temperature variability in this season.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Motivation	1
1.2	Gliederung der Arbeit	2
2	Theoretische Grundlagen	3
2.1	Die Atmosphäre	3
2.2	Grundgleichungen	5
2.3	Schichtstabilität	6
3	Das Lidarmessverfahren	7
3.1	Streuprozesse	8
3.2	Temperaturberechnung anhand der Rayleigh-Streuung	9
3.3	Das tageslichtfähige RMR-Lidar in Kühlungsborn	12
4	Vergleich der Lidars	15
4.1	Einzelmessungen	15
4.2	Datengrundlage für den Vergleich	16
4.3	Temperaturvergleich für die Jahre 2012 und 2013	18
4.4	Diskussion	22
5	Jahresgang der mittleren Temperaturen	26
5.1	Datengrundlage und Jahresgang	26
5.2	Mittlere Temperaturprofile jedes Monats	28
5.3	Harmonische Analyse	29
5.4	Vergleich der jahreszeitlichen Variation	33
5.5	Zusammenfassung	37
6	Zusammenfassung	40
6.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	40
6.2	Ausblick	41

Anhang A	42
A.1 Daten der harmonischen Analyse	42
Literaturverzeichnis	44
Liste der Figuren	47

Kapitel 1

Einleitung

Als Atmosphäre wird die umgebende Gashülle der Erde bezeichnet. Sie besteht zum Großteil aus Stickstoff (78 %) und Sauerstoff (21 %). Diese chemische Zusammensetzung ist bis in eine Höhe von etwa 100 km nahezu homogen, weshalb der Höhenbereich auch Homosphäre genannt wird. Einen geringen Anteil haben Treibhausgase wie z.B. Wasserdampf, Ozon, Methan und Kohlendioxid, deren Einfluss auf klimarelevante Prozesse erheblich ist.

Die Erdatmosphäre ist durch eine vertikale Schichtstruktur charakterisiert. Sie wird deswegen in verschiedene Höhenabschnitte, den Sphären unterteilt. Die Übergänge werden als Pausen bezeichnet. Die Temperatur gehört dabei zu den wichtigsten und fundamentalsten Größen, mit denen die Atmosphäre beschrieben wird. Hierbei liegen der Variation mit Zeit und Höhe verschiedene Ursachen zugrunde. Dies sind z.B. chemische und dynamische Prozesse sowie Strahlung (*Garcia, 1989*).

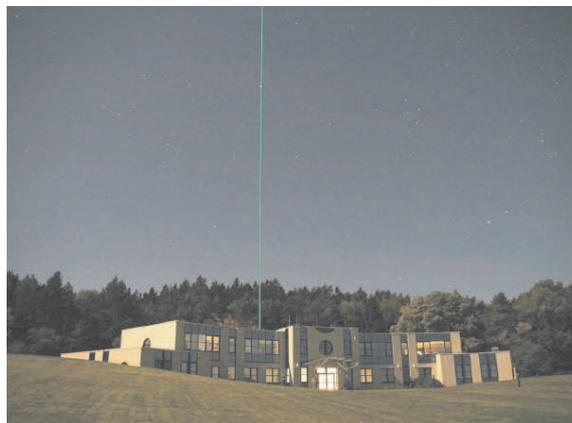


Abbildung 1.1: Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn (54°N , 12°O) bei Nacht. Zu sehen ist der grüne Laserstrahl mit der Wellenlänge von 532 nm des RMR-Lidars. (Foto: G. Baumgarten)

1.1 Motivation

Der zeitliche Verlauf der Temperatur innerhalb eines Jahres und über mehrere Jahre ist ein wichtiger Bestandteil für das Verständnis und Beschreiben der Atmosphäre. Seit 2012 bis Ende 2016 wurden mit dem neuen tageslichtfähigen Lidar insgesamt über 9140 Stunden an Temperaturmessungen zusammengetragen. Diese Datenfülle ermöglicht eine Auswertung des Jahresgangs der Temperatur.

Mit langjährigen Messreihen können Temperaturveränderungen innerhalb eines Jahres und über mehrere Jahre bestimmt werden. Mit dem Wechsel vom alten RMR-Lidar zum tageslichtfähigen RMR-Lidar liegen nun Temperaturmessungen unterschiedlicher Systeme vor. Dabei gibt es zwei Jahre, in denen mit beiden Lidars Sondierungen durchgeführt wurden. Dabei wird die Frage aufgeworfen, ob diese Messungen übereinstimmen und die Messreihe beginnend in 1996 fortgesetzt werden kann oder ob es Abweichungen in den gemessenen Temperaturen gibt, die geklärt werden müssen. Von weiterem Interesse ist der Temperatur-Jahresgang aus verschiedenen Zeitabschnitten. So sollen die Messergebnisse des neuen Lidars mit den Ergebnissen von 2002 bis 2007 verglichen werden.

1.2 Gliederung der Arbeit

Die Basis der hier präsentierten Diplomarbeit bilden die langjährigen Temperaturmessungen des alten RMR-Nachtlidars (RMRI) und des neuen tageslichtfähigen RMR-Lidars (RMRII) über einen Höhenbereich von rund 20 km bis 90 km. Die Arbeit ist folgendermaßen gegliedert: Zunächst soll der Aufbau der Atmosphäre mit ihren Schichten und theoretische Grundlagen ein allgemeines Verständnis über die Atmosphäre geben (Kap. 2). Dabei werden einige wichtige Prozesse erklärt. In Kapitel 3 werden die einzelnen Streuprozesse beschrieben, die für die Lidarmessung relevant sind. Nach Betrachtung der Methode der Lidarmessungen erfolgt eine Beschreibung des Lidar-Systems. In Kapitel 4 werden die sich überschneidenden Datensätze beider Lidars aus den Jahren 2012 und 2013 verglichen. Die Analyse der langjährigen Temperaturmessungen von Januar 2012 bis 2016 erfolgt in Kapitel 5. Es werden die mittleren Temperaturen im Jahresgang gezeigt. Nach einer harmonischen Analyse wird ein Vergleich zu einem früheren Datensatz von Juni 2002 bis Juli 2007 gezogen. Abschließend werden die Ergebnisse in Kapitel 6 noch einmal zusammengefasst.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

Zunächst soll zu einem besseren Verständnis der Atmosphäre die Schichtung beschrieben werden sowie einige Besonderheiten hinsichtlich der Jahreszeiten. Darauf folgend werden ein paar elementare Aspekte erläutert, die zum Verständnis der Atmosphäre wichtig sind und Relevanz für das Lidarmessverfahren haben.

2.1 Die Atmosphäre

Die Erdatmosphäre ist in Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre unterteilt. Die Temperaturänderung mit der Höhe wird als Temperaturgradient bezeichnet. Beim Übergang zwischen den Schichten wechselt der Temperaturgradient jeweils das Vorzeichen. Anhand des vertikalen Temperaturprofils für Sommer und Winter aus Abbildung 2.1 wird der Aufbau der Atmosphäre erläutert.

Die Troposphäre ist die niedrigste Schicht und erstreckt sich bis in eine Höhe von etwa 12 km. In beiden Jahreszeiten nimmt die Temperatur in diesen Höhen ab. Hier liegt ein negativer Temperaturgradient vor. Für den Verlauf der Temperatur sind verschiedene Prozesse verantwortlich wie Strahlung, Konvektion oder auch Transport von latenter Wärme. In der winterlichen Stratosphäre, die Schicht über der Tropopause, nimmt die Temperatur in der unteren Stratosphäre sogar noch weiter ab und erreicht teilweise erst bei etwa 30 km ein Minimum. Das ist die Voraussetzung für die Bildung polarer stratosphärischer Wolken. Die Tropopause ist der Bereich vom Übergang von der Troposphäre zur Stratosphäre.

Die Stratosphäre reicht bis in eine Höhe von etwa 45 km - 50 km und weist einen positiven Temperaturgradienten auf. In beiden Jahreszeiten steigt die Temperatur somit wieder mit zunehmender Höhe und hat bei ca. 50 km ihr Maximum. Ursachen hierfür sind zum Beispiel photochemische Prozesse, wie

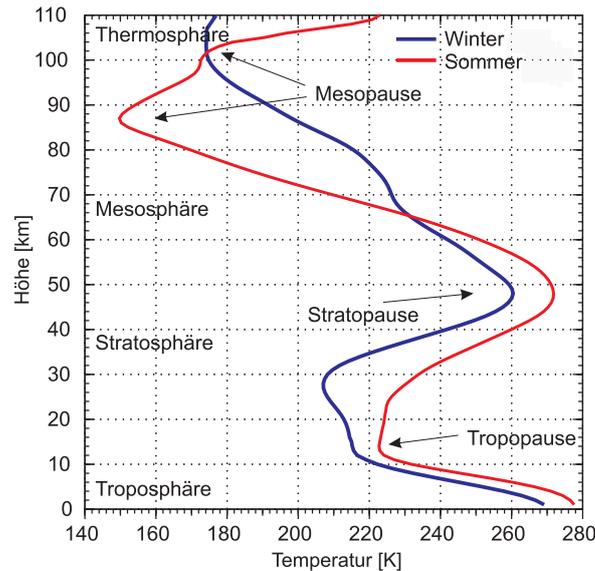


Abbildung 2.1: Mittlere Temperaturprofile für Winter (November bis Januar) und Sommer (Juni und Juli) aus Nacht-Lidar-Messungen (*Rauthe, 2008*).

die Absorption der ultravioletten Strahlung durch Sauerstoff und Ozon sowie die Energie- und Impulsablagerungen dissipierender Wellen. Die sommerliche Stratosphäre ist aufgrund der hohen solare Strahlung wärmer als die winterliche Stratosphäre.

In der angrenzenden Stratopause kehrt sich der Temperaturgradient wieder um, wodurch nun in der höheren Schicht, der Mesosphäre, erneut ein negativer Temperaturgradient vorliegt. Der Oberrand der Mesosphäre ist abhängig von der Jahreszeit. In den Sommermonaten Mai bis August reicht sie bis knapp über 85 km. In den verbleibenden Monaten erstreckt sich die Mesosphäre in mittleren Breiten bis etwa 103 km. Der Wechsel von einer Höhe zur anderen erfolgt innerhalb weniger Tage. Im Winter wird das Temperaturminimum bei einer Höhe von 100 km mit einer Temperatur von 175 K erreicht. Im Sommer ist das Temperaturminimum mit teilweise 120 K ab einer Höhe von 85 km gelegen.

Der Grund dafür sind dissipierende Schwerewellen, die dadurch die Zirkulation in der Mesosphäre beeinflussen (*siehe Holton, 1992*). Die brechenden Schwerewellen lagern ihren Impuls in zonaler Richtung ab. Angetrieben durch die Corioliskraft entsteht eine äquatorwärts gerichteter Meridionalwind. Es kommt zu einem aufwärtigen Vertikalwind durch die Massenerhaltung. Durch adiabatische Abkühlung entstehen so die sehr niedrigen Temperaturen in der Sommermesopause. Diese Temperaturen weichen erheblich vom theoretischen Temperaturprofil des Strahlungsgleichgewichts ab, wobei die Abweichung zu niedrigeren Temperaturen im Sommer wesentlich größer als die Abweichung zu höheren Werten im Winter ist. Da die Temperatur bei günstigen Bedin-

gungen unter den Frostpunkt sinken kann, entstehen hier Eispartikel, die sich zu Eiswolken formieren können. Diese Wolken werden auch als leuchtende Nachtwolken bezeichnet, da sie bei tiefem Sonnenstand unterhalb des Horizonts angestrahlt werden. In *She und von Zahn (1998)* wird das Thema der globalen zwei Niveaus der Mesosphäre behandelt.

Oberhalb der Mesosphäre befindet sich die Thermosphäre mit einem positiven Temperaturgradienten durch die Absorption kurzwelliger Strahlung. Beide Schichten werden durch die Mesopause getrennt.

Ein weiterer durch Wellen hervorgerufener Effekt sind die stratosphärischen Erwärmungen (engl. **S**udden **S**tratospheric **W**armings = SSW) in einer Höhe von ca. 45 km und die damit häufig auftretenden mesosphärischen Abkühlungen im Winter. Hierbei erwärmt sich die Stratosphäre in wenigen Tagen um bis zu 50 K. Westwärts laufende planetare Wellen (Rossby-Wellen) aus der Troposphäre gelangen in die Stratosphäre. Durch Impulsübertrag auf den im Winter vorliegenden Westwind wird dieser gebremst und kann sich in einen Ostwind umkehren. Dadurch kommt es zur Verformung oder zum Zerfall des Polarwirbels. Durch die Windumkehr entsteht ein kritisches Niveau für sich ostwärts ausbreitende Rossby-Wellen. Diese werden dadurch gestoppt, was zur Absorption der Welle führt und damit zur Erwärmung. Da die Wellen nicht mehr die Mesosphäre erreichen, in der sie dissipieren würden, kommt es hier zur Abkühlung (*siehe Labitzke, 1999; Matsuno, 1971*).

2.2 Grundgleichungen

Die Atmosphäre wird im Allgemeinen als hydrostatisches Gleichgewicht betrachtet. Nach *Pielke (1984)* gilt hierfür folgendes Kriterium: Die typische vertikale Skala H ist kleiner als die horizontale Skala L , also $\frac{H}{L} < 1$. Auf Grundlage des hydrostatischem Gleichgewichts ist die hydrostatische Grundgleichung eine wichtige Formel zur höhenabhängigen Beschreibung des Luftdrucks

$$dp = -g(z) \cdot \rho(z) \cdot dz \quad (2.1)$$

mit dem Luftdruck p , der Erdbeschleunigung g und der Luftdichte ρ . Des weiteren gilt die ideale Gasgleichung

$$p(z) = n(z) \cdot k_B \cdot T(z) \quad (2.2)$$

mit der Teilchendichte n , der Boltzmann-Konstante k_B und der Temperatur T . Aus der Kombination und Integration dieser Gleichungen folgt

$$p(z) = p(z_0) \cdot \exp\left(\int_{z_0}^z \frac{dz}{H_p(z)}\right) \quad (2.3)$$

mit einer Starthöhe von z_0 . $H_p(z)$ ist die Druckskalenhöhe mit $H_p(z) = \frac{k_B T}{g \bar{m}}$ mit \bar{m} als das mittlere Moleküllgewicht der Luft. Die Druckskalenhöhe kann hierbei zwischen 5 km und 8 km unter normalen Bedingungen in der mittleren Atmosphäre variieren. Die Dichte nimmt ebenfalls exponentiell mit der Höhe ab. Analog hierzu ist die Dichteskalenhöhe H_ρ definiert, die mit der Druckskalenhöhe über

$$H_\rho = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{1}{H_p(z)} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.4)$$

verknüpft ist. H_ρ beträgt ca. 7 km.

Die Temperatur ist neben Dichte und Druck eine der wichtigsten Größen zur Beschreibung der Atmosphäre. Für Temperaturänderungen sind verschiedene Effekte verantwortlich. Zum einen findet diabatisches Heizen durch Absorption kurzwelliger Strahlung (UV) der Sonne statt, zum anderen wird langwellige Strahlung (IR) abgestrahlt. Weiterhin treten Wärmeleitprozesse, adiabatische Mischprozesse, chemisches Heizen (*z.B. Sonnemann et al., 1997*), turbulente Dissipation (*z.B. Lübken, 1997*) und Konvektion auf. Da die Konzentration der strahlungsaktiven Gase mit der Höhe variiert, leisten sie jeweils einen unterschiedlichen Beitrag zur Strahlungsbilanz.

Die Frage ist nun, wie sich die Temperaturen in unterschiedlichen Höhen vergleichen lassen. Dazu gibt es das Modell der sich bewegenden Luftpakete. In guter Näherung gilt die adiabatische Zustandsgleichung für Luftpakete. Zum Vergleich zweier Luftpakete bedient man sich der potentiellen Temperatur Θ , die wie folgt definiert ist:

$$\Theta(z) = T(z) \cdot \left[\frac{p(z_0)}{p(z)} \right]^{1-\frac{1}{\gamma}} \quad (2.5)$$

Da die adiabatische Zustandsgleichung gilt ist γ der Adiabatenindex mit $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$. c_v und c_p ist je die spezifische Wärme bei konstantem Volumen und Druck. Die potentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket in der Höhe z hätte, wenn man es von dort adiabatisch auf die Höhe z_0 zurückführt.

2.3 Schichtstabilität

Ein zentrales Merkmal der Atmosphäre ist die Stabilität einer Schicht hinsichtlich einer vertikalen Auslenkung eines Luftpaketes. Der adiabatische Tem-

peraturgradient Γ beträgt $-6,5 \text{ K/km}$ in feuchter Atmosphäre (wie in der Troposphäre bis ca. 10 km) und $-9,8 \text{ K/km}$ in trockener Umgebung. Ob nun eine Schicht stabil ist, hängt von dem realen Temperaturgradienten der Atmosphäre ab. Ist dieser größer als der adiabatische Temperaturgradient, liegt eine stabile Schichtung vor. Umgekehrt ist eine Schicht instabil, wenn der Gradient der Atmosphäre kleiner ist als der adiabatische Temperaturgradient. Dies sagt aus, ob ein vertikal ausgelenktes Luftpaket seine Auf- bzw. Abwärtsbewegung fortsetzt oder sich in Richtung des Ausgangspunkts zurückbewegt und somit eine Schwingungsbewegung eingeht. In Abbildung 2.2 ist schematisch eine solche Auslenkung dargestellt. Der atmosphärische Temperaturgradient Γ_{atm} ist größer als der adiabatische Temperaturgradient Γ . Somit befindet sich das Luftpaket in einer stabilen Schicht. Die Stratosphäre mit ihrem positivem Temperaturgradienten ist demzufolge sehr stabil im Gegensatz zur Tropo- und Mesosphäre, welche einen negativen Temperaturgradienten haben. Ist der atmosphärische Temperaturgradient kleiner als der adiabatische Temperaturgradient, bewegt sich ein Luftpaket weiter in die Richtung der ursprünglichen Auslenkung.

Für den Fall einer Oszillation hat das Luftpaket eine Kreisfrequenz, die Brunt-Väisälä-Frequenz N genannt wird und folgendermaßen definiert ist:

$$N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz} = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{g}{c_p} \right) = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} - \Gamma \right) = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} - \frac{g^2}{c_s^2} \quad (2.6)$$

mit der Schallgeschwindigkeit $c_s = \sqrt{\gamma RT}$. Ist N^2 größer als Null liegt eine stabile Atmosphärenschicht vor und das Luftpaket kann die Oszillation ausführen. Bei einem negativen Wert ist die Schicht instabil.

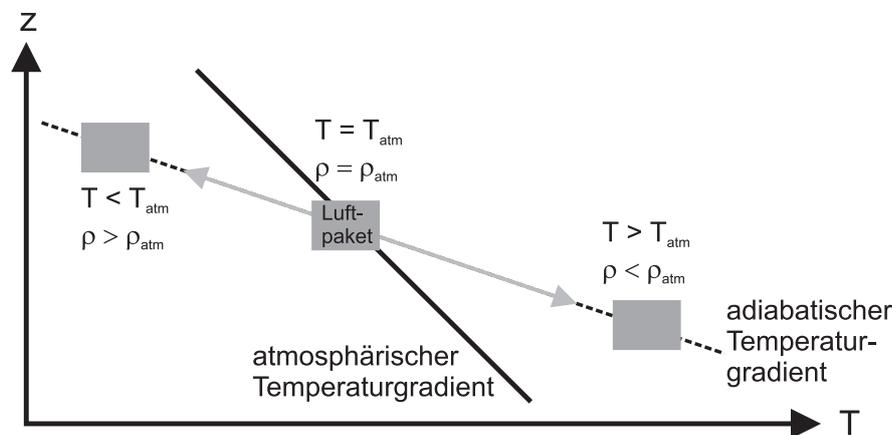


Abbildung 2.2: Schematische Auslenkung eines Luftpakets. $\Gamma_{atm} > \Gamma$

Kapitel 3

Das Lidarmessverfahren

Das Lidar ist ein Fernerkundungsinstrument zur Bestimmung atmosphärischer Größen wie Dichte, Temperatur oder Windgeschwindigkeiten. Dabei wird Laser-Licht ausgesendet und das gestreute Signal in Form von an Molekülen oder Aerosolpartikeln gestreuten Photonen (180° Rückstreuwinkel) empfangen. Aus diesem optischen Messverfahren leitet sich die Bezeichnung Lidar ab, die für **L**ight **d**etection **a**nd **r**anging steht. In der Abbildung 3.1 ist der schematische Aufbau eines Lidars mit dem empfangenem Signal abgebildet. Das Lidar ist in der Lage einen großen Höhenbereich von 1 km bis 110 km bei einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung zu erfassen. Es wird ein gepulster Laser verwendet, wodurch die Höhe der Streuung über die Laufzeit der Photonen bestimmt werden kann. Über Teleskopspiegel werden die empfangenen Photonen gebündelt und in Glasfasern an den Detektor und die sich dahinter befindliche Zählelektronik geleitet. Das Prinzip der Streuung elektromagnetischer Wellen an atmosphärischen Teilchen findet sich auch in der Radartechnik wieder. Hier werden Radiowellen verwendet. Aus dem

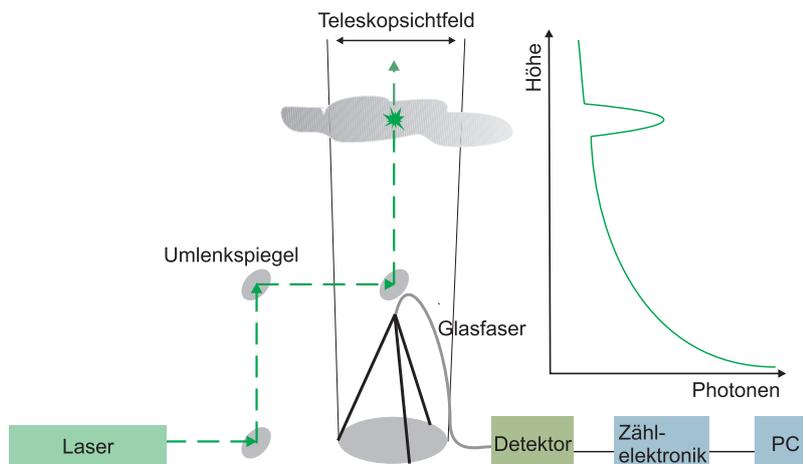


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung eines Lidars mit Sender, Empfänger und Auswertung. Daneben ein schematisches Rohdatenprofil mit der Anzahl der empfangenen Photonen über die Höhe (Rauthe, 2008).

Verfahren **Radiowave detection and ranging** leitet sich demzufolge der Name ab. Die Wellenlängen bei einem Lidar befinden sich im Vergleich dazu im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Spektralbereich.

3.1 Streuprozesse

Bei der Lidarmessung finden unterschiedliche Streuprozesse statt. Die Wellenlänge des gestreuten Lichts ist abhängig von der Art des Moleküls/Aerosolpartikels, an dem der Streuprozess stattfindet. Hier muss man unterscheiden ob ein Atom, Molekül, Cluster oder Aerosolpartikel vorliegt, da die Größe eine entscheidende Rolle spielt. Je nach Vorgang entspricht die Wellenlänge des empfangenen Photons der des ausgesandten Photons oder weicht hiervon ab. Es werden elastische und inelastische Streuprozesse unterschieden. Die Resonanz-, Rayleigh(Cabannes)- und Aerosol/Mie-Streuung zählen zu den elastischen Streuprozessen, wohingegen die Rotations-Raman- und Vibrations-Raman-Streuung zu den inelastischen gehören. Die einzelnen Vorgänge werden im Folgenden näher beschrieben.

- **Rayleigh-Streuung:** Die Rayleigh-Streuung besteht aus der Cabannes-Streuung und Rotations-Raman-Streuung (*Young, 1981*). Allgemein ist aber die elastische Cabannes-Streuung gemeint, wenn man von der Rayleigh-Streuung spricht. Die Streuung findet an Molekülen statt, deren Durchmesser kleiner als die Wellenlänge des Lichts ist. Der Wirkungsquerschnitt σ ist hierbei stark von der Wellenlänge abhängig ($\sigma(\lambda) \sim \frac{1}{\lambda^4}$) und schwach vom Streuwinkel. Der Wirkungsquerschnitt hat sein Maximum in der Vorwärtsstreuung und sein Minimum in der Rückwärtsstreuung.
- **Cabannes-Streuung:** Bei der Cabannes-Streuung wird ein Elektron des Moleküls durch das absorbierte Photon auf ein virtuelles Energieniveau angehoben. Nach kurzer Zeit relaxiert das Elektron in den Grundzustand zurück und emittiert ein Photon. Die absorbierte und emittierte Wellenlänge sind gleich groß. Diese Streuung ist der Hauptanteil der Rayleigh-Streuung und hat einen hohen Wirkungsquerschnitt im Vergleich zur Rotations-Raman-Streuung.
- **Aerosol-/Mie-Streuung:** Bei diesem Prozess wird das Licht an Aerosolpartikeln gestreut, die eine Größe im Bereich der Lichtwellenlänge haben. Dies sind feste oder flüssige Aerosole in der Atmosphäre. Der elastische Streuprozess variiert je nach Größe und Form des Partikels,

was den Streuquerschnitt und die Winkelverteilung beeinflusst. Die Mie-Streuung ist hier ein Spezialfall (*Mie, 1908*), bei dem das Licht an sphärischen Teilchen gestreut wird. Bewegt sich die Größe des Partikels in den Nanometerbereich, wird der Prozess immer ähnlicher der Rayleigh-Streuung.

- **Rotations-Raman-Streuung:** In diesem inelastische Streuprozess bewirkt das absorbierte Photon eine Änderung der Rotations-Quantenzahl des Elektrons beim Relaxieren. Demzufolge hat das Elektron eine Energieänderung erfahren, wodurch sich die Frequenz und damit auch dessen Wellenlänge des emittierten Photons von der des absorbierten Photon verschoben hat. Bei Lidar-Messungen liegt die Verschiebung bei wenigen Nanometern für die typischen O_2 - bzw. N_2 -Moleküle. Man unterscheidet hier zwischen Stokes- und Anti-Stokes-Streuung. Bei der Stokes-Streuung ist der Energiezustand des relaxierten Elektrons höher und somit ist die Wellenlänge des ausgesandten Photons größer. Umgekehrt dazu ist bei der Anti-Stokes-Streuung das Energieniveau des Elektrons niedriger und demzufolge die Wellenlänge des emittierten Photons kleiner.
- **Vibrations-Raman-Streuung:** Bei der Vibrations-Raman-Streuung ändert sich im Vergleich zur Rotations-Raman-Streuung die Energie um einen Vibrationsquant. Die Wellenlängenverschiebung liegt zwischen 30 nm und 100 nm bei Sauerstoff- und Stickstoffmolekülen, je nach einfallender Wellenlänge und Molekül.
- **Resonanz-Streuung:** Bei der Resonanz-Streuung wird ein Elektron durch ein einfallendes Photon aus dem Grundzustand auf ein reelles Energieniveau angehoben. Das Elektron fällt wieder in den ursprünglichen Zustand zurück und emittiert ein Photon gleicher Wellenlänge. Der Wirkungsquerschnitt ist hierbei abhängig vom Molekül oder Atom um bis zu 15 Größenordnungen höher als bei der Cabannes-Streuung. Resonanz-Lidars werden bei der Untersuchung von Metallen wie Eisen oder Kalium in einer Höhe von 80 km bis 115 km eingesetzt.

Zur Veranschaulichung der Höhenbereiche und Signalstärken der Streuprozesse dient Abbildung 3.2. In dem Diagramm sind alle Streuprozesse vertreten. Einen Detektionskanal für die Mie-Streuung gibt es nicht. Die Mie-Streuung wird aus dem Empfangssignalen den elastischen Rayleigh- und Mie-Rückstreuung und der Vibrations-Raman-Streuung berechnet. Im nächsten Abschnitt wird dies erläutert.

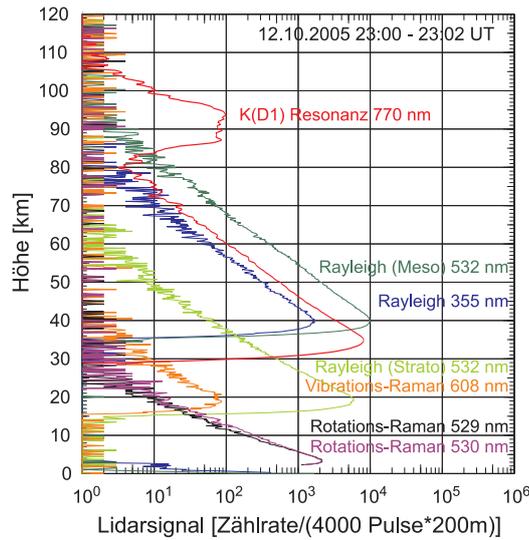


Abbildung 3.2: Rohdatenprofile aus des alten RMR- und des Kalium-Lidars für alle Streuprozesse (Rauthe, 2008).

3.2 Temperaturberechnung anhand der Rayleigh-Streuung

Das tageslichtfähige RMR-Lidar (**R**ayleigh, **M**ie, **R**aman) in Kühlungsborn nutzt zur Zeit die Rayleigh-Streuung zur Temperaturbestimmung in einem Höhenbereich von 30 km bis etwa 80 km je nach Signalstärke. Dafür wird das Signal eines Lasers mit 532 nm verwendet. Das Signal ist zum einen von gerätespezifische Parameter, wie Teleskopdurchmesser oder Detektoreffizienz und zum anderen von atmosphärische Größen, wie Rückstreuquerschnitte abhängig. Dies wird in der Lidar-Gleichung (siehe Wandinger, 2005) vereint, welche die Leistung $P(R)$ des zurückgestreuten Lichts bei einer bestimmten Wellenlänge angibt. Die Entfernung R zum Molekül/Aerosolpartikel wird aus der Laufzeit t des Lichtes und der Lichtgeschwindigkeit c berechnet. Da nur die einfache Entfernung R relevant ist und das Licht in der Zeit t den Hin- und Rückweg zurücklegt kommt der Faktor $1/2$ dazu. Somit ergibt sich $R = t \cdot c/2$.

$$P(R) = K \cdot G(R) \cdot \beta(R) \cdot T(R) + P_U \quad (3.1)$$

Dabei haben die einzelnen Terme folgende Bedeutung:

$\mathbf{P(R)}$ ist das detektierte Signal in Abhängigkeit von der Entfernung zum Molekül/Aerosolpartikel.

\mathbf{K} stellt eine Systemkonstante des Lidars dar mit $K = P_0 \frac{c\tau}{2} A \eta$. P_0 ist die durchschnittliche Leistung eines Laserpulses, τ die zeitliche Pulslänge mit $\Delta R = R_1 - R_2 = \frac{c\tau}{2}$ als effektive geometrische Pulslänge, A die Teleskopfläche und η die gerätespezifische Systemeffizienzkonstante.

$\mathbf{G}(\mathbf{R})$ ist der Geometriefaktor $G(R) = \frac{O(R)}{R^2}$ mit der Überlappungsfunktion $O(R)$ von Laserstrahl und Empfänger-Gesichtsfeld. Da das Lidar nur einen Teil des gestreuten Lichts einfangen kann, nimmt der Raumwinkel mit dem Quadrat der Höhe ($\frac{1}{R^2}$) ab.

$\beta(R)$ ist der Rückstreukoeffizient, welcher sich aus der Summe der einzelnen Rückstreukoeffizienten ergibt.

$\mathbf{T}(\mathbf{R})$ stellt die Transmission der Atmosphäre auf dem Sende- und Empfangsweg mit dem Extinktionskoeffizient $\alpha(r)$ dar.

$$T(R) = \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r) dr \right] \quad (3.2)$$

Die zusätzliche Größe P_U gibt den Untergrund an. Der Untergrund besteht aus verschiedenen anderen Lichtquellen und dem Rauschen der Detektoren im Nachweiszweig. Dieser Untergrund wird stetig mitgemessen. Oberhalb von 120 km hat das Rayleighsignal keinen Einfluss mehr auf die Messung. Zur Temperaturberechnung wird deshalb die mittlere Untergrundstrahlung aus dieser Höhe ermittelt und in allen Höhen vom Rückstreusignal abgezogen.

Bei der Rayleigh-Streuung ist das Signal proportional zur Dichte der Atmosphäre. Dies wird für die Temperaturberechnung verwendet. Ausführlich dargestellt ist dies in den Veröffentlichungen von *Kent und Wright (1970)* sowie *Hauchecorne und Chanin (1980)*.

Zusammengefasst erhält man die Temperatur aus der Verknüpfung der hydrostatischen Grundgleichung $dp/dz = -\rho g(z)$ mit der Zustandsgleichung des idealen Gases $p = nk_B T$:

$$p(z) = -M \int_z^\infty g(z') n(z') dz' = n(z) k_B T(z) \quad (3.3)$$

was durch Umstellen und stückweise Integration zu

$$T(z) = \frac{1}{n(z)} \left[n(z_0) T(z_0) - \frac{M}{k_B} \int_{z_0}^z g(z') n(z') dz' \right] \quad (3.4)$$

umgeformt wird mit der molaren Masse M . Für die Berechnung wird nun noch eine geeignete Starthöhe z_0 mit einer bekannten Anfangstemperatur $T(z_0)$ gewählt und von oben nach unten integriert. Zu bemerken ist an dieser Stelle, dass für die Berechnung, wie in Gleichung 3.4 zu sehen, nur ein relatives Dichteprofil benötigt wird (wie vom Lidar geliefert) und keine Absolutwerte. Die Starttemperatur $T(z_0)$ wird in dieser Arbeit entweder aus einer Referenzatmosphäre wie CIRA-86 (*Fleming et al., 1990*) entnommen oder mit einem Metall-Lidar gemessen. Mit einem Metall-Lidar kann die Starttemperatur für

ein RMR-Lidar sehr genau mit einer geringen statistischen Unsicherheit bestimmt werden. Bei der Starttemperatur einer Referenzatmosphäre wird ein Fehler von 30 K angenommen, da diese Starttemperatur von der realen lokalen Temperatur teilweise sehr stark abweichen kann. Dies hat den Nachteil, dass die Temperaturen bei der Berechnung in den oberen Messhöhen sehr unsicher sind und erst einige Kilometer unterhalb der Starthöhe dem realen Wert entsprechen. Der Startwert der Temperatur verliert mit abnehmender Höhe allerdings schnell an Einfluss in der Berechnung, weil der zweite Term bei der Temperaturberechnung schnell viel größer als der erste Term in Gleichung 3.4 wird.

In Abbildung 3.3 ist als Beispiel die 24 h Messung vom 26. zum 27. Juni 2016 gezeigt. Der oliv-grüne und grüne Graph stellen die hohen und mittleren Empfangskanäle der Rayleigh-Streuung für 532 nm Wellenlänge dar. Der schwarze Graph zeigt die Temperatur berechnet aus der Rotations-Raman-Streuung. Es sind jeweils die Messunsicherheiten mit angegeben. Die statistische Unsicherheit der Photonenzählung für ein Einzelprofil hat einen typischen Wert von 2 – 3 K.

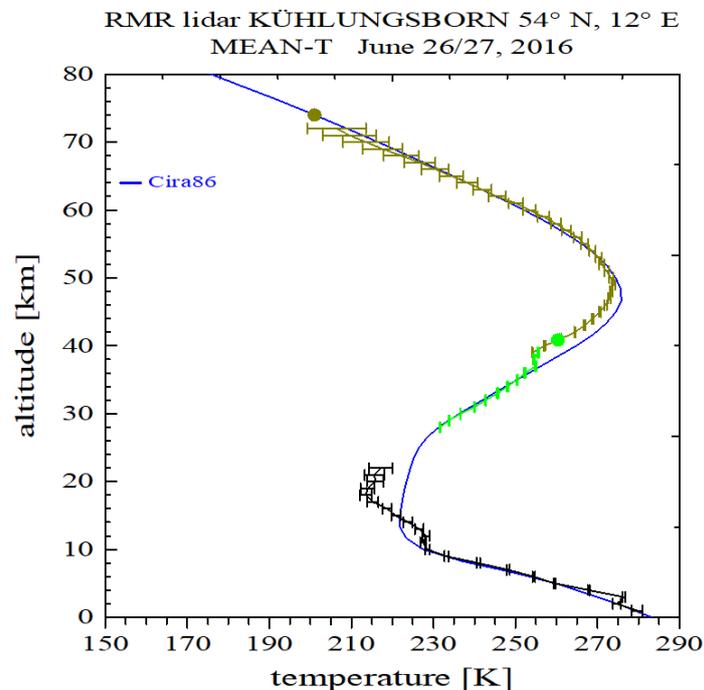


Abbildung 3.3: Mittleres Temperaturprofil einer 24 h RMR- Lidar-Messung. Oliv-grün und grün sind die hohen bzw. mittleren Empfangskanäle des Rayleighsignals, schwarz der Rotations-Raman-Empfangskanal und blau ist die Referenzatmosphäre CIRA-86, von der die Starttemperatur genommen wurde. Die Fehlerbalken zeigen die statistische Unsicherheit.

Die Detektionswahrscheinlichkeit der Photonen ist ein statistischer Prozess und unterliegt annähernd einer Poissonverteilung. Die statistische Unsicherheit eines gemittelten Profils ist stark reduziert im Vergleich zu einem Einzelprofil und hängt von der Länge der Messung ab. Mit abnehmender Höhe steigt das Empfangssignal, wodurch die statistische Unsicherheit abnimmt. In der Abbildung sind im Höhenbereich von 22 km bis 30 km keine Temperaturen eingezeichnet. Im Gegensatz zu den Höhen darüber, muss man unterhalb von 30 km mit zusätzlicher Aerosolstreuung aufgrund stratosphärischer Aerosole rechnen. Zur Temperaturberechnung benötigt man eine Aerosolkorrektur, die diese zusätzliche Streuung herausrechnet. Die Aerosolkorrektur ist in der jetzigen Signalauswertung noch nicht implementiert, wird aber der Vollständigkeit halber erläutert, da das empfangene Signal aus diesen Höhen für spätere Auswertungen gemessen und gespeichert wird. Die Aerosolkorrektur ist notwendig, weil das aus elastischen Streuprozessen empfangene Signal nicht länger proportional zur Dichte ist, da Rayleigh- und Mie-Streuung auftreten (*Gerdting et al., 2006*). Deswegen wird das Rückstreuverhältnis $R = \frac{P_{mol} + P_{aer}}{P_{mol}}$ bestimmt mit Molekül- und Aerosol-Signalstärke (P_{mol} und P_{aer}) und zur Korrektur des elastischen Signals genommen. Aufgrund der Aerosolkonzentration vergrößert sich der Wert für R dementsprechend ($R > 1$). Da P_{mol} nicht bekannt ist, wird die Vibrations-Raman-Streuung gemessen. Bei der Streuung von Photonen mit einer Wellenlänge von 532 nm an Stickstoffmolekülen verschiebt sich die Wellenlänge des gestreuten Lichts zu 608 nm. Da diese Streuung in erster Näherung nicht von Aerosolen beeinflusst wird, ist das Signal proportional zur Luftdichte. Das gemessene Signal wird oberhalb der Aerosolschicht auf das Rayleigh-Signal normiert. Die gemessene Vibrations-Raman-Streuung wird also nur für die Bestimmung des Korrekturfaktors R verwendet. Damit erhält man aus der Messung mit 532 nm den Rayleigh-Streuanteil, mit dem die Temperatur berechnet wird. Aufgrund des geringeren Streuquerschnitts und folglich viel schwächeren Signals, wird das Raman-Signal der Stickstoffstreuung über längere Zeit integriert, wodurch die Zeitauflösung verloren geht.

Die Aerosolkorrektur funktioniert unter der Annahme einer zeitlich gleichbleibende Aerosolkonzentration. Da die Aerosolkonzentration jedoch Schwankungen unterliegt, treten in der unteren Stratosphäre Probleme auf. Aus diesem Grund erfolgt die Temperaturberechnung in der Troposphäre und unteren Stratosphäre auf Grundlage der Rotations-Raman-Streuung. Diese wird an dieser Stelle nur erwähnt, da sie in den späteren Temperaturbetrachtungen nicht genutzt wird. Bei diesem Prozess wird das empfangene Signalverhältnis zwischen den Wellenlängen 529,1 nm und 530,4 nm bestimmt, woraus die

Temperatur ermittelt wird (*Vaughan et al., 1993*). Eine detaillierte Beschreibung der Temperaturberechnungen in den jeweiligen Höhen kann in *Alpers et al. (2004)* und *Rauthe (2008)* nachgelesen werden.

3.3 Das tageslichtfähige RMR-Lidar in Kühlungsborn

In Kühlungsborn wurden seit 1996 Lidarmessungen mit einem RMR-Nachtsystem durchgeführt. Im Jahr 2000 wurde zusätzlich ein Kalium-Resonanz-Lidar in Betrieb genommen, das seit 2002 tageslichtfähig war. In *Alpers et al. (2004)* ist ausführlich der Aufbau der alten Lidars und die Temperaturberechnung mit dem Kalium-Lidar erörtert. Das Kalium- und RMR-Nachtslidar wurden bis zum Jahr 2012 beziehungsweise 2013 betrieben. Im Jahr 2010 wurde ein tageslichtfähiges RMR-Lidar in Betrieb genommen, welches kurz beschrieben wird. Eine detaillierte Beschreibung ist in *Gerding et al. (2016)* und *Kopp (2016)* nachzulesen. Das System arbeitet mit einem Nd:YAG-Festkörperlaser, der Laserlicht mit einer Wellenlänge von 1064 nm produziert. Durch Frequenzverdopplung erhält man Laserlicht der Wellenlänge 532 nm, welches für die Messungen genutzt wird. Die Leistung des Laser beträgt ca. 20 W bei 532 nm. Der Nd:YAG-Laser wird durch Blitzlampen gepumpt. Der gepulste Laser wird mit einer Wiederholungsrate von 30 Hz betrieben. Die Pulslänge beträgt 12 ns und hat eine Pulsenergie von rund 600 mJ. Als Seedlaser wird ein diodengepumpter Festkörperlaser verwendet. Durch den Seedlaser hat das im Nd:YAG-Laser erzeugte Laserlicht eine sehr geringe Linienbreite und hohe Frequenzstabilität. Der Seedlaser ist seit Juni 2015 auf einer Jod-Absorptionlinie bei $\lambda_{Luft} = 1064,22$ nm stabilisiert. Dadurch erreicht man im Nd:YAG-Festkörperlaser eine zweite harmonische Schwingung von $\lambda_{Luft} = 532,11$ nm. Der Vorteil davon ist, dass diese Wellenlänge mit einer Fraunhoferlinie des solaren Spektrums übereinstimmt. Damit kann zum Beispiel die solare Untergrundstrahlung um ca. 25 % reduziert werden. Um die Strahldivergenz gering zu halten, wird das Laserlicht mit einem Linsenteleskop 10-fach aufgeweitet, wodurch die Laserstrahldivergenz um den gleichen Faktor abnimmt und die letztendliche effektive Divergenz bei ca. 50μ rad liegt. Das Teleskop ermöglicht nur einen Einwellenlängenbetrieb bei 532 nm. Hinter dem Aufweitungsteleskop hat der Laserstrahl einen Durchmesser von 10 cm.

Technisch höchst aufwendig bei Tagesmessungen ist die Reduzierung des Untergrundeinflusses. Hierfür wird ein Empfangsteleskopspiegel (81 cm Durchmesser) mit einem Teleskopgesichtsfeld von 62μ rad verwendet. Durch das

im Vergleich zu vielen anderen Lidars geringe Gesichtsfeld wird nur wenig solare Strahlung durch das Teleskop eingefangen. Damit der Laserstrahl im Gesichtsfeld bleibt, ist eine genaue Strahlstabilisierung erforderlich. Dies ist notwendig, da durch Turbulenzen in den Luftschichten und thermische Drift der Spiegel der Laserstrahl sich aus dem Teleskop-Gesichtsfeld bewegt. Dazu werden 10 % des empfangenen Signals für eine Puls-zu-Puls-Angleichung des Strahls verwendet. Damit wird die Lage der Laserstrahlachse relativ zur optischen Achse des Empfangsteleskop stabilisiert. Für die Anpassung ist ein Umlenkspiegel mit einem Piezomotor ausgestattet, der innerhalb von 30 ms die Laserstrahlachse korrigiert.

Der schematische Aufbau der Nachweisbank ist in Abbildung 3.4 zu sehen. Zunächst werden die empfangenen Photonen der Vibrations-Raman-Streuung über einen Strahlteiler zu der Avalanche-Photo-Diode (APD) geleitet, bei der die 608 nm Wellenlänge detektiert wird. Aufgrund des ungenügenden Signal-Rausch-Verhältnisses (1/1000 des Rayleighsignals) dieser Streuung am Tag wird dieser Empfangskanal nur nachts genutzt. Für die Messung bei 532 nm werden die gestreuten Photonen mehrmals in der Nachweisbank gefiltert. Der Interferenzfilter hat eine Halbwertsbreite von 130 pm und unterdrückt die Photonen aller Wellenlängen, die außerhalb des Transmissionsmaximums liegen. Hierbei wird auf der zentralen Wellenlänge eine Transmission von 77 % erzielt. Der PMT 532/1 Detektor hat eine geringere Sensitivität als die APDs und durch den Strahlteiler kann er das Signal der unteren Stratosphäre messen. Der APD 532/3 wäre hier übersättigt. Der APD 532/2 ist der mittlere Empfangskanal und misst bis in die mittlere Stratosphäre. Der APD 532/3 stellt den oberen Empfangskanal dar. Die Reichweite beträgt 90 km bei Nacht und 75 km bei Tag. Mit allen drei 532er Empfangskanälen werden zugleich die Transmission der Etalons überwacht. Die Etalons sind neben dem Inter-

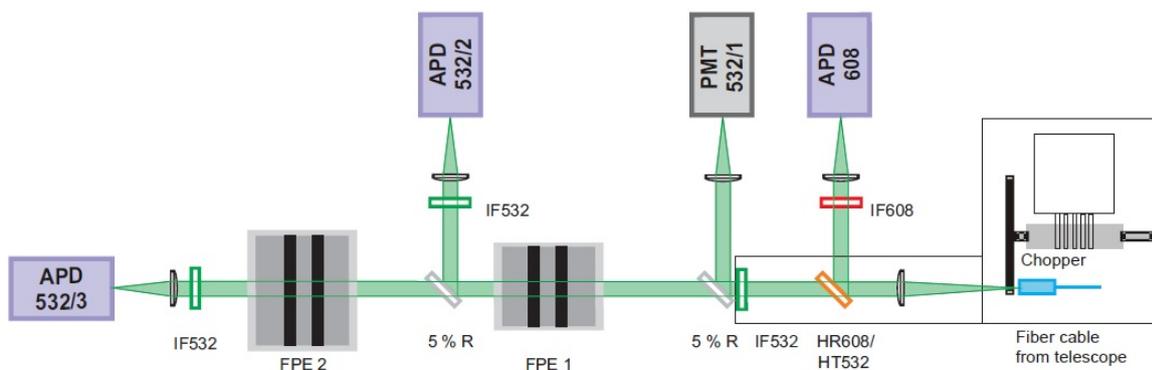


Abbildung 3.4: Schematischer Aufbau der Nachweisbank (Gerding et al., 2016). Das Licht fällt von der rechten Seite ein. APD: Avalanche-Photo-Diode, PMT: Photomultiplier, FPE: Fabry-Perot-Etalon, IF: Interferenzfilter, HR: hohe Reflexion, HT: hohe Transmission, R: Reflexion

ferenzfilter zur weiteren Unterdrückung des Untergrunds da. Etalon 1 und 2 haben einen freien Spektralbereich von 120 pm beziehungsweise 140 pm. Etalon 1 hat eine Halbwertsbreite von 4,4 pm. Dies liegt im Bereich der temperaturabhängigen Dopplerverbreiterung des Rayleigh-Rückstreusignals von 2,5 pm. Die Transmission des Etalons hängt demnach von der Dopplerverbreiterung ab. Durch die schmalbandigen Filterung des Etalon ist das gemessene Rückstreusignal nicht mehr proportional zur Dichte, sondern auch abhängig von der Temperatur, das heißt die Dopplerverbreiterung ist abhängig von der Höhe der Rückstreuung. Die Proportionalität ist jedoch die Voraussetzung für die Temperaturberechnung. Durch eine Signalkorrektur wird dieses Problem behoben, da sonst systematische Fehler in der Temperaturberechnung von bis zu 3,5 K entstehen. Für diese Arbeit wurden die Temperaturberechnungen aus dem hohen und mittleren 532-Kanal verwendet.

Das alte RMR-Nachtlidar wurde auch mit einem Nd:YAG-Festkörperlaser betrieben. Es wurden die 532 nm und 355 nm Wellenlängen mit einer Pulsenergie von 400 mJ beziehungsweise 200 mJ verwendet. Zum Empfangen des gestreuten Signals waren sechs Teleskope mit je 50 cm Durchmesser vorhanden. Vier davon wurden für Sondierungen in bis zu 90 km Höhe verwendet. Die Kombination der vier Teleskope entspricht einem einzelnen Teleskop mit 100 cm Durchmesser. Das Gesichtsfeld betrug 830μ rad. Das fünfte Teleskop hat im Höhenbereich von 20 km bis 50 km gemessen. Das sechste Teleskop diente zur Messung der Rotations-Raman-Streuung.

Kapitel 4

Vergleich der Lidars

In diesem Kapitel sollen die Messungen der beiden RMR-Lidars aus Kühlungsborn verglichen werden. In den Jahren 2012 und 2013 wurden teilweise beide Lidars gleichzeitig betrieben, um eine Vergleichsmöglichkeit zu haben, ob mit beiden Systemen die gleichen Temperaturen gemessen wurden. Dies ist notwendig, um festzustellen, ob die langjährigen Messungen des neuen tageslichtfähigen Lidars an die vorangegangenen langjährigen Messungen des Nacht-Lidars angeknüpft und mit ihnen verglichen werden können. Mit dem Vergleich der Daten während dieser zwei überlappenden Jahre wird überprüft, ob eventuelle Unterschiede über den gesamten Messzeitraum seit 1996 wirkliche atmosphärische Veränderungen sind oder durch unterschiedliche systematischer Fehler der beiden Lidar-Systeme entstehen. In den folgenden Abschnitten sollen zunächst exemplarisch zwei gleichzeitig stattfindende Messungen miteinander verglichen werden. Anschließend erfolgt ein Überblick über die Datengrundlage. Danach werden alle gleichzeitig stattfindende Messungen verglichen und die Temperaturdifferenz hinsichtlich ihrer Höhe, zeitlichem Verlauf und Verteilung untersucht.

4.1 Einzelmessungen

Als erstes werden die einzelnen Messungen des Nachtlidars (RMRI) mit denen des tageslichtfähigen Lidars (RMRII) verglichen. Ein solcher Vergleich für eine Tagesmessung findet sich auch in *Gerding et al. (2016)*. Wie bereits im vorherigen Kapitel beschrieben basieren beide Lidars auf dem selben Messprinzip. Für diese Arbeit werden die Standardprodukte der Temperaturauswertung verwendet, die jedoch eine jeweils unterschiedliche Integrationszeit haben. Für das RMRII wird eine mittlere Temperatur mit 2 h Integrationszeit berechnet. Die Mittelungen erfolgen im Abstand von 15 Minuten. Die Starttemperatur wird der Referenzatmosphäre CIRA-86 entnommen. Bei

dem RMRI beträgt die Integrationszeit 1 h. Bis Ende des Jahres 2012 wurde die Starttemperatur aus den Messungen mit dem Kalium-Lidar verwendet. Im Jahr 2013 verwendete man ebenfalls die Temperaturen von CIRA-86, da das Kalium-Lidar nicht mehr in Betrieb war. Die Starthöhen der Systeme sind unterschiedlich und damit auch ihre Starttemperaturen. Die Starthöhe wird für die gesamte Temperaturberechnung einer Messung festgelegt und nicht zeitlich variiert. Da beim RMRI die Untergrundzählrate aufgrund der fehlenden solaren Strahlung sehr niedrig und damit das Signal-Rausch-Verhältnis auch in größeren Höhen sehr gut ist, wählt man hier eine größere Starthöhe als beim RMR II. Wird mit dem RMR II tagsüber gemessen, ist der Untergrund um ein Vielfaches größer, wodurch die Höhe des geringsten noch auswertbaren Signal-Rausch-Verhältnisses sinkt und somit die Starthöhe niedriger als bei dem RMRI gewählt werden muss.

Aufgrund der unterschiedlichen Integrationszeiten der beiden Systeme haben kurze besondere Temperaturereignisse einen unterschiedlichen Einfluss. Bei zweistündiger Integrationszeit fließen diese in acht Temperaturprofile ein, bei einer einstündigen Integrationszeit jedoch nur in vier Temperaturprofile, wobei diese Temperaturfluktuationen bei der einstündigen Integrationszeit höher gewichtet sind, als bei der zweistündigen Integrationszeit. Aus diesem Grund werden nur Messungen mit einer Mindestdauer von zwei Stunden verglichen.

In Abbildung 4.1 ist ein Beispiel für eine separate Messung mit beiden Lidar-Systemen dargestellt. Die Messung erfolgte vom 16. zum 17. April 2012. Die mittleren Temperaturprofile sind für den Zeitraum von 19.15 Uhr bis 3.00 Uhr berechnet. Dies ist die Zeit, in denen mit beiden Systemen gemessen wurde. Alle anderen Daten außerhalb dieses Zeitintervalls wurden aus der Berechnung herausgenommen. Der Höhenbereich erstreckt sich von 22 km bis 77 km. So zeigt man den typischen Temperaturverlauf für diesen Atmosphärenabschnitt mit der Stratopause bei etwa 50 km. Beide Temperaturgraphen verlaufen dicht beieinander, was aus dem rechten Diagramm mit den Temperaturdifferenzen für den gleichen Höhenabschnitt verdeutlicht wird. Der überwiegende Teil der ermittelten Temperaturen weicht maximal 2 K voneinander ab. Die maximale Abweichung beträgt 4 K. Von 22 km bis ca. 50 km schwankt die Temperaturdifferenz um 0 K mit einem Ausreißer bei 35 km mit +4 K. Oberhalb von 50 km hat das RMR II immer zwischen 0, 1 K und 2 K höhere Temperaturen gemessen. Aus Kapitel 3.2 ist bekannt, dass die statistische Unsicherheit für ein Einzelprofil ca. $\pm 2 - 3$ K beträgt. Die Unsicherheiten für gemittelte Tagesprofile nehmen mit steigender Messdauer ab. Über rund 45 km liegen die Temperaturabweichungen der Messungen

innerhalb der Unsicherheiten. Unterhalb von 45 km liegen die Temperaturdifferenzen größtenteils außerhalb der Messfehler. Besonders beim Übergang der Empfangskanäle der einzelnen Lidars gibt es große Abweichungen. So wechselt beim RMR II der Empfangskanal bei einer Höhe von 39 km. Hier ist zu sehen, dass der Graph der Temperatur einen Knick hat. Das Gleiche ist beim RMRI zu erkennen. Hier wechseln die Empfangskanäle bei 45 km und 34 km. Damit kann man sagen, dass die Temperaturmessungen beider Systeme über 45 km übereinstimmen. Unterhalb von 45 km gibt es in einzelnen Höhen Temperaturabweichungen, die außerhalb der Unsicherheiten liegen. Grundsätzlich stimmen aber die Temperaturmessungen des RMRI und RMR II überein.

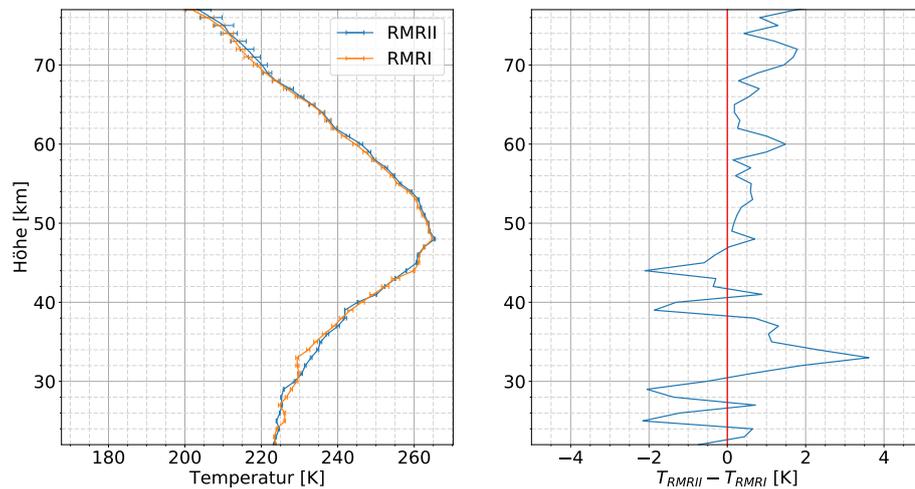


Abbildung 4.1: Im linken Diagramm sind die mittleren Temperaturprofile vom RMRI (orange) und RMR II (blau) in einer Höhe von 22 km bis 77 km dargestellt. Im rechten Diagramm ist die Temperaturdifferenz (RMR II - RMRI) der zwei Messungen zusehen. Die Messung fand vom 16. zum 17. April 2012 statt. Für die Darstellungen wurden alle Messwerte des selben Zeitraums (19.15 Uhr bis 3.00 Uhr) verwendet.

4.2 Datengrundlage für den Vergleich

Innerhalb der zwei Jahre kamen 97 mehrstündige Messungen zustande. Die Anzahl der einzelnen Messungen ist in der nachfolgenden Tabelle 4.1 dargestellt. Für die Jahre 2012 und 2013 gibt es für das RMRI 51 bzw. 55 Messungen mit 246 bzw 272 Stunden. Für das RMR II kamen 143 bzw 135 Messungen mit über 1700 bzw. 1800 Stunden zustande. Dadurch ergeben sich

für das Jahr 2012 45 Messungen mit 221 Stunden und für das Jahr 2013 52 Messungen mit 257 Stunden überlappende Messungen. Aus der Tabelle ist deutlich zu erkennen, dass das RMR II deutlich häufiger genutzt wurde. Dies liegt zum einen daran, dass teilweise nur tagsüber gemessen wurde und des weiteren wurde nicht bei jeder Messung das RMRI zusätzlich eingesetzt. Die Anzahl der überlappenden Messungen entspricht nicht der Anzahl der Nachtmessungen, weil die Mindestdauer von 2 h teilweise nicht erfüllt wurde.

In Abbildung 4.2 sind die Messungen anschaulich dargestellt. Die Abbildung

Tabelle 4.1: Anzahl der Messungen für die einzelnen Jahre und einzelnen Lidar-Systeme sowie die daraus resultierende Anzahl der vergleichbaren Messungen. In Klammern ist die Messdauer angegeben.

Diagramm	2012	2013
Tageslidar	122 (1774)	118 (1878)
Nachtslidar	51 (246)	55 (272)
$T_{RMR II} - T_{RMRI}$	45 (221)	52 (257)

ist in die Jahre 2012 und 2013 unterteilt. In der ersten Zeile sind die mittleren Temperaturprofile über das Jahr und die Höhe für das RMR II dargestellt. Die mittleren Temperaturprofile des RMRI sind über den Temperaturdifferenzen (RMR II - RMRI) der sich überschneidenden Messungen aufgetragen. Beide Lidars geben wie zu erwarten den saisonalen Verlauf der Temperatur gut wieder. So sind zum Beispiel im Sommer die warme Stratopausenregion und die kalte obere Mesosphäre ersichtlich. Auf Details der Jahresgänge wird in Kapitel 5 eingegangen. In den Temperaturdifferenzdiagrammen bedeuten rötliche Farben, dass das RMR II höhere Temperaturen gemessen hat als das RMRI. Bei bläulichen Farbtönen trat der umgekehrte Fall auf. Im Jahr 2012 sind die Differenzen nahezu gleich verteilt. Es ist keine klare Abhängigkeit von Höhe oder Saison ersichtlich. Das bedeutet, dass es keine systematischen Differenzen gibt. Im Jahr 2013 treten tendenziell mehr negative Differenzen auf. Oberhalb von 60 km Höhe hat das RMRI höhere Temperaturen gemessen. Eine qualitative Untersuchung erfolgt in Kapitel 4.3.

Im Herbst 2012 fiel ein Detektor im RMRI aus, weshalb es im letzten Viertel des Jahres 2012 keine Messungen gibt. Mit einem neuen Detektor konnte das RMRI Anfang 2013 wieder in Betrieb genommen werden, bis im Herbst 2013 endgültig die Sondierungen beendet wurden, da eine Aufrechterhaltung der Messungen mit hoher Datenqualität zu aufwändig wurde.

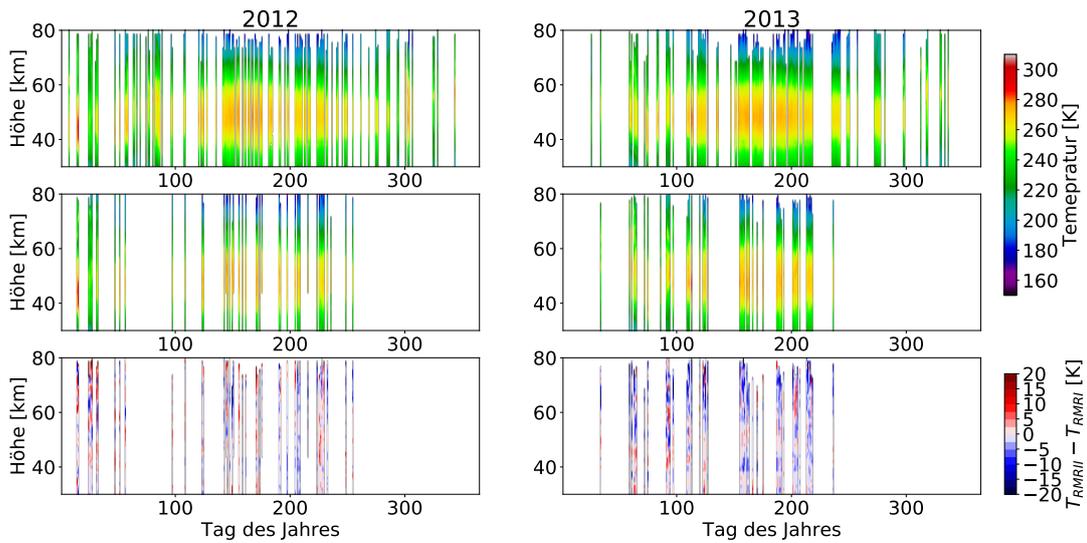


Abbildung 4.2: In den oberen vier Diagrammen sind die mittleren Temperaturen über das Jahr und Höhe eingetragen. Die erste Zeile beinhaltet die Temperaturprofile des RMRII. In der zweiten Zeile befinden sich die Temperaturprofile vom RMRI. Die beiden unteren Diagramme beinhalten die Temperaturdifferenzen für die sich überschneidenden Messungen. Diagramme auf der linken Seite beziehen sich auf das Jahr 2012, die anderen auf das Jahr 2013.

4.3 Temperaturvergleich für die Jahre 2012 und 2013

Für den Vergleich der mit beiden Lidars gemessenen Temperaturen werden die gemittelten Werte aller Messungen, die mindestens 2 h dauern, verwendet. Es werden die Temperaturdifferenzen aller Messungen und die gemittelte Temperaturdifferenz über alle diese Messungen verglichen. Dies ist in Abbildung 4.3 dargestellt. Hier wurde zwischen beiden Jahren unterschieden, um zu sehen, ob es eine zeitliche Entwicklung zwischen den Jahren 2012 und 2013 gab. In den Diagrammen ist die mittlere Temperaturdifferenz über die gemessene Höhe mit der Standardabweichung schwarz eingetragen. Die grünen Punkte stellen die Vergleiche der Temperaturen der einzelnen Messungen dar. Aus dem linken Diagramm von 2012 geht hervor, dass für einen Höhenbereich von ca. 30 km bis 75 km die Temperaturdifferenzen kleiner als 3 K sind. Oberhalb von einer Höhe von 75 km gibt es größere Abweichungen. Das liegt an der Starthöhe mit der Starttemperatur, die für das jeweilige Lidar gewählt wurde. Die Annäherung an die reale Temperatur erfolgt in den obersten Kilometern. Damit nimmt auch die Standardabweichung mit geringerer Höhe bis in etwa 60 km ab. Unterhalb von etwa 30 km ist eine wachsende Tendenz zu negativen Temperaturdifferenzen zu sehen. Das heißt, dass das RMRI höhere Temperaturen gemessen hat als das RMRII. Hierfür ist die noch fehlende Aerosolkorrektur im RMRII verantwortlich (siehe Kapitel 3.2 und *Gerding et al.*

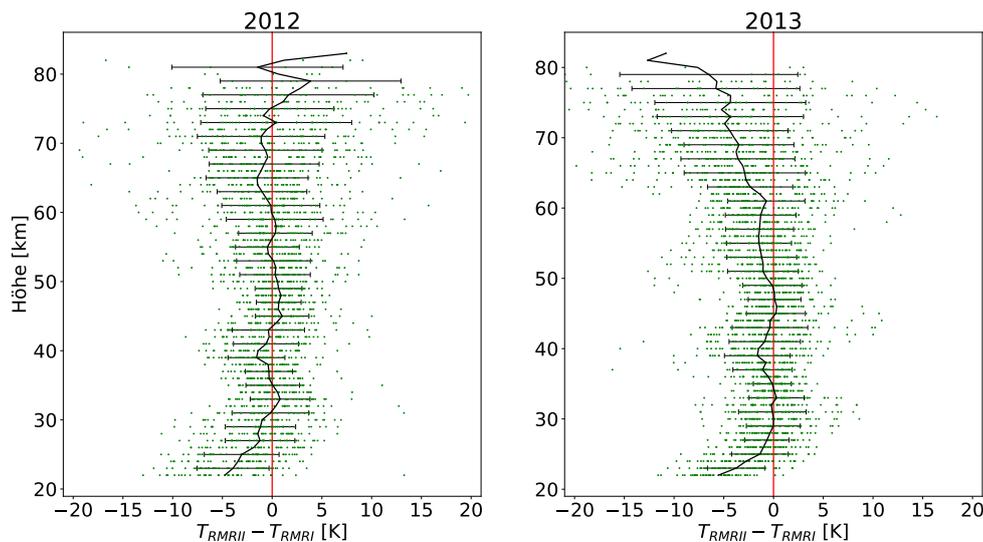


Abbildung 4.3: Für die Jahre 2012 und 2013 ist die mittlere Temperaturdifferenz der beiden Lidar-Systeme über die Höhe von 22 km bis 83 km mit der Standardabweichung schwarz dargestellt. Die Temperaturdifferenzen der einzelnen Messungen sind grüne Punkte.

(2008)). Aus den einzelnen Messungen ist zu erkennen, dass die Temperaturdifferenzen in der Mesosphäre eine deutlich größere Fluktuation aufweisen als in der Stratosphäre.

Im rechten Diagramm von 2013 fällt sofort die deutliche Tendenz zu höheren gemessenen Temperaturen des RMRI oberhalb von ca. 60 km auf. Hier hat das RMRI fast ausschließlich höhere Temperaturen ermittelt als das RMR II. Eine mögliche Ursache ist eine für das RMRI zu hoch gewählte Starthöhe. Aus langjähriger Erfahrung weiß man, dass bei einem schlechten SNR ein deutlicher Trend zu größeren berechneten Temperaturen liegt (M. Gerding, private Mitteilung). Die Temperaturdifferenz zwischen RMRI und RMR II deutet deswegen darauf hin, dass trotz abnehmender Signalstärke des RMRI die Starthöhe nicht ausreichend angepasst wurde. Ein weiterer Grund ist der Wechsel vom Entnehmen der Starttemperatur von dem Kalium-Lidar zur Referenzatmosphäre CIRA-86. Eine Überprüfung dieser Hypothesen und Korrekturen der systematisch falschen Daten waren jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit. Im Unterschied zu den oberen Höhenkanälen gleicht der Höhenbereich unterhalb von 60 km hinsichtlich der Temperaturabweichungen dem aus dem Jahr 2012. In der Höhe von 60 km bis 30 km betragen die Temperaturdifferenzen weniger als 3 K. Unterhalb einer Höhe von 30 km ist der aus 2012 bekannte Trend aus der fehlenden Aerosolkorrektur ebenfalls zu erkennen.

In Abbildung 4.4 sind exemplarisch die Temperaturdifferenzen für die Höhen 60 km und 70 km nach Jahren getrennt dargestellt. In beiden Jahren ist keine eindeutige zeitliche Tendenz zu erkennen. 2012 ist der Mittelwert der Temperaturdifferenzen $-0,1$ K für 60 km und $-0,8$ K für 70 km. 2013 liegen die Temperaturdifferenzen in 60 km Höhe um die mittlere Temperaturdifferenz von $-0,9$ K und in 70 km Höhe bei $-4,4$ K. Man sieht eine deutliche Verschiebung zu höheren Temperaturen aus den RMRI-Messungen. Diese ist seit Beginn des Jahres vorhanden und trat zwischen Herbst 2012 und Frühjahr 2013 auf und erfolgte nicht kontinuierlich über das Jahr 2012 oder 2013.

Für einen genaueren Vergleich der Lidars wird der Höhenbereich eingegrenzt.

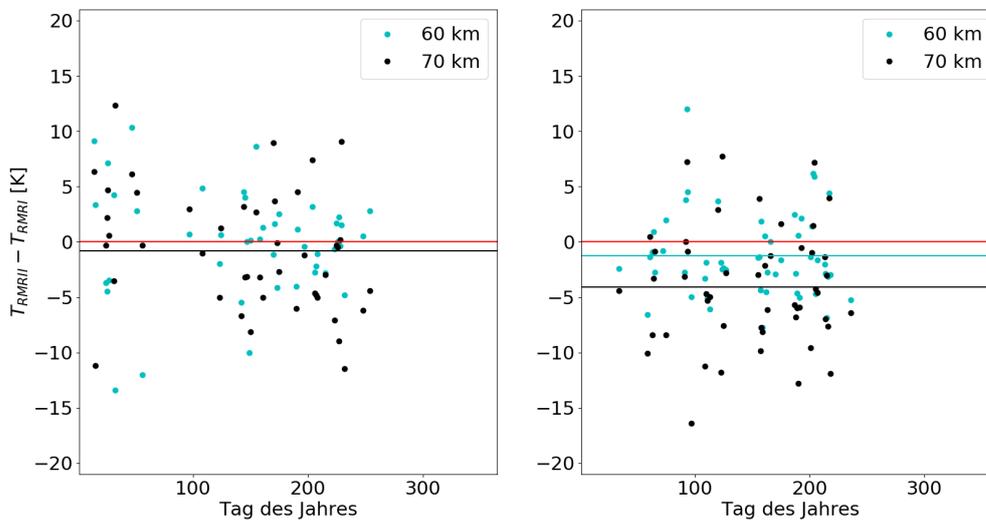


Abbildung 4.4: Zeitlicher Verlauf der Temperaturdifferenzen in 60 km und 70 km Höhe mit deren Mittelwert.

Es sollen nur Höhen berücksichtigt werden, in denen genug Messungen vorliegen. Dazu sind in Abbildung 4.5 die Anzahl der verglichenen Messungen über die Höhe eingetragen. Für einen Großteil des Höhenbereichs sind 45 Messwertpaare für 2012 und 52 für 2013 vorhanden. Oberhalb von etwa 70 km nimmt die Anzahl ab. Der Grund dafür ist die durch das Signal-Rausch-Verhältnis bei Tag bedingte, teilweise recht niedrig gewählte Starthöhe des RMRII. Im Jahr 2012 hatte der Detektionskanal für die niedrigen Höhen bei vier Messungen einen Fehler, wodurch die Anzahl hier kleiner ist. Die obere Grenze wurde bei 75 km Höhe gesetzt, sodass überall mindestens 36 Messungen zur Verfügung stehen. Dies ist in 75 km Höhe der Fall. Alle Werte oberhalb davon werden nicht berücksichtigt, da die geringe Anzahl der zu vergleichenden Messwerte nicht repräsentativ ist. Auf Grundlage der Abbildung 4.3 wird der Bereich unterhalb der Höhe 30 km nicht berücksichtigt, da

die hier vorliegenden Temperaturdifferenzen aus der fehlenden Aerosolkorrektur resultieren. Aus Abbildung 4.3 ist bereits die mittlere Temperaturdiffe-

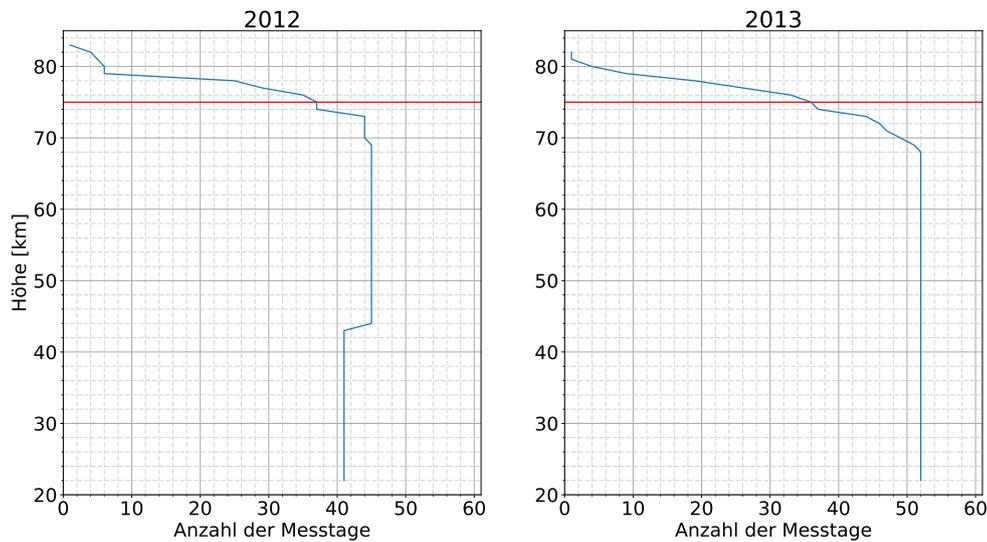


Abbildung 4.5: Anzahl der vergleichbaren Messungen der jeweiligen Jahre in Abhängigkeit von der Höhe.

renz bekannt und die Lage der einzelnen Abweichungen schematisch dargestellt. Im Folgenden soll die statistische Verteilung der Temperaturdifferenzen geklärt werden. Dazu wird die Anzahl der gleichen Temperaturdifferenzen in einem Histogramm über die Größe der Temperaturabweichung aufgetragen. In Abbildung 4.6 sind exemplarisch für 60 km Höhe die Histogramme mit den Verteilungen der Temperaturabweichungen dargestellt. Dazu wurde zusätzlich eine Gaußverteilung gefittet. Für 2012 ist deutlich erkennbar, dass das Maximum der Gaußverteilung, also die mittlere Temperaturdifferenz bei ~ 0 K liegt. Die Halbwertsbreite σ beträgt 4,8 K. Das bedeutet, es liegen ca. 68 % der Temperaturabweichungen im Bereich ± 5 K. Nur vereinzelt treten Differenzen von 10 K und mehr auf. Im Jahr 2013 liegt die mittlere Temperaturdifferenz bei etwa -1 K und die Halbwertsbreite σ hat einen Wert von 3,7 K. Das heißt, dass die Abweichungen im Vergleich zu 2012 nicht so weit gestreut sind, es gibt jedoch trotzdem eine klare systematische Abweichung zwischen den Lidar-Systemen.

Für den gesamten Höhenbereich von 30 km bis 75 km sind die Histogramme mit den Gaußverteilungen in Abbildung 4.7 dargestellt. Es wurden die Temperaturdifferenzen über alle Höhenbins aufsummiert. Die Anzahl der berücksichtigten Messungen sind 1957 für das Jahr 2012 und 2302 für das Jahr 2013. Die Gaußverteilung dient hier eher zur Orientierung. Die Höhenbins sind statistisch nicht voneinander unabhängig. Durch die hydrostatische In-

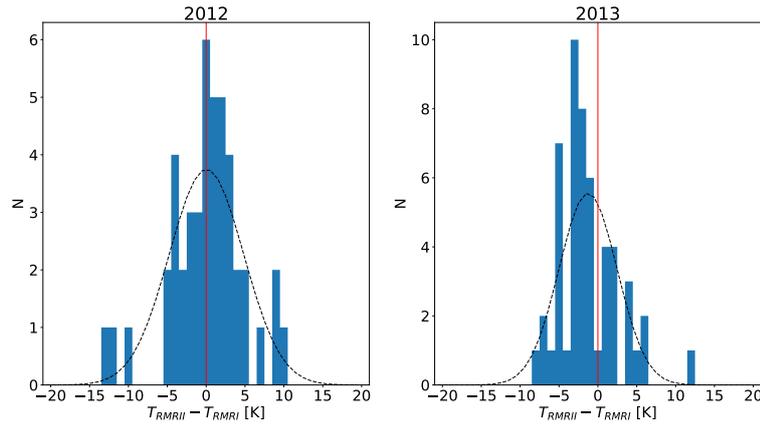


Abbildung 4.6: Dargestellt sind die Anzahl der einzelnen Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit von ihrer Größe in 60 km Höhe. Schwarz gestrichelt ist eine gefittete Gaußverteilung eingezeichnet.

tegration von oben nach unten sind tiefere Bins an höhere Bins gekoppelt und ein etwaiger Fehler erstreckt sich über mehrere Kilometer. Im Jahr 2012 liegt eine mittlere Temperaturdifferenz von 0 K mit einer Halbwertsbreite von $\sigma = 4,2$ K vor. Teilweise gibt es Abweichungen von ± 20 K. Für 2013 liegt die mittlere Temperaturdifferenz bei -2 K. Diese Abweichung resultiert aus dem Trend der zu großen Temperaturen des RMRI ab einer Höhe von 60 km. Mit einer Halbwertsbreite von $\sigma = 4,3$ K ist diese der von 2012 nahezu identisch. Auch in 2013 gibt es vereinzelt Abweichungen bis zu ± 20 K.

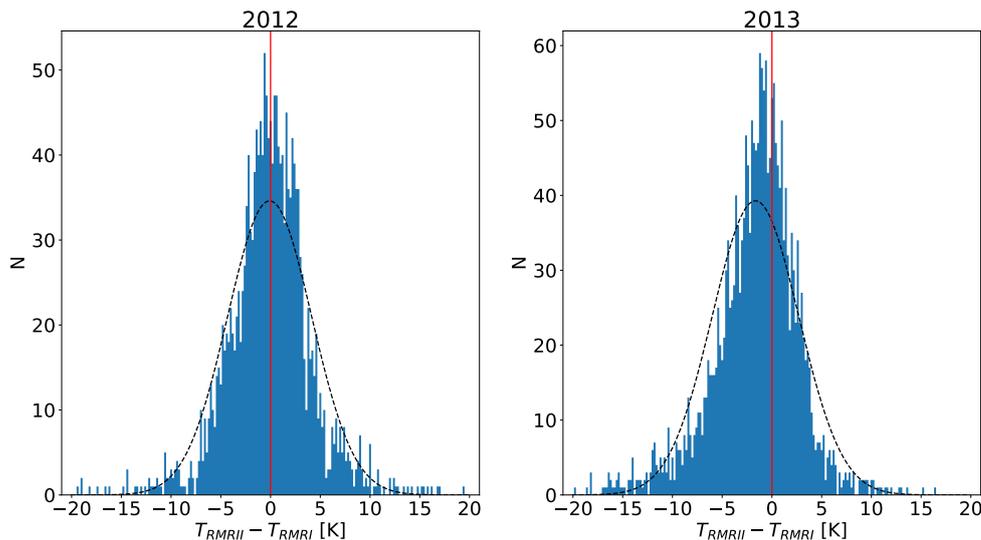


Abbildung 4.7: Dargestellt sind die Anzahl der einzelnen Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit von ihrer Größe für den Höhenbereich von 30 km bis 75 km. Schwarz gestrichelt ist eine gefittete Gaußverteilung eingezeichnet.

4.4 Diskussion

In diesem Kapitel wurden die Messergebnisse des RMRI mit dem RMR II in Kühlungsborn verglichen. Für den Vergleich stehen für die Jahre 2012 und 2013 insgesamt 278 Messungen für das RMR II und 106 Messungen für das RMRI zur Verfügung. Aus dieser Anzahl ergeben sich 97 Messungen, die gleichzeitig stattgefunden haben. Als Qualitätskriterium wurde eine Mindestmessdauer von 2 h festgelegt, was in der bereits beschriebenen Integrationszeit begründet ist. Für den Vergleich wurden die gemittelten Temperaturen einer jeweiligen Messung verwendet. Diese werden einfacherweise auch als Tagestemperatur bezeichnet, womit die gemittelte Temperatur der Messung gemeint ist, auch wenn man nicht 24 h gemessen hat. In Kapitel 4.1 wurden exemplarisch zwei zeitgleich stattfindende Messungen verglichen. Der Messfehler ist durch die statistische Unsicherheit der Photonenzählung gegeben (siehe Kapitel 3.2). Unter Berücksichtigung dieses Fehlers kann man sagen, dass die beiden Systeme in guter Näherung die gleichen Messergebnisse erzielen. Der Großteil der Temperaturabweichungen liegt im Bereich der Messunsicherheit. Hierbei treten vereinzelt in manchen Höhen größere Abweichungen auf, die außerhalb der Fehlertoleranz liegen. In *Gerding et al. (2016)* ist ein Vergleich einer Tagesmessung mit beiden Systemen zu finden. Hier kommt man ebenfalls zu dem Schluss, dass die Messergebnisse in guter Näherung übereinstimmen.

Nachdem gezeigt wurde, dass beide Lidar-Systeme für eine Messung übereinstimmen, wurde die Gesamtheit der gleichzeitig stattgefundenen Messungen ausgewertet, um zu untersuchen, ob es Temperaturabweichung über Höhe und Zeit gibt oder alle Messungen übereinstimmen. Dabei wurde zwischen beiden Jahren 2012 und 2013 unterschieden. Für 2012 liegt die mittlere Temperaturdifferenz im Bereich von 30 km bis 75 km bei etwa ± 3 K. Unterhalb von 30 km kommt die fehlende Aerosolkorrektur im RMR II zum Tragen, wodurch hier eine Verschiebung bis zu rund -5 K in 22 km stattfindet. Mit einer nachträglich eingeführten Korrektur in die Berechnung können die Temperaturdaten in diesen Höhen verbessert werden. So könnte man zu einem späteren Zeitpunkt auch diese Höhen in dem Vergleich berücksichtigen. Oberhalb von 75 km schwankt die Temperaturdifferenz sehr stark. Das resultiert aus den gewählten Starthöhen. Die Anzahl der Messungen hängt mit der Tageszeit der Messung vom Tagssystem zusammen. Da mit dem Tageslichtlidar auch bei höherem Untergrund gemessen wurde, erzielt man hier schlechtere Signal-Rausch-Verhältnisse als nachts. Für die gesamte Temperaturberechnung wird eine Starthöhe gewählt, die sich dementsprechend nach diesem

schlechten SNR richtet. Somit ist die Starthöhe beim Tagessystem in den meisten Fällen deutlich niedriger als beim Nachtlidar, welches aufgrund des wesentlich geringeren Untergrunds ein besseres SNR erhält, womit man hier eine größere Starthöhe wählen kann. 2012 wurde für das Nachtsystem die Starttemperatur aus parallelen Messungen mit dem Kalium-Lidar verwendet. Dadurch konnte man eine hohe Genauigkeit der Starttemperatur sichern, die der realen Atmosphäre entsprach. Für das Tagsystem wurde die Starttemperatur aus der Referenzatmosphäre CIRA-86 verwendet. Diese Methode spiegelt jedoch nicht immer die reale Atmosphäre wieder. Dadurch bedarf es bei der hydrostatischen Integration von der Starthöhe nach unten einige Kilometer, bis die berechneten Temperaturen den realen Temperaturen entsprechen. Dies verzerrt den direkten Vergleich, da unterschiedliche Bedingungen vorliegen. Durch die erzwungene Nutzung von CIRA-86 im Jahr 2013 bekommt man eine Aussage darüber, inwieweit der Wechsel sich nachteilig auf die Langzeit-Zeitreihe auswirkt. Die Temperaturunsicherheit an der oberen Grenze der Lidarmessungen ist durch den mit 30 K belegten Fehler der Starttemperatur viel größer als die Temperaturunsicherheit mit der Starttemperatur entnommen aus der Kalium-Lidarmessung. Eine klare Tendenz zu größeren oder kleineren Temperaturen geht nicht hervor, da die Abweichungen der Temperatur aus CIRA-86 um die atmosphärische Temperatur gleichverteilt sein dürfte.

Im Jahr 2013 gibt es gewisse Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede zwischen den Datensätzen. Unterhalb von 30 km Höhe ist der identische Fall wie in im Jahr 2012 gegeben. Die Temperaturdifferenz beträgt bis zu -6 K in 22 km Höhe aufgrund der bereits erwähnten fehlenden Aerosolkorrektur. Es gibt wieder einen Höhenbereich in dem die Temperaturdifferenz maximal ± 3 K beträgt. Dieser geht jedoch nur von 30 km bis etwa 60 km. Über 60 km gibt es eine deutliche Verschiebung der Temperaturdifferenz bis hin zu -10 K in 80 km Höhe. Es gibt verschiedene mögliche Gründe, die alle zusammen dafür eine Rolle spielen. Das RMRI erzielte nur schlechteren Signal-Rausch-Verhältnissen. Das bedeutet, dass die Detektoren aufgrund ihres jahrelangen Einsatzes schlechter wurden. Dem wurde bei der Wahl der Starthöhe möglicherweise nicht ausreichend Rechnung getragen. Die Einschätzung der angemessenen Starthöhe war schwierig, da das Kalium-Lidar nicht mehr für einen unmittelbaren Vergleich zur Verfügung stand. Aus Erfahrung mit der Temperaturberechnung aus der Rayleighrückstreuung weiß man, dass es bei schlechten SNR-Werten oft zu einer Verschiebung zu höheren Temperaturen in der Berechnung kommt. Nachdem 2013 das Kalium-Lidar außer Betrieb genommen wurde, hat man weiterhin, aus bereits genannten Gründen, un-

terschiedliche Starthöhen für das RMRI und RMRII verwendet.

Für einen abschließenden Vergleich der beiden Systeme wurde der Höhenbereich auf 30 km bis 75 km eingeschränkt. Für 2012 ergibt sich damit eine verschwindende mittlere Temperaturdifferenz von 0 K mit einer Standardabweichung von knapp 4,2 K. Die maximalen Abweichungen liegen bei ± 20 K, welche bei über 70 km zu finden sind und vereinzelte Ausreißer in der Messung darstellen. Dies kann auf teilweise die kurzen Messzeiten zurückgeführt werden. Kürzere Messungen bedeuten meistens schlechte Witterungsbedingungen, wodurch das Signal schlecht ist und große Fehler bei der Temperaturberechnung entstehen. Für 2013 konnte eine mittlere Temperaturdifferenz von ca. -2 K ermittelt werden mit einer Standardabweichung von knapp 4,3 K. Es sind ebenfalls vereinzelt Abweichungen von bis zu ± 20 K vorhanden. Die Temperaturdifferenz ist hier eindeutig der Verschiebung oberhalb 60 km zuzuordnen. In Abbildung 4.8 ist ein nochmal weiterer eingeschränkter Höhenbereich von 30 km bis 60 km mit der Gaußverteilung dargestellt.

Im Jahr 2013 beträgt die mittlere Temperaturdifferenz hier $-0,7$ K mit einer Standardabweichung von 3,2 K. Die starken Temperaturdifferenzen entfallen bei der Einschränkung auf unter 60 km, wodurch die Standardabweichung von 3,2 K gegenüber 4,3 K für 30 km bis 75 km zustande kommt.

Für alle Vergleiche wurde die Anforderung an die Messungen gestellt, dass sie länger als 2 h sein sollen und sich überlappen. Dabei bedeuten kurze Messungen meistens schlechte Messbedingungen wie durchziehende Wolken. Dadurch ist das Signal schlecht, was zu großen Fehlern der berechneten Temperaturen

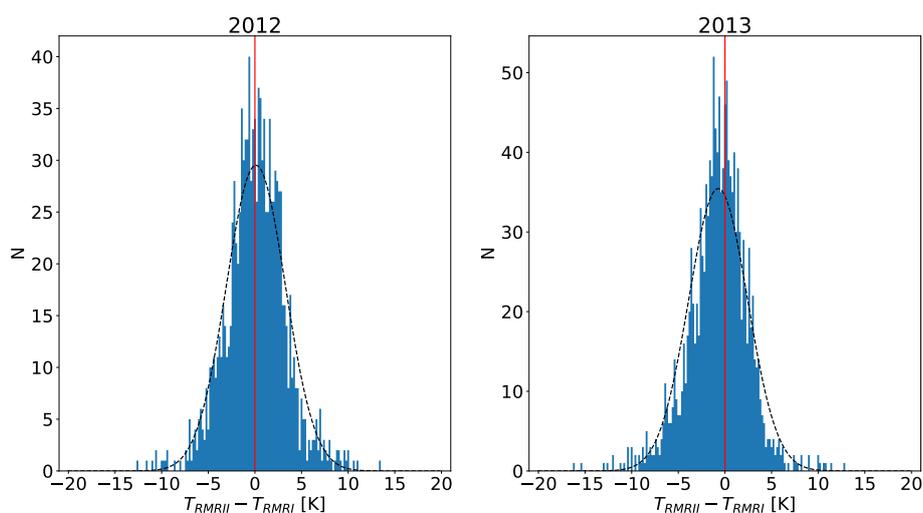


Abbildung 4.8: Die Anzahl der einzelnen Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit von ihrer Größe eingeschränkt auf den Höhenbereich von 30 km bis 60 km. Schwarz gestrichelt ist eine gefittete Gaußverteilung eingezeichnet.

bei 2 h und 1 h Integrationsfenstern führt. Dies würde auch die enormen Abweichungen von bis zu 20 K erklären. Die Qualität der Messung steigt mit zunehmender Messdauer. So wären vermutlich die Temperaturabweichungen bei z .B. mehr als 5 h Messungen kleiner, jedoch reduziert sich hier auch die Anzahl der vergleichbaren Messungen, da das RMRI im Sommer nur ca. 4 h pro Nacht messen konnte.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Jahr 2012 ausschlaggebend für einen Vergleich ist. In diesem Jahr konnten beide Lidars mit zufriedenstellenden Signal-Rausch-Verhältnissen annähernd gleiche Messergebnisse erzielen. Für 2013 ist dies nur noch unterhalb von 60 km zutreffend, wobei hier eine kleine Temperaturdifferenz vorliegt. Damit ist gewährleistet, dass die durch das tageslichtfähige Lidar neugewonnenen Daten mit den vom Nachtlidar verglichen werden können. Weiterhin können jahrelange Messreihen aneinandergeknüpft werden, um Tendenzen der Atmosphäre zu erkennen. Für einen präziseren Vergleich könnte man für sich überschneidende Messungen nochmals alle Temperaturen mit gleichen Anfangsbedingungen berechnen. Speziell für 2012 kann man hier auf die Kalium-Lidardaten zurückgreifen, wodurch eine Starttemperatur mit geringer statistischer Unsicherheit vorliegt. Für das Jahr 2013 könnte man Unterschiede wegen zu großen Starthöhen des Nachtsystems vermeiden.

Kapitel 5

Jahresgang der mittleren Temperaturen

Anhand gleichzeitiger Messungen zeigte sich im Vergleich, dass das RMR II keine systematischen Fehler der Temperatur zum RMR I hat, also kann man die Daten nun benutzen, um die jeweiligen Messzeiträume geophysikalisch zu vergleichen. Das RMR II ist zwar seit 2010 einsatzfähig, jedoch konnte im ersten Jahr nur zwei Monate gemessen werden, bevor ein Defekt auftrat. 2011 erfolgten kontinuierlich Messungen, jedoch waren die Temperaturberechnungen noch nicht standardisiert, wodurch man durch die Messreihen zwar die Qualität des Lidars ersehen konnte, jedoch kein für z. B. Jahresgänge verwendbarer Datensatz entstand. Seit 2012 wird nun mit einem einheitlichen standardisierten Tageslichtsystem Atmosphärenforschung betrieben. Dadurch sind bei insgesamt 681 Messungen Daten über einen Zeitraum von 9140 h gesammelt worden. Im Folgenden sollen die Datenbasis für weitere Analysen und der Jahresgang der mittleren Temperaturen beschrieben werden. Es erfolgt eine harmonische Analyse für einen repräsentativen Jahresgang mit jährlicher, halbjährlicher und vierteljährlicher Variation mit einem Vergleich zum geglätteten Jahresgang. Abschließend werden die Ergebnisse mit denen aus *Gerding et al. (2008)* verglichen.

5.1 Datengrundlage und Jahresgang

Die Messungen von der mittleren Stratosphäre bis zur oberen Mesosphäre mit dem RMR II werden seit 2012 unter einheitlichen Kriterien durchgeführt und ausgewertet. In dieser Arbeit werden die Daten von fünf vollständigen Jahren verwendet. Die verwendeten Temperaturprofile sind die Mittelwerte aus allen 2 h Einzelprofilen einer Messung. Bei mehrmaligen Messungen am selben Tag in den verschiedenen Jahren wird der Mittelwert gebildet.

In Abbildung 5.1 sind alle Messungen als Jahresgang dargestellt mit einem Histogramm über die Anzahl der Messungen für diesen Tag des Jahres. Für die Auswertung wurden alle Sondierungen mit einer Minstdauer von 8 h berücksichtigt. Damit soll sicher gestellt sein, dass die Messung repräsentativ für ein Tagesprofil und nicht zu stark von Schwerewellen beeinflusst ist. Der Höhenbereich liegt von 30 km bis 80 km. Die untere Grenze wurde aus den Erkenntnissen von Kapitel 4 gewählt, wonach unterhalb von 30 km Höhe der Einfluss von Aerosolen auf die Auswertung zunimmt. Oberhalb von 80 km sind kaum Daten vorhanden, weshalb hier die obere Grenze gezogen wurde. Der Zeitraum von Ende Februar bis Ende Oktober ist sehr gut abgedeckt. Besonders im Sommer ist ein kontinuierlicher Temperaturverlauf zu sehen. Von November bis Ende Februar gibt es teilweise sehr große Lücken, da in diesem Zeitraum die Witterungsverhältnisse nur selten eine Sondierung ermöglichen.

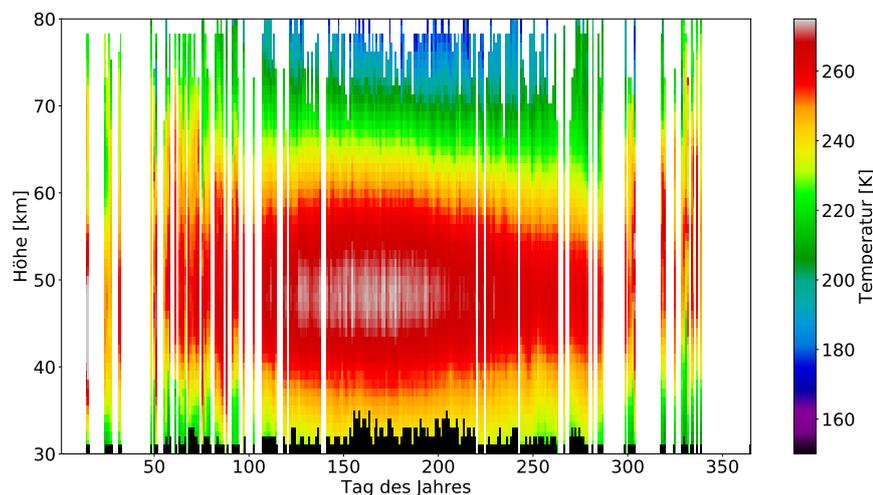


Abbildung 5.1: Der Jahresgang von 2012 bis einschließlich 2016 aller mindestens 8 h Messungen. Das Histogramm zeigt die Verteilung der Messungen über die Jahre. Ein Kilometer entspricht einer Messung.

Die Anzahl der Messungen über 8 h mit den gesamten Stunden für jedes Jahr und die Summe daraus ist in Tabelle 5.1 zu sehen. Die in Klammern stehenden Angaben gelten für alle Messungen ohne Berücksichtigung einer Minstdauer. Es ist zu erkennen, dass die Messungen mit einer Abweichung der Anzahl von ca. $\pm 10\%$ über alle Jahre gut verteilt sind. Damit dominiert kein Jahr den Jahresgang der Temperatur. 63 % aller Messtage ermöglichten Messungen von mindestens 8 h. Damit gehen über 90 % der 9143 h in die Klimatologie ein.

Die Daten sind anschließend mit einem von-Hann-Filter, mit ± 15 Tagen und ± 2 Kilometer Breite geglättet. Der geglättete Jahresgang ist in Abbildung 5.2

Tabelle 5.1: Anzahl der Messungen von mindestens 8 h für die einzelnen Jahre und deren gesamte Stundenzahl. In Klammern sind alle Messungen und Stunden ohne Beschränkung angegeben.

Jahr	Messungen	Stunden
2012	83 (143)	1603 (1788)
2013	89 (135)	1755 (1894)
2014	83 (121)	1588 (1716)
2015	77 (133)	1483 (1662)
2016	99 (149)	1890 (2081)
Σ	431 (681)	8322 (9143)

zu sehen. Es sind für den Sommer die deutlich warme Stratopausenregion mit über 270 K und kalte obere Mesosphäre mit weniger als 180 K zu erkennen. Die Temperaturänderungen in den einzelnen Höhen von April bis Oktober sind sehr langsam. Von Mitte April bis Juli nimmt die mittlere Temperatur in 75 km Höhe ab und beträgt $-0,2$ K/d. In einer Höhe von 35 km beträgt die Temperaturabnahme ca $-0,1$ K/d. Bei einer Höhe von 65 km bleibt die Temperatur nahezu konstant. In den Wintermonaten variiert die Temperatur im Jahresgang wesentlich stärker aufgrund planetarer Wellenaktivität und zwischenjährlichen Variationen. Dies ist auch in Abbildung 5.1 zu erkennen. Der geglättete Jahresgang leidet im Winter unter der geringen Anzahl von Messungen, sodass die Bedeutung der einzelnen Messungen sehr hoch ist. Besonders fällt hier die warme Stratosphäre im Januar auf. Im Januar 2012 wurde eine plötzliche stratosphärische Erwärmung gemessen (*Eller, 2013*). Diese SSW treten nur selten im Winter auf und sind nicht repräsentativ für

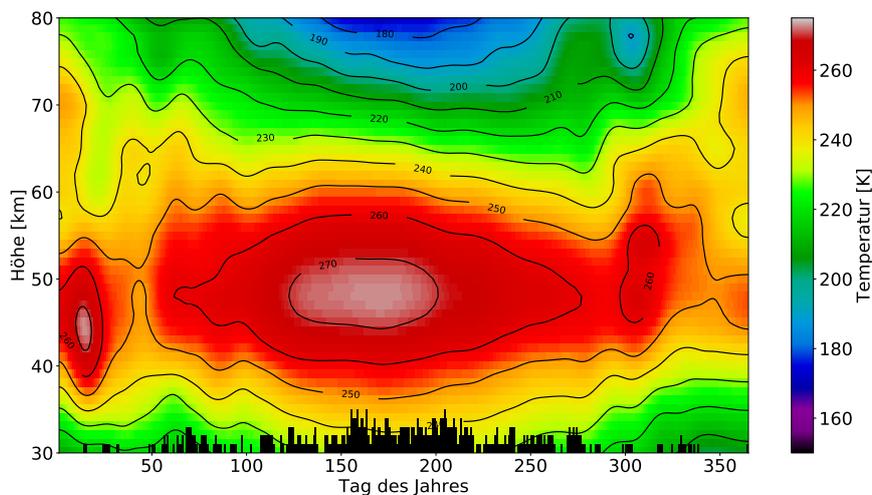


Abbildung 5.2: Mit einem ± 15 Tage und ± 2 Kilometer von-Hann-Fenster geglätteter Jahresgang. Das Histogramm zeigt die Verteilung der Messungen über die Jahre. Ein Kilometer entspricht einer Messung.

das mittlere Temperaturprofil des Januars.

5.2 Mittlere Temperaturprofile jedes Monats

Die mittleren Temperaturprofile der einzelnen Monate verschaffen einen guten Überblick über den jährlichen Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Höhe. Dabei kann man das Jahr nach dem charakteristischen Temperaturverläufen der Monate in Sommer und Nicht-Sommer zusammenfassen. Die Sommerzeit beinhaltet die Monate Mai bis August. In dieser Zeit liegt das Temperaturminimum bei ca. 86 km Höhe in der Mesopause (*Gerding et al., 2008*). Die Anzahl der Messungen für die jeweiligen Monate ist der folgenden Tabelle 5.2 zu entnehmen. Die meisten Messungen erfolgten im Juni und Juli mit 87 bzw. 91 Messungen. In den Wintermonaten November bis Februar sind jeweils maximal 10 Messungen vorhanden. Der Datensatz ist also sehr ungleichmäßig verteilt.

Tabelle 5.2: Anzahl der Messungen der jeweiligen Monate von mindestens 8 h.

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
6	10	38	26	47	87	91	53	43	18	10	2

In Abbildung 5.3 sind die mittleren Temperaturprofile und alle Tagesprofile dargestellt. Zu den mittleren Temperaturprofilen ist die Standardabweichung eingetragen, die einen Anhaltspunkt über die Variabilität der Temperatur gibt. In den Sommermonaten ist die obere Stratosphäre mit ca. 275 K am wärmsten. Die obere Mesosphäre ist mit ca. 170 K die kälteste Region des betrachteten Höhenbereichs. Im Mai und August ist die obere Mesosphäre ca. 10 K wärmer als im Juni und Juli (siehe Abb. 5.2). Die Standardabweichung in dieser Höhe beträgt ca. 6 K und sinkt bis zur Stratopause auf 3 K. Bis 30 km bleibt sie dann konstant. Die Temperaturvariabilität ist also gering, was auch aus den Einzelprofilen hervorgeht.

In den Wintermonaten hat die obere Stratosphäre eine Temperatur von etwa 260 K. Die Mesosphäre hat sich bis auf ca. 220 K erwärmt. Die Temperatur variiert stärker als im Sommer. Auch innerhalb der Wintermonate gibt es große Variationen. So hat der Februar in der unteren Stratosphäre eine Standardabweichung der Temperatur von ca. 12 K, was dem doppelten Wert der Standardabweichung im November für diese Höhe entspricht. In der oberen Mesosphäre liegt die Standardabweichung im Februar mit 12 K unter der Standardabweichung von 16 K im November. Diese Variabilität kommt durch die planetaren Wellenaktivitäten zustande.

In 2012 wurde eine stratosphärische Erwärmung (SSW) am 14. und 15. Januar mit über 290 K gemessen. Da es für den Monat nur sechs Messungen über alle Jahre gibt, dominiert die gemessene SSW das Monatsprofil. Durch die SSW ist die Standardabweichung mit ca. 20 K in der oberen Stratosphäre besonders groß.

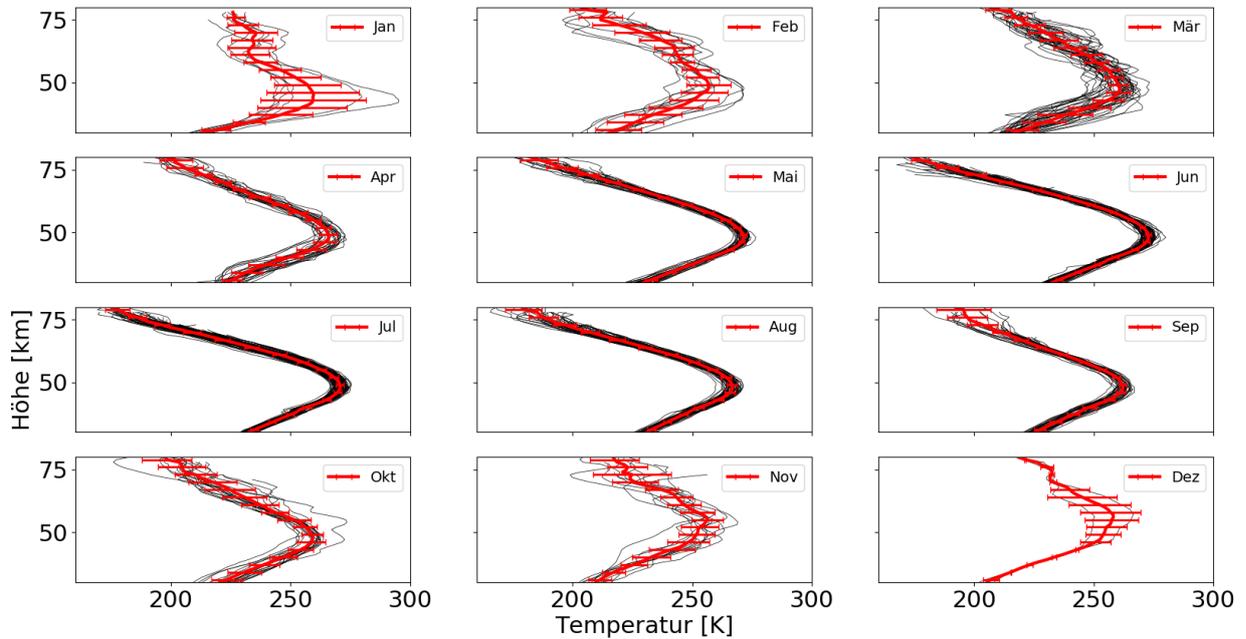


Abbildung 5.3: Alle Tagesprofile (schwarz) und die mittleren Temperaturprofile (rot) mit Standardabweichungen der jeweiligen Monate.

5.3 Harmonische Analyse

Aus dem geglätteten Jahresgang hat man gesehen, dass besondere Ereignisse, wie die Stratosphärische Erwärmung von 2012, auch in langjähriger Messreihen dominieren können. Für einen repräsentativen Temperaturjahresgang wird deshalb eine harmonische Analyse mit jährlicher, halbjährlicher und vierteljährlicher Variation der Temperatur gemacht. Diese Variationen berücksichtigen die wesentlichen Ursachen des Temperatur-Jahresgangs. Die jährliche Variation beruht auf der Änderung der solaren Einstrahlung. Die halbjährliche Variation berücksichtigt dynamische Prozesse, die von der Variation des solaren Jahresgangs abweichen wie die residuelle Zirkulation oder SSWs. Die vierteljährliche Variation dient zur Quantifizierung der restlichen Variation und hat keinen physikalischen Hintergrund. Für die harmonische Analyse wird somit folgende Formel verwendet:

$$T(z, t) = A_0 + A_1 \cdot \cos(\omega_1 \cdot (t + \varphi_1)) + A_2 \cdot \cos(\omega_2 \cdot (t + \varphi_2)) + A_3 \cdot \cos(\omega_3 \cdot (t + \varphi_3)) \quad (5.1)$$

mit $A_0(z)$ als mittlere Temperatur der jeweiligen Höhe z , t Zeit in Tagen, $A_i(z)$ als Amplituden und $\varphi_i(z)$ als Phasen der jährlichen ($i = 1$), halbjährlichen ($i = 2$) und vierteljährlichen ($i = 3$) Variation. Die Frequenz $\omega_i = \frac{2\pi}{P_i}$ ist durch die vorgegebene Periode P_i bestimmt.

In Abbildung 5.4 ist exemplarisch neben dem Ergebnis der harmonischen Analyse der geglättete Jahresgang mit den Einzelmessungen und den Messunsicherheiten für eine Höhe von 50 km dargestellt. Für den Zeitraum von März bis Oktober stimmen harmonische Analyse und geglätteter Jahresgang gut überein. In den Wintermonaten unterliegt der geglättete Jahresgang noch vielen kurzzeitigen Schwankungen, was auf die hohe Variabilität der Temperaturen bei ungleichmäßiger Datenabdeckung zurückzuführen ist. Die harmonische Analyse repräsentiert nur die großen atmosphärischen Strukturen. Eine ausführlichere Betrachtung erfolgt später.

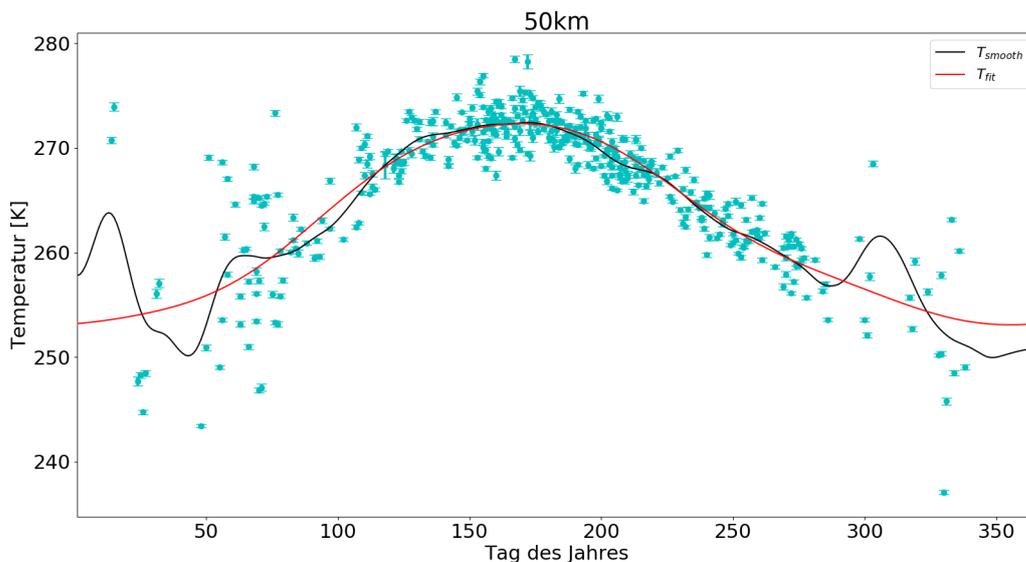


Abbildung 5.4: Das Ergebnis der harmonischen Analyse (rot) mit geglättetem Jahresgang (schwarz) und den Einzelwerten mit Messunsicherheit (türkis) für 50 km Höhe.

Der Jahresgang der harmonischen Analyse ist in Abbildung 5.5 zu sehen. Es ist zu erkennen, dass die Variabilität in den Wintermonaten von November bis Februar deutlich abgenommen hat. Die stratosphärische Erwärmung ist nur noch zu erahnen.

Die Amplituden und Phasen in Abhängigkeit von der Höhe der harmonischen Analyse sind in Abbildung 5.6 dargestellt. Die Phase gibt die Lage des Maximums der jeweiligen Variation an, d.h. $\cos(\omega \cdot (t + \varphi)) = 1$. Mit den

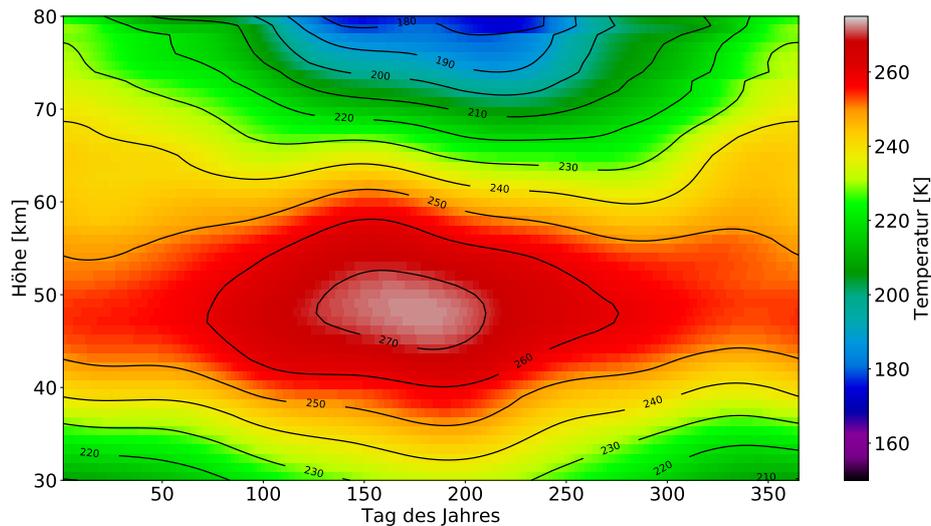


Abbildung 5.5: Das Ergebnis der harmonischen Analyse mit halb-, viertel- und jährlicher Variation.

Amplituden und Phasen lassen sich Rückschlüsse auf die bestimmenden Prozesse der Atmosphäre ziehen.

Im Stratosphärenbereich von 30 km bis 50 km dominiert die Amplitude der jährlichen Variation. Die Amplitude beträgt bei 30 km 12 K, fällt bis 40 km auf etwa 9,5 K ab und bleibt dann konstant bis zur der Stratopause in 50 km. Zu beachten ist das Minimum in etwa 40 km Höhe. Dieser fällt genau in die Höhe, in der der obere Detektionskanal des Lidars durch den unteren Detektionskanal abgelöst wird. Möglicherweise entsteht hier ein Problem bei der

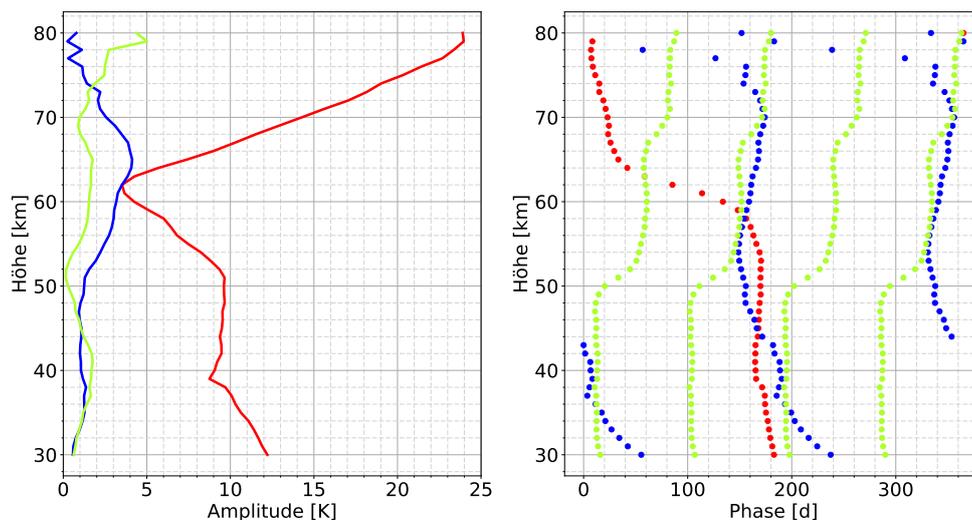


Abbildung 5.6: Amplituden und Phasen der harmonischen Analyse mit halb-(blau) , viertel-(grün) und jährlicher(rot) Variation. Die Phasen sind das jeweilige Maximum der Variation

Messung, was in dieser Arbeit jedoch nicht untersucht wird. Die halbjährliche Variation beträgt für den gleichen Höhenabschnitt nicht einmal 1,5 K. Für beide Variationen liegen ihren Phasen im Sommer. Der jährliche Verlauf der Sonneneinstrahlung ist hier der klar dominierende Prozess. Die halbjährliche Variation hat ihr zweites Maximum in den Wintermonaten, was mit den stratosphärischen Erwärmungen einher geht, die auch in der harmonischen Analyse nicht vollständig unterdrückt werden.

Im unteren Mesosphärenbereich bis hoch zu 62 km Höhe sinkt die Amplitude der jährlichen Variation auf etwa 3,5 K und hat hier ihr Minimum. In diesem Höhenabschnitt findet ein schneller Phasenübergang innerhalb von vier Monaten vom Sommermaximum der Stratopausenregion zum Wintermaximum in der oberen Mesosphäre statt. Im Gegensatz dazu steigt die halbjährliche Amplitude und erreicht bei etwa 65 km ihr Maximum mit knapp über 4 K. Die Phase liegt etwa bei Mitte November und Ende Mai. Aus der harmonischen Analyse ist für Mitte November das auslaufende Sommermaximum der Stratopause und die Auswirkungen der aufgrund planetarer Wellenaktivität dynamisch variablen Winter, die im Jahresgang für relativ hohe Temperaturen sorgen zu sehen.

Oberhalb von 65 km Höhe steigt die Amplitude der jährlichen Variation auf 25 K bis zur oberen Grenze des betrachteten Höhenbereichs bei 80 km. Die halbjährliche Amplitude nimmt bis auf etwa 1 K ab. Die Temperatur wird also eindeutig durch die jährliche Variation bestimmt. Die vierteljährliche Variation hat für fast den gesamten Höhenbereich bis etwa 75 km eine Amplitude von < 2 K und somit eine geringe Bedeutung. Erst über 75 km steigt sie ein wenig. Ihre Phase liegt etwa zum Zeitpunkt der kältesten oberen Mesosphäre bei Mitte Juni und Mitte März, September und Dezember.

Im Phasendiagramm von Abbildung 5.6 fällt zunächst die klare Tendenz der jährlichen Variation auf. Ihr Maximum verschiebt sich im Verlauf des Jahres nach unten. Die halbjährliche Variation verschiebt sich unterhalb der Stratopause nach hinten mit abnehmender Höhe, mit einer Phasengeschwindigkeit von ca. $-0,25$ km/d.

Die Differenz des geglätteten und des gefitteten Jahresgangs ist in Abbildung 5.7 dargestellt. Im Januar treten hier Abweichungen von bis zu $+15$ K in der Stratosphäre oberhalb von 40 km Höhe und in der mittleren Mesosphäre bei 70 km auf. Eine Differenz von -15 K ist im Februar bei 65 km und im November bei 75 km zu finden. Diese starke Variation der Temperatur aus den gemessenen Daten ist unter anderem in der planetaren Wellenaktivität sowie ungenügende Mittelung der Gezeit und anderen Faktoren der natürlichen Variabilität begründet, die in der harmonischen Analyse nicht aufgelöst wird.

Für den Zeitraum März bis Oktober gibt es nur geringe Abweichungen von weniger als 5 K über den gesamten Höhenbereich. Somit erhält man durch die harmonische Analyse einen repräsentativen Jahresgang mit den wichtigsten Strukturen ohne betonte Inhomogenitäten.

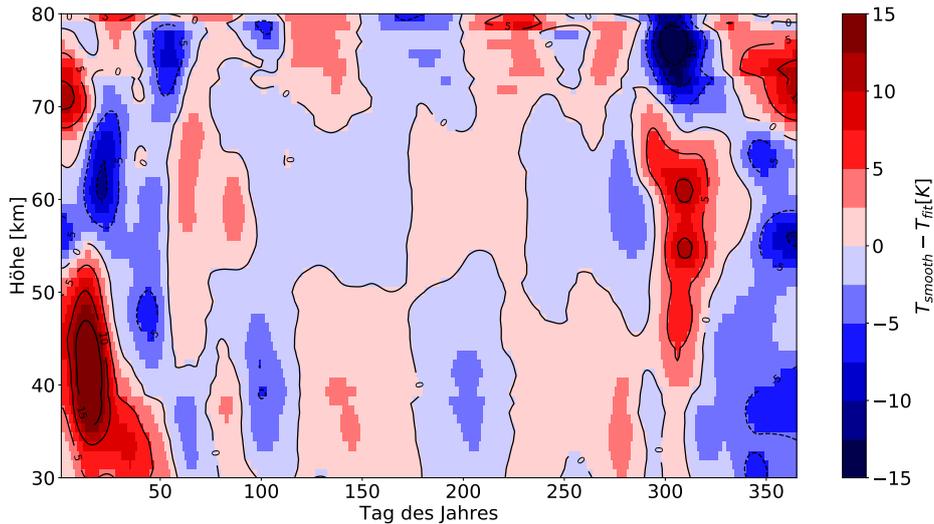


Abbildung 5.7: Differenz des geglätteten Jahresgang und der harmonischen Analyse.

Einen detaillierteren Überblick für einzelne Höhen gibt es in Abbildung 5.8. In allen vier Diagrammen sind die harmonische Analyse rot und die geglätteten Lidarmessungen schwarz dargestellt. Es wurde der bereits genannte von-Hann-Filter verwendet. Die Einzelmessungen mit ihrer statistischen Unsicherheit sind türkis dargestellt. Für einen Vergleich der einzelnen Höhen sind die unterschiedlichen y-Achsen zu beachten. Allen Diagrammen zeigen im Winter eine hohe Variabilität. Dadurch weicht auch der geglättete Graph teilweise erheblich von der harmonischen Analyse ab mit z. B. 20 K im November bei 77 km Höhe oder 10 K im Januar bei 60 km Höhe. Die harmonische Analyse repräsentiert nur große atmosphärische Strukturen. Die Schwankungen werden wie oben gesagt zum Beispiel durch planetare Wellenaktivität und die damit verbundenen Verschiebung des Polarwirbels verursacht, was stratosphärische Erwärmungen zur Folge hat. Dies ist z. B. in 45 km im Januar zu erkennen. Damit verbunden treten mesosphärische Abkühlungen auf, wie man für den gleichen Zeitraum in 60 km sehen kann.

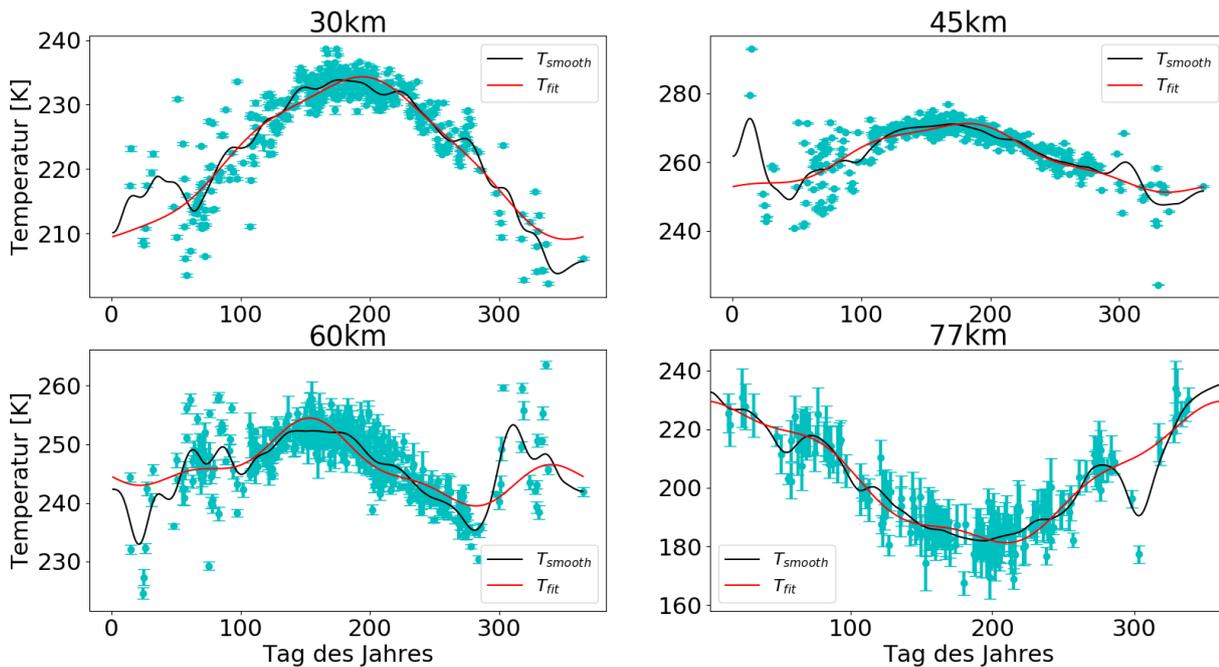


Abbildung 5.8: Temperaturjahresgänge für ausgewählte Höhen. Rot ist die harmonische Analyse, schwarz die mit von-Hann-Filter geglätteten Lidarmessungen und türkis die Einzelmessungen mit der statistischen Unsicherheit. Die y-Achse ist an die jeweiligen Temperaturprofile angepasst.

5.4 Vergleich der jahreszeitlichen Variation aus Tag und Nachtmessungen

In diesem Abschnitt soll der zugrunde liegende Datensatz auf die Messungszeiten während der Nacht beschränkt werden. Die harmonische Analyse dieser beschränkten Messungen wird dann mit der harmonischen Analyse aus den Messungen während des ganzen Tages verglichen. Anschließend erfolgt einen Vergleich mit der harmonischen Analyse aus *Gerding et al. (2008)*. In dem Artikel wurde eine harmonische Analyse für die Messungen von Juni 2002 bis Juli 2007 angefertigt.

Als erstes werden die Messungen zeitlich begrenzt. Da das RMRI maximal von Sonnenuntergang bis Sonnenaufgang gemessen hat, werden die Daten des RMRII auf den selben Zeitraum begrenzt. Dies ist der Fall, wenn die Sonne bei -6° am Horizont steht. Somit wurde für jede Messung von 2012 bis 2016 die Uhrzeit für diesen Sonnenstand bestimmt und nur der die Daten innerhalb dieses Zeitraums verwendet. Von den somit erhaltenen Daten wurden alle Messungen mit mehr als 3 h verwendet, wie es auch in *Gerding et al. (2008)* der Fall ist. Eine Übersicht der so entstandenen Anzahl von Messungen findet sich in der Tabelle 5.3. Die Anzahl der Messungen sind über die Jahre gut verteilt, wodurch kein Jahr dominiert. Die Gesamtanzahl liegt mit 355 im Bereich der Anzahl der Tagesprofile aus Kapitel 5.1 mit 431.

Tabelle 5.3: Messdauer des RMRII-Lidars bei Beschränkung auf Nachtmessungen von mindestens 3 h Dauer und deren Anzahl an Messungen.

Jahr	Messungen	Stunden
2012	68	501
2013	84	587
2014	64	421
2015	63	420
2016	76	550
Σ	355	2479

Es erfolgt dann eine harmonische Analyse des Jahresgangs. Dieser wird von der harmonischen Analyse der Ganztagsdaten abgezogen. In Abbildung 5.9 ist das Ergebnis zu sehen mit einem Histogramm über Verteilung der Messungen. Es fällt auf, dass die mittlere Temperatur für November bis Februar in der unteren Mesosphäre in der Nacht um maximal 3 K größer ist, als die mittlere Temperatur des ganzen Tags. Die mittlere Mesosphäre ist fast das ganze Jahr bis November nachts um etwa 2 K wärmer. Eine Ursache kann die Anzahl der Messungen im Winter sein. Aus dem Histogramm ist zu erkennen, dass im November und Dezember mehr Messungen vorliegen, als in Kapitel 5.1, da jeweils unterschiedliche Mindestdauern festgelegt wurden. Die zusätzlichen Messungen können in höheren Temperaturen in der harmonischen Analyse in den jeweiligen Schichten resultieren. Eine andere mögliche Ursache sind die atmosphärischen Gezeitenwellen. In *Kopp (2016)* sind diese für Januar angegeben. Hier liegt die 24 h Phase bei 0 Uhr mit einer Amplitude von

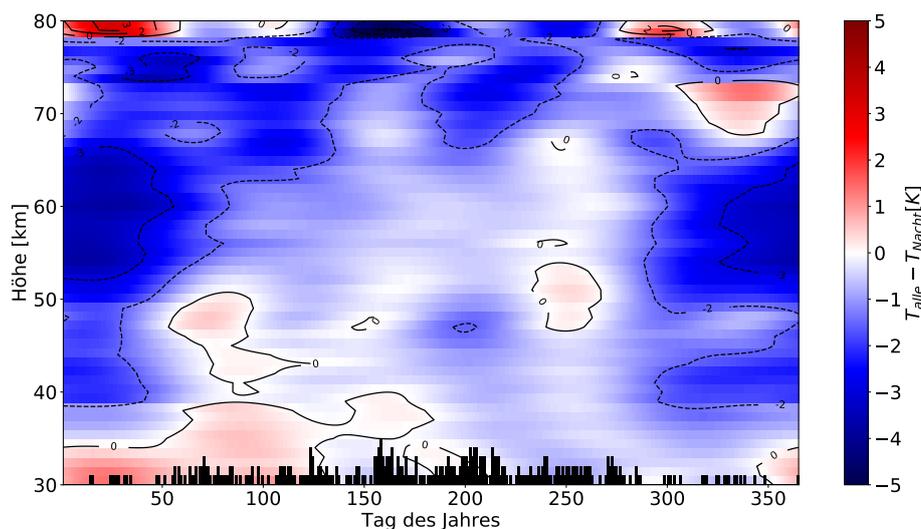


Abbildung 5.9: Temperaturdifferenz der harmonischen Analysen der Ganztagsmessungen und Nachtmessungen. Das Histogramm zeigt die Verteilung der Messungen über die Jahre. Ein Kilometer entspricht einer Messung.

ca. 5 K in einer Höhe von ca. 60 km. Für November und Dezember liegen hier leider keine Ergebnisse vor. In dieser Arbeit soll auf die Gezeiten nicht weiter eingegangen werden. Die Temperaturdifferenzen bei 80 km sind nicht zu berücksichtigen, da hier die harmonische Analyse aufgrund einer geringen Anzahl an Messungen an ihre Grenzen stößt.

In Abbildung 5.10 sind die Amplituden und Phasen der Nachtmessungen zu finden. Ein Vergleich mit Abbildung 5.6 zeigt, dass die Phasen nahezu identisch sind. In den Amplituden gibt es geringfügige erkennbare Abweichungen. So hat die jährliche Variation ein lokales Maximum in 48 km Höhe mit über 10 K, Die Amplitude ist ca. 0,5 K größer als die der harmonischen Analyse aus Kapitel 5.3. Die kleinste Amplitude ist bei 61 km mit ca. 3,2 K vorhanden. Vorher lag sie bei 62 km mit 3,5 K. Die Amplitude der halbjährlichen Variation ist im Höhenbereich von 58 km bis 62 km mit ca. 4,2 K um 1 K größer als die Amplitude der jährlichen Variation.

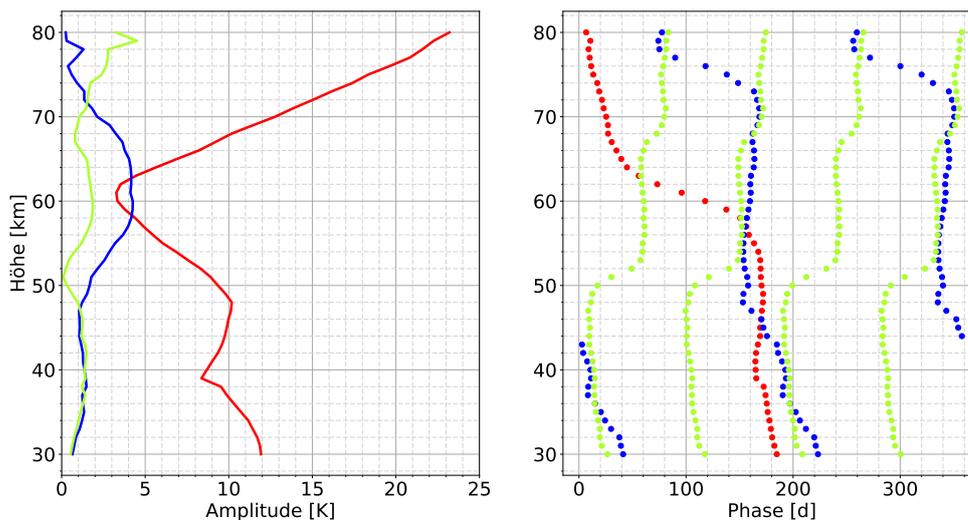


Abbildung 5.10: Amplituden und Phasen der harmonischen Analyse für die Nachtmessungen mit halb-(blau), viertel-(grün) und jährlicher (rot) Variation. Die Phasen sind das jeweilige Maximum der Variation.

Die Temperaturdifferenz der harmonischen Analysen ist im Vergleich zur Temperaturvariabilität allgemein gering (siehe Abb. 5.7). Die 24 h Gezeit hat ebenso einen großen Einfluss auf die Nachtmesszeit. Damit kann man sagen, dass die künstlichen Nachtmessungen repräsentativ für den Temperatur-Jahresgang sind.

Damit kann die harmonische Analyse der gesamten Daten dieser Arbeit mit der harmonischen Analyse aus *Gerding et al. (2008)* verglichen werden, bei der nur Nachtmessungen von mehr als 3 h berücksichtigt wurden. Die Diffe-

renz der beiden harmonischen Analysen ist in Abbildung 5.11 dargestellt. Das auffälligste Merkmal sind die Temperaturunterschiede in den Wintermonaten November bis Februar. Hier ist die obere Stratosphäre in der harmonischen Analyse aus 2008 um 15 K wärmer als 2016. In der Mesosphäre über 60 km zeigt sich ein umgekehrtes Bild. Hier liegen die Temperaturen von 2008 um mehr als 10 K unter den Temperaturen von 2016. In fast 80 km Höhe setzt sich dieser Trend sogar bis Ende März fort. Im Zeitraum Ende Juni und Anfang Juli zeigt sich in 2008 bei 40 km eine um ca. 5 K höhere Temperatur im Stratosphärenbereich im Vergleich zu 2016. Umgekehrt liegen die Temperaturen in 2008 in diesem Zeitraum in der oberen Mesosphäre um 5 K niedriger als die Temperaturen von 2016.

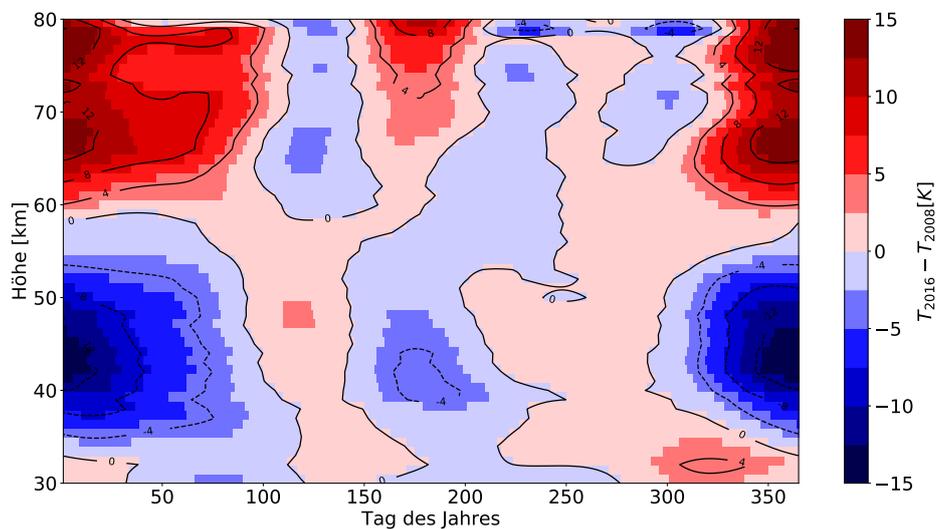


Abbildung 5.11: Temperaturdifferenz der harmonischen Analysen von 2016 und 2008 (Vgl. Gerding et al., 2008)

Für einen Vergleich der Amplituden und Phasen der harmonischen Analyse von 2008 wurde die Abbildung 5.12 aus Gerding et al. (2008) entnommen. Hier zeigt sich ein deutlich abweichender Verlauf sowohl in den Amplituden als auch in den Phasen. Es werden im Folgenden die Gemeinsamkeiten und Unterschiede der harmonischen Analyse von 2008 beschrieben und mit 2016 verglichen. Die Amplitude der jährlichen Variation ist in 30 km mit 13 K nahezu gleich groß. Sie nimmt bis 40 km auf 5 K ab, was der Hälfte der Amplitude von 2016 entspricht. Nach einem Maximum bei etwa 55 km mit 7 K fällt sie auf ihr Minimum bei etwa 65 km mit ca. 3 K. Bis in 80 km Höhe wächst die Amplitude der jährlichen Variation auf etwa 23 K, was dem Verlauf aus 2016 entspricht. Die Phasengeschwindigkeit ist bis etwa 40 km negativ. Die Lage der Phasen ist einander ähnlich. In dieser Höhe kehrt sie sich um und hat bis

ca. 50 km eine positive Phasengeschwindigkeit. Von 50 km bis 80 km hat die Phase den gleichen Verlauf wie in 2016, also eine negative Phasengeschwindigkeit.

Die halbjährliche Amplitude weist 2008 im oberen Stratosphärenbereich mit 5 K eine deutliche Abweichung von den 1 K aus 2016 auf. Sie hat hier ihr Maximum bei etwa 42 km. Im allen anderen Höhen ist ihre Amplitude 2 bis 3 K. Sie hat somit kein Maximum bei 65 km, wie es bei der halbjährlichen Amplitude von 2016 mit 4 K der Fall ist. Die Phase verläuft von 30 km bis 50 km ähnlich der Phase von 2016. Es liegt somit eine negative Phasengeschwindigkeit vor. Der Betrag der Phasengeschwindigkeit ist 2008 größer als 2016. Dieser Verlauf kehrt sich mit zunehmender Höhe nicht um, sondern behält die Tendenz bis 80 km. Die Lage der Phasen geht jedoch auseinander. Während das Maximum von 2008 mit zunehmender Höhe in 80 km bei Ende März landet, ist die Phasengeschwindigkeit 0 km/d im Juni 2016. Die vierteljährliche Amplitude ist maximal 2 K im gesamten Höhenbereich. Ihre Phasenverlauf und Phasenlage sind der halbjährlichen sehr ähnlich. Damit haben alle Phasen eine negative Phasengeschwindigkeit. Die jährliche Variation der Temperatur ist von den Unterschieden im Winter geprägt (siehe Abb. 5.10). Das führt auch zu Unterschieden in der halbjährlichen Variation der Amplituden und zu den Phasenunterschieden. Die Temperaturdifferenzen im Sommer können auf die halbjährlichen Variationen zurückgeführt werden.

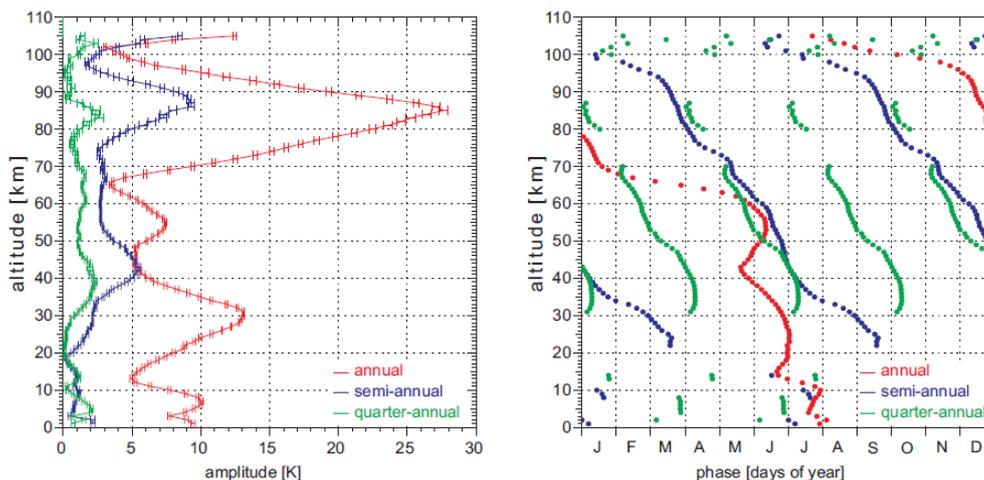


Abbildung 5.12: Amplituden und Phasen der harmonischen Analyse aus 2008 (*Gerding et al., 2008*) für die Nachtmessungen mit halb-(blau) , viertel-(grün) und jährlicher(rot) Variation. Die Phasen sind das jeweilige Maximum der Variation.

5.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde der Jahresgang der Temperatur für den Zeitraum von 2012 bis einschließlich 2016 analysiert. Zur Auswertung stehen insgesamt 681 Messungen mit einer Messdauer von 9143 h zur Verfügung. Davon wurden alle Messungen verwendet, die eine Mindestdauer von 8 h haben, womit sich eine Anzahl der Messungen von 431 mit einer Gesamtdauer von 8322 h ergibt. Der Höhenbereich erstreckt sich von 30 km bis 80 km. Oberhalb von 80 km ist die Anzahl der Messungen sehr gering und somit nicht repräsentativ für den Jahresgang. Unterhalb von 30 km sind die Messungen aufgrund der fehlenden Aerosolkorrektur nicht berücksichtigt. Im Zeitraum von Ende Februar bis Ende Oktober besteht ein fast lückenloser Datensatz. In den Wintermonaten November bis Ende Februar sind teilweise größere Lücken von über 15 Tagen vorhanden. Die schlechten Witterungsverhältnisse sind hierfür verantwortlich. Besonders viele Messungen sind im Sommer von Ende Mai bis Anfang August vorhanden. In diesem Zeitraum können, die leuchtenden Nachtwolken gemessen werden, weshalb hier eine ständige Messbereitschaft besteht. Für die Arbeit wurden die mittleren Tagestemperaturen verwendet. Gibt es mehrere Messungen für den selben Tag, so wurde der Mittelwert davon für die Auswertung genutzt.

In dem Jahresgang der tagesgemittelten Temperaturen (Abb. 5.1) ist die warme Stratopausenregion im Sommer mit Temperaturen von 275 K zu erkennen. Die solare Einstrahlung wird durch das Ozon absorbiert, wodurch der Höhenbereich erwärmt wird. Die obere Mesosphäre ist mit weniger als 175 K im Sommer der kälteste Bereich des ganzen Jahres, wobei die Mesopause in ca. 87 km Höhe in diesem Datensatz nicht erfasst wird. Im Winter ist eine deutliche Variabilität in den unterschiedlichen Höhen zu sehen. Als Besonderheit ist hier die stratosphärische Erwärmung im Januar 2012 zu nennen. Hier lag die Temperatur in der oberen Stratosphäre bei fast 300 K.

Der Jahresgang wurde anschließend mit einem von-Hann-Filter geglättet. Dabei wurde für das von-Hann-Fenster ein Zeitraum von ± 15 Tagen und ein Höhenausschnitt von ± 2 km verwendet. Aus dem Ergebnis (Abb. 5.2) ist erkennbar, dass der Temperaturverlauf im Sommer gleichgeblieben ist, was auch zu erwarten war. Im Januar ist die stratosphärische Erwärmung deutlich wiedergegeben und dominiert in diesem Zeitraum. Da es im Winter sehr wenige Messungen gibt, wird die SSW überbetont, da sie durch den Filter verschmiert wird. Aus der Abbildung ist nun auch die mesosphärische Abkühlung, die mit einer SSW einhergeht, deutlich ersichtlich. Bemerkenswert ist auch die deutlich erwärmte Stratopausenregion von Anfang Novem-

ber mit über 260 K.

Als nächstes wurden die Monatsprofile untersucht. Dazu wurden der Mittelwert aller Messungen eines Monats über alle Jahre mit der Standardabweichung berechnet (Abb. 5.3). Die Temperaturen liegen im Winter bei ca. 255 K in der Stratopauseregion und ca. 210 K in der oberen Mesosphäre. Die größte Temperaturänderung über die Höhe findet im Sommer statt mit einer Stratopausentemperatur von ca. 275 K und einer oberen Mesosphärentemperatur von etwa 175 K. Die Mesosphärentemperatur weicht hier über 60 K vom Strahlungsgleichgewicht ab. Der Grund hierfür ist die residuelle Zirkulation. Durch den Aufwind im Sommer in 50 km Höhe kommt es zur Abkühlung der oberen Mesosphäre und Mesopause. Im Winter tritt der umgekehrte Fall ein. Die Standardabweichungen sind im Winter mit 12 K im Stratopausenbereich und bis zu 16 K in der Mesosphäre deutlich größer als im Sommer und variieren über die Höhe. Im Sommer beträgt die Standardabweichung etwa 6 K in der oberen Mesosphäre und nimmt bis auf weniger als 3 K in 30 km ab. Die winterliche Temperaturvariabilität liegt an der stärkeren planetaren Wellenaktivität und teilweise auch stärkeren Gezeiten (*Kopp, 2016*).

Für einen repräsentativen Jahresgang wurde eine harmonische Analyse mit jährlicher, halbjährlicher und vierteljährlicher Variation erstellt (Abb. 5.5). Es konnten die wichtigen Strukturen der Atmosphäre wiedergegeben werden ohne besondere Ereignisse wie die stratosphärische Erwärmung hervorzuheben (Abb. 5.7). Aus der harmonischen Analyse werden Amplitude und Phase der Temperaturvariationen entnommen. So ist die jährliche Variation in allen Höhen der dominierende Teil der Temperaturveränderung mit einer Amplitude von 10 K in der oberen Stratosphäre und 25 K in der oberen Mesosphäre. Zwischen 60 km und 65 km beträgt die Amplitude um die 4 K und ist genauso groß wie die halbjährliche Amplitude. Diese hat in diesem Höhenbereich ihr Maximum. Die Phase der jährlichen Amplitude liegt im Januar in der mittleren und oberen Mesosphäre, verschiebt sich bei ca. 60 km zu Ende Juni und Anfang Juli. Hier bleibt sie konstant im Höhenbereich bis 30 km. Mit der großen Amplitude in der oberen Mesosphäre und Phase im Januar der jährlichen Variation sieht man, dass die residuelle Zirkulation der dominierende Prozess für die jährliche Variation ist. Die Sonneneinstrahlung ist die Ursache für die jährliche Variation in der Stratosphäre, weshalb die Phase der jährlichen Variation in Juni/Juli mit einer Amplitude von 10 K liegt. Die halbjährliche und vierteljährliche Phasen liegen immer dicht beieinander außer in der oberen Stratosphäre. Die vierteljährliche Variation hat durch ihre kleine Amplitude von unter 2 K keine Bedeutung. Die halbjährliche Variation hat unterhalb der Stratopause eine negative und oberhalb eine positive

Phasengeschwindigkeit.

Für die Jahresgänge in ausgewählten Höhen (Abb. 5.8) kann man sagen, dass im Winter generell eine sehr hohe Temperaturvariabilität herrscht. Der geglättete Graph weicht hier teilweise um 20 K von der harmonischen Analyse ab. Im Sommer ist die Temperaturvariabilität deutlich geringer. Hier stimmen harmonische Analyse und geglätteter Jahresgang nahezu überein. Die statistischen Unsicherheiten nehmen mit der Höhe stark zu. Für einen Vergleich mit der harmonischen Analyse für den Zeitraum Juni 2002 bis Juli 2007 aus *Gerding et al. (2008)* wurde zunächst ein Vergleich aller Messungen dieser Arbeit mit den auf die Nachtzeit beschränkten Messungen durchgeführt. Bei der gebildeten Differenz (Abb. 5.9) und der harmonischen Analyse erfolgte der Schluss, dass der Jahresgang der Nachtmessungen repräsentativ ist und somit die harmonische Analyse aller Messungen dieser Arbeit mit der harmonischen Analyse von *Gerding et al. (2008)* verglichen werden kann.

Die Differenz beider Datensätze (Abb. 5.11) weist für Mitte November bis Ende Februar große Unterschiede in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre über 60 km auf. In der Stratosphäre liegen die Temperaturen von 2008 etwa 15 K über denen von 2016. Umgekehrt sind die Temperaturen in der Mesosphäre von 2008 um über 10 K niedriger als die der von 2016. Im Mesosphärenbereich oberhalb von 65 km ist dieser Unterschied bis Ende März vorhanden. Für den Zeitraum von 2002 bis 2007 liegen Daten für 13 Messungen mit erhöhter Stratosphärentemperatur vor (*Vgl. Rauthe, 2008*). Die Anzahl dieser Messungen lässt auf einen wärmeren Stratosphärenbereich in der harmonischen Analyse von 2008 im Vergleich zu 2016 schließen. Der Abkühlung der unteren Mesosphäre durch die stratosphärische Erwärmung stehen die im Datensatz von 2016 hohen Temperaturen im November in dieser Höhe gegenüber. Dadurch lassen sich die Temperaturunterschiede im Winter erklären. Die halbjährlichen Amplituden weichen in der Höhe ihrer Maxima voneinander ab. Für 2008 liegt das Maximum bei etwa 42 km mit 5 K und 2016 bei 65 km mit 4 K. Ihre Phasen sind in Verlauf und Lage von 30 km bis 50 km zueinander ähnlich. Oberhalb bleibt die Lage der Phase von 2016 im Juni, wohingegen die Phase von 2008 sich bei 80 km Ende März zu finden ist. Durch die unterschiedlichen Höhen der Amplitudenmaxima und größtenteils gleichen Phasenlage sind die Unterschiede im Sommer zu erklären. Hier sorgt die halbjährliche Variation von 2008 für einen um ca. 4 K wärmeren Stratosphärenbereich. In der mittleren Mesosphäre werden die höheren Temperaturen im Jahre 2016 von ca. 4 K bis zu 8 K bei 80 km Höhe durch halbjährliche Variation der harmonischen Analyse von 2016 verursacht.

Kapitel 6

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Messreihen des alten RMR-Nachtlidars und des neuen tageslichtfähigen RMR-Lidars in einem Höhenbereich von der unteren Stratosphäre bis oberen Mesosphäre verglichen. Dabei erfolgte ein Vergleich sich zeitlich überschneidender Messreihen und fünf Jahre auseinanderliegender Datensätze. Dafür wurde für den Zeitraum von 2012 bis 2016 der Temperaturjahresgang des neuen tageslichtfähigen Lidars analysiert. Im Folgenden soll nun eine kurze Zusammenfassung gegeben werden.

6.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Ausgehend von einem sich überschneidenden Datensatz für die Jahre 2012 und 2013 wurde zwei gleichzeitig stattfindende Messungen untersucht. Dabei wurden die einzelnen Messungen auf den gleichen Zeitraum mit dem Ergebnis eingeschränkt, dass die Temperaturmessungen der Lidars übereinstimmen. Im Folgenden wurden alle gleichzeitig stattfindenden Messungen untersucht, um zu analysieren, ob es zeitliche und höhenabhängige Differenzen gibt. Dazu wurden alle Messungen mit einer Messzeit von mindestens 2 h berücksichtigt um eine große Anzahl an vergleichbaren Messungen zu haben. Der zu vergleichende Höhenbereich wurde eingeschränkt, da unterhalb von 30 km Höhe im tageslichtfähigen Lidar eine Aerosolkorrektur noch nicht implementiert und die Anzahl der vergleichbaren Messungen über einer Höhe von 75 km zu gering war. Das Ergebnis ist, dass im Jahr 2012 die Lidarmessungen übereinstimmen. In dem Jahr 2013 gibt es signifikante Abweichungen in den Temperaturmessungen besonders ab einer Höhe von 60 km. Als Grund dafür konnte die nicht ausreichende Anpassung der Starthöhe bei schlechtem Signal-Rausch-Verhältnis des Nachtlidars gefunden werden.

Anschließend wurde der langjährige Datensatz von Anfang 2012 bis Ende 2016 des tageslichtfähigen Lidars ausgewertet. Dafür wurden die Mittelwer-

te der Temperatur jeder Messung von mindestens 8 h benutzt. Mit Hilfe einer harmonischen Analyse mit jährlicher, halbjährlicher und vierteljährlicher Variation konnte gezeigt werden, dass im Vergleich zu den Originaldaten der ermittelte Jahresgang der Temperatur die charakteristischen Strukturen der Atmosphäre aus den Temperaturmessungen wiedergibt und besondere Temperaturereignisse wie stratosphärische Erwärmungen nahezu ausgleicht. Somit kann durch eine harmonische Analyse ein mittlerer Jahresgang beschrieben werden. Aus der Amplitude und Phase der jährlichen Variation geht hervor, dass in der oberen Mesosphäre die residuelle Zirkulation für die jährliche Variation verantwortlich ist. Hier liegt die Amplitude der jährlichen Variation bei über 20 K mit der Phase im Januar. In der Stratosphäre ist die Sonneneinstrahlung der dominierende Prozess der jährlichen Variation, wodurch die Amplitude bei ca. 10 K mit der Phase im Juli liegt.

Für einen Vergleich des Datensatzes des tageslichtfähigen Lidars mit einer alten Messreihe des Nachtlidars wurde zunächst untersucht, ob Ganztagsmessungen mit auf Nachtzeit-beschränkten Messungen des selben Datensatzes vergleichbar sind, mit dem Ergebnis, dass der Jahresgang der Temperatur der Nachtmessungen repräsentativ ist. Die Temperaturdifferenzen von maximal 3 K konnten die Anzahl der eingehenden Messungen und der 24 h Gezeit zurückgeführt werden.

Abschließend wurde die harmonische Analyse aller mindestens 8 h Messungen mit der harmonischen Analyse der Messreihe aus den Jahren 2002 bis 2007 verglichen, die in *Gerding et al. (2008)* veröffentlicht wurden. Die Temperaturunterschiede im Winter in der Strato- und Mesosphäre von bis zu 15 K konnten durch zugrundeliegenden Messungen erklärt werden. Die Temperaturunterschiede in den jeweiligen Höhen wurde auf die halbjährliche Variation zurückgeführt.

6.2 Ausblick

Der vorgenommene Vergleich der Jahre 2012 und 2013 und kann nach Bedarf weiter präzisiert werden. Für genauere Untersuchungen können Starthöhe und Starttemperatur der Lidars gleich gewählt und die Temperaturen neu berechnet werden. Besonders das Jahr 2012 eignet sich hierfür, da die Starttemperaturen aus den Daten des Kalium-Lidars entnommen werden können. Des weiteren können Messungen mit einer höheren Mindestdauer ausgesucht werden, um die Temperaturabweichungen zu untersuchen.

Der vorliegende Datensatz des tageslichtfähigen RMR-Lidars bietet noch eine

Vielzahl weitere Analysen. So können z. B. die in *Kopp (2016)* untersuchten Gezeiten über alle Monate vervollständigt oder die zeitliche Abhängigkeit der Stratopausenhöhe analysiert werden. Ein Vergleich mit anderen Lidar-Standorten und z. B. ECMWF-Daten wäre ein nächster Schritt. Mit weiterem kontinuierlichen Einsatz des Lidars können hoffentlich vor allem für die Wintermonate mehr Messungen erzielt werden, um die teilweise sehr großen Datenlücken zu schließen.

Anhang A

A.1 Daten der harmonischen Analyse

Tabelle A.1: Fitparameter zum Jahresgang aller Messungen mit Messzeiten von mindestens 8 h zwischen 30 und 80 km. Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Höhe [km]	Mittelwert [K]	jährl. Ampl. [K]	halbjährl. Ampl. [K]	vierteljährl. Ampl. [K]	jährl. Phase [d]	halbjährl. Phase [d]	vierteljährl. Phase [d]
80	197.55	23.90	0.78	4.37	365.00	151.81	89.14
79	199.58	23.96	0.25	5.02	8.41	183.00	86.99
78	203.32	23.37	1.12	2.73	7.12	56.73	83.33
77	204.95	22.69	0.29	2.60	7.48	126.73	82.95
76	206.77	21.41	1.14	2.49	8.87	156.10	82.79
75	208.38	20.32	1.19	2.47	11.13	155.55	82.23
74	210.50	19.01	1.42	1.90	15.03	153.74	83.98
73	213.82	18.16	2.21	1.46	15.03	164.91	81.52
72	215.94	17.06	2.07	1.55	18.91	169.55	81.03
71	218.64	15.62	2.20	1.32	21.11	171.95	82.94
70	221.46	14.28	2.57	0.97	22.98	174.09	80.45
69	224.23	12.90	3.10	0.89	24.31	172.58	75.57
68	226.98	11.53	3.49	1.02	23.55	169.74	70.07
67	229.59	10.28	3.88	1.33	25.82	168.01	62.04
66	232.15	8.97	3.99	1.51	29.36	168.50	60.02
65	234.58	7.41	4.13	1.77	33.34	167.60	57.90
64	236.82	5.69	4.07	1.67	41.95	165.62	57.76
63	238.92	4.27	3.85	1.66	58.64	162.43	58.71
62	241.24	3.51	3.52	1.66	85.34	161.06	59.65
61	243.66	3.67	3.26	1.58	113.84	160.36	60.61
60	245.81	4.24	3.17	1.54	133.84	158.96	60.70
59	247.87	5.10	3.05	1.51	148.16	156.56	60.59
58	249.93	6.01	3.01	1.46	156.22	154.14	59.08
57	252.20	6.44	2.91	1.35	160.54	152.21	58.66
56	254.33	6.81	2.74	1.16	163.22	150.29	57.03

Höhe [km]	Mittelwert [K]	jährl. Ampl. [K]	halbjährl. Ampl. [K]	vierteljährl. Ampl. [K]	jährl. Phase [d]	halbjährl. Phase [d]	vierteljährl. Phase [d]
55	256.21	7.47	2.46	0.94	166.03	149.36	55.08
54	257.78	8.23	2.22	0.61	169.14	148.76	53.14
53	258.97	8.81	1.95	0.36	170.54	149.58	50.71
52	269.97	9.65	1.29	0.14	170.01	153.34	33.33
51	259.99	9.34	1.55	0.18	170.15	151.32	44.62
50	261.77	9.61	1.25	0.29	169.97	155.91	20.26
49	262.28	9.62	1.21	0.50	170.21	154.96	14.52
48	262.44	9.66	1.03	0.70	169.25	155.68	11.78
47	262.31	9.53	0.93	0.73	168.48	160.09	10.94
46	261.55	9.54	0.98	0.95	168.39	164.17	12.14
45	260.44	9.49	1.09	1.05	167.96	166.39	12.20
44	258.94	9.37	1.09	1.22	167.37	171.67	11.62
43	256.94	9.46	1.02	1.49	165.25	0.00	12.28
42	254.55	9.47	1.00	1.70	165.09	1.47	13.47
41	251.89	9.21	1.06	1.76	164.80	6.37	13.52
40	248.87	9.06	1.06	1.69	165.26	6.72	13.07
39	246.26	8.74	1.18	1.66	165.76	8.44	12.94
38	243.45	9.70	1.36	1.57	171.54	5.69	10.64
37	240.58	10.07	1.25	1.65	174.16	3.55	12.12
36	237.80	10.30	1.25	1.41	174.38	11.59	12.40
35	234.99	10.63	1.27	1.19	175.27	17.41	12.69
34	232.16	11.08	1.16	1.12	176.98	20.88	12.51
33	229.44	11.40	0.98	0.96	178.09	26.79	12.38
32	226.83	11.67	0.75	0.79	179.41	34.26	12.80
31	224.20	11.91	0.60	0.73	181.27	42.46	13.86
30	221.68	12.21	0.58	0.62	182.95	55.39	15.92

Literaturverzeichnis

- Alpers, M., R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, und J. Höffner (2004), Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*(3), 793–800.
- Eller, K.-G. (2013), Lidarmessungen von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen in mittleren Breiten, Master's thesis, Universität Rostock, Rostock, Deutschland.
- Fleming, E. L., S. Chandra, J. J. Barnett, und M. Corney (1990), Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude, COSPAR international reference atmosphere: 1986, Part II: Middle atmosphere models, *Adv. Space Res.*, *10*(12), 11–59, doi:10.1016/0273-1177(90)90386-E.
- Garcia, R. R. (1989), Dynamics, radiation and photochemistry in the mesosphere: Implications for the formation of noctilucent clouds, *J. Geophys. Res.*
- Gerding, M., J. Höffner, M. Rauthe, und F.-J. Lübken (2006), Observations of noctilucent clouds and temperature structure from 1 – 105 km by co-located lidars at 54° N, in *Proceedings of the SPIE symposium "Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing II"*, Vol. 6367, editiert von U. Singh, SPIE, Bellingham, WA, doi:10.1117/12.689012.
- Gerding, M., J. Höffner, J. Lautenbach, M. Rauthe, und F. Lübken (2008), Seasonal variation of nocturnal temperatures between 1 and 105 km altitude at 54° N observed by lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 7465–7482.
- Gerding, M., M. Kopp, J. Höffner, K. Baumgarten, und F.-J. Lübken (2016), Mesospheric temperature soundings with the new, daylight-capable IAP RMR lidar, *Atmos. Meas. Tech.*, *9*(8), 3707–3715, doi:10.5194/amt-9-3707-2016.

- Hauchecorne, A., und M. L. Chanin (1980), Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7(8), 565–568.
- Holton, J. R. (1992), *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 48, 3 ed., Academic Press, San Diego, USA.
- Kent, G. S., und R. W. H. Wright (1970), A review of laser radar measurements of atmospheric properties, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 32(5), 917–943, doi:10.1016/0021-9169(70)90036-X.
- Kopp, M. (2016), Ein neues tageslichtbasiertes rnr-lidar: technischer aufbau sowie geophysikalische analyse von temperaturgezeiten und nlc über kühlungsborn (54° n, 12° o), Ph.D. thesis, Universität Rostock, Rostock, Germany.
- Labitzke, K. (1999), *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*, Springer-Verlag GmbH.
- Lübken, F.-J. (1997), Seasonal variation of turbulent energy dissipation rates at high latitudes as determined by in situ measurements of neutral density fluctuations, *J. Geophys. Res.*, 102(D12), 13,441–13,456, doi:10.1029\97JD00853.
- Matsuno, T. (1971), A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 28(8), 1479–1494, doi:10.1175\1520-0469(1971)028\1479:ADMOTS\2.0.CO;2.
- Mie, G. (1908), Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. Phys. (Leipzig)*, 25(3), 377–445, doi:10.1002\andp.19083300302.
- Pielke, R. A. (1984), *Mesoscale meteorological modeling*, Academic Press, Inc., San Diego, CA, USA.
- Rauthe, M. (2008), Lidarmessungen von temperaturen und schwerewellen zwischen 1- 105 km über kühlungsborn, Ph.D. thesis, Universität Rostock, Rostock, Germany.
- She, C. Y., und U. von Zahn (1998), Concept of a two-level mesopause: Support through new lidar observations, *J. Geophys. Res.*, 103(D5), 5855–5863, doi:10.1029\97JD03450.
- Sonnemann, G., C. Kremp, A. Ebel, und U. Berger (1997), Calculation of the global chemical heating rates by means of a 3d-model of dynamics and

chemistry, *Adv. Space Res.*, 20(6), 1153–1156, doi:10.1016/S0273-1177(97)00762-X.

Vaughan, G., D. P. Wareing, S. J. Pepler, L. Thomas, und V. M. Mitev (1993), Atmospheric temperature measurements made by rotational Raman scattering, *Appl. Optics*, 32(15), 2758–2764.

Wandinger, U. (2005), Lidar: Introduction to lidar, *Springer Series in Optical Sciences*, 102, 241–271.

Young, A. T. (1981), Rayleigh scattering, *Appl. Opt.*, 20(4), 533–535.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Das Institut für Atmosphärenphysik	1
2.1	Mittlere Temperaturprofile für Winter und Sommer	4
2.2	Schichtstabilität	6
3.1	Lidarprinzip	7
3.2	Rohdatenprofil	9
3.3	Temperaturberechnung	11
3.4	Empfangszweig	13
4.1	Vergleich zweier einzelner Messungen	17
4.2	Datengrundlage im Vergleich	18
4.3	Temperaturdifferenz 2012 und 2013	19
4.4	Zeitlicher Temperaturverlauf für 60 km und 70 km Höhe	20
4.5	Anzahl der verglichenen Messungen über die Höhe	21
4.6	Histogramm bei 60 km Höhe	21
4.7	Histogramm über Höhenbereich von 30 km bis 75 km	22
4.8	Histogramm von 30 km bis 60 km	24
5.1	Datensatz von 2012 bis 2016	27
5.2	Geglätteter Jahresgang	28
5.3	Monatsprofil	29
5.4	Temperaturverlauf in 50 km Höhe	30
5.5	Jahresgang der harmonischen Analyse	31
5.6	Amplitude und Phase der harmonischen Analyse	31
5.7	Jahresgang der harmonischen Analyse	32
5.8	Temperaturverlauf bestimmter Höhen	33
5.9	Temperaturdifferenz der harmonischen Analysen aller Daten und Nachtdaten	34
5.10	Amplitude und Phase der Nachtdaten	35

5.11	Temperaturdifferenz der harmonischen Analysen von 2016 und 2008	36
5.12	Amplitude und Phase der Nachtdaten von 2008	37

Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, die vorgelegte Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, keine außer den von mir angegebenen Hilfsmitteln und Quellen dazu verwendet und die den benutzten Werken inhaltlich oder wörtlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht zu haben.

Kühlungsborn, den 30. Oktober 2017

(Michael Borgwedel)