

**Gezeiteneffekte in der Mesopausenregion
aus Lidarbeobachtungen über
Kühlungsborn und Teneriffa**

**Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Rostock**

vorgelegt von
Jörn Oldag

März 2001

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

1.1	Die mittlere Atmosphäre	1
1.2	Temperaturmessungen und Gezeiten in der mittleren Atmosphäre	4
1.2.1	Frühere Temperaturmessungen in hohen Atmosphärenschichten	4
1.2.2	Gezeitenbeobachtungen und Modellierung	5
1.3	Motivation und Struktur der Arbeit	7

2 Gezeitentheorie

2.1	Gezeitenanregung	10
2.2	Theorie der „klassischen“ Gezeiten	13
2.3	Nicht-klassische Gezeiteneffekte	21

3 Temperaturmessung mit dem Kalium-Lidar

3.1	Grundlagen des Lidars	23
3.2	Das Kalium-Lidar und die Bestimmung der Temperatur	25
3.2.1	Das Kalium-Lidar	25
3.2.2	Die $K(D_1)$ -Feinstrukturlinie	27
3.2.3	Die Bestimmung der Temperatur	28
3.2.4	Kaliumdichte-Messungen	31
3.2.5	Fehlerbetrachtungen und Ergänzungen	33

4 Datenauswertung

4.1	Temperatur-Klimatologie in der Mesopausenregion	36
4.2	Temperaturvariationen über Kühlungsborn	41
4.2.1	Ausgewählte Beobachtungsstatistik	41
4.2.2	Temperaturvariationen von Nacht zu Nacht	46

4.2.3	Methodik und Probleme der Datenanalyse	51
4.2.4	Die 12h- und 8h-Gezeit über Kühlungsborn.....	54
4.2.5	Sensitivitätsstudien und Modellvergleiche über Kühlungsborn	66
4.3	Temperaturmessungen über Teneriffa	73
4.3.1	Ausgewählte Beobachtungsstatistik.....	73
4.3.2	Temperaturvariationen von Nacht zu Nacht	75
4.3.3	Die 12h- und 8h-Gezeit über Teneriffa.....	79
4.3.4	Sensitivitätsstudien und Modellvergleiche über Teneriffa	83
4.4	Vergleich mit Windmessungen über Juliusruh.....	88
4.5	Gezeiten- und Schwerwelleneffekte	93
5	Ergebnisse und Schlußfolgerungen	96
A	Gezeitentheorie	
A.1	Hough-Moden und vertikale Wellenlängen	98
B	Beobachtungen und Statistik	
B.1	Jährliche, mittlere Temperaturvariationen über Kühlungsborn	104
B.2	Ausgewählte Beobachtungsstatistik von Kühlungsborn und Teneriffa	106
C	Literaturverzeichnis.....	109

Abbildungsverzeichnis

- 1.1 Übersicht mittlere Atmosphäre
- 2.1 mittlere tägliche Erwärmungsraten für O_2 , H_2O , O_3
- 2.2 globale, tägliche 24h-, 12h-, 8h-Erwärmungsraten
- 2.3 Hough-Entwicklungskoeffizienten $J_{s,n}$
- 2.4 dominierende Hough-Funktionen der 24h- und 12h-Gezeit
- 2.5 dominierende Hough-Funktionen der 8h- und 6h-Gezeit
- 3.1 typisches Rückstreuprofil des Kalium-Lidars
- 3.2 schematische Darstellung des Kalium-Lidars
- 3.3 dopplerverbreiterte $K(D_1)$ -Feinstrukturlinie
- 3.4 Halbwertsbreite der $K(D_1)$ -Linie in Abhängigkeit von der Temperatur
- 3.5 Gemessene und gefittete Form der Spektrallinie
- 3.6 einzelne Temperaturprofile mit zeitlichem Offset
- 3.7 mittlerer Jahresgang der Kaliumdichte über Kühlungsborn
- 3.8 mittleres Temperaturprofil einer Nacht mit Fehler
- 4.1 Jahresverlauf der Temperaturen in 86 und 96 km Höhe
- 4.2 Beobachtungsstatistik über Kühlungsborn
- 4.3 Jahresgang der Temperaturen über Kühlungsborn
- 4.4 Jahresgang der Mesopausenhöhe über Kühlungsborn
- 4.5 Häufigkeitsverteilung der Mesopausenhöhe über Kühlungsborn
- 4.6 Mittlere Temperaturprofile über Teneriffa
- 4.7 Temperaturprofile für den Sommer- und Winterzustand über Teneriffa
- 4.8 Histogramm der Nachtmessungen in Kühlungsborn
- 4.9 Serienprofile vom 4./5. März 1997
- 4.10 Einzelprofile ohne Nachtmittel vom 4./5. März 1997
- 4.11 Temperaturverlauf am 4./5. März 1997
- 4.12 Temperaturen und Abweichungen vom Nachtmittel am 4./5. März 1997
- 4.13a Histogramm maximaler Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.13b Histogramm minimaler Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.14 Temperaturprofile aus vier Meßnächten (Jan-Apr 1997)
- 4.15 Vergleich der Regressionsanalysen verschiedener Modellfunktionen
- 4.16 Konturplot vom 3./4. Januar 1997 mit Markierungen
- 4.17 Monatsmittel Konturplots für Januar, Februar, März, April
- 4.18 Amplituden der 12h-Gezeit für Januar, Februar, März, April
- 4.19 Phasen der 12h-Gezeit für Januar, Februar, März, April
- 4.20 Amplituden der 8h-Gezeit für Januar, Februar, März, April

- 4.21 Phasen der 8h-Gezeit für Januar, Februar, März, April
- 4.22 12h- und 8h-Anteile an der maximalen Variation (Jan-April)
- 4.23 Vergleich der verschieden gemittelten 12h-Amplituden (Jan-April)
- 4.24 Monatsmittel Konturplots für September, Oktober, November, Dezember
- 4.25 Amplituden der 12h-Gezeit für September, Oktober, November, Dezember
- 4.26 Phasen der 12h-Gezeit für September, Oktober, November, Dezember
- 4.27 Amplituden der 8h-Gezeit für September, Oktober, November, Dezember
- 4.28 Phasen der 8h-Gezeit für September, Oktober, November, Dezember
- 4.29 12h- und 8h-Anteile an der maximalen Variation (Sep-Dez)
- 4.30 Vergleich der verschieden gemittelten 12h-Amplituden (Sep-Dez)
- 4.31 Daten und Fitkurven vom 3./4. Januar 1997 für vier Höhen
- 4.32 Höhenprofile freier Perioden für drei Meßnächte
- 4.33 Höhenverteilung der mittleren Periode über Kühlungsborn
- 4.34 Periodenanteile im Höhenprofil über Kühlungsborn
- 4.35 Konturplot, Amplituden und Phase vom 3./4. Januar 1997
- 4.36 Konturplot, Amplituden und Phase vom 4./5. März 1997
- 4.37 Konturplots vom 15.-16. Januar 1997 und Modellergebnis
- 4.38 Temperaturdaten und Fit in 88 km für vier Nachtmessungen
- 4.39 Phasenlage aller Januarmessungen über Kühlungsborn
- 4.40 Histogramm der Nachtmessungen auf Teneriffa
- 4.41 Histogramm maximaler Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.42 Histogramm minimaler Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.43 Temperaturprofile aus vier Meßnächten (Mai-November 1999)
- 4.44 Monatsmittel Konturplots für Mai, Juni, Juli, November
- 4.45 Amplituden der 12h-Gezeit für Mai, Juni, Juli, November
- 4.46 Phasen der 12h-Gezeit für Mai, Juni, Juli, November
- 4.47 Amplituden der 8h-Gezeit für Mai, Juni, Juli, November
- 4.48 Phasen der 8h-Gezeit für Mai, Juni, Juli, November
- 4.49 12h- und 8h-Anteile an der maximalen Variation (Mai-Nov)
- 4.50 Vergleich der verschieden gemittelten 12h-Amplituden (Mai-Nov)
- 4.51 Phasenlage aller Novembermessungen über Teneriffa
- 4.52 Höhenprofile freier Perioden für drei Meßnächte
- 4.53a Höhenverteilung der mittleren Periode über Teneriffa
- 4.53b Periodenanteile im Höhenprofil über Teneriffa
- 4.54 Konturplot, Amplituden und Phase vom 10.-13. November 1999
- 4.55 Konturplots vom 21.-22. Juni 1999 und Modellergebnis
- 4.56 GSWM-Monatsmittel für Zonal- und Meridionalwind aus GSWM-Modell
- 4.57 Zonalwindcharakteristiken für 1997 über Juliusruh
- 4.58a Phase der dynamischen 12h-Gezeit 1990-1996 über Juliusruh
- 4.58b Phase der thermischen 12h-Gezeit 1996-1999 über Kühlungsborn
- 4.59 Verteilung der maximalen Wellenaktivität ohne Gezeiten
- 4.60 einzelnes Temperaturprofil mit adiabatischem Gradienten

- A.1 Hough-Funktionen der 24h-Gezeit
- A.2 Hough-Funktionen der 24h- und 12h-Gezeit
- A.3 Hough-Funktionen der 8h- und 6-Gezeit
- A.4 Hough-Funktionen der 6h-Gezeit

- B.1 jährliche Temperaturvariationen über Kühlungsborn von 82-92 km Höhe
- B.2 jährliche Temperaturvariationen über Kühlungsborn von 94-100 km Höhe

Tabellenverzeichnis

- 2.1 vertikale Wellenlängen für Hough-Funktionen der 24h-, 12h-, 8h- und 6h-Gezeit

- 4.1 Statistik ausgewählter Beobachtungen über Kühlungsborn für 1996 und 1997
- 4.2 Statistik ausgewählter Beobachtungen über Kühlungsborn für 1998 und 1999
- 4.3 Monatsmittel der max. und min. Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.4 Verteilung der Meßnächte nach dem Wellenaktivitätsindex
- 4.5 Regressionsanalysen für verschiedene Modellfunktionen
- 4.6 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 12h-Welle für Januar, Februar, März, April
- 4.7 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 8h-Welle für Januar, Februar, März, April
- 4.8 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 12h-Welle für September, Oktober, November, Dezember
- 4.9 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 8h-Welle für September, Oktober, November, Dezember
- 4.10 Wellencharakteristik ausgewählter Meßnächte über Kühlungsborn
- 4.11 Wellencharakteristik ausgewählter Meßzeiträume über Kühlungsborn
- 4.12 ausgewählte Beobachtungsstatistik über Teneriffa für 1999
- 4.13 Monatsmittel der max. und min. Temperaturvariationen (Umhüllende)
- 4.14 Verteilung der Meßnächte nach dem Wellenaktivitätsindex
- 4.15 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 12h-Welle für Mai, Juni, Juli, November
- 4.16 Phasengeschwindigkeit und vertikale Wellenlänge der 8h-Welle für Mai, Juni, Juli, November
- 4.17 Wellencharakteristik ausgewählter Meßzeiträume über Teneriffa
- 4.18 Varianz der 12h-Amplitude in 90 km Höhe

- A.1 vertikale Wellenlängen der 24h-Gezeit
- A.2 vertikale Wellenlängen der 12h-Gezeit
- A.3 vertikale Wellenlängen der 8h-Gezeit
- A.4 vertikale Wellenlängen der 6h-Gezeit

- B.1 Monatsmittelwerte der Temperatur über Kühlungsborn
- B.2 Statistik ausgewählter Beobachtungen für Kühlungsborn und Teneriffa

1 Einleitung

Zur Einführung in die Thematik der atmosphärischen Gezeiten wird die Rolle der mittleren Atmosphäre erläutert und ein kurzer historischer Überblick über die Gezeitenforschung mit der Einordnung des Themas gegeben.

1.1 Die mittlere Atmosphäre

Unsere Erdatmosphäre wird durch eine Vielzahl von komplexen Vorgängen und Prozessen charakterisiert, die in ihrer großen räumlichen und zeitlichen Variabilität Forschungsgegenstand der Atmosphärenphysik sind. Die mittlere Atmosphäre stellt dabei ein wichtiges Bindeglied zum Verständnis solcher Prozesse zwischen dem fühlbaren Wettergeschehen in der bodennahen Troposphäre und den extraterrestrischen Einwirkungen am Oberrand der Atmosphäre dar.

Als mittlere Atmosphäre wird allgemein der Bereich der Atmosphäre zwischen 10 und 100 km Höhe bezeichnet. In diesem Höhenbereich verringert sich der Luftdruck um etwa sechs Größenordnungen ($2,6 \cdot 10^2$ hPa in 10 km Höhe bis $3,2 \cdot 10^{-4}$ hPa in 100 km Höhe, *USSA 1976*). Die Zusammensetzung der Atmosphäre ist bis etwa 100 km für die Hauptbestandteile weitgehend homogen, da Eddy-Diffusion (Turbulenz) und Konvektion für eine effektive vertikale Durchmischung sorgen.

In der mittleren Atmosphäre existieren vielfach Wechselwirkungsmechanismen und Austauschprozesse zwischen den einzelnen Atmosphärenschichten, die um so besser verstanden werden, je genauer der mittlere Zustand bestimmt werden kann und dessen Variationen untersucht werden. In dieser Arbeit wird das Phänomen der Gezeiten anhand von Temperaturmessungen in der Mesosphäre¹ analysiert. Gezeiteneffekte können besonders durch Welleneigenschaften charakterisiert werden. In der Atmosphäre existieren verschiedene Wellentypen, die für Stoff- und Energietransporte verantwortlich sind und damit eine bedeutende Rolle für die Dynamik und Chemie der mittleren Atmosphäre spielen. Eine Einteilung gelingt sehr übersichtlich entsprechend ihrer zeitlichen Periode. Zu den kürzesten Wellen zählen die akustischen Wellen und Turbulenz erzeugende Wellen. Daran anschließend unterscheidet man klein- und großskalige Schwerewellen mit Perioden von etwa fünf Minuten bis zu mehreren Stunden. Wellen mit Perioden von Stunden werden als interne Schwerewellen bezeichnet, da sie sich nicht nur horizontal sondern auch vertikal in der Atmosphäre ausbreiten können. Zur Gruppe der internen Schwerewellen gehören auch die Gezeiten, die zusätzlich eine externe Anregung durch den Tag-Nacht-Wechsel erhalten. Deshalb werden sie auch thermische induzierte Gezeiten genannt. Die längsten beobachtbaren Wellen mit Perioden von mehreren Tagen sind die planetaren Wellen, die besonders durch orographische

¹ Mesosphäre: Bereich der Atmosphäre zwischen Stratosphäre und Thermosphäre (etwa 50-100 km)

Effekte oder Eigenschwingungen der Atmosphäre erzeugt werden. Durch die abnehmende Luftdichte müssen die relativen Amplituden von sich vertikal ausbreitenden Wellen infolge Energieerhaltung exponentiell anwachsen. Besonders die mittlere Atmosphäre ist durch eine große Variabilität seiner atmosphärischen Parameter gekennzeichnet. Bei der Beobachtung von Temperatur, Wind oder Spurengaskonzentrationen ist das Auftreten von großen Wellenamplituden in den Vertikalprofilen eindeutig erkennbar. Untersuchungen über Wellencharakteristiken und Ausbreitungsbedingungen sind dann möglich.

In Abbildung 1.1 sind die einzelnen Atmosphärensichten, verschiedene Wellenarten, die Höhenprofile von Temperatur und Wind sowie einzelne atmosphärische Phänomene schematisch dargestellt. Besonders auffällig ist die Einteilung der Atmosphäre entsprechend ihres Temperaturgradienten, deren einzelne Schichten „Sphären“ genannt und durch sogenannte „Pausen“ getrennt werden. Die thermische Struktur der Atmosphäre ist das Ergebnis zahlreicher physikalischer Prozesse, die sich zum Teil gegenseitig beeinflussen (u.a. Photoionisation in der oberen Atmosphäre, Photodissoziation in der mittleren Atmosphäre oder der Sonneneinstrahlung auf der Erdoberfläche). Zum Beispiel besitzt die Ozonschicht in

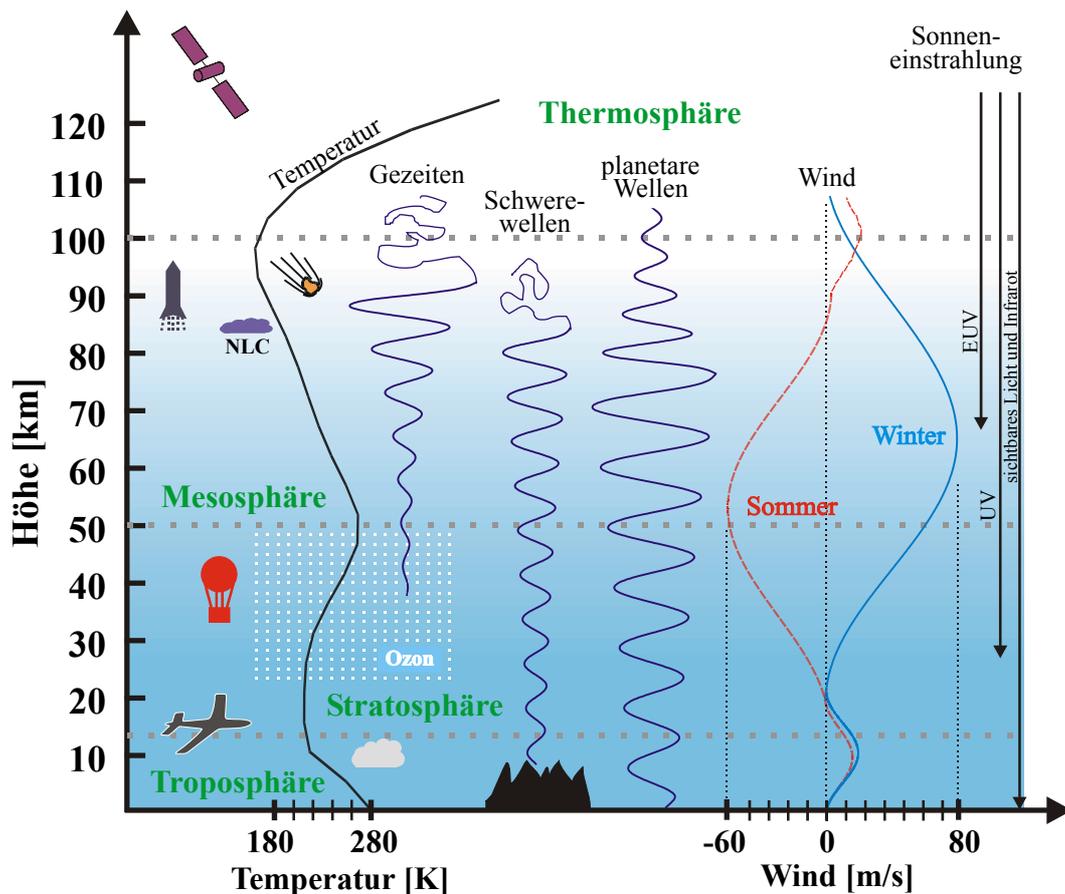


Abb. 1.1: Schematische Darstellung der mittleren Höhenprofile von Temperatur, Wind und Wellenausbreitung in der Atmosphäre unter Berücksichtigung verschiedener Einflußfaktoren.

der Stratosphäre eine zentrale Rolle für den Strahlungshaushalt, bei der Anregung von thermisch induzierten Gezeiten und bei der Ausbildung des Windregimes mit mesosphärischen Westwinden im Winter und Ostwinden im Sommer.

Die physikalischen und chemischen Zusammenhänge in der Mesopausenregion² sind sehr komplex und bisher nur unzureichend verstanden. Die Unzugänglichkeit der hohen Atmosphärenschichten war bisher das Hauptproblem bei der Erforschung dieses Höhenbereiches. Besonders die Verbesserung der Meßtechnik hat in den letzten Jahrzehnten dazu geführt, daß auch in diesen größeren Höhen atmosphärische Zustandsgrößen, wie z. B. Dichte, Wind und Temperatur mit hoher Genauigkeit gemessen werden können. Hier sind die Beobachtungsmethoden mit Höhenforschungsraketen, Radar³- und Lidargeräten⁴ oder Satelliten erheblich aufwendiger als in der Troposphäre, da die Meßinstrumente durch ein besseres Signal-Rausch-Verhältnis noch sensitiver sein müssen.

Die nahezu exponentielle Abnahme der Luftdichte mit der Höhe bewirkt im Zusammenhang mit geringen Spurengaskonzentrationen große Variationen von dynamischen und chemischen Parametern in der mittleren Atmosphäre. Wellenamplituden können sich dabei über große Höhenbereiche dissipationsfrei ausbreiten. Besonders darin erklärt sich die Bedeutung dieser Wellen, denn ein vergleichbar geringe Wellenstörung in den unteren Atmosphärenschichten kann sich bis in der Mesopausenregion ausbreiten und dort eine dominierende Rolle spielen. Diese direkte Wechselwirkung zwischen den Atmosphärenschichten kann durch weitere indirekte Vorgänge ergänzt werden, z.B. durch Wechselwirkungen von Troposphäre und Stratosphäre, die zu Veränderungen in der mesosphärischen Zirkulation führen. Das gleichzeitige Auftreten von mehreren Wellenarten, wie Gezeiten-, Schwerewellen und planetaren Wellen, erzeugt zusätzliche Beeinflussungen und Austauschprozesse zwischen verschiedenen Atmosphärenschichten, die zum Teil noch unzureichend verstanden sind. Daher ist das Studium der Welleneigenschaften wie z.B. Anregungs- und Dissipationsmechanismen, Amplitude, Phase, Periode, vertikale Wellenlänge, bevorzugte Ausbreitungsrichtungen, Einfluß des Hintergrundwindfeldes und der Temperaturstruktur auf die Ausbreitung sehr wichtig. Diese Aussagen müssen jeweils in Abhängigkeit von der Höhe, der geographischen Breite oder der Jahreszeit getroffen werden. Aus diesem Grund sind umfangreiche Beobachtungsdatensätze aus der Atmosphäre für verschiedenen Regionen der Welt wichtig.

² Mesopause: Grenzschicht zwischen Mesosphäre und Thermosphäre, normalerweise in 100 km Höhe

³ RADAR: RAdio Detection And Ranging

⁴ LIDAR: LIght Detection And Ranging

1.2 Temperaturmessungen und Gezeiten in der mittlere Atmosphäre

1.2.1 Frühere Temperaturmessungen in hohen Atmosphärenschichten

Die thermische Struktur der mittleren Atmosphäre war bis vor wenigen Jahrzehnten kaum bekannt. Temperaturprofile aus diesem Höhenbereich, speziell der Mesopausenregion, stellen bis heute eine große technische Herausforderung dar. Da Wetterballons wegen der abnehmenden Luftdichte nur Höhen bis etwa 40 km erreichen, war man bei der Erforschung der höheren Atmosphärenschichten auf in situ-Raketennmessungen angewiesen. Dabei konnten Momentanzustände der Atmosphäre aufgenommen werden, indem direkt in der jeweiligen Luftschicht gemessen wurde. Die ersten Temperaturprofile wurden aus Schallwellen abgeleitet, die durch aufeinanderfolgende Explosionen der Raketennutzlast gewonnen wurden (Stroud et al., 1956). Seit den 60er Jahren existiert die Methode der fallenden Kugeln, bei der aus einer Raketennutzlast freigegebene, reflektierende Kugeln mit dem Radar verfolgt werden (Webb, 1968). Aus den gemessenen Fallgeschwindigkeiten der Kugeln bestimmt man Dichteprofile der Atmosphäre, aus denen sich Temperaturprofile bis unterhalb von 80 km ableiten lassen. Auf diese indirekte Weise müssen auch heute die Temperaturen über die Bestimmung der Luftdichte aus Raketennmessungen abgeleitet werden, z.B. Ionisationsröhren (Lübken et al. 1994 und Rapp et al., 2001), da die Rakete zu schnell für meßbare Gleichgewichtszustände ist. Die Anwendung einer Raketennutzlast kann aus Kostengründen nur sporadisch in Meßkampagnen eingesetzt werden. Andererseits ist es sehr vorteilhaft, Temperaturprofile über einen großen Höhenbereich der Atmosphäre aus einer Messung zu erhalten.

Zur Temperaturbestimmung eignen sich für höhere Atmosphärenschichten besonders Fernmeßmethoden. Zu den passiven Verfahren zählt die Bestimmung von Rotationstemperaturen mit Spektrometern, die in der Lage sind, atmosphärische Emissionen zu analysieren. Diese Luftleucht-Messungen anhand angeregter Luftmoleküle und Radikale existieren seit den siebziger Jahren. Eine genaue Zuordnung des Höhenbereiches ist aber schwierig und entsprechend der Meßmethode variabel, da man keine präzisen Informationen hat, aus welcher Höhe die Emissionen kommen (Hecht et al., 2000). Auch eine passive Fernerkundung vom Satelliten ist in der Mesopausenregion schwierig, da die Atmosphäre eine sehr geringe optische Dicke aufweist und die ermittelten Temperaturen durch Okkultationstechniken große Ungenauigkeiten aufweisen.

Für die thermische Untersuchung der mittleren Atmosphäre sind besonders Lidar-systeme als aktive Fernerkundungsinstrumente geeignet, da wiederholte Messungen über längere Zeiträume mit guter räumlicher und hoher zeitlicher Auflösung möglich sind. Für die Stratosphäre und untere Mesosphäre eignet sich das Rayleigh-Lidar, das Temperaturinformationen über einen Höhenbereich von etwa 30-80 km liefert. In diesen Regionen kann das Rayleigh-Rückstreusignal aus der Atmosphäre genutzt werden, um Dichteprofile zu bestimmen, da sich die Rayleigh-Streuung proportional zur Luftdichte verhält. Untersuchungen zum Temperatur- und Gezeitenverhalten aus Rayleigh-Lidarmessungen unterhalb der

Mesopausenregion findet man bei Gille et al. (1991) oder Hübner (1998). Neben den Rayleigh-Lidars entwickelte sich eine weitere Gruppe von Lidarsystemen. Fricke und von Zahn (1985) beschrieben die Möglichkeit, Temperaturen in der Mesopausenregion aus der Resonanzstreuung an Metallatomen zu gewinnen. Dabei wird die Tatsache genutzt, daß durch das Verdampfen von Meteoriden zwischen 80 und 110 km Höhe ständig freie Metallatome (z.B. Kalium, Eisen, Natrium, Calcium u.a.) auftreten, die eine sogenannte „Metallschicht“ bilden. Da die Atome zum Teil starke Resonanzübergänge besitzen, kann aus der spektralen Form und Breite dieser Resonanzlinie, die sich aus der thermischen Bewegung der Metallatome und damit der Luftmoleküle ergibt, auf die Temperatur geschlossen werden. Diese Technik ist heute soweit entwickelt, daß sie sich gegenüber Raketenmessungen als sehr zuverlässig und für den kontinuierlichen Betrieb einsetzbar erweist (von Zahn und Höffner, 1996). Allein bei hellem Tageslicht und schlechten Wetterbedingungen (Bewölkung) in der Nacht ist keine Messung möglich. Die Tageslichtfähigkeit⁵ von Metallresonanz-Lidars wird aber bereits entwickelt und zunehmend eingesetzt (States and Gardner, 1998 und Chen, 2000), was die Aussagefähigkeit der tagesperiodischen Gezeiteneffekte verbessert. Ziel ist es, aus den Lidar-Datensätzen neben bestehenden klimatologischen Aussagen über das generelle Temperaturverhalten in der Mesopausenregion (She und von Zahn, 1998) auch Aussagen über die Temperaturvariationen innerhalb einer Nacht und von Nacht zu Nacht zu erhalten. Dazu soll diese Arbeit beitragen.

1.2.2 Gezeitenbeobachtungen und Modellierung

Die Charakteristik von Gezeiten in der mittleren Atmosphäre und deren Wechselwirkungen mit anderen Atmosphärenschichten wurde bisher recht umfangreich durch Radar-Windmessungen beobachtet, die seit den 50er Jahren verfügbar sind. Radargeräte nutzen bei verschiedenen Frequenzen (meist MF⁶ oder LF⁷) die Reflexion von Radiowellen an der Ionosphäre in einem Höhenbereich von 70-110 km. Es gibt eine Vielzahl von wissenschaftlichen Programmen (z. B. MAP⁸: 1982-85, STEP⁹: 1990-97) mit zahlreichen Meßkampagnen, Veröffentlichungen und Workshops, in denen Radar-Winddaten aus verschiedenen geographischen Breiten für die tägliche und halbtägige Gezeit ausgewertet wurden (z. B. Manson et al, 1989a,b; Schminder et al, 1997; Vincent et al, 1998; Jacobi, 2000). Überall wird dabei die typische Ausbreitung der Wellen nach oben mit einer damit verbundenen Phasenverlagerung nach unten registriert. Während in den niedrigen Breiten 24h-Gezeiten dominieren, ist in mittleren Breiten die 12h-Gezeit am ausgeprägtesten. Große Amplituden werden vor allem im Winter und Spätsommer für die halbtägige Gezeit beobachtet. Charakteristische Phasen treten

⁵ Tageslichtfähigkeit: Das Lidarsignal aus der Ka-Schicht kann vom viel stärkeren Sonnenlicht durch geeignete Filter getrennt werden. Dadurch sind auch am Tag Lidarmessungen möglich.

⁶ MF: medium frequency, 300 kHz-3 MHz

⁷ LF: low frequency, 30-300 kHz

⁸ MAP: Middle Atmosphere Program

⁹ STEP: Solar-Terrestrial Energy Program

im Sommer zwei bis 3 Stunden früher auf als im Winter. Die vertikalen Wellenlängen sind im Winter viel kleiner (< 60 km) als im Sommer (oft > 100 km). Bemerkenswert ist bei einem Vergleich der vielen Einzelstationen, daß die Phase der 12h-Gezeit nur eine geringe Variation bezogen auf die jeweilige Lokalzeit über mehrere Jahre zeigt. Für Windfelder gelang es bisher recht gut, mit Radarmessungen eine globale Morphologie der 24h- und 12h-Gezeiten in der oberen Mesosphäre (> 70 km) zu erstellen. Es wurden auch schon 8h-Gezeitenwellen beobachtet, die sich durch ein hochvariables Verhalten in Amplitude und Phase auszeichnen (Teitelbaum et al., 1989; Thayaparan, 1997). Ein weiteres Indiz für die Existenz von 8h-Gezeiten zeigen Spektromettermessungen des atmosphärischen Luftleuchtens in mittleren Breiten. Diese 8h-Periode bestimmte z. B. signifikant die nächtlichen Temperaturvariationen während einer Herbstkampagne bei 42°N (Pendleton et al., 2000).

Die seit langem durchgeführten Raketenmessungen in hohen Atmosphärenschichten eignen sich kaum zu Auswertung von Gezeiten bzw. den Einfluß von Gezeiten auf das Temperatur- und Windfeld in der Mesosphäre, da Variationen während eines Tages nur ungenügend registriert werden können.

Gezeiteneffekte in der Mesopausenregion aus Temperaturvariationen abzuleiten, ist durch die Entwicklung von Metallresonanz-Lidarsystemen erst seit Anfang der neunziger Jahre und bisher nur an wenigen Standorten in der Welt möglich. Grundlage für die Arbeitsweise des Lidars ist die Existenz einer Schicht aus Metallatomen zwischen 80 und 110 km. Die Schicht entsteht durch das Verdampfen von Meteoriden beim Eintritt in die Erdatmosphäre. Dabei entstehende Leuchterscheinungen werden allgemein als Sternschnuppen (Meteore) bezeichnet. Auf diese Weise werden täglich etwa 100 Tonnen meteorischer Staub in der Atmosphäre abgelagert, der als erhöhte Konzentration von Metallatomen mit einem Mischungsverhältnis bis zu 0,1 ppb nachgewiesen werden kann. Entsprechend der Zusammensetzung des kosmischen Materials treten u.a. die Metalle Kalium, Calcium, Eisen, Natrium, Magnesium in atomarer oder ionisierter Form auf. Die Höhe der Metallschicht zwischen 80-110 km ergibt sich aus der Geschwindigkeit und Größe der einfallenden Meteore beim Verdampfen infolge der Dichtezunahme der Erdatmosphäre. Metallatome stellen gute Indikatoren dar, um dynamische Prozesse, wie Wellenbewegungen in der Mesosphäre, mit aktiven Fernerkundungsmethoden beobachten zu können. In dieser Arbeit werden gemessene Temperaturvariationen interpretiert, die aus Daten des mobilen Kalium-Resonanzfluoreszenz-Lidars am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP) in Kühlungsborn abgeleitet wurden. Die Höhe bzw. Existenz dieser Metallschicht ist Grundlage und Bedingung für die Berechnung von Temperaturen in diesem Höhenbereich.

Williams et al. (1998) präsentieren erstmals eine jahreszeitlich gemittelte Klimatologie der Temperaturvariationen aus Nachtmessungen mit einem Metallresonanz-Lidar von 1990-1997 über Fort Collins, CO, USA (41°N , 105°W). In ihren Beobachtungen dominiert die 12h-Gezeit mit vertikalen Wellenlängen von etwa 30 km in den Wintermonaten und starken

Amplituden bis 12 K in 90 km, die zu größeren Höhen stark anwachsen. Die Existenz von 8h-Gezeiten konnte ebenfalls nachgewiesen werden (Krueger et al., 1997). Eine weitere Gruppe in Urbana, IL, USA (40°N, 88°W) beobachtet vergleichbare mittlere Amplituden von 5-10 K für die 12h-Gezeit in der Mesopausenregion (Dao et al., 1995; States und Gardner, 1998).

Satelliten wie der UARS¹⁰ bieten in jüngerer Zeit zusätzliche Möglichkeiten, um Temperaturinformationen aus der mittleren Atmosphäre zu erhalten. Wichtig ist die Tatsache, daß globale Datensätze erstellt werden können, da der Satellit die Erde etwa von 70°S bis 70°N abdecken kann. Für Gezeitenauswertungen sind die Wind- und Temperaturmessungen aber nur bedingt einsetzbar, da für die Abdeckung aller Lokalzeiten an einer geographischen Position mehr als ein Monat benötigt wird. Dieser Zeitraum ist bezogen auf Temperaturvariationen von Tag zu Tag zu lang. Es gibt aber bereits Datenauswertungen, die Teile des klassischen Bildes bestätigen: eine dominierende 24h-Gezeit in niedrigen Breiten und stärkere 12h-Gezeiten in höheren Breiten (McLandress et al., 1996). Eine Validierung der Satellitenmessungen mit Radar- und Lidarbeobachtungen vom Boden ist aber weiterhin schwierig, da die Datenassimilation verbessert werden muß. Temperaturvergleiche der Messungen von Lidar- und Satellitensystemen ergeben signifikante Abweichungen von mehr als 15 K (Drob et al., 2000).

An den Beobachtungsergebnissen aus Radar-, Lidar- und Satellitenmessungen orientieren sich auch die vorhandenen theoretischen Gezeitenmodelle, z.B. das GSWM¹¹ (Forbes and Vial, 1989; Hagan, 1996), das TIME-GCM¹² (Roble and Ridley, 1994), das COMMA-Modell¹³ (Berger, 1994; Dameris et al., 1991) und das verbesserte COMMA/IAP-Modell¹⁴ (Berger und von Zahn, 1999). Häufig werden die großen beobachteten Gezeitenamplituden und -variationen im Temperatur- und Windfeld noch zu schwach modelliert. Durch die Einbindung zusätzlicher chemischer und dynamischer Prozesse, wie Schwerewellenaktivität oder detaillierteren Spurengasverteilungen, lassen sich die thermische Struktur nahe der Mesopause und Gezeiteneinflüsse aber bereits qualitativ und auch zunehmend quantitativ gut darstellen (Berger und von Zahn, 1999).

1.3 Motivation und Struktur der Arbeit

Kontinuierliche Beobachtungen über lokale und globale klimatologische Temperaturverteilungen gibt es für die Troposphäre und Stratosphäre seit mehreren Jahrzehnten entsprechend des Entwicklungsstandes der Meßtechnik. Am IAP in Kühlungsborn konzentriert man

¹⁰ UARS: Upper Atmosphere Research Satellite

¹¹ GSWM: Global Scale Wave Model

¹² TIME-GCM: Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model

¹³ COMMA-Modell: Cologne Model of the Middle Atmosphere

¹⁴ COMMA/IAP-Modell: COMMA-Modell am IAP erweitert

die Forschungsarbeit auf die mittlere Atmosphäre (Stratosphäre-Mesosphäre). Zu diesem Zweck werden u.a. aktive Fernerkundungsinstrumente, wie das Rayleigh/Mie/Raman-Lidar und mehrere Metallresonanzfluoreszenz-Lidars eingesetzt, um physikalische Prozesse in der Mesosphäre zu beschreiben. Durch kontinuierliche Messungen von atmosphärischen Parametern, wie Temperatur und Wind, wächst das Verständnis über eine Atmosphärenregion, die bis vor wenigen Jahren noch als „Ignorosphäre“ bezeichnet wurde.

Die wissenschaftliche Fragestellung dieser Arbeit ergibt sich aus der physikalischen Tatsache, daß sich Wellen in der mittleren Atmosphäre vertikal ausbreiten und die relativen Wellenamplituden mit zunehmender Höhe anwachsen. Dabei wurden z.B. in Windprofilen erheblich stärkere Schwankungen als der klimatologische Mittelwert beobachtet. Ursache dieser Windvariationen sind u.a. dynamische Gezeiteneffekte, die für den Zonal- und Meridionalwind in mittleren Breiten über Europa nachgewiesen werden konnten (Jacobi et al., 1999b). Interessant ist dann ein Vergleich, ob auch in den Temperaturprofilen solche Wellenausbreitungen nachweisbar sind, und ob es direkte Zusammenhänge zwischen den Parametern Wind und Temperatur gibt. Für die Temperaturen gab es bisher in Europa keinen Datensatz in der Mesopausenregion. Thermische Gezeiten konnten in diesen Höhenschichten somit bisher in Bezug auf die Häufigkeit und Stärke der Wellenausbreitung nicht untersucht werden. Die Entwicklung und der Betrieb eines Lidarsystems am IAP, das die Messung von Temperaturprofilen während der Nacht in der Kaliumschicht ermöglicht, führte von 1996 bis heute zu einem umfangreichen Datenbestand der Temperaturverteilung über Kühlungsborn. Mit Hilfe dieser Temperaturprofile sollte es möglich sein, Gezeiteneffekte in der Mesopausenregion nicht wie sonst nur aus Windmessungen sondern jetzt auch aus Temperaturverteilungen identifizieren zu können. In dieser Arbeit soll neben einer kurzen Beschreibung des mittleren klimatologischen Zustandes der Temperaturen besonders die Auswirkung von atmosphärischen Gezeitenwellen auf das Temperaturfeld untersucht werden. Besonderen Wert wird dabei auf die Beobachtung des hochvariablen Verhaltens der Temperaturen innerhalb einer Nacht sowie von Nacht zu Nacht gelegt. Neben Einflüssen von Gezeiten modifizieren dabei besonders Schwerewellen die Temperaturstruktur während einer Nachtmessung. Die im Jahr 1999 durchgeführten drei Meßkampagnen mit dem mobilen Kalium-Lidar des IAP sind für die Gezeitenanalyse eine willkommene Ergänzung, um die Temperaturstrukturen in niedrigen und mittleren Breiten vergleichen zu können. Die Charakterisierung von thermischen Gezeiten durch das Amplituden- und Phasenverhalten, die Verlagerungsgeschwindigkeit und Ausbreitungsrichtung der Wellen und die Häufigkeit des Auftretens von Gezeitenwellen steht im Mittelpunkt dieser Arbeit. Ein anschließender Vergleich mit ebenfalls verfügbaren Winddaten aus MF-Radarmessungen über Juliusruh auf Rügen (54°N, 13°O) versucht die dynamischen Gezeiteneffekte am Tag und die thermischen Gezeiten in der Nacht abzuschätzen. Durch neue Erkenntnisse über den mittleren Zustand und die Variationen von Wind und Temperaturen in

der Mesosphäre können dann Wellenausbreitungen und Wechselwirkungen mit anderen Atmosphärenschichten besser verstanden werden.

Die Dissertation gliedert sich dabei in folgende Teile: Nach diesen einführenden Bemerkungen werden in Kapitel 2 die wichtigsten Aspekte der Gezeitentheorie erläutert. Dazu gehört die klassische Theorie nach Chapman und Lindzen (1970) mit den wichtigsten Größen zur Identifizierung von thermischen Gezeiten sowie nichtlinearen Modifikationen. Das Kapitel 3 beschäftigt sich mit den gerätespezifischen Systemparametern des Lidars, der Bestimmung der Temperaturen und einer Fehlerbetrachtung. Das Kapitel 4 bildet den Hauptteil der Arbeit. Hier werden die Temperaturdaten von Kühlungsborn und Teneriffa statistisch ausgewertet und Gezeiteneffekte in Einzelmessungen und im jahreszeitlichen Verlauf vorgestellt. Dabei erfolgt immer auch eine Gegenüberstellung, in wie weit die Beobachtungen dem Bild der klassischen Gezeiten entsprechen. Die ergänzenden Vergleichsmessungen auf Teneriffa ermöglichen eine Charakterisierung des Gezeitenverhaltens bei niedriger geographischer Breite. Die Untersuchungen der Gezeitenstruktur im Wind- und Temperaturfeld über Kühlungsborn und Juliusruh schließen sich daran an. Eine Zusammenfassung mit einer Bewertung der Ergebnisse und ein Ausblick auf mögliche weitere Studien werden im Kapitel 5 dargestellt.

2 Gezeitentheorie

Gezeiten haben einen großen Einfluß auf die Zustandsgrößen in der mittleren Atmosphäre der Erde, indem sie globale Variationen im Temperatur-, Druck- und Windfeld mit periodischen Oszillationen von einem Tag sowie von zwölf, acht oder sechs Stunden erzeugen. Im folgenden werden die wichtigsten Aspekte der Gezeitentheorie zusammengefaßt.

2.1 Gezeitenanregung

Gezeitenwellen werden auch als erzwungene Schwingungen betrachtet, da sie eine periodische, externe Anregung benötigen. Während die Meeresgezeiten infolge der Gravitationswirkung von Mond und Sonne entstehen, werden Gezeiten in der Atmosphäre vor allem durch die periodische Absorption solarer Strahlung angeregt. Daher werden diese Gezeiten auch thermisch induzierte Gezeiten genannt. Die in der Atmosphäre dominierenden thermisch induzierten Gezeiten basieren auf der Periode eines Sonnentages über 24 Stunden. Gravitationswirkungen durch Sonne und Mond unterscheiden sich mit ihrer Periode (24 h, 50min.) von der eines Sonnentages und spielen entgegen früheren Überlegungen nur eine untergeordnete Rolle (< 3 %). Folgende wichtige Prozesse können Gezeitenschwingungen in der Atmosphäre verstärken (Forbes, 1984):

- Absorption von solarer EUV¹⁴- und UV-Strahlung durch molekularen Sauerstoff in der Meso- und unteren Thermosphäre,
- Absorption von solarer UV-Strahlung durch Ozon in der Strato- und Mesosphäre,
- Absorption von solarer NIR¹⁵-Strahlung durch Wasserdampf in der Tropo- und unteren Stratosphäre.

Das bedeutet, daß täglich wiederkehrende Schwingungen in der Atmosphäre, die überraschend starke Amplituden im Temperatur- und Windfeld bewirken, hauptsächlich durch Spurengase mit Konzentrationen von wenigen ppmv¹⁶ angeregt werden. Die Verteilungen von Ozon und Wasserdampf bewirken zusammen mit Sauerstoff tägliche Erwärmungsraten von mehr als zehn Kelvin pro Tag in der Atmosphäre. Die hohen Erwärmungsraten treten vor allem im Sommer auf, wenn die Sonneneinstrahlung besonders intensiv wird. In Abbildung 2.1 sind diese Heizraten für die wichtigsten Gase in der Atmosphäre im Höhenprofil als Tagesmittelwert dargestellt. Den stärksten Einfluß hat das Ozon mit mehr als 10 K pro Tag in der Stratosphäre durch starke Absorptionsbanden im UV-Bereich (Hartley- und Huggins-Bande). Da die Absorption der EUV- und UV-Strahlung durch molekularen Sauerstoff in der hohen Atmosphäre stattfindet, wird der molekulare Sauerstoff trotz seiner hohen Konzentration in der Atmosphäre erst oberhalb von 80 km für die Heizraten wirksam. Mehrere Absorp

¹⁴ EUV: extrem kurzwellige UV-Strahlung, es gilt ca.: < 100 nm für EUV und 100-400 nm für UV

¹⁵ NIR: nahes Infrarot gilt für einen Wellenlängenbereich von ca. 780-1000 nm

¹⁶ ppmv: parts per million volume (Volumeneinheit)

tionsbanden des Sauerstoffs im EUV-Bereich, z.B. Schumann-Runge-Banden und Schumann-Runge-Kontinuum, nehmen die sehr kurzwellige, energiereiche Strahlung auf. Die regelmäßigen Erwärmungsraten während eines Sonnentages generieren periodische Erwärmungen von 24, 12, 8 oder 6 Stunden. Die horizontale Ausbreitung erfolgt entsprechend der Bewegung der Sonne nach Westen (migrierende Gezeit). Die auf diese Weise angeregten Gezeiten sind somit ein globales Phänomen. Das muß bei der Beobachtung, Modellierung und Interpretation berücksichtigt werden.

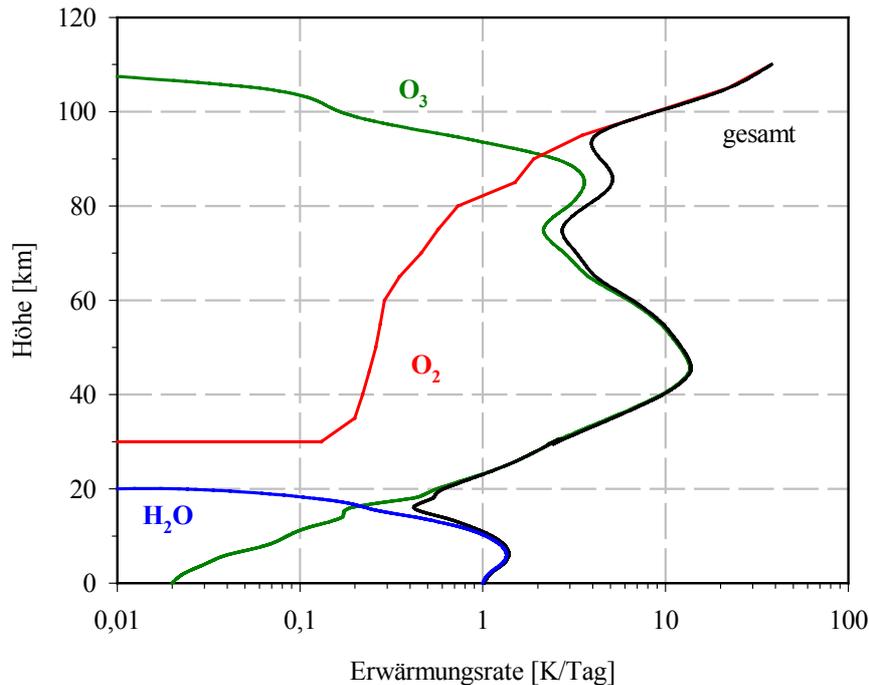


Abb. 2.1: Mittlere tägliche Erwärmungsraten [K/Tag] für Wasserdampf, Ozon und Sauerstoff im Höhenprofil der Atmosphäre für mittleren Breiten der Sommerhemisphäre (Berger und von Zahn, 1999).

Durch die zeitliche Zerlegung in einzelne Anteile einer harmonischen Reihenentwicklung (Fourierreihe) kann man die tägliche, halbtägige und 8h-Gezeitenanregung unterscheiden (Abb. 2.2). Besonders die periodischen 24h- und 12h-Anregungen dominieren gegenüber allen anderen Anteilen. Auffällig ist die Dominanz der täglichen Erwärmungsraten über den äquatorialen Breiten. Dadurch werden bevorzugt Perioden von 24 Stunden durch die nahezu gleiche Länge von Tag und Nacht erzeugt. Für 12 Stunden wird die Atmosphäre regelmäßig erwärmt und innerhalb von 12 Nachtstunden wieder abgekühlt. Über mittleren Breiten dominiert hingegen die halbtägige Gezeit mit einer Periode von 12 Stunden. Das wird deutlich durch die Dauer der Erwärmungsraten von 6 Stunden im Winter bzw. 18 Stunden im Sommer. Erwärmungsraten für die 8h-Gezeit sind über mittleren Breiten ebenfalls vorhanden. Zwischen hohen und mittleren Breiten findet eine Überlagerung periodischer Anregungen statt. Diese Erwärmungsraten regen nun periodische Wellen (Gezeiten) der atmosphärischen Zustandsgrößen Temperatur, Wind, Druck, Dichte an, die sich vertikal und horizontal in der Atmosphäre ausbreiten. Auf diese Weise können auch im Winter in hohen Breiten Gezeiten

effekte beobachtet werden, obwohl die periodischen Anregungen durch Erwärmungsraten dort minimal sind.

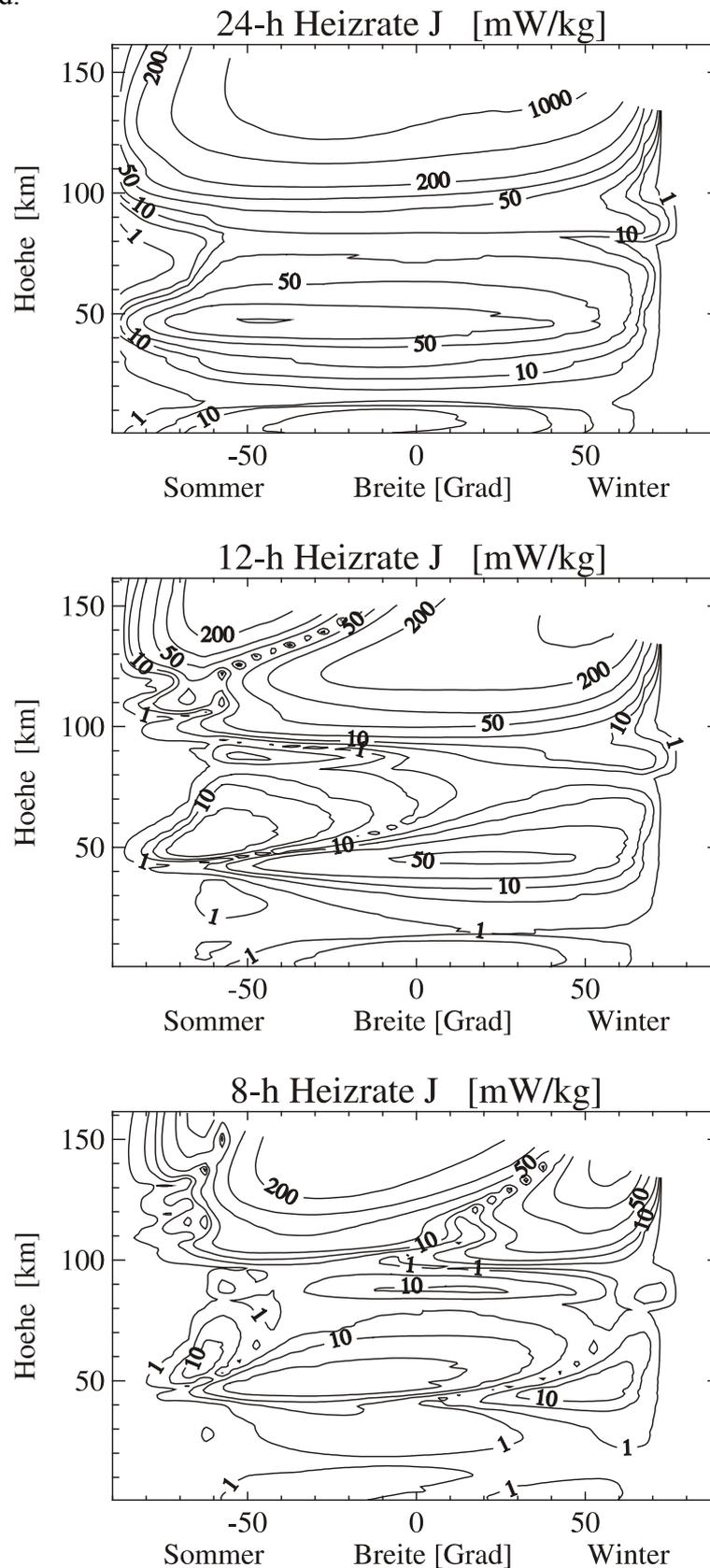


Abb. 2.2: Globale tägliche 24h-, 12h- und 8h-Erwärmungsraten berechnet mit einem Atmosphärenmodell für einen Sommertag nach Berger (1994).

Zusammenfassend kann man sagen, daß die thermische Anregung durch das solare Absorptionsverhalten von Ozon, Wasserdampf und Sauerstoff entsprechend der Länge der Sonnenscheindauer bestimmt wird. Der ganztägige und halbtägige Anteil in den Erwärmungsraten dominiert. Die 12h-Gezeit wird in mittleren Breiten besonders durch das stratosphärische Ozon angeregt, die 24h-Gezeit vor allem durch troposphärischen Wasserdampf in äquatorialen Breiten. Die sich daraus entwickelnden Gezeitenwellen werden mit der Auswertung der Lidar-Meßergebnisse ausführlicher in Kapitel 4 diskutiert.

2.2 Theorie der „klassischen“ Gezeiten

Die klassische Beschreibung von atmosphärischen Gezeiten basiert auf einer linearen mathematischen Theorie (Laplace, 1799; Hough, 1897; Chapman und Lindzen, 1970), die in einem hohen Maße Strukturen und Phänomene von real beobachteten Gezeiten wiedergibt. Diese lineare Theorie liefert die Grundlage für die am häufigsten anzutreffenden ganz- und halbtägigen Gezeiten der atmosphärischen Parameter Wind, Temperatur, Druck und Dichte, die mit der Sonne westwärts wandern. Diese sogenannten migrierenden Gezeitenwellen besitzen die zonale Wellenzahl 1 für die 24h-Gezeit und die zonale Wellenzahl 2 für die 12h-Gezeit (analog dazu gibt es noch: Wellenzahl 3 für die 8h-Gezeit und Wellenzahl 4 für die 6h-Gezeit). Neben diesen klassischen Gezeiten existieren noch weitere Wellenkomponenten, die zu den nicht-klassischen Gezeiten gezählt werden. Dazu gehören Wellen, die mit Gezeitenperioden (24h, 12h, 8h, 6h) ostwärts wandern oder mit abweichenden zonalen Wellenzahlen westwärts laufen bzw. stehende Anteile (zonale Wellenzahl = 0) besitzen (siehe Kapitel 2.3).

Laplace lieferte um 1800 erste theoretische Ansätze, um ozeanische und atmosphärische Gezeiten zu beschreiben. Er erkannte die Gezeiten als ein globales Phänomen, das sowohl im Ozean als auch in der Atmosphäre auftreten kann. Im Gegensatz zu den seit langem bekannten Meeresgezeiten wurden die atmosphärischen Gezeiten anhand von Luftdruckschwankungen an der Erdoberfläche beobachtet. Eine erste mathematische Lösung des Problems einer schwingenden Flüssigkeit (oder Gas) auf einer rotierenden Kugel lieferte Hough (1897, 1898). Die Atmosphäre wird dabei als schwingendes System betrachtet, das Eigenwerte besitzt. Diese Eigenwerte sind von der Struktur der Atmosphäre abhängig und können gegenüber anderen Wellenperioden verstärkt werden. Voraussetzung ist eine Anregung mit definierter Wellenzahl oder Periode, die möglichst gut den Eigenwerten entspricht.

Mit der technischen Verbesserung von Meßinstrumenten konnte man schrittweise in höhere Atmosphärenschichten vordringen und diese beobachten. Die traditionellen Radiosondenaufstiege waren für diese Zwecke nicht mehr geeignet, da sie nur Höhen bis ca. 40 km erreichen konnten. Seit den sechziger Jahren bestimmt man Gezeiten vor allem aus Windmessungen mit Radarsystemen. Dabei wurde deutlich, daß mit abnehmender Luftdichte die Wellenamplitude stark anwächst. Die Wellen können dadurch großen Schwankungen im Wind

feld erzeugen. Vor allem dominieren tägliche und halbtägige Gezeitenkomponenten, aber auch schwächere 8h-Gezeiten wurden bereits beobachtet (Thayaparan, 1997).

Den wesentlichsten Beitrag zur klassischen Gezeitentheorie lieferten Chapman und Lindzen (1970). Ausgangspunkt der klassischen Theorie bilden die hydro- und thermodynamischen Grundgleichungen eines idealen Gases auf einer rotierenden Kugel. Dazu gehören die horizontalen Bewegungsgleichungen nach Navier-Stokes, der I. Hauptsatz der Thermodynamik, die Kontinuitätsgleichung und die hydrostatische Grundgleichung.

Für analytische Lösungen zur Beschreibung der thermischen Gezeitenschwingungen ist es nötig, die Grundgleichungen für die Atmosphäre zu vereinfachen, um die Lösungsvielfalt einzuschränken. Dazu gehören:

- Annahme eines lokalen thermodynamischen Gleichgewichts,
- Annahme eines idealen Gases (bis 100 km),
- Annahme einer flachen Atmosphärenschicht im Vergleich zum Erdradius (Schwerebeschleunigung g ist konstant),
- hydrostatisches Gleichgewicht (geringe Vertikalbewegungen),
- Erde besitzt eine ideale Kugelgeometrie,
- die Topographie der Erde wird nicht berücksichtigt,
- es gibt keine dissipativen Prozesse, wie z.B. Reibung oder Dämpfung durch langwellige Ausstrahlung („*Newton-Cooling*¹⁷“),
- kein Hintergrundwind,
- isotherme Hintergrundatmosphäre ohne meridionalen Temperaturgradienten,
- Störungen wirken linear auf den ruhenden Grundzustand, d.h. keine quadratischen oder höheren Abweichungen sowie
- Beschränkung auf den Äquinoktienfall.

Die allgemeinen Grundgleichungen für die Atmosphäre sind nichtlinear und enthalten eine Reihe von dissipativen Termen. Durch die vereinfachenden Annahmen ist ein Separationsansatz für die Variablen u , v , w , T' , p' , ρ' möglich. Dabei werden die Bewegungsgleichungen auf einen zonal gemittelten Zustand und einen Störterm gegenüber der Hintergrundatmosphäre reduziert. Durch diese Vereinfachungen ergibt sich nur eine vertikale Abhängigkeit von Druck, Temperatur, Dichte und dem Horizontalwind. Zum Beispiel existiert dann im Grundzustand ein Temperaturprofil, aber kein meridionaler Temperaturgradient. Die Linearisierung der atmosphärischen Grundgleichungen im rotierenden System durch den Separationsansatz aller Störvariablen ermöglicht ein analytisches Lösungsverfahren für spezielle Zustände und Anregungsfunktionen.

Die Lösungen für das Gezeitenproblem werden entsprechend ihrer Anregung als zeitlich periodisch in zentraler Richtung angenommen. Dann gilt für Zonal-, Meridional- und

¹⁷ Newton-Cooling: proportional zur Abweichung von der Gleichgewichtstemperatur einsetzender Wärmetransport

Vertikalwind, für die Temperaturänderung, die Druck- und Dichteabweichung vom mittleren Zustand sowie für die Anregungsfunktion J :

$$u, v, w, T', p', \rho', J \propto e^{i(\omega T + s\lambda)} \quad (2.1)$$

Die Anregungsfunktion J beinhaltet Erwärmungsraten [W/kg] durch Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre. Sie setzt sich im wesentlichen aus den in Abschnitt 2.1 besprochenen Komponenten Ozon, Wasserdampf und Sauerstoff zusammen. Die Gezeitenschwingung mit der Winkelgeschwindigkeit ω wandert also entsprechend ihrer Anregung westwärts mit zonaler Wellenzahl s .

Die Trennung aller Variablen in einen vertikalen und meridionalen Anteil kann durch Ansatz einer Reihenentwicklung nach einem Orthogonalfunktionensystem $\Theta_n^{\omega, s}$ erfolgen. Mit Hilfe dieser Separation findet man ein universelles Funktionensystem, das horizontale Strukturen atmosphärischer Strömungen beschreibt. Der Separationsansatz sieht z.B. für die Anregungsfunktion J so aus:

$$J^{\omega, s} = \sum_n J_{s, n}^{\omega} (z) \Theta_n^{\omega, s} (\varphi) \quad (2.2)$$

Dabei wird angenommen, daß für die Breitenabhängigkeit ein universelles Funktionensystem existiert, das Orthogonalitätseigenschaften besitzt. Durch die vereinfachten Annahmen für die Atmosphäre und die Gezeitenschwingungen sowie deren Lösungsansätze ergeben sich zwei Differentialgleichungen:

1. die horizontale Strukturgleichung (Laplacesche Gezeitengleichung):

$$F(\Theta_n^s) + \frac{4r^2 \Omega^2}{gh_n} \Theta_n^s = 0 \quad (2.3)$$

und 2. die vertikale Strukturgleichung:

$$\frac{d^2 L_n}{dz^2} + \left(\frac{1}{h_n} \left(\frac{dH}{dz} + \kappa H \right) - \frac{1}{4} \right) L_n = \frac{\kappa J_n}{gh_n} e^{-\frac{z}{H}} \quad (2.4)$$

Dabei werden die separierten Grundgleichungen mit den Variablen $u, v, w, \rho', p', T', J$ auf eine Grundgleichung mit der abhängigen Variable L reduziert. Neben der Schwerebeschleunigung g ist r der Erdradius, $\kappa = (\gamma - 1)/\gamma = 2/7$, $\gamma = c_p/c_v = 1,4$ und H die Skalenhöhe¹⁸ der Atmosphäre mit $H = RT_0/g$. Bei einer mittleren Temperatur von 240 K vom Erdboden bis in 100 km Höhe nimmt man für die isotherme Atmosphäre eine Skalenhöhe von etwa sieben Kilometern an. Der Parameter Ω ist die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation.

¹⁸ Skalenhöhe: Höhenbereich in der Atmosphäre, bei der die Dichte um den Betrag $1/e$ abgenommen hat

Der Meridionalindex n kennzeichnet einen speziellen Eigenmode (Konvergenzpunkt) aus der Lösungsfamilie, der sich auf eine Winkelgeschwindigkeit ω und eine zonale Wellenzahl s bezieht. Mit der horizontalen und der vertikalen Strukturgleichung werden atmosphärische Anregungen oder Störungen mathematisch durch Eigenwerte und Eigenfunktionen ausgedrückt. Lösungen existieren, wenn bestimmte Randbedingungen erfüllt sind.

Die Lösung der horizontalen Strukturgleichung (Gleichung 2.3) liefert die Eigenwerte und das gesuchte Funktionensystem zur Beschreibung der Breitenabhängigkeit. Die Eigenfunktionen $\Theta_n^{\omega,s}$ werden als Hough-Funktionen nach Hough (1898) bezeichnet. Der Differentialoperator F wird nach Laplace definiert durch

$$F \equiv \frac{d}{d\mu} \left(\frac{1-\mu^2}{f^2 - \mu^2} \frac{d}{d\mu} \right) - \frac{1}{f^2 - \mu^2} \left(\frac{s}{f} \frac{f^2 + \mu^2}{f^2 - \mu^2} + \frac{s^2}{1-\mu^2} \right) \quad (2.5)$$

mit $f = \omega/2\Omega$ und $\mu = \cos \vartheta$. Die Eigenwerte h_n heißen äquivalente Tiefen. Die Hough-Funktionen bilden ein vollständiges Orthogonalsystem, was an ausgewählten Lösungen durch numerische Integration bestätigt wurde. Jedes Paar aus Eigenfunktion und zugehörigem Eigenwert bildet einen eigenen Mode. Dieser „Hough-Mode“ ist durch eine unendliche Reihe von normierten zugeordneten Legendre-Funktionen definiert. Unter Ausnutzung der Orthogonalitätseigenschaften erhält man ein System von Gleichungen, deren Legendre-Koeffizienten und äquivalente Tiefen von äquatorsymmetrischen und asymmetrischen Hough-Funktionen stammen. Erfolgt nun eine Anregung in der Nähe eines bestimmten Hough-Mode, dann wird sich bevorzugt eine horizontale Struktur im Wind- oder Temperaturfeld ausbilden, die dem

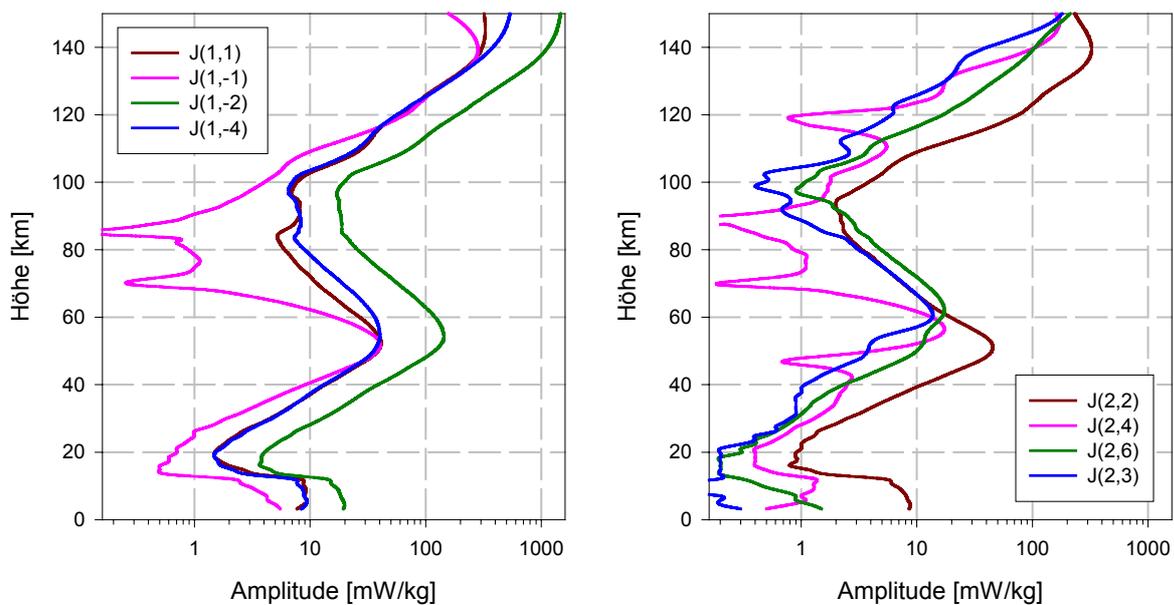


Abb. 2.3: **Links:** Hough-Entwicklungskoeffizienten $J_{s,n}$ entsprechend Glg 2.2 mit $\omega = 2\pi/24$, $s = 1$ der harmonischen 24h-Anregungsfunktion J , **Rechts:** $J_{s,n}$ mit $\omega = 2\pi/12$, $s = 2$ der harmonischen 12h-Anregungsfunktion J (1. und 2. Terme der Fourierentwicklung, siehe Abb. 2.2) nach Berger und von Zahn (1999).

betreffenden Mode sehr ähnlich ist.

In der Abbildung 2.3 wurden aus Gleichung 2.2 die Koeffizienten $J_{s,n}$ der ganz- und halbtägigen harmonischen Anregungsfunktion J nach Hough-Funktionen in einer Fourierreihe entwickelt. Es sind die vier wichtigsten Komponenten dargestellt, die den Hauptanteil für die Erwärmungsraten tragen. Entsprechend Abbildung 2.1 wird die Struktur der Erwärmungsraten gut wiedergegeben. Mit den ersten elf Komponenten aus der Reihenentwicklung der ganztägigen Anregungsfunktion kann die Anregung bis auf einen relativen Fehler von ein bis zwei Prozent beschrieben werden. Für die halbtägige Anregungsfunktion gelingt das für die ersten elf Reihenglieder mit einem relativen Fehler von zwei bis vier Prozent. Eine realistische Anregung kann damit bereits nach linearer Theorie durch eine Vielzahl von Hough-Moden gut repräsentiert werden.

Die Hough-Moden als Lösung der horizontalen Strukturgleichung liefern vor allem Aussagen über die Abhängigkeit der Gezeiten von der geographischen Breite. Die Abbildungen 2.4 und 2.5 zeigen für p , ρ , w , T wichtige Hough-Funktionen niedriger Ordnung in ihrer horizontalen, breitenabhängigen Struktur in der Form Θ_n^s als $H(s, n)$ für verschiedene Gezeitenperioden. Charakteristisch ist entweder ein symmetrischer oder asymmetrischer Verlauf zum Äquator. Die symmetrischen und asymmetrischen Hough-Funktionen für die 24h- und die 12h-Gezeit bilden den Schwerpunkt in der klassischen Theorie nach Chapman und Lindzen. Da aus den Lidarbeobachtungen über Kühlungsborn und Teneriffa auch die kürzeren Perioden mit acht und sechs Stunden häufiger beobachtet werden, sind diese Hough-Funktionen ebenfalls dargestellt. Diese Moden wurden in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen bisher nicht berücksichtigt. In dieser Arbeit sind sie aber ein wichtiges Hilfsmittel zur Interpretation der Meßergebnisse in Kapitel 4.

Die **Lösung der vertikalen Strukturgleichung** (Gleichung 2.4) ergibt eine vertikale Wellenlänge λ_z , wenn folgende Annahmen zutreffen:

- Verschwinden der Vertikalkomponente des Windes,
- isotherme Atmosphäre und
- Skalenhöhe H ist konstant.

Die vertikale Wellenlänge ist dann:

$$\lambda_z = 2\pi \sqrt{\frac{H}{\frac{\kappa}{h_n} - \frac{1}{4H}}} \quad (2.6)$$

Das Vorzeichen von h_n bestimmt die vertikale Struktur der klassischen thermischen Gezeiten. Ist h_n negativ, ergeben sich die sogenannten nicht-propagierenden Moden (engl.: „trapped modes“). Das bedeutet, daß die Welle eine unendliche vertikale Wellenlänge besitzt. In diesem Fall wird keine Energie und kein Impuls der Welle aufwärts transportiert. Bei positiven h_n erhält man den propagierenden Mode (engl.: „propagating mode“), wobei sich die Welle nach oben mit exponentiell anwachsender Amplitude infolge der Dichteabnahme der

Atmosphäre ausbreitet und Energie und Impuls transportiert. Während für die 24h-Gezeit auch negative Eigenwerte h_n existieren, bleiben für Perioden von zwölf, acht und sechs Stunden alle äquivalenten Tiefen h_n positiv, was ausschließlich auf sich vertikal ausbreitende Wellen hinweist. In der folgenden Tabelle 2.1 sind die wichtigsten Hough-Funktionen der 24h-, 12h-, 8h- und 6h-Gezeit mit den entsprechenden vertikalen Wellenlängen dargestellt.

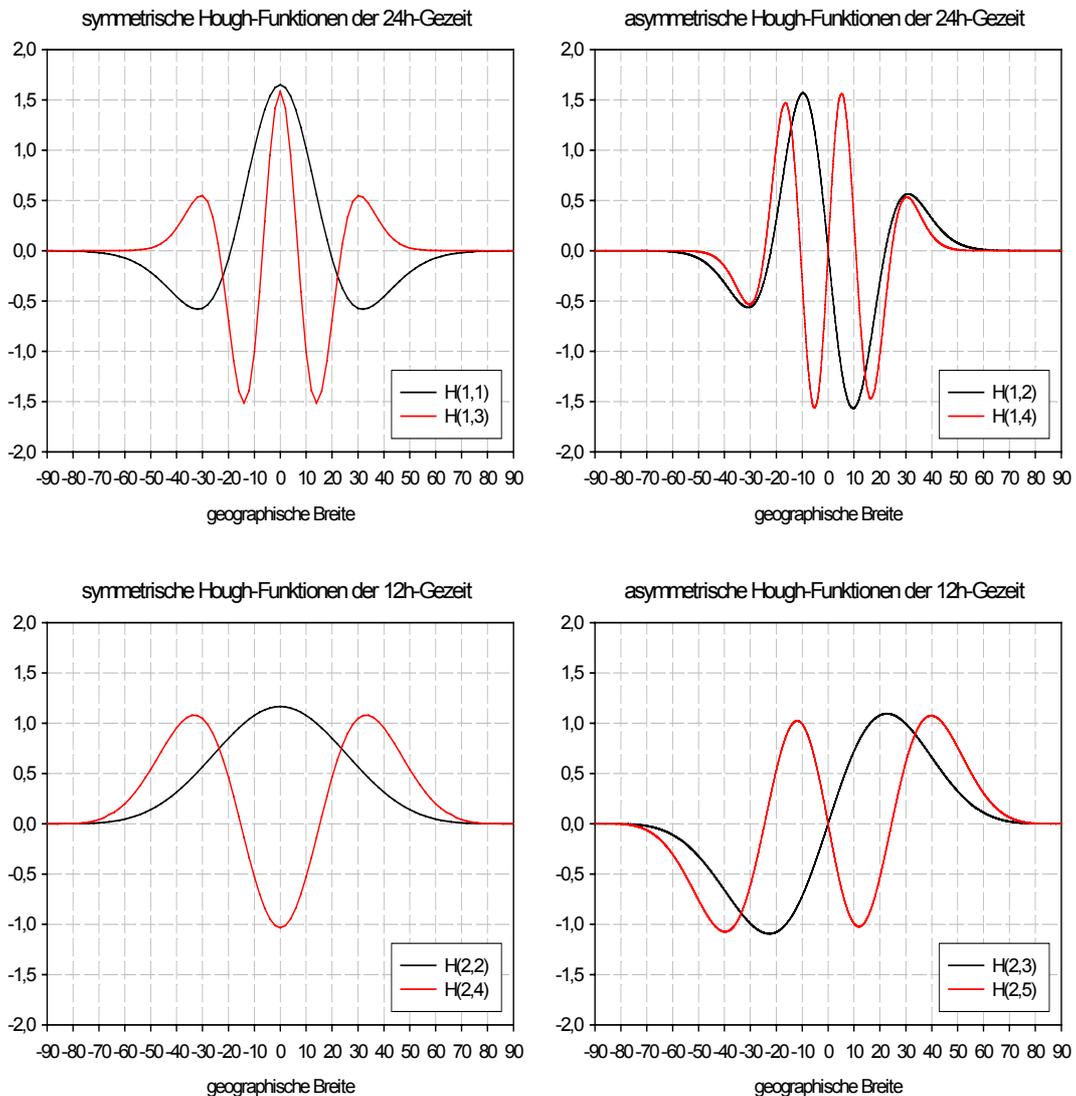


Abb. 2.4: Die ersten beiden dominierenden Hough-Funktionen für die ganztägige und halbtägige Gezeit mit symmetrischem und asymmetrischem Anteil.

Aus den Hough-Abbildungen 2.4 wird für den propagierenden Mode deutlich, daß die Maxima der 24h-Gezeit eher in äquatorialen Breiten zu finden sind. Dieser Effekt wird noch verstärkt, je höhere Ordnungen betrachtet werden. Die positiven und negativen Eigenwerte der täglichen Gezeit erlauben z.B. die Ausbildung von zwei Wellentypen, die vor allem durch den breitenabhängigen Coriolisparameter bestimmt werden. Der vertikale Energietransport in den Tropen erzeugt eine exponentiell anwachsende Wellenamplitude mit der Höhe. Dieser

propagierende $H(1,1)$ -Mode dominiert dort gegenüber allen anderen klassischen Hough-Moden für die 24h-Gezeit.

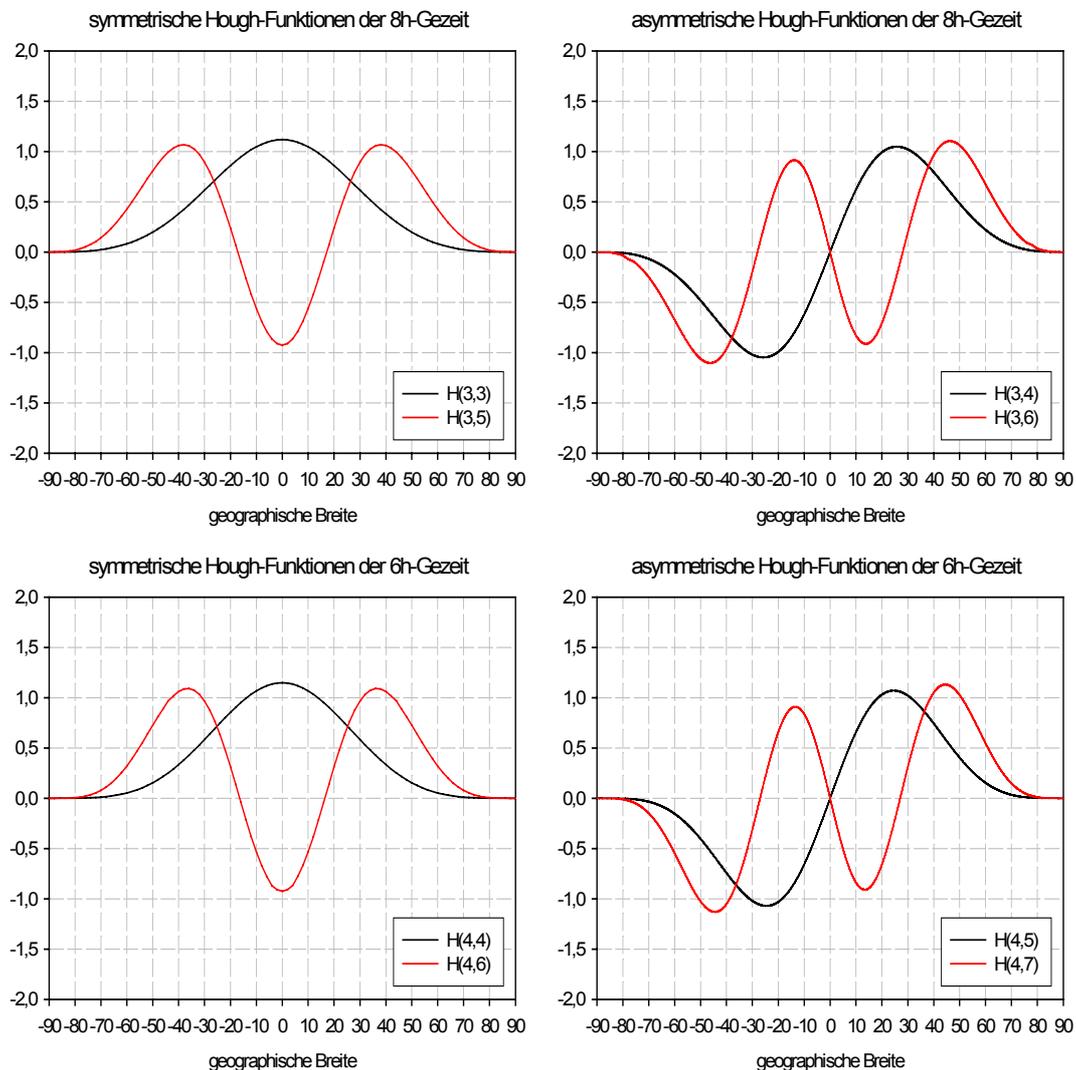


Abb. 2.5: Die ersten beiden dominierenden Hough-Funktionen für die 8h- und 6h-Gezeit mit symmetrischem und asymmetrischem Anteil.

In hohen Breiten ist der Corioliseffekt in vergleichbarer Größenordnung wie die Gezeitenanregung. Durch die stärkere Rotation wird die horizontale Divergenz im System reduziert, was die vertikale Ausbreitung der 24h-Welle hemmt. Die Lösung der Hough-Funktionen liefern dann für die 24h-Gezeit den nicht-propagierenden Mode. Durch diesen ist keine vertikale, sondern nur eine horizontale Ausbreitung möglich.

Die wichtigsten Moden der 12h-Gezeit treten bevorzugt in mittleren Breiten auf. Ähnlich wie bei den Hough-Funktionen der täglichen Gezeit „wandern“ die höheren Ordnungen der 12h-Gezeit zu höheren geographischen Breiten und schwächen sich gleichzeitig ab. Die vertikalen Wellenlängen sind viel größer als bei der täglichen Gezeit, nehmen aber ebenso deutlich mit höheren Hough-Moden ab (Tab. 2.1). Die Modenmuster für die 8h- und die 6h-Gezeit weisen große Ähnlichkeiten mit der halbtägigen Gezeit auf. Aus den Abbildungen 2.4 und 2.5 kann man schon erkennen, welche Anregungsmoden speziell für den Standort Küh

lungsborn mit 54° nördlicher Breite eine Rolle bei der Anregung von Gezeiten spielen können. Die 24h-Gezeit hat danach kaum Einfluß auf die lokale Gezeitenstruktur. Wichtiger sind vor allem die H(2,4)- und H(2,5)-Moden der 12h-Gezeit, die H(3,5)- und H(3,6)-Moden der 8h-Gezeit und die H(4,6)- und H(4,7)-Moden der 6h-Gezeit. Für einen einzelnen Meßstandort auf einer bestimmten geographischen Breite sind aber Gezeitenaussagen für einen auftretenden Hough-Mode schwierig, wenn die Messungen nicht mit Ergebnissen andere Standorte auf der Welt bei gleicher geographischer Breite verglichen werden können. Eine Zuordnung der einzelnen Moden nach klassischer Theorie kann an einem Beobachtungsort nur über die charakteristische vertikale Wellenzahl erfolgen, die aus den Messungen bestimmt wird.

24h-symm.	24h-asymm.	λ_z [km]	12h-symm.	12h-asymm.	λ_z [km]
H(1,1)		27,04	H(2,2)		310,58
	H(1,2)	15,41		H(2,3)	80,91
H(1,3)		10,86	H(2,4)		52,64
	H(1,4)	8,40		H(2,5)	39,93
8h-symm.	8h-asymm.	λ_z [km]	6h-symm.	6h-asymm.	λ_z [km]
H(3,3)		--	H(4,4)		--
	H(3,4)	418,26		H(4,5)	--
H(3,5)		116,16	H(4,6)		282,47
	H(3,6)	80,03		H(4,7)	129,19

Tab. 2.1: Berechnete vertikale Wellenlängen der ersten beiden dominierenden Hough-Funktionen für die 24h-, 12h-, 8h- und 6h-Gezeit.

Chapman und Lindzen (1970) vermuten für die 12h-Gezeit, daß die Ozonanregung in der Stratosphäre gegenüber Wasserdampf in der Troposphäre dominiert, weil der Höhenbereich von Ozon und damit das Niveau der Anregung größer ist. In der Mesopausenregion reagiert die 12h-Gezeit aber schon nach klassischer Theorie sehr sensitiv auf vorgegebene Temperaturprofile, weil die Skalenhöhe der Atmosphäre relativ klein ist (Forbes, 1984).

Eine wichtige Konsequenz der klassischen Theorie ist das Ergebnis, daß die mathematische Beschreibung der Gezeiten durch eine Reihenentwicklung von unabhängigen Eigenmoden, den sogenannten Hough-Moden, ausgedrückt werden kann. Dabei treten nach linearer Theorie genau die Moden in den Gezeiten auf, die auch in der Anregungsfunktion enthalten sind. Thermische Gezeiten können sich häufig aus einer Überlagerung verschiedenster Hough-Moden zusammensetzen, wobei die propagierenden Moden dominieren. Die Überlagerung von mehreren Hough-Moden nach klassischer Theorie deutet bereits auf eine sehr komplexe Struktur der thermisch induzierten Gezeiten hin. Da Gezeitenwellen zur Gruppe der internen Schwerewellen gehören, sind charakteristische Eigenschaften vorhanden, die aus Beobachtungen abgeleitet werden können. Dazu gehört neben einer charakteristischen vertikalen Wellenlänge λ_z vor allem eine oberhalb des Anregungsniveaus beginnende Phasenausbreitung der Welle mit der Zeit nach unten. Sie ist dem Impuls- und Energietransport aus

dem Anregungsniveau entgegengesetzt gerichtet. Der allgemeine Begriff der Phase wird in dieser Arbeit für die Temperaturen, immer als Zeitpunkt des Maximums der Wellenamplitude über die Kosinusfunktion bezeichnet.

Mit der klassischen Theorie wurde erstmals das Problem der Gezeiten im linearen Sinne vollständig mathematisch gelöst. Die täglichen Gezeitenkomponenten konnten im Vergleich zu Beobachtungen gut beschrieben werden (Forbes, 1984). Eine befriedigende Übereinstimmung der beobachteten halbtägigen Gezeit aus Radar-Windmessungen mit der Gezeitentheorie ist in unterschiedlichen geographischen Breiten viel schwieriger, da in diesem Fall viele der idealisierten Annahmen nicht mehr zulässig sind. Zu oft wurden in Beobachtungen starke jahreszeitliche Variationen und Irregularitäten in der Amplituden- und vor allem Phasenstruktur deutlich, die nicht mehr mit der linearen Theorie erklärbar waren.

Die klassische Gezeitentheorie gilt in der Atmosphäre bis etwa 100 km. Bindet man zusätzliche physikalische Prozesse ein, wie die mechanische und thermische Dissipation der Wellen, ein realistisches Hintergrundwindfeld oder längenabhängige Anregungsfunktionen, können die Gezeitengleichungen mathematisch nicht mehr in Höhe und geographische Breite separiert werden. Als Ausweg bliebe dann nur, numerische Lösungsverfahren einzusetzen. Bei diesen Berechnungen werden aber zusätzliche Gezeitenmoden erzeugt, die nicht in der Anregungsfunktion enthalten sind („*mode-coupling*“) und somit die Lösungsmenge erweitern (Berger, 1994). Diese Beispiele demonstrieren trotz der komplexen Struktur, daß die lineare Theorie zumindest qualitativ gute Anhaltspunkte zur Beschreibung von Gezeitenstrukturen bieten kann. Die großen zeitlichen und räumlichen Variationen der 24h- und 12h-Gezeiten erlauben allerdings nur begrenzte Interpretationen aus Beobachtungen von einzelnen Standorten. Das gilt erst recht für noch kürzere Perioden von acht oder sechs Stunden, da hier eine Ähnlichkeit und Wechselwirkung mit den Schwerewellen vorhanden ist.

Im Standardwerk zur klassischen Gezeitentheorie waren sich Chapman und Lindzen (1970) bereits über die offenen Probleme und Unsicherheiten bewußt:

„Given our uncertainties over the appropriate thermal structure, excitation and the effects of various excitations, such predictions (of diurnal and semidiurnal tidal behaviour , *erg. vom Autor*) must be taken as suggestive rather than definitive“ (Chapman und Lindzen, 1970).

2.3 Nicht-klassische Gezeiteneffekte

Neben den klassischen westwärts wandernden Gezeiten werden auch ostwärts wandernde Moden beobachtet und modelliert (Berger, 1994). Diese Gezeitenwellen gehören zur Gruppe der nicht-klassischen Gezeiten (engl.: *non-migrating tides*), die sich insbesondere durch hohe zonale Wellenzahlen auszeichnen. Die Ursache und Charakteristik von nicht-klassischen Gezeiten ist noch Gegenstand intensiver Diskussionen. Man vermutet, daß nicht-klassische Gezeitenanteile die gleiche Größenordnung der Wellenamplituden wie die klassischen

Gezeiten in der Mesopausenregion erreichen können. Nicht-klassische Komponenten werden speziell durch Erwärmungsquellen angeregt, die nicht zonal symmetrisch sind. Allgemein werden besonders Einflüsse in der Troposphäre (sensible und latente Wärmetransporte, Ausbildung von Konvektion, Eis und Wasserwolken, die Land-Meer-Verteilung, warme und kalte Meeresströmungen, orographische Effekte, längen- und breitenabhängige Wasserdampfverteilung u.a.) dafür verantwortlich gemacht. Generell kommen alle Anregungen in Frage, die zonal variieren, z.B. ist auch das Ozon als einer der Hauptquellen für die Anregung der Gezeiten nicht gleichmäßig über die geographische Länge und Breite verteilt. Diese sich nicht mit der Sonne westwärts bewegenden Gezeiten sind damit schon durch tägliche Variationen der Erwärmungsraten in der Troposphäre generierbar. Zusätzlich müssen aber auch Wechselwirkungen mit allen anderen vorhandenen Wellentypen (Welle-Welle-Wechselwirkung, Welle-Grundstromwechselwirkung) und weitere Prozesse in der Atmosphäre selbst (Dissipation, realistische Wind- und Temperaturprofile u.a.) berücksichtigt werden (Teitelbaum und Vial, 1991). Zeitweilig können diese Anteile sogar gegenüber den klassischen Gezeiten dominieren, da beide Arten sich nicht ausschließen, sondern gleichzeitig vorhanden sind und sich gegenseitig beeinflussen (Liebermann, 1992).

Der hohe Anteil variabler Einflüsse und Auswirkungen auf die Gezeitenstrukturen läßt nur indirekte Rückschlüsse auf mögliche Anregungsmechanismen und deren Größenordnungen zu. Oft werden einzelne Wellenparameter aus den Beobachtungen ermittelt, die man dann mit den klassischen Mustern in der zugehörigen geographischen Breite vergleicht. Die Abweichung vom klassischen Fall bestimmt den variablen Anteil. Besonders die dreidimensionale Struktur von klassischen und nicht-klassischen Gezeitenparametern ist mit dem bestehenden globalen Netzwerk an Beobachtungen sehr schwer zu erfassen. Aus Lidar- und Radarbeobachtungen erhält man Zeitreihen an festen lokalen Meßstationen. Durch die Erfassung von zeitabhängigen Vertikalprofilen atmosphärischer Zustandsgrößen, wird die räumliche Struktur der atmosphärischen Wellen nicht sichtbar. Man braucht dafür ein möglichst großes Beobachtungsnetzwerk mit mehreren Meßpunkten. Optimal verteilt wären solche gleichzeitig messenden Stationen entlang eines Breitenkreises. In diesem Fall würde man das Wandern der Gezeitenwellen nach Westen beobachten können. Die Unterschiede im Temperatur- und Windfeld zwischen den Meßpunkten beschreiben dann Abweichungen vom klassischen Muster, also nicht-klassische Gezeiteneffekte. Als Ergänzung zu den beobachteten Strukturen sind Modellrechnungen gekoppelter Atmosphärenmodelle sinnvoll, welche die Rolle von verschiedenen chemischen und dynamischen Prozessen simulieren können. Die Modellresultate können mit den Beobachtungsergebnissen verglichen bzw. als Interpretationsgrundlage genutzt werden. Auch das wird in Kapitel 4 bei den Gezeiteneffekten über Kühlungsborn und Teneriffa diskutiert. Beobachtungen atmosphärischer Parameter von Satelliten werden für die Auswertung in dieser Arbeit nicht verwendet, da Satelliten mit hoher Inklination¹⁹ für die Gezeitenanalyse ungeeignet sind.

¹⁹ Inklination: Neigung der Satellitenbahn zum Äquator

3 Temperaturmessung mit dem Kalium-Lidar

Aktive Fernerkundung durch Lidarmessungen erlaubt Aussagen über Dichte- und Temperaturverteilungen in der Mesopausenregion (80-110 km). Durch Ausnutzung der Resonanzfluoreszenz von Kaliumatomen kann deren dopplerverbreiterte Feinstruktur spektral vermessen werden. Aus dieser Feinstruktur sind Temperaturen bestimmbar.

3.1 Grundlagen des Lidars

Mit einem Laser werden kurze Lichtpulse auf bestimmten Wellenlängen, in der Regel vertikal, in die Atmosphäre ausgesandt. Durch die Anregung verschiedener Streuprozesse in unterschiedlichen Höhen kann man am Boden ein Signal des rückgestreuten Lichts empfangen. Aus diesem Rückstreusignal erhält man grundsätzlich zwei Informationen: Die Laufzeit des Signals liefert Angaben über die Höhe, in der das Licht zurückgestreut wurde. Aus der Intensität des Rückstreusignals kann man Aussagen über die Menge der Streukörper in der entsprechenden Höhe machen. Dieses Rückstreusignal wird durch das Lidargerät selbst beeinflusst, z.B. durch die Teleskopfläche oder die Empfindlichkeit des Empfängers und hängt weiterhin von atmosphärischen Parametern (wie Transmission der Atmosphäre und Rückstreuquerschnitt der Teilchen) ab. Die Intensität des Rückstreusignals $I(\lambda, r_i)$ wird durch die sogenannte Lidargleichung mathematisch beschrieben:

$$I(\lambda, r_i) = I_0(\lambda) \cdot \frac{A}{4\pi r_i^2} \cdot T^2(\lambda, r_i) \cdot \Delta r \cdot \eta(\lambda) \cdot R(\lambda, r_i) \cdot \rho(r_i) + U(r_i) \quad (3.1)$$

mit

$I(\lambda, r_i)$ als empfangene Intensität bei der emittierten Wellenlänge λ aus der Höhe r_i ,

$I_0(\lambda)$ als emittierte Intensität bei der Wellenlänge λ ,

A als effektive Teleskopfläche,

$T(\lambda, r_i)$ als Transmission der Atmosphäre zwischen Lidar und Streuhöhe r_i ,

Δr als Breite des Höhenkanals,

$\eta(\lambda)$ als Detektorempfindlichkeit,

$R(\lambda, r_i)$ als Rückstreuoeffizient aller Streuer bei der Wellenlänge λ ,

$\rho(r_i)$ als geometrischer Überlapp zwischen Sende- und Empfangskeule,

$U(r_i)$ als empfangene, höhenunabhängige Hintergrundstrahlung.

Für eine diskrete Höhe r_i verwendet man in der Regel ein charakteristisches Höhenintervall Δr , das durch die Integrationszeit der Zähl Elektronik festgelegt ist. Durch den Raumwinkel-faktor $1/(4\pi r_i^2)$ wird die Abnahme der Intensität mit dem Quadrat der Entfernung vom Laser berücksichtigt. Die Transmission $T(\lambda, r_i)$ wird vor allem durch die Atmosphäre selbst beeinflusst. Besonders in der Troposphäre geschieht das in Abhängigkeit von der Wellenlänge durch Wolken, Wasserdampf und Aerosole. Da jede Atmosphärenschicht zweimal durchlau

fen wird, muß die Transmission $T(\lambda, r_i)$ quadratisch in der Lidargleichung berücksichtigt werden. Der Rückstreukoeffizient $R(\lambda, r_i)$ setzt sich additiv aus den Rückstreukoeffizienten folgender Streuprozesse zusammen:

$$R(\lambda, r_i) = R_{Ray}(\lambda, r_i) + R_{Mie}(\lambda, r_i) + R_{Res}(\lambda, r_i) \quad (3.2)$$

Die einzelnen Koeffizienten beschreiben dabei folgende Streuprozesse:

- R_{Ray} , die Rayleigh-Streuung (höhenunabhängig bis 100 km, vorwiegend an Luftmolekülen, da die Wellenlänge des Lichts viel größer als das streuende Teilchen ist),
- R_{Mie} , die Mie-Streuung (vorwiegend unterhalb von 30 km an Aerosolen, da die Wellenlänge des Lichts in der Größenordnung des streuenden Teilchens ist) und
- R_{Res} , die Resonanzstreuung (wellenlängenabhängig mit z.T. großen Streuquerschnitten gegenüber der Rayleigh-Streuung, wobei die Wellenlänge des Laserlichts der notwendigen Energie entspricht, die zur elektronischen Anregung eines Atoms oder Moleküls benötigt wird, damit ein Photon emittiert werden kann).

Die vereinfachte Lidargleichung (3.1) setzt voraus, daß sich die Wellenlänge des Lichts nicht ändert. Für inelastische Streuprozesse, wie z.B. bei der Raman-Streuung, muß diese Gleichung erweitert werden. Für unser Kalium-Lidarsystem zur Bestimmung von Temperaturen spielt Raman-Streuung keine Rolle.

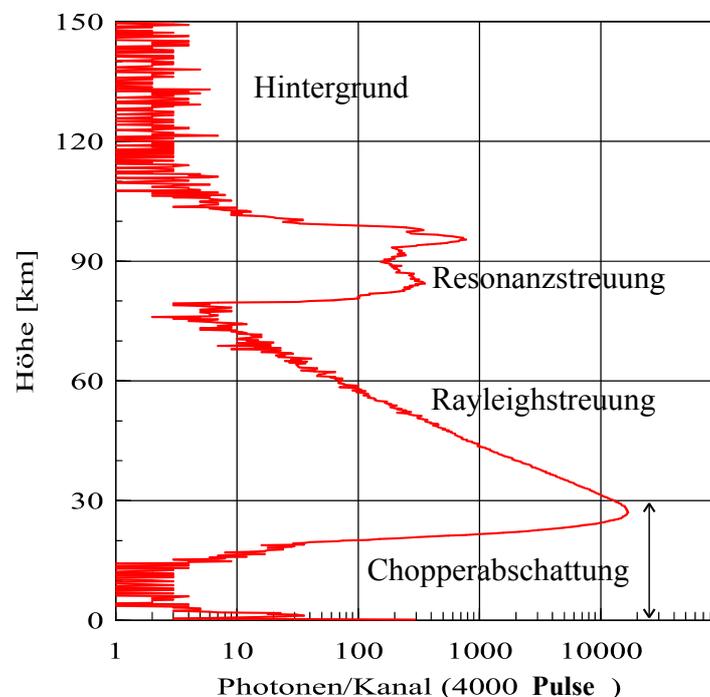


Abbildung 3.1: Typisches Rückstreuprofil des Kalium-Lidars gemittelt über 4000 Laserpulse (etwa 2,5 Minuten). Zwischen 80 und 105 km ist das Signal infolge Resonanzstreuung aus der Kaliumschicht zu erkennen.

In der Abbildung 3.1 ist ein typisches Rückstreuprofil des IAP-Lidars bei der Resonanzwellenlänge von Kalium (769,898 nm) nach Integration über 4000 Laserpulse dargestellt. Das Bild zeigt auf der logarithmischen Abszissenachse die Zahl der registrierten Photonen pro Höhenkanal (200 m) in Abhängigkeit von der Höhe. Unterhalb von knapp 30 km wird das Signal durch einen *Chopper*²⁰ geblockt. Der exponentiell mit der Höhe abnehmende Bereich der Zählrate wird durch Rayleigh-Streuung verursacht. Der Signalverlust entsteht dann durch die nach oben abnehmende Luftdichte. In 80-105 km Höhe befindet sich das Resonanzsignal aus der Kaliumschicht. Wichtig ist zu beachten, daß wir nur dort Temperaturen berechnen können, wo ein Signal aus der Kaliumschicht detektiert werden kann.

3.2 Das Kalium-Lidar und die Bestimmung der Temperatur

3.2.1 Das Kalium-Lidar

Am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn bildet das Kalium-Lidar die technische Grundlage für die Erforschung der Temperaturen in der mittleren Atmosphäre zwischen 80 und 105 km. Es wurde im wesentlichen an der Universität Bonn konzipiert und in Kühlungsborn weiterentwickelt (von Zahn und Höffner, 1996).

Das sehr robuste und gleichzeitig kompakte Lidarsystem wurde in einem Container installiert, wodurch ein mobiler Einsatz möglich wird. Derzeit sind fünf bis sechs ähnliche Metall-Lidarsysteme zur Untersuchung der Metallschichten weltweit in Betrieb. Diese Anlagen sind in der Regel ortsgebunden. Die Untersuchung der Mesopausenregion erfordert aber besonders Beobachtungen an verschiedenen Orten der Welt, um globale Strukturen und Variationen mit Modellresultaten vergleichen und erklären zu können. Erste Ergebnisse über die thermische Struktur der Mesopause wurden deshalb mit diesem Lidar auf einer Fahrt mit dem Forschungsschiff „Polarstern“ 1996 gewonnen (von Zahn et. al., 1996). Inzwischen liegt ein umfangreicher Beobachtungsdatensatz für Kühlungsborn und den zwischenzeitlichen Standort Teneriffa vor, worauf in Kapitel 4 näher eingegangen wird.

Eine ausführliche Beschreibung des mobilen IAP-Kalium-Lidar-Gerätesystems findet man bei Fricke-Begemann (1997) und Eska (1998). Deshalb soll hier nur in Grundzügen auf die für die Temperaturbestimmung wichtigen Systemparameter entsprechend Abbildung 3.2 eingegangen werden. Kernstück des Kalium-Lidars ist ein unidirektionales Alexandrit-Ringlasersystem. Der Laser hat die Funktion, neben der Rayleighstreuung vor allem Resonanzstreuung an Kaliumatomen in der Metallschicht anzuregen. Die $K(D_1)$ -Feinstrukturlinie hat ihr Maximum bei einer Wellenlänge von 769,898 nm in Luft. Für eine möglichst genaue Temperaturbestimmung wird diese dopplerverbreiterte $K(D_1)$ -Linie diskret abgetastet. Das gelingt technisch durch die geringe Bandbreite des Lasers von etwa 20 MHz (entspricht 0,04

²⁰ Ein *Chopper* ist ein rotierendes Flügelrad, daß im Strahlengang des Lasers entsprechend seiner Drehgeschwindigkeit den Strahl in bestimmten Höhenbereichen blockt.

pm) gegenüber 1 GHz (2 pm) Linienbreite der K(D₁)-Linie. Die Schmalbandigkeit des Lasers und dessen Durchstimmbarkeit im Bereich der Linienform sind deshalb entscheidende Systemvoraussetzungen für eine genaue Temperaturberechnung.

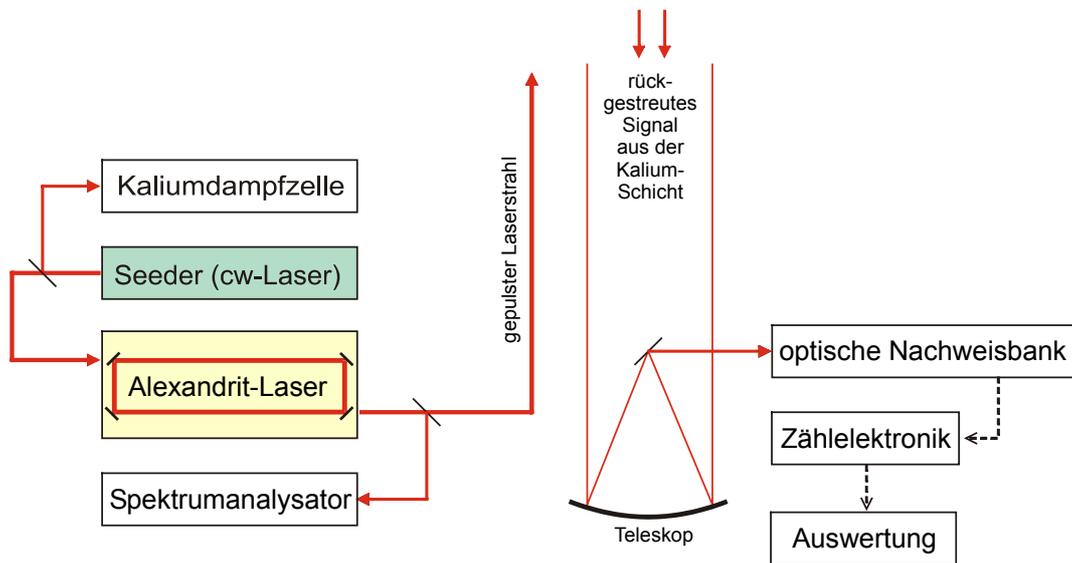


Abbildung 3.2: Schematische Darstellung der wichtigsten Bestandteile des IAP-Kalium-Lidars mit Sende- (links) und Empfangszweig (rechts).

Das Ringlasersystem mit dem rubinähnlichen Alexandrit-Kristall sorgt für die eigentliche optische Verstärkung des Laserstrahls. Der Ringlaser verstärkt als Resonator das Licht eines eingekoppelten Seeder-Lasers. Dieser schmalbandige Seederlaser ist ein extern stabilisierter Diodenlaser, der kontinuierlich Licht auf einer Wellenlänge emittiert. Zur Orientierung dient eine Kaliumdampfzelle, mit der die erforderliche Wellenlänge absolut bestimmt werden kann. Die zwei Pumpkammern mit den Blitzlampen schaffen die Voraussetzungen für den Laserprozeß, eine stimulierte Emission im Alexandrit-Kristall bei der vom Seeder-Laser vorgegebenen Wellenlänge zu generieren. Dieser Laserprozeß läuft optimal in nur einem Mode (TEM₀₀-Mode oder auch „Single-Mode“) ab. Der Laserstrahl hat eine Divergenz von ca. 0,5 mrad, was einem Strahldurchmesser von knapp 50 m in 90 km Höhe entspricht. Ein Spektrumanalysator bestimmt die spektrale Breite des Laserstrahls und kontrolliert, bei welcher Wellenlänge der Laserstrahl den Resonator verläßt. Dieses Gerät ist die Wellenlängenreferenz des Lidarsystems und bestimmt technisch die Genauigkeit der nachfolgenden Temperaturberechnung.

Ein Teil des zurückgestreuten Laserlichts wird mit dem Teleskop, einem 80 cm großen parabolischen Spiegel, empfangen und über eine Glasfaser in die optische Nachweisbank umgeleitet. Ein Interferenzfilter mit einer Breite von einem Nanometer begrenzt den Einfluß von Streulicht und Hintergrundstrahlung. In der jetzigen Konfiguration sind damit nur Nachtmessungen möglich. Für Tagesmessungen muß dieser Filter viel schmalbandiger sein, bestenfalls sollte er der Dopplerverbreiterung der Kalium-Linie entsprechen (2 pm). Dadurch

vermeidet man, daß zuviel von dem um Größenordnungen intensiveren Tageslicht in den Photomultiplier gelangt. Ein Chopper sorgt für die Abschattung der Signale aus den unteren 30 km, da dort zu viele Photonen zurückgestreut werden, so daß der Photomultiplier zerstört werden kann. Der Photomultiplier registriert die ankommenden Photonen und wandelt diese in elektrische Pulse um. Die angeschlossene Zähl Elektronik summiert die einzelnen Photonen in verschiedenen Höhenkanälen auf. Eine typische Zählrate aus dem Maximum der Kaliumschicht ist ungefähr ein Photon pro Höhenkanal bei zehn Laserpulsen. Das Meßprogramm summiert 4000 Laserpulse zu einem Profil auf, um die Datenmenge bei einer Frequenz des Lidarsystems von 30 Hz einzugrenzen. Dafür werden ungefähr zwei bis drei Minuten benötigt. Das Kalium-Lidarsystem hat folgende technischen Parameter:

- Laser: unidirektionaler Alexandrit-Ringlaser
- Seeder: extern stabilisierter Diodenlaser
- Wellenlänge: 768-772 nm
- Pulsenergie: 150 mJ
- spektrale Breite: ≤ 20 MHz
- Pulsdauer: 150 ns (FWHM)
- Pulslänge: ca. 40 m
- Repititionsrate: 30 Hz
- Polarisation: linear
- Teleskopspiegel: 0,8 m (Durchmesser)
- Teleskopgesichtsfeld: 0,78 mrad
- Strahldivergenz: 0,5 mrad
- Interferenzfilter: 1,1 nm
- TEM₀₀-Mode: 99 % (fast perfekte Gaußform)
- Höhenauflösung: 200 m
- Resonanzlinie: K(D₁)

3.2.2 Die K(D₁)-Feinstrukturlinie

Kalium kommt auf der Erde in den Isotopen ³⁹K (93,1%) und ⁴¹K vor. Dementsprechend wird die Form der Feinstrukturlinie hauptsächlich durch das häufigere Isotop ³⁹K bestimmt. Das seltenere Isotop ⁴¹K verformt die Linie etwas und muß ebenfalls berücksichtigt werden. Die K(D₁)-Feinstrukturlinie besitzt im Fall von ³⁹K im Maximum eine Luftwellenlänge von 769,898 nm und einen Rückstreuquerschnitt $d\sigma_{\max}(180^\circ)/d\Omega = 7.65 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2/\text{ster}$ bei 200 K. Für die Kombination beider Isotope sinkt dieser Wert auf $7.51 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2/\text{ster}$. Damit ist er noch um mehr als 15 Größenordnungen höher als der für die Rayleigh-Streuung. Die K(D₁)-Linie jedes Isotops zeigt eine Aufspaltung in vier Hyperfeinstrukturlinien. Durch die Messung der spektralen Form der K(D₁)-Linie läßt sich die mittlere Temperatur der Kaliumatome bestimmen. Unter Annahme des thermischen Gleichgewichts entspricht die Temperatur der Kaliumatome genau der Temperatur der Atmosphäre. Die thermische Bewegung der Atome

in der Metallschicht erzeugt eine Dopplerverbreiterung der Resonanzwellenlänge. Für alle Atome stellt sich aufgrund der Boltzmann-Verteilung eine Form der Resonanzlinie ein, die sich aus der Überlagerung der acht Hyperfeinstrukturlinien ergibt (Abb. 3.3). Aus dieser Abbildung 3.3 ist zu erkennen, daß Seederlaser und Alexandrit für die genaue Bestimmung des Maximums und der Breite der $K(D_1)$ -Resonanzlinie einen Wellenlängenbereich von ca. 4 pm abdecken müssen. Da mehrere Hyperfeinstrukturlinien die $K(D_1)$ -Linie bilden, entsteht keine richtige Gaußform. Bei höheren Temperaturen wird die Kurve etwas symmetrischer, während sie bei niedrigen Temperaturen (<175 K) noch stärker von einer Gaußform abweicht.

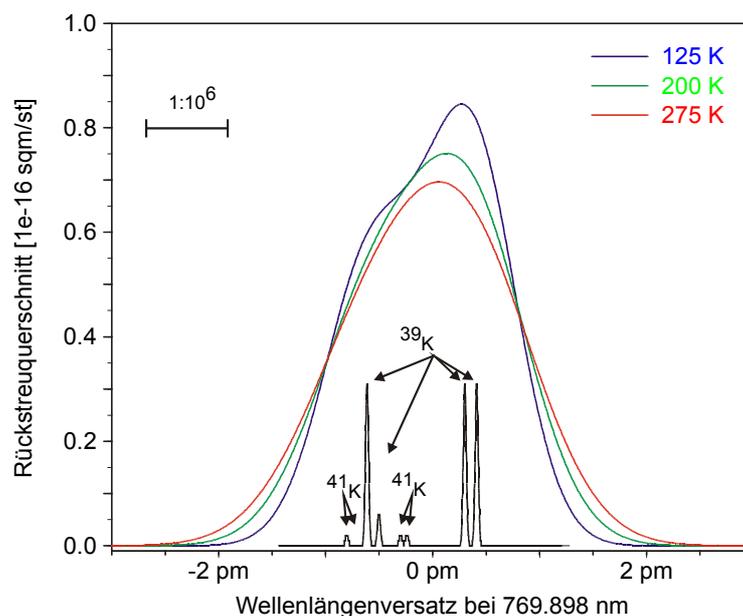


Abb. 3.3: Dopplerverbreiterte Feinstrukturlinie des $K(D_1)$ -Übergangs bei verschiedenen Temperaturen. In der Mitte sind für beide Isotope die Hyperfeinstrukturlinien dargestellt.

Es gibt noch eine weitere Linie bei 766,491 nm, die $K(D_2)$ -Linie. Der Rückstreuquerschnitt ist dort doppelt so groß. Deshalb wäre diese Wellenlänge noch besser für Lidarmessungen von Kalium-Atomen geeignet. Die $K(D_2)$ -Linie liegt aber auf der Flanke einer Absorptionslinie des Sauerstoffs. Die Druckverbreiterung von Sauerstoff ist so groß ist, daß die Transmission durch die Troposphäre weniger als ein Prozent beträgt. Damit kann vom Boden aus kein Kalium bei 766,491 nm in der Atmosphäre gemessen werden. Dieser Effekt wurde von anderen Wissenschaftlern bei der Beschreibung solcher Lidarsysteme übersehen (Papen et al., 1995).

3.2.3 Die Bestimmung der Temperatur

Die Bewegung der Atome entsprechend ihrer Temperatur führt zu einer Dopplerverbreiterung der Resonanzlinie. Dadurch gibt es einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der Breite bzw. Form der Resonanzlinie und der Temperatur, der in Abbildung 3.4 dargestellt wird. Die

Halbwertsbreite der Feinstrukturlinie beträgt bei 200 K etwa 1,85 pm und wächst zu höheren Temperaturen etwa um 0,1%/K. Während der Laser symmetrisch um das Zentrum der Feinstrukturlinie scannt, werden für jeden Höhenbereich die empfangenen Photonen in 18 Kanäle (mit jeweils 0,18 pm) eingeordnet und gezählt.

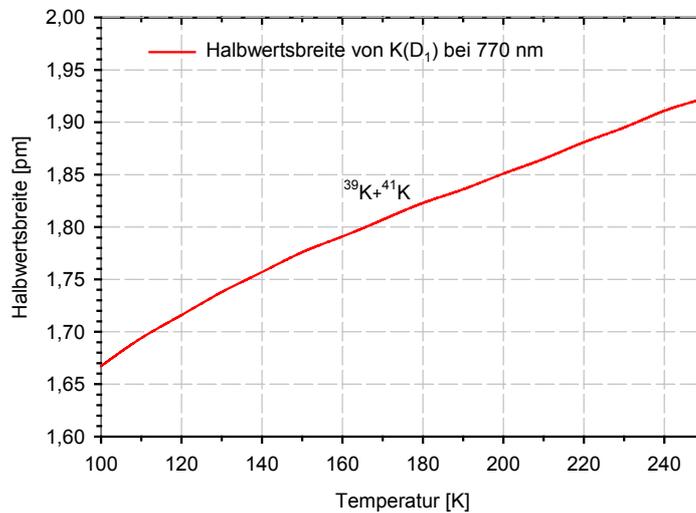


Abb. 3.4: Veränderung der Halbwertsbreite des Rückstreuquerschnitts der $K(D_1)$ -Linie in Abhängigkeit von der Temperatur für die Kalium-Isotope $^{39}\text{K}+^{41}\text{K}$ (von Zahn und Höffner, 1996).

Aus den gemessenen Zählraten pro Höhenkanal bestimmt man dann die Form und Breite der Resonanzkurve durch ein numerisches, nichtlineares Näherungsverfahren, den Levenberg-Marquardt-Algorithmus. Diese Methode arbeitet nach dem Prinzip der Minimierung der quadratischen Fehler („*non-linear least square fit*“), wobei eine theoretische Kurve, die eine bestimmte Temperatur repräsentiert, an die Meßwerte angepaßt wird. Dadurch läßt sich eindeutig eine Temperatur für jede entsprechende Höhe der Kaliumschicht zuordnen. Abbildung 3.5 zeigt ein Beispiel einer Messung der aufgezeichneten und dazu berechneten Werte der Zählraten in jedem der 18 Wellenlängenkanäle aus einer Höhe. Diese Zählraten wurden innerhalb von dreieinhalb Stunden aus dem Maximum der Kaliumschicht gewonnen.

Mit einem laufenden vertikalen und zeitlichen Mittel werden aus diesen Zählraten Temperaturen berechnet. Die zeitliche Auflösung der Temperaturprofile beträgt 15 Minuten bei Integration über eine Stunde für jede Höhe. Die vertikale Auflösung der einstündigen Temperaturprofile beträgt 1 km. In Abbildung 3.6 sind berechnete Temperaturprofile aus einer Nachtmessung mit dem Kalium-Lidar dargestellt. Statistische bzw. systematische Fehler werden im folgenden Abschnitt 3.2 behandelt und sind zur besseren Übersicht nicht eingezeichnet. Die einzelnen Temperaturprofile erhielten einen Offset von 20 Kelvin pro Stunde. Auffallend sind wellenartige Variationen im Verlauf der Meßnacht, die sich mit der Zeit nach unten ausbreiten. Durch den Offset entsprechen gedrängte Linien einer Abkühlung und Linienabstände größer als fünf Kelvin einer Erwärmung. Zum Vergleich wurde als blaue

Linie die adiabatische Abkühlungsrate (10 K/km) eingezeichnet, um die starken Veränderungen des Temperaturfeldes auf relativ kurzen Zeitskalen zu verdeutlichen. Diese Variationen im Verlauf einer Nacht stehen im Mittelpunkt der Untersuchungen für diese Arbeit.

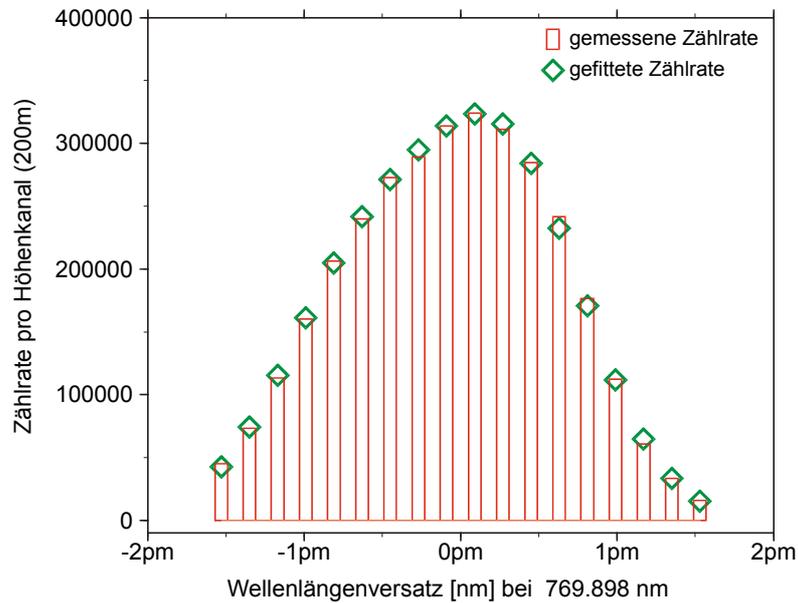


Abbildung 3.5: Gemessene und gefittete Form der Spektrallinie für die einzelnen Wellenlängenkanäle aus einer Höhe im Maximum der Kaliumschicht zu einem ausgewählten Zeitpunkt in einer Meßnacht.

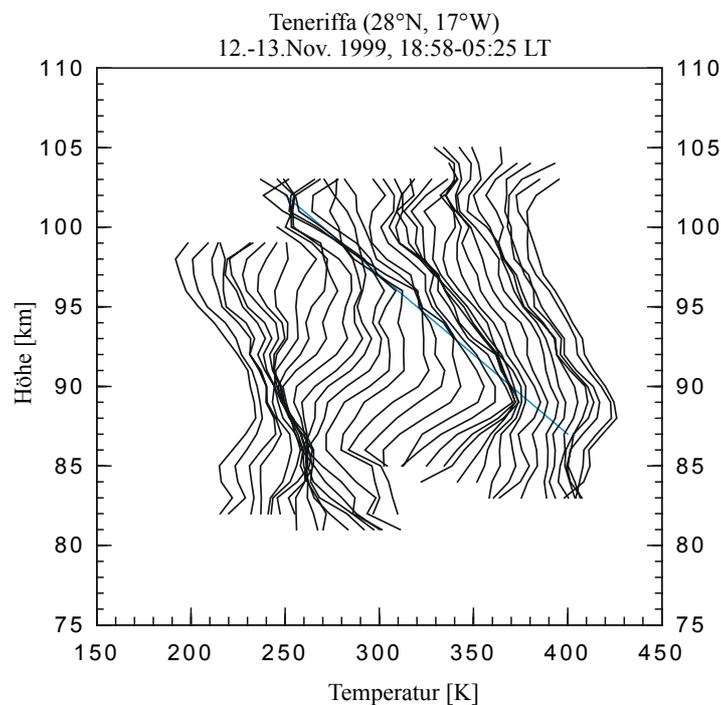


Abb. 3.6: Aus Kalium-Lidarmessungen in der Nacht vom 12. zum 13. November 1999 auf Teneriffa berechnete Temperaturprofile. Die einzelnen Profile sind mit einem Offset von 20 K pro Stunde dargestellt. Die blaue Linie markiert den adiabatischen Temperaturgradienten.

Auffällig in Abbildung 3.6 sind auch die unterschiedlichen Höhenbereiche an den Ober- und Unterkanten der Temperaturprofile. Ein schwächeres Signal aus der Kaliumschicht, infolge geringerer Konzentrationen von Metallatomen, erhöht den statistischen Fehler bei der Temperaturberechnung. Für verlässliche Aussagen werden daher nur Temperaturen bis zu einem statistischen Fehler von zehn Kelvin aus der numerischen Integration berücksichtigt.

Aus der Resonanzkurve kann man noch weitere Informationen gewinnen. So z.B. über die Dichte der Kaliumatome entsprechend der Stärke des Rückstreusignals, sowie über vertikale Winde aus Dopplerverschiebungen des Linienschwerpunktes.

3.2.4 Kaliumdichte-Messungen

Grundsätzlich kann man nur dort Temperaturen berechnen, wo Kaliumatome vorhanden sind und mit dem Kalium-Lidar gemessen werden. In der Kaliumschicht zwischen 75 und 110 km werden maximale Kaliumdichten von 30-100 Atomen pro cm^3 beobachtet. Umfangreiche Untersuchungen zu Kalium- und anderen Metallichten wurden von Eska (1998) und Gerding (2000) veröffentlicht. Da die Kaliumschicht selbst auch einen Jahresgang besitzt, kann man innerhalb von zwölf Monaten nicht immer aus dem gleichen Höhenintervall Temperaturinformationen bekommen. Das muß besonders auch bei Untersuchungen von Wellenausbreitungen berücksichtigt werden.

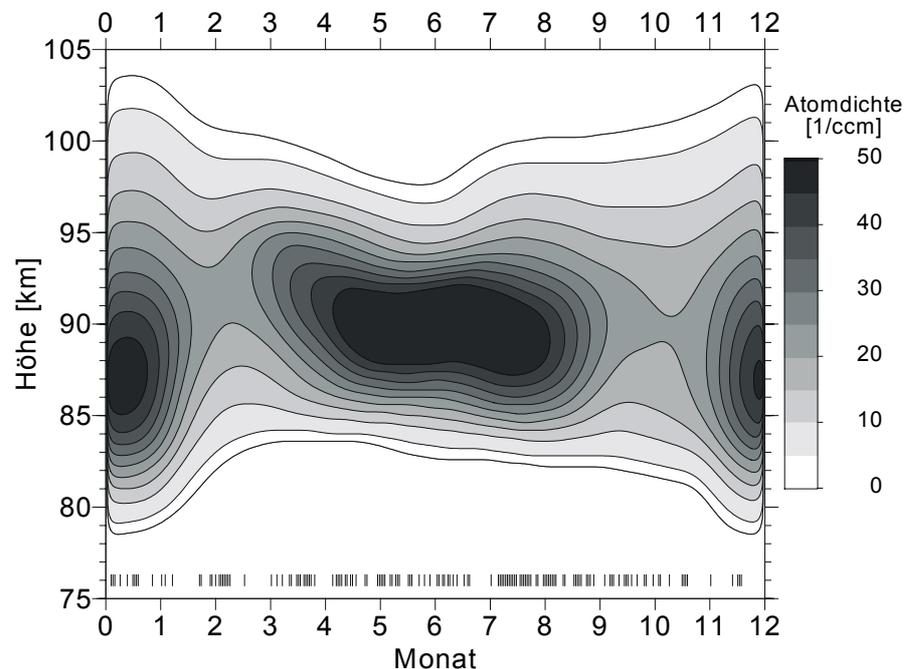


Abb. 3.7: Mittlerer Jahresgang der Kaliumdichte von 1996-1999, gemessen über Kühlungsborn. Die Markierungen am unteren Bildrand weisen auf die Meßtage hin (Eska, 1998).

In Abbildung 3.7 ist der gemessene Jahresgang der Kaliumdichten über Kühlungsborn dargestellt. Auffällig ist sowohl eine Variation der Dichte der Kaliumatome, als auch eine Änderung des Höhenbereiches der Kaliumschicht. Die Kaliumdichte weist eine halbjährliche Variation mit dem stärkeren Maximum im Sommer auf; die Breite der Kaliumschicht variiert jährlich. Im Sommer ist die typische Breite der Kaliumschicht deutlich schmaler als im Winter. Gleichzeitig treten im Sommer die höchsten Dichten während des ganzen Jahres auf, die bei einzelnen Nachtmessungen mehr als 100 Atome/cm^3 betragen können.

Eska (1998) hat aus der beobachteten Kaliumschicht über Kühlungsborn eine häufig positive Korrelation zwischen Kaliumdichte- und Temperaturvariationen an der Unterkante der Metallschicht gefunden und eine negative Korrelation an der Oberkante. Durch den großen Einfluß der meteorischen Quelle auf die Anzahl der Kaliumatome in der Mesopausenregion beobachtet man immer wieder sogenannte sporadische Schichten, die innerhalb weniger Minuten erhebliche Abweichungen vom mittleren Profil erzeugen. Durch die jahreszeitlichen Unterschiede beim Auftreten von Kaliumatomen können im Winter Temperaturprofile mit einem größeren Höhenbereich als im Sommer gemessen werden. Ein zusätzlicher Vorteil im Winter ist die deutlich längere Meßdauer, da bisher nur Nachtmessungen möglich sind. Die längsten Nächte sind dann über 14 Stunden lang. Über das ganze Jahr gesehen, erhält man in Kühlungsborn Temperaturen aus einem Höhenbereich von etwa 85-100 km. Dieser Bereich reicht aus, um die Höhe der Mesopause über das ganze Jahr zu beobachten (siehe Kapitel 4).

Die Zuverlässigkeit des Systems und das Wetter sind entscheidende Einflußfaktoren für den operationellen Meßbetrieb des IAP-Kalium-Lidars. Der Laserprozeß wird durch hochpräzise und empfindliche Optiken ermöglicht, die zum Teil starken Beanspruchungen ausgesetzt sind. Manche Bestandteile des Systems müssen temperaturstabilisiert arbeiten. Der Laser ist sehr robust konstruiert und hat sich im längeren Einsatz auf Meßkampagnen über mehrere Monate bewährt. Das Wetter spielt eine wichtige Rolle, denn besonders in der Troposphäre kann Mie-Streuung an Wasser- oder Eisteilchen das Signal so stark abschwächen, daß kein Nachweis aus höheren Schichten möglich ist. Schon hauchdünne Cirrus-Schichten, die man kaum mit dem Auge erkennt, schwächen das empfangbare Signal aus der Metallschicht deutlich ab.

Durch die feste, vertikale Ausrichtung des Laserstrahls wird das angestrahlte Luftvolumen nicht weiter verfolgt, sondern es driftet immer neue Luft in den Laserstrahl. Daher entspricht die Beobachtung in der Metallschicht nicht ein und demselben Luftpaket, sondern zeitlich aufeinanderfolgenden Luftmassen, die den Laserstrahl passieren. Bei Windgeschwindigkeiten von mehreren Metern pro Sekunde beträgt die Verweildauer im Laserstrahl nur einige Sekunden. Die beobachteten Variationen im Lidarsignal während einer Nacht entsprechen somit einer Struktur entlang der Trajektorien dieser Luftpakete (Eulersches Prinzip). Eine Auswertung der Temperaturvariationen sollte, wenn möglich, unter Berücksichtigung der Windbedingungen erfolgen.

3.2.5 Fehlerbetrachtungen und Ergänzungen

Resonanzfluoreszenz-Lidarsysteme sind im Meßbetrieb spektral sehr genau auf ausgewählte Metallatome abgestimmt. Neben den systematischen Fehlern müssen bei der Temperaturberechnung auch statistische Fehler berücksichtigt werden. Diese sind nachfolgend aufgeführt. Zu den möglichen systematischen Fehlern gehören u.a.:

- Spektrale Eichung und mögliche Drift des Spektrumanalysators (± 3 K),
- Genauigkeit der atomphysikalischen Konstanten (± 1 K),
- Sättigung²¹ in der Kaliumschicht ($< 0,2$ K),
- Messung der Zählraten in nur 18 Höhenkanälen.

Die größten systematischen Fehler des Lidarsystems entstehen bei der Kalibrierung des Spektrumanalysators, der nach Abschätzungen durch von Zahn und Höffner (1996) ca. ± 3 K beträgt. Wichtig für die Berechnung der Temperaturen ist auch die möglichst genaue Kenntnis der atomphysikalischen Konstanten, die aus der Literatur entnommen wurden. Dieser systematische Fehler beträgt etwa ± 1 K. Obwohl das ^{39}K -Isotop viel häufiger auf der Erde vorkommt, müssen beide Isotope für die theoretische Linienform berücksichtigt werden, sonst ergäbe sich ein Fehler von etwa ± 2 K. Eine Beschränkung auf 18 Höhenkanäle bei der Abstimmung der Resonanzlinie wurde in der bisherigen Auswertesoftware benutzt. Eine entsprechende Verringerung der Kanalbreite verbessert die Genauigkeit bei der Bestimmung der Form der Kurve. Für unser Lidarsystem sind Sättigungseffekte in der Kaliumschicht vernachlässigbar. Entsprechend der Pulsdauer und der Divergenz des Laserstrahls beträgt die Sättigung weniger als 0,2 % für eine einzelne Hyperfeinstrukturlinie (von Zahn und Höffner, 1996). Selbst bei einem Sättigungseffekt von 10 % würde sich die berechnete Temperatur nur um weniger als $\pm 0,2$ K ändern. Der geringe Einfluß der Sättigung ist darauf zurückzuführen, daß die drei stärksten Hyperfeinstrukturlinien den gleichen Sättigungsgrad erreichen.

Die Bestimmung der Temperatur über den nichtlinearen *Least-Square-Fit* erfordert jeweils geeignete Anfangsbedingungen für den Fit, z.B. wo das Maximum der Kurve ist, wie stark es ist oder wie hoch ist das Untergrundrauschen und das Rayleigh-Signal. Zusätzlich wird ein geeignetes Abbruchkriterium benötigt, bis wann der Algorithmus rechnen soll. Diese Kriterien werden alle numerisch gelöst. Dadurch wird deutlich, daß die Temperaturberechnung generell schwieriger zu realisieren ist, als z.B. die Dichtebestimmung von Kalium aus Relativmessungen (Signal aus der Kaliumschicht im Verhältnis zum Rayleigh-Signal bei 30 km). Temperaturberechnungen setzen ein lokales thermodynamisches Gleichgewicht voraus, das bis 100 km angenommen werden kann.

Für den statistischen Fehler bei der Temperaturberechnung spielen die Photonenzählraten eine wichtige Rolle. In Bereichen mit viel Kalium werden hohe Zählraten gemessen. Dort ist der Fehler kleiner als ± 1 K. Am Rand der Kaliumschicht sinken die Photonenzählraten stark ab. Dadurch wird eine Trennung von Signal und Rauschen schwierig. Der Tempe

²¹ Sättigung: nichtlineare Rückstreuintensitäten gegenüber der Einstrahlung, die wellenlängenabhängig sind

raturfehler kann schnell über ± 10 K wachsen. Über einen weiten Bereich der Kaliumschicht bleibt der statistische Fehler nach Integration über eine Stunde bei 1-2 K. Der systematische Fehler kann mit 2-3 K angegeben werden. Abbildung 3.8 zeigt ein typisches Nachtmittel der Temperatur mit Fehlerbalken über unserem Meßstandpunkt Teneriffa (28°N , 17°W). Deutlich ist der kleinere statistische Fehler in der Mitte und der größere am Rand der Kaliumschicht zu erkennen. Zur besseren Orientierung ist die Referenzatmosphäre CIRA 86 (Fleming et al, 1990) mit angegeben. Deutliche Abweichungen zum Standardprofil sind zu erkennen. Der Verlauf des Fehlers innerhalb der Meßnacht wird in Abb. 3.8 rechts gezeigt. Untersuchungen von Wellenaktivitäten müssen die Variationen innerhalb der ganzen Nacht berücksichtigen. Für eine klimatologische Aussage sind aber auch mittlere Zustände wichtig, wenn sie so deutlich von der Referenzatmosphäre abweichen, wie in Abbildung 3.8 (links).

Grundsätzlich werden für Temperaturberechnungen nur Meßnächte mit einer Dauer von mehr als drei Stunden ausgewertet, da die ständig vorhandenen Variationen ansonsten keine repräsentativen mittleren Zustände der Temperaturen charakterisieren. Alle beschriebenen Fehlerquellen machen sich insbesondere bei der Bestimmung der absoluten Temperatur bemerkbar, die aber für ein solches aktives Fernerkundungsverfahren erstaunlich genau bestimmt werden kann. Kein anderes Meßinstrument ist in der Lage, aus diesem Höhenbereich so genaue Temperaturwerte zu bestimmen. Relativmessungen über Variationen der Temperatur sind von den absoluten Meßfehlern nicht betroffen. Aussagen über typische

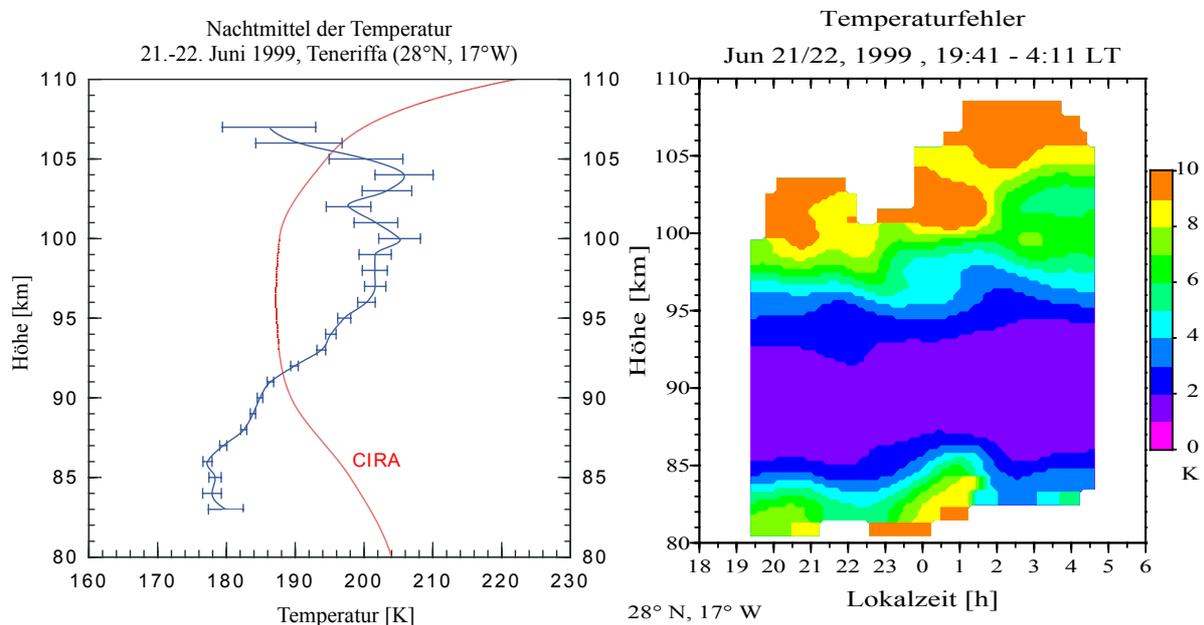


Abb. 3.8: Mittleres Temperaturprofil einer Meßnacht am 21./22. Juni 1999 über Teneriffa mit Fehlerbalken (links). Die Temperaturen werden bis zu einem statistischen Fehler von 10 K berücksichtigt. Zum Vergleich ist rot die Referenzatmosphäre CIRA 86 eingetragen. Rechts wird der Temperaturfehler im Verlauf der Nacht dargestellt.

Wellenparameter, wie Amplitude, Phase und Periode, sind deshalb noch genauer möglich.

Ein Manko der bisherigen Lidarmessungen für die Auswertung von periodischen Temperaturänderungen innerhalb eines Tages ist die ausschließliche Beschränkung des Lidarbetriebs auf Nachtmessungen. Eine geeignete Möglichkeit für Tageslichtmessungen stellt der sogenannte Faraday-Filter dar (Chen et al, 1996), der zur Zeit am IAP getestet wird. Dieser Aufbau ist erheblich kostengünstiger und effektiver als beispielsweise ein Etalon²², das ebenfalls die Möglichkeit für Tageslichtmessungen bietet. Der Faraday-Filter hat die Aufgabe, das gegenüber der Nacht um vier bis fünf Größenordnungen stärkere Tageslicht zu blocken. Der derzeitige Filter für Nachtmessungen hat eine Breite von 1 nm. Idealerweise müßte ein Tageslichtfilter genau die Breite haben, die zur Untersuchung der Resonanzkurve nötig ist. Das sind für die $K(D_1)$ -Linie 4 pm, also eine um den Faktor 250 schmalere Bandbreite.

Eine Temperaturbestimmung mittels Lidarverfahren ist auch bei anderen Metallatomen denkbar. Geeignet ist z.B. Natrium (She, 1998), da mehr Atome im Vergleich zu Kalium in der Metallschicht (>5000 Atome pro cm^3) vorhanden sind und das Rückstreusignal größer ist. Der Fit zur Temperaturbestimmung ist bei Natrium einfacher, da die Hyperfeinstruktur der Linie aus zwei nahezu getrennten Maxima besteht. Diese Nachteile beim Kalium kann aber durch eine verbesserte Lasertechnik (z. B. höhere Laserenergie) wieder ausgeglichen werden. Noch bessere Empfangsbedingungen ergeben sich mit einem größeren Teleskop.

Eine weitere Möglichkeit zur Berechnung von Temperaturen in der Atmosphäre ergibt sich aus dem Dichteprofil anhand des Rayleigh-Signals (z.B. Hübner, 1998). Unter Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts und der Luft als ideales Gas läßt sich in der Atmosphäre ein einfacher Zusammenhang zwischen Dichte- und Temperaturprofil ableiten. Da das Temperaturprofil an der Oberseite unbestimmt ist, muß man einen Anfangswert vorgeben. Auf diese Weise lassen sich mit Rayleigh-Lidars Temperaturen in der Stratosphäre und Mesosphäre bis zu etwa 80 km Höhe ableiten. Die Möglichkeit der Temperaturbestimmung aus Rayleigh-Lidars wird in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

²² Etalon: aus zwei planparallelen, verspiegelten Platten bestehendes Vielstrahl-Interferenzinterferometer

4 Datenauswertung

Aus umfangreichen Temperaturbeobachtungen in der Mesopausenregion über Kühlungsborn (54°N, 12°O) und Teneriffa (28°N, 17°W) werden Gezeiteneffekte analysiert. Dabei sind neben einer klimatologische Auswertung vor allem starke Variationen innerhalb einer Meßnacht sowie von Nacht zu Nacht interessant.

4.1 Temperatur-Klimatologie in der Mesopausenregion

Die Mesosphäre besitzt einen mittleren negativen Temperaturgradienten von mehr als drei Kelvin pro Kilometer. Damit ist der Temperaturgradient geringer als in der Troposphäre (ca. – 7 K/km). Der grundsätzliche thermische Aufbau ist dem der Troposphäre sehr ähnlich, z.B. eine im Mittel stabile Schichtung. Durch die um drei Größenordnungen geringere Luftdichte und das viel stärkere Windsystem weist sie aber gegenüber der Troposphäre auch deutliche Unterschiede auf. Die thermische Struktur nahe der Mesopausenregion wird besonders durch Strahlungseinflüsse, z.B. Erwärmungsraten aus der Absorption solarer UV-Strahlung durch molekularen Sauerstoff und Ozon oder Abkühlungseffekte durch Emission von Wärmestrahlung infolge CO₂ (Mlynczak und Solomon, 1993), sowie durch chemische Einflüsse aus exothermen Reaktionen von Spurengasen wie O, O₃, H, OH, HO₂ und dynamische Effekte, z.B. Energiedissipation durch Turbulenz oder vertikaler Wärmetransport durch Schwerewellen, bestimmt (Lübken et al., 1993). Um die tagesperiodischen Temperaturvariationen durch Gezeiteneffekte vom „normalen“ Zustand unterscheiden zu können, wird zunächst das jahreszeitliche Verhalten der Mesopause im klimatologischen Mittel anhand der gewonnenen Beobachtungsergebnisse untersucht.

Unsere Messungen über Kühlungsborn und Teneriffa bestätigen dabei die These der sogenannten „Zwei-Niveau-Mesopause“ (von Zahn et al., 1996), die maßgeblich unser Verständnis über das Temperaturverhalten in der oberen Mesosphäre verbessert hat. Der Kern dieser Auffassung ist die inzwischen weltweit anerkannte Meinung, daß der Ort der Mesopause weltweit durch zwei Höhenniveaus charakterisiert wird, bei etwa 88 km im Sommer und bei etwa 100 km in der übrigen Zeit des Jahres (She und von Zahn, 1998).

Ähnlich wie in den anderen Atmosphärenschichten wird die Mesopause als Höhe definiert, die durch den Vorzeichenwechsel des vertikalen Temperaturgradienten zwischen Mesosphäre und Thermosphäre gekennzeichnet ist. An deren Minimum oberhalb 80 km, also an der Mesopause, treten die kältesten Temperaturen der gesamten Atmosphärenschicht auf. Durch den Einfluß von Gezeiten- und Schwerewellen in der Atmosphäre werden einzelne Temperaturprofile in der Mesopausenregion während einer Nachtmessung erheblich beeinflusst. Daher müssen Lidarmessungen zur Bestimmung von Temperaturen möglichst lang sein und kontinuierlich erfolgen. Dann repräsentieren die gewonnenen Nacht- und Monatsmittel recht gut einen klimatologischen Zustand. Durch die gegebene geographische Lage sind

Nachtmessungen über Kühlungsborn im Winter typischerweise 10-12 Stunden lang, im Sommer sind es nur 3-4 Stunden. Auf Teneriffa wird eine Meßdauer von 8-9 Stunden im Sommer und mehr als 11 Stunden im Winter erreicht.

Der Temperaturdatensatz für Kühlungsborn von Juni 1996 bis Februar 1999 umfaßt mehr als 800 Meßstunden in 130 Nächten. Für die Auswertung der Temperaturprofile werden dabei nur Meßnächte mit einer Dauer von mehr als drei Stunden berücksichtigt. Abbildung 4.1 zeigt die mittlere jährliche Variation der gemessenen Temperaturen in zwei verschiedenen Höhen über Kühlungsborn. Auffallend ist die starke Variation von mehr als 50 Kelvin in 86 km Höhe. Demgegenüber variiert die Temperatur in 96 km Höhe während des ganzen Jahres im Mittel nur um etwa 10 Kelvin. In dieser Höhe treten über das ganze Jahr betrachtet fast konstant Temperaturen von 185-190 Kelvin auf. Daß diese Änderung von den nahezu konstanten Temperaturniveaus in großen Höhen bis zu den großen Variationen in 86 km sich kontinuierlich in allen Höhenbereichen dazwischen widerspiegelt, ist im Anhang A zu erkennen. Dort sind die jährlichen Temperaturvariationen von 82 bis 100 km Höhe für Kühlungsborn jeweils separat abgebildet.

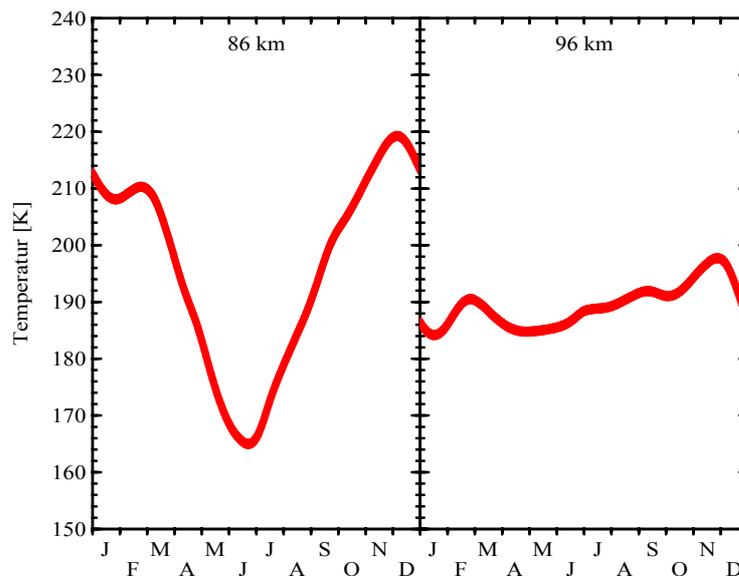


Abb. 4.1: Jahresverlauf der gemessenen Temperaturen über Kühlungsborn für alle Meßnächte 1996-99 in 86 km und 96 km Höhe.

Die Beobachtungsreihe über Kühlungsborn wurde sehr akribisch und kontinuierlich über mehrere Jahre mit erheblichem Personalaufwand durchgeführt. Dafür steht jetzt ein Datensatz zur Verfügung, der weltweit nahezu einmalig ist. In Abbildung 4.2 ist die Statistik aller Messungen mit mehr als drei Stunden Meßdauer von Juni 1996 bis Februar 1999 durch jeweils ein Höhenprofil pro Nacht dargestellt. Die ungleichmäßige Verteilung ist zum Teil auf ungünstige Wetterlagen zurückzuführen, weshalb in bestimmten Monatsabschnitten auch über mehrere Jahre keine Beobachtungen möglich waren. Weiterhin muß man berücksichtigen, daß im Sommer durch die lange Tageshelligkeit häufig Messungen mit weniger als drei Stunden durchgeführt wurden. Diese Profile sind hier nicht in der Abbildung enthalten. Gut zu

erkennen ist auch, daß im Sommer die Temperaturprofile durch Veränderungen der Kaliumschicht nur einen kleineren Höhenbereich im Vergleich zu den Wintermonaten überdecken.

In Abbildung 4.3 sind die klimatologischen Temperaturmittelwerte zu sehen, die den Jahresgang über Kühlungsborn prägen. Auffällig ist der kalte Bereich im Sommer zwischen 85 und 90 km mit den tiefsten Temperaturen im Verlauf des Jahres. In der übrigen Zeit ist die Atmosphäre in den Höhen um 100 km am kältesten. Diese Temperaturminima bestimmen die Lage der Mesopause im Jahresverlauf. Der kalte Zustand der Sommermesopause kann vor allem durch dynamische Prozesse erklärt werden (Houghton, 1978). Das Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre erzeugt durch Impulsdeposition ageostrophische Komponenten, die zu einer Änderung des zonalen Windfeldes führen. Durch die Abschwächung und Umkehr des Zonalwindes in 90 km Höhe treten stärkere Vertikalwinde als in den anderen Jahreszeiten auf. Die Vertikalwinde bewirken eine adiabatische Abkühlung von Luftmassen, wodurch extrem tiefen Temperaturen entstehen. Diese Theorie konnte aus bisherigen Beobachtungen aber noch nicht zweifelsfrei bestätigt werden.

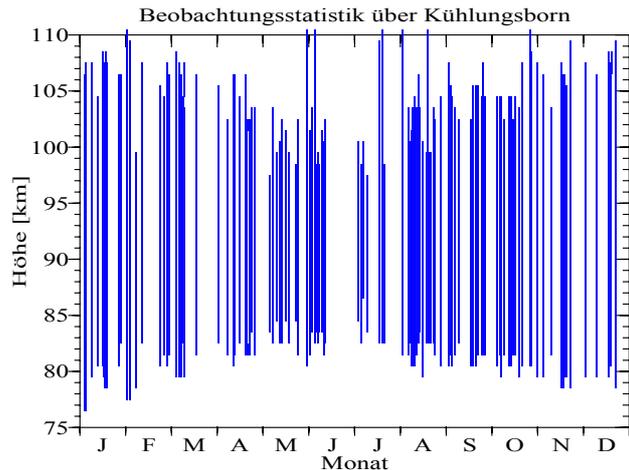


Abb. 4.2: Beobachtungstatistik über Kühlungsborn von Juni 1996 bis Februar 1999. Ein Profil entspricht einer Nacht.

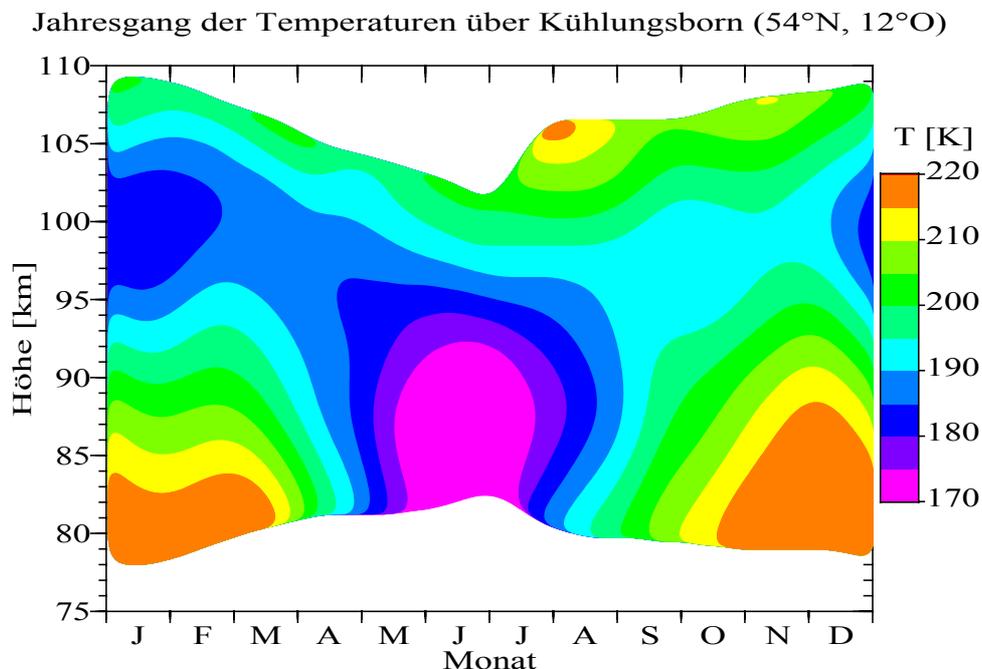


Abb. 4.3: Jahresgang der Temperaturen über Kühlungsborn aus 130 Meßnächten von Juni 1996 bis Februar 1999. Berücksichtigt wurden alle Messungen größer als drei Stunden. Die Daten wurden mit einem Hanning-Filter über 45 Tage geglättet.

In Höhen um 80 km wurden schon lange niedrige Sommertemperaturen vermutet. Bevor man in diesen Regionen überhaupt messen konnte, beobachtete man bereits sogenannte leuchtende Nachtwolken (Jesse, 1885). Diese entstehen in diesen Höhenbereich wegen des sehr geringen Wasserdampfgehalts nur bei sehr niedrigen Temperaturen (< 150 K). Stellt man jetzt aus mehreren Messungen über Kühlungsborn die Höhe des Temperaturminimums dar, werden die zwei verschiedenen Niveaus für die Lage der Mesopause deutlich (Abb. 4.4). Das Temperaturminimum im Sommer in den Regionen bei 87 km und die niedrigen Temperaturen in der übrigen Zeit in 100 km Höhe lassen eine Doppelstruktur der Mesopause im Verlauf eines Jahres entstehen. Bemerkenswert ist der schnelle zeitliche Übergang von einem Zustand in den anderen. Das passiert in einer Übergangszeit von etwa zwei Wochen im April/Mai bzw. im August/September. Die Jahreszeiten Frühling und Herbst gibt es für die Mesopause also nicht. Damit ist die Mesopause über den größten Teil des Jahres (8-9 Monate) bei ca. 100 km zu finden. Der Sommerzustand dauert ca. 3-4 Monate.

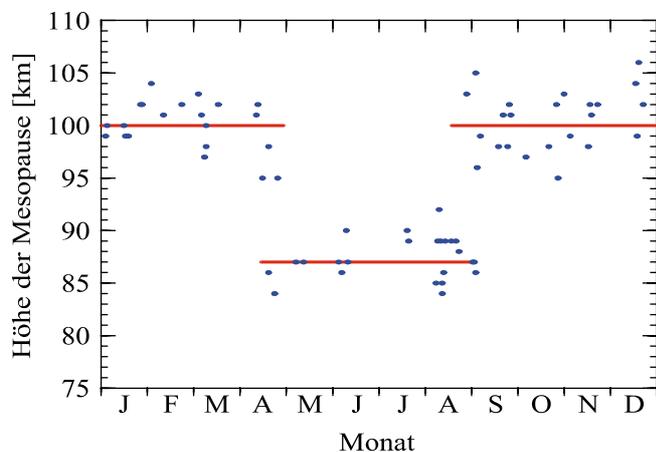


Abb. 4.4: Jahresgang der Mesopausenhöhe über Kühlungsborn. Die roten Linien stellen die mittlere Lage der Mesopausenhöhe dar.

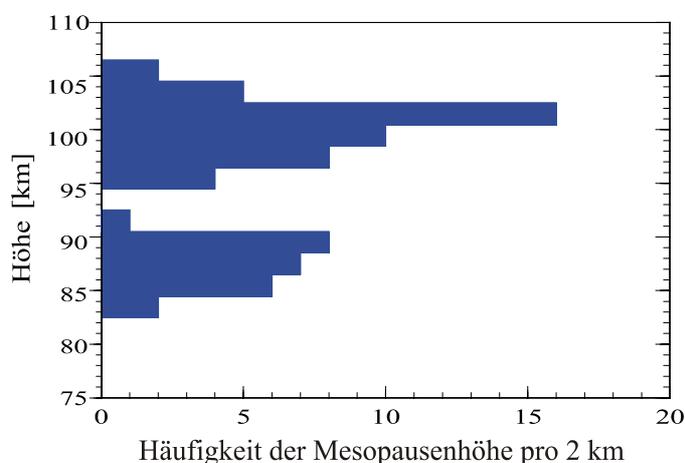


Abb. 4.5: Häufigkeitsverteilung der Mesopausenhöhe über Kühlungsborn. Deutlich ist die Doppelstruktur zu erkennen.

In Abbildung 4.5 sind die gemessenen Häufigkeiten der jeweiligen Mesopausenhöhe dargestellt. Deutlich sind auch hier die zwei Niveaus zu erkennen, die sich entsprechend der Höhenverteilung bevorzugt ausbilden. Die Doppelstruktur der Mesopause wird vor allem durch Schwerwelleneffekte generiert, die für die niedrigen Temperaturen im Sommer verantwortlich sind. Die Zwei-Niveau-Mesopause ist auch in anderen geographischen Breiten beobachtet worden. Der Übergang vom Normal- zum Sommerzustand und umgekehrt findet dort in einer vergleichbaren Zeitspanne statt. In den polaren Breiten werden im Sommer die weltweit tiefsten Temperaturen in der gesamten Atmosphäre beobachtet (Lübken und von Zahn, 1991). Die Temperaturunterschiede zwischen Sommer- und Winterminimum können dort mehr als 60 Kelvin betragen. Zu äquatorialen Breiten verschwindet der Unterschied spürbar (She und von Zahn, 1998). Anhand von Beobachtungen und

Modellierungen versteht man die Zwei-Niveau-Struktur der Mesopause heute nicht mehr nur als lokales Phänomen, sondern diese markante Eigenschaft der Mesopause tritt weltweit auf.

Unsere Messungen über Teneriffa im Mai 1999 bestätigen diesen Effekt. Dazu wurden rechtzeitig vor dem erwarteten Sprung der Mesopausenhöhe im April/Mai, in der Übergangszeit Mitte Mai und im stabilen Sommerzustand Ende Mai nahezu täglich Temperaturwerte gemessen, um diesen Wechsel genau dokumentieren zu können. Auch über Teneriffa vollzog sich der Übergang innerhalb von ca. 2 Wochen. In Abbildung 4.7 sind mittlere Temperaturprofile aus den einzelnen Zeitabschnitten zusammengefaßt. Zu erkennen ist ein fast isothermes Profil in der Übergangszeit vom 16. bis zum 19. Mai. Das typische Profil vor und während des Sommerzustandes weist jeweils Temperaturminima bei ca. 100 km und 86 km auf. Erstaunlicherweise verändern sich die jeweiligen Minima fast spiegelsymmetrisch bezogen auf die Höhe von 93 km. Ist der Sommerzustand einmal erreicht, verändert er sich bis Mitte August nicht mehr. Das Minimum der Temperatur, die Mesopause, befindet sich konstant auf ihrem unteren Niveau. Auffällig ist die deutliche Abweichung gegenüber der Referenzatmosphäre.

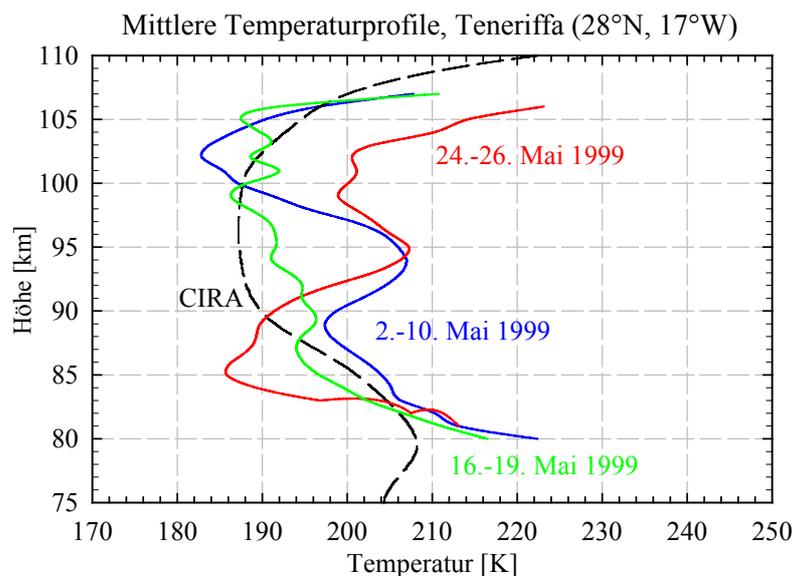


Abb. 4.6: Mittlere Temperaturprofile über Teneriffa, gemessen im Mai 1999, beim jahreszeitlichen Übergang vom Normal- zum Sommerzustand der Mesopause. Als Vergleich dient die Referenzatmosphäre CIRA 86.

Der Teneriffa-Datensatz für 1999 wurde im November mit weiteren und vor allem längeren Nachtmessungen ergänzt (Abb. 4.7). Im Sommer (Juni/Juli) ist die Mesopause eindeutig auf ihrem unteren Niveau, im Winter (November) auf dem oberen. Das Niveau in 100 km Höhe bleibt dabei fast unverändert. Variabel ist nur die Region um 86 km. Dort bildet sich im Sommer das Minimum aus, das im Winter wieder verschwindet. Der Unterschied zwischen Sommer- und Winterminimum beträgt bei 28°N etwa 20 K. Zu höheren geographischen Breiten nimmt der Unterschied zu. Über Kühlungsborn (54°N) beobachtet man eine Differenz von mehr als 50 K, über Andoya (69°N) mehr als 60 K (Lübken und von Zahn, 1991 und Lübken, 1999).

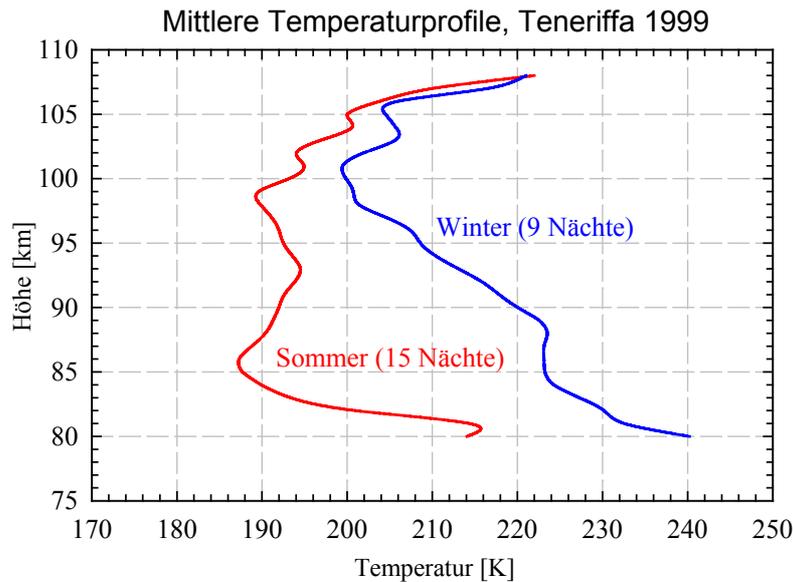


Abb. 4.7: Mittlere Temperaturprofile über Teneriffa, gemessen 1999, die den Sommer- und Winterzustand der Mesopause charakterisieren.

Durch unsere Temperaturmessungen über Kühlungsborn und Teneriffa konnte bestätigt werden, daß sich die Doppelstruktur der Mesopause durch zwei Minima darstellt. Das obere Minimum bei 100 km ist permanent vorhanden, das untere bei 86 km ist im Sommer besonders tief und zieht sich dann zurück. Das Vorhandensein des Temperaturminimums in den zwei entsprechenden Niveaus ist jeweils auch in jedem einzelnen Nachtmittelprofil erkennbar. Diese Eigenschaft der Mesopause ist somit unabhängig von Gezeiten- und Schwerwelleneinflüssen zu finden. Sie repräsentiert damit einen klimatologischen Zustand, der durch die derzeitige Referenzatmosphäre CIRA 86 nicht ausreichend berücksichtigt wird.

4.2 Temperaturvariationen über Kühlungsborn

4.2.1 Ausgewählte Beobachtungsstatistik

In den Tabellen 4.1 und 4.2 sind die wichtigsten Meßtage aus dem Beobachtungszeitraum von September 1996 bis März 1999 zusammengefaßt, die für Gezeitenauswertungen verwendet werden. Berücksichtigt werden prinzipiell alle Lidarmessungen die mindestens eine Meßdauer von fünf Stunden besitzen und keine größeren Datenlücken während der Meßnacht aufweisen. Damit wird ein Zeitraum von September bis April berücksichtigt. In den Sommermonaten sind viele Messungen von zwei bis vier Stunden vorhanden, die aber für die Auswertung von 12h-Gezeitenperioden nicht berücksichtigt werden können. Als Richtwert für die Bestimmung der Wellenparameter gilt, daß die halbe Periode an Meßdaten zur Verfügung stehen muß, damit der statistische Fit noch die Konvergenzkriterien für die Bestimmung der entsprechenden Periode erfüllen kann. Eine umfangreichere Auflistung mit zusätzlichen Beobachtungsparametern findet man im Anhang dieser Arbeit.

Datum (Meßende)	Meßbeginn [LT]	Meßende [LT]	Meßdauer [h]	Anzahl Profile	Perioden			Umax [K]	Umin [K]
					6h	8h	12h		
02.09.96	20:18	03:56	07:38	28	x	-	-	20	8
03.09.96	20:10	04:08	07:58	30	x	-	-	20	8
05.09.96	20:27	01:37	05:10	19	x	-	-	26	6
17.09.96	21:12	04:05	06:53	25	-	x	-	22	6
20.09.96	21:10	03:08	05:58	22	x	-	-	15	7
23.09.96	19:32	03:48	08:16	29	x	-	-	19	6
03.10.96	19:08	00:50	05:42	22	x	x	-	30	9
25.10.96	18:47	05:35	10:48	41	-	x	x	30	9
15.11.96	19:30	06:17	10:47	38	-	x	x	26	10
16.11.96	18:57	03:33	08:36	30	-	x	x	28	14
16.12.96	22:30	05:12	06:42	24	-	x	x	28	10
04.01.97	17:18	06:19	13:01	49	-	x	x	30	12
15.01.97	17:08	06:49	13:41	48	-	x	x	36	14
16.01.97	17:28	02:36	09:08	35	x	x	-	22	12
17.01.97	17:27	06:53	13:26	52	x	x	-	30	10
18.01.97	17:54	05:19	11:25	44	-	x	x	28	12
26.01.97	19:32	06:32	11:00	41	-	x	x	34	12
27.01.97	19:50	06:42	10:52	41	-	x	x	26	8
02.02.97	22:13	06:35	08:22	32	-	x	x	34	8
22.02.97	20:02	03:06	07:04	26	x	x	-	25	6
27.02.97	23:22	05:59	06:37	24	x	x	-	22	9
28.02.97	18:45	01:39	06:54	26	x	x	-	28	6
05.03.97	19:04	05:38	10:34	40	-	x	x	37	7
07.03.97	18:57	05:14	10:17	39	-	x	x	31	12
08.03.97	19:09	00:34	05:25	20	x	x	-	22	7
10.03.97	20:31	05:17	08:46	32	x	x	x	24	12
18.03.97	20:58	04:14	07:16	27	-	x	x	25	8
12.04.97	20:35	03:58	07:23	27	x	x	-	21	4
13.04.97	20:15	03:33	07:18	28	x	x	x	45	10
16.04.97	20:33	03:45	07:12	24	x	x	x	30	6
26.04.97	20:54	02:35	05:41	21	x	x	-	17	5
20.09.97	20:05	02:39	06:34	23	x	x	-	16	8
25.09.97	19:53	04:50	08:57	34	x	x	x	19	10
26.09.97	20:08	01:49	05:41	21	x	x	-	22	8
19.10.97	22:00	04:48	06:48	25	x	x	x	25	7
27.10.97	23:28	06:28	07:00	26	-	x	x	35	14
31.10.97	18:09	05:43	11:34	44	-	x	x	23	10
17.12.97	17:05	07:12	14:07	83	x	x	x	36	18
18.12.97	16:57	07:06	14:09	50	x	x	x	32	15
19.12.97	17:24	06:42	13:18	47	-	x	x	46	16

Tab. 4.1: Statistik über die ausgewählten Beobachtungen von Kühlungsborn für 1996 und 1997. Dargestellt sind Beginn und Ende der Nachtmessung, Meßdauer, Anzahl der Temperaturprofile, auftretende Perioden sowie maximale und minimale Werte der Umhüllenden (siehe auch Abb. 4.10).

Datum (Meßende)	Meßbeginn [LT]	Meßende [LT]	Meßdauer [h]	Anzahl Profile	Perioden			U _{max} [K]	U _{min} [K]
					6h	8h	12h		
09.03.98	19:30	03:55	08:25	32	-	x	x	19	8
10.03.98	19:25	03:36	08:11	21	x	x	-	21	6
24.04.98	21:41	03:22	05:41	21	x	x	-	20	14
03.09.98	21:06	04:04	06:58	22	x	x	-	23	12
06.10.98	19:45	05:12	09:27	36	x	x	x	30	8
21.10.98	20:06	03:07	07:01	25	-	x	x	34	9
22.11.98	18:47	06:26	11:39	44	x	x	x	22	10
09.12.98	19:01	01:23	06:22	24	x	x	-	32	8
22.12.98	17:59	02:28	08:29	32	-	x	x	26	10
10.02.99	18:35	02:54	08:19	29	x	x	x	32	10

Tab. 4.2: Statistik über ausgewählte Beobachtungen von Kühlungsborn für die Jahre 1998 und 1999. Dargestellt sind Beginn und Ende der Nachtmessung, Meßdauer, Anzahl der Temperaturprofile, auftretende Perioden sowie maximale und minimale Werte der Umhüllenden (siehe auch Abb. 4.10).

Die mittlere Meßdauer der Beobachtungen über Kühlungsborn beträgt 8:41 Stunden. Neben den zwei längsten Wintermessungen von über 14 Stunden stehen viele Tage mit sechs bis neun Stunden zur Verfügung. In Abbildung 4.8 ist die Häufigkeitsverteilung der Beobachtungszeiträume über Kühlungsborn dargestellt.

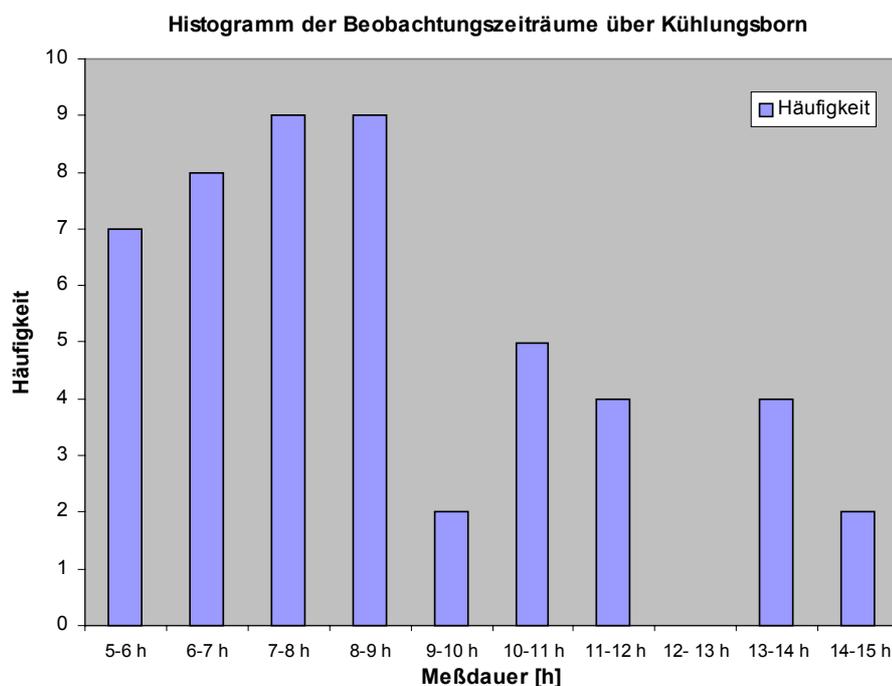


Abb. 4.8 Häufigkeitsverteilung für die Dauer der Nachtmessungen in Kühlungsborn.

Im Sommer 1996 wurde mit den Messungen über Kühlungsborn begonnen, nachdem sich das Lidarsystem im Einsatz auf dem Forschungsschiff „Polarstern“ in einem mobilen Container bewährt hat. Das Jahr 1997 bietet die meisten Messungen, da der Arbeitsaufwand für die Nachtmessungen auf vier Wissenschaftler aufgeteilt werden konnte. Gleichzeitig wurden wenige technische Änderungen am Lidarsystem vorgenommen, so daß ein kontinuierlicher Meßbetrieb möglich war. Die Unterbrechungen im Jahr 1997 sind deshalb ausschließlich mit schlechten Wetterbedingungen erklärbar. 1998 konnten in den Monaten Januar und Februar wegen Verbesserungen am Seedersystem (Temperaturstabilisierung) keine Messungen durchgeführt werden. Danach wurden die Beobachtungen in Kühlungsborn bis zum März 1999 mit drei Wissenschaftlern fortgesetzt. Daran anschließend begann die Meßkampagne auf Teneriffa, deren Meßergebnisse im Kapitel 4.3 behandelt werden.

Die folgenden Abbildungen 4.9 bis 4.12 zeigen am Beispiel einer Meßnacht vom 4. auf den 5. März 1997 typische Informationen, die aus der guten zeitlichen Auflösung (15 min.) und räumlichen Auflösung (1 km) gewonnen werden. Abbildung 4.9 zeigt alle einzelnen Temperaturprofile aus der Meßnacht in einem Plot. Zusätzlich wird das Nachtmittel durch die blaue Linie und die Referenzatmosphäre CIRA für März bei 54°N durch die rote Linie dargestellt. Das Temperaturminimum (Mesopause) liegt in dieser Nacht bei 103 km Höhe mit einer Temperatur von knapp unter 170 K. Damit repräsentiert diese Messung den typischen Winterzustand über Kühlungsborn. Um die Variationen der Temperaturprofile noch besser erkennen zu können, wurde in Abbildung 4.10 das Nachtmittel der Temperatur von jedem einzelnen Temperaturprofil abgezogen. Sehr deutlich ist die Zunahme der Variationen mit größerer Höhe erkennbar. Dieses Verhalten wird infolge der abnehmenden Luftdichte erwartet, da die Ausbreitung von Wellenstörungen bei Energieerhaltung größere relative Amplituden bewirkt. Die größten Abweichungen vom Nachtmittel erreichen Werte von mehr als 30 K. Diese großen Variationen innerhalb einer Meßnacht sind ein überraschendes Ergebnis, da sie bisher in dieser Größenordnung nicht bekannt waren und auch nicht von Modellrechnungen prognostiziert wurden. Die aus den Abweichungen entstehende Form (Umhüllende) kann als Maß für die Wellenaktivität verwendet werden. Interessant ist neben der maximalen Abweichung (U_{\max}) auch der Bereich minimaler Abweichungen (U_{\min}), die hier eine Art Knotenpunkt bei etwa 90 km bilden. Mit dieser Darstellung erhält man gute Informationen über den Charakter der Temperaturvariationen als

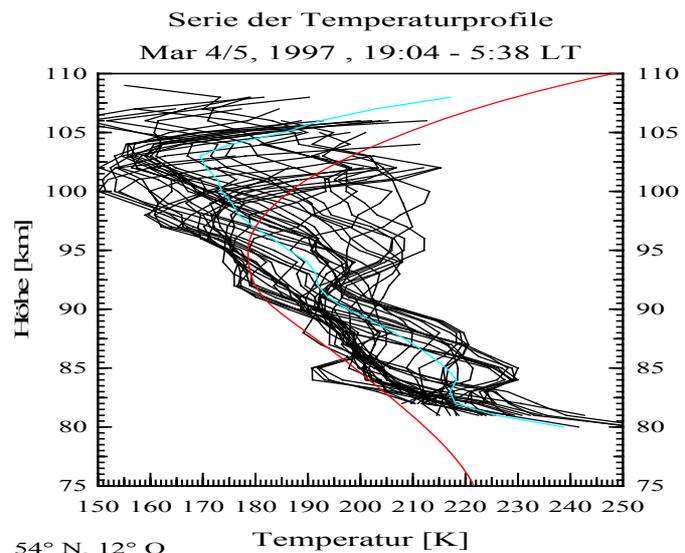


Abb. 4.9: Einzelprofile (schwarz), Nachtmittel (blau) und CIRA (rot) für den 4./5. März 1997.

Die größten Abweichungen vom Nachtmittel erreichen Werte von mehr als 30 K. Diese großen Variationen innerhalb einer Meßnacht sind ein überraschendes Ergebnis, da sie bisher in dieser Größenordnung nicht bekannt waren und auch nicht von Modellrechnungen prognostiziert wurden. Die aus den Abweichungen entstehende Form (Umhüllende) kann als Maß für die Wellenaktivität verwendet werden. Interessant ist neben der maximalen Abweichung (U_{\max}) auch der Bereich minimaler Abweichungen (U_{\min}), die hier eine Art Knotenpunkt bei etwa 90 km bilden. Mit dieser Darstellung erhält man gute Informationen über den Charakter der Temperaturvariationen als

Funktion der Höhe in dieser Nacht. Es sind aber keine Aussagen über den zeitlichen Verlauf dieser Abweichungen bezogen auf das Nachtmittel möglich. In Abbildung 4.11 werden deshalb die Temperaturen in jeder Höhe im zeitlichen Verlauf dargestellt. Zur besseren Übersicht erhalten die Temperaturen einen Offset von zehn Kelvin pro Kilometer. Zusätzlich wird ein einzelner zeitlicher Temperaturverlauf, hier in 90 km Höhe, mit einer roten Linie markiert. Jetzt sind bereits Wellenbewegungen in einer

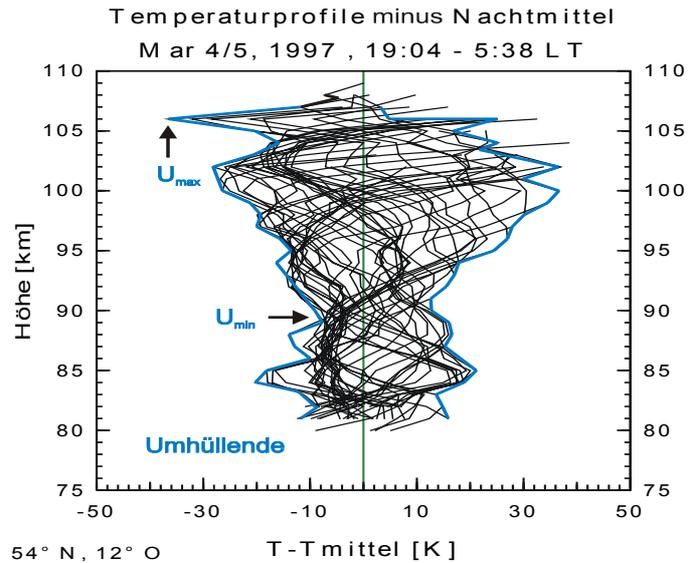


Abb. 4.10: Einzelprofile minus Nachtmittel und Umhüllende für den 4./5. März 1997 in Kühlungsborn.

Höhe innerhalb einer Meßnacht zu erkennen, die nachfolgend auf Gezeiteneffekte analysiert werden. Diese Wellenbewegungen treten in den Höhen oberhalb von 90 km noch viel stärker auf. Gleichzeitig ist zu erkennen, daß der „Wellenberg“ mit zunehmender Lokalzeit nach unten wandert. Das ist bereits ein Indiz dafür, daß sich die wellenartige Störung der Temperatur nach oben ausbreitet, da eine negative Phasenlage der Welle einem aufwärtsgerichteten Energietransport entspricht. Abbildung 4.11 erlaubt eine erste Sichtung der Temperaturmessungen, ob Wellenaktivitäten und deren Ausbreitungen auf benachbarte Höhenbereiche vorhanden sind. Eine Zuordnung der Temperaturwerte auf die jeweilige Höhe ist aber schwierig. Mit Hilfe einer Konturdarstellung in Abbildung 4.12 wird der zeitliche Verlauf der berechneten Temperaturen in jeder Höhe deutlich. Die linke Grafik zeigt die absoluten Temperaturen. In der rechten Abbildung wurde das Nachtmittel von jedem Temperaturprofil abgezogen.

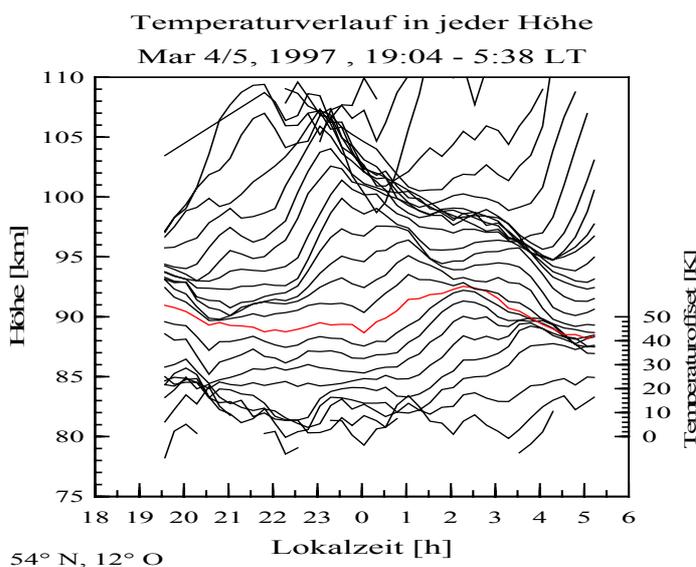


Abb. 4.11: Zeitlicher Temperaturverlauf in jeder Höhe für den 4./5. März 1997 (rote Linie = 90 km).

Wellenstrukturen, die auch in den absoluten Temperaturen zu erkennen sind, treten durch den Konturplot der Abweichungen viel deutlicher hervor. Die blauen Bereiche zeigen dabei starke Abkühlungen zu bestimmten Lokalzeiten in der Nacht, während die roten Bereiche um mehr als 20 K wärmer sind. Die Breite dieser Erwärmungs- bzw. Abkühlungsbereiche gibt bereits ohne statistische Berechnungen erste Hinweise auf die Periode der Welle. Danach

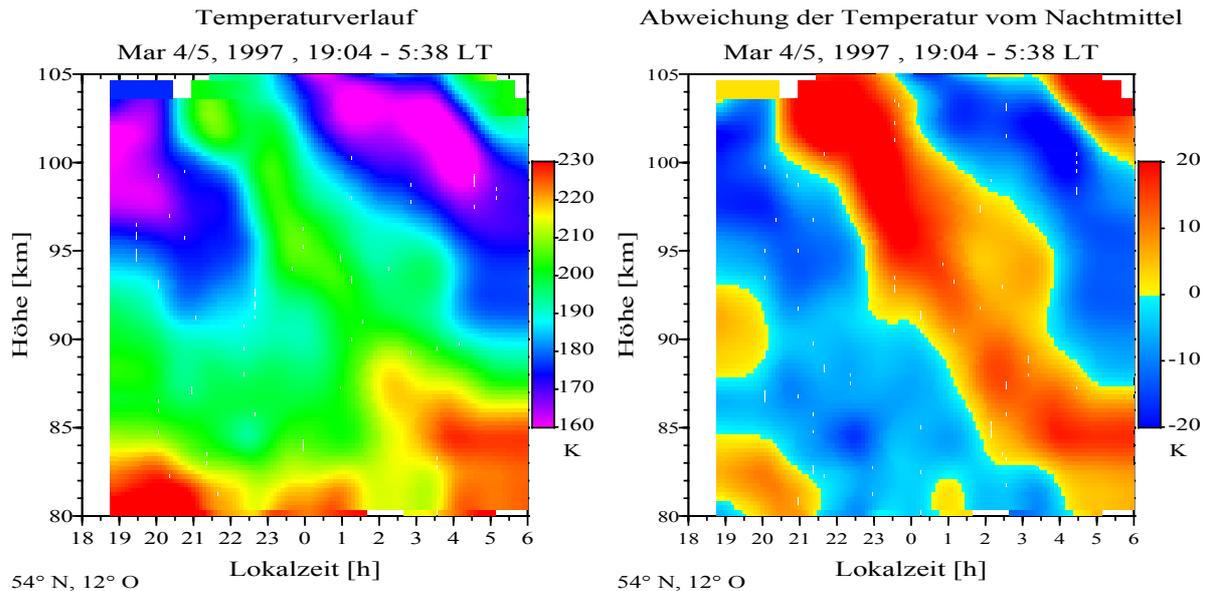


Abb. 4.12: Zeitlicher Temperaturverlauf für den 4./5. März 1997. **Links** ist die absolute Temperatur dargestellt. **Rechts** wurde für alle Temperaturprofile der Nachtmittelwert abgezogen. Dort sind blaue Bereiche kälter als das Nachtmittel und rote Bereiche wärmer.

wechseln sich die blauen und roten Gebiete etwa alle vier Stunden ab, was einer Periode von acht Stunden entsprechen würde. Die nach links gerichtete (negative) Lage der Phase (Maximum der Temperaturabweichung als Kosinus einer periodischen Funktion) bezüglich Höhe und Lokalzeit ist ebenfalls gut zu erkennen. Die Geschwindigkeit, mit der sich die Phase nach unten ausbreitet, beträgt etwa 3 km/h. Die Temperaturabweichungen dehnen sich dabei über den gesamten Höhenbereich aus, was im Konturplot der absoluten Temperaturen (Abb. 4.12 links) nicht so deutlich wird. Zur Bestimmung von Wellenphänomenen und Gezeiteneffekten wird daher besonders die rechte Darstellung aus Abbildung 4.12 verwendet.

4.2.2 Temperaturvariationen von Nacht zu Nacht

Zusätzlich zu Datum und Meßdauer werden in der Beobachtungsstatistik (Tab. 4.1 und 4.2) die jeweils größten und kleinsten Werte der umhüllenden Form aus den Temperaturabweichungen vom Nachtmittelwert angegeben (U_{\max} und U_{\min} , siehe Abb. 4.10). Zum besseren Vergleich mit den zu errechnenden Gezeitenamplituden werden nicht die absoluten Temperaturänderungen in der Nacht angegeben, sondern die Abweichungen vom Nachtmittelwert, die somit auch ein Maß für die Amplitude bilden. Für die absoluten Änderungen der Temperatur in der jeweiligen Nacht müssen die Werte noch verdoppelt werden. Aus den 50 zur Analyse ausgewählten Meßnächten treten folgende Variationen vom Nachtmittel in einer Höhe auf:

- stärkste maximale Temperaturabweichung (U_{\max}) in einer Nacht: 46 K

- geringste minimale Temperaturabweichung (U_{\min}) in einer Nacht: 4 K
- größte Differenz von $U_{\max} - U_{\min}$ in einer Nacht: 35 K
- Anteil aller maximalen Temperaturvariationen (U_{\max}) mit ≥ 30 K: 40 %
- Anteil aller maximalen Temperaturvariationen (U_{\max}) mit ≥ 20 K: 88 %
- Anteil aller minimalen Temperaturvariationen (U_{\min}) mit ≤ 10 K: 52 %
- Anteil aller Differenzen ($U_{\max} - U_{\min}$) mit ≥ 20 K: 34 %
- Anteil aller Differenzen ($U_{\max} - U_{\min}$) mit ≤ 10 K: 10 %

Diese Statistiken zeigen, daß in nahezu jeder Nacht starke Temperaturvariationen bezogen auf das Nachtmittel vorherrschen. Fast 90 Prozent aller Messungen weisen Temperaturvariationen von mehr als 20 Kelvin auf, fast die Hälfte der Messungen erreichen sogar mehr als 30 Kelvin. Aufgeteilt auf die einzelnen Monate ergeben sich in Tabelle 4.3 folgende Temperaturvariationen:

	<i>Meßnächte</i>	<i>Monatsmittel U_{\max}</i>	<i>Monatsmittel U_{\min}</i>
September	10	20,2 ± 3,3 K	7,9 ± 1,9 K
Oktober	7	29,6 ± 4,3 K	9,4 ± 2,2 K
November	3	25,3 ± 3,1 K	11,3 ± 2,3 K
Dezember	6	33,3 ± 7,1 K	12,8 ± 4,0 K
Januar	7	29,4 ± 4,7 K	11,4 ± 1,9 K
Februar	5	28,2 ± 4,9 K	7,8 ± 1,8 K
März	7	25,6 ± 6,3 K	9,3 ± 2,6 K
April	5	26,6 ± 11,4 K	7,8 ± 4,1 K

Tab. 4.3: Monatsmittel und Standardabweichung für die maximalen und minimalen Temperaturvariationen (U_{\max} , U_{\min}) bezogen auf das Nachtmittel.

Auch der Monatsmittelwert erreicht für die maximalen Temperaturabweichungen in allen Monaten mehr als 20 K. Die Wintermonate Dezember, Januar und Februar weisen zusammen mit dem Oktober die größten Variationen auf. Die geringsten Variationen aus einer Nacht erreichen auch im Monatsmittel fast 10 K und mehr.

Bisher wurden alle maximalen und minimalen Abweichungen vom Nachtmittel (U_{\max} und U_{\min}) aus dem gesamten Höhenbereich von 80 bis 105 km betrachtet. In den folgenden Histogrammen (Abb. 4.13a und Abb. 4.13b) ist eine Verteilung dieser Variationen auf die verschiedenen Höhen dargestellt. Die maximalen Variationen (U_{\max}) treten bevorzugt im Höhenbereich zwischen 95 und 102 km auf. Gleichzeitig finden wir die geringsten Variationen (U_{\min}) zwischen 85 und 95 km. Damit bestätigt sich das generelle Anwachsen der Amplitudenwellen nach oben. Daß dieser Trend nicht kontinuierlich und gleichmäßig über alle einzelnen Höhen zu beobachten ist, hängt mit Störungen zusammen, die das ungehinderte Ausbreiten der Wellen beeinflussen. Wie unterschiedlich dabei die umhüllende Form der Höhenprofile für die Variationen in verschiedenen Nächten aussehen kann, verdeutlichen mehrere Beispiele von Januar bis April 1997 in Abbildung 4.14. Das Beispiel vom 3./4.

Januar 1997 zeigt ungewöhnlich starke Variationen im Höhenbereich um 85 km. In der Nacht des 14./15. Januar 1997 ist der typische Charakter einer Zunahme der Temperaturvariationen mit der Höhe gegeben, allerdings treten kurzzeitige (da nur wenige Temperaturprofile), stärkere Abweichungen um 90 km auf.

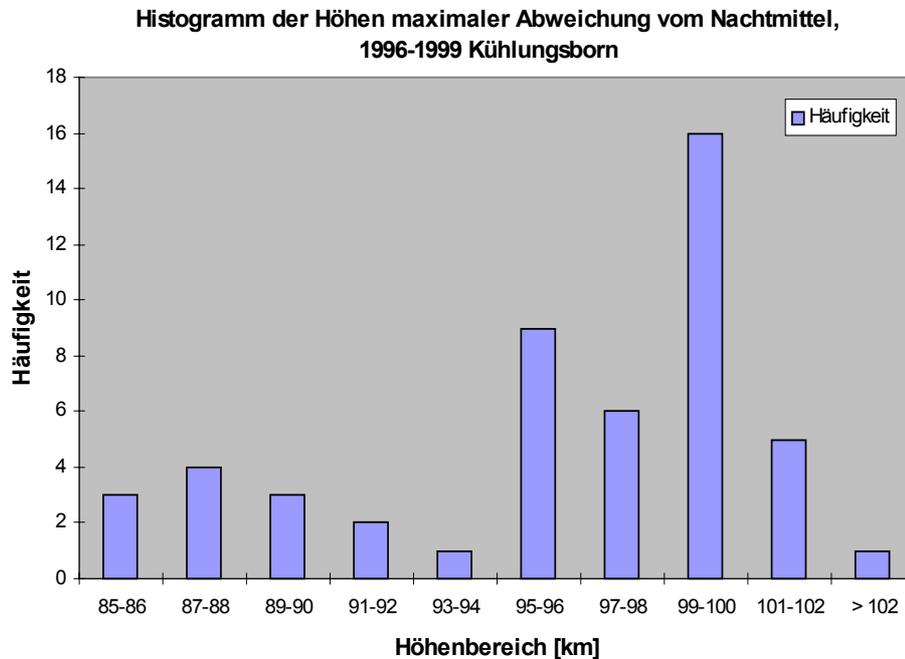


Abbildung 4.13a: Histogramm der Höhenbereiche mit maximalen Temperaturvariationen (U_{\max}) innerhalb einer Nacht.

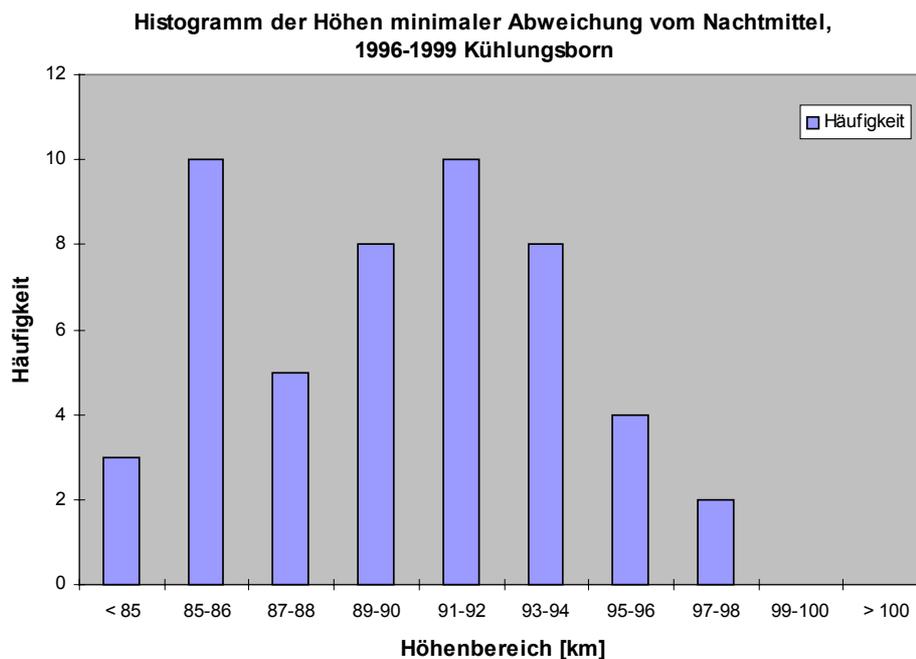


Abbildung 4.13b: Histogramm der Höhenbereiche mit minimalen Temperaturvariationen (U_{\min}) innerhalb einer Nacht.

Die Messung am 6./7. März 1997 zeigt eine nahezu symmetrische Struktur mit einem charakteristischen Knoten zwischen 90 und 95 km, der entsprechend der Häufigkeitsverteilungen in den Abbildungen 4.13a auch dort vermutet werden kann. Das Beispiel vom 11./12. April 1997 in Abbildung 4.14 zeigt ungewöhnlich geringe Variationen der Temperaturprofile während der gesamten Nacht. Oft gleichen sich Abweichungen vom Nachtmittel während der Nacht wieder aus, so daß sich über einen Höhenbereich von ca. 15 bis 20 km eine fast gerade Form der Umhüllenden ergibt. Anhand der jeweiligen Form der vom Nachtmittel abweichenden Temperaturprofile werden daher Klassen für die Wellenaktivität eingeführt, die wesentliche Charakteristiken der Temperaturvariationen aus einer Nacht im Höhenprofil enthalten und damit zur Interpretation der Beobachtungen genutzt werden können.

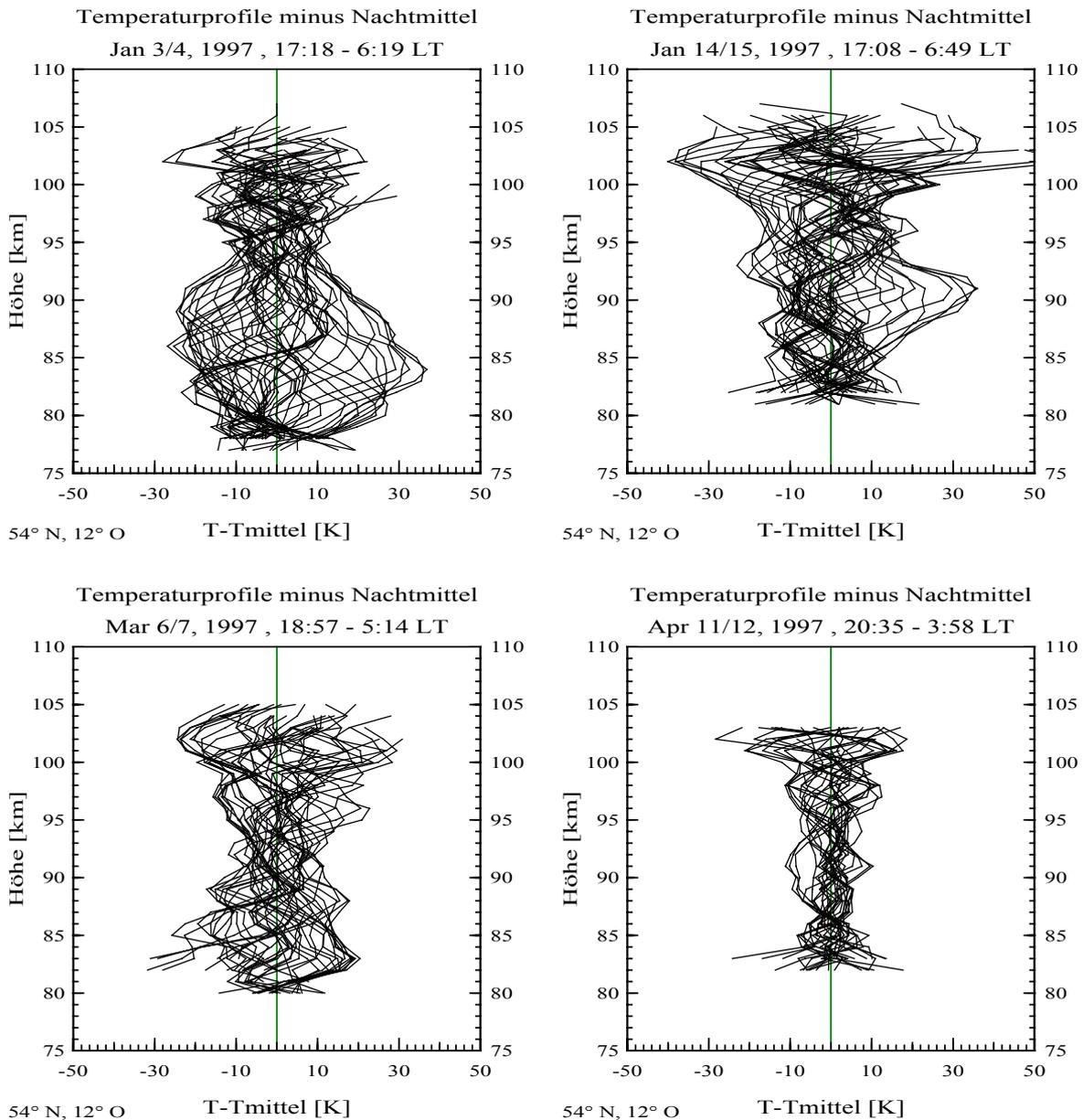


Abb. 4.14: Temperaturprofile minus Nachtmittel für vier verschiedene Meßnächte (3./4. Januar 1997, 14./15. Januar 1997, 6./7. März 1997 und 11./12. April 1997). Alle Profile einer Nacht sind übereinander gezeichnet. Die umhüllende Form unterscheidet sich markant in jeder Meßnacht.

Klassifikation der Wellenaktivität:

Klasse A – gemäß Theorie zunehmende Wellenaktivität mit zunehmender Höhe (Beispiel vom 4./5. März 1997, Abb. 4.10)

Klasse B – inverser Verlauf, größere Amplituden im unteren Höhenbereich von 85-95 km (Beispiel vom 3./4. Januar 1997, Abb. 4.14)

Klasse C – Form eines Flaschenhalses zwischen 90 und 95 km (Beispiel vom 6./7. März 1997, Abb. 4.14)

Klasse D - nahezu gleichmäßige Variationen über einen großen Höhenbereich von 85-100 km (Beispiel vom 11./12. April 1997, Abb. 4.14)

Klasse A entspricht dem klassischen Fall der Wellenausbreitung nach oben, die Klassen B und D weisen auf Dämpfungsmechanismen durch Schwerewellen hin, C zeigt den typischen Flaschenhals, der durch Welleneinflüsse aus der oberen Thermosphäre entstehen kann.

Tabelle 4.4 gibt die Häufigkeiten der verschiedenen Wellenklassen an. Die Klassen A, B und D sind annähernd gleichmäßig verteilt. Wesentliche Unterschiede sind dennoch zu erkennen: z.B. ist die Klasse A häufig mit sehr starken Variationen verbunden, während bei allgemein geringerer Wellenaktivität sich bevorzugt eine Form nach Klasse D bildet. Eine starke Wellenaktivität in den unteren Höhenschichten (Klasse B) ist relativ selten. Dafür sind in diesen Fällen jeweils starke Temperaturmodulationen vorhanden. Für alle Meßnächte gilt, daß fast zwei Drittel der Messungen mit starken Variationen im Höhenprofil (> 20 K) verbunden sind.

	<i>Häufigkeit</i>	<i>davon stark (>20 K)</i>	<i>davon schwach (<10 K)</i>
Klasse A	16 (32 %)	13 (81 %)	3 (19 %)
Klasse B	4 (8 %)	4 (100 %)	-
Klasse C	14 (28 %)	9 (64 %)	5 (36 %)
Klasse D	16 (32 %)	4 (25 %)	12 (75 %)
Gesamt	50 (100 %)	30 (60 %)	20 (40 %)

Tab. 4.4: Häufigkeiten, mit der bestimmte Klassen von Wellenaktivitäten über Kühlungsborn beobachtet wurden. In Klammern sind relative Häufigkeiten in Prozent angegeben.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß ein stark variables Temperaturverhalten in der Mesopausenregion sowohl innerhalb einer Nacht als auch von Nacht zu Nacht während des ganzen Meßzeitraums (Sommer 1996 bis Frühjahr 1999) über Kühlungsborn zu beobachten ist. Temperaturvariationen mit Amplituden von mehr als 20 K treten dabei fast ständig auf, gelegentlich werden auch Abweichungen vom Nachtmittel von mehr als 40 K (siehe Tabelle 4.1 und 4.2) beobachtet. Diese starken Temperaturveränderungen innerhalb einer Nacht kann bisher kein Modell simulieren. Durch die starke Vielfalt an Wellenaktivitäten erscheint eine Klassifizierung der nächtlichen Temperaturvariationen nach bestimmten Mustern geeignet.

4.2.3 Methodik und Probleme der Datenanalyse

Beim kontinuierlichen Betrieb der zeitlich und räumlich hochaufgelösten Lidarmessungen über Kühlungsborn werden große Datenmengen erzeugt, die in geeigneter Weise zugänglich sein müssen. Dazu wurden in der Programmierumgebung DELPHI verschiedene Datenbanken erstellt, die die Grundlage für die nachfolgenden Auswertungen bilden. Lidarmessungen in der Mesopausenregion liefern durch die Beschränkung auf bestimmte Tageszeiten stark inhomogene Zeitreihen der Temperatur. Daher ist zur Bestimmung dominierender Perioden der Gezeitenwellen eine statistische Analyse sinnvoll, die auf nichtlinearen Regressionsalgorithmen beruht. Die Separation von 24h-, 12h-, 8h- oder 6h-Gezeitenkomponenten ist nur durchführbar, wenn für die Regressionsanalyse eine empirische Modellfunktion vorgegeben wird. Je kürzer dabei die zu untersuchenden Zeitreihen sind, um so mehr müssen die Komponenten dieser Modellfunktion beschränkt werden (Kürschner, 1991). Die Modellfunktion hat noch linearen Charakter und wird entsprechend der harmonischen Gezeitenanregung durch zwei Sinusfunktionen definiert:

$$T(z) = T_0(z) + A_1(z) \cdot \cos(\Omega_1(t - \varphi_1(z))) + A_2(z) \cdot \cos(\Omega_2(t - \varphi_2(z))) \quad (4.1)$$

Diese Gleichung enthält fünf freie Parameter, die mit geeigneten Anfangsbedingungen gewählt werden müssen. Die Temperatur in einer Höhe setzt sich damit zusammen aus der mittleren Temperatur $T_0(z)$, der Amplitude $A_1(z)$ und Phase $\varphi_1(z)$ für die erste Wellenfunktion und der Amplitude $A_2(z)$ und Phase $\varphi_2(z)$ für die zweite Wellenfunktion. Für die Kreisfrequenz Ω gilt: $\Omega = 2\pi/\text{Periode}$. Die Periode wird mit Berücksichtigung der Meßdauer und der Wellenaktivität angepaßt. Entsprechend der Häufigkeitsverteilung der Meßdauer wird bevorzugt die Kombination 12h/8h, d.h. $\Omega_1 = 2\pi/12$ und $\Omega_2 = 2\pi/8$, gewählt. Andere Kombinationen (12h/6h, 8h/6h) sind ebenfalls denkbar.

Für die Anpassung der Modellfunktion an die Datenkurve wird ähnlich wie zur Bestimmung der Temperaturen aus der Kalium-Feinstrukturlinie ein Fit nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (*least square fit*) verwendet. Diese Regression wird mit dem nichtlinearen Levenberg-Marquardt-Algorithmus durchgeführt, der für die Auswertung der Daten geeignet ist. Problematisch ist bei diesem Verfahren aber generell die starke Abhängigkeit von den Startwerten. Daher müssen alle errechneten Regressionen überprüft bzw. die Startwerte in jeder Höhe modifiziert werden. In Abbildung 4.15 wurden Temperaturdaten aus einer Höhe (90 km) aus der Meßnacht (3./4. Januar, 1997) ausgewählt und mit der Modellfunktion (Glg. 4.1) angepaßt. Die linke Darstellung beinhaltet nur Fits mit einer harmonischen Welle, rechts wurden verschiedene Kombinationen getestet. Je mehr harmonische Funktionen berücksichtigt werden, um so besser reproduziert die Regressionskurve die gemessenen Datenpunkte. Gleichzeitig sind aber auch mehr freie Parameter vorhanden, deren Startwerte vorgegeben werden müssen. Sind diese Werte zu ungenau bestimmt, wird es für den Fit schwieriger, die Konvergenzkriterien des Levenberg-Marquardt-Algorithmus zu erfüllen. Eine Zusammenfassung der numerischen Ergebnisse liefert Tabelle 4.5.

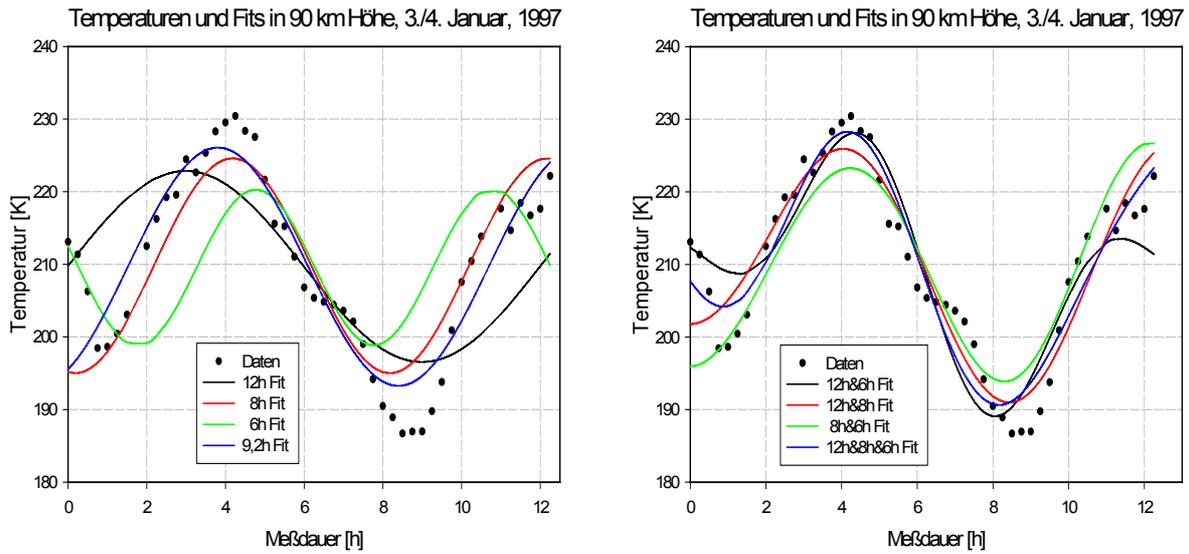


Abb. 4.15: Vergleich der Regressionsanalysen verschiedener Modellfunktionen für die Temperaturen in 90 km Höhe am 3./4. Januar 1997. Links hat die Modellfunktion eine Sinuswelle mit festen Parametern. Rechts werden mehrere Sinuswellen benutzt, die den Fit an die Datenpunkte verbessern.

Dieses Meßbeispiel zeigt anschaulich, daß die Temperaturvariationen in einer Höhe im Verlauf der Nacht gut durch die Modellfunktion beschrieben werden. Die 8h-Periode ist dabei dominant. Eine einzige Sinuswelle mit vorgegebener Periode in der Modellfunktion liefert aber zu kleine Amplituden (Abb. 4.15 links). Erst ein zusätzlicher 12h-Anteil ergibt die hohen Korrelationskoeffizienten als Maß für die Güte der Regressionsanalyse.

Modell	P_n	A_{12} [K]	Φ_{12} [h]	A_8 [K]	Φ_8 [h]	A_6 [K]	Φ_6 [h]	T_0 [K]	R_{korr}
12h	3	13,2±1,8	3,0±0,2	-	-	-	-	209,7±1,2	0,73
8h	3	-	-	14,8±1,2	4,2±0,1	-	-	209,8±0,9	0,87
6h	3	-	-	-	-	10,7±2,2	4,8±0,2	209,6±1,5	0,58
12h-8h	5	7,4±1,2	2,3±0,3	11,8±1,1	4,5±0,2	-	-	210,2±0,7	0,93
12h-6h	5	12,6±1,1	3,0±0,2	-	-	9,9±1,1	-1,2±0,1	209,6±0,8	0,91
8h-6h	5	-	-	15,4±1,7	4,1±0,1	2,0±1,6	0,5±0,9	209,5±1,0	0,88
12-8-6h	7	10,9±2,1	1,8±0,4	11,5±3,2	-2,8±0,3	5,4±1,9	-2,0±0,4	211,2±0,9	0,94
9,2h	4	-	-	16,4±1,1	3,8±1,1	-	-	209,7±0,8	0,91

Tab. 4.5: Ergebnisse der Regressionsanalysen verschiedener Modellfunktionen. Die Tabelle beinhaltet entsprechend Abb. 4.15 verschiedene Kombinationen an Wellenperioden, die Anzahl der freien Parameter (P_n), die berechneten Parameter mit Standardabweichung für die Amplituden [K] und Phasen [h] der jeweiligen Perioden (12h, 8h, 6h) und die mittlere Temperatur [K]. Die 9,2h-Periode wurde als freie Periode vom Fit ermittelt. Als Qualitätsmaß für den Fit gilt der Korrelationskoeffizient r_{korr} .

Da die Länge der Zeitreihen bei den Lidarbeobachtungen über Kühlungsborn bis auf wenige Ausnahmen deutlich unter zwölf Stunden liegt, sind ganztagsperiodische Anteile (24h) nur mit großen Unsicherheiten bestimmbar. Die Auswertungen von Nachtmessungen für Gezeiteneffekte beschränken sich daher in dieser Arbeit auf maximale Perioden von 12 Stunden. Die beschriebene Analyseverfahren mit der gewählten Modellfunktion (Glg. 4.1) wird mit Perioden bis 12 Stunden auch von anderen Lidar-Gruppen angewandt (Williams et al., 1999, Pendleton et al., 2000). Damit sind Analysen aus Lidartemperaturmessungen miteinander vergleichbar. Diese Art der Datenauswertung stellt eine geeignete Möglichkeit der Wellenanalyse dar, die auch seit mehreren Jahren für Radarmessungen verwendet wird.

Durch angepaßte Modifikationen der verwendeten Modellfunktionen konnte die Effektivität des Analyseverfahrens verbessert werden. Alle Meßnächte wurden in jeder Höhe durch geeignete Wahl der Startwerte auf den besten Fit optimiert. Als Orientierung diente dazu die Konturdarstellung der Temperaturabweichung vom Nachtmittel (Abb. 4.16). Diese

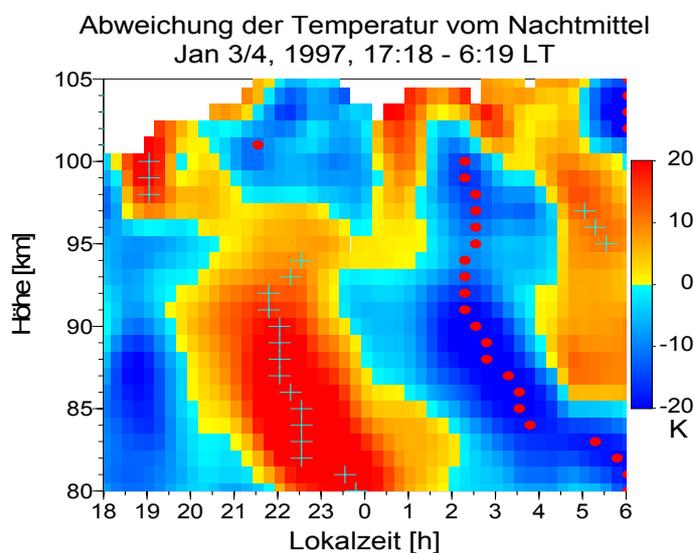


Abb. 4.16: Konturplot vom 3./4. Januar 1997. Blaue Kreuze sind Maxima, rote Kreise sind Minima.

Darstellung bietet wertvolle Anhaltspunkte für mögliche Amplitudenwerte, Perioden, Phasen sowie die Ausbreitung von Wellen über verschiedene Höhenbereiche. Zur besseren Orientierung wurden die Bereiche der stärksten positiven und negativen Abweichungen in jeder Höhe eingezeichnet. Die dargestellte Auflösung entspricht den Rohdaten (vgl. Abb. 4.12 ist geglättet). Der Bereich der stärksten positiven Abweichung in jeder Höhe dient als Startwert für die Phase. Der Phasenverlauf erlaubt zusätzliche Aussagen über die Phasenverlagerung v_p mit der Höhe und die Bestimmung der vertikalen Wellenlänge λ_z .

Für die Auswertung der nächtlichen Temperaturvariationen aus einer Zeitreihe von etwa 9-12 Stunden muß die Anzahl und Größe der vorkommenden Perioden beschränkt werden. Die 24h-Komponente kann daher nicht berücksichtigt werden. Die Vernachlässigung der 24h-Gezeit führt zu einem Fehler, der erst durch den Vergleich mit Ganztagsmessungen quantifiziert werden kann. Erste Meßkampagnen mit 24stündigen Temperaturmessungen (States und Gardner, 1998) weisen auf die Existenz einer täglichen Gezeit mit Amplituden von 10 K hin. Ob diese bei 40°N gemessenen Effekte auch über Kühlungsborn (54°N) vorhanden sind, muß zur Zeit noch unbeantwortet bleiben.

Nichtlineare Regressionsanalysen mit harmonischen Modellfunktionen sind neben festen, vorgegebenen Perioden auch mit freien Perioden als zusätzlicher Parameter möglich. Dabei wird nur eine Sinusfunktion benutzt, da sich die Anzahl der abhängigen Variablen erhöht. Bei der nachfolgenden Bestimmung der Gezeiteneffekte wird immer beschrieben, ob die Periode vorgegeben oder aus dem Fit bestimmt wurde. Eine freie Periode kann dabei nur als Orientierung dienen, welche Gezeitenwelle (12h, 8h oder 6h) dominiert bzw. aus welchen Gezeitenanteilen diese sich zusammensetzt (vgl. Tab. 4.5). Es muß darauf hingewiesen werden, daß es für Gezeiten keine separate Anregung gibt, die z.B. eine 9,2 h-Welle generiert.

Die Möglichkeit einer Datenanalyse mit Powerspektren und der schnellen Fouriertransformation (FFT) wurde ebenfalls geprüft, kommt aber hier nicht zum Einsatz. Schwierigkeiten mit Datenlücken innerhalb der Meßnacht bzw. die gesuchten langen Perioden im Vergleich zur Meßdauer bei vorgegebener zeitlicher Auflösung erlauben keine eindeutige Interpretation des gewonnenen Frequenzspektrums.

4.2.4 Die 12h- und 8h-Gezeit über Kühlungsborn

Mit den zuvor beschriebenen Analysemethoden wurden die Temperaturvariationen über Kühlungsborn ausgewertet. Zu Beginn wird das generelle Verhalten der Gezeiteneffekte anhand von Monatsmittelwerten charakterisiert, bevor auf einzelne interessante Nächte und aufeinanderfolgende Zeiträume eingegangen wird. Dazu wurden jeweils alle ausgewählten Messungen (vgl. Tabellen 4.1 und 4.2) aus den Jahren 1996 bis 1999 den entsprechenden Monaten zugeordnet. Zur besseren Übersicht werden zuerst die Monate Januar bis April mit den dazugehörigen Konturplots sowie den Amplituden und Phasen der 12h-Gezeit und der 8h-Gezeit dargestellt, die entsprechend der Gleichung 4.1 berechnet wurden. Danach folgen die Analysen und Abbildungen für die Monate September bis Dezember.

Ausgehend von den Monatsmittel-Konturplots (Abb. 4.17 und 4.24) wird deutlich, daß die 12h- und 8h-Perioden die markanten Muster im nächtlichen Temperaturverlauf darstellen. Die in den einzelnen Nächten ebenfalls vorkommende 6h-Periode (Tab. 4.1 und 4.2) ist in ihrer Ausprägung deutlich schwächer und hochvariabel in der Phase. Durch Mittelung über den ganzen Monat entsteht eine zusätzliche Filterung dieser kurzen Wellen, so daß nur die permanenten Strukturen von zwölf und acht Stunden deutlich werden. Gleichwohl werden diese markanten Muster durch kürzere, variable Anteile und eine grobe Statistik modifiziert. Dieser Effekt ist in Abbildung 4.17 zu erkennen. Die Monate Januar bis März zeigen jeweils Erwärmungsraten gegenüber dem Nachtmittel, die vor Mitternacht (Lokalzeit) etwa zwischen 105 und 90 km liegen und in der zweiten Nachthälfte bevorzugt zwischen 95 und 80 km auftreten. Der April als Übergangsmontat von der hohen Mesopause auf die niedrige Sommermesopause mit einer generellen Umstellung der Temperaturstruktur weicht von der Struktur der anderen Monate etwas ab. In allen Monaten ist aber die rückwärtsgeneigte Phasenlage über einen größeren Höhenbereich präsent, in der die Phase mit der Zeit nach unten wandert.

Diese Verlagerung der Phase nach unten und die Kohärenz bezogen auf die Lokalzeit über mehrere Monate ist charakteristisch für eine nach oben sich ausbreitende Gezeit im „*propagating mode*“ (vgl. Kap. 2.2).

Die Höhenprofile für die Fits (Abb. 4.18-4.23) beginnen nicht bei 80 km, da dort der Fehler in der Regressionsanalyse infolge stärkerer Variationen der Temperaturen größer ist. In etwa 80 km Höhe befindet sich der untere Rand der Kaliumschicht. Dort sind daher nicht immer Temperaturinformationen in einer Nacht vorhanden. Werden die Konvergenzkriterien bei den Regressionsanalysen erfüllt, sind die Amplituden und Phasen im Höhenprofil von 84 bis 103 km dargestellt. Die 12h-Amplituden in Abb. 4.18 zeigen im Monatsmittel bis auf den Monat Februar eine deutliche Zunahme im Höhenverlauf. Es werden Werte von 6-12 K erreicht. Im Februar überlagern stärkere Variationen im unteren Höhenbereich das Profil.

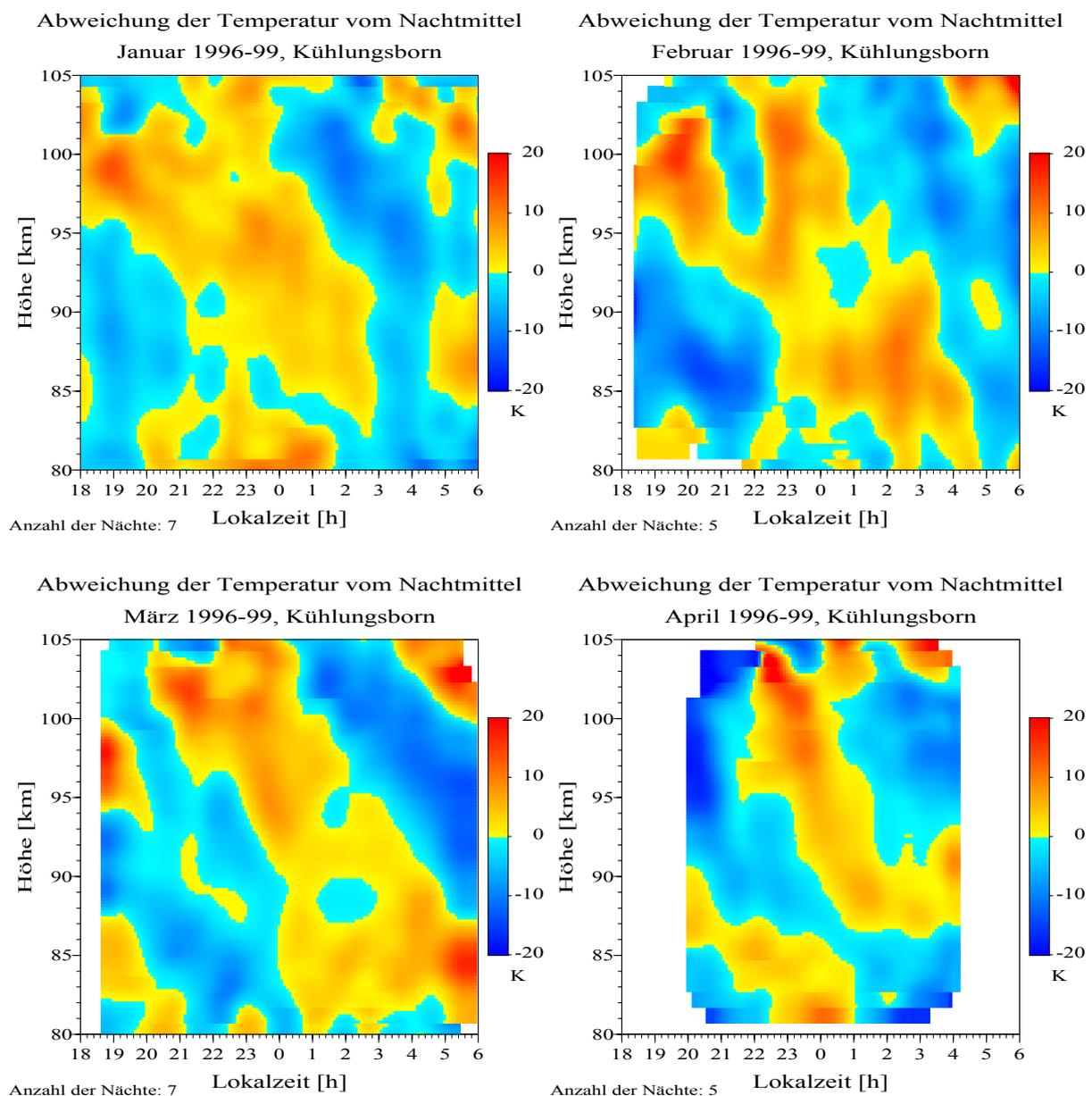


Abb. 4.17: Monatsmittel für Januar, Februar, März und April der Temperaturabweichungen vom Nachtmittel. Die Temperaturdaten wurden mit einem Hanning-Filter geglättet.

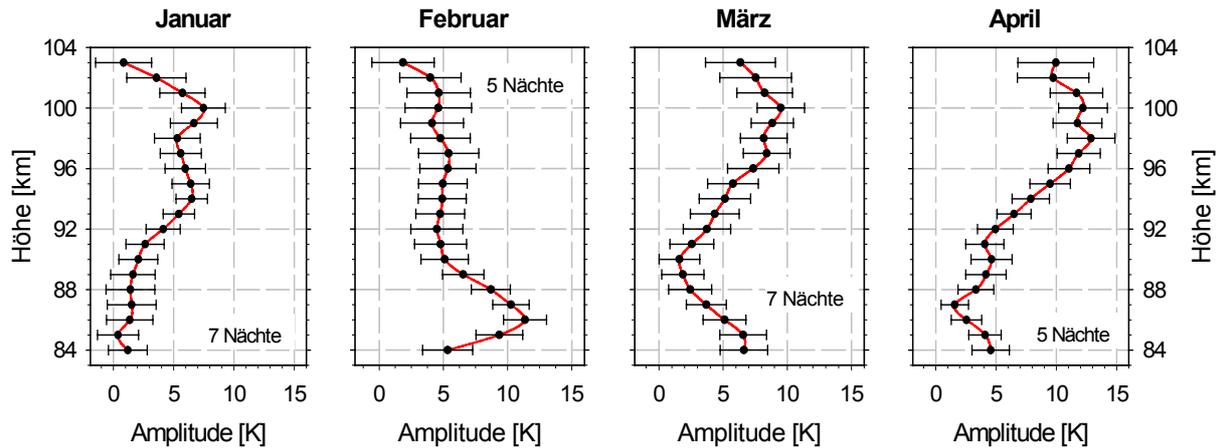


Abb. 4.18: Amplituden der 12h-Gezeit als Monatsmittel für Januar, Februar, März und April über Kühlungsborn.

Der statistische Fehler für die Amplituden ist zusätzlich dargestellt. Er beträgt etwa 2-3 K im Maximum der Kaliumschicht. Interessant sind neben großen Amplituden auch Höhenbereiche mit geringer Wellenaktivität im Januar (um 87 km), März (um 90 km) oder April (um 87 km).

Das Phasenverhalten der 12h-Periode (Abb. 4.19) ist über mehrere Monate stabil. Diese Vermutung nach Sichtung der Konturplots konnte mit diesem Regressionsverfahren bestätigt werden. Schaut man sich z.B. die Phasenlage um 00 Uhr Lokalzeit an, variiert die entsprechende Höhe nur zwischen 90 und 92 km. Dieser scheinbare Fixpunkt ist typisch für die Wintermonate. Von Monat zu Monat verändert sich ausgehend von diesem Fixpunkt nur die Neigung der Phase, also die Geschwindigkeit der Phase bei der Verlagerung nach unten.

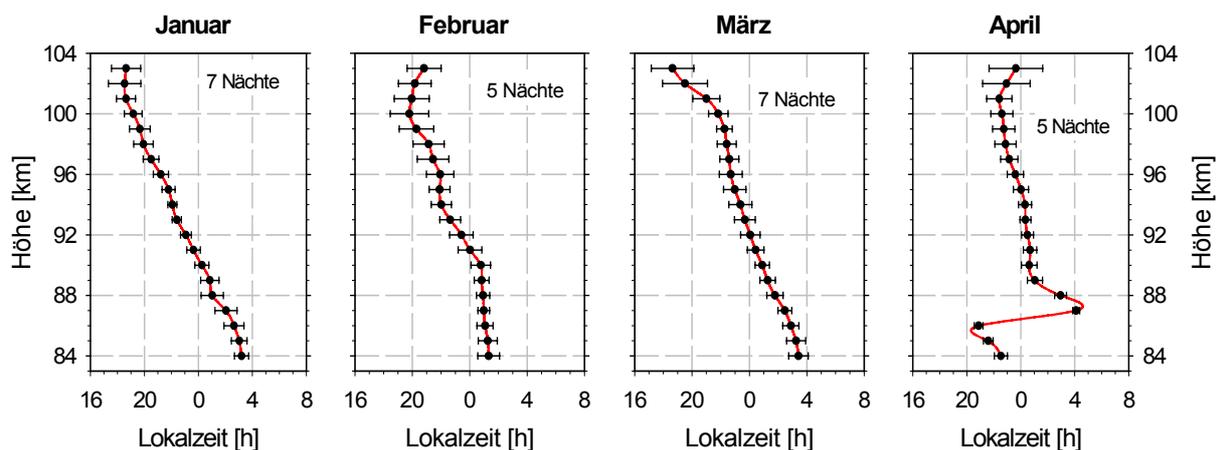


Abb. 4.19: Phasen der 12h-Gezeit als Monatsmittel für Januar, Februar, März und April über Kühlungsborn.

Die genaue Lage der Phasen kann mit einem Fehler angegeben werden, der oft unter einer Stunde liegt. Das Maximum der Temperaturabweichung wird damit gut dokumentiert. Der April weist analog zu den Amplituden auch für die Phasenneigung bereits größere Unterschiede zu den anderen Monaten auf. Neben einem Phasensprung unterhalb von 87 km ist die

Geschwindigkeit der Phasenverlagerung größer als im Januar, Februar oder März. Dies ist ebenfalls ein Indiz für den Übergang zum Sommerzustand, wo höhere vertikale Wellenlängen und schnellere Phasenverlagerungen charakteristisch sind. In Tabelle 4.6 werden die verschiedenen Phasengeschwindigkeiten aufgelistet und die vertikalen Wellenlängen für die Monatsmittel angegeben.

	<i>Phasengeschwindigkeit</i> v_p [km/h]	<i>vertikale Wellenlänge</i> λ_z [km]	<i>möglicher (2,*)- Hough-Mode</i>
Januar	$-1,9 \pm 0,2$	$22,8 \pm 2,3$	H(2,8), H(2,9)
Februar	$-3,0 \pm 0,3$	$36,0 \pm 3,1$	H(2,5), H(2,6)
März	$-2,4 \pm 0,2$	$28,8 \pm 2,8$	H(2,7)
April	$-5,3 \pm 0,2$ (> 87 km)	$63,6 \pm 2,7$?

Tab. 4.6: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 12h-Welle im Monatsmittel für Januar, Februar, März und April.

Die abgeleiteten Phasengeschwindigkeiten sind mit 2-3 km/h gegenüber anderen Beobachtungen (< 1 km/h, Dao et al. 1995 und Chen et al., 2000) etwas größer. Diese Werte sind über Kühlungsborn in den Wintermonaten konsistent. Die berechneten vertikalen Wellenlängen weisen im Vergleich zu den zugehörigen Hough-Moden nach klassischer Theorie auf höhere Ordnungen hin (siehe Anhang A). Entsprechend der Anregungen und Ausbreitung klassischer Gezeitenwellen wurde das auch erwartet. Da hier jeweils symmetrische und asymmetrische Moden konkurrieren, kann nicht zweifelsfrei geklärt werden, welcher Hough-Mode genau paßt. Dazu müßten adäquate Messungen auf der korrespondierenden geographischen Breite vorhanden sein, die ähnliche Muster aufweisen. Auch wenn zusätzliche Moden in der Gezeitengleichung angeregt werden können (*mode coupling*), die ähnliche Amplituden erreichen (Forbes und Garrett, 1979), kann aus den Beobachtungen über Kühlungsborn im Monatsmittel ein signifikanter Anteil der klassischen 12h-Gezeit vermutet werden. Dieser Anteil ist über mehrere Monate nachweisbar und bestimmt maßgeblich den Charakter der nächtlichen Temperaturvariationen.

Die Abbildungen 4.20 und 4.21 zeigen das Amplituden- und Phasenverhalten der 8h-Gezeit. Der Anteil der 8h-Welle ist in allen vier Monaten vorhanden, aber im Vergleich zur 12h-Welle nicht dominierend. Die 8h-Amplituden sind in der Regel etwas kleiner gegenüber den zugehörigen 12h-Amplituden, zeigen jedoch ein ähnliches Höhenprofil. Die 8h-Welle breitet sich oberhalb von 100 km etwas deutlicher aus. Während für die 12h-Amplitude in dieser Höhe eine Art Dämpfungsmechanismus wirksam wird, kann die 8h-Amplitude sich noch ungestört weiter nach oben ausbreiten.

Das Phasenverhalten der 8h-Gezeitenwellen ist im Höhenprofil etwas variabler und die Fehlerbalken sind etwas größer. Eine Regressionsgerade durch jedes Höhenprofil ergibt größere Phasengeschwindigkeiten als bei der 12h-Welle. Die damit verbundenen größeren

vertikalen Wellenlängen deuten für Januar und Februar auf niedrigere Moden der entsprechenden Hough-Funktionen hin. In Tabelle 4.7 werden diese Werte zusammengefasst.

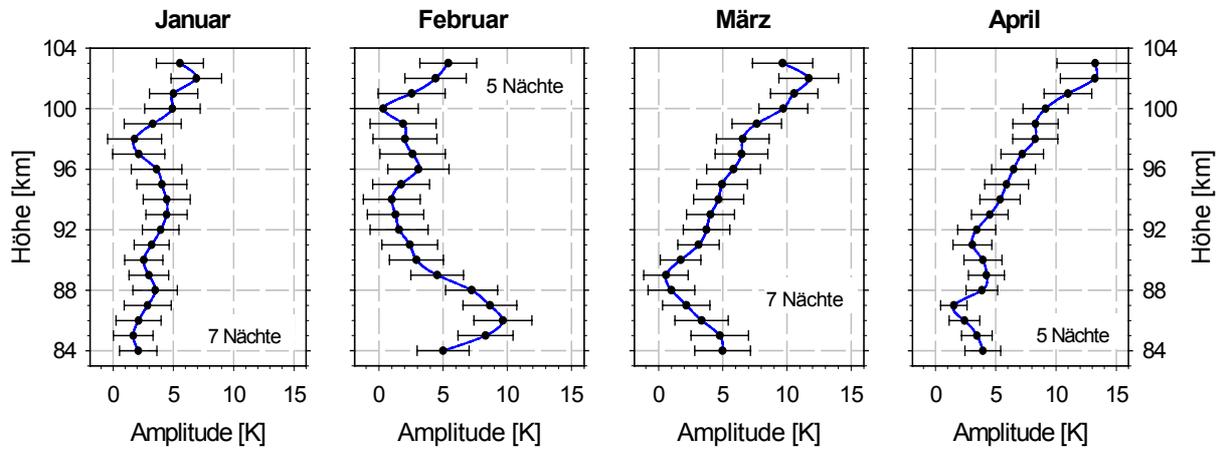


Abb. 4.20: Amplituden der 8h-Gezeit als Monatsmittel für Januar, Februar, März und April über Kühlungsborn.

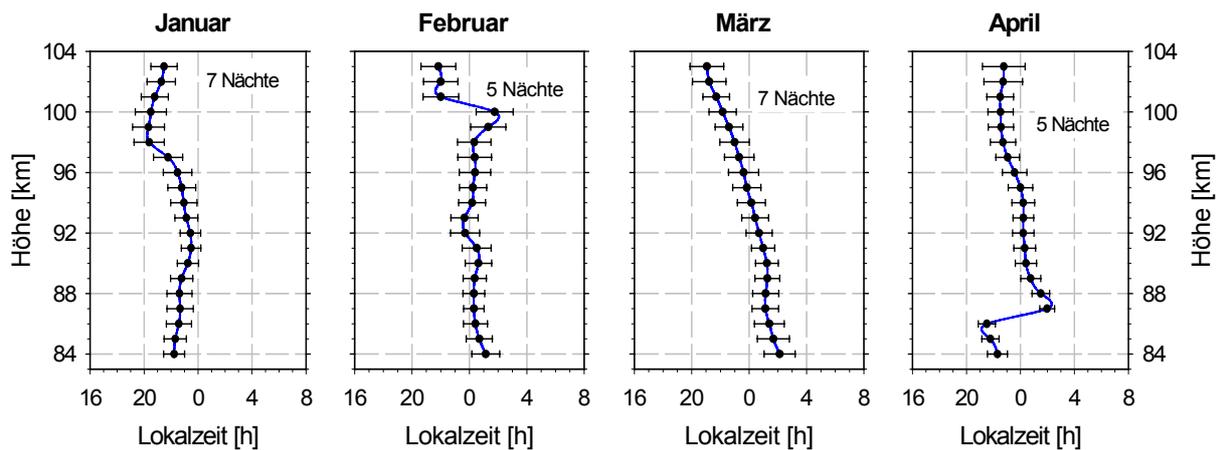


Abb. 4.21: Phasen der 8h-Gezeit als Monatsmittel für Januar, Februar, März und April über Kühlungsborn.

	<i>Phasengeschwindigkeit</i> v_p [km/h]	<i>vertikale Wellenlänge</i> λ_z [km]	<i>möglicher (3,*)-Hough-Mode</i>
Januar	$-10,5 \pm 0,7$	$84,0 \pm 5,6$	H(3,6)
Februar	$-11,3 \pm 1,2$	$90,4 \pm 9,6$	H(3,5), H(3,6)
März	$-4,4 \pm 0,4$	$35,2 \pm 3,2$	H(3,11), H(3,12)
April	$-4,9 \pm 0,6$ (> 87 km)	$39,2 \pm 4,8$	H(3,10), H(3,11)

Tab. 4.7: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 8h-Welle im Monatsmittel für Januar, Februar, März und April.

Zum Vergleich der Anteile der 12h- und der 8h-Welle an der beobachteten Temperaturvariation in jeder Höhe sind in der Abbildung 4.22 die maximalen positiven Abweichungen vom Monatsmittelwert (aus Abb. 4.17) als Höhenprofile dargestellt (schwarze Linie). Die roten und blauen Kurven sind die Differenzen aus maximaler Variation und ermittelter 12h- bzw. 8h-Amplitude. Je näher dabei die farbigen Kurven am Nullpunkt liegen, um so mehr wird die beobachtete Variation durch die 12h bzw. 8h-Welle repräsentiert. Aus dieser Abbildung wird allerdings nicht ersichtlich, ob die berechnete Amplitude immer zeitgleich mit der maximalen Variation auftritt. Es wird jedoch deutlich, daß in jedem Monat die stärksten Variationen durch eine Kombination aus 12h- und 8h-Welle gut repräsentiert werden. Das gilt besonders für den unteren Höhenbereich bis etwa 90 km. Die starken Variationen im Februar und März werden durch die 12h- und 8h-Amplitude aufgenommen. Zwischen 90 und 100 km ist die 12h-Amplitude dominant, oberhalb von 100 km verstärkt sich der Einfluß der 8h-Amplitude, da die Amplitude der 12h-Gezeit gedämpft wird.

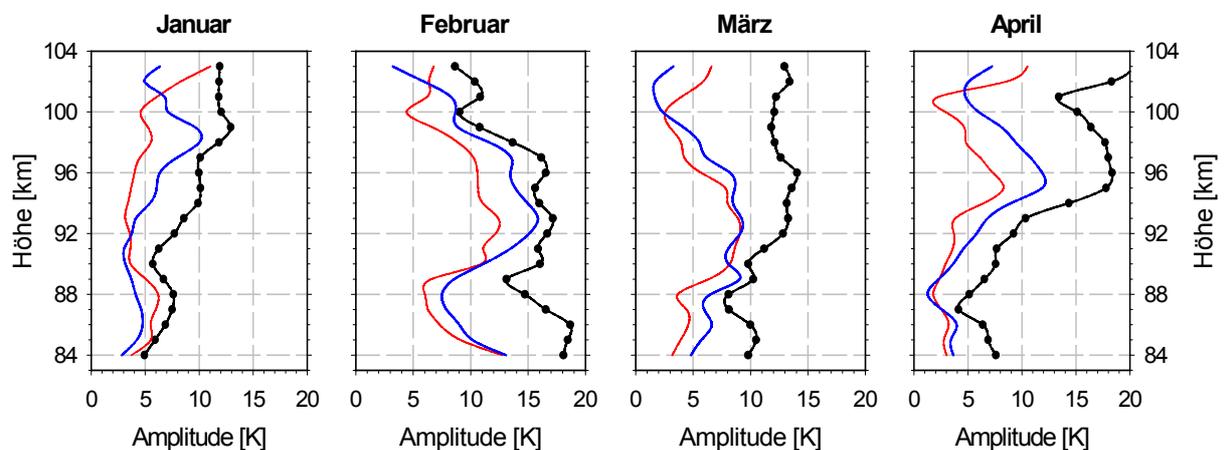


Abb. 4.22: Verbliebene Variationen nach Abzug der 12h- (rot) und 8h-Anteile (blau) von der mittleren maximalen Temperaturabweichung in jeder Höhe (vgl. Abb. 4.17). Die roten und blauen Kurven sind Differenzwerte zur schwarzen.

Interessant ist auch ein Vergleich bei der Mittelwertbildung der Amplituden. Üblicherweise werden die einzelnen Nächte gemittelt, anschließend kann man die entstehenden Variationen vom Nachtmittelwert auf Wellenparameter untersuchen. Diese Vorgehensweise wird allgemein für Gezeitenauswertungen von Wind- und Temperaturwerten benutzt, weshalb die Ergebnisse international vergleichbar sind. Ausgehend von unseren starken Temperaturvariationen von Nacht zu Nacht werden in der Abbildung 4.23 weitere Amplitudenwerte verglichen. Auf jede Meßnacht im Monat wurde zuerst die Regressionsanalyse angewandt. Dann entsprechen die ermittelten Amplituden in jeder Höhe den tatsächlichen Variationen der Nacht. Die Amplitudenwerte aller Meßnächte des Monats werden für jede Höhe als Punkte in Abb. 4.23 veranschaulicht. Die grüne Kurve ist dann der Mittelwert über die täglichen Amplituden. Es wurde also zunächst mit der Regressionsanalyse gefittet und erst dann gemittelt. Die rote Kurve zeigt die Amplituden nach der bisherigen Vorgehensweise. Hierbei wurden zuerst alle Messungen gemittelt und dann gefittet. Als Beispiel wurde die 12h-Amplitude ausgewählt, da diese über Kühlungsborn die stärkeren Anteile an der Gezeitenstruktur besitzt.

Im Vergleich der beiden Amplitudenwerte ist die gemittelte Amplitude der täglichen Variationen in der Regel etwa fünf Kelvin größer. Ausgehend von dieser Aussage stellt sich die Frage, durch welchen Amplitudenwert die tatsächliche 12h-Gezeit besser repräsentiert wird. Die grüne Kurve berücksichtigt auch einzelne starke Ausreißer, wie z.B. im Januar unterhalb von 90 km. Überlagernde Anteile von kurzperiodischen Wellen werden auf diese Weise nicht gefiltert, sondern unter Umständen noch verstärkt. Gerade die ständige Präsenz der Gezeiten mit ihren periodischen Anregungen sollte diese Anteile nicht enthalten. Daher erscheint der mittlere Amplitudenwert (rote Kurve) für Monatsmittelwerte geeignet. Die grüne Kurve repräsentiert aber die realistischeren Werte, wenn man diese mit Modellrechnungen vergleicht. Für Sensitivitätsstudien über kurze, aufeinanderfolgende Zeitabschnitte sollte man daher tägliche Amplitudenwerte als ein zusätzliches Indiz für Wellenaktivitäten beachten.

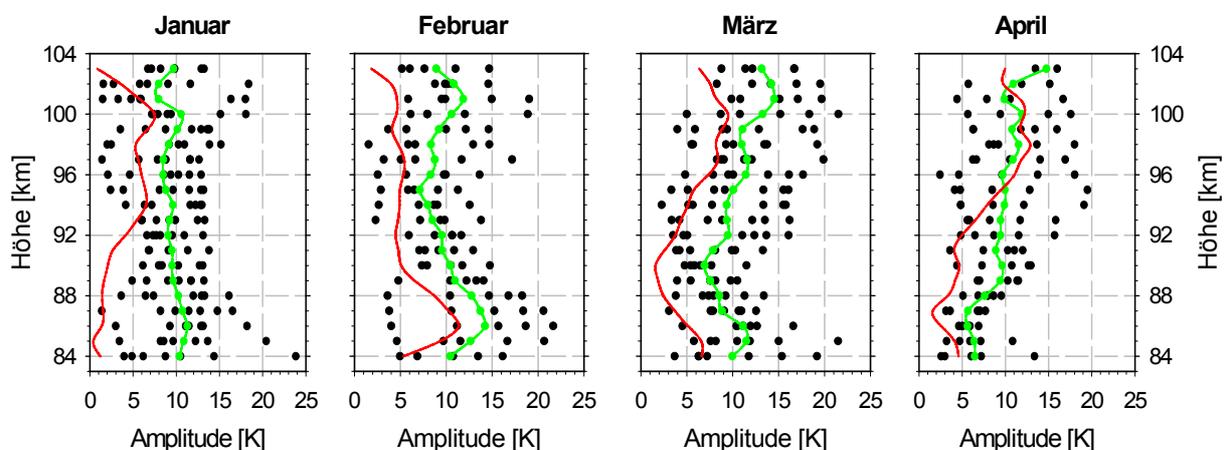


Abb. 4.23: Vergleich der 12h-Amplituden über Kühlungsborn als Monatsmittel (rote Kurve) und als Mittel (grüne Kurve) aller einzeln gefitteten Amplituden (schwarze Punkte) eines Monats.

Nach den Monaten Januar bis April sollen jetzt die Monate September bis Dezember untersucht werden. Da in den Sommermonaten die Meßdauer häufig nur drei bis fünf Stunden lang ist, wird auf die Analyse von Monatsmittelwerten für die 12h- und die 8h-Wellenparameter verzichtet. Im Anschluß werden aber auch einzelne Sommerbeispiele gezeigt, um einen Eindruck über Wellenausbreitungen in den kurzen Nächten zu erhalten. Abbildung 4.24 zeigt die Konturplots für die Monate September bis Dezember. Ähnlich wie der April hat der September als Übergangsmont eine zerklüftete Struktur. Das dominante Muster mit positiven Abweichungen oberhalb von 90 km vor Mitternacht und unterhalb von 95 km nach Mitternacht ist gerade noch zu erahnen. Der Oktober zeigt aber schon eine generelle Umstellung. Obwohl die Amplitudenwerte vergleichbar sind, erfolgt in der Phasenlage eine generelle Umstellung. Ähnliche Beobachtungen wurden auch in der Gruppe von She in Fort Collins, Colorado, USA (41°N , 105°W) beim Übergang vom Sommer zum Winter festgestellt (Williams et al., 1998). Dort gibt es den bisher größten Temperaturdatensatz aus Natrium-Lidarmessungen in der Mesopausenregion seit 1990. Für unsere Monatsmittel im November und Dezember gilt, daß sich die dominierenden Strukturen mit periodischen 12h- und 8h-Wellen

wieder aufbauen. Das Phasenverhalten pendelt sich im Dezember wieder so ein, wie es für die darauffolgenden Monate typisch ist. Es scheint, als wenn sich die Phasenlage der positiven Temperaturabweichungen von September bis Dezember immer weiter zu früheren Lokalzeiten verlagert hat, bis das nächste Maximum nach 12 Stunden nachrückt.

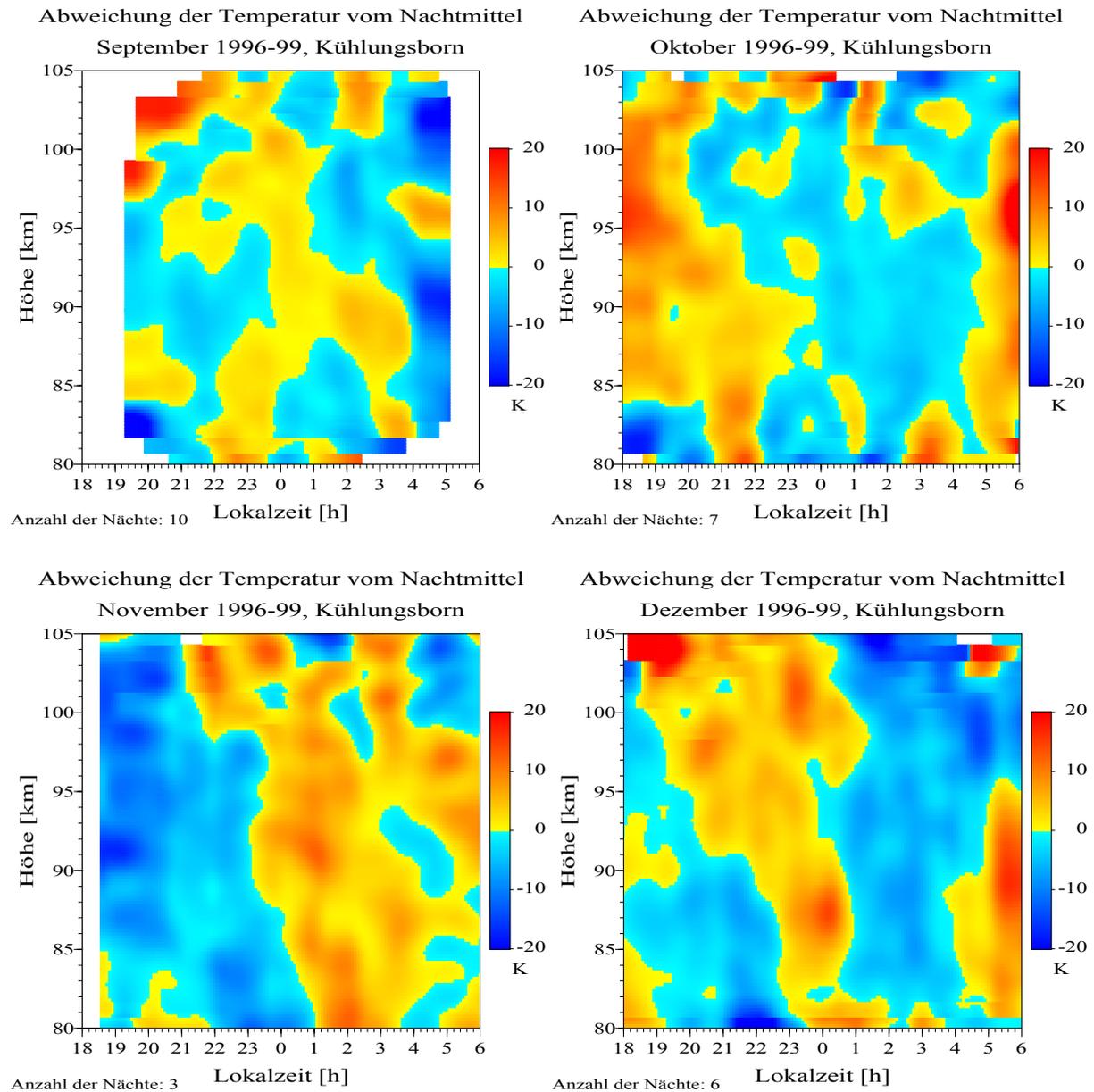


Abb. 4.24: Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember der Temperaturabweichungen vom Nachtmittel. Die Temperaturdaten wurden mit einem Hanning-Filter geglättet.

Die 12h-Amplituden im Höhenprofil in Abb. 4.25 weisen die klassische Zunahme mit der Höhe nur im September und Dezember auf. Im Oktober und November verändert sich der Amplitudenwert mit der Höhe kaum. Weiterhin sind im September und Oktober Bereiche mit geringer Wellenaktivität oberhalb von 96 km zu erkennen. Diese Besonderheit entspricht nicht dem typischen Dämpfungsmechanismus für 12h-Wellen in größeren Höhen, da die

Amplituden darüber wieder zunehmen. Ähnlich wie von Januar bis April können die Amplituden 10 K erreichen.

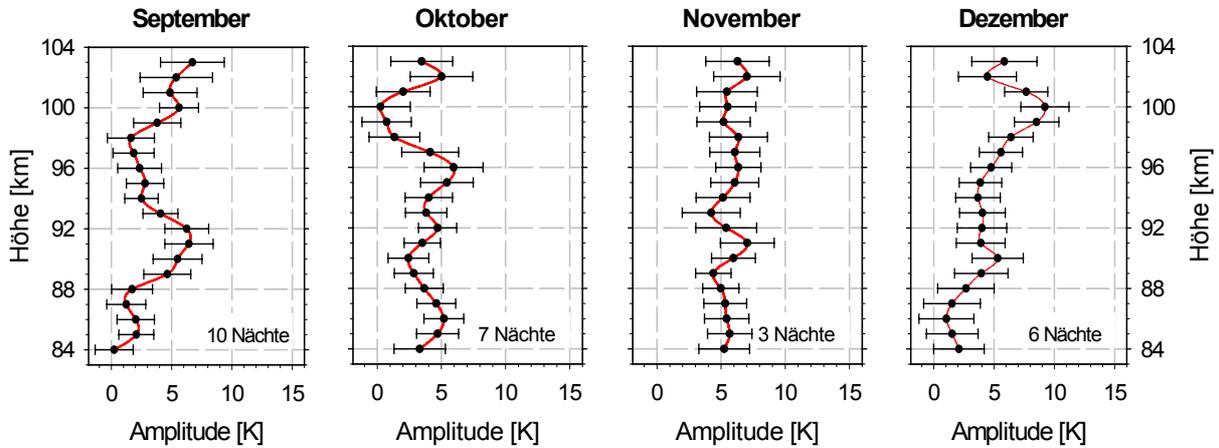


Abb. 4.25: Amplituden der 12h-Gezeit als Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember über Kühlungsborn.

Das Phasenverhalten ist von September bis Dezember deutlich variabler als von Januar bis April. Auffallend ist die Wanderung der Phasenlage zwischen den einzelnen Monaten. Im Oktober ist die Phase um etwa sechs Stunden gegenüber den anderen Monaten verschoben. Möglicherweise gibt es hier einen Einfluß der 24h-Gezeit, der durch die Beschränkung auf Nachtmessungen hier nicht quantitativ angegeben werden kann. Da diese veränderte Phasenlage aber nur in einem Monat auftritt, kann der Einfluß der 12h-Gezeit mit typischen Phasenlagen um Mitternacht in einer Höhe um 92 km als dominierend angesehen werden. Nach Sichtung der Konturplots für das Monatsmittel und die einzelnen Nächte werden neben den Temperaturmaxima jeweils Temperaturminima bei ± 4 -6 Stunden Lokalzeit beobachtet. Das Temperaturminimum einer 24h-Gezeit kann nur mit Tagesmessungen nachgewiesen werden. Die Phasengeschwindigkeit der 12h-Gezeit variiert in unterschiedlichen Höhenbereichen. Das ist ein Hinweis auf überlagernde Wellenstörungen.

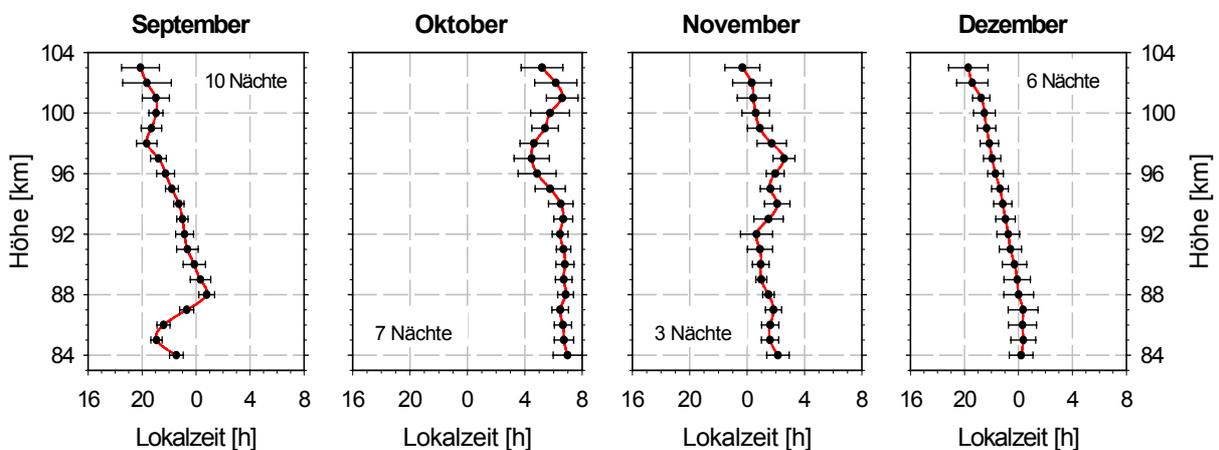


Abb. 4.26: Phasen der 12h-Gezeit als Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember über Kühlungsborn.

Tabelle 4.8 beinhaltet analog zu Tab. 4.6 und 4.7 Informationen zur Phasengeschwindigkeit und vertikalen Wellenlänge für die Monate September, Oktober, November und Dezember. Die Verlagerungsgeschwindigkeiten der Phasen sind etwas größer als von Januar bis April. Daraus ergeben sich höhere vertikale Wellenlängen, die wiederum niedrigere Hough-Moden bedingen. Im Dezember wird die Phasengeschwindigkeit geringer. Auf diese Weise wird der Übergang zum Januar erreicht, so daß die Aussage einer stabilen Phasenlage in den Wintermonaten bestätigt wird. Der November muß mit einer Statistik von nur drei Nächten mit etwas Zurückhaltung interpretiert werden. Williams et al. (1998) finden als typische vertikale Wellenlänge für die Wintermonate 30 ± 3 km. Für diesen Zeitraum werden auch dort die stabilsten Phasenlagen infolge einer stark ausgeprägten 12h-Gezeit erreicht. Das Ergebnis starker Amplituden und stabile Phasenlagen kann in Kühlungsborn bestätigt werden.

	<i>Phasengeschwindigkeit</i> v_p [km/h]	<i>vertikale Wellenlänge</i> λ_z [km]	<i>möglicher (2,*)- Hough-Mode</i>
September	$-3,1 \pm 0,4$ (>87 km)	$37,2 \pm 4,8$	H(2,5)
Oktober	$-7,6 \pm 0,8$	$91,2 \pm 9,6$	H(2,3)
November	$-5,1 \pm 0,5$	$61,2 \pm 6,0$	H(2,4)
Dezember	$-3,7 \pm 0,3$	$44,4, \pm 3,6$	H(2,4), H(2,5)

Tab. 4.8: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 12h-Welle im Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember.

In den Abb. 4.27 und 4.28 werden die Amplituden und Phasen der 8h-Welle gezeigt. Die Amplituden sind gegenüber den Monaten Januar bis April kleiner. Auch im Vergleich zur 12h-Gezeit ist die Amplitude der 8h-Welle von September bis Dezember geringer. Sie ist aber im betrachteten Zeitraum ständig präsent und wird durch die Temperaturvariationen sichtbar.

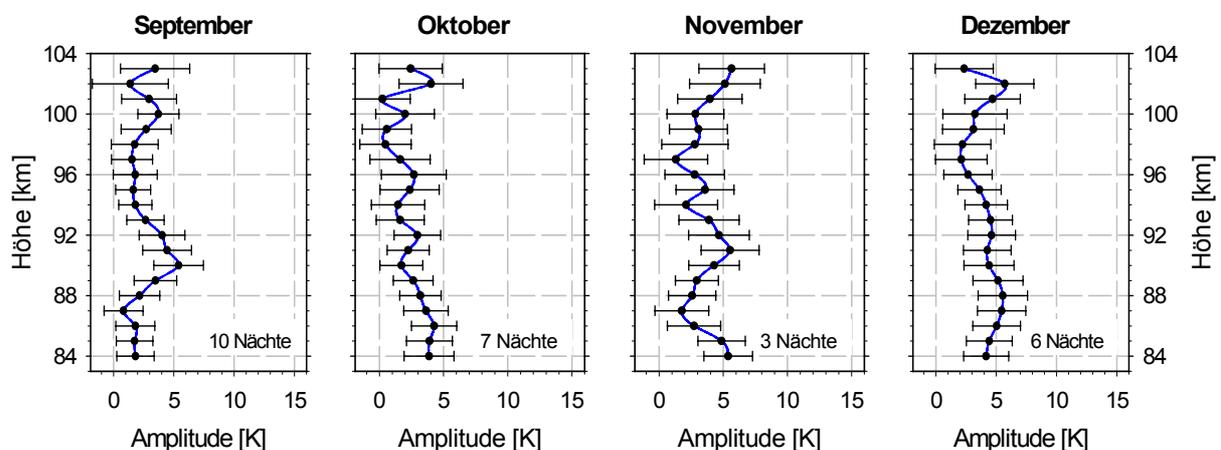


Abb. 4.27: Amplituden der 8h-Gezeit als Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember über Kühlungsborn.

Ähnlich wie die 12h-Amplitude nimmt die 8h-Amplitude kaum mit der Höhe zu. Eine ungestörte Ausbreitung der Welle mit Energieerhaltung ist damit nicht möglich. Die Existenz von stärkeren Wellenstörungen, die zur Dämpfung der Amplituden führen, scheint wahrscheinlich.

Das Phasenverhalten der 8h-Welle (Abb. 4.28) ist im September durch mehrere Sprünge im Höhenprofil geprägt, so daß keine kontinuierliche Ausbreitung der Phase nach unten erfolgt. Im Oktober und Dezember ist die Phase fast unverändert unterhalb von 100 km. Zu beachten ist, daß die generell kleinen 8h-Amplituden auch eine Bestimmung der Phasenlage schwieriger machen. Die in Tabelle 4.9 ermittelten Phasengeschwindigkeiten und vertikalen Wellenlängen gelten für Höhenbereiche mit kontinuierlichem Phasenverlauf.

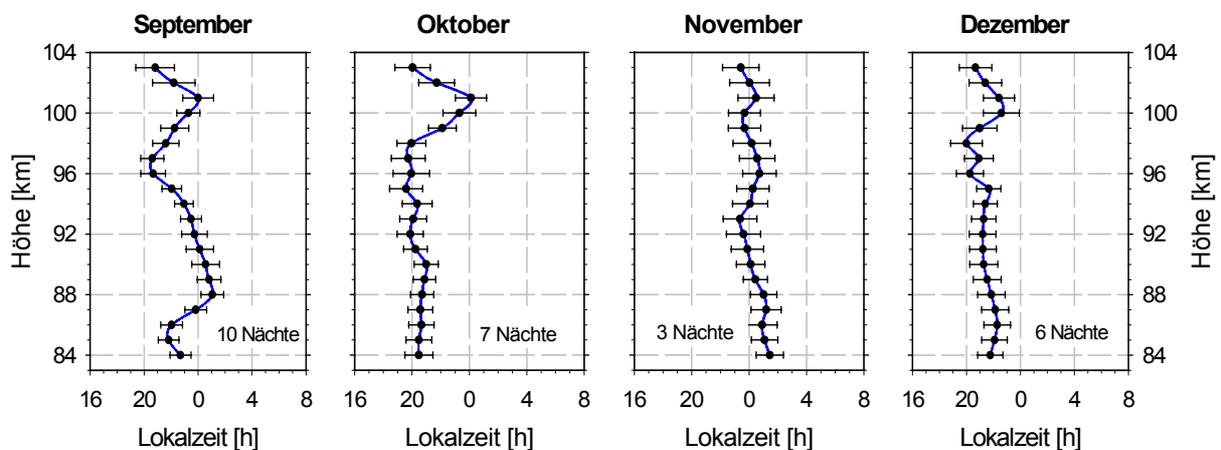


Abb. 4.28: Phasen der 8h-Gezeit als Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember über Kühlungsborn.

	<i>Phasengeschwindigkeit</i> v_p [km/h]	<i>vertikale Wellenlänge</i> λ_z [km]	<i>möglicher (3,*)-Hough-Mode</i>
September	$-2,3 \pm 0,8$	$18,4 \pm 6,4$	H(3,17), H(3,18)
Oktober	$-50,4 \pm 1,1$ (<98 km)	$403,2 \pm 8,8$ (<98 km)	H(3,4)
November	$-3,8 \pm 0,7$	$30,4 \pm 5,6$	H(3,10), H(3,11)
Dezember	$-6,4 \pm 0,9$ (<98 km)	$51,2 \pm 7,2$ (<98 km)	H(3,8)

Tab. 4.9: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 8h-Welle im Monatsmittel für September, Oktober, November und Dezember.

Die Abbildungen 4.29 und 4.30 beinhalten für September bis Dezember die analogen Vergleiche wie die von Januar bis April (Abb. 4.22 und 4.23). Deutlich sind die mit der Höhe variierenden Anteile von 12h- und 8h-Welle zu erkennen. Nach Abzug der 12h- und 8h-Amplitude bleiben im September in den Höhenbereichen um 92 und > 100 km noch stärkere Variationen übrig, die nicht durch die ausgewerteten Gezeitenanteile berücksichtigt wurden.

Entweder waren dabei die maximalen Amplituden nicht in Phase mit der berechneten Welle oder eine mögliche zusätzliche Variation auf der Gezeitenwelle hat die beobachtete maximale Amplitude verstärkt. Auch in den anderen Monaten verteilen sich derartige Abweichungen über unterschiedliche Höhenbereiche. Insgesamt ist der Einfluß der 12h-Welle auf die Temperaturstruktur in der Nacht durch stärkere Amplituden größer als bei der 8h-Welle.

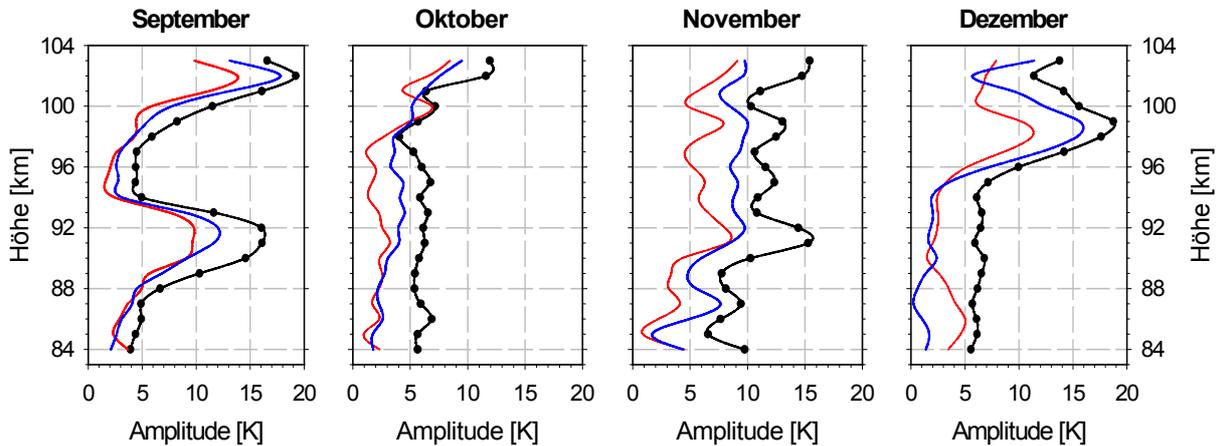


Abb. 4.29: Verbliebene Variationen nach Abzug der 12h- (rot) und 8h-Anteile (blau) von der mittleren maximalen Temperaturabweichung in jeder Höhe (vgl. Abb. 4.17). Die roten und blauen Kurven sind Differenzwerte zur schwarzen.

Die verschiedenen Methoden der Mittelwertbildung führen für die stärkere 12h-Gezeit in Abbildung 4.30 (vgl. Abb. 4.23) auch von September bis Dezember zu unterschiedlichen Amplitudenwerten mit Differenzen von bis zu 5 K, in Einzelfällen auch mehr. Durch die Verschiebung der Phasen zwischen den einzelnen Nächten können sich die starken einzelnen Amplituden nach der Bildung des Monatsmittelwertes gegenseitig aufheben (rote Linien). Dieser Effekt ist sowohl bei guter als auch bei schlechterer Meßstatistik zu erkennen.

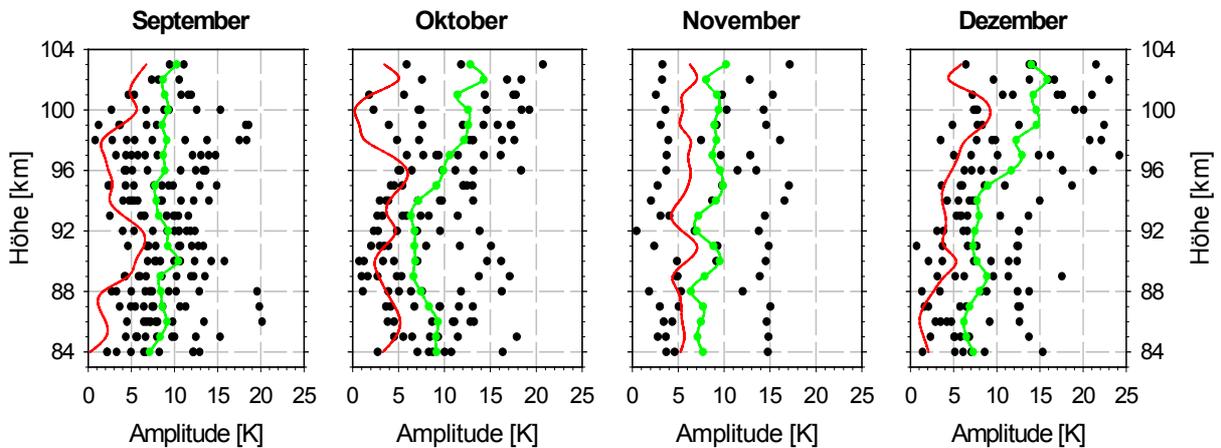


Abb. 4.30: Vergleich der 12h-Amplituden über Kühlungsborn als Monatsmittel (rote Kurve) und als Mittel (grüne Kurve) aller einzeln gefitteten Amplituden (schwarze Punkte) eines Monats.

4.2.5 Sensitivitätsstudien und Modellvergleiche über Kühlungsborn

Aus den bisherigen Auswertungen wurde deutlich, daß im Monatsmittel die Temperaturvariationen durch Gezeiteneffekte gegenüber anderen Änderungen der Temperatur in der Mesopausenregion dominieren. Die große Variabilität der Temperaturänderungen über Kühlungsborn läßt sich auch an Einzelmessungen in der Mesopausenregion nachweisen. Um das Spektrum auftretender Wellenbewegungen zu verdeutlichen, wurden im folgenden die Kühlungsborn-Messungen auf deren Periodenanteile untersucht. Dazu wurde der Regressionsalgorithmus so angewandt, daß die Periode als zusätzlicher freier Parameter in der Modellfunktion berechnet wird. Für jede Höhe ergeben sich damit jeweils optimale, an die Datenpunkte angepasste Regressionskurven. In Abbildung 4.31 zeigen vier Höhen aus der Meßnacht vom 3./4. Januar 1997 die Datenpunkte der Lidartemperaturen und den Fit mit freier Periode. In nahezu allen Nächten sind mehrere variierende Perioden in verschiedenen Höhen vorhanden, die sich bei Gezeitenstrukturen aus sich überlagernden 12h-, 8h- oder 6h-Wellen ergeben. Damit läßt sich anhand von Höhenprofilen der Periode ein zusätzlicher Hinweis finden, wie Wellenbewegungen sich ausbreiten.

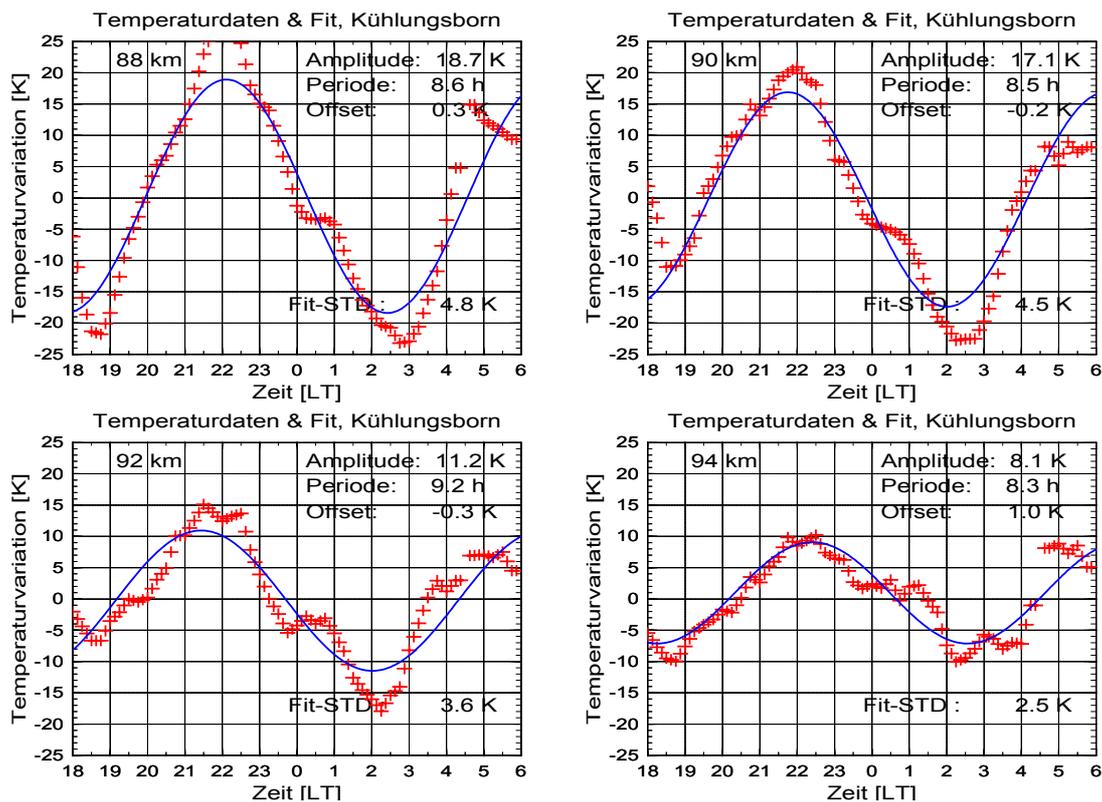


Abb. 4.31: Temperaturdaten (rote Kreuze) und Regressionskurve (blaue Linie) für 88 km, 90 km, 92 km und 94 km aus der Meßnacht vom 3./4. Januar 1997 mit berechneter Amplitude, Periode, Offset und Standardabweichung.

In Abbildung 4.32 ist die Variation der gefitteten Perioden als freier Parameter mit der Höhe an drei verschiedenen Meßtagen dargestellt. Die Beispiele wurden ausgewählt, da in diesen Nächten deutliche Wellenstrukturen im Konturplot zu erkennen sind und sich die

Wellen über nahezu den gesamten Höhenbereich ausbreiten. Unter diesen Bedingungen sind die Variationen der Periode mit der Höhe im Vergleich zu anderen Meßtagen gering. Erkennbar sind Höhenabschnitte mit kontinuierlicher Zu- bzw. Abnahme der Perioden. Die Abnahme im oberen Höhenbereich läßt auf einen Transport von Wellenenergie zu kleineren Skalen schließen.

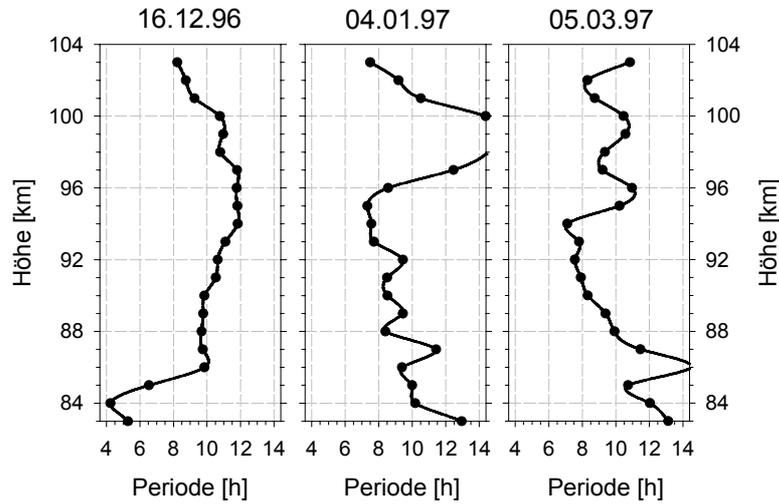


Abb. 4.32: Höhenprofile der gefitteten Perioden in drei Meßnächten über Kühlungsborn. Der statistische $1-\sigma$ -Fehler für die ermittelten Perioden beträgt weniger als eine Stunde.

Berechnet man für alle einzelnen Nachtmessungen über Kühlungsborn in jeder Höhe die Perioden aus der Modellfunktion indem die Periode nicht festgelegt wird, ergibt sich eine mittlere Höhenverteilung wie in Abbildung 4.33 dargestellt. Zwischen 90 und 100 km werden die Perioden im Mittel länger. Analog zum charakteristischen Anwachsen der Wellenamplituden vergrößern sich damit auch die Perioden. Bemerkenswert ist das relative Minimum um 90 km, das auch für die nächtlichen Temperaturabweichungen vom Nachtmittelwert in diesem

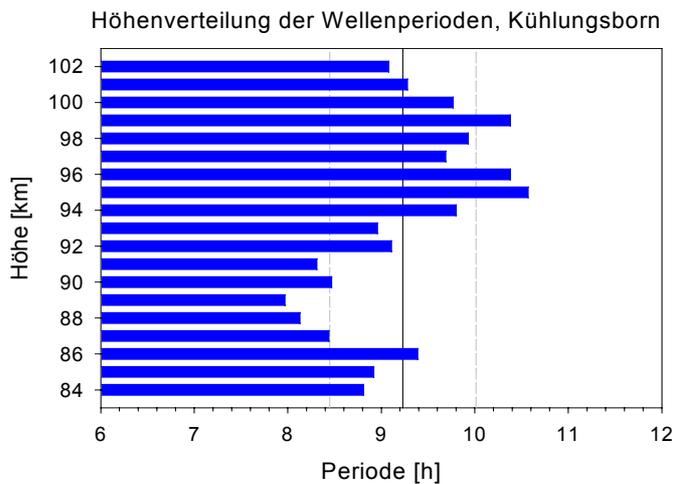


Abb. 4.33: Höhenverteilung der mittleren Periode aller Kühlungsborn-Messungen. Markiert sind Mittelwert und $1-\sigma$ -Fehler für alle Höhen.

Höhenbereich häufiger beobachtet wurde (vgl. Abb. 4.13). Der Mittelwert über alle Höhen ist in Abbildung 4.33 als schwarze Linie dargestellt. Er beträgt $9,22 \pm 0,79$ h. Die statistische Unsicherheit wird durch die grauen, gestrichelten Linien angegeben. Die Verteilung der einzelnen Wellenperioden in jeder Höhe wird als Histogramm in Abbildung 4.34 veranschaulicht. Alle Angaben sind relative Häufigkeiten in Prozent. Der maximale Bereich innerhalb einer Höhe entspricht einer relativen Häufigkeit von 30 Prozent. Sehr deutlich

wird der große Bereich an auftretenden Perioden über alle Höhenbereiche. Generell ist der Anteil kurzer Wellen auch in großen Höhen vorhanden. Die Anteile der mittleren und langen Wellen nimmt dafür leicht mit der Höhe zu. Dadurch entstehen die größeren Mittelwerte über 95 km Höhe in Abbildung 4.33. Der Mittelwert der Perioden über alle Höhen liegt mit 9,22 h etwas unter dem Wert, den die Gruppe in Fort Collins (41°N) beobachtet. Dort werden im Mittel knapp elf Stunden beobachtet, bei Berücksichtigung der Wellenperioden von 5-30 h (Williams, persönliche Mitteilung). Diese 11h-Periode ist auch über Kühlungsborn, bevorzugt oberhalb von 90 km, zu erkennen.

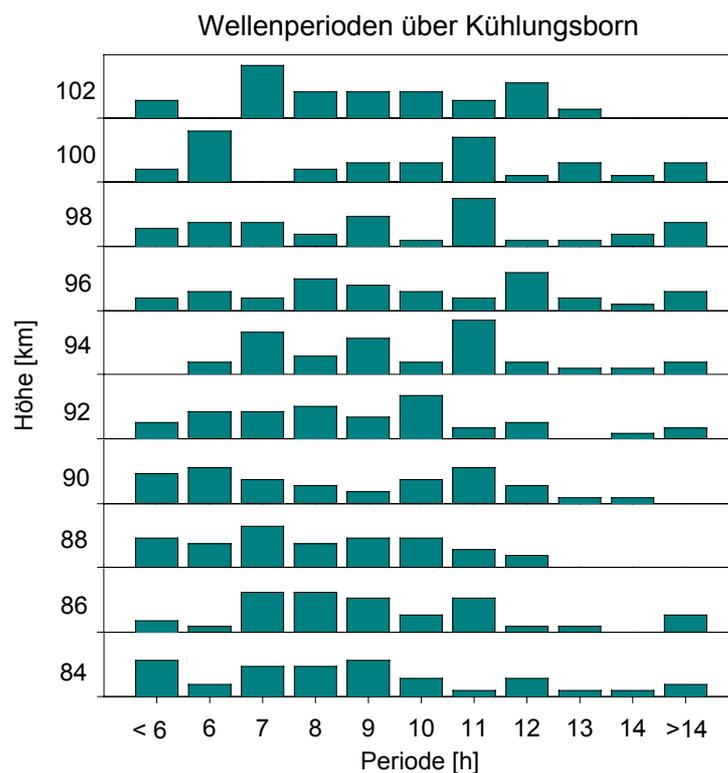


Abb. 4.34: In allen Messungen über Kühlungsborn auftretende Periodenanteile in verschiedenen Höhen. Die Balken werden in relativen Häufigkeiten angegeben. Der maximale Bereich innerhalb einer Höhe entspricht 30 % relativer Häufigkeit.

Bei einer Mittelung über Wochen oder Monate, bezogen auf die Lokalzeit, werden Wellen weitgehend gefiltert, die nicht harmonische des 24 Stundentages sind, z.B. kleinskalige Schwerewellen. Das gilt auch für längere, planetare Wellen. An einzelnen Tage sind kürzere oder längere Wellenanteile aber im Beobachtungsmuster enthalten. In den folgenden Beispielen wurden Meßnächte ausgewählt, die deutliche Wellenausbreitungen über größere Höhenbereiche im Verlauf einer Meßnacht oder über einen Zeitraum von mehreren Tagen zeigen. Es sei an dieser Stelle noch einmal betont, daß diese Fälle eine typische bzw. leicht modifizierte Wellencharakteristik zeigen aber einander weitgehend ähnlich sind. Gleichzeitig gibt es aber auch in unserem Datensatz Meßnächte in denen keine bevorzugten Wellenmuster beobachtet werden und täglich vorhandene Gezeiteneffekte nicht a priori erkennbar sind. In

diesen Fällen verändern überlagernde Wellenstörungen das Gezeitenprofil. Ob diese Störungen im Beobachtungsvolumen lokal erzeugt oder dorthin advehiert wurden, kann mit einem Fernerkundungsinstrument allein nicht geklärt werden. Es gibt häufig einen Anteil an Variationen, der hoch variabel und nicht mit Modellen reproduzierbar ist. Das chaotische Verhalten dieser stark veränderlichen Variationen ist aber über längere Meßzeiträume nicht dominant, so daß Gezeiteneffekte sichtbar werden. Mit etwas Glück sind Gezeitenwellen auch in einzelnen Nächten zu finden, wenn sich die hochvariablen Störungen einmal kaum bemerkbar machen. Im folgenden soll das durch mehrere Beispiele erläutert werden. Die Abbildungen 4.35 und 4.36 zeigen zwei ausgewählte Nächte mit starker Wellenstruktur.

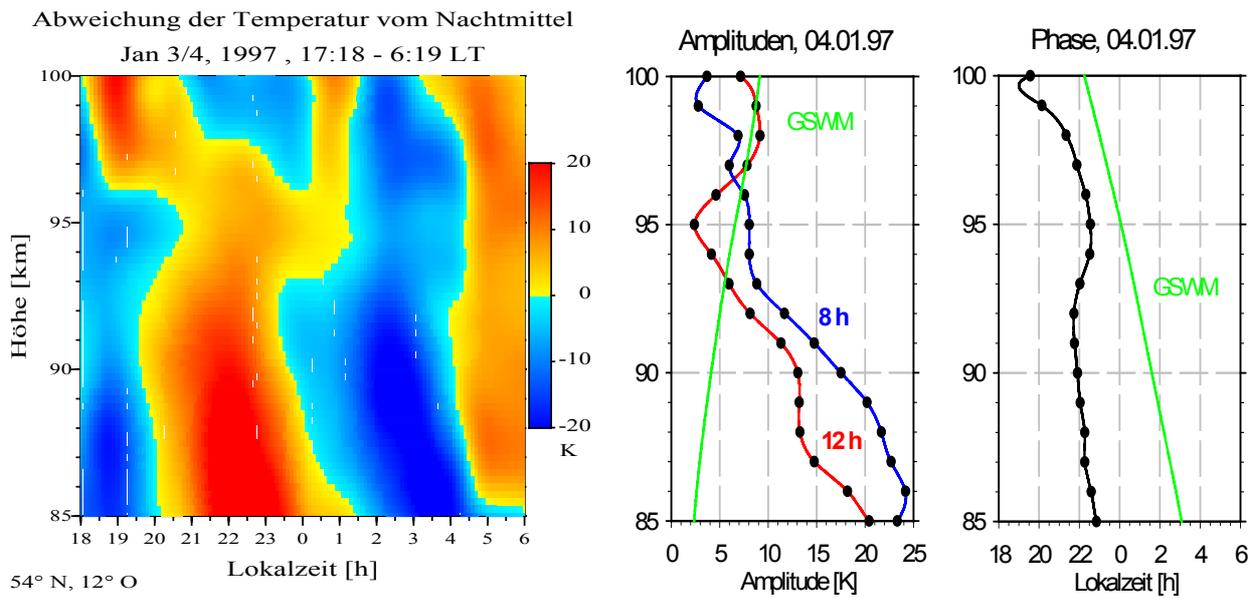


Abb. 4.35: Konturplot, Amplituden- und Phasendiagramm mit GSWM-Modellvergleich für die Meßnacht vom 3./4. Januar 1997.

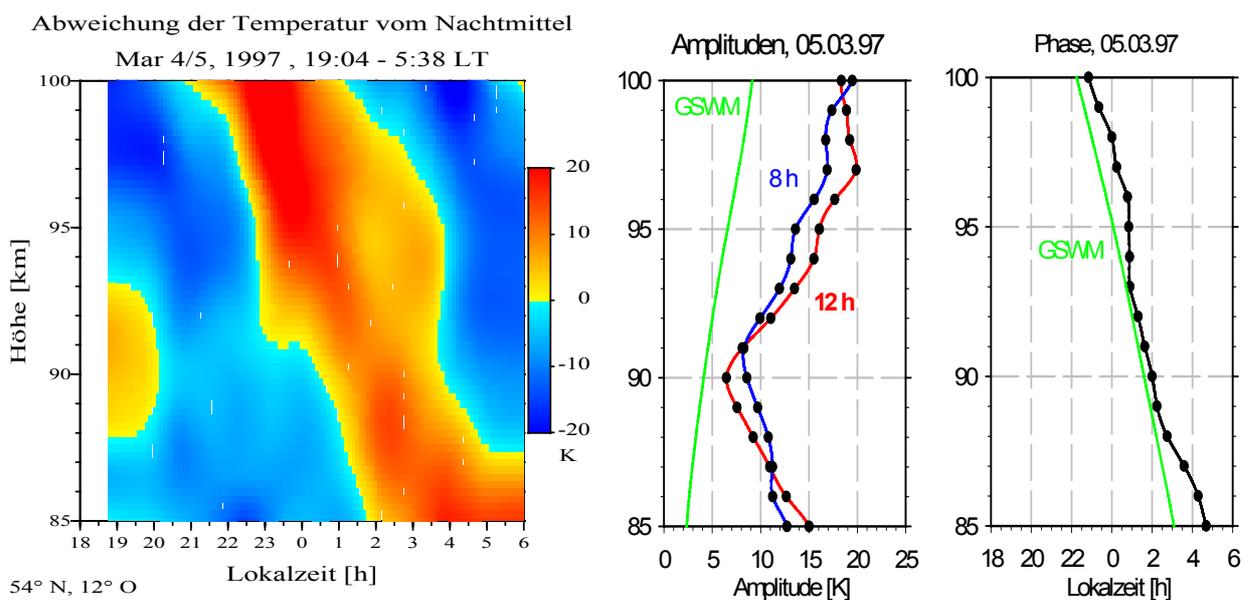


Abb. 4.36: Konturplot, Amplituden- und Phasendiagramm mit GSWM-Modellvergleich für die Meßnacht vom 4./5. März 1997.

Die Ausbreitung von Wellenstrukturen mit Perioden zwischen acht und zwölf Stunden vollzieht sich dabei über einen großen Höhenbereich von zehn bis fünfzehn Kilometern. Ein Vergleich der Konturplots zeigt, daß die Wellencharakteristik ähnliche Amplituden aber eine deutlich veränderte Phasenlage aufweist. Tabelle 4.10 faßt die ermittelten Wellenparameter zusammen. Im Vergleich zu den Monatsmittelwerten gibt die Meßnacht vom 4./5. März 1997 die typische Struktur der Erwärmungs- und Abkühlungsmuster in einer Meßnacht wieder. Die Struktur vom 3./4. Januar 1997 ist aber um mehrere Stunden verschoben. Tabelle 4.10 zeigt die ermittelten Wellenparameter für die beiden Meßnächte. Dazu wurde als Beispiel eine Sommernacht mit einer ausgeprägter Wellenstruktur mit sechs Stunden Periode angegeben. Die aus Radarbeobachtungen charakteristischen großen vertikalen Wellenlängen im Sommer treten in unseren Lidarbeobachtungen nicht dominant auf. Allerdings sind die Ergebnisse im Vergleich zu den langen Wintermessungen nicht repräsentativ, da die Sommermessung nur sechs Stunden dauerte. Den durch Gezeiten hervorgerufenen Variationen sind häufig ähnlich starke Änderungen überlagert, die durch kürzerperiodische Schwerewellen erzeugt werden. Eine eindeutige Trennung von Gezeiten- und Schwerewellenanteilen gelingt erst mit kontinuierlichen Beobachtungszeiträumen über den ganzen Tag bzw. über mehrere Tage.

	04.01.1997	05.03.1997	14.08.1997
Periodenanteile	8-12 h	8-11 h	5-8 h
$U_{\max}-U_{\min}$	18 K	25 K	12 K
Wellenindex	B	A	B
vert. Wellenlänge λ_z	50,4 km	25,5 km	22,6 km
Phasengeschw. v_p	-6,3 km/h	-3,2 km/h	-3,8 km/h
Hough-Mode	H(3,8)	H(3,15)	>H(4,19)
Schwerewellen	P: 3h, 100 km	nein	nein

Tab. 4.10: Wellencharakteristik der Meßnächte vom 3./4. Januar 1997 und 4./5. März 1997. Bei überlagerter Schwerewellenaktivität wird die Periode und die Höhe mit angegeben.

Die Beispiele der Abb. 4.35 und 4.36 zeigen, daß die Amplitudenanteile von 12h- und 8h-Welle entsprechend dem Verlauf bei freier Periode gewichtet sind (Abb. 4.32), und das Phasenverhalten auch bei gut ausgeprägten Wellenstrukturen deutlich von Nacht zu Nacht variieren kann. Bei der Betrachtung von Nachtmessungen über längere Zeiträume von mehreren Tagen oder des gesamten Monats stellt sich der „mittlere Zustand“ wieder ein. Das wird in Abbildung 4.37 (links) für den mittleren Konturplot der Temperaturabweichungen gegenüber dem Nachtmittel für den 14./15. und 15./16. Januar 1997 deutlich. Das Phasenverhalten zeigt schon Strukturen, die dem Monatsmittel (vgl. Abb. 4.19) ähnlich sind. Gleichartige Beispiele wurden für andere Meßperioden gefunden und in Tabelle 4.11 zusammengefaßt. Auf eine Darstellung der entsprechenden Konturplots wurde in diesen Fällen verzichtet. Alle aufgeführten Beobachtungszeiträume zeigen mehrere Periodenanteile, die dennoch eine Einheit

liche Ausprägung der Wellenstruktur über mehrere Kilometer ermöglichen. Zum Vergleich wird in Abbildung 4.37 (rechts) ein Modellergebnis des COMMA/IAP-Modells für den 1. Januar bei 52,5°N (nächstgelegener Gitterpunkt) dargestellt. Generell werden die Temperaturvariationen im Modell unterschätzt. Neben beobachteten Amplituden von 10-15 K simuliert das Modell nur 6 K Temperaturvariationen. Die modellierte Phase liegt etwa 1-2 Stunden hinter der beobachteten maximalen Erwärmung zurück. Während die für den Januar-Fall modellierte vertikale Wellenlänge mit etwa 80 km dem klassischen Hough (2,3)-Mode der halbtägigen Gezeit übereinstimmt, sind die beobachteten vertikalen Wellenlängen nicht sehr groß und die Verlagerung der Phasen vollzieht sich nicht so schnell. Tabelle 4.11 faßt die Ergebnisse in einer Übersicht zusammen.

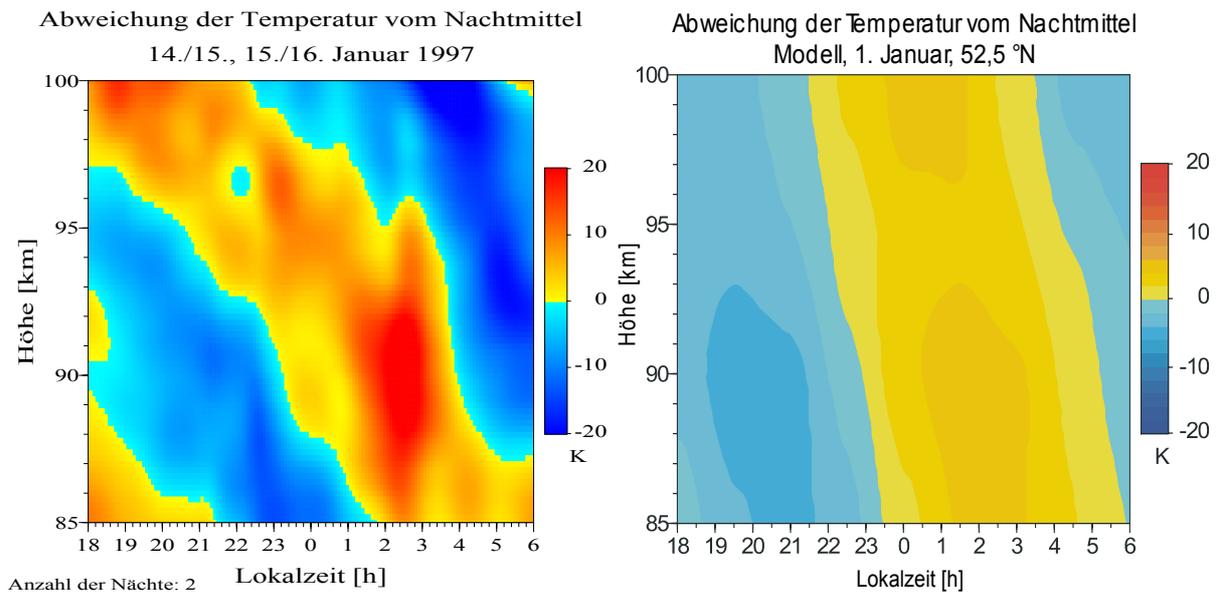


Abb. 4.37: Abweichungen der Temperaturprofile vom Nachtmittel. **Links:** Zwei aufeinanderfolgende Nachtmessungen am 14./15. und 15./16. Januar 1997 **Rechts** Standardlauf des COMMA/IAP-Modells für Januar bei 52,5°N.

	15.-16.1.97	26.-27.1.97	5.-10.3.97	17.-19.12.97	Modell
Anzahl der Nächte	2	2	4	3	1
Periodenanteile	8-13 h	9-13 h	7-11 h	7-14 h	12 h
max. $U_{max}-U_{min}$	22 K	22 K	25 K	30 K	4 K
Wellenindex	A, C	D, A	A, C, D, D	B, C, A	C
Wellenlänge λ_z	17,5 km	26 km	24,5 km	61,4 km	80 km
Phasengeschw. v_p	-1,7 km/h	-2,3 km/h	-3,1 km/h	-5,2 km/h	-6,7 km/h
Hough-Mode	H(2,10)	H(2,7)	H(3,16)	H(2,4)	H(2,3)
Schwerewellen	3h, 89 km	4h, 101 km	3,5h, 95 km	5,3h 88 km	nein

Tab. 4.11: Wellencharakteristik für mehrere Meßzeiträume. Bei überlagerter Schwerewellenaktivität wird die Periode und die Höhe mit angegeben. Die Modellparameter (rechte Spalte) wurden aus Abb. 4.37 (rechts) entnommen.

In Abbildung 4.38 wurde versucht, mehrere aufeinanderfolgende Meßnächte mit einer Regresionsanalyse entsprechend der Modellfunktion mit vorgegebener 12h- und 8h-Periode (Glg. 4.1) in einer ausgewählten Höhe anzunähern. Unter der Annahme periodischer Gezeitenschwingungen sollte ein regelmäßiges Muster erkennbar sein. Obwohl Anteile von zwölf

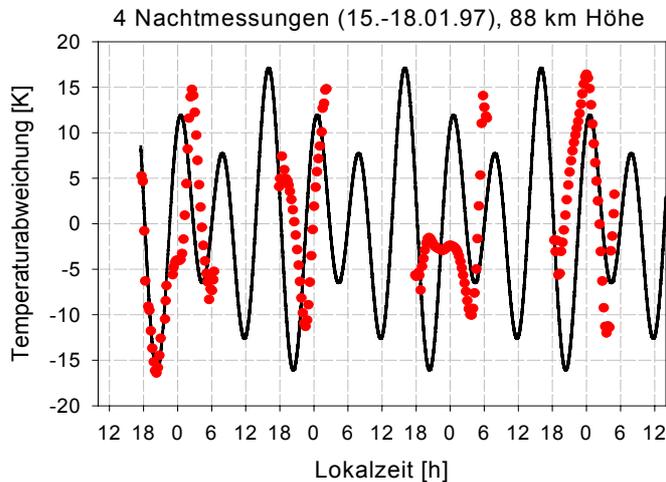


Abb. 4.38: Datenpunkte (rot) und Fitkurve (schwarz) in 88 km Höhe für vier aufeinanderfolgende Meßnächte über Kühlungsborn.

wiedergegeben, daß Phasenverhalten aber nur bedingt. In Abbildung 4.39 werden zur Verdeutlichung alle einzelnen Phasenlagen der 12h-Welle in jeder Höhe für die Messungen im Januar dargestellt. Trotz größerer einzelner Abweichungen entspricht das Mittel aller Punkte (rote Linie) gut dem Monatsmittel aus dem 12h-Fit (blaue Linie).

Obwohl die ausgeprägten Wellenaktivitäten über Kühlungsborn stark von Nacht zu Nacht variieren können, zeigen sie im Monatsmittel das gleiche Phasenverhalten. Daraus folgt, daß es sich beim Monatsmittel nicht mehr um einen dominierenden Schwerwelleneffekt, sondern einen Gezeiten effekt handelt. Das gilt trotz variabler Periodenanteile für die 12h- und die 8h-Welle. Für eine saubere Trennung der Gezeiten- und Schwerwelleneffekte werden dennoch lange, durchgehende Beobachtungszeiträume benötigt, die bisher nur in Einzelfällen aufgrund wechselnder Wetterbedingungen erreicht werden konnten.

Bei allen Überlegungen über beobachtete Gezeiten effekte muß berücksichtigt werden, daß wir ohne ganztägige Lidarmessungen den Einfluß der 24h-Gezeit nicht quantifizieren können. Anhand der nächtlichen Beobachtungen über Kühlungsborn kann aber bereits abgeschätzt werden, daß die kürzerperiodischen Gezeitenkomponenten von 12h und 8h gegenüber der 24h-Gezeit dominieren.

und acht Stunden in den jeweiligen nächtlichen Variationen enthalten sind, wird durch den Fit nur eine Korrelation von weniger als 70 % für alle vier aufeinanderfolgenden Meßtage erreicht. Das ist im Vergleich zum Fit für jede einzelne Nacht gering. Diese Diskrepanz wird besonders durch die variable Phasenlage einer Messung (17.01.) gegenüber den anderen Nächten verursacht, so daß in diesem Beispiel der Fit in der dritten Nacht nicht paßt. Die maximalen Amplituden werden durch die Fitkurve gut

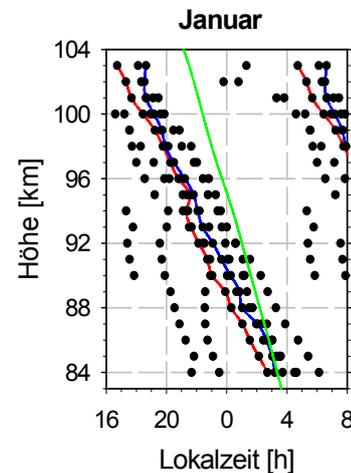


Abb. 4.39: Phasenlage aller Januar-Messungen mit Monatsmittel (blau) und Mittel der Phasenpunkte (rot). Dazu grüne Linie: GSWM-Modell.

4.3 Temperaturmessungen über Teneriffa

Das Kapitel 4.3 ist ähnlich wie Kapitel 4.2 aufgebaut. Daher werden grundsätzliche Verfahrensweisen, die bereits bei der Datenauswertung für Kühlungsborn benutzt wurden, nicht noch einmal ausführlich erläutert. Neben den Ergebnissen für Teneriffa wird jetzt besonders der Vergleich zu den Beobachtungen über Kühlungsborn betrachtet.

4.3.1 Ausgewählte Beobachtungsstatistik

Von Ende März bis Ende November 1999 wurde das mobile Lidarsystem des IAP für eine Meßkampagne auf Teneriffa eingesetzt. Ziel war es, den Übergang der Mesopause vom hohen Zustand nahe 100 km zum tieferen Sommerzustand (etwa 87 km) möglichst genau zu dokumentieren (vgl. Abb. 4.6). Die zusätzlichen Beobachtungen über Teneriffa stellen gleichzeitig auch eine sehr gute Vergleichsmöglichkeit gegenüber den nächtlichen Temperaturvariationen über Kühlungsborn dar. Die Charakteristik nächtlicher Variationen weist typische Unterschiede gegenüber Kühlungsborn auf, die auch in den Gezeiteneffekten sichtbar werden. Bessere klimatische Bedingungen ermöglichen auf Teneriffa eine höhere Meßdichte als in Kühlungsborn. In den Monaten Mai, Juni, Juli und November konnte die Mesopausenregion über Teneriffa auch an mehreren aufeinanderfolgenden beobachtet werden. Die erste Meßkampagne im Mai mit den häufigsten Beobachtungen eines Monats dokumentiert den Mesopausenübergang zum Sommerzustand. Die zweite Meßphase von Mitte Juni bis Mitte Juli gibt Aufschluß über Gezeitenstrukturen im Hochsommer. Den Abschluß bilden Messungen im November, wenn die Mesopause wieder bei etwa 100 km ist.

In der Beobachtungsstatistik (Tabelle 4.12) sind alle Lidarmessungen über Teneriffa mit mehr als fünf Stunden Meßdauer aufgelistet. Im Vergleich zu Kühlungsborn ist der Anteil der kürzeren Perioden geringer, und die 12h-Wellen sind ausgeprägter als über Kühlungsborn. Auffallend sind auch die größeren Temperaturabweichungen vom Nachtmittel, die im folgenden Kapitel 4.3.2 genauer untersucht werden. Die Beobachtungsdauer der einzelnen Messungen variiert nicht so stark wie in Kühlungsborn. Für die Sommermonate Mai, Juni und Juli gab es günstige Beobachtungsmöglichkeiten, die kaum durch das Wetter, sondern nur durch das Tageslicht begrenzt wurden. Entsprechend der geographischen Breite von Teneriffa (28°N) waren deshalb auch im Sommer Nachtmessungen von bis zu neun Stunden möglich. Gegenüber 8:41 Stunden in Kühlungsborn stehen mit einer durchschnittlichen Meßdauer von 9:24 Stunden auf Teneriffa im Mittel etwas längere Beobachtungsreihen zur Verfügung. Die längste Meßnacht über Teneriffa ist im November zwölf Stunden lang, gegenüber mehr als 14 Stunden in Kühlungsborn.

Eine Häufigkeitsverteilung für die Dauer der Messungen über Teneriffa ist in der Abbildung 4.40 dargestellt. Der Zeitraum von acht bis neun Stunden dominiert hier gegenüber allen anderen. Der Anteil von wetterbedingten Unterbrechungen, die Messungen von fünf bis sechs Stunden aus nur einer Nachthälfte ergeben, ist deutlich geringer als in Kühlungsborn.

Datum (Meßende)	Meßbeginn [LT]	Meßende [LT]	Meßdauer [h]	Anzahl Profile	Perioden			Umax [K]	Umin [K]
					6h	8h	12h		
28.03.99	19:29	05:08	09:39	35	-	x	x	34	13
02.04.99	19:29	05:04	09:35	34	x	x	x	16	8
02.05.99	20:04	04:31	08:27	31	-	x	x	32	10
03.05.99	19:58	03:19	07:21	27	-	x	x	28	12
05.05.99	20:17	04:40	08:23	32	-	x	x	29	10
06.05.99	19:27	04:27	09:00	34	-	x	x	24	12
07.05.99	20:03	04:34	08:31	32	-	x	x	30	14
10.05.99	19:51	04:24	08:33	33	-	x	x	30	12
12.05.99	19:55	04:18	08:23	31	-	x	x	115	8
16.05.99	19:40	02:19	06:39	24	x	x	x	29	6
17.05.99	19:56	04:19	08:23	28	-	x	x	30	10
19.05.99	19:21	04:20	08:59	34	x	x	x	20	4
20.05.99	19:29	04:18	08:49	33	x	x	x	19	5
21.05.99	19:25	04:20	08:55	33	-	x	x	30	5
22.05.99	19:41	04:13	08:32	32	-	x	x	23	19
23.05.99	20:23	04:18	07:55	26	-	x	x	39	15
24.05.99	19:27	04:15	08:48	32	-	x	x	52	10
25.05.99	19:34	04:18	08:44	33	-	x	x	48	6
26.05.99	19:31	04:16	08:45	33	-	x	x	47	14
21.06.99	20:14	04:33	08:19	31	-	x	x	24	19
22.06.99	19:41	04:11	08:30	32	-	x	x	21	11
24.06.99	19:44	04:16	08:32	28	x	x	x	34	13
26.06.99	19:33	04:52	09:19	33	-	x	x	30	13
28.06.99	19:54	04:19	08:25	30	x	x	x	34	12
30.06.99	19:45	04:20	08:35	32	-	x	x	36	12
02.07.99	19:45	04:24	08:39	32	x	x	x	30	18
04.07.99	19:54	04:12	08:18	31	-	x	x	32	19
07.07.99	19:44	04:25	08:41	33	-	x	x	36	14
09.07.99	19:54	04:27	08:33	32	-	x	x	25	7
11.07.99	19:40	04:27	08:47	33	x	x	x	20	10
13.07.99	19:48	04:22	08:34	32	x	x	x	34	9
15.07.99	19:55	04:26	08:31	31	-	x	x	30	14
07.11.99	19:12	05:32	10:20	39	-	x	x	27	12
09.11.99	18:36	00:05	05:29	20	x	x	-	31	9
11.11.99	18:23	05:28	11:05	42	-	x	x	28	10
12.11.99	18:45	05:30	10:45	41	-	x	x	54	26
13.11.99	18:58	05:25	10:27	40	-	x	x	32	8
21.11.99	17:50	01:58	08:08	25	-	x	x	20	10
25.11.99	18:19	23:28	05:09	19	-	x	-	37	12
26.11.99	18:41	05:45	11:04	37	-	x	x	24	8
27.11.99	17:56	05:47	11:51	43	-	x	x	43	13
28.11.99	17:46	05:48	12:02	46	-	x	x	29	13
29.11.99	17:48	04:03	10:15	38	-	-	x	45	19

Tab. 4.12: Beobachtungsstatistik über Teneriffa sortiert nach Datum für 1999. Dargestellt sind Beginn und Ende der Nachtmessung, Meßdauer, Anzahl der Temperaturprofile, auftretende Perioden sowie maximale und minimale Werte der Umhüllenden (siehe auch Abb. 4.10).

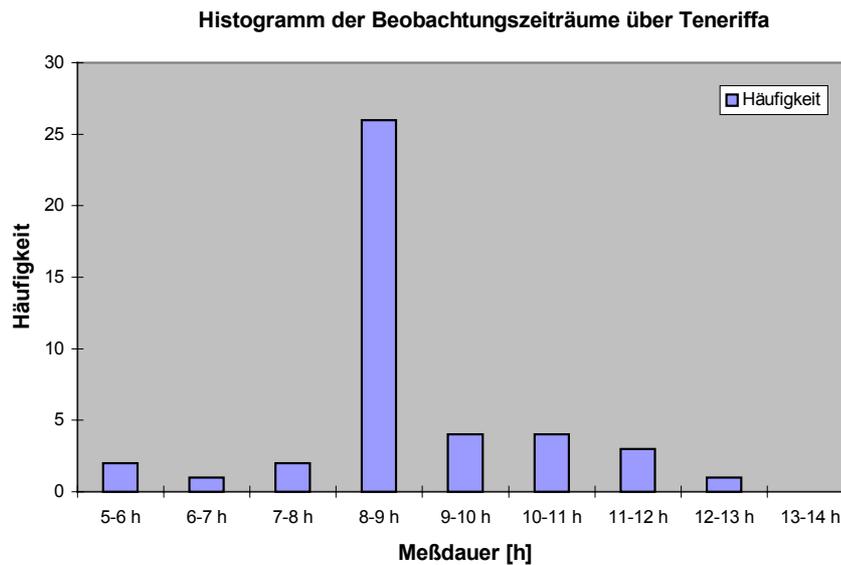


Abb. 4.40: Häufigkeitsverteilung für die Dauer der Nachtmessungen auf Teneriffa.

4.3.2 Temperaturvariationen von Nacht zu Nacht

Entsprechend der Vorgehensweise bei den Kühlungsborn-Messungen werden auch für Teneriffa zunächst die Temperaturänderungen in einer Nacht und von Nacht zu Nacht betrachtet. Aus den 43 zur Analyse ausgewählten Meßnächten treten folgende Variationen (Abweichungen vom Nachtmittelwert) in einer Höhe auf:

- stärkste maximale Temperaturabweichung (U_{\max}) in einer Nacht: 115 K
- geringste minimale Temperaturabweichung (U_{\min}) in einer Nacht: 4 K
- größte Differenz von $U_{\max} - U_{\min}$ in einer Nacht: 107 K
- Anteil aller maximalen Temperaturvariationen (U_{\max}) mit ≥ 30 K: 60 %
- Anteil aller maximalen Temperaturvariationen (U_{\max}) mit ≥ 20 K: 95 %
- Anteil aller minimalen Temperaturvariationen (U_{\min}) mit ≤ 10 K: 28 %
- Anteil aller Differenzen ($U_{\max} - U_{\min}$) mit ≥ 20 K: 49 %
- Anteil aller Differenzen ($U_{\max} - U_{\min}$) mit ≤ 10 K: 14 %

Im Vergleich zu Kühlungsborn sind die nächtlichen Variationen über Teneriffa stärker ausgeprägt, wobei die starke Temperaturvariation von mehr als 100 K in einer Nacht einen bisher rekordverdächtigen Einzelfall darstellt. Mehrere Variationen über 50 K pro Nacht bestätigen aber die größere Wellenaktivität gegenüber Kühlungsborn. Bei fast zwei Drittel (60 %) aller Messungen über Teneriffa werden Abweichungen vom Nachtmittel von mehr als 30 K beobachtet (vgl. Kühlungsborn: 40 %).

Die Monatsmittel der Temperaturvariationen in Tabelle 4.13 weisen über mehrere Monate recht ähnliche Werte auf. Mittlere maximale Variationen von etwa 30 K und minimale von etwa 10 K sind charakteristisch und mit denen über Kühlungsborn vergleichbar. Die große Standardabweichung im Mai beinhaltet den starken Einzelwert von über 100 K.

	<i>Meßnächte</i>	<i>Monatsmittel U_{max}</i>	<i>Monatsmittel U_{min}</i>
Mai	17	36,7 ± 22,3 K	10,1 ± 4,1 K
Juni	6	29,8 ± 6,1 K	13,3 ± 2,8 K
Juli	7	29,6 ± 5,5 K	13,0 ± 4,5 K
November	11	33,6 ± 10,1 K	12,7 ± 5,4 K

Tab. 4.13: Monatsmittel und Standardabweichung für die maximalen und minimalen Temperaturvariationen (U_{max} und U_{min}) bezogen auf das Nachtmittel.

Die Verteilungen der maximalen und minimalen Variationen (U_{max} und U_{min}) auf verschiedene Höhenbereiche (vgl. Abb. 4.13a und 4.13b für Kühlungsborn) zeigen die Abbildungen 4.41 und 4.42. Wiederum werden die minimalen Variationen vor allem in den unteren Höhenbereichen beobachtet. Im Unterschied zu Kühlungsborn gibt es über Teneriffa aber auch viele maximale Variationen im Höhenbereich unter 95 km.

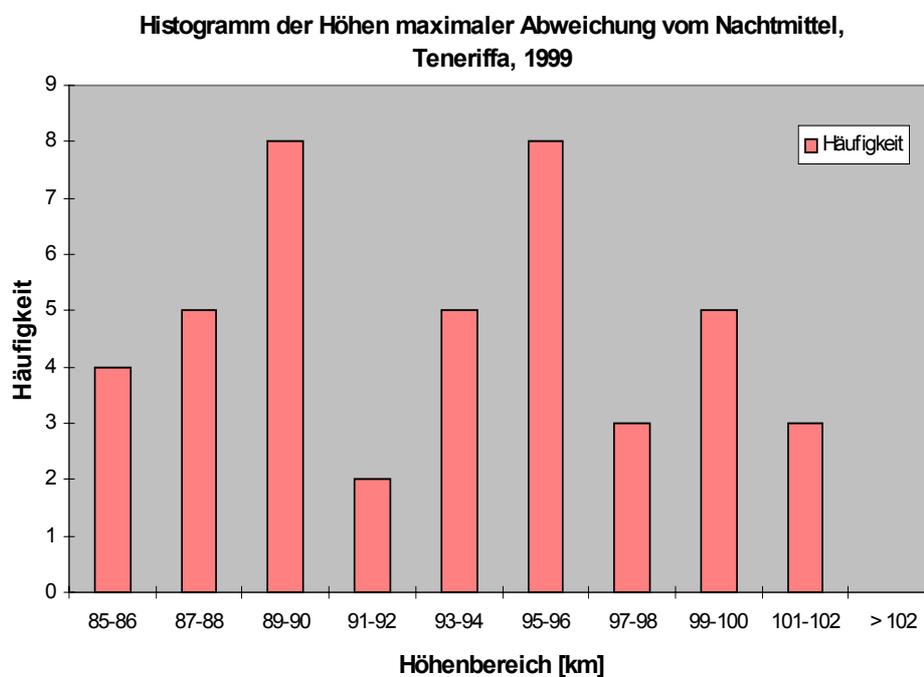


Abbildung 4.41: Histogramm der Höhenbereiche mit maximalen Temperaturvariationen (U_{max}) innerhalb einer Nacht.

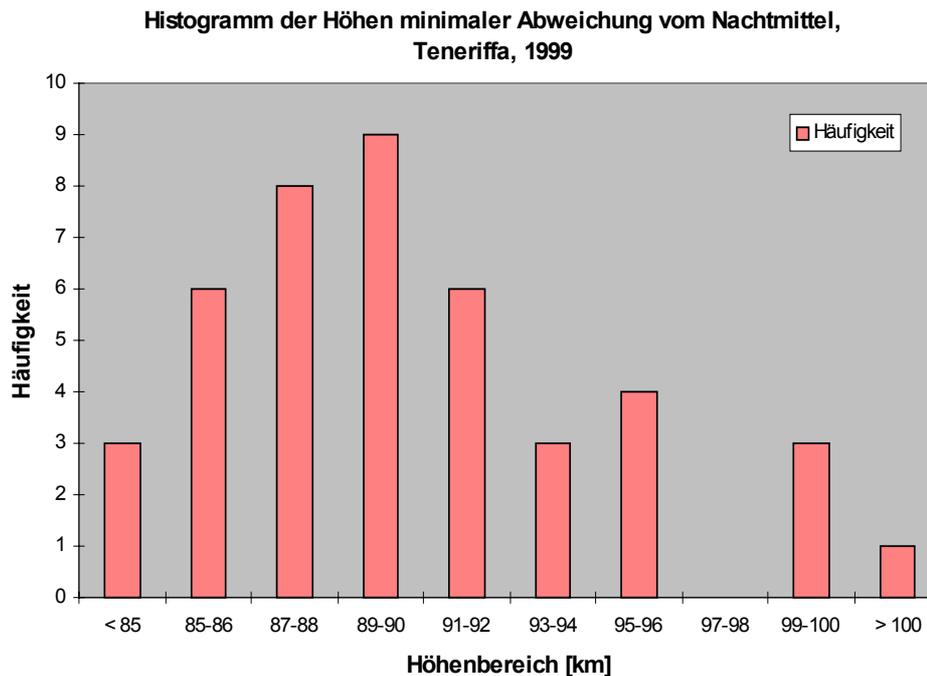


Abbildung 4.42: Histogramm der Höhenbereiche mit minimalen Temperaturvariationen (U_{\min}) innerhalb einer Nacht.

Besonders deutlich sind die starken Variationen unter 95 km auch in der entsprechenden Einteilung nach der eingeführten Klassifikation der Wellenaktivität in Tabelle 4.14 zu erkennen. Die Klasse A mit nach oben zunehmender Wellenamplitude dominiert auch hier, wobei die Klasse B mit maximalen Variationen unterhalb von 95 km viel stärker ausgeprägt ist als über Kühlungsborn. Für alle Teneriffa-Messungen hat der Anteil starker Temperaturabweichungen vom Nachtmittel mit 74 % deutlich zugenommen (vgl. Kühlungsborn: 60 %). Eine Auswahl verschiedener Variationen im Höhenprofil ist in Abbildung 4.43 zu sehen. Entsprechend der eingeführten Einteilung nach der Wellenaktivität wurden verschiedene Beispiele ausgewählt. In den Profilen sind deutlich stärkere Variationen vom Nachtmittel gegenüber Kühlungsborn (vgl. Abb. 4.14) zu erkennen.

	<i>Häufigkeit</i>	<i>davon stark (>20 K)</i>	<i>davon schwach (<10 K)</i>
Klasse A	13 (30 %)	11 (85 %)	2 (15 %)
Klasse B	10 (24 %)	10 (100 %)	-
Klasse C	7 (16 %)	5 (71 %)	2 (29 %)
Klasse D	13 (30 %)	6 (46 %)	7 (54 %)
Gesamt	43 (100 %)	32 (74 %)	11 (26 %)

Tab. 4.14: Verteilung der Meßnächte über Teneriffa entsprechend der eingeführten Klassifikation für die Temperaturvariationen in einer Nacht. In Klammern sind relative Häufigkeiten in Prozent angegeben.

Die unerwartet hohen Abweichungen vom Mittelwert werden nicht nur in einzelnen Temperaturprofilen deutlich, sondern bestätigen sich auch über längere Zeitabschnitte. Die einzelnen Profile haben dabei einen Abstand von 15 Minuten bei einem Kilometer Höhenauflösung und einem Fehler von ± 3 K. Das Beispiel vom 23./24. Mai 1999 entspricht der Klasse A mit anwachsenden Amplituden mit zunehmender Höhe. Die starken Abweichungen unterhalb von 95 km in der Nacht vom 11./12. November 1999 ermöglichen die Zuordnung zur Klasse B. Die Meßbeispiele vom 20./21. und 28./29. November 1999 wurden ausgewählt, um sowohl geringe als auch ausgeprägte Abweichungen über größere Höhenbereiche zu dokumentieren.

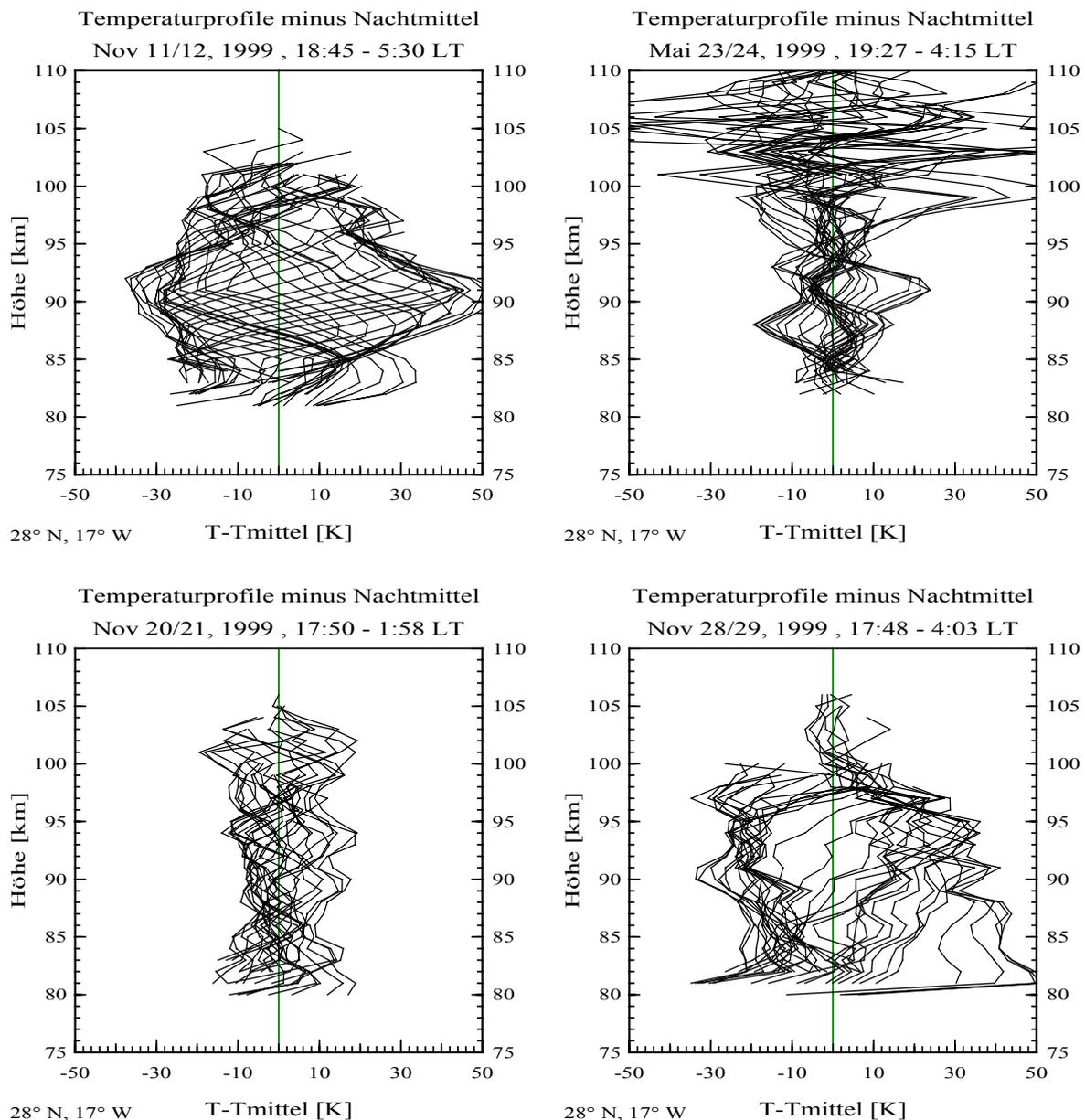


Abb. 4.43: Temperaturprofile minus Nachtmittelwert für vier verschiedene Meßnächte über Teneriffa (3./4. Januar 1997, 14./15. Januar 1997, 6./7. März 1997 und 11./12. April 1997). Alle Profile einer Nacht sind übereinander gezeichnet. Die umhüllende Form unterscheidet sich markant in jeder Meßnacht.

4.3.3 Die 12h- und 8h-Gezeit über Teneriffa

Die Monatsmittel-Konturplots der Temperaturabweichungen vom Nachtmittel zeigen über Teneriffa ebenfalls eine dominante Struktur von 12h- und 8h-Wellen. Da die Kaliumschicht über Teneriffa etwas schmaler als über Kühlungsborn ist, werden die Temperaturen nur von 85-100 km in Abbildung 4.44 dargestellt. Die Temperaturvariationen erreichen im Monatsmittel größere Amplituden als über Kühlungsborn. Die ausgeprägtesten Muster werden im Wintermonat November beobachtet. Alle Monate weisen rückwärtsgeneigte Phasenlagen auf, die in den Sommermonaten Juni und Juli deutlich steiler verlaufen als im Winter. Der Mai als Übergangsmonat zur Sommermesopause bietet Hinweise auf Winter- und Sommerstrukturen. Die berechneten Amplituden und Phasen der 12h- und 8h-Wellen werden in den Abbildungen 4.45 bis 4.49 veranschaulicht.

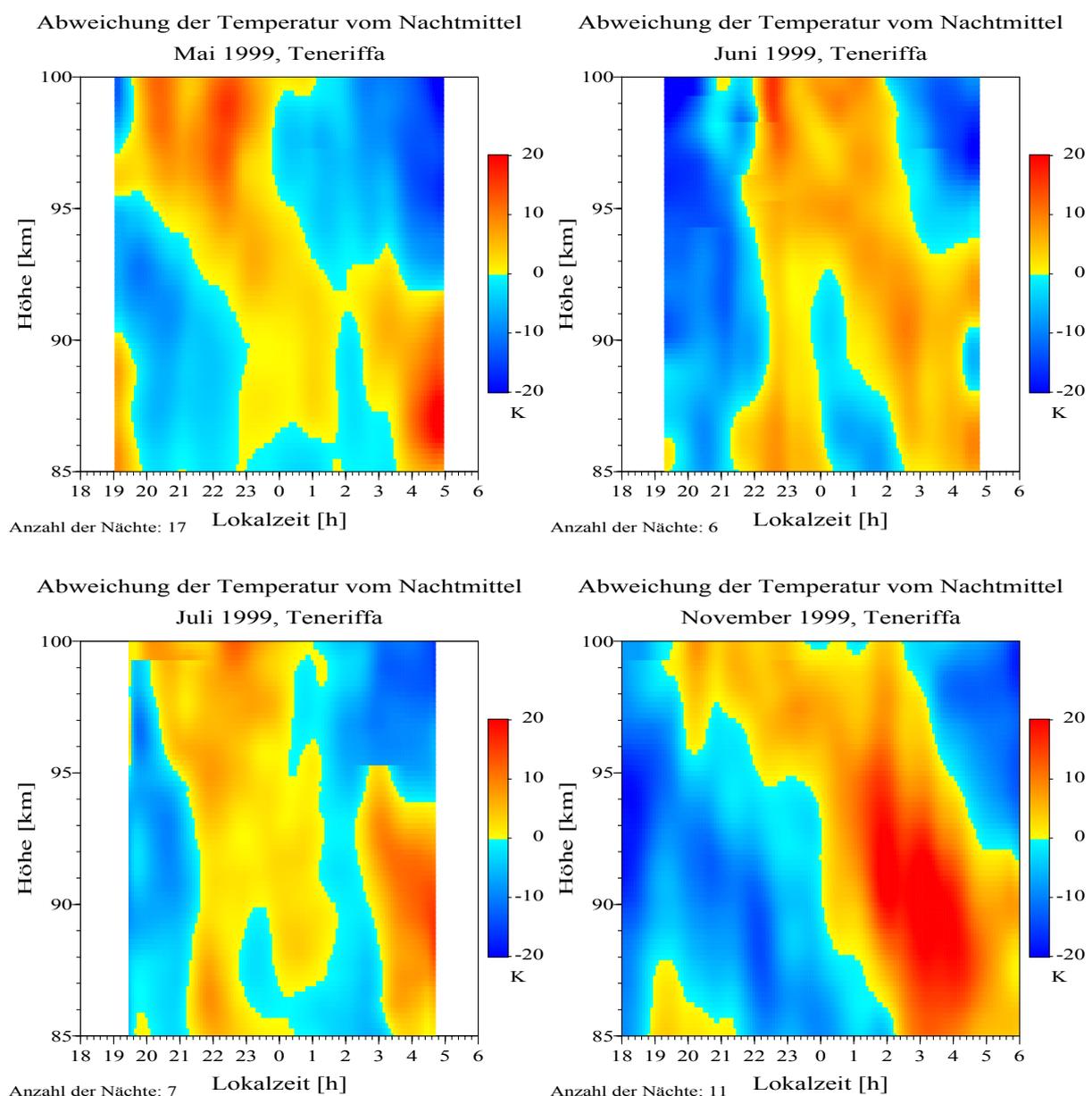


Abb. 4.44: Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November der Temperaturabweichungen vom Nachtmittel über Teneriffa 1999. Die Temperaturdaten wurden mit einem Hanning-Filter geglättet.

Die 12h-Amplituden in Abb. 4.45 erreichen im Monatsmittel Werte von 15 K und mehr. Damit sind die Amplituden größer als über Kühlungsborn. Das stabile Phasenverhalten der 12h-Periode unterstützt die Vermutung aus den Konturplots von steileren Phasenlagen im Sommer. Im Vergleich zu Kühlungsborn liegt die Phase zwischen 90 und 92 km nicht mehr bei etwa 00 Uhr Lokalzeit sondern zwischen 02 und 04 Uhr Lokalzeit. Dieser spätere Zeitpunkt ist ein Indiz für die unterschiedliche Ausbreitung der Wellen mit zunehmender Höhe. Eine Ursache kann z.B. der unterschiedliche Coriolisparameter an beiden Orten sein.

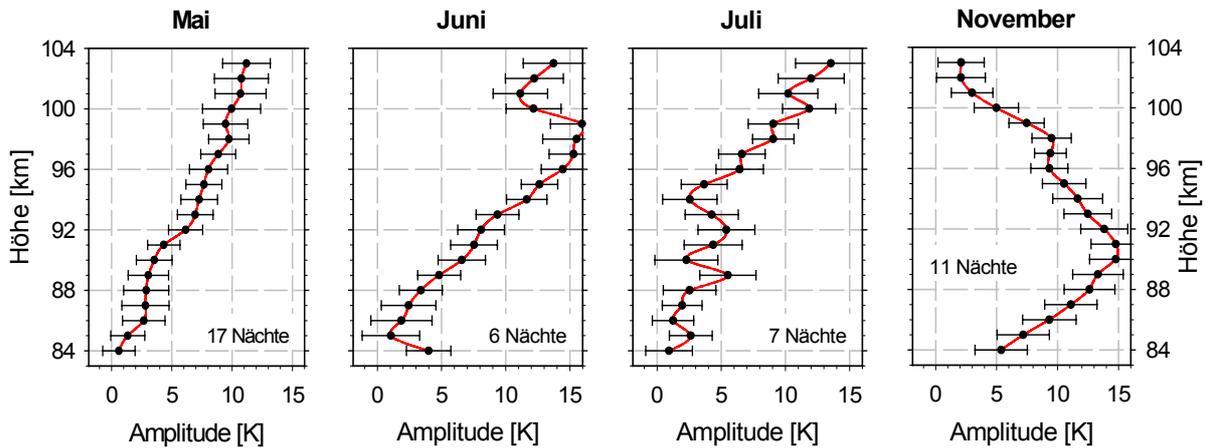


Abb. 4.45: Amplituden der 12h-Gezeit als Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November über Teneriffa.

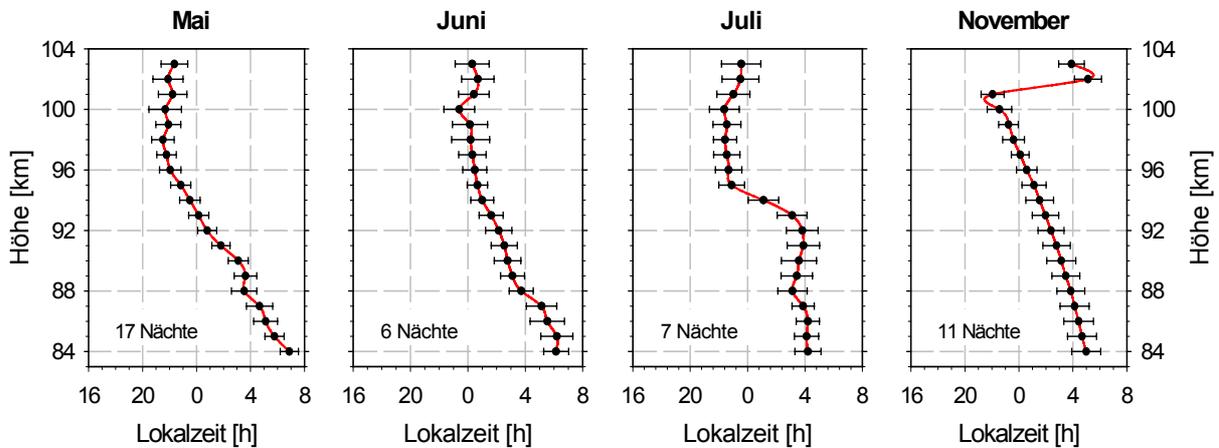


Abb. 4.46: Phasen der 12h-Gezeit als Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November über Teneriffa.

	<i>Phasengeschwindigkeit</i> v_p [km/h]	<i>vertikale Wellenlänge</i> λ_z [km]	<i>möglicher (2,*)-Hough-Mode</i>
Mai	$-1,8 \pm 0,2$ (<98 km)	$22,0 \pm 2,4$	H(2,8), H(2,9)
Juni	$-3,2 \pm 0,6$	$38,4 \pm 7,2$	H(2,5)
Juli	$-25,6 \pm 0,4$	$306,6 \pm 4,8$?
November	$-2,3 \pm 0,2$	$27,6 \pm 2,4$	H(2,7)

Tab. 4.15: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 12h-Welle im Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November.

Die Phasengeschwindigkeiten und vertikalen Wellenlängen werden in Tabelle 4.15 aufgelistet. Eine deutlich höhere Phasengeschwindigkeit mit großen vertikalen Wellenlängen ist besonders im Juli zu beobachten. Der November zeigt mit seinem ausgeprägten Wellenmuster typische Winterwerte der vertikalen Wellenlänge von etwa 30 km, die auch über Kühlungsborn beobachtet werden. Die Abbildungen 4.46 und 4.47 veranschaulichen das Amplituden- und Phasenverhalten der 8h-Gezeit. Ähnlich wie über Kühlungsborn ist der Anteil der 8h-Gezeit vorhanden, aber nicht so stark wie die 12h-Gezeit.

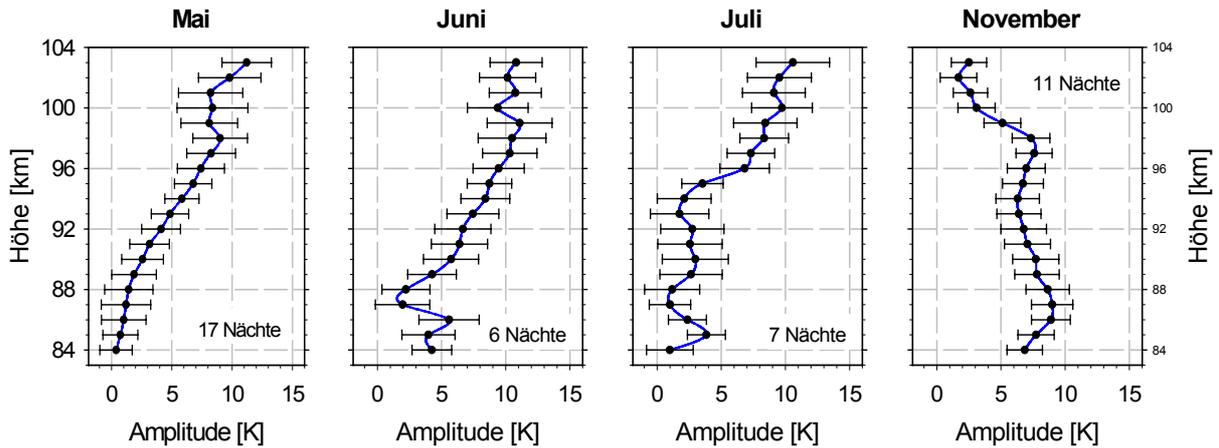


Abb. 4.47: Amplituden der 8h-Gezeit als Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November über Teneriffa.

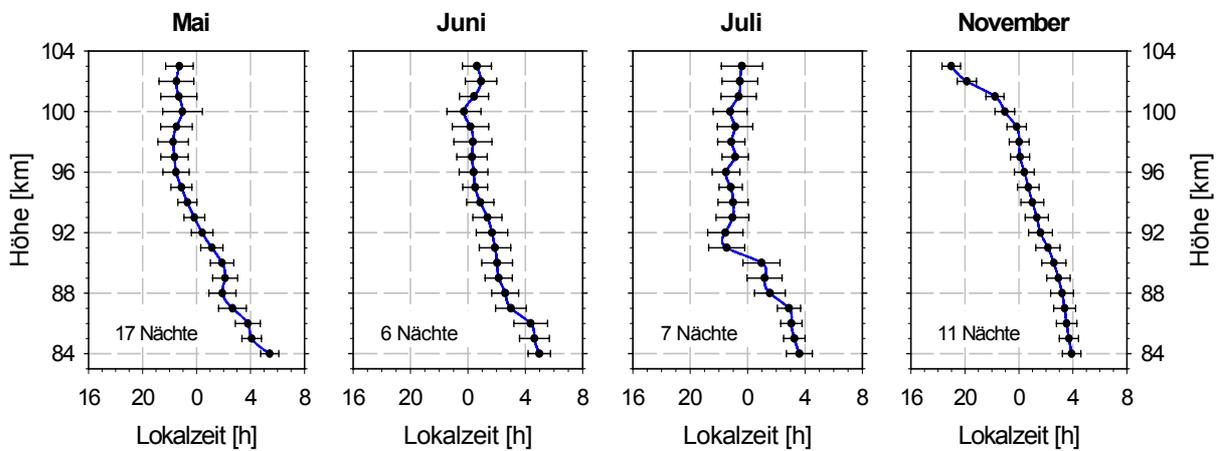


Abb. 4.48: Phasen der 8h-Gezeit als Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November über Teneriffa.

	Phasengeschwindigkeit v_p [km/h]	vertikale Wellenlänge λ_z [km]	möglicher (3,*)- Hough-Mode
Mai	$-2,0 \pm 0,3$ (<98 km)	$16,0 \pm 2,4$?
Juni	$-3,5 \pm 0,2$	$28,0 \pm 1,6$	H(3,13)
Juli	$-9,6 \pm 0,7$	$76,8 \pm 5,6$	H(3,6)
November	$-2,6 \pm 0,2$	$20,8 \pm 1,6$	H(3,18)

Tab. 4.16: Verlagerungsgeschwindigkeit der Phase und vertikale Wellenlänge für die 8h-Welle im Monatsmittel für Mai, Juni, Juli und November.

Die klare Struktur von Erwärmungs- und Abkühlungsbereichen in den einzelnen Monaten ergibt für die 8h-Welle kaum signifikante Änderungen der Wellenparameter gegenüber der 12h-Welle. Ein weiteres Indiz für deutlich ausgeprägte Gezeiteneinflüsse über Teneriffa ist in Abbildung 4.49 zu erkennen. Die Anteile der 12h- und 8h-Amplituden an der maximalen Variation in jeder Höhe sind gegenüber den Kühlungsborn-Daten größer (vgl. Abb. 4.22). Die Differenzkurven (rot: $dT_{\max}-A_{12h}$ und blau: $dT_{\max}-A_{8h}$) decken trotz größerer absoluter Variationen diese Abweichungen gut ab.

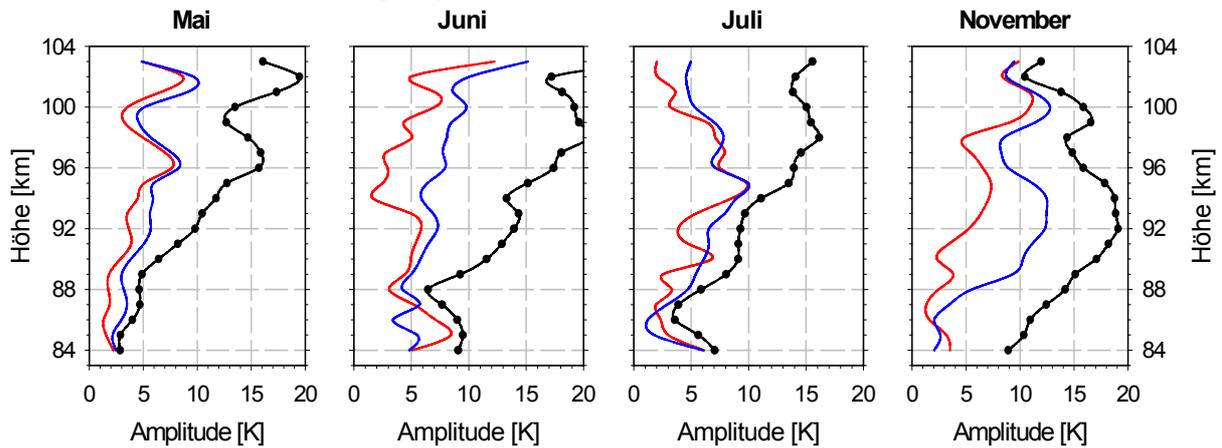


Abb. 4.49: Anteile der 12h-Amplitude (rote Linie) und 8h-Amplitude (blaue Linie) an der mittleren maximalen Temperaturabweichung in jeder Höhe (vgl. Abb. 4.44). Die roten und blauen Kurven sind Differenzwerte zur schwarzen.

Für einen Vergleich mit Kühlungsborn (vgl. Abb. 4.23) wurden in Abbildung 4.50 die unterschiedlichen Mittelwerte der 12h-Amplituden dargestellt. Der Skalenbereich für die Amplituden mußte wegen der größeren Variationen von 25 K für Kühlungsborn auf mehr als 40 K erweitert werden. Auch über Teneriffa ist der mittlere Amplitudenwert aus den einzelnen Fits größer als der Amplitudenwert vom Monatsmittel. Für den November passen die Amplitudenwerte bei den am deutlichsten ausgeprägten Wellenmustern gut zusammen. Voraussichtlich variiert die Phasenlage zwischen den einzelnen Nächten nicht so stark.

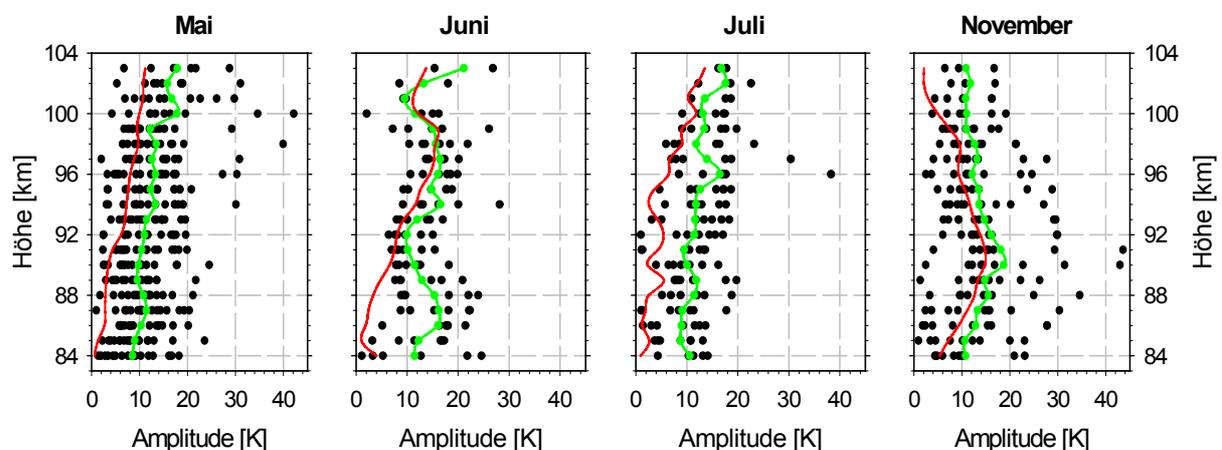


Abb. 4.50: Vergleich der 12h-Amplituden über Teneriffa als Monatsmittel (rote Kurve) und als Mittel (grüne Kurve) aller einzeln gefitteten Amplituden (schwarze Punkte) eines Monats.

4.3.4 Sensitivitätsstudien und Modellvergleiche über Teneriffa

Die bisherigen Betrachtungen weisen für die Monatsmittel der 12h-Gezeit beim Teneriffa-Datensatz (28°N) auf generell stärkere Amplituden (> 15 K) bei niedrigerer geographischer Breite hin. Diese Aussage ist konsistent im Vergleich zu anderen Beobachtungsorten, bei denen schwächere Amplituden in höheren Breiten beobachtet werden: 10-14 K in Fort Collins bei 40°N (Williams et al., 1998) und 6-12 K in Kühlungsborn bei 54°N (diese Arbeit). Über Teneriffa wächst die 12h-Gezeitenamplitude deutlich mit der Höhe an. Nur das November-Profil wird durch ungewöhnlich starke Temperaturvariationen in 90 km Höhe überlagert. Für Kühlungsborn werden bei kleineren Amplituden sehr unterschiedliche Höhenprofile sichtbar, so daß ein typisches Anwachsen der Amplitude nur vereinzelt beobachtet wird. Die generell schwächer ausgeprägte Wellenstruktur kann dort eher durch Wechselwirkungen mit anderen Wellen modifiziert werden. Die starken und markanten Temperaturänderungen werden über Teneriffa besonders deutlich durch Gezeitenstrukturen geprägt. In Abbildung 4.51 wird die stabile Phasenlage der einzelnen Novembermessungen dargestellt. Im Vergleich zum Wintermonat in Kühlungsborn ist die Streuung der einzelnen Punkte geringer und die verschiedenen Mittelwerte variieren kaum. Das Maximum der positiven Temperaturabweichungen vom Nachtmittelwert ist bei 28°N etwa drei bis vier Stunden später gegenüber 54°N zu beobachten (vgl. Abb. 4.26 und 4.39). Dieser Vergleich weist auf unterschiedliche vertikale Ausbreitungsbedingungen für die Wellen hin. Das GSWM-Modell liefert für die Phasenlage der 12h-Gezeit über Teneriffa gute Übereinstimmung, die Phasengeschwindigkeit ist im Modell etwas größer als in den Lidarbeobachtungen.

Unsere Messungen über Teneriffa zeigen im Wintermonat November sehr stabile Gezeitenphasen und ausgeprägte Amplituden. In den Sommermonaten sind die Gezeitenparameter variabler. Es mischen sich typische Strukturen wie im Winter mit kürzeren Perioden und langen vertikalen Wellenlängen. Diese langen vertikalen Wellenlängen deuten auf langsamer propagierende Moden hin. Gleichzeitig muß darauf hingewiesen werden, daß auch über Teneriffa bei stark ausgeprägten Wellenmustern die Wellenperioden im Höhenverlauf erheblich variieren können. Ein Vergleich von drei ausgewählten Meßnächten wird in Abbildung 4.52 dargestellt. Das Beispiel vom 23./24. Juni 1999 zeigt abnehmende Wellenperioden mit zunehmender Höhe. In der Nacht vom 11. zum 12. November 1999 bleibt die Periode über den gesamten Höhenbereich quasi invariant, während die Messung vom 27. zum 28. November 1999 eine markante Vergrößerung der Wellenperioden beinhaltet. Die Perioden können dabei um vier bis fünf Stunden innerhalb von 15 km variieren. Wie stark die einzelnen Periodenanteile in den verschiedenen Höhenbereichen aller

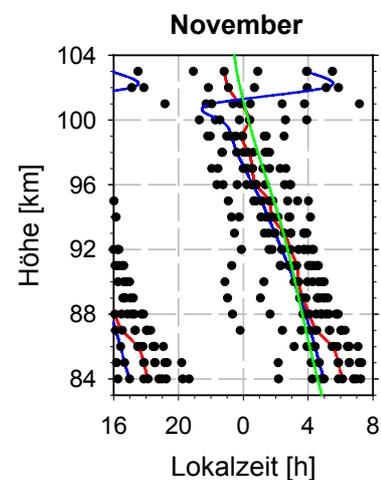


Abb. 4.51: Phasenlage aller Novemberdaten mit Monatsmittel (blau) und Mittel der Phasenpunkte (rot). Dazu grüne Linie: GSWM-Modell.

Teneriffa-Messungen enthalten sind, zeigt die Abbildung 4.53a. Gegenüber Kühlungsborn hat sich der Anteil von Perioden mit mehr als zehn Stunden erhöht, die auch deutlicher in größeren Höhen beobachtbar sind. Damit setzt sich die ausgeprägtere Wellenstruktur über Teneriffa auch deutlicher bis in Höhen um 100 km durch, was einem größeren Einfluß der 12h-Gezeitenstruktur entspricht. Gleichzeitig sind aber weiterhin kurzperiodische Anteile von weniger als acht Stunden enthalten, die das beständige Muster überlagern und für Variationen von Nacht zu Nacht in den Temperaturen sorgen.

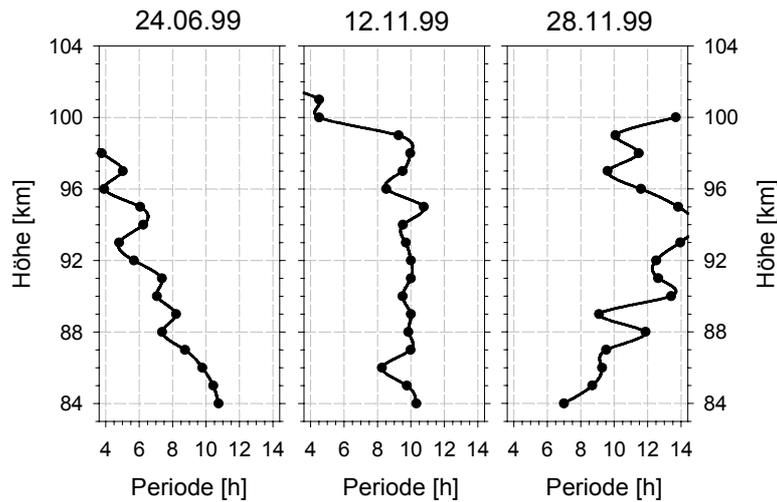


Abb. 4.52: Höhenprofile der gefitteten Perioden in drei Meßnächten über Teneriffa. Der statistische 1- σ -Fehler beträgt weniger als eine Stunde.

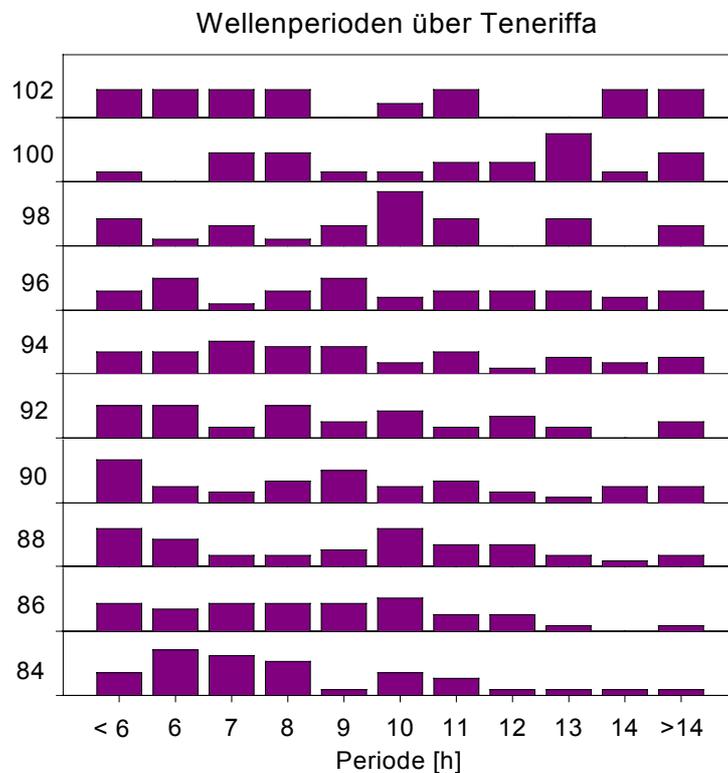


Abb. 4.53a: In allen Messungen über Teneriffa auftretende Periodenanteile in verschiedenen Höhen. Die Balken zeigen relative Häufigkeiten. Der maximale Bereich innerhalb einer Höhe entspricht 30 % relativer Häufigkeit.

In Abbildung 4.53b wurden für alle Messungen über Teneriffa die mittleren Perioden entsprechend der Häufigkeitsverteilung aus Abb. 4.53a ausgewertet. Ähnlich wie über Kühlungsborn ist im Mittel eine deutliche Zunahme der Wellenperioden von 84 bis 100 km zu beobachten. Diese Auswertung unterstützt die Aussage, daß die eingeführte Wellenaktivitätsklasse vom Typ A aus den Höhenprofilen der Temperaturvariationen in den Nächten über Teneriffa und Kühlungsborn am häufigsten beobachtet wird. Damit werden die größten

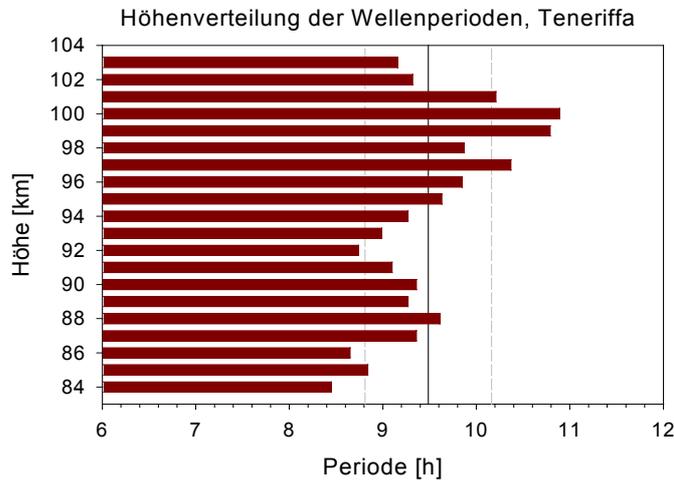


Abb. 4.53b: Höhenverteilung der mittleren Periode aller Teneriffa-Messungen. Markiert sind Mittelwert und 1- σ -Fehler für alle Höhen.

Abweichungen vom Nachtmittel in der Höhe mit den längsten Wellenperioden registriert. Diese Höhe kann neben einem lokalen Maximum bei 88 km mit 100 km angegeben werden. Der charakteristische Mittelwert über den gesamten Höhenbereich beträgt für Teneriffa $9,49 \pm 0,66$ h (zum Vergleich: $9,22 \pm 0,82$ h für Kühlungsborn) und ist als schwarze Linie eingezeichnet. Die sehr markanten Wellenstrukturen für einen Höhenbereich von 15-20 km in der Mesopausenregion über Teneriffa

werden im folgenden an mehreren Beispielen veranschaulicht. In Abb. 4.54 ist ein Zeitraum im November ausgewählt, in dem Amplituden bis 25 K für die 12h-Welle erreicht werden. Diese Amplituden sind im GSWM-Modell mit nur 3-4 K wiedergegeben, die modellierte Phase stimmt trotz steilerer Phasenlage gut überein. Auch bei einer stabilen Wellenstruktur über mehrere Kilometer ergeben sich Periodenvariationen zwischen acht und zwölf Stunden, je nachdem ob der 12h oder 8h-Gezeitenanteil überwiegt.

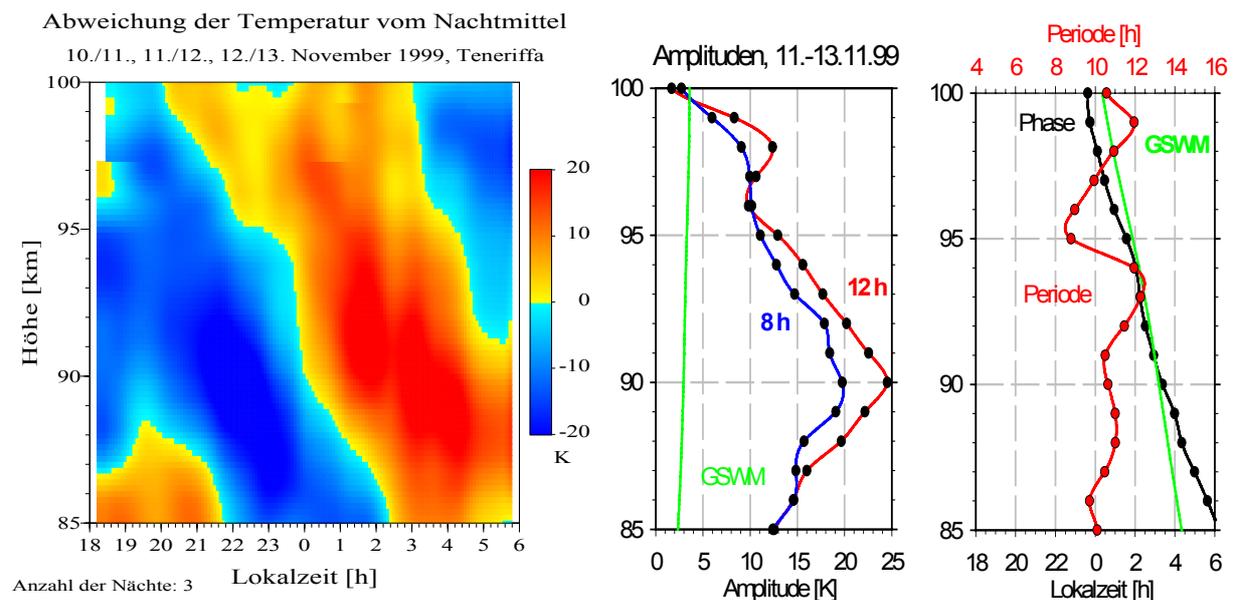


Abb. 4.54: Konturplot, Amplituden-, Phasen- und Periodendiagramm mit 12h-GSWM-Modellvergleich für den Meßzeitraum 11.-13. November 1999.

Ein Beispiel aus den Sommermonaten wird in Abb. 4.55 gezeigt, da hier wieder ein direkter Vergleich mit dem COMMA/IAP-Modell möglich ist. Die beobachteten Amplituden der Gezeit sind im Hochsommer (Juni) mit 10-15 K nur etwa halb so groß, wie im Frühwinter (November). Das COMMA/IAP-Modell kann aber im Gegensatz zum GSWM-Modell Amplituden von fast 10 K simulieren. Das beobachtete Phasenverhalten ändert sich zwischen Sommer und Winter kaum. Das deutet ebenfalls auf stabile, thermisch angeregte Gezeiten-effekte hin. In Tabelle 4.17 werden die verschiedenen Wellenparameter noch einmal zusammengefaßt. Die beobachtete vertikale Wellenlänge ist im Juni und November fast gleich lang, aber größer als im Modell.

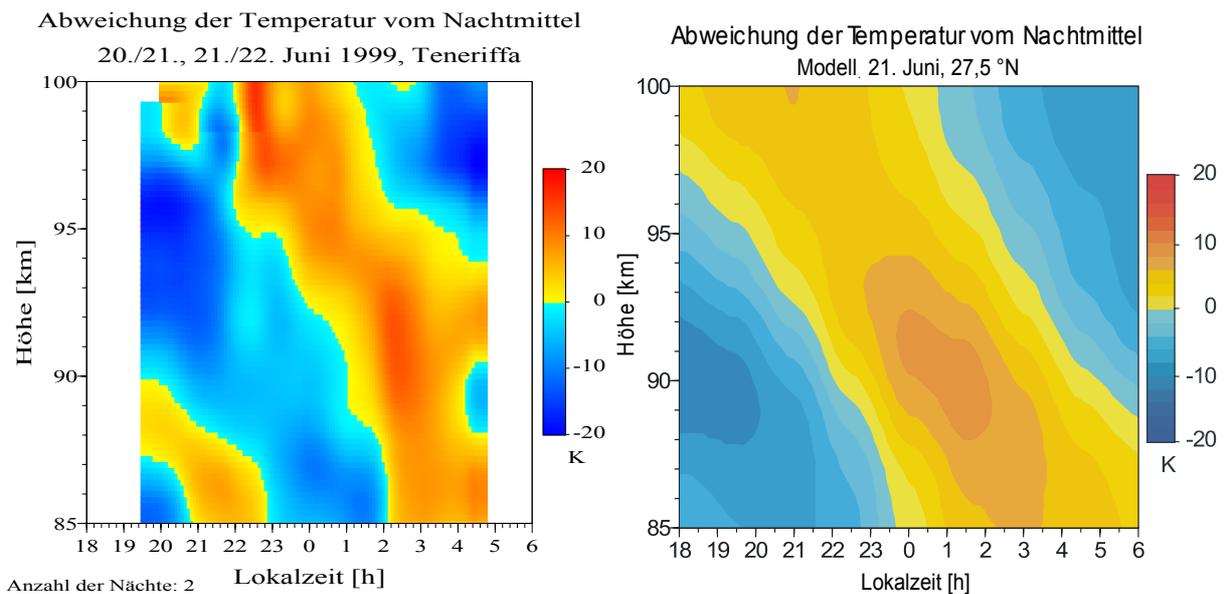


Abb. 4.55: Abweichungen der Temperaturprofile vom Nachtmittel. **Links:** Zwei aufeinanderfolgende Nachtmessungen am 20./21. und 21./22. Juni 1999 **Rechts** Standardlauf des COMMA/IAP-Modells für Juni bei 27,5°N.

	11.-13.11.99	21.-22.6.99	Modell
Anzahl der Nächte	3	2	1
Periodenanteile	9-13 h	6-12 h	12 h
max. $U_{max}-U_{min}$	28 K	10 K	8 K
Wellenindex	B	D, A	B
Wellenlänge λ_z	35 km	37 km	26 km
Phasengeschw. v_p	-2,9 km/h	-3,1 km/h	-2,2 km/h
Hough-Mode	H(2,5), H(2,6)	H(2,5)	H(2,7)
Schwerewellen	2,5h in 98 km	2,5h in 99 km	nein

Tab. 4.17: Wellencharakteristik für mehrere Meßzeiträume auf Teneriffa. Bei überlagerter Schwerewellenaktivität wird die Periode und die Höhe mit angegeben. Die Modellparameter wurden aus Abb. 4.55 (rechts) entnommen.

Die beobachteten 12h-Gezeitenwellen sind aufgrund ihrer starken Amplituden und stabilen Phasen eindeutig nachweisbar. Der Einfluß von Schwerewellen oder planetaren Wellen modifiziert in den Beobachtungsdaten die Gezeitenstrukturen, kann diese aber nicht aufheben. Leicht variierende Perioden mit der Höhe sind in den Beobachtungen permanent vorhanden. Da die modellierten vertikalen Wellenlängen häufig den Beobachtungen nicht entsprechen, kann hier ein Grund für die kleinen Modellamplituden vermutet werden. Die Neigung der Gezeitenstruktur wird im wesentlichen durch die Verlagerungsgeschwindigkeit der Phasen bestimmt, die durch veränderte Ausbreitungsbedingungen modifiziert werden kann. Unsere Teneriffa-Messungen zeigen starke Temperaturänderungen, die in der Mesopausenregion Wellenamplituden von mehr als 15 K für Zeiträume von mehreren Tagen oder Wochen generieren können, während in einzelnen Meßnächten deutlich größere Änderungen auftreten. Das Phasenverhalten ist auch in mehreren Nächten stabil, so daß Gezeiteneffekte noch stärkerer als über Kühlungsborn sichtbar werden.

Eine wichtige Lücke bei der Interpretation der bisherigen Beobachtungsdaten schließen Ganztagsmessungen. Im November 2000 war es dank technischer Erweiterungen des Kalium-Lidars erstmals möglich, auf Teneriffa über 24 Stunden Temperaturen zu messen. Über einen Zeitraum von fünf aufeinanderfolgenden Tagen konnte eine ausgeprägte 12h-Welle beobachtet werden. Die abgeschätzten Amplituden und Phasen entsprechen gut den bisherigen Nachtmessungen. Eine umfangreiche Auswertung der Tagesmessungen ist noch nicht abgeschlossen, weshalb an dieser Stelle noch keine Publikation angegeben werden kann. Da thermisch angeregte Gezeitenstrukturen auch am Tag nachgewiesen werden können, wird die Annahme von existierenden 12h-Wellen aus dem bisherigen Beobachtungsmaterial der Nachtmessungen eindrucksvoll bestätigt.

4.4 Vergleich mit Windmessungen über Juliusruh

An dieser Stelle soll untersucht werden, ob sich die Wellenstrukturen aus nächtlichen Temperaturmessungen über Kühlungsborn und Tages-Windmessungen des MF-Radar in Juliusruh (Rügen) ähneln bzw. bevorzugte Ausbreitungsbedingungen im Hintergrundwindfeld der mittleren Atmosphäre vorhanden sind. Mögliche Zusammenhänge zwischen den Phasen von Horizontalwind und Temperatur können weitere Aufschlüsse geben, um tatsächliche Abhängigkeiten und Wechselwirkungsmechanismen zwischen den unterschiedlichen Parametern in der Mesopausenregion zu erklären. Der Zonalwind u wird durch die Ost-West-Windrichtung charakterisiert, der Meridionalwind v durch die Nord-Süd-Komponente. Positive Zonalwinde entsprechen dem Westwind (nach Osten) und positive Meridionalwinde dem Südwind (nach Norden). Für Gezeitenuntersuchungen wird die Phase von u als das Maximum des ostwärts gerichteten Zonalwindes definiert (Kosinus einer periodischen Wellenfunktion).

Zwischen dem zonalen und meridionalen Windfeld gibt es für jede geographische Breite eine feste Phasenbeziehung nach der klassischen Gezeitentheorie. Demnach ist bei einer 12h-Gezeit für den größten Teil des Jahres in mittleren nördlichen Breiten die Phase des Zonalwindes u etwa drei Stunden hinter der des Meridionalwindes v zurück. Die spätere Lokalzeit der Phasenlage im Zonalwind gegenüber dem Meridionalwind wird in Abb. 4.56 veranschaulicht. Dargestellt sind Phasenlagen für den Meridionalwind (gestrichelte Linie) und den Zonalwind (durchgezogene Linie) in den Monaten Januar, April, Juli und Oktober (3-Monatsmittel) aus dem GSWM-Modell (Hagan et al., 1999). Bis auf das Juli-Monatsmittel ist der Phasenunterschied zwischen Meridional- und Zonalwind sehr ähnlich.

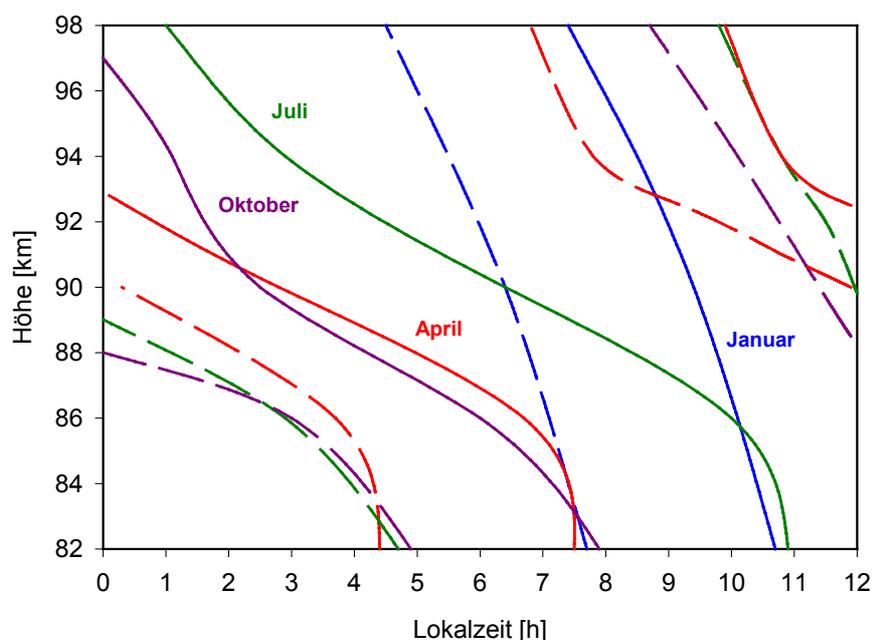


Abb. 4.56: GSWM-Monatsmittel der Phasen der 12-Gezeit für den Zonal- (durchgezogene Linie) und Meridionalwind (gestrichelt) bei 54°N.

Feste Beziehungen zwischen Zonal- bzw. Meridionalwind und der Temperatur konnten bisher aus Beobachtungen nicht abgeleitet werden. Gezeitenuntersuchungen aus Windmessungen zeigen in mittleren Breiten die Dominanz der halbtägigen Gezeit im Zonal- und Meridionalwind (Jacobi et. al., 1999a). Dieses Ergebnis wurde über einen klimatologischen Zeitraum von mehreren Jahren (1990-1999) nachgewiesen. Ein Vergleich von Radarwinden und Lidartemperaturen ergab bisher jedoch keinen eindeutigen Zusammenhang für feste Phasenbeziehungen, obwohl Radarmessungen generell eine noch stärkere Dominanz der 12h-Gezeit zeigen (Hobbs, 1996).

Zur Untersuchung von Wind- und Temperaturstrukturen in der mittleren Atmosphäre werden die vorangegangenen Gezeitenanalysen der Temperaturmessungen über Kühlungsborn mit den Windmessungen des MF-Radar in Juliusruh auf Rügen verglichen. Seit 1990 wird ein umfangreicher Datensatz von Zonal- und Meridionalwinden aus der Mesosphäre über Juliusruh am IAP kontinuierlich erweitert, wodurch auch Gezeitenanalysen aus Windmessungen vorhanden sind (Schminder et al., 1997). Das MF-Radar arbeitet nach dem FMCW¹-Verfahren bei einer Frequenz von 3,18 MHz. Durch partielle Reflexion an den unteren Ionosphärenschichten lassen sich aus komplexen Zeitreihen von drei Empfangsantennen zonale und meridionale Windfelder mit einer Höhenauflösung von 1,5 km und einem zeitlichen Abstand von 30 min ableiten.

In Abbildung 4.57 (links) sind auftretende Oszillationen des Zonalwindes in 92 km Höhe für das Jahr 1997 angegeben, da die häufigsten Beobachtungen der Kühlungsborner Lidartemperaturen aus diesem Jahr verfügbar sind. Die 12h-Gezeitenkomponente ist in den

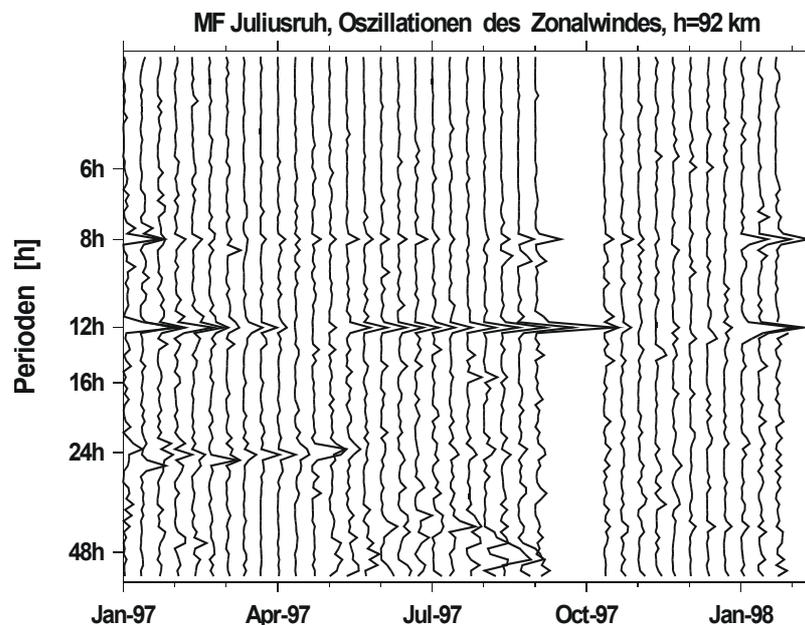


Abb. 4.57: Oszillationen des Zonalwindes in 92 km für das Jahr 1997 über Juliusruh (P. Hoffmann, persönliche Mitteilung)

¹ FMCW: Frequency Modulated Continuous Wave – Dauerstrichsignal mit stabiler Frequenzänderungsrate

Winddaten besonders deutlich ausgeprägt und fast das ganze Jahr präsent. Der Anteil der 8h-Komponente ist generell kleiner, aber auch häufiger im Jahr vorhanden. Regelmäßige Strukturen des zonalen Windfeldes erlauben ebenfalls Aussagen über die 24h-Gezeit, die nach Abbildung 4.57 vor allem am Anfang des Jahres Anteile am Wellenmuster hatte.

Die Abbildung 4.58a zeigt das mittlere Phasenverhalten der 12h-Welle im Zonalwind aus MF- und LF-Radarmessungen für die Jahre 1990-1996. Da die Phasen der Temperatur nur Nachtmessungen berücksichtigen, wurde für die Winddaten die Farbkodierung der Lokalzeiten um zwölf Stunden verschoben. Auffallend sind stabile Phasenausbreitungen zu niedrigen Höhen in den Wintermonaten. Im Frühjahr und Herbst treten scharfe Übergänge und starke Veränderungen im Phasenverhalten auf, da eine Windumstellung im Sommer erfolgt. Dadurch ergeben sich nichtpropagierende Moden mit langen vertikalen Wellenlängen im Sommer und propagierende Moden mit kurzen vertikalen Wellenlängen im Winter.

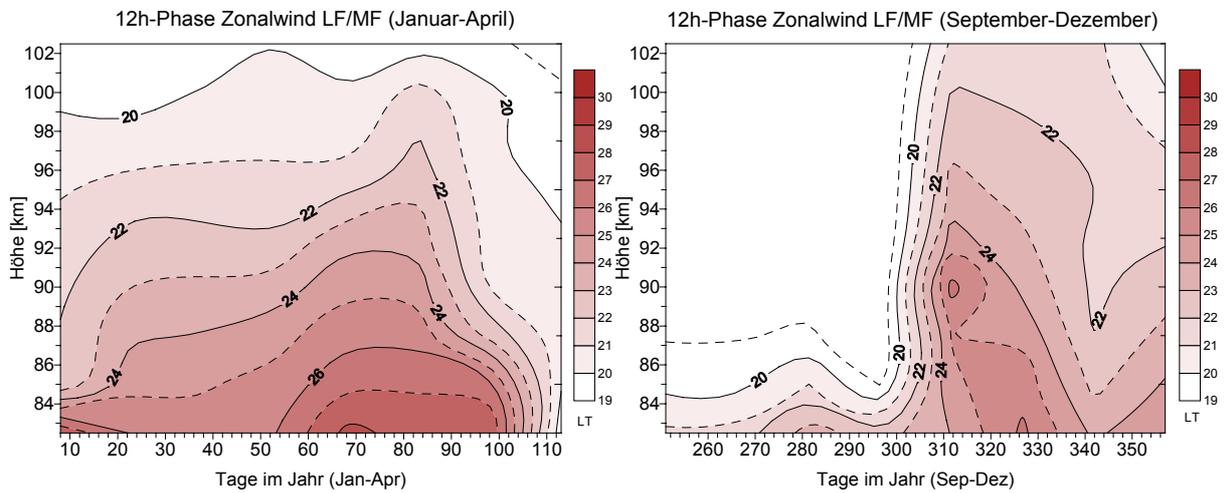


Abb. 4.58a: Phase der 12h-Gezeit [LT] für den Zonalwind in den Monaten Januar bis April (**links**) und September bis Dezember (**rechts**) über Juliusruh.

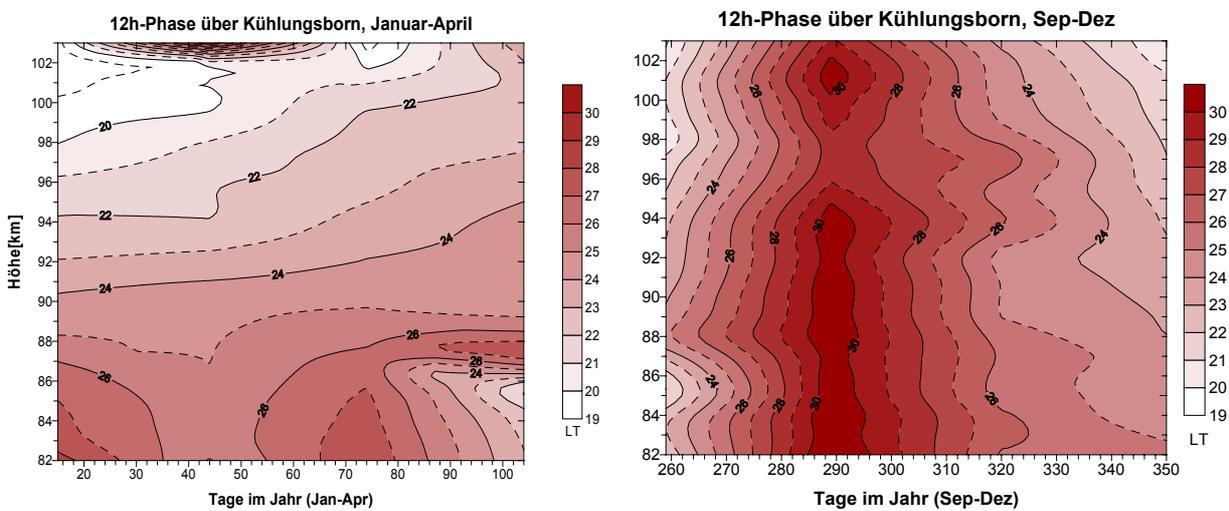


Abb. 4.58b: Phase der 12h-Gezeit für die Temperatur in den Monaten Januar bis April (**links**) und September bis Dezember (**rechts**) über Kühlungsborn.

Die beiden Bilder in der Abbildung 4.58b veranschaulichen das Phasenverhalten der 12h-Welle aus Lidartemperaturen für die Monate Januar bis April (links) und September bis Dezember (rechts). Da in den Sommermonaten keine 12h-Temperaturzeiten bestimmt werden können, müssen die Phasen der Temperatur mit den entsprechenden Ausschnitten in Abb. 4.58a verglichen werden. Die flachere Phasenverschiebung in den Monaten Januar bis April ist auch in den Temperaturen gut zu erkennen. Die Phase der Temperatur ist ein bis zwei Stunden später in der unteren Höhen gegenüber den Zonalwinden zu finden. Oberhalb von etwa 90 km wird der Unterschied noch kleiner. In der zweiten Jahreshälfte ist der Phasenunterschied zwischen Temperaturen und Zonalwind deutlich größer. Es gibt aber einen ähnliche Verlauf mit steilen Phasenlagen im Oktober und November (Temperaturen: Tag 290, Zonalwind: Tag 310). Dieser Umstand darf aber aufgrund der geringen Meßdichte und der großen Phasenstreuung in den Temperaturdaten nicht zu stark interpretiert werden. Entscheidend ist das Verhalten bei stabilen Gezeitenwellen. Danach ist das Phasenverhalten des Zonalwindes von Januar bis März dem der Temperaturen recht ähnlich.

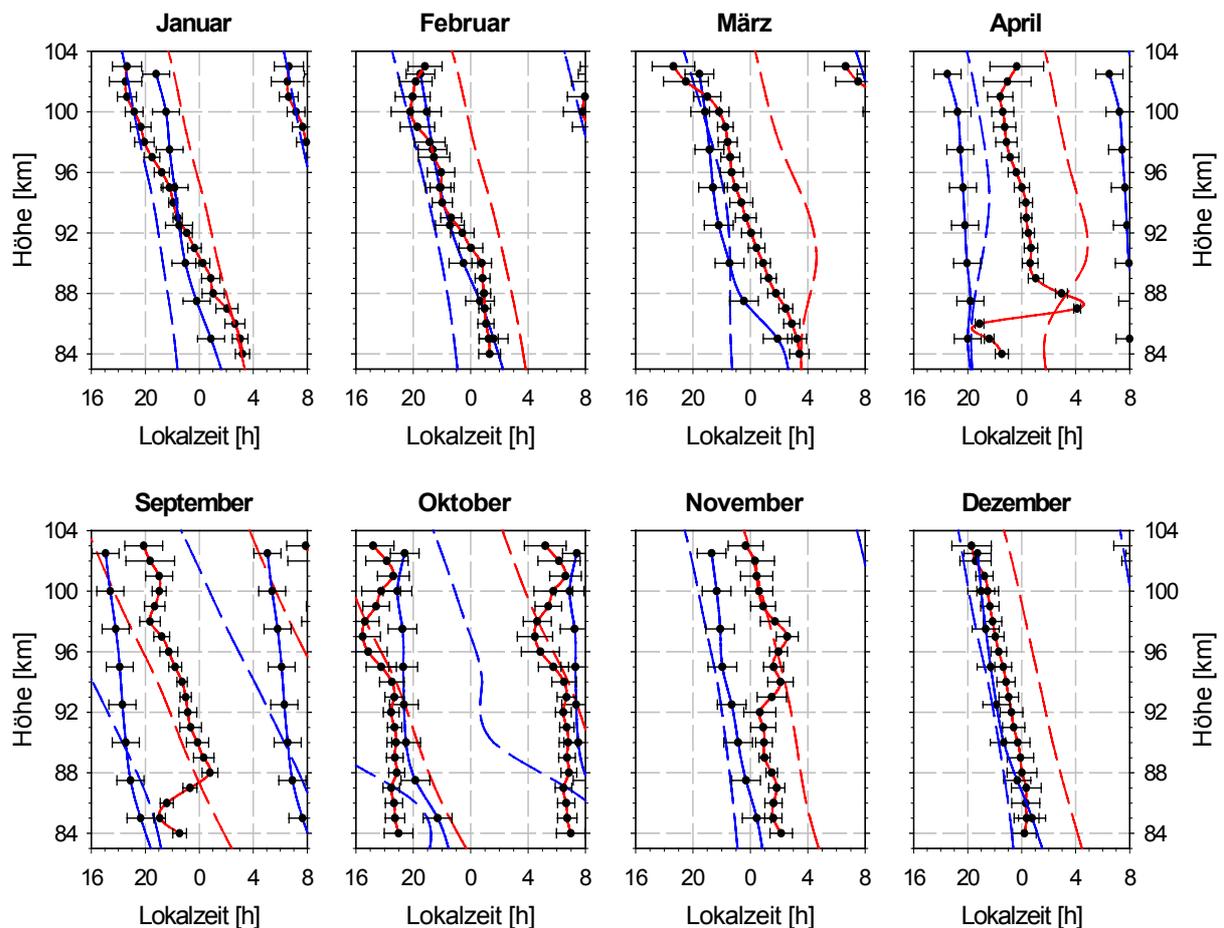


Abb. 4.59: Vergleich der Phasen für die 12h-Gezeit aus Temperaturen (rote Linien) und Zonalwind (blaue Linien). Linien mit Fehlerbalken sind die gemessenen Werte, gestrichelte Linien sind T und U aus dem GSWM-Modell.

In der Abbildung 4.59 werden die einzelnen Monatsmittel der Phasen für die 12h-Gezeit aus den Temperaturen und den Zonalwinden für Januar bis April und September bis Dezember noch einmal zusammengefaßt. Die beobachtete 12h-Phase des Zonalwindes wird blau dargestellt, die Temperaturen sind rot eingezeichnet. Jeweils gestrichelt sind die dazugehörigen Temperaturen und Zonalwinde des GSWM-Modells abgebildet. Folgende Interpretationen sind dann möglich:

Für die Monate **Dezember, Januar, Februar:**

- Die vertikalen Wellenlängen stimmen in den Beobachtungen und im Modell gut überein ($\lambda_z \sim 15\text{-}30$ km).
- Zwischen den beobachteten Wind- und Temperaturgezeiten existiert fast keine Phasendifferenz. Der Unterschied liegt häufig im Bereich der Fehlerbalken. Im Modell beträgt die Phasendifferenz zwischen Temperatur und Zonalwind etwa 4-5 h, wobei die Phase der Temperatur immer der des Zonalwindes folgt.
- Die absoluten Lokalzeiten aller vier Komponenten sind nahezu konstant über drei Monate.

Für die Monate **März bis November:**

- Die vertikalen Wellenlängen der Beobachtungen sind größer gegenüber den vorherigen Monaten.
- Im März und April sind die beobachteten thermischen Gezeiten fast in Antiphase zum Modell.
- Beobachtete dynamische Gezeiten werden im Modell besser repräsentiert im Vergleich zu den Beobachtungen und den modellierten Phasen für die thermischen Gezeiten.

Die Phase der gemessenen Temperaturen wird somit häufig später als beim Zonalwind beobachtet. In den Wintermonaten Dezember bis Februar wird dieser Unterschied minimal und liegt zum Teil innerhalb der Fehlergrenzen. Die Neigung der Phasen ist in diesen Monaten auch deutlich geringer, wodurch die Gezeiten stärker propagieren. Nach klassischer Theorie sind kleinere vertikale Wellenlängen dann mit Hough-Moden höherer Ordnung verbunden. Propagieren die Gezeitenwellen nicht so stark und werden lange vertikale Wellenlängen beobachtet, sind die dominierenden Hough-Moden H(2,2), H(2,3) oder H(2,4) präsent. Während in den Phasen der Temperatur auch Sprünge beobachtet werden, verlaufen die Phasenlagen des Windes im Höhenverlauf kontinuierlich. Dieses Verhalten des Zonalwindes wird auch durch das COMMA/IAP-Modell gestützt (U. Berger, pers. Mitteilung).

Obwohl deutliche Unterschiede der Phasenlagen von Januar bis April gegenüber September bis Dezember sowohl im Windfeld als auch in den Temperaturen zu erkennen sind, konnte nach Sichtung des kompletten Datenmaterials kein genereller Zusammenhang zwischen Winden und Temperaturen gefunden werden. Eine feste Phasenbeziehung zwischen u und T ist nicht vorhanden, da sich besonders die Temperatur zeitlich und räumlich sehr variabel verhält. In beiden Meßgrößen werden jeweils Gezeiteneffekte sichtbar, die aber keine einheitlichen, kombinierbaren Wellenstrukturen über mehrere Tage bilden, wenn allein periodisch angeregten Gezeiten verantwortlich sind. Deshalb muß auch hier auf den Einfluß

und die Wechselwirkung von anderen Schwerewellen oder planetaren Wellen hingewiesen werden, die sehr regelmäßige Strukturen modifizieren. Gezeitenwellen werden im Windfeld grundsätzlich anders angeregt als im Temperaturfeld. Das ergibt sich nach der klassischen Gezeitentheorie bereits aus einer unterschiedlichen Hough-Modenstruktur für den Zonal- bzw. Meridionalwind und die Temperatur.

Neben den Temperaturdaten wäre auch eine Analyse des vertikalen Windfeldes wünschenswert, denn ein vertikaler Wind bedingt über dynamische Prozesse Änderungen der Temperatur, was z.B. zur Bildung der kalten Sommermesopause führt. Daten des Vertikalwindes sind aber aus den bisherigen Messungen nicht verfügbar.

4.5 Gezeiten- und Schwerewelleneffekte

Aus den Beobachtungen über Kühlungsborn und Teneriffa wird deutlich, daß im Temperaturfeld periodische Gezeitenstrukturen sichtbar werden. Diese Muster besitzen jeweils räumliche und zeitliche Variabilitäten, die durch Überlagerungen und Wechselwirkungen mit anderen atmosphärischen Wellentypen entstehen. Daher kann die lineare klassische Gezeitentheorie nur bedingt zur Interpretation der Meßergebnisse herangezogen werden. Kurzperiodische Gezeitenvariationen bilden sich vor allem durch lokale Wechselwirkungen zwischen Schwerewellen und Gezeiten. Langperiodische Gezeitenvariationen können durch Veränderungen in der Ozon- und Wasserdampfverteilung entstehen, die die eigentlichen Antriebsmechanismen für thermische Gezeiten in der mittleren und unteren Atmosphäre darstellen (Beard, 1999). Eine weitere Ursache sind nichtlineare Wechselwirkungen zwischen planetaren Wellen und Gezeiten sowie unterschiedliche Ausbreitungsbedingungen der Wellen.

In den Temperaturdaten sind nach Abzug der Gezeitenstruktur häufig kurzperiodische Variationen vorhanden, die in unterschiedlichen Höhenbereichen auftreten. In Abb. 4.60 werden die stärksten Wellen nach Abzug der Gezeitenstruktur dargestellt. Ein Punkt entspricht einer Meßnacht, für den die Höhe und die Periode der stärksten verbliebenen Wellenamplitude bestimmt wurde. Die beobachteten Wellen besitzen Perioden von zwei bis sechs Stunden und sind über den gesamten Höhenbereich verteilt. Über Kühlungsborn dominieren bis 96 km kürzere Perioden. Eine Signifikanz für bestimmte Abhängigkeiten ist aus der geringen Statistik über beiden Standorten aber nicht zu erkennen.

Das nach Abzug der Gezeiten verbliebene und sehr variable Wellenspektrum wird mit großer Wahrscheinlichkeit durch Schwerewellen bestimmt, die diesen Höhenbereich prägen. Hecht et al. (2000) haben anhand von Luftleucht-Messungen und Lidarbeobachtungen nachgewiesen, daß Schwerewellen in der Mesopausenregion über Kühlungsborn im Sommer auftreten und brechen. Dazu muß der vertikale Temperaturgradient -10 K/km erreichen. Eine genaue Bestimmung der Perioden von Schwerewellen kann nur gelingen, wenn der Horizontalwind in der entsprechenden Höhe bekannt ist. Diese Meßgröße stand gleichzeitig mit den

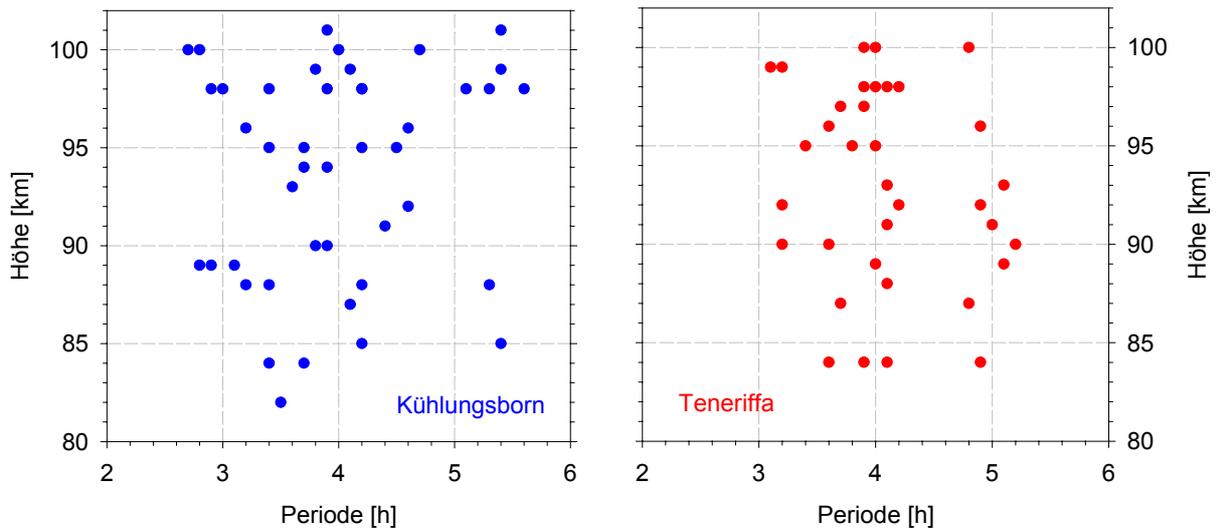


Abb. 4.60: Verteilung der maximalen Wellenaktivität nach Abzug der Gezeitenstruktur über Kühlungsborn und Teneriffa. Ein Punkt entspricht der stärksten verbliebenen Wellenamplitude in einer Nacht, wenn außer den Gezeiten noch weitere signifikante Wellenaktivität vorhanden war.

Lidarmessungen über Kühlungsborn nicht zur Verfügung. Aus den beobachteten Perioden in Abb. 4.60 lassen sich daher nicht die Parameter einer Schwerewelle bestimmen.

Daß aber auch im Winter in den über eine Stunde gemittelten Temperaturprofilen annähernd adiabatische Gradienten auftreten können, die zum Teil mehrere Kilometer überdecken, ist in Abb. 4.61 zu sehen. Dieses Beispiel kann ein Hinweis für die starken Wellenstrukturen mit ausgeprägten Amplituden in der Mesopausenregion sein. Dort wo adiabatische Temperaturgradienten über mehrere Kilometer und Zeiträume von über einer Stunde beobachtet werden, treten auch intensive dynamische (turbulente) Austauschprozesse auf, die zur

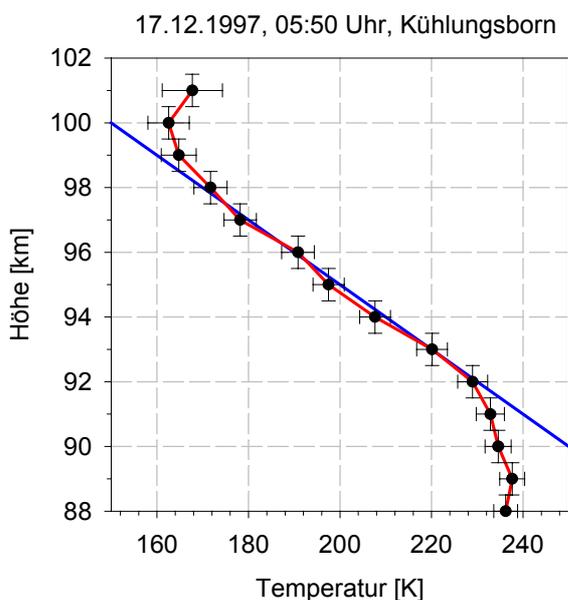


Abb. 4.61: Einzelnes Temperaturprofil (1h gemittelt) mit Adiabate (blau).

Zeit Gegenstand intensiver Forschungsarbeit sind. Eine Möglichkeit der Charakterisierung von Schwerewellenaktivität kann über die Fehlergröße Varianz aus der Bestimmung der Gezeitenparameter vorgenommen werden. In der Tabelle 4.18 sind die Varianzen aus den Regressionsanalysen zur Bestimmung der 12h-Anteile vom Monatsmittel über Kühlungsborn für eine Höhe (90 km) dargestellt. Zusätzlich werden die einzelnen Wellenaktivitätsklassen aufgelistet, die aufgrund der Struktur im Höhenprofil auf Schwerewellenaktivitäten schließen lassen. Die Klassen B und D sind mit einer Dämpfung der

Amplituden im Höhenprofil verbunden, wogegen die Klassen A und C ein Anwachsen der Amplitude mit der Höhe zulassen. Je größer die Varianz der 12h-Amplitude und damit so ungenauer der 12h-Fit der Gezeitenwelle ist, um so deutlicher prägen Schwerewellen die Temperaturprofile in den Nachtmessungen. In der Tabelle 4.18 treten die größten Varianzen in den Übergangsmontaten April und September auf und sind bevorzugt mit den Klassen B und D verknüpft. Die Klasse C tritt häufiger in den Monaten auf, in denen durch geringe Fit-Fehler die Varianz klein ist und deutliche Gezeitenmuster erkennbar sind. Die Klasse A ist sowohl in Monaten mit geringer sowie auch höherer Schwerewellenaktivität vorhanden. Zur Verbesserung der Statistik müssen daher weitere Beobachtungen folgen, um die Hinweise hinsichtlich ihrer Signifikanz zu verbessern.

	<i>Jan</i>	<i>Feb</i>	<i>Mar</i>	<i>Apr</i>	<i>Sep</i>	<i>Okt</i>	<i>Nov</i>	<i>Dez</i>
12h-Varianz [K²]	10,4	11,6	9,9	13,4	16,3	12,5	11,8	11,5
Klasse A	3	1	2	1	2	3	2	2
Klasse B	1	1	-	-	1	-	-	1
Klasse C	2	2	3	-	2	2	1	2
Klasse D	1	1	2	4	5	2	-	1

Tab. 4.18: Varianz der 12h-Amplitude in 90 km Höhe und Anzahl der Beobachtungen nach Wellenaktivitätsklassen als Maß für Variationen und Schwerewellenaktivitäten.

5 Ergebnisse und Schlußfolgerungen

In dieser Arbeit wurde die nächtliche Variabilität der Temperaturstruktur in der Mesopausenregion über Kühlungsborn (54°N) und Teneriffa (28°N) untersucht. Den Schwerpunkt bildeten dabei Gezeiteneffekte, die nach periodischer, thermischer Anregung in der Tropo- und Stratosphäre als Wellenmuster in den Temperaturen über einen Höhenbereich von 80 bis 110 km gut nachweisbar sind. Dafür steht ein technisch aufwendiges Lidarsystem am IAP seit 1996 zur Verfügung. Das umfangreiche Datenmaterial über Kühlungsborn liefert neue Aspekte und wichtige Ergänzungen zu dem aus der Mesopausenregion bisher einzigen vergleichbaren Temperaturdatensatz, bei 40°N in den USA. Durch mehrere zusätzliche Meßkampagnen auf Teneriffa konnten erstmals nächtliche Temperaturvariationen in niedrigen und mittleren Breiten verglichen werden. Weiterhin wurde versucht, Gezeitenstrukturen im Temperatur- und Windfeld in mittleren Breiten zu interpretieren. Zu den wichtigsten Ergebnissen und Schlußfolgerungen gehören:

- Die Temperaturen zeigen in der Mesopausenregion große Variabilitäten innerhalb einer Nacht und von Nacht zu Nacht (z.B. maximale Temperaturvariation in einer Höhe während einer Nacht: 90 K über Kühlungsborn, 110 K über Teneriffa)
- Die beobachteten Wellen entstehen aus der Überlagerung von 12h-, 8h- und 6h-Gezeitenwellen. Dabei überwiegt der 12h- vor dem 8h- Anteil. Zusätzliche kürzer- oder längerperiodische Wellenanteile können die regelmäßigen Gezeitenstrukturen modifizieren, aber nicht aufheben.
- Gut ausgeprägte Gezeitenwellen sind besonders im Winter mit starken Amplituden und stabilen Phasen, z.T. über Höhenbereiche von mehr als 20 km, beobachtbar.
- Für Kühlungsborn ergeben sich folgende Gezeitenparameter: mittlere 12h-Amplitude: 6-12 K, maximal bis 25 K, vertikale Wellenlänge im Winter: 30-40 km, Phasengeschwindigkeit: -2 bis -3 km/h, typische Phasenlage in 90 km Höhe um 00 Uhr Ortzeit
- Für Teneriffa ergeben sich folgende Gezeitenparameter: mittlere 12h-Amplitude: 10-15 K, maximal bis 40 K, vertikale Wellenlänge: 20-40 km, Phasengeschwindigkeit: -2 bis -3 km/h, Phasenlage: 2-3 Stunden später gegenüber Kühlungsborn
- Die Zunahme der Gezeitenamplitude mit abnehmender geographischer Breite ist konsistent mit anderen Beobachtungs- und Modellergebnissen.
- Im Vergleich zu den Modellen zeigen die Beobachtungen stärkere Amplituden, variabelere Phasen und Phasengeschwindigkeiten sowie sich überlagernde Perioden im Höhenprofil.
- Eine feste Phasenbeziehung zwischen Wellenstrukturen im horizontalen Windfeld und im Temperaturfeld läßt sich aus den Beobachtungen nicht folgern, da das Temperaturfeld räumlich und zeitlich noch variabler als das Windfeld ist. Tendenziell wird die Phase der 12h-Gezeit bei der Temperatur später als beim Zonalwind beobachtet. In den Wintermonaten wird der Unterschied zwischen den Phasenlagen fast aufgehoben.

- Schwerewellen sind über den gesamten Meßzeitraum nachweisbar, hochvariabel und überlagern die periodisch angeregten Gezeitenwellen im Temperaturfeld.

Temperaturmessungen in der Mesopausenregion sind bisher nur an wenigen Orten in der Welt möglich. Deshalb entsprachen die Erwartungen über Temperaturvariationen in diesem Höhenbereich hauptsächlich den Simulationen dreidimensionaler Atmosphärenmodelle. Die neuen Beobachtungsergebnisse dokumentieren, daß Gezeiteneffekte zwischen 80 und 105 km viel stärker als vermutet die Temperaturstruktur modifizieren und starke Wellenamplituden erzeugen können. Kontinuierliche Ganztagsmessungen können in Zukunft verbliebene Unsicherheiten bei der Auswertung von thermischen Gezeiten klären, insbesondere den Einfluß der 24h-Gezeit. Dieser nächste, notwendige Schritt wird gegenwärtig am IAP durch technische Verbesserungen am Nachweiszweig des Lidarsystems vorbereitet, so daß in absehbarer Zeit klimatologische Datensätze für alle Gezeitenkomponenten verfügbar sein werden. Durch die Mobilität des kompakten Lidarsystems ergeben sich weitere Beobachtungsmöglichkeiten in anderen Regionen der Welt, z.B. direkt am Äquator oder auch in den Polarregionen. Durch einen Vergleich zu den Messungen über Kühlungsborn gewinnt man dann ein räumliches Bild von den vertikal und horizontal propagierenden Gezeitenwellen. Optimal wäre für eine Untersuchung des globalen Charakters der Gezeitenstrukturen ein Netzwerk aus Lidar- und Radarsystemen, kombiniert mit Luftleucht- und Satellitenmessungen (z.B. mit dem neuen TIMED-Satelliten), die in der Atmosphäre einen großen Bereich in Breite und Höhe untersuchen können. International genutzte Großforschungszentren, wie z.B. das Alomar-Observatorium in Nordnorwegen (bei 69°N) können mit mehreren aktiven und passiven Fernerkundungsmeßinstrumenten dafür einen wichtigen Beitrag leisten.

A Gezeitentheorie

A.1 Hough-Moden und vertikale Wellenlängen

Nachfolgend sind jeweils die ersten vier Ordnungen von Hough-Funktionen für verschiedene Gezeitenperioden (24h, 12h, 8h, 6h) dargestellt.

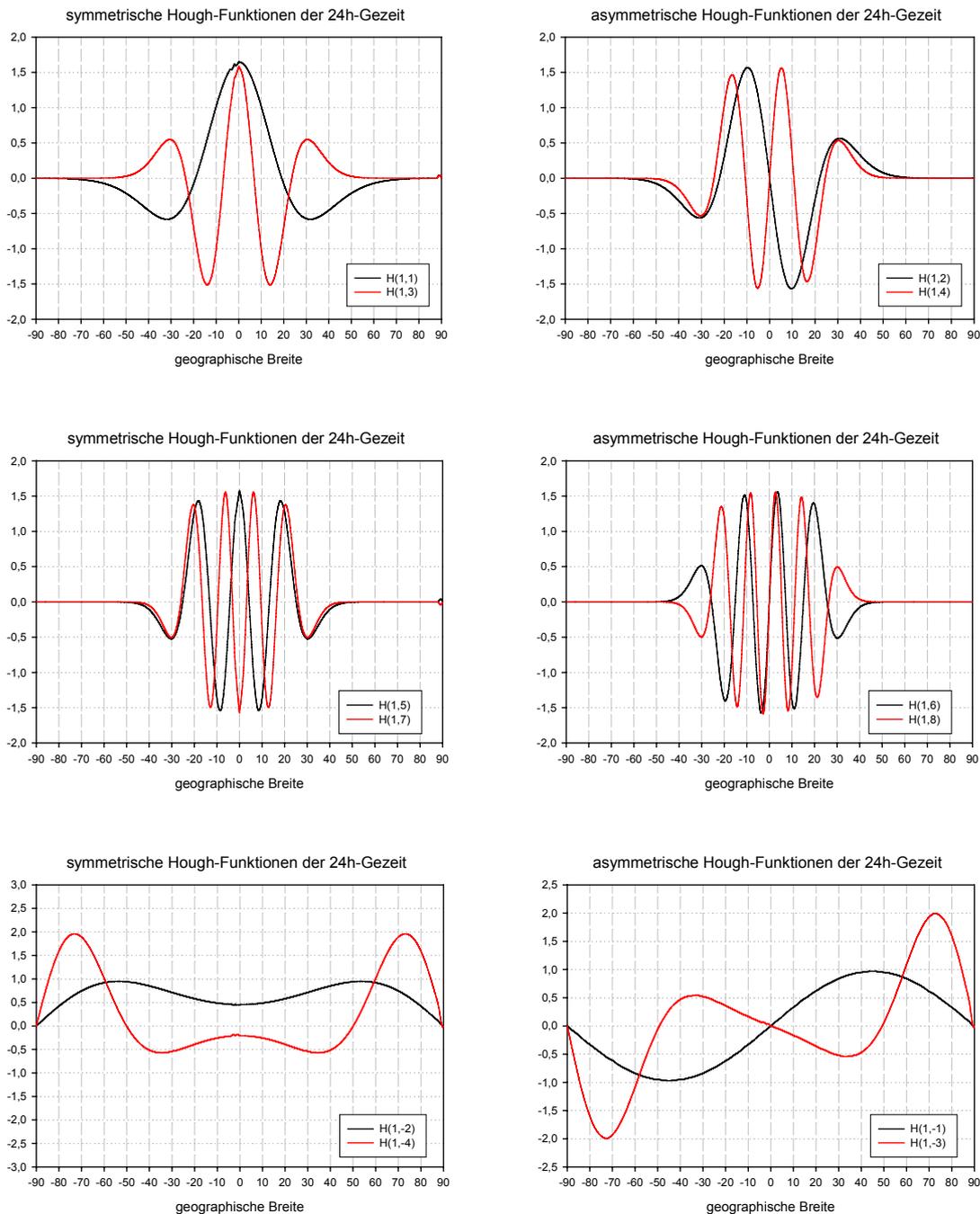


Abb. A.1: Die wichtigsten Hough-Funktionen der 24h-Gezeit sind in der breitenabhängigen Struktur dargestellt.

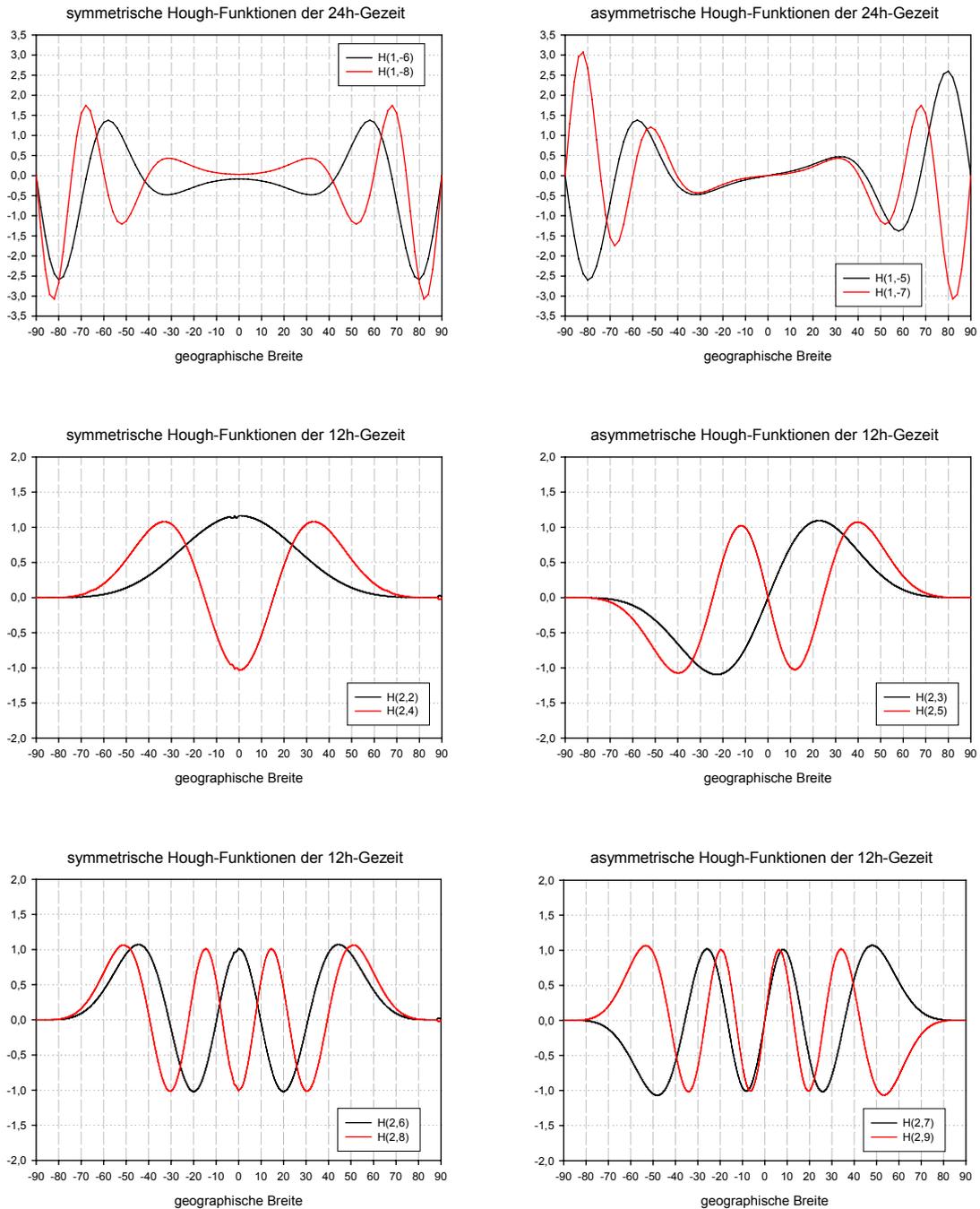


Abb. A.2: Fortsetzung der wichtigsten Hough-Funktionen der 24h-Gezeit (siehe auch Abb. A.1) und die wichtigsten Hough-Funktionen der 12h-Gezeit, dargestellt in der breitenabhängigen Struktur.

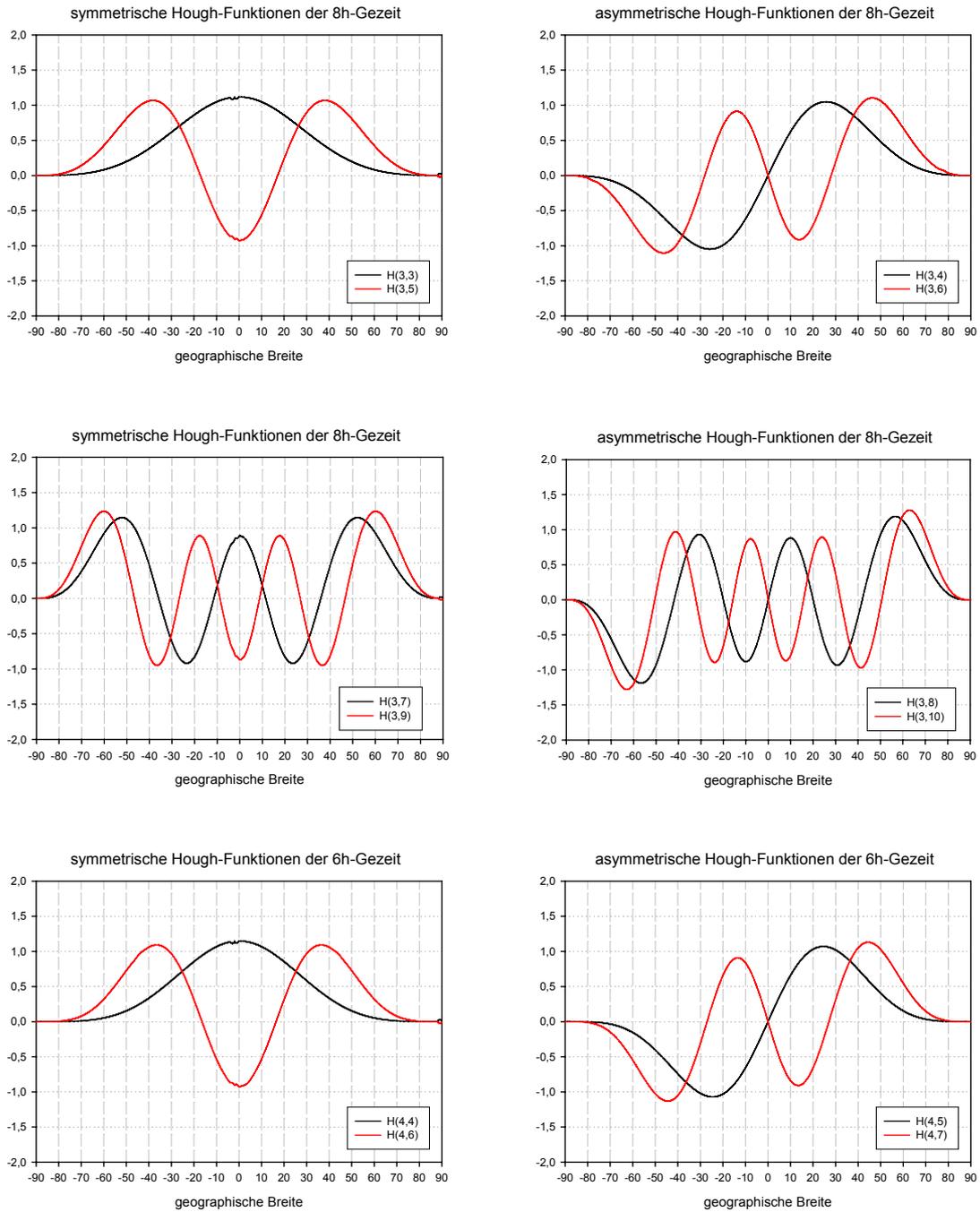


Abb. A.3: Die wichtigsten Hough-Funktionen der 8h- und 6h-Gezeit sind in der breitenabhängigen Struktur dargestellt.

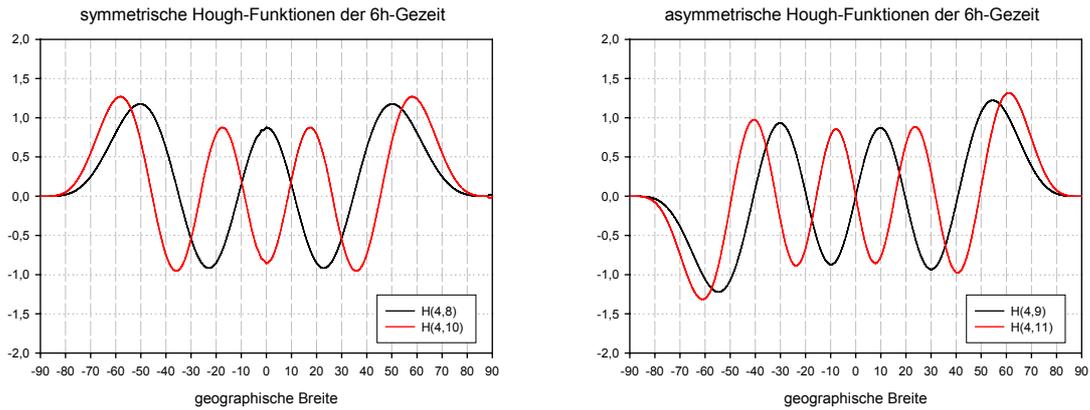


Abb. A.4: Fortsetzung der wichtigsten Hough-Funktionen der 6h-Gezeit (siehe auch Abb. A.3), dargestellt in der breitenabhängigen Struktur.

Symmetr. Mode	Asymmetr. Mode	vert. Wellenlänge [km]
H(1,1)		27.04
	H(1,2)	15.41
H(1,3)		10.86
	H(1,4)	8.40
H(1,5)		6.86
	H(1,6)	5.79
H(1,7)		5.01
	H(1,8)	4.42
H(1,9)		3.95
	H(1,10)	3.58
H(1,11)		3.26
	H(1,12)	3.00
H(1,13)		2.78
	H(1,14)	2.59
H(1,15)		2.42
	H(1,16)	2.27

Tab. A.1: Symmetrische und asymmetrische Hough-Funktionen und vertikale Wellenlängen für die 24h-Gezeit.

Symmetr. Mode	Asymmetr. Mode	vert. Wellenlänge [km]
H(2,2)		640.58
	H(2,3)	80.91
H(2,4)		52.64
	H(2,5)	39.93
H(2,6)		32.41
	H(2,7)	27.37
H(2,8)		23.72
	H(2,9)	20.95
H(2,10)		18.77
	H(2,11)	17.01
H(2,12)		15.55
	H(2,13)	14.33
H(2,14)		13.29
	H(2,15)	12.38
H(2,16)		11.60
	H(2,17)	10.91

Tab. A.2: Symmetrische und asymmetrische Hough-Funktionen und vertikale Wellenlängen für die 12h-Gezeit.

Symmetr. Mode	Asymmetr. Mode	vert. Wellenlänge [km]
H(3,3)		--
	H(3,4)	418.26
H(3,5)		116.16
	H(3,6)	80.03
H(3,7)		63.02
	H(3,8)	52.63
H(3,9)		45.46
	H(3,10)	40.14
H(3,11)		36.02
	H(3,12)	32.71
H(3,13)		29.99
	H(3,14)	27.70
H(3,15)		25.75
	H(3,16)	24.06
H(3,17)		22.59
	H(3,18)	21.30

Tab. A.3: Symmetrische und asymmetrische Hough-Funktionen und vertikale Wellenlängen für die 8h-Gezeit.

Symmetr. Mode	Asymmetr. Mode	vert. Wellenlänge [km]
H(4,4)		--
	H(4,5)	--
H(4,6)		282.47
	H(4,7)	129.19
H(4,8)		93.63
	H(4,9)	75.59
H(4,10)		64.20
	H(4,11)	56.16
H(4,12)		50.11
	H(4,13)	45.35
H(4,14)		41.49
	H(4,15)	38.28
H(4,16)		35.56
	H(4,17)	33.22
H(4,18)		31.19
	H(4,19)	29.41

Tab. A.4: Symmetrische und asymmetrische Hough-Funktionen und vertikale Wellenlängen für die 6h-Gezeit.

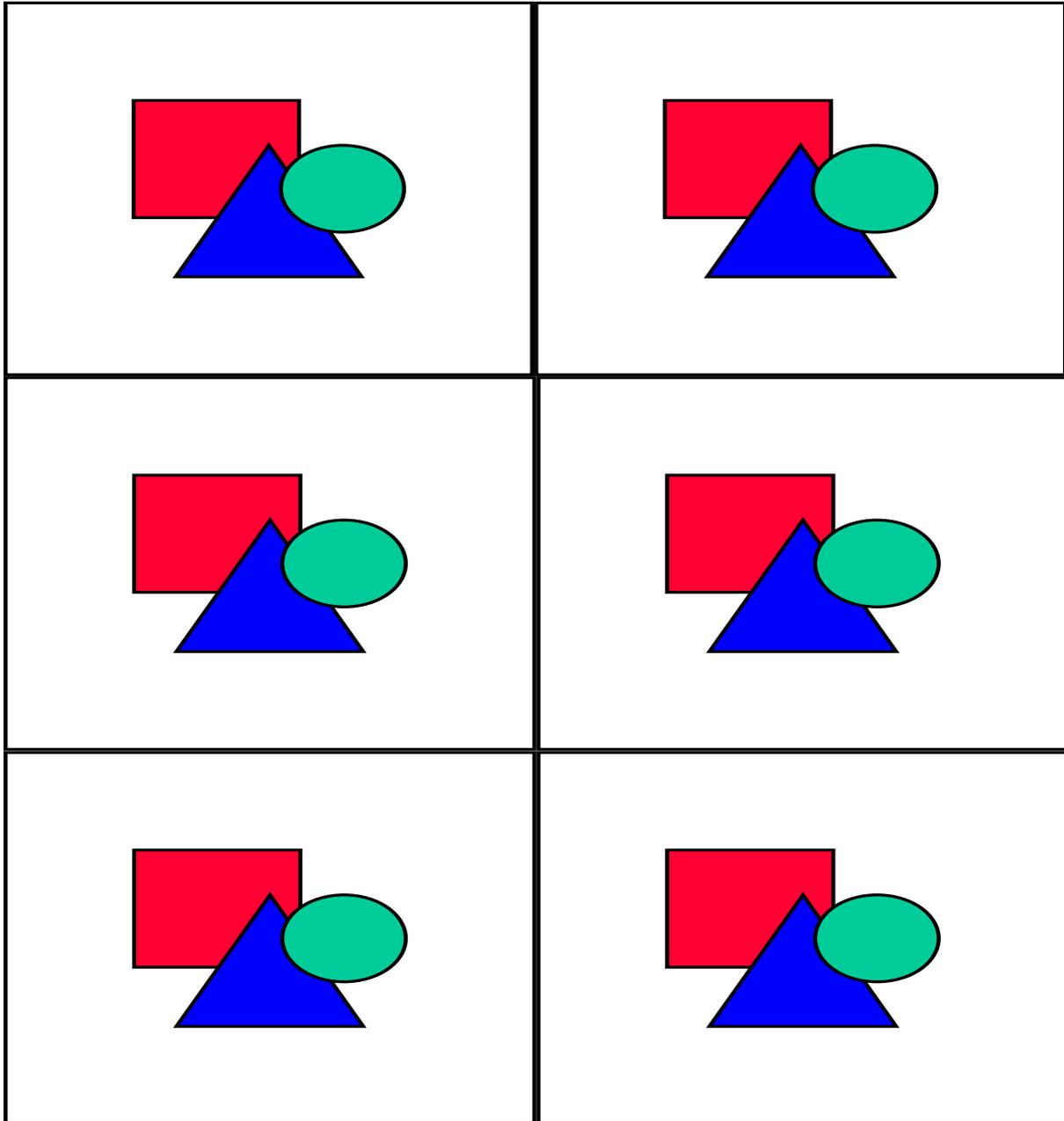
B Beobachtungen und Statistik**B.1 Jährliche, mittlere Temperaturvariationen über Kühlungsborn**

Abb. B.1: Jährliche Temperaturvariationen über Kühlungsborn in den Höhen von 82 bis 92 km Höhe.

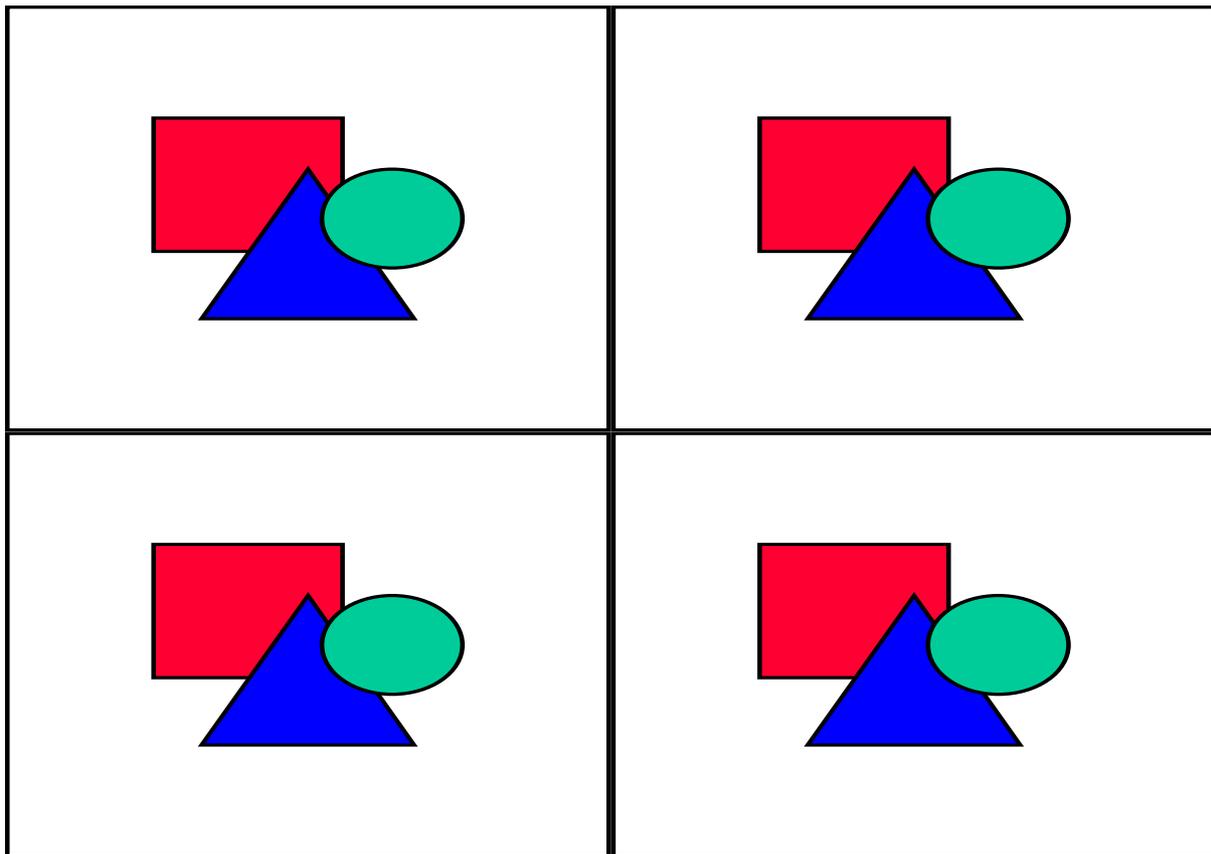


Abb. B.2: Jährliche Temperaturvariationen über Kühlungsborn in den Höhen von 94 bis 100 km Höhe.

	82km	84km	86km	88km	90km	92km	94km	96km	98km	100km
Jan	217,1	213,4	209,5	205,2	200,2	195,0	189,8	184,9	181,0	179,9
Feb	218,2	213,8	209,6	205,3	200,9	196,8	192,9	189,0	185,4	183,3
März	215,8	210,7	205,4	200,8	197,1	194,2	191,4	188,5	186,5	186,1
Apr	198,1	194,6	190,9	188,5	187,7	186,9	185,7	185,3	186,4	189,3
Mai	179,9	177,6	175,7	175,6	177,6	179,8	181,9	185,1	188,9	192,7
Juni	170,5	167,5	166,0	166,9	170,4	174,8	180,2	186,7	192,7	197,6
Juli	180,2	174,6	172,3	172,0	174,3	178,3	183,4	188,8	193,9	199,0
Aug	191,9	188,0	184,5	182,9	183,8	185,8	188,1	190,4	193,8	199,0
Sep	203,4	200,3	197,2	195,3	194,4	193,7	192,6	191,6	192,0	194,8
Okt	212,7	209,7	206,8	204,2	201,4	198,0	194,6	192,1	191,5	193,2
Nov	221,8	218,7	215,8	212,9	209,2	204,8	200,4	196,6	194,2	193,9
Dez	222,0	219,9	217,1	213,5	208,9	203,6	198,0	192,7	188,5	187,2

Tab. B.1: Monatsmittelwerte von 1996-1999 über Kühlungsborn für den Höhenbereich von 82- 100 km entsprechend den Abb. B.1 und B.2.

B.2 Ausgewählte Beobachtungsstatistik von Kühlungsborn und Teneriffa

Die folgenden Tabellenseiten stellen alle ausgewählten Meßtage von Kühlungsborn und Teneriffa dar, die für die Gezeitenanalyse benutzt wurden. Zur Erklärung der einzelnen Spalten:

- Datum: Das Datum ist der Tag an dem die Nachtmessung beendet wurde
- Prof.: Anzahl der Temperaturprofile
- 6, 8, 12h: Gezeitenwellen ausgeprägt im nächtlichen Temperaturmuster vorhanden
- U_{\max} , U_{\min} : Umhüllende mit Maxima und Minima entsprechend Abb. 4.10
- H_{\max} , H_{\min} : jeweilige Höhe von U_{\max} bzw. U_{\min}
- Phase90: Phasenlage in 90 km Höhe
- Diff U: Differenz $U_{\max}-U_{\min}$
- Index: Wellenaktivitätsindex (vgl. Kap. 4.2.2)

Datum	Beginn	Ende	Dauer	Prof.	6h	8h	12h	U_{\max}	H_{\max}	U_{\min}	H_{\min}	Phase90	Diff U	Index
	[LT]	[LT]	[h]					[K]	[km]	[K]	[km]	[LT]	[K]	
17.08.96	20:55	3:07	6:12	23	1	0	0	28	94	12	92	2:46	16	B
20.08.96	21:39	3:12	5:33	20	1	0	0	24	95	14	87	2:59	10	D
22.08.96	20:54	2:54	6:00	22	1	0	0	11	98	6	96	1:46	5	D
27.08.96	21:14	3:08	5:54	22	1	0	0	14	90	8	91	2:30	6	A
02.09.96	20:18	3:56	7:38	28	1	0	0	20	95	8	86	3:43	12	D
03.09.96	20:10	4:08	7:58	30	1	0	0	20	96	8	92	0:01	12	C
05.09.96	20:27	1:37	5:10	19	1	0	0	26	87	6	90	0:16	20	B
17.09.96	21:12	4:05	6:53	25	0	1	0	22	90	6	95	2:30	16	C
20.09.96	21:10	3:08	5:58	22	1	0	0	15	87	7	96	2:45	8	C
23.09.96	19:32	3:48	8:16	29	1	0	0	19	97	6	92	1:47	13	D
03.10.96	19:08	0:50	5:42	22	1	1	0	30	99	9	86	21:31	21	D
25.10.96	18:47	5:35	10:48	41	0	1	1	30	96	9	84	1:46	21	A
15.11.96	19:30	6:17	10:47	38	0	1	1	26	98	10	90	5:45	16	A
16.11.96	18:57	3:33	8:36	30	0	1	1	28	95	14	89	2:45	14	C
16.12.96	22:30	5:12	6:42	24	0	1	1	28	96	10	85	0:01	18	A
04.01.97	17:18	6:19	13:01	49	0	1	1	30	87	12	94	21:30	18	B
15.01.97	17:08	6:49	13:41	48	0	1	1	36	91	14	84	2:15	22	A
16.01.97	17:28	2:36	9:08	35	1	1	0	22	98	12	92	1:45	10	C
17.01.97	17:27	6:53	13:26	52	1	1	0	30	96	10	83	5:30	20	A
18.01.97	17:54	5:19	11:25	44	0	1	1	28	99	12	92	0:15	16	C
26.01.97	19:32	6:32	11:00	41	0	1	1	34	96	12	97	5:45	22	D
27.01.97	19:50	6:42	10:52	41	0	1	1	26	96	8	88	0:01	18	A
02.02.97	22:13	6:35	8:22	32	0	1	1	34	99	8	82	2:45	26	A
22.02.97	20:02	3:06	7:04	26	1	1	0	25	85	6	92	1:45	19	B
27.02.97	23:22	5:59	6:37	24	1	1	0	22	100	9	93	2:31	13	D
28.02.97	18:45	1:39	6:54	26	1	1	0	28	98	6	89	23:01	22	C
05.03.97	19:04	5:38	10:34	40	0	1	1	37	100	7	89	2:15	30	A
07.03.97	18:57	5:14	10:17	39	0	1	1	31	100	12	91	0:15	19	C
08.03.97	19:09	0:34	5:25	20	1	1	0	22	92	7	90	19:31	15	D
10.03.97	20:31	5:17	8:46	32	1	1	1	24	102	12	96	3:45	12	D
18.03.97	20:58	4:14	7:16	27	0	1	1	25	99	8	85	4:31	17	A
12.04.97	20:35	3:58	7:23	27	1	1	0	21	102	4	85	3:30	17	D
13.04.97	20:15	3:33	7:18	28	1	1	1	45	103	10	86	1:31	35	A

Datum	Beginn	Ende	Dauer	Prof.	6h	8h	12h	U _{max}	H _{max}	U _{min}	H _{min}	Phase90	Diff U	Index
	[LT]	[LT]	[h]					[K]	[km]	[K]	[km]	[LT]	[K]	
16.04.97	20:33	3:45	7:12	24	1	1	1	30	100	6	95	22:16	24	D
26.04.97	20:54	2:35	5:41	21	1	1	0	17	90	5	85	23:31	12	D
08.05.97	21:26	2:49	5:23	20	1	1	0	26	99	5	93	0:16	21	A
13.05.97	21:25	2:40	5:15	19	1	1	0	25	98	5	93	22:30	20	D
08.08.97	21:27	2:33	5:06	18	1	1	0	20	89	10	92	22:01	10	D
09.08.97	21:11	3:08	5:57	22	1	1	0	26	97	6	89	22:16	20	A
10.08.97	21:32	3:24	5:52	21	1	1	0	16	97	8	88	2:01	8	A
11.08.97	21:24	3:17	5:53	18	1	1	0	28	96	13	92	23:15	15	D
12.08.97	21:34	3:19	5:45	19	1	1	0	30	95	14	93	2:45	16	C
13.08.97	20:44	2:55	6:11	22	1	1	0	28	99	6	87	2:15	22	A
14.08.97	21:09	3:20	6:11	23	1	1	0	23	91	11	97	0:00	12	B
20.09.97	20:05	2:39	6:34	23	1	1	0	16	94	8	87	20:35	8	D
25.09.97	19:53	4:50	8:57	34	1	1	1	19	99	10	85	1:16	9	D
26.09.97	20:08	1:49	5:41	21	1	1	0	22	100	8	87	22:30	14	A
19.10.97	22:00	4:48	6:48	25	1	1	1	25	99	7	92	23:15	18	C
27.10.97	23:28	6:28	7:00	26	0	1	1	35	98	14	85	0:15	21	A
31.10.97	18:09	5:43	11:34	44	0	1	1	23	102	10	90	18:45	13	D
17.12.97	17:05	7:12	14:07	83	1	1	1	36	87	18	94	5:45	18	B
18.12.97	16:57	7:06	14:09	50	1	1	1	32	102	15	98	5:15	17	C
19.12.97	17:24	6:42	13:18	47	0	1	1	46	99	16	88	19:30	30	A
09.03.98	19:30	3:55	8:25	32	0	1	1	19	85	8	92	23:00	11	C
10.03.98	19:25	3:36	8:11	21	1	1	0	21	96	6	93	1:15	15	C
24.04.98	21:41	3:22	5:41	21	1	1	0	20	90	14	86	1:16	6	D
12.08.98	21:21	3:22	6:01	22	1	1	0	23	98	5	88	2:50	18	A
03.09.98	21:06	4:04	6:58	22	1	1	0	23	99	12	86	3:30	11	A
06.10.98	19:45	5:12	9:27	36	1	1	1	30	98	8	94	1:45	22	C
21.10.98	20:06	3:07	7:01	25	0	1	1	34	100	9	93	1:46	25	A
22.11.98	18:47	6:26	11:39	44	1	1	1	22	100	10	89	1:31	12	A
09.12.98	19:01	1:23	6:22	24	1	1	0	32	99	8	94	22:46	24	C
22.12.98	17:59	2:28	8:29	32	0	1	1	26	102	10	94	19:00	16	D
10.02.99	18:35	2:54	8:19	29	1	1	1	32	86	10	92	23:31	22	C
28.03.99	19:29	5:08	9:39	35	0	1	1	34	102	13	92	4:30	21	C
02.04.99	19:29	5:04	9:35	34	1	1	1	16	95	8	87	4:30	8	D
02.05.99	20:04	4:31	8:27	31	0	1	1	32	85	10	96	4:00	22	B
03.05.99	19:58	3:19	7:21	27	0	1	1	28	89	12	88	2:15	16	D
05.05.99	20:17	4:40	8:23	32	0	1	1	29	88	10	94	2:15	19	B
06.05.99	19:27	4:27	9:00	34	0	1	1	24	95	12	91	3:00	12	A
07.05.99	20:03	4:34	8:31	32	0	1	1	30	87	14	91	22:45	16	C
10.05.99	19:51	4:24	8:33	33	0	1	1	30	96	12	89	0:00	18	D
12.05.99	19:55	4:18	8:23	31	0	1	1	115	100	8	86	1:15	107	A
16.05.99	19:40	2:19	6:39	24	1	1	1	29	91	6	86	0:01	23	A
17.05.99	19:56	4:19	8:23	28	0	1	1	30	95	10	90	0:15	20	D
19.05.99	19:21	4:20	8:59	34	1	1	1	20	97	4	90	2:30	16	C
20.05.99	19:29	4:18	8:49	33	1	1	1	19	92	5	102	22:45	14	D
21.05.99	19:25	4:20	8:55	33	0	1	1	30	98	5	89	3:30	25	A
22.05.99	19:41	4:13	8:32	32	0	1	1	23	94	19	88	0:30	4	C
23.05.99	20:23	4:18	7:55	26	0	1	1	39	102	15	95	3:30	24	A
24.05.99	19:27	4:15	8:48	32	0	1	1	52	99	10	94	3:45	42	A
25.05.99	19:34	4:18	8:44	33	0	1	1	48	102	6	84	3:15	42	A
26.05.99	19:31	4:16	8:45	33	0	1	1	47	94	14	99	1:45	33	A
21.06.99	20:14	4:33	8:19	31	0	1	1	24	94	19	88	2:30	5	D
22.06.99	19:41	4:11	8:30	32	0	1	1	21	96	11	87	3:46	10	D

Datum	Beginn	Ende	Dauer	Prof.	6h	8h	12h	U _{max}	H _{max}	U _{min}	H _{min}	Phase90	Diff U	Index
	[LT]	[LT]	[h]					[K]	[km]	[K]	[km]	[LT]	[K]	
24.06.99	19:44	4:16	8:32	28	1	1	1	34	87	13	91	3:45	21	B
26.06.99	19:33	4:52	9:19	33	0	1	1	30	87	13	93	2:00	17	C
28.06.99	19:54	4:19	8:25	30	1	1	1	34	95	12	91	3:00	22	D
30.06.99	19:45	4:20	8:35	32	0	1	1	36	100	12	89	2:30	24	A
02.07.99	19:45	4:24	8:39	32	1	1	1	30	86	18	89	3:45	12	B
04.07.99	19:54	4:12	8:18	31	0	1	1	32	86	19	91	2:00	13	C
07.07.99	19:44	4:25	8:41	33	0	1	1	36	89	14	87	4:00	22	B
09.07.99	19:54	4:27	8:33	32	0	1	1	25	95	7	86	3:00	18	D
11.07.99	19:40	4:27	8:47	33	1	1	1	20	90	10	87	4:00	10	A
13.07.99	19:48	4:22	8:34	32	1	1	1	34	97	9	89	23:15	25	A
15.07.99	19:55	4:26	8:31	31	0	1	1	30	96	14	87	4:00	16	A
07.11.99	19:12	5:32	10:20	39	0	1	1	27	85	12	95	2:30	15	C
09.11.99	18:36	0:05	5:29	20	1	1	0	31	100	9	90	22:15	22	A
11.11.99	18:23	5:28	11:05	42	0	1	1	28	89	10	85	4:00	18	B
12.11.99	18:45	5:30	10:45	41	0	1	1	54	90	26	95	3:00	28	B
13.11.99	18:58	5:25	10:27	40	0	1	1	32	89	8	100	1:15	24	B
21.11.99	17:50	1:58	8:08	25	0	1	1	20	93	10	85	21:15	10	D
25.11.99	18:19	23:28	5:09	19	0	1	0	37	90	12	86	23:00	25	B
26.11.99	18:41	5:45	11:04	37	0	1	1	24	99	8	84	2:30	16	D
27.11.99	17:56	5:47	11:51	43	0	1	1	43	90	13	82	4:00	30	B
28.11.99	17:46	5:48	12:02	46	0	1	1	29	93	13	89	3:30	16	D
29.11.99	17:48	4:03	10:15	38	0	0	1	45	87	19	99	3:30	26	D

Tab. B.2: Statistik der ausgewählten Beobachtungen für Kühlungsborn und Teneriffa

C Literaturverzeichnis

- Akmaev, R. A. and V.I.Fomichev, 2000: A model estimate of cooling in the mesosphere and lower thermosphere due to the CO increase over the last 3-4 decades. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2113-2116.
- Andrews, D. G., J.R. Holton and C.B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academ. Press, 492 S..
- Beer, T., 1975: *Atmospheric Waves*. Adam Hilger Ltd., London, 300 S..
- Berger, U., 1994: *Numerische Simulation klimatologischer Prozesse und thermischer Gezeiten in der mittlere Atmosphäre*. Mitteil. Inst. Met. Klimatol. Köln, 191 S..
- Berger, U. and U.von Zahn, 1999: The two-level structure of the mesopause: A model study. *J. Geophys. Res.*, **104**, 22083-22093.
- Bills, R. E. and C.S.Gardner, 1993: Lidar observations of the mesopause region temperature structure at Urbana, *J. Geophys. Res.*, **98**, 1011-1021.
- Bremer, J., R.Schminder, K.M.Greisiger, P.Hoffmann, D.Kürschner, and W.Singer, 1997: Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, **59**, 497-509.
- Burrage, M. D., D.L.Wu, W.R.Skinner, D.A.Ortland, and P.B.Hays, 1995: Latitude and seasonal dependence of the semidiurnal tides observed by the high-resolution Doppler imager. *J. Geophys. Res.*, **100**, 11313-11321.
- Chapman, S. and R.Lindzen, 1970: *Atmospheric Tides*. D. Reidel Co., Dordrecht, 210 p..
- Chanin, M. L. and A.Hauchecorne, 1981: Lidar studies of gravity and tidal waves in the stratosphere and mesosphere. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9715-9721.
- Chen, H., Z.Hu, M.A.White, D.A.Krueger, and C.Y.She, 2000: Lidar observations of seasonal variation of diurnal mean temperature in the mesopause region over Fort Collins, CO (41°N, 105°W), *J. Geophys. Res.*, **105**, 12371-12379.
- Chen, H., M.A.White, D.A.Krueger, and C.Y.She, 1996: Daytime mesopause temperature measurements using a sodium-vapor dispersive Faraday filter in lidar receiver. *Opt. Lett.*, **21**, 1093-1095.
- Clemesha, B. R., I.Veselovskii, P.P.Batista, M.P.P.M.Jorge and D.M.Simonich, 1999: First mesopause temperature profiles from a fixed southern hemisphere site. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1681-1684.
- Dameris, M., U.Berger, G.Günther, A.Ebel, 1991: The ozone hole: dynamical consequences as simulated with a three-dimensional model of the middle atmosphere. *Ann. Geophys.*, **9**, 661-668.

- Dao, P. D., R.Farley, X.Tao and C.S.Gardner, 1995: Lidar observations of the temperature profile between 25 and 103 km: evidence of strong tidal perturbations. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2825-2828.
- Drob, D. P., J.M.Picone, D.Eckermann, C.Y.She, J.F.Kafkalidis, D.A.Ortland, R.J.Niciejewski, and, T.Killeen, 2000: Mid-latitude Temperatures at 87 km: Results from Multi-instrument Fourier Analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2109-2112.
- Eska, V, 1998: *Die Kaliumschicht in der oberen Atmosphäre (75-110 km): Beobachtungen, Analysen, Modellierung*. Dissertation an der Universität Rostock, 100 S..
- Eska, V., J.Höffner and U. von Zahn, 1998: The upper atmosphere potassium layer and its seasonal variations at 54°N, *J. Geophys. Res.*, **103**, 29207-29214.
- Fleming, E. L., S.Chandra, J.J.Barnett, and M.Corney, 1990: Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude. *Adv. Space Res.*, **10**, 11-59.
- Forbes, J. M., 1984: Middle atmosphere tides. *J. Atm. Terr. Phys.*, **46**, 1049-1067.
- Forbes, J. M., M.E.Hagan, X.Zhang, and K.Hamilton, 1997: Upper atmospheric tidal oscillations due to latent heat release in the tropical troposphere. *Ann. Geophys.*, **15**, 1165-1175.
- Forbes, J. M. and F.Vial, 1989: Monthly simulations of the semidiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere. *J. Atm. Terr. Phys.*, **51**, 649-661.
- Forbes, J. M. and H.B.Garrett, 1979: Theoretical studies of atmospheric tides. *Rev. Geophys.*, **17**, 1951-1981.
- Fricke, K. H. and U. von Zahn, 1985: Mesopause temperatures derived from probing the hyperfine structure of the D₂ resonance line of sodium by lidar. *J. Atm. Terr. Phys.*, **47**, 499-512.
- Fricke-Begemann, C., 1997: *Temperatursondierung der mittleren Atmosphäre mit Hilfe eines Kalium-Lidars*. Diplomarbeit an der Universität Rostock, 90 S..
- Fritts, D. M. and W.Lu, 1993: Spectral estimates of gravity wave energy and momentum fluxes, II: Parameterization of wave forcing and variability. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3695-3713.
- Fritts, D. C. and Z.Luo, 1995: Dynamical and radiative forcing of the summer mesopause circulation and thermal structure, 1. Mean solstice conditions. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3119-3128.
- Garcia, R. R. and S.Solomon, 1985: The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical deposition of the mesosphere and lower thermosphere. *J. Geophys. Res.*, **90**, 3850-3868.

- Gardner, C. S., M.S.Miller, and C.H.Liu, 1989: Rayleigh lidar observations of the gravity wave activity in the upper stratosphere at Urbana, Illinois. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1838-1854.
- Gerding, M., 2000: *Untersuchung neutraler und ionisierter Metallschichten in der oberen Atmosphäre am Beispiel von Calcium*. Dissertation an der Universität Rostock, 100 S..
- Gille, S. T., A.Hauchecorne and M.L.Chanin, 1991: Semidiurnal and Diurnal Tidal Effects in the Middle Atmosphere as Seen by Rayleigh Lidar. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7579-7587.
- Grieger, N., E.M.Volodin, G.Schmitz, P.Hoffmann, A.H.Manson, D.M.Fritts, K.Igarashi, and W.Singer, 2001: General Circulation Model Results on Migrating and Nonmigrating Tides in the Mesosphere and Lower Thermosphere. Part I: Comparison with Observations. submitted to *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*
- Hagan, M. E., 1996: Comparative effects of migrating solar sources on tidal signatures in the middle and upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21213-21222.
- Hagan, M. E., M.D.Burrage, J.M.Forbes, J.Hackney, W.J.Randel, and X.Zhang, 1999: GSWM-98: Results for migrating solar tides. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6813-6828.
- Hagan, M. E., C. McLandress, and J. M. Forbes, 1997: Diurnal tidal variability in the upper mesosphere and lower thermosphere. *Ann. Geophys.*, **15**, 1176-1186.
- Hagan, M. E., J.M.Forbes, and F.Vial, 1995: On modeling migrating solar tides. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 893-896.
- Hecht, J. H., C.Fricke-Begemann, R.L.Walterscheidt, and J.Höffner, 2000: Observations of the breakdown of an atmospheric gravity wave near the cold summer mesopause at 54°N. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 879-882.
- Hernandez, G., 1999: Time series, periodograms, and significance. *J. Geophys. Res.*, **104**, 10355-10368.
- Hickey, M. P., G.Schubert, and R.L.Walterscheid, 1992: Seasonal and latitudinal variations of gravity wave-driven fluctuations in OH nightglow. *J. Geophys. Res.*, **97**, A10, 14911-14922.
- Hobbs, B. G., I.M.Reid and P.A.Greet, 1996: Mesospheric rotational temperatures determined from the OH(6-2) emission above Adelaide, Australia. *J. Atm. Terr. Phys.*, **58**, 1337-1344.
- Höffner, J, 1994: *Metallschichten in der Mesosphäre: Beobachtungen und Modellierung*. Dissertation an der Universität Bonn, 185 S..
- Hoffmann, P., W.Singer, and D.Keuer, 2001: Variability of the Mesospheric Wind Field at Middle and Arctic Latitudes in Winter and its Relation to Stratospheric Circulation Disturbances. submitted to *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*

- Holl, P., 1970: Die Vollständigkeit des Orthogonalsystems der Hough-Funktionen. *Nachr. der Akad. der Wissenschaft. in Göttingen*, **7**, 159-168.
- Hough, S. S., 1898: On the Application of Harmonic Analysis to the Dynamical Theory of Tides – Part II. On the General Integration of Laplace's Dynamical Equations. *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, **A 191**, 139-185.
- Hough, S. S., 1897: On the Application of Harmonic Analysis to the Dynamical Theory of Tides. *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, **A 189**, 201-257.
- Houghton, J. T., 1978: The stratosphere and mesosphere. *Quart. R. M. Soc.*, **104**, 1-29.
- Jacobi, C., 2000: Midlatitude mesopause region dynamics and its coupling with lower and middle atmospheric processes. *Wiss. Mitteil.IfM und IFT Leipzig*, Band 20, Leipzig, 132 S..
- Jacobi, C., R.Schminder, D.Kürschner, P.Hoffmann, W.Singer, B.L.Kashcheyev, A.N.Oleynikov, A.N.Fahrutdinova, R.N.Solntsev N.J.Mitchell, H.G.Muller, T.V.Solovjova, and Yu.I.Portnyagin, 1999a: Mesopause region semidiurnal tide over Europe as seen from ground-based wind measurements. *Adv. Space Res.* **24**, 1545-1548.
- Jacobi, C. Yu.I.Portnyagin, T.V.Solovjova, P.Hoffmann, W.Singer, A.N.Fahrutdinova, R.A.Ishmuratov, A.G.Beard, N.J.Mitchell, H.G.Muller, R.Schminder, D.Kürschner, A.H.Manson, and C.E.Meek, 1999b: Climatology of the semidiurnal tide at 52°N-56°N from ground-based radar wind measurements 1985-1995. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, **61**, 975-991.
- Jesse, O., 1885: Auffallende Abenderscheinung am Himmel. *Meteorol. Zeitschr.*, **8**, 311-312.
- Kähler, M., 1988: Thermische Gezeiten in einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell. *Meteorol. Abhandl.*, Serie A, Band 5, Heft 3, Berlin, 137 S..
- Kato, S., 1989: Dynamics of the equatorial middle atmosphere (Overview). *Handbook for MAP (Middle Atmosphere Programm)*, **28**, 56-64.
- Krueger, D. A., H.Chen, and C.Y.She, 1997: Mesopause temperature and sodium density variations over 35 hours during October, 1995 at 40.95°N, 105.14°W. *Proc. 13th ESA Symp. On European Rocket and Balloon Programmes and Related Res.*, **ESA SP-397**, 495-498.
- Kürschner, D., 1991: Ein Beitrag zur statistischen Analyse hochatmosphärischer Winddaten aus bodengebundenen Messungen. *Z. Meteorol.*, **41**, 262-266.
- Kurzawa, H. and U.von Zahn, 1990: Sodium density and atmospheric temperature in the mesopause region in polar summer. *J. Atm. Terr. Phys.*, **52**, 981-993.
- Laplace, P. S. (Marquis De La Place), 1799: *Traite de mecanique celeste*. **2**. Livre 4, chapitre 5, Paris.

- Leblanc, T. and A.Hauchecorne, 1997: Recent observations of mesospheric temperature inversions. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19471-19482.
- Lieberman, R. S., 1992: *Nonmigrating diurnal tides in the equatorial middle atmosphere*. Diss., University of Washington, Seattle.130 S..
- Lindzen, R. S., 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9707-9714.
- Lübken, F.-J., 2000: Nearly zero temperature trend in the polar summer mesopause. *Geophys. Res. Lett.*, *accepted*.
- Lübken, F.-J., 1999: The thermal structure of the arctic summer mesosphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 9135-9149.
- Lübken, F.-J., W.Hillert, G.Lehmacher, U.von Zahn, M.Bittner, D.Offermann, F.Schmidlin, A.Hauchecorne, M.Mourier, and, P.Czechowsky, 1994: Intercomparison of density and temperature profiles obtained by lidar, ionization gauges, falling spheres, datasondes, and radiosondes during the DYANA campaign. *J. Atm. Terr. Phys.*, **56**, 1969-1984.
- Lübken, F.-J., W.Hillert, G.Lehmacher, and U.von Zahn, 1993: Experiments revealing small impact of turbulence on the energy budget of the mesosphere and lower thermosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20369-20384.
- Lübken, F.-J. and U.von Zahn, 1991: Thermal structure of the mesopause region at polar latitudes. *J. Geophys. Res.*, **96**, 20841-20857.
- Manson, A. H., C.E.Meek, H.Teitelbaum, F.Vial, R.Schminder, D.Kürschner, M.J.Smith, G.J.Fraser, and R.R.Clark, 1989a: Climatologies of semi-diurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40-55°). *J. Atm. Terr. Phys.*, **51**, 579-593.
- Manson, A. H., C.E.Meek, H.Teitelbaum, G.J.Fraser, M.J.Smith, R.R.Clark, R.Schminder, and D.Kürschner, 1989b: Global behaviour of the height/seasonal structure of tides between 40° and 60° latitude. *Handbook for MAP*, **27**, 303-316.
- McLandress, C., G.G.Shepherd, and B.H.Solheim, 1996: Satellite observations of thermospheric tides: results from the Wind Imaging Interferometer on UARS. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4093-4114.
- Meriwether, J. W., X.Gao, V.B.Wickwar, T.Wilkerson, K.Beissner, S.Collins and M.E.Hagan, 1998: Observed coupling of the mesosphere inversion layer to the thermal tidal structure. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1479-1482.
- Mlynczak, M. G. and S.Solomon, 1993: A detailed evaluation of the heating efficiency in the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 10517-10541.

- Oldag, J., J.Höffner, U.Berger, P.Hoffmann, and U.von Zahn, 2001: Observations of thermal and dynamic tides in the mesopause region at 54°N and 28°N latitude. *in progress to JGR*
- Ortland, D. A., P.B.Hays, W.R.Skinner and J.H.Yee, 1998: Remote sensing of mesospheric temperature and O₂ band volume emission rates with the high-resolution Doppler imager. *J. Geophys. Res.*, **103**, 1821-1835.
- Pancheva, D., 2000: Evidence for nonlinear coupling of planetary waves and tides in the lower thermosphere over Bulgaria. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, **62**, 115-132.
- Papen, G. C., C.S.Gardner, and W.M.Pfenninger, 1995: Analysis of a potassium lidar system for upper-atmospheric wind-temperature measurements. *Appl. Opt.*, **34**, 6950-6958.
- Pendleton Jr., W. R., M.J.Taylor, and C.S.Gardner, 2000: Terdiurnal oscillations in OH Meinel rotational temperatures for fall conditions at northern mid-latitude sites. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1799-1802.
- Rapp, M. J.Gumbel, and F.-J.Lübken, 2001: Absolute density measurements in the middle atmosphere. *submitted to Ann. Geophys.*
- Rapp, M., 1999: *Aerosol layers in the polar summer mesosphere: Interaction with the plasma of the D-region and dependence on temperature and dynamics*. Dissertation an der Universität Bonn, 142 S..
- Reed, R. J., M.J.Oard, and M.Sieminski, 1969: A comparison of observed and theoretical diurnal tidal motions between 30 and 60 km. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 456-459.
- Roble, R. G. and E.C.Ridley, 1994: A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (TIME-GCM): Equinox solar cycle minimum simulations (30-500 km). *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 417-420.
- Salah, J. E., W.Deng and R.R.Clark, 1997: Observed dynamical coupling through tidal wave propagation in the mesosphere and lower thermosphere at midlatitudes. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, **59**, 641-654.
- Salby, M. L., 1996: *Fundamentals of Atmospheric Physics*. Academic Press, San Diego, 627 S..
- Saloman, E. B., 1993: A resonance ionization spectroscopy/resonance ionization mass spectrometry data service. IV-Data sheets for Be, In, Li, K, Rb, Ag, Ti, and V and an update of the data sheet for Ni. *Spectrochimica Acta*, **48 B**, 1139-1203.
- Schminder, R., D.Kürschner, W.Singer, P.Hoffmann, D.Keuer, and J.Bremer, 1997: Representative height-time cross-sections of the upper atmosphere wind field over Central Europe 1990-1996. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, **59**, 2177-2184.
- She, C. Y. and U.von Zahn, 1998: Concept of a two-level mesopause: Support through new lidar observations. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5855-5863.

- She, C. Y., J.R.Yu, J.W.Huang, C.Nagasawa, and C.S.Gardner, 1991: Na lidar measurements of gravity wave perturbations of wind, density, and temperature in the mesopause region, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1329-1331.
- Siebert, J. S., 2000: *Lidarbeobachtungen von Aerosolen, Temperaturen und Wellen in der polaren, mittleren Atmosphäre über der Esrange (69°N, 21°O), Nordschweden*. Dissertation an der Universität Bonn, 180 S..
- Singer, W., P.Hoffmann, D.Keuer, R.Schminder, D.Kürschner, 1992: Wind in the middle atmosphere with partial reflection measurements during winter and spring in middle Europe. *Adv. Space Res.*, **12**, 299-302.
- States, R. J. and C.S.Gardner, 2000: Thermal structure of the mesopause region (80-105 km) at 40°N Latitude. Part II: diurnal variations. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 78-92.
- States, R. J. and C.S.Gardner, 1998: Influence of the diurnal tide and thermospheric heat sources on the formation of mesospheric temperature inversion layers. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1483-1486.
- Stroud, W. G., W.Nordberg, and J.R.Walsh, 1956: Atmospheric temperatures and winds between 30 and 80 km. *J. Geophys. Res.*, **61**, 45-56.
- Taylor, M. J., W.R.Pendleton Jr., C.S.Gardner, and R.J.States, 1999: Comparison of terdiurnal tidal oscillations in mesospheric OH rotational temperatures and Na lidar temperature measurements at mid-latitudes for fall/spring conditions. *Earth, Planets, and Space*, **51**, 877-885.
- Teitelbaum, H. and F.Vial, 1991: On tidal variability induced by non-linear interaction with planetary waves. *J. Geophys. Res.*, **96**, 14169-14178.
- Teitelbaum, H., F.Vial, A.H.Manson, R.Giraldez, and M.Massebeuf, 1989: Non-linear interaction between the diurnal and semidiurnal tides: Terdiurnal and diurnal secondary waves: *J. Atm. Terr. Phys.*, **51**, 627-634.
- Tissot, F., 1996: *Etude de marées atmosphériques par lidar Rayleigh à moyenne latitude: analyse, résultats et prospectives*. Diss., Paris, 149 S..
- Thayaparan, T., 1997: The terdiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere over London, Canada (43°N, 81°W). *J. Geophys. Res.*, **102**, 21695-21708.
- USSA, 1976: US Standard Atmosphere. U.S. government printing office, Washington D.C., 227 p..
- Vial, F. and J.M.Forbes, 1989: Recent progress in tidal modelling. *J. Atm. Terr. Phys.*, **51**, 663-671.
- Vincent, R. A., S.Kovalam, D.C.Fritts, and J.R.Isler, 1998: Long-term MF radar observations of solar tides in the low-latitude mesosphere: Interannual variability and comparisons with the GSWM. *J. Geophys. Res.*, **103**, 8667-8683.

- Virdi, T. S. and P.J.S.Williams, 1993: Altitude variation in the amplitude and phase of tidal oscillations at high latitude. *J. Atm. Terr. Phys.*, **55**, 697-717.
- VanZandt, T. E., 1982: A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 575-578.
- von Zahn, U., M.Gerding, J.Höffner, W.J.McNeil, and E.Murrad, 1999: Fe, Ca, and K atom densities in the trails of Leonids and other meteor showers: Strong evidence of differential ablation. *Meteorit. and Planet. Sci.*, **34**, 1017-1027.
- von Zahn, U., G. von Cossart, J.Fiedler, and D.Rees, 1998: Tidal variations of noctilucent clouds measured at 69°N latitude by groundbased lidar. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1289-1292.
- von Zahn, U. and J.Höffner, 1996: Mesopause temperature profiling by potassium lidar. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 141-144.
- von Zahn, U., J.Höffner, V.Eska, and M.Alpers, 1996: The mesopause altitude: Only two distinctive levels worldwide? *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3231-3234.
- von Zahn, U., J.Höffner, V.Eska, and M.Alpers, 1996: The mesopause altitude: Only two distinctive levels worldwide? *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3231-3234.
- von Zahn, U. and W. Meyer, 1989: Mesopause temperatures in polar summer. *Geophys. Res. Lett.*, **94**, 14647-14651.
- von Zahn, U. and R. Neuber, 1987: Thermal structure of the high latitude mesopause region in winter. *Beitr. Phys. Atmos.*, **60**, 93-104.
- Web, W. L., 1968: Meteorological rocket measurements in the mesosphere. *Met. Monogr.*, **8**, 158.
- Williams, B. P., C.Y.She, and R.G.Roble, 1998: Seasonal climatology of the nighttime tidal perturbation of temperature in the midlatitude mesopause region. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3301-3304.
- Winter, T., 1997: Über barotrop instabile und trägheitsinstabile breitenabhängige Grundwindprofile in den Tropen. Dissertation an der Universität Rostock, 125 S..
- Yu, J. R., R.States, S.T.Franke, C.S.Gardner, and M.Hagan, 1997: Observations of tidal temperature and wind perturbations in the mesopause region above Urbana, IL (40°N, 88°W). *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1207-1210.
- Yu, J. R. and C.Y.She, 1995: Climatology of a midlatitude mesopause region observed by lidar at Fort Collins, Colorado (40,6°N, 105°W). *J. Geophys. Res.*, **100**, 7441-7452.
- Zhou, Q. H., M.P.Sulzer, and C.A.Tepley, 1997: An analysis of tidal and planetary waves in the neutral winds and temperature observed at the E-region. *J. Geophys. Res.*, **102**, 11491-11505.