

**Messung und Modellierung von Gezeitenwellen in
der mittleren Erdatmosphäre: Ergebnisse des
CRISTA-Experiments**

Dissertation

vorgelegt von

Jens Oberheide

Bergische Universität – Gesamthochschule Wuppertal

Fachbereich 8 – Physik

September 2000

WUB-DIS 2000-10

Abstract

High resolution stratospheric and mesospheric temperature measurements from the Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) experiment taken during the Space Shuttle missions STS 66 in November 1994 and STS 85 in August 1997 are analyzed for tidal signatures in the altitude range from 20-90 km. Background fields corresponding to the flight conditions are deduced from the CRISTA data and used as input to an updated version of the Global Scale Wave Model (GSWM) that includes revised tidal heating and dissipation schemes. The CRISTA background fields include temperature, ozone, pressure, mass density and geostrophic wind fields (in geostrophic balance with the CRISTA temperatures). These model updates significantly improve the agreement with the CRISTA observations at all latitudes and altitudes. The determination of the GSWM capability for reliable predictions of phases and amplitudes of the migrating diurnal tide when realistic atmospheric background conditions are used, provides some guidance in the way such models should be used in the future. Furthermore, the understanding of the diurnal cycle of chemical active species requires an accurate tidal prediction, due to the temperature dependencies of the reactions and the transport processes associated with the tides.

An examination of remaining observation/model differences shows the need for an improved dissipation scheme in the GSWM model but also provides insight in non-linear wave-wave coupling processes. Particularly the wind field update accounts for the most profound model improvements. Daily maps of horizontally and vertically resolved geostrophic wind fields are inferred from CRISTA temperature and pressure data. The comparisons with ground based, and balloon- and rocket borne measurements show that geostrophic wind fields taken from high spatial resolution satellite borne measurements are a good approximation for the prevailing winds up to mesopause heights. Therefore, they may be used as an input for further modeling efforts particularly in the mesosphere where no wind data from standard analyses are available.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Das CRISTA-Experiment	4
2.1	Instrumentbeschreibung	4
2.2	Das Meßverfahren: Horizontsondierung	5
2.3	Meßgeometrie und Meßmoden	6
2.4	Temperatur- und Spurengasinversion	12
2.5	CRISTA-Temperaturergebnisse	14
3	Gezeiten in der mittleren Erdatmosphäre	19
3.1	Gezeitensignaturen in den CRISTA-Temperaturen	19
3.2	Klassische Gezeitentheorie	26
3.3	Das Global-Scale-Wave-Model (GSWM)	33
3.4	GSWM-Anpassung an die CRISTA-Bedingungen	36
3.5	GSWM-CRISTA-Vergleiche in äquatorialen Breiten	41
3.6	GSWM-CRISTA-Vergleiche in mittleren Breiten	45
3.7	Diskussion	50
4	Geostrophische Windfelder aus CRISTA-Daten	57
4.1	Berechnung des geostrophischen Windes	58
4.2	Validierung der CRISTA-Winde	73
4.3	Diskussion	90
5	Zusammenfassung	93
6	Danksagung	95
A	Anhänge	96
7	Literaturverzeichnis	108

Abbildungsverzeichnis

1	Wandernde tägliche Gezeitenwelle für 0h GMT	2
2	Die Meßgeometrie von CRISTA.	4
3	Das Verfahren der Horizontsondierung	6
4	CRISTA-1-Meßüberdeckung	7
5	CRISTA-1-Lokalzeiten	7
6	CRISTA-2-Meßüberdeckung	11
7	CRISTA-2-Lokalzeiten	11
8	Temperaturen am 9. November 1994 in 75 km Höhe	15
9	Temperaturen am 15. August 1997 in 75 km Höhe	15
10	Äquatoriale Temperaturen am 9. November 1994	16
11	Äquatoriale Temperaturen am 15. August 1997	16
12	Zonaler Temperaturhintergrund für CRISTA-1 & 2	17
13	Wandernde Gezeiten in den CRISTA-1-Daten	20
14	Wandernde Gezeiten in den CRISTA-2-Daten	20
15	Nicht-Wandernde Gezeiten in den CRISTA-1-Daten	23
16	Nicht-Wandernde Gezeiten in den CRISTA-2-Daten	25
17	Vertikale Wellenlänge gegen äquivalente Tiefe	29
18	Symmetrische Houghfunktionen für $s = 1$	30
19	Antisymmetrische Houghfunktionen für $s = 1$	30
20	Symmetrische Houghfunktionen für $s = 2$	31
21	Antisymmetrische Houghfunktionen für $s = 2$	31
22	Klassische Gezeitentheorie: Die (1,1)-Grundschwingung	32
23	Eddy-Diffusion K_{zz} im GSWM	34
24	Rayleigh-Friction im GSWM	35
25	CRISTA-1-Hintergrundatmosphäre: Temperatur und zonaler Wind	38
26	Simulierte Gezeiteneffekte im CRISTA-2-Temperaturhintergrund	39
27	Temperaturdifferenzen zwischen dem 14. und 15. August	39

28	CRISTA-2-Hintergrundatmosphäre: Temperatur und zonaler Wind	40
29	Phasen und Amplituden der täglichen Gezeitenwelle: CRISTA-1	43
30	Phasen und Amplituden der täglichen Gezeitenwelle: CRISTA-2	44
31	GSWM-CRISTA-1-Vergleiche in mittleren Breiten: Teil 1	46
32	GSWM-CRISTA-1-Vergleiche in mittleren Breiten: Teil 2	47
33	GSWM-CRISTA-2-Vergleiche in mittleren Breiten	49
34	GSWM-Ergebnis für die halbtägliche Welle während CRISTA-2	50
35	Geopotential am 9. November 1994 bei 0,46 hPa	61
36	Geopotential am 15. August 1997 bei 0,46 hPa	62
37	Gemessenes Geopotential gegen interpoliertes bei 0,46 hPa: CRISTA-1	63
38	Gemessenes Geopotential gegen interpoliertes bei 0,46 hPa: CRISTA-2	63
39	Zonaler geostrophischer Wind bei 0,03 hPa: CRISTA-1	65
40	Meridionaler geostrophischer Wind bei 0,03 hPa: CRISTA-1	66
41	Zonaler geostrophischer Wind bei 0,03 hPa: CRISTA-2	67
42	Meridionaler geostrophischer Wind bei 0,03 hPa: CRISTA-2	67
43	Statistischer Windfehler: CRISTA-1	69
44	Statistischer Windfehler: CRISTA-2	70
45	Systematischer Windfehler: CRISTA-1	71
46	Systematischer Windfehler: CRISTA-2	72
47	Vergleich der zonalen Windmittel: CRISTA-1	74
48	Vergleich der zonalen Windmittel: CRISTA-2	76
49	Zonaler UKMO- und CRISTA-1-Wind bei 1 hPa	78
50	Meridionaler UKMO- und CRISTA-1-Wind bei 1 hPa	78
51	Zonaler UKMO- und CRISTA-2-Wind bei 4,64 hPa	79
52	Meridionaler UKMO- und CRISTA-2-Wind bei 4,64 hPa	79
53	CRISTA-1/MF-Radar-Vergleich: Zonaler Wind	81
54	CRISTA-1/MF-Radar-Vergleich: Meridionaler Wind	82
55	CRISTA-2/MF-Radar-Vergleich: Zonaler Wind	83

56	CRISTA-2/MF-Radar-Vergleich: Meridionaler Wind	84
57	CRISTA-1/Wallops-Vergleich: Zonaler Wind	86
58	CRISTA-1/Wallops-Vergleich: Meridionaler Wind	87
59	CRISTA-2/Wallops-Vergleich: Zonaler Wind	89
60	CRISTA-2/Wallops-Vergleich: Meridionaler Wind	90
A1	PW-2 und EP-Flußdivergenzen: CRISTA-2	106

Tabellenverzeichnis

1	Einstellungen des Interpolationsfilters	64
2	Validierungsmessungen in Wallops: CRISTA-1	85
3	Validierungsmessungen in Wallops: CRISTA-2	88
A1	Meßschemata CRISTA-1	97
A2	Missionsplan CRISTA-2	98
A3	ASTRO-SPAS- und CRISTA-2-Meßschemata	101

1 Einleitung

Atmosphärische Gezeiten existieren über den gesamten Höhenbereich der mittleren Erdatmosphäre und gehören insbesondere in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre zu den wichtigsten dynamischen Prozessen. Gezeiten sind großskalige, d.h. globale Wellen mit ausgeprägter Horizontal- und Vertikalstruktur im Wind, in der Temperatur, im Druck und in der Teilchendichte. Sie werden überwiegend thermisch durch die Absorption der Sonneneinstrahlung angeregt (solare Gezeiten), vorzugsweise durch die (infrarote) IR-Absorption im troposphärischen Wasserdampf und Wasser und durch die (ultraviolette) UV-Absorption im stratosphärischen Ozon. Die Gezeitenamplitude nimmt mit abnehmender Teilchendichte der Luft vom Erdboden an mit der Höhe zu, bis in der unteren Thermosphäre Wellenbrechen einsetzt. Die Periodendauern sind harmonische Komponenten eines solaren Tages, wobei die 24 Stunden- und 12 Stunden-Wellen am stärksten ausgeprägt sind. So angeregte Gezeitenwellen wandern mit der relativen Sonnenbewegung nach Westen (engl.: migrating tides). Die zonale Wellenzahl (d.h. entlang eines Breitenkreises) ist gleich der Anzahl der Gezeitenmaxima pro Tag. Wandernde Gezeitenwellen bewegen sich nicht relativ zur Sonne; ein erdgebundener Beobachter sieht nur aufgrund der Lokalzeitänderungen durch die Erdrotation alternierende Minima und Maxima z.B. in der Temperatur. Abbildung 1 zeigt als Beispiel für die wandernde tägliche Gezeitenwelle Modellergebnisse [Hagan *et al.*, 1999a] für die Temperaturoszillationen im Monat Oktober in 82 km Höhe.

Eine zweite Klasse von Gezeitenwellen wird von Modellen zur Zeit noch gar nicht oder nur sehr unzureichend erfaßt: In einigen wenigen Messungen [Ward *et al.*, 1999] sind deutliche Signaturen von nicht mit der Sonne mitwandernden Gezeitenwellen (engl.: non-migrating tides) präsent. Diese haben ebenfalls harmonische Perioden eines solaren Tages, weisen aber eine zonale Wellenzahl ungleich ihrer Frequenz auf und breiten sich nach Osten oder Westen aus oder bleiben stationär. Die Anregungsmechanismen sind noch nicht abschließend geklärt. Allerdings scheint latente Wärme aus meteorologischen Ereignissen in der Troposphäre, wie z.B. aus starken, periodischen Regenfällen in den Tropen, eine wesentliche Quelle zu sein [Hagan *et al.*, 1997]. Den Meerestiden entsprechende Gezeitenwellen sind dagegen in der Atmosphäre vergleichsweise klein und können in aller Regel vernachlässigt werden [Chapman und Lindzen, 1970].

Auch wenn die grundlegenden Eigenschaften der wandernden Gezeiten analytisch durch die klassische Gezeitentheorie [Chapman und Lindzen, 1970] beschrieben werden können, müssen für ein quantitatives Verständnis der aktuelle Zustand der Atmosphäre und realistische Parametrisierungen von Anregung und Dissipation beachtet werden. Insbesondere die Modellierung des Tagesgangs von chemisch aktiven Spurengasen erfor-

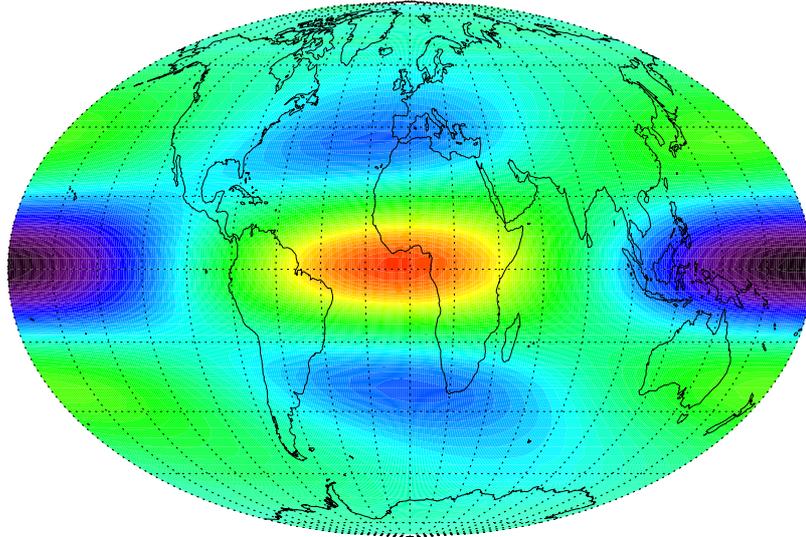


Abbildung 1: Modellergebnisse [Hagan *et al.*, 1999a] für die wandernde tägliche Gezeitenwelle im Monat Oktober in 82 km Höhe für 0 Uhr Weltzeit (GMT). Die Temperaturoszillationen liegen zwischen -14 Kelvin (schwarz) und +14 Kelvin (rot).

dert aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Reaktionsraten und der mit Gezeiten verbundenen Vertikal- und Horizontaltransporte [Ward, 1999] eine gute quantitative Beschreibung. Weiterhin können Gezeiten mit Planetaren Wellen sowie Schwerewellen in Wechselwirkung treten [Preusse *et al.*, 2000a] oder durch Wellenbrechen den zonalen Grundstrom beschleunigen bzw. abbremesen [Norton und Thuburn, 1999] und damit die großskaligen Zirkulationsmuster in der Erdatmosphäre beeinflussen.

In den letzten Jahren wurden durch in-situ und bodengestützte Messungen Gezeitenwellenklimatologien entwickelt und auch das Verständnis der räumlichen und zeitlichen Struktur verbessert [z.B. Chang und Avery, 1997; Fritts und Isler, 1994; Gille *et al.*, 1991; Manson *et al.*, 1989; Vincent *et al.*, 1989]. Die ersten globalen Messungen von wandernden Gezeiten unter 100 km Höhe wurden vom Limb Infrared Monitor of the Stratosphere Instrument (LIMS) durchgeführt [Hitchman und Leovy, 1985] und zeigen eine qualitativ gute Übereinstimmung mit frühen Modellergebnissen [Forbes, 1982]. Insbesondere die Experimente auf dem Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) wurden zur Verbesserung sowohl der Anregung und Dissipation als auch der in die Gezeitenmodelle eingehenden klimatologischen Temperatur- und Windfelder verwendet. Vorwiegend Windmessungen des High Resolution Doppler Imager (HRDI) [Hays *et al.*, 1993] und des Wind Imaging Interferometer (WINDII) Instruments [Shepherd *et al.*, 1993] haben das Verständnis von Langzeittrends und der jahreszeitlichen Variabilität in der Gezeitenaktivität verbessert [Burrage *et al.*, 1995a, b; McLandress *et al.*, 1996]. Mit einem linearen Modell konnten Khatatov *et al.* [1997] Dissipationsraten aus den HRDI-Messungen ableiten. Mit diesen Ergebnissen wurde von Geller *et*

al. [1997] eine deutlich verbesserte Übereinstimmung von HRDI-Messungen und Ergebnissen des wohl am weitesten fortgeschrittenen Gezeitenmodells, dem Global Scale Wave Model (GSWM) [*Hagan et al.*, 1995] erreicht. *Yudin et al.* [1998] haben mit einem mechanistischen Ansatz (TMTM) die Selbstkonsistenz der Gezeitensignaturen in den HRDI-Messungen von Temperatur, Wind und Himmelsleuchten (engl.: Airglow) demonstriert. Die Vergleiche der Satelliten- und Bodenmessungen mit den Modellen zeigen allerdings auch, daß trotz aller Aktivitäten nach wie vor Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Phasen und Amplituden existieren. Weiterführende Modellierungen der Tagesgänge chemisch aktiver Spurengase sowie von horizontalen und vertikalen Transportprozessen gerade in der Mesosphäre werden dadurch erschwert.

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist die Analyse von Gezeitensignaturen in den Meßdaten des Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) Experiments [*Offermann et al.*, 1999] sowie deren Modellierung mit dem Global Scale Wave Model. CRISTA war im November 1994 und im August 1997 Teil von zwei US Space Shuttle-Missionen und hat jeweils 7 Tage lang horizontal und vertikal hochaufgelöste Messungen von Spurengasen und Temperaturen in der mittleren Erdatmosphäre (10-180 km) durchgeführt. Analysierte Temperaturdaten des ersten Fluges [*Ward et al.*, 1999; *Oberheide et al.*, 2000] und des zweiten Fluges zeigen zwischen 20 und 90 km Höhe ausgeprägte Signaturen sowohl von wandernden als auch von nicht-wandernden Gezeitenwellen. Die Meßergebnisse werden mit den Modellvorhersagen einer verbesserten GSWM-Version verglichen. GSWM-Hintergrundatmosphäre sowie Anregungs- und Dissipationsschemata sind jeweils den beiden CRISTA-Meßzeiträumen angepaßt und entsprechen so den tatsächlichen Atmosphärenzuständen im November 1994 und im August 1997. Die revidierte Hintergrundatmosphäre basiert auf CRISTA-Messungen der Temperatur, des Druckes, der Teilchendichte, des Ozonmischungsverhältnisses und des geostrophischen Windes (im geostrophischen Gleichgewicht mit den gemessenen Temperaturen). Die modellierten Amplituden und Phasen stimmen nach den GSWM-Änderungen deutlich besser mit den CRISTA-Messungen überein. Der Einfluß der vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen auf zukünftige Modell-Messung-Vergleiche kann damit quantitativ bestimmt werden. Verbleibende Differenzen geben Einblick in notwendige Modellverbesserungen sowie in nichtlineare Wechselwirkungen von Gezeiten mit Planetaren Wellen. Die abgeleiteten zonalen und meridionalen Winde werden mit Klimatologien, assimilierten Daten und Messungen verglichen. Eine generelle Verwendbarkeit geostrophischer Windfelder aus hochaufgelösten Satellitenmessungen für weiterführende Transportanalysen im Bereich der oberen Mesosphäre wird diskutiert.

2 Das CRISTA-Experiment

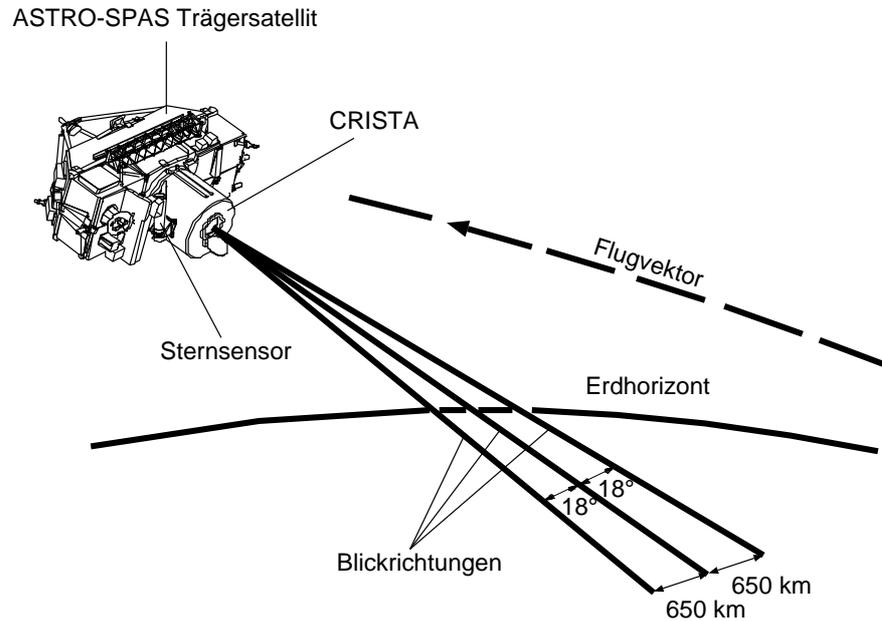


Abbildung 2: Die Meßgeometrie von CRISTA.

2.1 Instrumentbeschreibung

Das an der Bergischen Universität–Gesamthochschule Wuppertal (BUGW) entwickelte Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) Instrument [Offermann *et al.*, 1999] ist ein wiederverwendbares Satellitenexperiment zur Erforschung der Erdatmosphäre von der oberen Troposphäre bis in die Thermosphäre (10-180 km). CRISTA ist in den deutschen Wissenschaftssatelliten ASTRO-SPAS [Wattenbach und Moritz, 1997] eingebaut und wurde zweimal vom US Space Shuttle in eine Erdumlaufbahn (Orbithöhe 300 km, Inklination 57°) gebracht. Der erste Flug fand vom 3. bis zum 14. November 1994 statt (CRISTA-1) und war Teil der Space Shuttle-Mission STS-66 und des ATLAS-3-Projekts der NASA. Der zweite Flug vom 7. bis zum 19. August 1997 (CRISTA-2) war Teil der Space Shuttle-Mission STS-85. Nach Erreichen der Umlaufbahn wird der ASTRO-SPAS-Satellit mit dem Shuttlearm aus der Ladebucht ausgesetzt und fliegt die folgenden Tage in 100 km Abstand frei hinter dem Shuttle. Während der etwa einwöchigen Meßphase wird der ASTRO-SPAS von Kreiseln stabilisiert und mittels eines Sternsensors exakt ausgerichtet. Am jeweiligen Missionsende werden ASTRO-SPAS und CRISTA vom Shuttlearm wieder in die Ladebucht eingesetzt und von der Raumfähre zur Erde zurückgebracht.

Wissenschaftliches Ziel der CRISTA-Messungen ist die Untersuchung von klein-, mittel-, und großskaligen Strukturen in den globalen Spurengasverteilungen sowie in

der Dynamik der mittleren Erdatmosphäre. Zu diesem Zweck werden die Infrarot- (IR) Emissionen der Erdatmosphäre mittels Horizontsondierung in hoher vertikaler und horizontaler Auflösung vermessen. Drei CRISTA-Teleskope messen simultan in drei Blickrichtungen entgegen dem Flugvektor (Abbildung 2). Die beiden seitlichen Teleskope bilden mit dem mittleren einen horizontalen Winkel von 18° . Jedem Teleskop ist ein Gitterspektrometer vom Typ Ebert-Fastie mit moderater spektraler Auflösung (≈ 500) für den Wellenlängenbereich $4\text{-}14\ \mu\text{m}$ nachgeschaltet. Ein zusätzliches Spektrometer im Zentralteleskop mißt gleichzeitig die Emissionen im Wellenlängenbereich $15\text{-}71\ \mu\text{m}$, allerdings etwa $24\ \text{km}$ höher in der Atmosphäre als das kurzwellige. Die CRISTA-Optik und die Detektoren sind mit überkritischem oder unterkühltem Helium auf kryogene Temperaturen gekühlt. Dadurch werden thermische Eigenemissionen des Instruments unterdrückt und die erforderlichen tiefen Betriebstemperaturen der verwendeten Detektoren erreicht. Insgesamt wird so die Meßgeschwindigkeit erhöht, d.h. die Meßzeit pro Spektrum auf eine Sekunde reduziert und die Meßdichte entlang der Satellitenflugbahn vergrößert. Abhängig vom jeweiligen Meßschema (im folgenden: Meßmode) liegt die erreichte horizontale Auflösung am Äquator bei etwa $200\ \text{km} \times 650\ \text{km}$ (entlang des Orbits \times senkrecht zum Orbit) mit einer vertikalen Schrittweite von $1,5\ \text{km}$. Details über das CRISTA-Instrument sind *Offermann et al.* [1999] und *Riese et al.* [1999a] zu entnehmen. Neuerungen während der zweiten CRISTA-Mission sind von *Grossmann* [2000] beschrieben.

2.2 Das Meßverfahren: Horizontsondierung

In der Horizontsondierung blickt jedes Teleskop tangential zur Erdoberfläche durch die Atmosphäre (Abbildung 3). Der überwiegende Anteil der im Meßgerät registrierten IR-Strahlung stammt aus einem etwa $200\ \text{km}$ langen, um den Tangentenpunkt (Meßort) zentrierten Volumen von $20\ \text{km}$ Breite und $2\ \text{km}$ Höhe. Einer Tangentenhöhe von $20\ \text{km}$ entspricht bei einem $300\ \text{km}$ Satellitenorbit eine Sehstrahllänge (Entfernung zum Meßort) von etwa $2000\ \text{km}$. Durch die schrittweise Änderung der Tangentenhöhe beim Schwenken des Primärspiegels eines Teleskops [*Barthol*, 1994] werden Höhenprofile der atmosphärischen IR-Emissionen gemessen. Zu niedrigeren Tangentenhöhen hin verlängert sich die Sehstrahllänge, ein Effekt der sich in guter Näherung mit der Satellitenbewegung von $8\ \text{m/s}$ kompensiert, da zu diesem Zweck alle Höhenprofile von oben nach unten gemessen werden [*Spang*, 1997]. Die Höhenprofile liegen daher in etwa senkrecht, d.h. ohne horizontale Verschmierung in der Atmosphäre. Die typische Meßzeit für ein Profil liegt bei etwa $30\text{-}60$ Sekunden.

Insgesamt messen 26 Detektoren (CRISTA-1) bzw. 29 Detektoren (CRISTA-2) simultan die IR-Spektren in verschiedenen Wellenlängenbereichen. Die Detektoren und

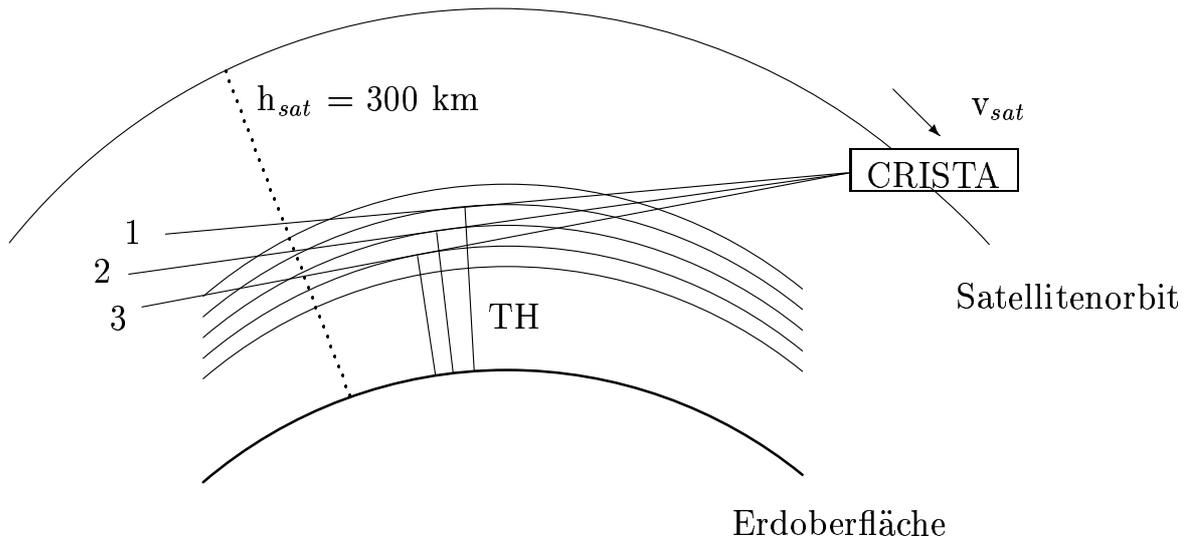


Abbildung 3: Das Verfahren der Horizontsondierung. Abbildung aus *Spang* [1997]. Eingezeichnet ist der Sehstrahl eines Teleskops für drei sukzessive Tangentenhöhen (TH). Die Satellitenbewegung (8 m/s) ist in der Abbildung nicht berücksichtigt.

ihre Eigenschaften sind in *Ern* [2000] beschrieben. Nach Umrechnung in kalibrierte Strahlungsdichten werden die Spektren im Zuge der Datenauswertung invertiert („Retrieval“, siehe Kapitel 2.4). Man erhält Höhenprofile der Temperatur, des Drucks und von Mischungsverhältnissen der gemessenen Spurengase. Insgesamt werden die Signaturen von etwa 25 Spurengasen gemessen, verteilt über verschiedene Höhenbereiche und Wellenlängen. Eine Zusammenstellung dieser Gase findet sich bei *Offermann et al.* [1999].

2.3 Meßgeometrie und Meßmoden

CRISTA-1

Während des ersten Fluges sind der ASTRO-SPAS und damit auch die zentrale Blickrichtung von CRISTA konstant 18° aus der Bahnebene nach Norden gedreht. Der von Messungen abgedeckte Breitenbereich liegt somit zwischen 57° südlicher und 64° nördlicher Breite ($52^\circ\text{S} - 62^\circ\text{N}$ für das Zentralteleskop). Abbildung 4 zeigt die Meßüberdeckung der drei CRISTA-Teleskope für den 6. November 1994 (linkes Bild) sowie für das Zentralteleskop alleine (rechtes Bild). Für die anderen Meßtage ergeben sich entsprechende Bilder mit einer kompletten, gleichmäßigen Überdeckung. Deutlich sind die von links unten nach rechts oben bzw. von links oben nach rechts unten verlaufenden auf- und absteigenden Orbitäste zu erkennen. Zusammen mit der Orbitpräzession von $5,6^\circ$ pro Tag relativ zur Sonne-Erde Achse [*Spang*, 1997] führt diese Meßgeometrie zu einer Lokalzeitänderung der Messungen von 22 Minuten pro Tag, Spektrometer,

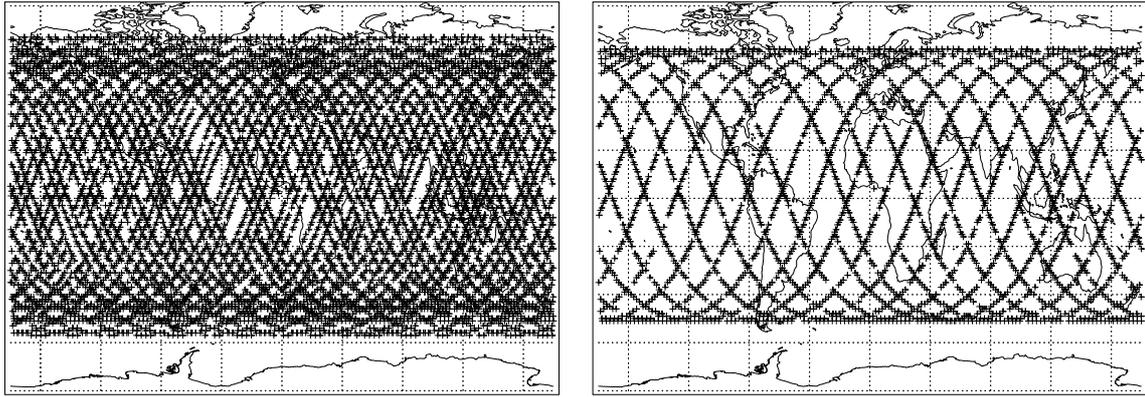


Abbildung 4: CRISTA-1. Linkes Bild: Meßüberdeckung der drei CRISTA-Teleskope für den 6. November 1994 (Tag 310). Jedes Kreuz symbolisiert ein komplettes Höhenprofil. Rechtes Bild: Wie linkes Bild, jedoch nur für das Zentralteleskop. Die dargestellte Meßüberdeckung ist repräsentativ für alle Meßtage der CRISTA-1-Mission.

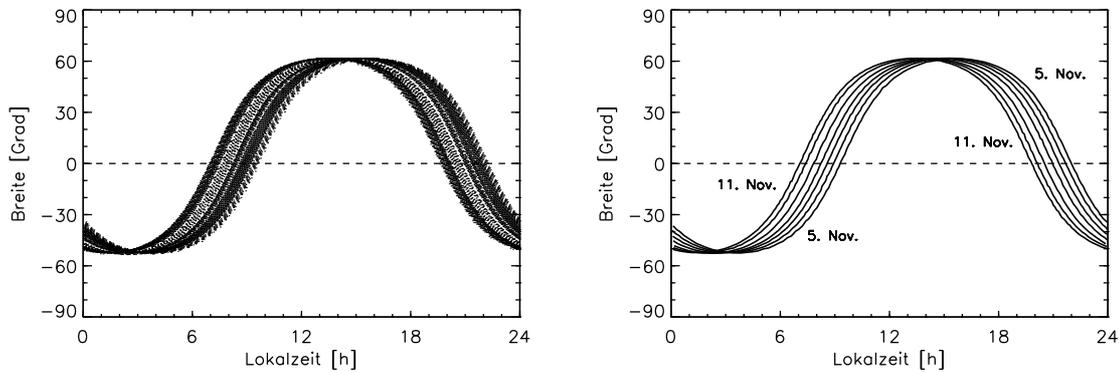


Abbildung 5: CRISTA-1. Linkes Bild: Lokalisationüberdeckung des Zentralteleskops für die komplette CRISTA-1-Mission. Jeder Punkt bedeutet ein gemessenes Höhenprofil. Rechtes Bild: Mittlere tägliche Lokalisationüberdeckung des Zentralteleskops für den Zeitraum vom 5. - 11. November (Tag 309 - Tag 315). Die Lokalisation für eine gegebene Breite variiert 22 Minuten pro Tag.

Orbitast und gegebener geographischer Breite. Die Lokalisationvariation entlang eines Breitenkreises kann daher für einen gegebenen Orbitast innerhalb eines Meßtages in aller Regel vernachlässigt werden. Abbildung 5 zeigt die Lokalisationüberdeckung des Zentralteleskops für die komplette CRISTA-1-Mission (linkes Bild) sowie die Mittelwerte der einzelnen Missionstage (rechtes Bild). Die Messungen der seitlichen Spektrometer liegen jeweils 22 Minuten früher bzw. später in der Lokalisation. Äquatoriale Messungen finden im Missionsmittel gegen 8 Uhr morgens (aufsteigender Orbitast) bzw. 20 Uhr abends (absteigender Orbitast) statt. In den höchsten nördlichen und südlichen Breiten werden die Messungen um 14 Uhr nachmittags bzw. 2 Uhr morgens durchgeführt. Im Breitenbereich 0° - 10° N beträgt der Lokalisationunterschied zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen 12 Stunden.

Die Meßzeit ist in Blöcke von einigen Stunden bis Tagen Länge unterteilt, in denen verschiedene Meßmoden durchgeführt werden. Die Blöcke unterscheiden sich in horizontaler und vertikaler Auflösung sowie im überdeckten Höhenbereich der Messungen. Hauptmeßmoden sind ein Mode mit 400 km horizontaler Auflösung entlang des Orbits und 1,5 km vertikaler Auflösung (Mode 1), der den Höhenbereich von 15-79 km in den kurzwelligen Spektrometern und von 39-103 km im langwelligen Spektrometer abdeckt, sowie ein Mode mit 200 km horizontaler und 1,5 km vertikaler Auflösung (Mode 2) mit 15-44 km (kurzwellig) bzw. 39-68 km (langwellig) Höhenüberdeckung. Zusätzlich wird in jedem vierten Höhenprofil der Höhenbereich der Messungen um etwa 45 km (Mode 1) bzw. 30 km (Mode 2) nach oben erweitert („High-Altitude-Scans“). Vorwiegend am Tag 314 (10. November) wird eine Reihe von Sondermoden durchgeführt, die zur Untersuchung der Thermosphäre (Mode M/T), von kleinskaligen vertikalen Fluktuationen (Mode HO) sowie des Instrumentenrauschens (Moden V/R-1, V/R-2) dienen. Die Zeiten der CRISTA-1-Meßmoden sind Tabelle A1 im Anhang zu entnehmen. Eine detaillierte Beschreibung findet sich bei *Riese* [1994].

CRISTA-2

Auch wenn die Basiskonfiguration von CRISTA während des zweiten Fluges grundsätzlich gleich der des ersten ist, stellt sich die Meßgeometrie dieser Mission erheblich komplizierter dar, da die außerordentliche Manövrierfähigkeit des ASTRO-SPAS ausgenutzt wurde. Auf Basis der von der NASA jeweils für 24 Stunden vorausberechneten Satellitentrajektorien werden spezielle Schwenkmanöver des ASTRO-SPAS berechnet und durchgeführt, z.B. ein genaues Ausrichten des CRISTA-Zentralteleskops auf ausgewählte Orte auf der Erde (ASTRO-SPAS „Pointing-Mode“). Für den zweiten CRISTA-Flug muß daher zwischen ASTRO-SPAS-Moden, die sich auf die Ausrichtung des Satelliten und damit auch der zentralen CRISTA-Blickrichtung beziehen und CRISTA-Moden, die analog zur ersten Mission horizontale und vertikale Auflösung sowie Höhenbereich der Messungen definieren, unterschieden werden. Aufgrund der engen Zusammenarbeit der BUGW und der den ASTRO-SPAS betreuenden Firma DASA (Daimler Benz Aerospace) konnten Änderungen im Missionsplan „auf Zuruf“, d.h. innerhalb weniger Stunden durchgeführt werden. Eine komplette Aufstellung aller Ausrichtungen während des zweiten CRISTA-Fluges ist Tabelle A2 im Anhang zu entnehmen. Tabelle A3 im Anhang gibt einen generellen Überblick über die ASTRO-SPAS-Manöver und die damit verbundenen CRISTA-Meßmoden.

Die Standardmeßmoden von CRISTA während der zweiten Mission sind der Stratosphärenmode (Mode S), der Mesosphärenmode (Mode M) und der Thermosphärenmode (Mode T). Im Mode S beträgt die horizontale Auflösung entlang der Orbitbahn 240 km und die vertikale Auflösung 2 km. Der von den kurzwelligen Spektrometern

abgedeckte Höhenbereich liegt bei 11-55 km und das langwellige Spektrometer mißt von 35-79 km Höhe. Im Mode M ist die Auflösung entlang des Orbits 420 km mit einer vertikalen Schrittweite von 2,15 km. Die kurzwelligen Spektrometer in den beiden seitlichen Teleskopen messen zwischen 15 km und 105 km Höhe, während in der zentralen Blickrichtung das kurzwellige Spektrometer von 40 km bis 130 km und das langwellige von 64 km bis 154 km Höhe mißt. Die horizontale Auflösung im Mode T entspricht der des Mesosphärenmodes, allerdings liegt die Höhenauflösung der seitlichen Teleskope bei 1 km und die des zentralen bei 2,5 km. Der von den kurzwelligen Spektrometern abgedeckte Höhenbereich liegt zwischen 60 km und 102 km (seitliche Teleskope) bzw. zwischen 60 km und 165 km sowie zwischen 84 km und 189 km für das kurz- und langwellige Spektrometer im Zentralteleskop. Als Erweiterung von Mode S wird ein Meßmode für die unterste Stratosphäre / obere Troposphäre durchgeführt, in dem die unterste Meßhöhe jeweils 4 km niedriger liegt (Mode SL). Eine zweite Erweiterung des Stratosphärenmodes ist ein Schema zur Validierung der CRISTA-Messungen mit anderen Meßinstrumenten und -methoden (Mode „VAL“). Darin wird die oberste Meßhöhe um 12 km ausgedehnt. Zur Untersuchung kleinstskaliger Fluktuationen werden während einiger Satellitenumläufe Messungen auf konstanter Tangentenhöhe durchgeführt (Mode „STAR“), sowie Messungen im Nadir (Mode „NADIR“). Eine weitere Änderung gegenüber CRISTA-1 ist der Verzicht auf die Erweiterung des Höhenbereichs in jedem vierten Höhenprofil („High-Altitude-Scans“). Dafür ist der Spektralbereich der kurzwelligen Spektrometer in jedem sechsten (Mode S) bzw. in jedem vierten (Mode M) Höhenprofil zu längeren Wellenlängen hin erweitert („extended scans“), so daß auch die 15 μm -Emissionen des Kohlendioxids gemessen werden können.

Für eine möglichst homogene Zusammensetzung bezüglich der Meßmoden werden die CRISTA-2-Daten im Gegensatz zu CRISTA-1 nicht von Mitternacht bis Mitternacht Weltzeit (GMT) für die einzelnen Meßtage zusammengefaßt, sondern von jeweils 14:40 Uhr GMT bis 14:40 Uhr GMT. Dadurch werden die 48 Stunden Mesosphärenmessungen gegen Ende der Mission bestmöglichst auf zwei Meßtage gleicher Länge aufgeteilt. Die Datumsangabe „15. August“ (bzw. Tag 227) bezeichnet daher z.B. den Zeitraum 14. August, 14:40 Uhr GMT bis 15. August, 14:40 Uhr GMT.

Im Standardmode des ASTRO-SPAS („Ping-Pong Mode“) wird der Satellit mit konstanter Winkelgeschwindigkeit vorwärts und rückwärts um die lokale vertikale Achse gedreht. Die Drehung ist mit der Bewegung des Trägersatelliten entlang der Orbitbahn in der Art synchronisiert, daß CRISTA am nördlichsten Orbitpunkt nordwärts ($+72^\circ$ aus der Orbitebene) schaut und südwärts (-72° aus der Orbitebene) am südlichsten Orbitpunkt. Zusammen mit der Orbitgeometrie (57° Bahninklination) wird so der von Messungen überdeckte Breitenbereich auf $\pm 74^\circ$ ausgedehnt. Das Zentraltele-

skop mißt zwischen $\pm 72^\circ$. Zur Vermeidung des Verbotswinkels Sonne-Zentralteleskop von 36° [Spang, 1997] sind in Äquatornähe auf dem absteigenden Orbitast zusätzliche Schwenkmanöver erforderlich.

Zur Validierung der CRISTA-Messungen wird das Zentralteleskop an sechs Meßtagen während der jeweiligen Überflüge auf zwei Bodenstationen ausgerichtet (NASA/GSFC Wallops Flight Facility, Virginia, USA, $37,9^\circ\text{N}$, $75,5^\circ\text{W}$; Hohenpeissenberg, Bayern, Deutschland, $47,8^\circ\text{N}$, $11,0^\circ\text{O}$). Beide Stationen sind Teil der CRISTA-2-Kampagne, in der zeitlich und räumlich mit den CRISTA-Überflügen koordinierte boden-, ballon-, raketen- und flugzeuggestützte Vergleichsmessungen der Temperatur und von einigen Spurengasen durchgeführt werden [Lehmacher et al., 2000]. Zeitgleich zu den Überflügen in diesen „Validierungsortbits“ werden Raketenmessungen (Datensonden und Fallende Kugeln) zur Validierung der CRISTA-Temperaturmessungen über Wallops durchgeführt, sowie ballongestützte Radio- und Ozonsondenmessungen über Wallops und Hohenpeissenberg zur Temperatur- und Ozonvalidierung. Da zeitgleiche Messungen aufgrund der Eigenbewegung des Satelliten nur für eine Tangentenhöhe möglich sind, werden Zweier- bzw. Dreier-Serien von Raketen mit Fallenden Kugeln in fünf Minuten Abstand gestartet [Lehmacher et al., 2000]. Der durchschnittlich erreichte minimale Abstand der CRISTA-Tangentenpunkte zu den Validierungsmessungen liegt bei 31 km. Aufgrund des Integrationsvolumens der CRISTA-Messungen von $20 \times 200 \times 2 \text{ km}^3$ können daher die Validierungsmessungen als ortsgleich mit den CRISTA-Messungen betrachtet werden. Zusammen mit der Zeitgleichheit der Messungen werden dadurch die Anforderungen von gleichem Ort und gleicher Zeit für Datenvalidierung in idealer Weise erfüllt, was erstmalig von einem (zivilen) Satellitenexperiment erreicht wird. An vier Meßtagen wird CRISTA über Mitteleuropa zusätzlich im Orbit vor und nach der Ausrichtung auf Hohenpeissenberg auf die Flugtrajektorie eines Meßflugzeuges (Falcon) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt ausgerichtet, das in-situ-Messungen und Fernerkundungsmessungen von H_2O und OH durchführt [Englert et al., 2000].

An vier Meßtagen wird im CRISTA-Mode S ein ASTRO-SPAS-Mode zur Steigerung der horizontalen Auflösung durchgeführt („Hawk-Eye-Mode“). In diesem Mode werden die Meßspuren von drei aufeinanderfolgenden aufsteigenden sowie zwei aufeinanderfolgenden absteigenden Orbitästen im Gebiet über Indonesien durch südwärts und nordwärts gerichtete Schwenks des ASTRO-SPAS vereinigt. Die horizontale Auflösung wird dadurch bis zu einem Faktor fünf erhöht. Wissenschaftliche Motivation für die Maßnahme ist die Untersuchung von Wolken und kleinskaligen Fluktuationen über dieser sehr warmen Weltgegend.

Die große Anzahl von ASTRO-SPAS-Schwenkmanövern führt zu einer gegenüber CRISTA-1 deutlich unterschiedlichen Meßüberdeckung. Abbildung 6 zeigt für den 10. August 1997 (obere Reihe) die für einen Tag mit Messungen im Hawk-Eye-Mode

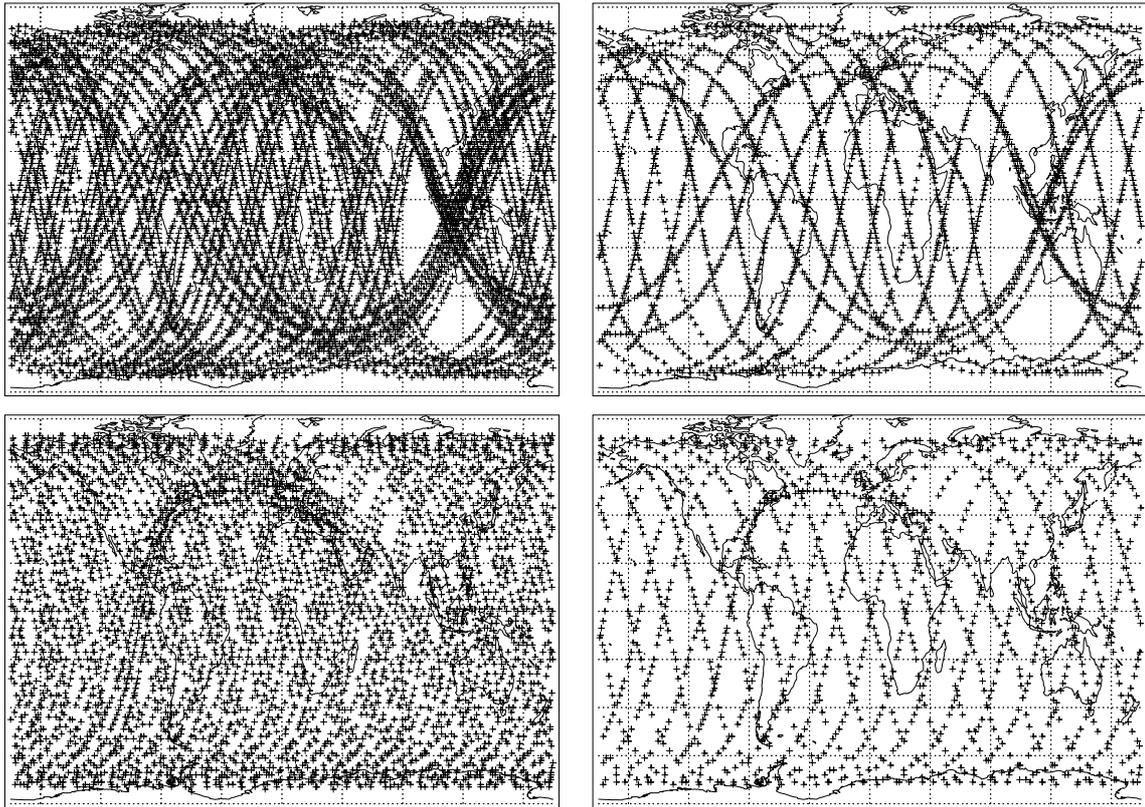


Abbildung 6: CRISTA-2. Links oben: Meßüberdeckung der drei CRISTA-Teleskope für den 10. August 1997 (Tag 222, Ping-Pong-, Validierungs- und Hawk-Eye-Moden). Rechts oben: Wie linkes Bild, jedoch nur für das Zentralteleskop. Links unten: Meßüberdeckung am 15. August 1997 (Tag 227), reiner Ping-Pong-Mode, mit einem Validierungsorbit. Rechts unten: Wie linkes Bild, jedoch nur für das Zentralteleskop.

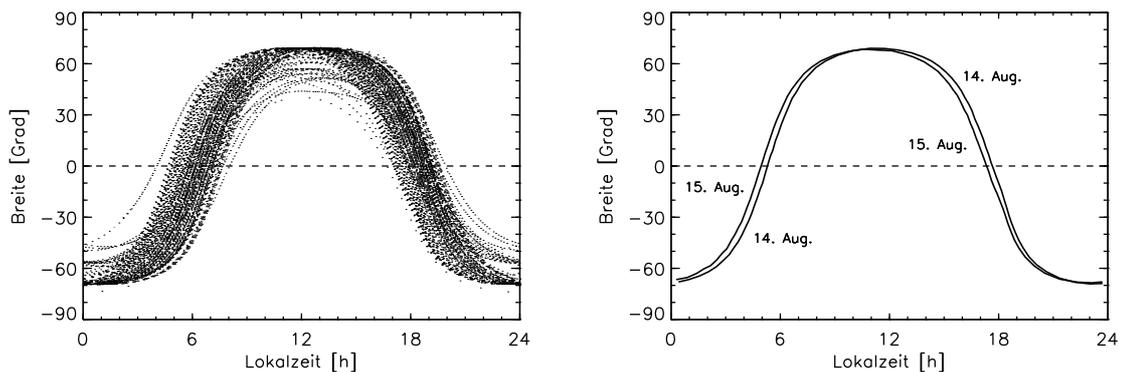


Abbildung 7: CRISTA-2. Linkes Bild: Lokalzeitüberdeckung des Zentralteleskops für die komplette CRISTA-2-Mission. Rechtes Bild: Mittlere tägliche Lokalzeitüberdeckung des Zentralteleskops für den 14. und 15. August (Tag 226 und Tag 227). Die Sondermoden der anderen Meßtage verhindern eine sinnvolle Mittelung. Details siehe Text. Die Lokalzeit für eine gegebene Breite variiert 22 Minuten pro Tag. Der Lokalzeitunterschied zwischen Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen im Breitenbereich 0° - 10° N beträgt 12 Stunden.

charakteristische Karte: eine hohe Punktedichte über Indonesien, verbunden mit einer reduzierten Punktedichte in den angrenzenden Gebieten. Im entsprechenden Bild für das Zentralteleskop (oben rechts) läßt sich auch ein Validierungsorbit anhand der Abweichung vom Ping-Pong-Mode im Nordatlantik identifizieren. In der unteren Reihe in Abbildung 6 ist einer von zwei Meßtagen im Mesosphärenmode gezeigt, an denen bis auf je einen Validierungsorbit ausschließlich im Ping-Pong-Mode gemessen wird. Die horizontale Meßüberdeckung ist deutlich gleichmäßiger.

Insgesamt führen die Sondermoden zu einer Verschmierung der Lokalzeiten für eine gegebene Breite (Abbildung 7). Eine sinnvolle Mittelung über einen Tag läßt sich nur am 14. und 15. August (Ping-Pong- und Validierungsmode) bei Herausnahme des Validierungsorbits erreichen. Ähnlich CRISTA-1 beträgt auch in diesem Fall die Lokalzeitdifferenz zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen im Breitenbereich 0° - 10° N 12 Stunden. Bedingt durch die Orbitgeometrie werden die Messungen auf der Nordhalbkugel nur bei Tageslicht durchgeführt und die in der Südhemisphäre nur bei Nacht.

2.4 Temperatur- und Spurengasinversion

Die Rekonstruktion (Inversion) der atmosphärischen Parameter Temperatur, Druck und Spurengasdichten aus den gemessenen Strahlungsdichten ist, nach Einrechnung von Eichungen und Lageinformationen, das Herzstück der CRISTA-Datenauswertung. Die Grundlage jeder Inversionsmethode ist das Vorwärtsmodell, das die Abhängigkeiten der gemessenen Strahlungsdichten vom Atmosphärenzustand beschreibt. Im CRISTA-Inversionsmodell wird die Atmosphäre in Schichten zerlegt und wie eine Zwiebel von oben nach unten geschält („Onion-Peeling“ Technik). Die Inversion startet in der obersten Tangentenhöhe und verwendet in der nächsten unteren Höhe die abgeleiteten Temperaturen und Spurengasdichten der darüberliegenden Schichten. Die Parameter in der direkt über dem Tangentenpunkt liegenden Schicht von etwa 2 km Dicke werden dabei in jedem Rechenschritt so angepaßt, daß Übereinstimmung der simulierten Strahlungsdichte mit der gemessenen eintritt. Da die Strahlungsdichten der gemessenen Spurengase stark von der Temperatur abhängen, wird in einem ersten, gesonderten Schritt eine Temperatur- und Druckinversion durchgeführt. Die abgeleiteten Temperaturen und Drücke gehen dann in die eigentliche Berechnung der Spurengasdichten ein. Das Inversionsmodell für die CRISTA-1-Mission ist von *Riese et al.* [1997; 1999a] detailliert beschrieben worden und kann ohne Einschränkung auf CRISTA-2 übertragen werden. Ein Überblick über den Strahlungstransport bei der Horizontsondierung findet sich bei *Riese* [1994]. Im folgenden wird daher nur die grundsätzliche Vorgehensweise für die Temperatur- und Druckinversion zusammengefaßt, da diese Größen die Grundlage der in dieser Arbeit vorgestellten Analysen bilden.

Grundsätzlich wird die Atmosphärentemperatur aus den CO₂-Emissionen bei 15 μm (langwelliges Spektrometer) und 12,6 μm (kurzwellige Spektrometer) abgeleitet. Kohlendioxid hat in der mittleren Atmosphäre aufgrund seiner chemischen Trägheit und der damit verbundenen guten Durchmischung ein bekanntes, nahezu konstantes Mischungsverhältnis von 350 ppm (CRISTA-1) bzw. 360 ppm (CRISTA-2). Der Anstieg um 10 ppm von 1994 bis 1997 wird von anthropogenen CO₂-Emissionen verursacht. Oberhalb etwa 80 km wird CO₂ von der Sonne dissoziiert und nimmt daher mit anwachsender Höhe ab. Dieser Effekt wird im Inversionsmodell durch ein höhenabhängiges CO₂-Mischungsverhältnis berücksichtigt, das auf der United States Standard Atmosphere von 1976 (USSA 76) beruht, allerdings auf die oben genannten konstanten Mischungsverhältnisse von 1994 und 1997 normiert. Da zur Temperaturableitung jedoch keine CO₂-Mischungsverhältnisse, sondern CO₂-Teilchendichten benötigt werden, ist ebenfalls eine gute Kenntnis des Atmosphärendrucks notwendig. Dazu wird der Druck nach jeder Temperaturinversion (d.h. nach Anpassung der Temperatur in jeder Atmosphärenschicht) hydrostatisch neu aufgebaut und die Rechnung neu gestartet, bis die mittleren Temperatur- und Druckänderungen einen gesetzten Grenzwert unterschreiten, die Rechnung also konvergiert.

Die Schwierigkeit bei dieser recht einfach durchzuführenden Methode ist die Ermittlung eines Referenzdrucks, auf den sich der hydrostatische Druckaufbau bezieht. Im 12,6 μm -Temperaturkanal wird der Referenzdruck in 23 km Höhe den täglich assimilierten Daten des Data Assimilation Office (DAO) [*Coy und Swinbank, 1997; Schubert et al., 1993*] entnommen und auf die nächstliegende Tangentenhöhe des gemessenen Höhenprofils interpoliert. Diese Methode ist für den 15 μm -Temperaturkanal jedoch nicht anwendbar, da die niedrigste Tangentenhöhe des langwelligen Spektrometers, abhängig vom jeweiligen Meßmode, bei etwa 40 km Höhe liegt und die assimilierten Daten nur bis zur oberen Meßhöhe der weltweiten täglichen Radiosondenmessungen (etwa 30-35 km) zuverlässig sind. Der Referenzdruck in diesem Kanal muß daher mit einer von äußeren Datenbasen unabhängigen, allein auf CRISTA-Messungen beruhenden Methode bestimmt werden.

Dazu wird der Referenzdruck in der untersten Tangentenhöhe mittels einer Zweifarben-Methode [*Gille und House, 1971*] bestimmt. Die Methode startet mit einer ersten Schätzung für den Referenzdruck und das Temperaturprofil. Nach hydrostatischem Druckaufbau wird dann die Inversion wie oben beschrieben in einem optisch dünnen Spektralbereich (652-657 cm^{-1}) durchgeführt. In einem benachbarten, stark absorbierenden Spektralbereich bei 668 cm^{-1} (optisch dicht) zeigen sich jedoch Abweichungen zwischen simulierter und gemessener Strahlungsdichte. Nur bei einem korrekten Druck- und Temperaturprofil sind optisch dünne und optisch dichte Spektralbereiche gleichzeitig gut angepaßt: Es existiert daher eine eindeutige Lösung [*Gille und House, 1971*].

Aus den Abweichung bei 668 cm^{-1} wird nun der Wert des Referenzdrucks verbessert und die Inversion nach hydrostatischem Druckaufbau neu gestartet. Dieses Verfahren wird bis zur Konvergenz fortgesetzt.

Der systematische Fehler beider Methoden (inklusive aller Instrumenteneffekte) liegt bei etwa 2 K mit einem Rauschen von <1 K. Details der Temperaturfehler der in dieser Arbeit verwendeten Datenversionen sind *Oberheide et al.* [2000] (CRISTA-1, Version-3) zu entnehmen. Die Fehler der CRISTA-2-Version-1-Daten entsprechen in etwa denen des ersten Fluges. Orts- und zeitgleich gemessene Temperaturhöhenprofile aus den $12,6\text{ }\mu\text{m}$ - und $15\text{ }\mu\text{m}$ -Kanälen stimmen innerhalb der gegenseitigen Fehlerbalken sehr gut miteinander überein [*Riese et al.*, 1999a; *Ward et al.*, 1999]. Die Temperaturen aus den $15\text{ }\mu\text{m}$ -CO₂-Emissionen während CRISTA-2 sind bislang nur aus den spektral erweiterten Messungen der kurzwelligen Spektrometer ausgewertet worden, so daß Mesosphärentemperaturen oberhalb etwa 60 km nur in den Meßmoden M und VAL zur Verfügung stehen.

2.5 CRISTA-Temperaturergebnisse

Aus den abgeleiteten Atmosphärentemperaturen lassen sich tägliche Karten der globalen Temperaturverteilungen in verschiedenen Höhen erstellen. Abbildung 8 zeigt das am 9. November 1994 (CRISTA-1, Tag 313) gemessene Temperaturfeld in 75 km Höhe, getrennt nach auf- und absteigenden Orbitästen. In 75 km Höhe sind nur Daten aus dem $15\text{ }\mu\text{m}$ -Temperaturkanal im Zentralteleskop vorhanden. Die Verteilungen der anderen Meßtage zeigen ein vergleichbares Verhalten. In äquatorialen Breiten lassen sich Temperaturdifferenzen bis zu 40 K zwischen den Messungen auf den beiden Orbitästen beobachten. Die Unterschiede sind mit den unterschiedlichen Lokalzeiten der Messungen korreliert, die im Breitenband 0°N - 10°N 12 Stunden auseinander liegen (siehe Abbildung 5). Die Temperaturdifferenzen weisen eine hohe Variabilität in zonaler Richtung auf und erreichen im atlantischen und pazifischen Sektor die größten Werte. In mittleren und hohen Breiten verringern sich die Temperaturunterschiede zwischen den Orbitästen, da auch der Lokalzeitunterschied mit ansteigender geographischer Breite kleiner wird. Generell zeigen die gemessenen Temperaturfelder auch bei hohen Breiten eine starke zonale Variabilität, insbesondere eine starke Asymmetrie zwischen der westlichen und östlichen Hemisphäre auf der Nordhalbkugel.

Für CRISTA-2 sind die ebenfalls nach auf- und absteigenden Orbitästen getrennten Temperaturverteilungen in 75 km Höhe Abbildung 9 zu entnehmen. Dargestellt sind die Messungen vom 15. August 1997 (Mode M und Mode VAL). Die Temperaturfelder der anderen Meßtage verhalten sich entsprechend. In diesem Höhenbereich sind zur Zeit nur Daten aus dem erweiterten Spektralbereich der drei kurzwelligen Spektrome-

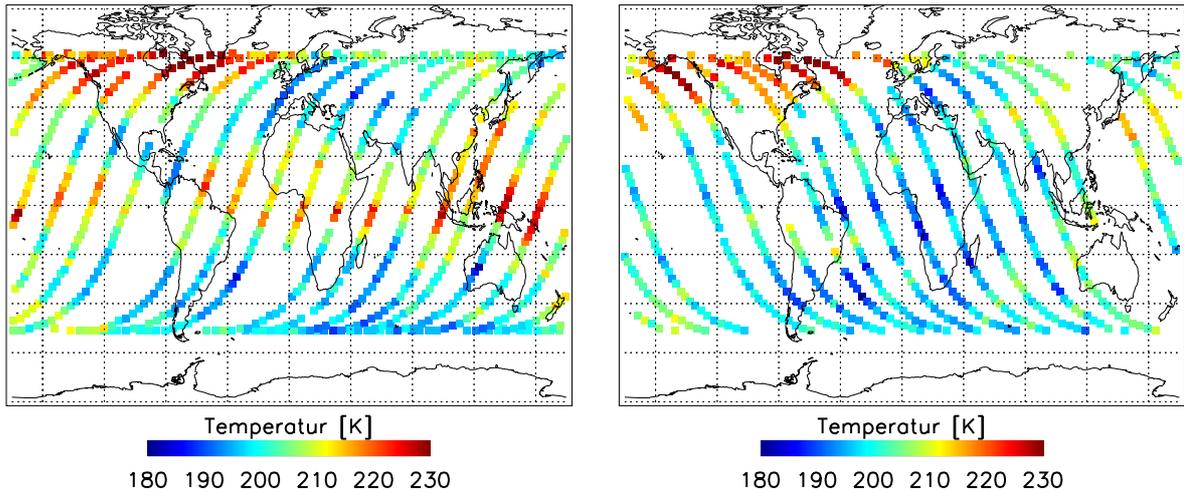


Abbildung 8: CRISTA-1. Temperaturen aus dem $15\ \mu\text{m}$ -Kanal des Zentralteleskops für den 9. November 1994 in 75 km Höhe (CRISTA-1, Tag 313), getrennt nach aufsteigenden (links) und absteigenden (rechts) Orbitästen. Dargestellt sind die Messungen (Mode 1) von 0 Uhr GMT bis 23:59 Uhr GMT. Die äquatorialen Temperaturdifferenzen erreichen bis zu ~ 40 Kelvin und sind im atlantischen und pazifischen Sektor am ausgeprägtesten. In höheren Breiten sind die Unterschiede zwischen den Orbitästen aufgrund der sich verringern den Lokalzeitdifferenzen deutlich kleiner. Insgesamt zeigt die Temperaturverteilung eine hohe zonale Variabilität

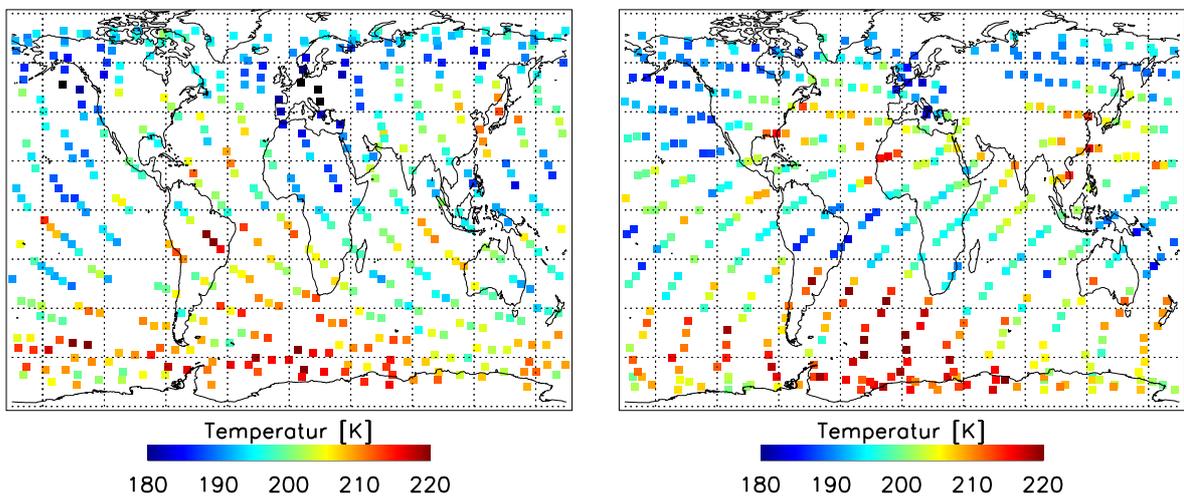


Abbildung 9: CRISTA-2. Temperaturen aus den $15\ \mu\text{m}$ -Kanälen (erweiterter Bereich) aller drei Teleskope für den 15. August 1997 (CRISTA-2) in 75 km Höhe, getrennt nach aufsteigenden (links) und absteigenden (rechts) Orbitästen. Dargestellt sind die Messungen (Mode M, Mode VAL) von 14:41 Uhr GMT (Tag 226) bis 14:40 Uhr GMT (Tag 227). Auch in diesem Fall erreichen die Temperaturdifferenzen z.B. über Südamerika und Nordafrika ~ 30 Kelvin, und das Temperaturfeld ist zonal sehr variabel.

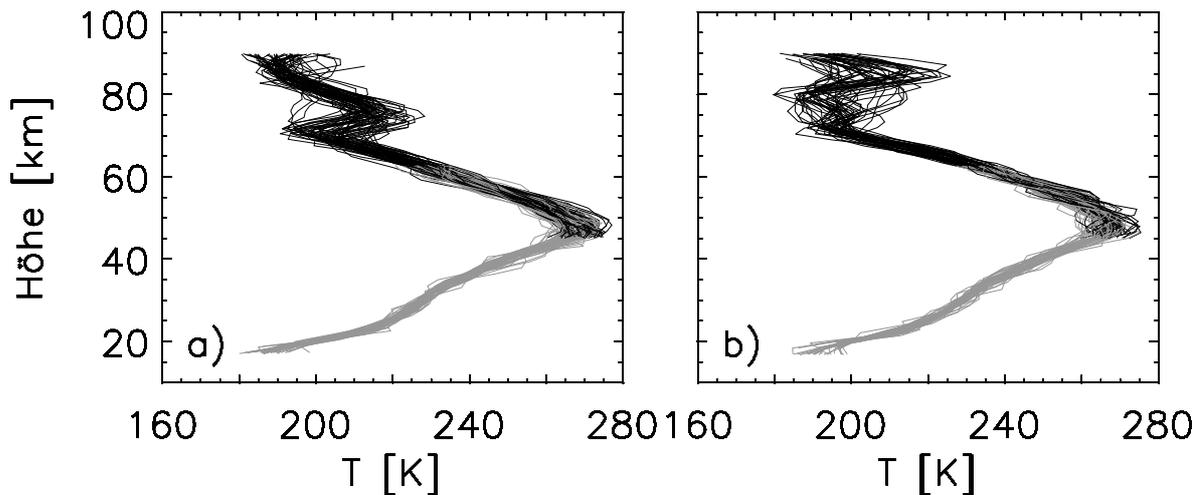


Abbildung 10: CRISTA-1. Am 9. November 1994 (Tag 313) gemessene Temperaturen zwischen 0° und 10°N , getrennt nach aufsteigenden (a) und absteigenden (b) Orbitästen. Die Lokalzeitdifferenz beträgt 12 Stunden. Grau: Temperaturen aus den im kurzwelligen Spektrometer im Zentralteleskop gemessenen $12,6 \mu\text{m}$ -Emissionen. Schwarz: Temperaturen aus den im langwelligen Spektrometer im Zentralteleskop gemessenen $15 \mu\text{m}$ -Emissionen. Oberhalb 70 km Höhe zeigen die Temperaturen eine wellenförmige, lokalzeitabhängige Variation.

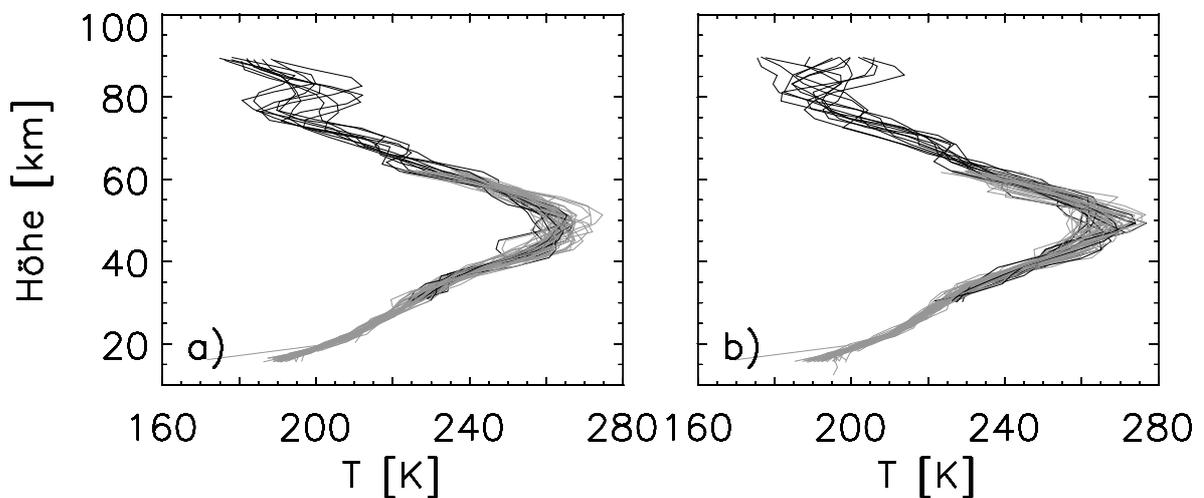


Abbildung 11: CRISTA-2. Am 15. August 1997 (Tag 227) gemessene Temperaturen zwischen 0° und 10°N , getrennt nach aufsteigenden (a) und absteigenden (b) Orbitästen. Die Lokalzeitdifferenz beträgt 12 Stunden. Grau: Temperaturen aus den im kurzwelligen Spektrometer im linken seitlichen Teleskop gemessenen $12,6 \mu\text{m}$ -Emissionen. Schwarz: Temperaturen aus den im erweiterten Spektralbereich des kurzwelligen Spektrometers im linken seitlichen Teleskop gemessenen $15 \mu\text{m}$ -Emissionen. Oberhalb 70 km Höhe zeigen die Temperaturen ebenfalls eine wellenförmige, lokalzeitabhängige Variation.

ter verfügbar. Auch während des zweiten Flugs zeigen sich wie bei CRISTA-1 starke Temperaturunterschiede bis zu 30 K zwischen den äquatornahen Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen, die ebenfalls mit den unterschiedlichen Lokalzeiten (Abbildung 7) korreliert sind. Allerdings sind die beobachteten Signaturen nicht so ausgeprägt wie die während der ersten Mission gemessenen. Die größten Temperaturunterschiede finden sich diesmal über Südamerika und Nordafrika.

Die enorme äquatoriale Temperaturvariabilität während beider CRISTA-Missionen zeigt sich über den gesamten Höhenbereich der mittleren und oberen Mesosphäre und bildet eine wellenförmige Struktur heraus. In Abbildung 10 ist die Höhenverteilung der in Abbildung 8 dargestellten CRISTA-1-Temperaturen im Breitenbereich 0° - 10° N gezeigt. Die grau dargestellten stratosphärischen Temperaturen sind aus den in der zentralen Blickrichtung gemessenen $12,6 \mu\text{m}$ - CO_2 -Emissionen abgeleitet. In 75 km Höhe zeigen die Messungen auf den aufsteigenden Orbitästen (Abbildung 10a) ein Temperaturmaximum und die Messungen auf den absteigenden Orbitästen (Abbildung 10b) ein Temperaturminimum, wohingegen sich dieses Verhalten in 85 km Höhe umdreht. Niedrige Temperaturen auf den aufsteigenden Orbitästen erscheinen 12 Stunden später in der Lokalzeit als hohe Temperaturen. Ob unterhalb 70 km ebenfalls lokalzeitabhängige Temperaturunterschiede vorhanden sind, kann der Abbildung nicht entnommen werden und bedarf weiterer Analysen. Für CRISTA-2 zeigt sich ein sehr ähnliches Verhalten. In den Abbildungen 11a und 11b sind die entsprechenden Messungen für die in Abbildung 9 gezeigten CRISTA-2-Temperaturen dargestellt, ebenfalls in Breitenband 0° - 10° N (nur linkes Teleskop).

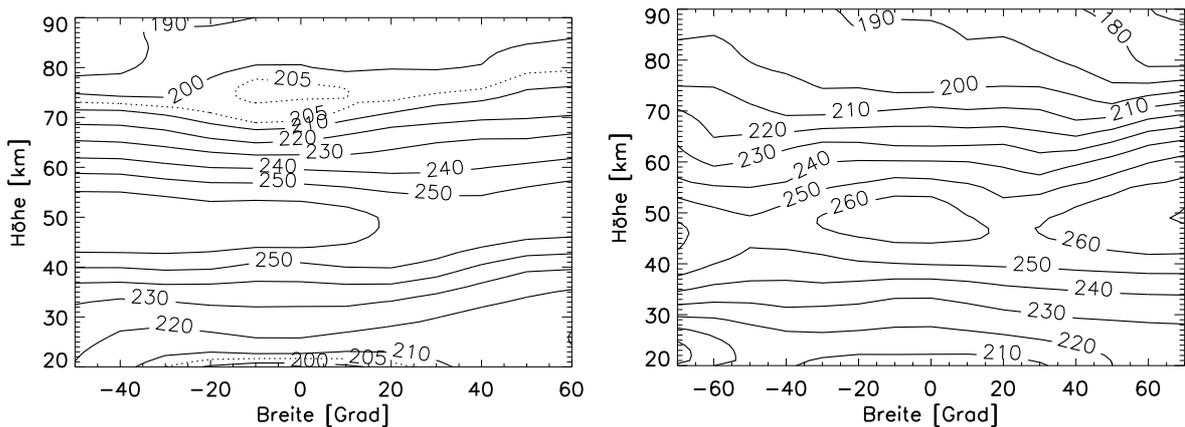


Abbildung 12: Zonal gemittelte Temperaturen aus den auf- und absteigenden Orbitästen für den 9. November 1994 (links) und den 15. August 1997 (rechts). Das Konturlinienintervall ist 10 K. Die gepunktete Linie im linken Bild zeigt eine Temperaturinversion in 75 km Höhe an.

Die generelle Temperaturstruktur der Atmosphäre während beider CRISTA-Flüge kann den zonalen Temperaturmitteln in Abbildung 12 entnommen werden. Darin wurden die Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen in 10° -Breitenbänder eingeteilt und über alle Längengrade gemittelt. In diesen Temperaturmitteln ist die Lokalzeitabhängigkeit der Messungen in guter Näherung herausgemittelt und sie können als zonaler Temperaturhintergrund während CRISTA-1 & 2 interpretiert werden, insbesondere da die Ergebnisse für die anderen Meßtage (ohne Abbildung) keine wesentlichen Änderungen zeigen. Im November 1994 zeigt sich in äquatorialen Breiten eine Temperaturinversion in 75 km Höhe (Abbildung 12, linkes Bild). Eine entsprechende Signatur in den CRISTA-2-Daten ist nicht vorhanden.

3 Gezeiten in der mittleren Erdatmosphäre

3.1 Gezeitensignaturen in den CRISTA-Temperaturen

Die lokalzeitabhängigen Temperaturunterschiede zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen (Abbildungen 8-11) deuten auf Gezeitenwellen in den CRISTA-Daten hin. Bei der Analyse muß sichergestellt werden, daß die beobachteten Signaturen nicht durch schnell-laufende Planetare Wellen verursacht werden. Planetare Wellen sind ebenfalls globale Vertikal- und Horizontalwellen u.a. in der Temperaturverteilung, allerdings unabhängig von der Lokalzeit mit Perioden von einigen Tagen oder Wochen. Aufgrund der limitierten Lokalzeitüberdeckung der Messungen läßt sich eine komplette Spektralanalyse der Daten bezüglich Gezeiten nicht durchführen. Die wandernden und nicht-wandernden Gezeitenwellen lassen sich jedoch für jeden Meßtag direkt in den Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen analysieren.

Wandernde Gezeiten

Die wandernden Gezeitenwellen bewegen sich mit der relativen Sonnenbewegung nach Westen, die Wellenphase ist daher für eine gegebene Breite nicht von der geographischen Länge abhängig, sondern wird nur durch die Lokalzeit bestimmt. Da auch die CRISTA-Messungen für eine gegebene Breite und einen gegebenen Orbitast eine nahezu längenunabhängige Lokalzeit aufweisen, lassen sich die wandernden Gezeitenwellen in den CRISTA-Daten aus zonalen Temperaturmitteln analysieren. In zonalen Mitteln können die Effekte von Planetaren Wellen und nicht-wandernden Gezeiten vernachlässigt werden [Oberheide *et al.*, 2000]. Die gemessenen Temperaturen werden an jedem Meßtag nach auf- und absteigenden Orbitästen getrennt in 10°-Breitenbereiche eingeteilt und zonal gemittelt, d.h. über alle Längengrade. Anschließend werden die Messungen auf den absteigenden Orbitästen von denen auf den aufsteigenden subtrahiert. Die Ergebnisse für den 9. November 1994 (CRISTA-1) und für den 14. und 15. August 1997 (CRISTA-2) sind in den Abbildungen 13 und 14 als Funktion der geographischen Breite und der Höhe dargestellt. Sie werden in den Kapiteln 3.2, 3.5 und 3.6 mit der klassischen Gezeitentheorie sowie mit einem aktuellen Modell verglichen. Entsprechende Abbildungen der Temperaturdifferenzen der anderen Meßtage des ersten CRISTA-Fluges finden sich bei Ward *et al.* [1999]. Oberhalb 50 km Höhe werden die aus den 15 μm -CO₂-Emissionen abgeleiteten Temperaturen verwendet und unterhalb die aus den 12,6 μm -Kanälen. Beide Datensätze werden in 50 km Höhe mit einem gleitenden Mittel ineinander überführt.

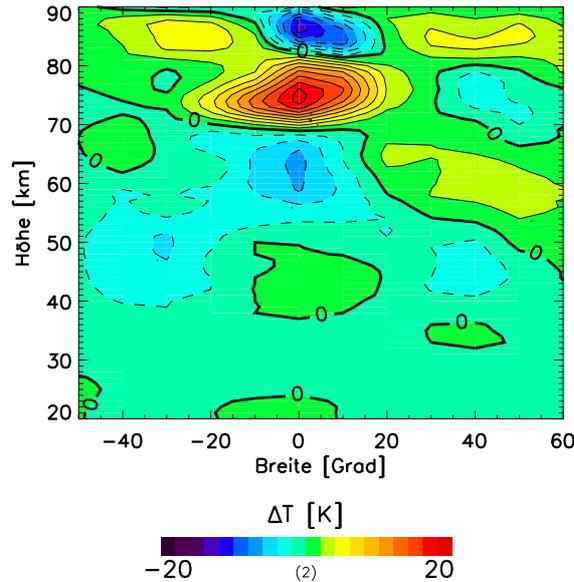


Abbildung 13: CRISTA-1. Zonale Mittel der Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen am 9. November 1994 (Tag 313). Das Konturlinienintervall ist 2 K. Durchgezogene Konturen sind positiv und gestrichelte sind negativ. Dies gilt auch für alle folgenden Abbildungen. Man erkennt deutlich mit der Höhe und Breite alternierende positive und negative Bereiche. Entsprechende Abbildungen für die anderen CRISTA-1-Meßtage finden sich in *Ward et al.* [1999].

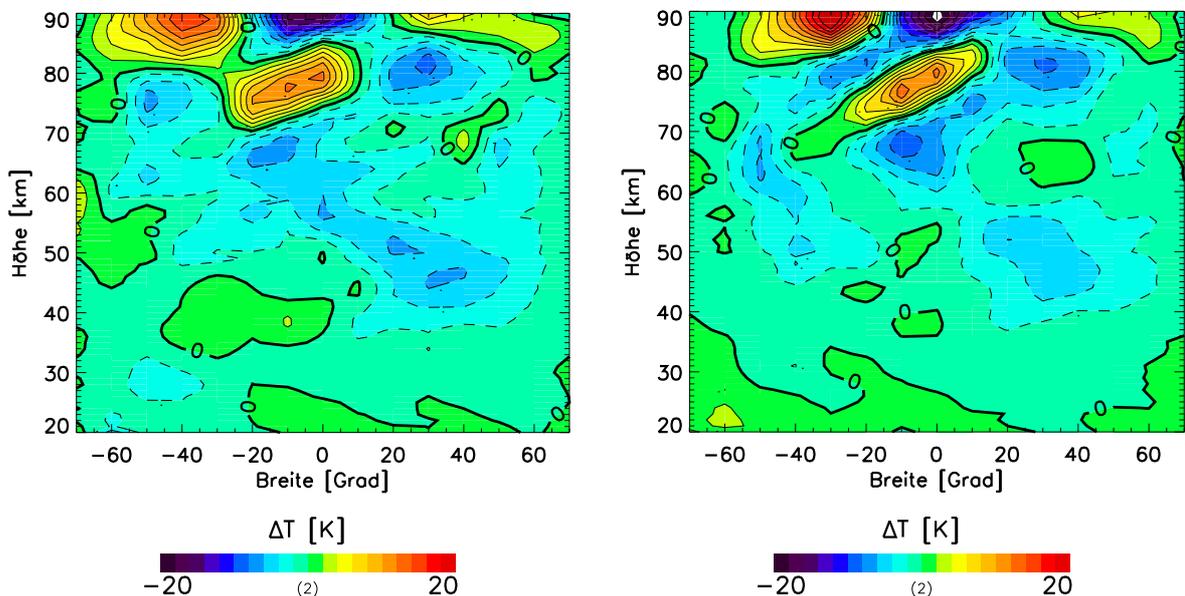


Abbildung 14: CRISTA-2. Zonale Mittel der Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen am 14. August 1997 (links, Tag 226) und am 15. August 1997 (rechts, Tag 227). Das Konturlinienintervall ist 2 K. Die Verteilung der positiven und negativen Bereiche ist ungleichmäßiger als in den CRISTA-1-Daten. In der oberen Mesosphäre zeigen sich deutliche Änderungen zwischen den beiden Meßtagen. Der Breitenbereich ist gegenüber Abbildung 13 ausgedehnt.

CRISTA-1

Die gemessenen Temperaturdifferenzen (Abbildung 13) zeigen ein ausgeprägtes, wellenförmiges Muster von in der Höhe und Breite alternierenden positiven und negativen Werten: Äquatoriale Minima korrespondieren mit Maxima in mittleren nördlichen und südlichen Breiten und umgekehrt. Die beobachteten Temperaturunterschiede erreichen in der Mesosphäre ihr Maximum, lassen sich aber auch bis zur untersten dargestellten Höhe von 20 km verfolgen. Die größten Differenzen (20 K) finden sich in 75 km Höhe am Äquator mit einem Rückgang auf 12 K in 85 km Höhe. Das tiefstgelegene äquatoriale Maximum bei 20 km ist etwa 10° nach Süden verschoben. Generell sind die Minima/Maxima in mittleren Breiten deutlich kleiner, wachsen jedoch kontinuierlich mit der Höhe an und erreichen etwa 5 K in 85 km Höhe. Insgesamt sind die gemessenen Temperaturdifferenzen ΔT recht symmetrisch zum Äquator, mit Ausnahme des Bereichs um 65 km in mittleren südlichen Breiten, der nur ansatzweise die klaren Signaturen der Nordhemisphäre zeigt. Aus der Lage der Knoten ($\Delta T = 0$) läßt sich für den Äquator eine vertikale Wellenlänge von 23 km in der Mesosphäre und 28 km in der Stratosphäre ableiten [Ward *et al.*, 1999]. Ein ähnliches Verhalten wurde von Hitchman und Leovy [1985] in den Tag/Nacht-Differenzen der LIMS-Temperaturen gefunden, aufgrund der mit der Mittelung über 216 Tage verbundenen Verschmierung allerdings nur mit den halben von CRISTA gemessenen Temperaturunterschieden. Zwischen den einzelnen CRISTA-1-Meßtagen (ohne Abbildung) zeigen sich nur geringe Änderungen in der Lage und Ausprägung der Minima und Maxima, die durch langsame Lokalzeitänderungen der Messungen während der Mission erklärt werden können [Ward *et al.*, 1999].

CRISTA-2

Obwohl die Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen während CRISTA-2 (Abbildung 14) ein grundsätzlich ähnliches Verhalten wie die im ersten Flug zeigen, fallen doch eine Reihe von Unterschieden auf. Die korrespondierenden Minima und Maxima am Äquator und bei mittleren Breiten unterscheiden sich deutlich in ihrer geometrischen Höhe, es entsteht der Eindruck von „schief“ in der Atmosphäre liegenden Wellen. Die äquatorialen Minima und Maxima sind insbesondere unterhalb 80 km Höhe zu südlicheren Breiten verschoben und steigen im Gegensatz zu CRISTA-1 mit der Höhe kontinuierlich an. Das Minimum um 90 km weist mit -20 K eine fast doppelt so hohe Temperaturdifferenz auf wie das höchstgelegene Minimum während des ersten Fluges. Auch die Ausprägung der positiven und negativen Bereiche zeigt eine deutliche Asymmetrie bezüglich des Äquators. In mittleren südlichen Breiten ist das oberste Maximum ebenso stark ausgeprägt wie das äquatoriale Minimum und ist damit im Vergleich zu CRISTA-1 um einen Faktor

vier höher. Generell läßt sich unterhalb 80 km in mittleren südlichen Breiten keine eindeutige vertikale Wellensignatur mehr erkennen, vielmehr erstreckt sich ein mehr oder weniger kontinuierliches Minimum bis in die Stratosphäre. Die Tag-zu-Tag-Variabilität in Abbildung 14 läßt sich durch die leichte Lokalzeitänderung von 22 Minuten nicht erklären und wird in Kapitel 3.7 diskutiert.

Nicht-wandernde Gezeiten

Gezeitenwellen, die nicht mit der relativen Sonnenbewegung nach Westen wandern, also bei fester Lokalzeit eine zonale Struktur aufweisen, werden typischerweise als nicht-wandernde Gezeiten bezeichnet [*Hagan et al.*, 1997], obwohl sie sich durchaus nach Westen oder Osten ausbreiten können. Die beobachtete zonale Asymmetrie in den Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen weist demzufolge auf die Präsenz von nicht-wandernden Gezeitenwellen in den CRISTA-1 & 2-Daten hin. Zum eindeutigen Nachweis muß aber sichergestellt werden, daß die Unterschiede nicht durch schnell-laufende Planetare Wellen verursacht werden. In äquatorialen Breiten wird dies erreicht, indem von den auf jedem Orbitast gemessenen Temperaturen das zonale Mittel desselben Orbitastes abgezogen wird; die Messungen werden dadurch von den wandernden Gezeitenwellen und vom zonalen Temperaturhintergrund enttrentet. Die Lokalzeitdifferenz im Bereich des Äquators beträgt 12 Stunden, d.h. Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen zeigen die gleichen Signaturen der halbtäglichen Gezeitenwelle, aber eine maximale Phasendifferenz für die tägliche Komponente. Wenn also die resultierenden Höhen/Längenquerschnitte gleiche Signaturen, aber mit unterschiedlichem Vorzeichen aufweisen, sind die zonalen Variationen tatsächlich auf die tägliche Komponente der nicht-wandernden Gezeiten zurückzuführen. Die lokalzeitunabhängigen Planetaren Wellen zeigen ebenso wie die halbtägliche Komponente gleiche Vorzeichen. Die tägliche Komponente der nicht-wandernden Gezeitenwellen läßt sich folglich aus den Differenzen zwischen den enttrenteten Höhen/Längenquerschnitten der auf- und absteigenden Orbitäste nachweisen, da in dieser Darstellung die Planetaren Wellen ebenso wie die halbtägliche Gezeitenkomponente verschwinden.

CRISTA-1

Abbildung 15 zeigt eine Zeitreihe der während CRISTA-1 gemessenen Signaturen von nicht-wandernden Gezeiten für 10°N als Funktion der Länge und Höhe. Dargestellt sind die Ergebnisse für den 5. (a), 7. (b), 9. (c) und 11. (d) November 1994. In der linken Spalte sind die enttrenteten Temperaturen der aufsteigenden Orbitäste aufgetragen, die mittlere Spalte zeigt die entsprechenden Ergebnisse für die absteigenden

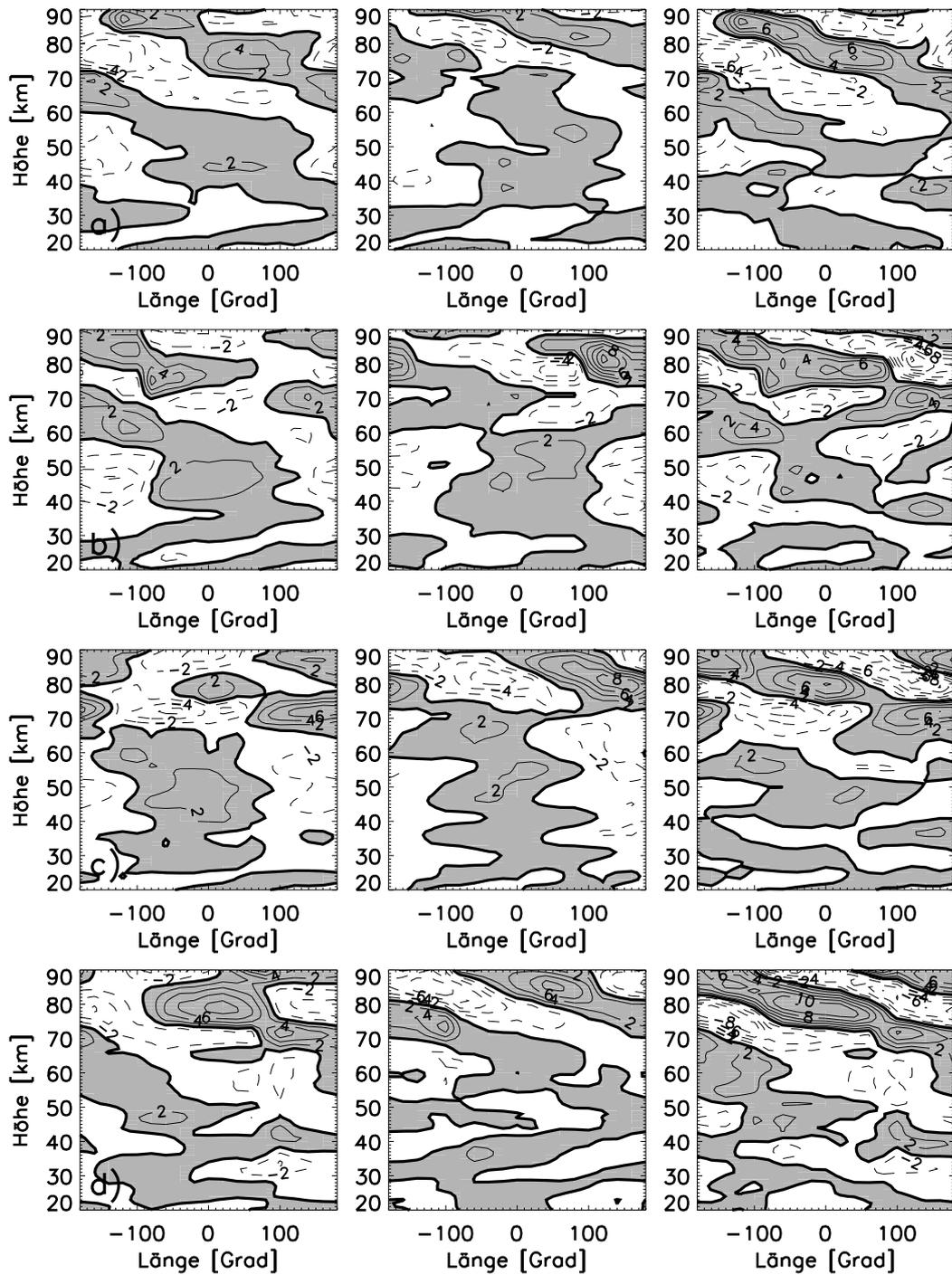


Abbildung 15: CRISTA-1. Nicht-wandernde Gezeitenwellen bei 10°N während CRISTA-1 für den 5. (a), 7. (b), 9. (c) und 11. (d) November 1994 (Tag 309, 311, 313, 315). Das Konturlinienintervall ist 2 K, positive Werte sind grau schattiert. Linke Spalte: Temperaturen auf den aufsteigenden Orbitästen minus zonaler Mittelwert auf diesen Orbitästen. Mittlere Spalte: Temperaturen auf den absteigenden Orbitästen minus zonaler Mittelwert auf diesen Orbitästen. Rechte Spalte: Differenz der linken und mittleren Spalte.

Orbitäste und die rechte Spalte die Differenz. Oberhalb 50 km Höhe lassen sich in der Mesosphäre von links oben nach rechts unten verlaufende Bänder von positiven und negativen Werten erkennen, die sowohl in den enttrenteten Temperaturen der auf- (linke Spalte) als auch der absteigenden (mittlere Spalte) Orbitäste vorhanden sind, allerdings mit entgegengesetztem Vorzeichen. Unterhalb 50 km Höhe lassen sich eher von links unten nach rechts oben verlaufende Bänder mit dem gleichen Vorzeichen identifizieren, allerdings sind die Signaturen nicht so einheitlich wie in der Mesosphäre. Die in den enttrenteten Daten (linke und mittlere Spalte) beobachtete zonale Wellenzahl 1, die mit anwachsender Höhe ostwärts gerichtete Phasenverschiebung und die vertikale Wellenlänge von etwa 10 km sind mit der von *Smith und Riese* [1999] untersuchten tropischen Kelvinwelle in den CRISTA-1-Temperaturen konsistent. In den Differenzen (rechte Spalte) lassen sich entsprechend verlaufende Wellen nicht mehr erkennen, vielmehr sind nun auch in der Stratosphäre von links oben nach rechts unten verlaufende Temperaturbänder sichtbar, wenn auch nicht so klar wie in der Mesosphäre, in der die mit der Höhe anwachsenden Temperaturdifferenzen teilweise 10 K erreichen. Insbesondere am 5. November (a) lassen sich drei jeweils positive und negative Bereiche mit einem mit der Höhe westwärts gerichtetem Phasenverlauf über den gesamten Höhenbereich verfolgen. Die vertikale Wellenlänge beträgt ~ 22 km. In den Temperaturdifferenzen läßt sich auch eine eindeutige, westwärts gerichtete Wanderung der Bandstruktur im Verlauf des Meßzeitraums verfolgen. Am 5. November (a) ist die positive Temperaturdifferenz in 80 km Höhe bei $\sim 20^\circ$ W lokalisiert und verschiebt sich bis zum 11. November (d) um etwa 30° nach Westen auf $\sim 50^\circ$ W. Dies entspricht einer Ortsänderung von $\sim 14^\circ$ pro Stunde Lokalzeitänderung (22 Minuten pro Meßtag) und ist konsistent mit der erwarteten Änderung von 15° pro Stunde Lokalzeitänderung für eine tägliche Gezeitenwelle. Aus diesem Grund können auch andere Gezeitenkomponenten wie z.B. die 8-Stunden-Welle mit einer Phasenwanderung von 45° pro Stunde Lokalzeitänderung ausgeschlossen werden. Allerdings kann ein Teil der Amplitudenvariationen mit der Höhe und zwischen den einzelnen Tagen auf andere Komponenten der nicht-wandernden Gezeiten zurückzuführen sein. Eine weitere Ursache sind vermutlich Schwerewellen, die während CRISTA-1 in der äquatorialen Mesosphäre schon im zonalen Mittel Amplituden von bis zu 8 K erreichen [*Preusse et al.*, 2000b] und eine ausgeprägte zonale Variabilität aufweisen.

Für die Bestimmung der zonalen Wellenzahl muß auch die Abtastung der Atmosphäre durch CRISTA berücksichtigt werden. Da sich die Erde unter der Satellitenbahn dreht, entspricht der beobachteten Wellenzahl ν eine tatsächliche Wellenzahl n mit $n = \nu + (24 \text{ Stunden} / \text{Periode in Stunden})$ für westwärts laufende Wellen und $n = \nu - (24 \text{ Stunden} / \text{Periode in Stunden})$ für ostwärts laufende. Der Beitrag durch die tägliche Drehung des Satellitenorbits aufgrund der Drehung der Erde um die Sonne ($\sim 1^\circ$) kann vernachlässigt werden. Für die nicht-wandernde tägliche Gezeitenwelle

heißt das, daß die beobachtete Wellenzahl 1 entweder einer nach Westen laufenden Welle 2 oder einer stationären Welle der Wellenzahl 0 entspricht, wobei die letzte Komponente in der Theorie nicht vorkommt. Die in Abbildung 15 dargestellte Wellensignatur kann daher eindeutig als sich nach Westen ausbreitende, nicht-wandernde tägliche Gezeitenwelle mit der zonalen Wellenzahl 2 identifiziert werden. In mittleren Breiten (ohne Abbildung) zeigen die CRISTA-1-Daten keine eindeutigen Signaturen von nicht-wandernden Gezeiten.

CRISTA-2

Ein Großteil der Ausführungen für CRISTA-1 kann auf CRISTA-2 übertragen werden. In Abbildung 16 sind ebenfalls für 10°N die entsprechenden Ergebnisse für den 14. August (a) und den 15. August (b) dargestellt.

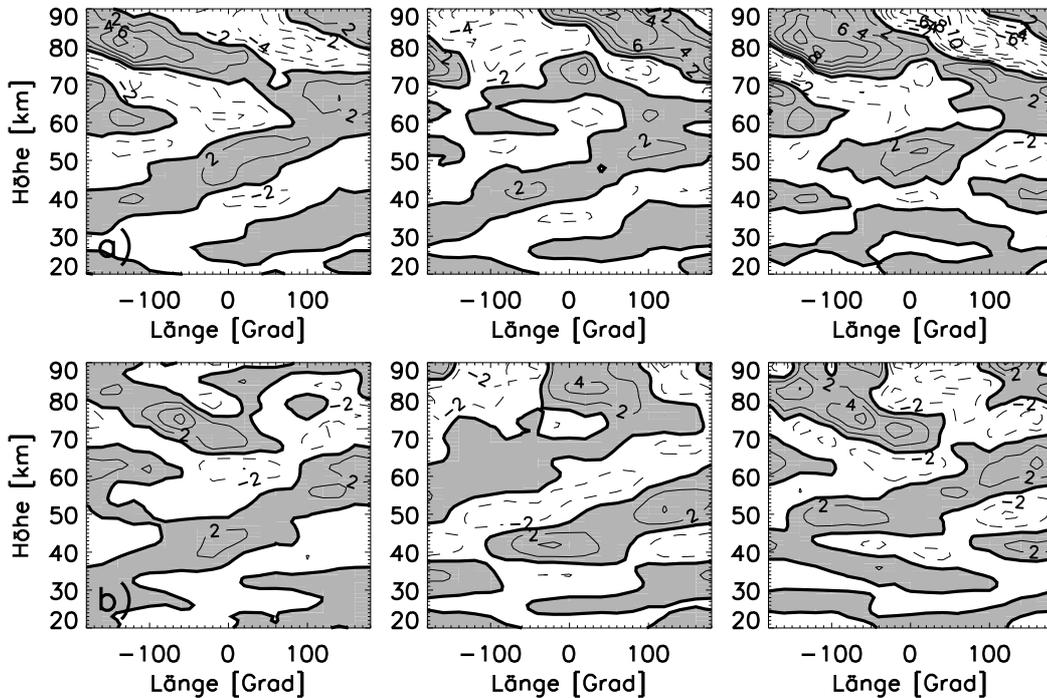


Abbildung 16: CRISTA-2. Wie Abbildung 15, nur für den 14. (a) und 15. (b) August 1997 (Tag 226, 227).

Auch hier sind in der linken und mittleren Spalte von links unten nach rechts oben verlaufende Bänder gleichen Vorzeichens in der Stratosphäre und von links oben nach rechts unten verlaufende Bänder alternierenden Vorzeichens in der Mesosphäre zu erkennen. Allerdings ist die stratosphärische Signatur stärker ausgeprägt als in den CRISTA-1-Daten und reicht auch weiter hinauf (bis 80 km). Vorläufige Analysen lassen darauf schließen, daß es sich ebenfalls um eine tropische Kelvinwelle mit der zonalen Wellenzahl 1 handelt. Die Periode beträgt sechs Tage und die vertikale Wellenlänge

liegt bei 25-35 km, abhängig von der Höhe. Die Differenzen (rechte Spalte) in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre erscheinen deutlich uneinheitlicher als in den CRISTA-1-Daten. Oberhalb 65 km Höhe lassen sich aber wieder mit der Höhe stärker werdende Temperaturbänder mit westwärts gerichtetem Phasenverlauf beobachten. Die vertikale Wellenlänge läßt sich nicht so eindeutig wie aus den CRISTA-1-Daten bestimmen, beträgt aber ebenfalls ~ 20 km. Da zur Zeit nur für zwei Meßtage Mesosphären-daten vorliegen, läßt sich die Wanderung der Temperaturbänder nicht analysieren, so daß die Präsenz einer 8 Stunden-Gezeitenkomponente nicht ausgeschlossen werden kann. Die Ähnlichkeiten zu den Signaturen in den CRISTA-1-Daten lassen allerdings vermuten, daß es sich ebenfalls um die tägliche Komponente der nicht-wandernden Gezeiten handelt, die sich wie bei CRISTA-1 mit einer zonalen Wellenzahl 2 nach Westen ausbreitet. Auch in den CRISTA-2-Daten finden sich keine eindeutigen Hinweise auf nicht-wandernde Gezeiten in mittleren Breiten (ohne Abbildung).

3.2 Klassische Gezeitentheorie

Die grundlegenden Muster der gemessenen wandernden Gezeitenwellen (Abbildungen 13 und 14) können mittels klassischer Gezeitentheorie verstanden werden [*Chapman und Lindzen, 1970*]. Das zugrunde liegende Konzept und die Lösungen werden im folgenden kurz skizziert, da sie wesentlich zum Verständnis der Gezeiten beitragen und auch als Ausgangspunkt für die gegenwärtigen Theorien dienen. Auf eine explizite Ausführung der einzelnen Rechenschritte wird verzichtet. Sie werden umfassend in der Literatur beschrieben (z.B. [*Holton, 1975*], [*Forbes, 1995*]).

Ausgehend von einer horizontal geschichteten, isothermen Atmosphäre lauten in logarithmischen Druckkoordinaten die linearisierten Gleichungen für kleine Störungen in einer ruhenden, sphärischen Atmosphäre [*Holton, 1975*]:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - f v' + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi'}{\partial \lambda} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + f u' + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi'}{\partial \varphi} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t \partial z} \Phi' + N^2 w' = \frac{\kappa J'}{H}, \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v' \cos \varphi) \right) + \frac{1}{\varrho_o} \frac{\partial}{\partial z} (\varrho_o w') = 0, \quad (4)$$

mit den auf der folgenden Seite aufgeführten Bezeichnungen. Gestrichene Größen bezeichnen kleine Störungen, wobei nach Voraussetzung der Hintergrundwind identisch Null ist. Gleichungen (1) und (2) beschreiben die lokale Impulserhaltung in zonaler

u	Westwind
v	Südwind
w	Aufwärtswind
Φ	Geopotential, $\int g(z, \varphi) dz$
N^2	Quadrat der Brunt-Vaisala Frequenz = $\kappa g/H$
f	Coriolis-Parameter = $2\Omega \sin \varphi$
Ω	Kreisfrequenz der Erddrehung
ρ_0	Dichte $\propto \exp(-z/H)$
z	Höhe
λ	geograph. Länge
φ	geograph. Breite
κ	$R/c_p \approx 2/7$
J	Heizungsrate pro Einheitsmasse
a	Erdradius
g	Schwerebeschleunigung der Erde
H	konstante Skalenhöhe
t	Zeit

und meridionaler Richtung (Navier-Stokes-Gleichung), Gleichung (3) ist eine thermodynamische Zustandsgleichung und Gleichung (4) ist die Kontinuitätsgleichung. Nach Eliminierung von w' durch Kombination der Gleichungen (3) und (4) läßt sich das resultierende Gleichungssystem mit einem Ansatz für sich zonal ausbreitende Wellen mit der zonalen Wellenzahl s und der Frequenz σ lösen:

$$\{u', v', \Phi', J'\} = \{\hat{u}, \hat{v}, \hat{\Phi}, \hat{J}\} e^{i(s\lambda - \sigma t)}, \quad (5)$$

d.h. die Abhängigkeit von der geographischen Länge wird ausschließlich durch den harmonisch schwingenden Anteil beschrieben. Die Amplituden werden in Horizontal- und Vertikalanteil separiert (z.B. [Forbes, 1995]):

$$\hat{\Phi} = \sum_n \Theta_n(\varphi) G_n(z), \quad (6)$$

$$\hat{u} = \frac{\sigma}{4\Omega^2 a} \sum_n U_n(\varphi) G_n(z), \quad (7)$$

$$\hat{v} = \frac{-i\sigma}{4\Omega^2 a} \sum_n V_n(\varphi) G_n(z) \quad (8)$$

mit

$$U_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \varphi)} \left[\frac{s}{\cos \varphi} + \frac{\sin \varphi}{f} \frac{d}{d\varphi} \right] \Theta_n,$$

$$V_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \varphi)} \left[\frac{s \tan \varphi}{f} + \frac{d}{d\varphi} \right] \Theta_n.$$

Darin ist $\{\Theta_n\}$ ein vollständiges orthogonales System und $G_n(z)$ die vertikale Strukturfunktion. Auch die Anregungsfunktion läßt sich daher entsprechend entwickeln:

$$\hat{J} = \sum_n \Theta_n(\varphi) J_n(z). \quad (9)$$

Die vertikale Strukturfunktion $G_n(z)$

Die Separation in Horizontal- und Vertikalanteil führt nach einigem Umformen (z.B. [Forbes, 1995]) zur *vertikalen Strukturgleichung für eine isotherme Atmosphäre*

$$\frac{d^2 G_n^*}{dx^2} + \alpha^2 G_n^* = F(x) \quad (10)$$

mit $\alpha^2 = \kappa H/h_n - 1/4$ und $x = z/H$ sowie

$$G_n^* = G_n \varrho_o^{1/2} N^{-1},$$

$$F_n(x) = -\frac{\varrho_o^{-1/2}}{i\sigma N} \frac{d}{dx} (\varrho_o J_n).$$

Die Separationskonstante h_n koppelt Vertikal- und Horizontalfunktion. Die Lösungen haben damit die Form

$$G_n^*(x) \sim A e^{i\alpha x} + B e^{-i\alpha x}. \quad (11)$$

Für $h_n < 0$ bzw. $h_n > 4\kappa H \approx 8.57$ km (für $T = 256$ K) gilt $\alpha^2 < 0$ und es ergibt sich eine mit der Höhe abfallende Exponentialfunktion („evaneszente“ Lösung)

$$G_n^*(x) \sim e^{-|\alpha|x}, \quad (12)$$

da für $x \rightarrow \infty$ die Lösung aus energetischen Gründen verschwinden muß. Für $0 < h_n < 4\kappa H$ gilt $\alpha^2 > 0$, und die Lösung ist eine sinusförmige Welle

$$G_n^*(x) \sim e^{i\alpha x}, \quad (13)$$

die von der Anregungsregion wegläuft („propagierende“ Lösung). Ohne Anregungsfunktion ($F(x) = 0$) läßt sich nach längerer Rechnung (z.B. [Holton, 1975]) zeigen, daß eine nichttriviale Lösung nur in der Form

$$G_n^*(x) \sim e^{(\kappa - \frac{1}{2})x} \quad (14)$$

existiert, mit $h_n = H/(1 - \kappa) = 10,5$ km. Diese Lösung entspricht einer Resonanzschwingung der Atmosphäre und wird auch als *Lamb-Welle* bezeichnet.

Der Horizontalanteil: Houghfunktionen Θ_n

Die breitenabhängigen Lösungsterme können in der Form der *Laplace'schen Gezeitengleichung* [Laplace 1799; 1825] geschrieben werden (z.B. [Forbes, 1995]):

$$\frac{d}{d\mu} \left[\frac{(1 - \mu^2)}{(f^2 - \mu^2)} \frac{d\Theta_n}{d\mu} \right] - \frac{1}{f^2 - \mu^2} \left[-\frac{s}{f} \frac{(f^2 + \mu^2)}{(f^2 - \mu^2)} + \frac{s^2}{1 - \mu^2} \right] \Theta_n + \epsilon_n \Theta_n = 0 \quad (15)$$

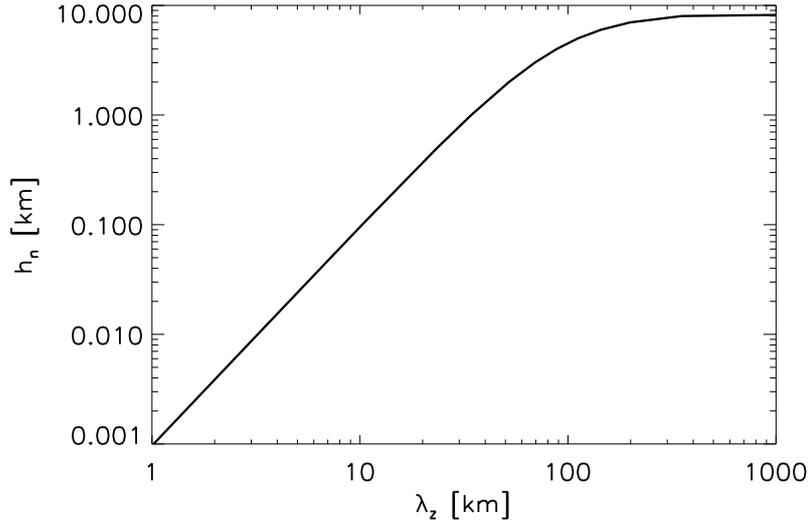


Abbildung 17: Abhängigkeit der vertikalen Wellenlänge von der äquivalenten Tiefe für eine isotherme Atmosphäre mit $H = 7.5$ km ($T = 256$ K).

mit $\mu = \sin \varphi$ und $\epsilon_n = (2\Omega a)^2 / gh_n$. Es handelt sich demzufolge um ein Eigenwertproblem mit den Eigenfunktionen Θ_n und den Eigenwerten ϵ_n . Die *äquivalente Tiefe* h_n koppelt dabei die Vertikal- mit der Horizontalkomponente und entspricht in ihrer Bedeutung der Tiefe des Ozeans, für dessen Gezeiten Laplace Gleichung (15) erstmals aufgestellt hat. Für die sich ausbreitende Welle (Gleichung (13)) läßt sich jeder äquivalenten Tiefe eine eindeutige vertikale Wellenlänge λ_z zuordnen (Abbildung 17):

$$\lambda_z = \frac{2\pi}{\alpha} = \frac{2\pi H}{\sqrt{\frac{\kappa H}{h_n} - \frac{1}{4}}}. \quad (16)$$

Die Eigenfunktionen Θ_n der Laplace'schen Gezeitengleichung heißen *Houghfunktionen* und sind über unendliche Reihen von assoziierten Legendrepolyomen definiert [Chapman und Lindzen, 1970]. Jedes Eigenwert/Eigenfunktionspaar bezeichnet eine Grundschwingung der Gezeiten. Generell gelten die bisherigen Ausführungen jedoch auch für andere, dem Lösungsansatz entsprechende Wellen, wie z.B. Planetare Wellen.

Die einzelnen Grundschwingungen sind entweder symmetrisch oder antisymmetrisch zum Äquator und werden in der gängigen Nomenklatur durch die zonale Wellenzahl s und den meridionalen Index n in der Form Θ_n^s bzw. (s, n) identifiziert. Ein positives Vorzeichen von n bezeichnet eine äquivalente Tiefe von $0 < h_n < 4\kappa H$, entspricht also der sich ausbreitenden Welle (Gleichung (13)). Evaneszente Lösungen (12) der vertikalen Strukturgleichung werden durch ein negatives Vorzeichen gekennzeichnet. Die wichtigsten symmetrischen und antisymmetrischen Houghfunktionen für die zonalen Wellenzahlen 1 und 2 sind in den Abbildungen 18-21 dargestellt. Tabellierte Werte finden sich bei Chapman und Lindzen [1970].

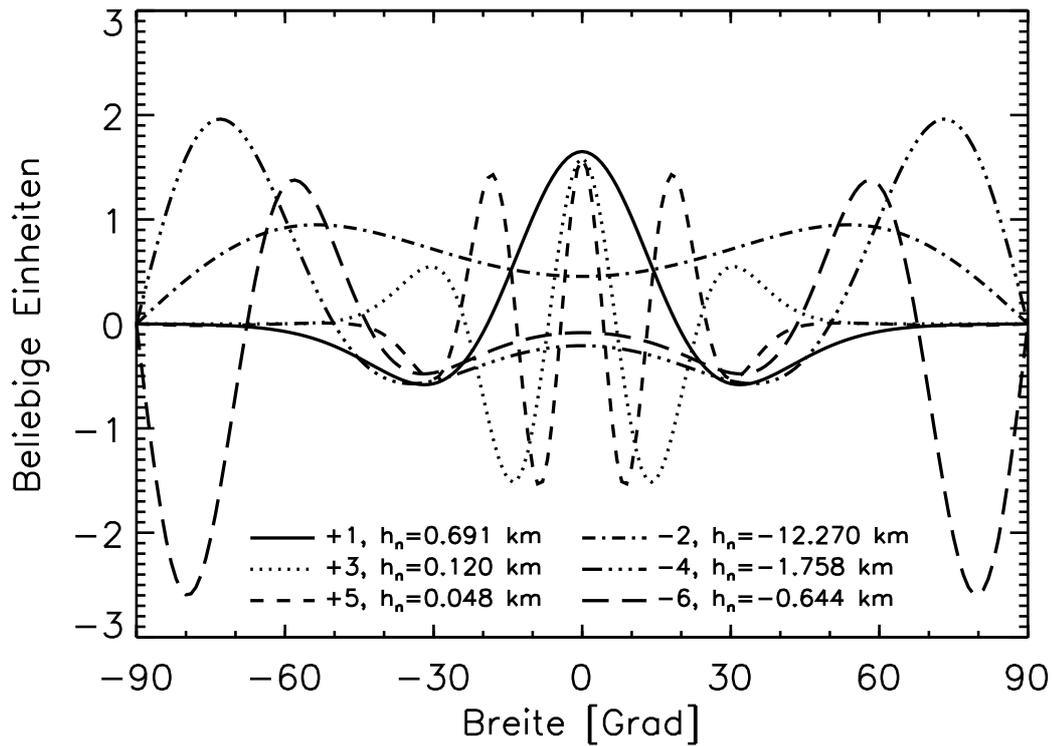


Abbildung 18: Erste symmetrische Houghfunktionen für $s = 1$ und zugehörige äquivalente Tiefe h_n .

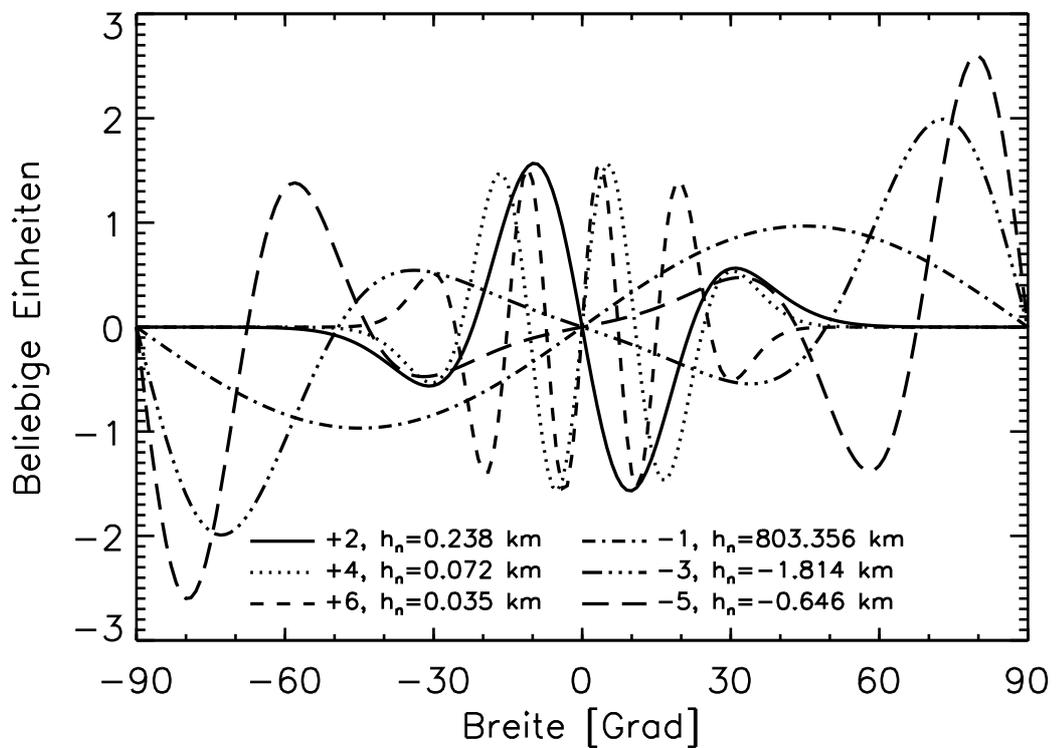


Abbildung 19: Erste antisymmetrische Houghfunktionen für $s = 1$ und zugehörige äquivalente Tiefe h_n .

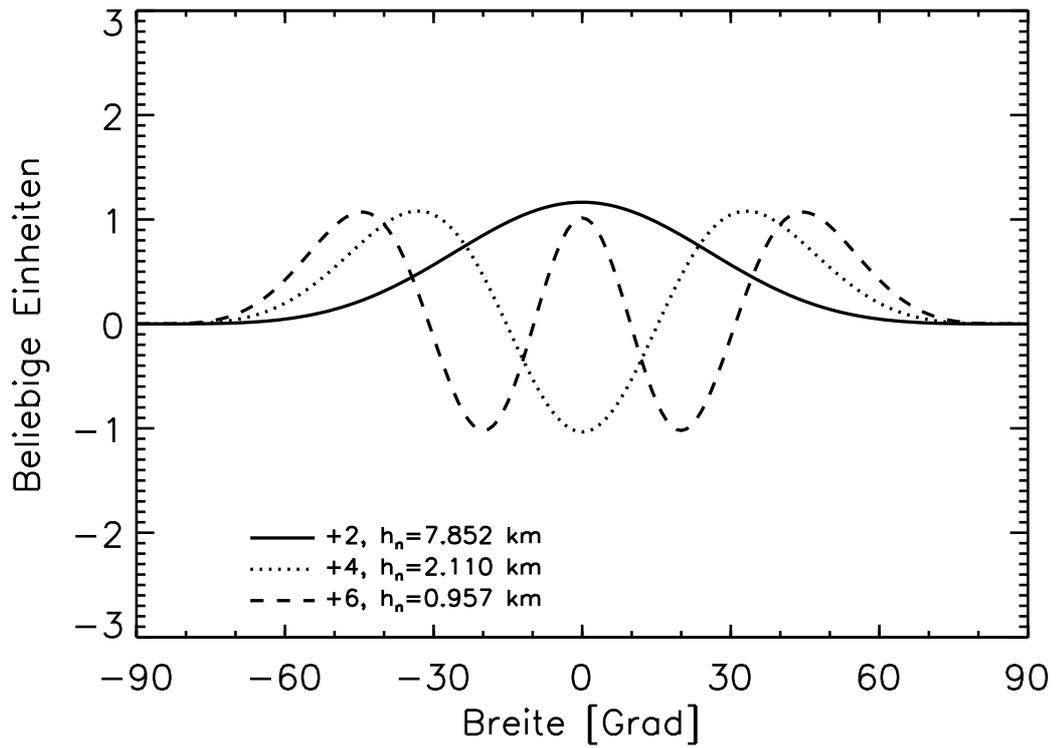


Abbildung 20: Erste symmetrische Houghfunktionen für $s = 2$ und zugehörige äquivalente Tiefe h_n .

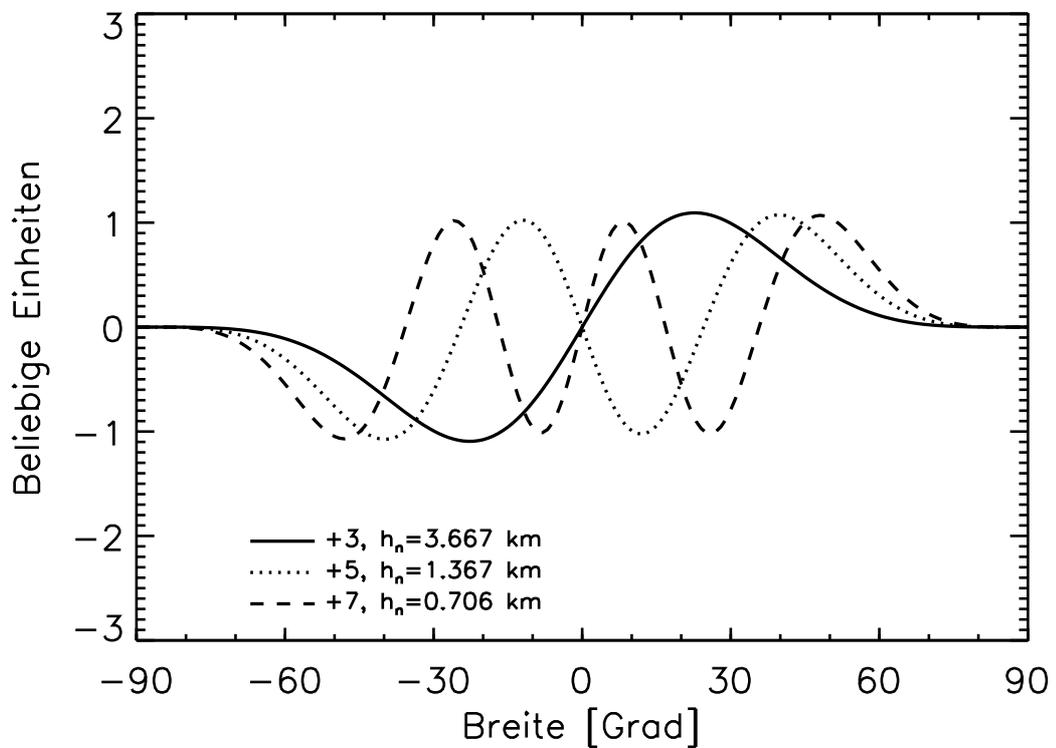


Abbildung 21: Erste antisymmetrische Houghfunktionen für $s = 2$ und zugehörige äquivalente Tiefe h_n .

Vergleich mit den CRISTA-Messungen

Aus Gleichung (6) läßt sich für jeden Hough-Mode die Höhen- und Breitenverteilung im Geopotential berechnen. Für die (1,1)-Schwingung (Abbildung 18) ergibt sich z.B. eine vertikale Wellenlänge von 27,9 km (Abbildung 17) mit Wellenmaxima im Geopotential bei 35° südlicher und nördlicher Breite. Die Oszillation ist am Äquator deutlich stärker und hat dort ein entgegengesetztes Vorzeichen. Gleichung (6) gilt auch für die Temperatur. Allerdings ist die Herleitung mathematisch umfangreicher [Chapman und Lindzen, 1970]. Dagegen ist die Welle im meridionalen und zonalen Wind aufgrund der zusätzlichen meridionalen Ableitungen in Gleichungen (7) und (8) antisymmetrisch zum Äquator mit Minima/Maxima bei etwa 15°-20° (ohne Abbildung). Die Ergebnisse der klassischen Theorie lassen sich recht einfach mit den CRISTA-Messungen vergleichen. Für jede Breite und Höhe werden den CRISTA-Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen entsprechende Temperatursauslenkungen berechnet und wie die Meßdaten als Temperaturdifferenzen dargestellt. Abbildung 22 zeigt die entsprechenden Ergebnisse der (1,1)-Grundschwingung mit einer angenommenen Periode von 24 Stunden für die Lokalzeiten der Messungen vom 9. November 1994 (vergl. Abbildung 13).

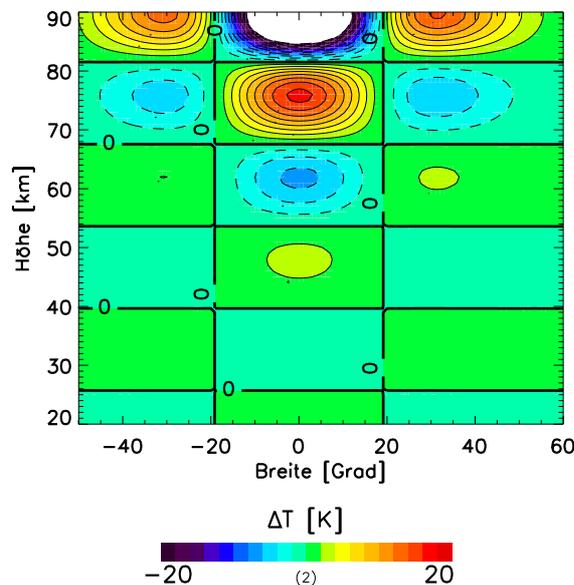


Abbildung 22: Die (1,1)-Grundschwingung in derselben Darstellung und Farbkodierung wie in Abbildung 13. Weiße Flächen entsprechen Werten < -20 K. In 75 km Höhe und 0° Breite sind die Werte auf die Messungen normiert.

Die Breitenstruktur erklärt sich aus der ersten symmetrischen Houghfunktion (Abbildung 18), die Vertikalstruktur entspricht einer harmonischen Oszillation mit 27,9 km Wellenlänge, und die mit der Höhe anwachsende Amplitude ist in der Skalierung der

vertikalen Strukturfunktion (Gleichung (10)) mit $1/\sqrt{\varrho_o}$ begründet. Als einziger freier Parameter ist der numerische Wert der äquatorialen Temperaturdifferenzen in 75 km Höhe auf den Wert der CRISTA-1-Messungen (Abbildung 13) skaliert worden. Die grundsätzliche Ähnlichkeit zu den CRISTA-1-Messungen zeigt, daß die in den Meßdaten vorherrschende Signatur der ersten symmetrischen Grundschiwingung der täglichen wandernden Gezeitenwelle entspricht. Die stärkere Asymmetrie zum Äquator in den Daten deutet allerdings auf das Vorhandensein von anderen Grundschiwingungen hin. Insbesondere wird in dem vorgestellten einfachen Modell das Amplitudenwachstum mit der Höhe erheblich überschätzt, da sämtliche Dissipationsvorgänge vernachlässigt werden und auch keine Annahmen über die Anregungsfunktion gemacht werden. Die entsprechenden Temperaturdifferenzen für CRISTA-2 (ohne Abbildung) sehen der Abbildung 22 sehr ähnlich, können also größere Teile der CRISTA-2-Daten (Abbildung 14) nicht erklären. Für eine zuverlässige Beschreibung der wandernden Gezeiten ist daher die Modellierung mit realistischen Dissipations- und Anregungsschemata erforderlich.

3.3 Das Global-Scale-Wave-Model (GSWM)

Zur adäquaten Modellierung der wandernden Gezeiten in den CRISTA-Temperaturdaten wird das Global-Scale-Wave-Model [*Hagan et al*, 1993; 1995; 1999a] verwendet. Das GSWM ist ein zweidimensionales, linearisiertes, numerisches Modell für Gezeiten und Planetare Wellen und ist das zur Zeit wohl am weitesten entwickelte Modell zur Beschreibung dieser globalen Wellen. Unter der Annahme einer sphärisch symmetrischen, flachen, kompressiblen, hydrostatischen und dem idealen Gasgesetz genügenden Atmosphäre werden Gezeiten und Planetare Wellen als kleine Störungen auf einem zonal symmetrischen Grundzustand aufgefaßt. Insgesamt werden sechs gekoppelte Gleichungen im Modell gelöst: Zwei horizontale Impulsgleichungen, die hydrostatische Gleichung, die Kontinuitätsgleichung, das ideale Gasgesetz und eine thermodynamische Zustandsgleichung. Das komplette Gleichungssystem inklusive aller Bezeichnungen kann dem Anhang (A2) entnommen werden. Es enthält die sechs Unbekannten $u', v', w', p', T', \varrho'$, die die Wellenaktivität im zonalen, meridionalen und vertikalen Wind sowie im Druck, in der Temperatur und in der Teilchendichte beschreiben. Die Hintergrundatmosphäre wird durch den zonalen Wind, die Temperatur, den Druck und die Teilchendichte U_o, T_o, P_o, ϱ_o klassifiziert. Meridionaler und vertikaler Hintergrundwind werden vernachlässigt. Die Anregungsfunktion wird als J' bezeichnet. Dissipationsprozesse werden durch die Divergenzen κ' und $F'_{\lambda,\theta}$ des Energie- und Impulsflusses durch molekulare und Eddy Diffusion sowie durch den Impulsübertrag durch Ionen $D_{\lambda,\theta}$ beschrieben. Die Indizes λ, θ geben die Richtung des Übertrags an. Weiterhin werden auch der Impulsübertrag durch Schwerewellen durch einen Reibungsterm

(engl.: Rayleigh friction) ν_R und die Strahlungsdämpfung durch einen Kühlungsterm (engl.: Newtonian cooling) α berücksichtigt. Die Dissipationsterme sind in den oben genannten Referenzen beschrieben, werden im folgenden jedoch zusammenfassend dargestellt, da der Vergleich mit den CRISTA-Ergebnissen (siehe Kapitel 3.7 und [Oberheide *et al.*, 2000]) die Notwendigkeit verbesserter Schemata aufzeigt.

Dissipationsterme im GSWM

Die Divergenzen von Energie- und Impulsfluß durch molekulare μ_o und Eddy-Diffusion K_{zz} lauten [Hagan *et al.*, 1999b]:

$$\kappa' = \frac{1}{\varrho_o} \frac{\partial}{\partial z} (\mu_o + \varrho_o K_{zz}) \frac{\partial T'}{\partial z},$$

$$\begin{pmatrix} F'_\lambda \\ F'_\theta \end{pmatrix} = \frac{1}{\varrho_o} \frac{\partial}{\partial z} (\mu_o + \varrho_o K_{zz}) \frac{\partial}{\partial z} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix},$$

$$\mu_o = 0.00399 \frac{T_o^{2/3}}{R M},$$

mit der Gaskonstanten R und dem Molekulargewicht von Luft M . Die im GSWM verwendeten Werte für K_{zz} sind dem Modell von Garcia und Solomon [1985] entnommen und sind für den August und November in Abbildung 23 dargestellt.

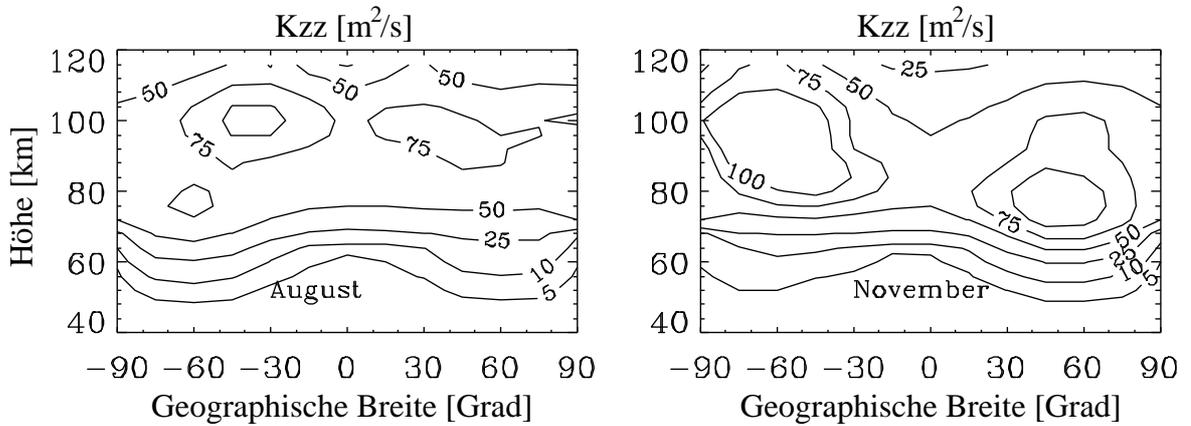


Abbildung 23: Eddy-Diffusion (K_{zz}) im GSWM für August (links) und November (rechts) [M. Hagan, persönliche Mitteilung].

Der Impulsübertrag von Schwerewellen auf die Gezeiten wird durch einen Reibungsterm (Rayleigh friction) nach Miyahara und Forbes [1991] berücksichtigt (Abbildung 24) und basiert auf der Schwerewellenparametrisierung von Lindzen [1981]. Es gilt:

$$\nu_R = - \frac{\text{zonale Anregung durch brechende Schwerewellen}}{\text{Westwindkomponente der täglichen Gezeitenwelle}} \begin{bmatrix} 1 \\ \text{s} \end{bmatrix}.$$

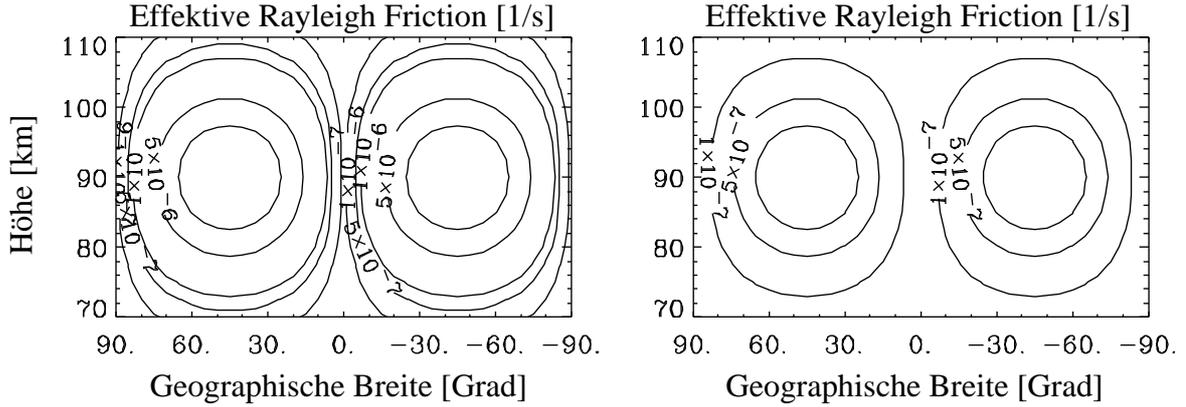


Abbildung 24: Effektive „Rayleigh Friction“ im GSWM für August (links) und November (rechts) [M. Hagan, persönliche Mitteilung].

Der Impulsübertrag durch Ionen (mittels Neutralgas/Ionosphärenplasma-Wechselwirkung in der Lorentzkraft) ist unterhalb der Mesopause vernachlässigbar klein und wird daher nicht weiter diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der im GSWM benutzten Parametrisierung findet sich in *Forbes und Garrett [1979]*. Weiterhin berücksichtigt das Modell auch die Strahlungsdämpfung durch O_3 und CO_2 . Die für O_3 verwendete Parametrisierung geht auf *Salby [1981]* zurück:

$$\alpha(O_3) = 0.35 e^{-[(z-50)/(21.3)]^2},$$

in der Einheit Tag^{-1} . Für die CO_2 Strahlungsdämpfung gilt [*Zhu und Strobel, 1991*]:

$$\alpha(CO_2) = e^{-[(z-80)/(20)]^2}.$$

Gezeitenanregung im GSWM

Im GSWM werden im wesentlichen drei Quellterme für die Anregung von Gezeiten und Planetaren Wellen berücksichtigt: Die IR-Absorption im troposphärischen Wasser und Wasserdampf, die UV-Absorption im stratosphärischen und mesosphärischen Ozon und die in der unteren Thermosphäre wichtige Absorption in den Schumann-Runge-Banden sowie im Kontinuum des molekularen Sauerstoffs. Weitere Quellen wie die EUV-Absorption im atomaren Sauerstoff oder troposphärische Quellen wie latente Wärme aus meteorologischen Ereignissen werden zur Zeit nicht berücksichtigt. Die troposphärische Anregung wird durch die Gleichungen von *Groves [1982]* beschrieben, der aus Modelldaten der spezifischen Feuchte Heizungsraten J' für die wichtigsten Grundschwingungen der täglichen und halbtäglichen Gezeitenwelle berechnet hat. Diese Ergebnisse sind auf die Monate Januar, April, Juli und Oktober beschränkt und haben bislang die Modellvorhersagen auf dieselben Zeiträume limitiert. Die Anregungsfunktionen aufgrund der Ozon- und Sauerstoffabsorption basieren auf einer Parametrisierung

von *Strobel* [1978] und verwenden standardmäßig monatlich gemittelte Ozondichten aus Messungen des Halogen Occultation Experiments (HALOE) [*Russell et al.*, 1993] und des Microwave Limb Sounders (MLS) [*Barath et al.*, 1993] auf dem UARS-Satelliten sowie O₂-Dichten aus dem Atmosphärenmodell Mass Spectrometer Incoherent Scatter neutral atmosphere model Extended version 1990 (MSISE90) [*Hedin*, 1991].

Klimatologische Hintergrundatmosphäre im GSWM

Die standardmäßig in das GSWM eingehenden Klimatologien für die ungestörte Hintergrundatmosphäre der Monate Januar, April, Juli und Oktober werden sowohl aus Modelldaten als auch aus Messungen aufgebaut. So werden die zonalen Mittel für die Temperatur und die Teilchendichte dem MSISE90-Modell entnommen, wohingegen die Winddaten oberhalb 20 km Höhe auf monatlichen Mitteln von sechs Jahren HRDI-Messungen basieren [*Hagan et al.*, 1999a]. Unterhalb 20 km gehen Winde aus dem semi-empirischen Windmodell von *Groves* [1985; 1987] in den Datensatz ein.

3.4 GSWM-Anpassung an die CRISTA-Bedingungen

Zur besseren Modellierung der gemessenen Gezeitenwellen müssen die tatsächlichen atmosphärischen Bedingungen im November 1994 und im August 1997 berücksichtigt werden. Dazu wird die klimatologische Hintergrundatmosphäre im GSWM schrittweise durch CRISTA-Messungen ersetzt. Anregungs- und Dissipationsschemata werden ebenfalls an die beiden CRISTA-Zeiträume angepaßt.

GSWM-Klimatologie für November und August

In einem ersten Schritt werden die GSWM-Hintergrundatmosphäre sowie die Anregungs- und Dissipationsschemata durch eine November- bzw. August-Klimatologie aus den in Kapitel 3.3 beschriebenen Quellen ersetzt. Ausnahmen bilden das Ozonfeld, das nun auf der Referenzatmosphäre COSPAR International Reference Atmosphere 1986 (CIRA-86) [*Keating et al.*, 1990] basiert, und die troposphärische Gezeitenanregung. *Burrage et al.* [1995a] haben gezeigt, daß die jahreszeitliche Variabilität in der troposphärischen Gezeitenanregung einen deutlich geringeren Einfluß auf die Gezeitenaktivität hat als z.B. die entsprechenden Variationen im Hintergrundwind und im Dissipationsschema. Allerdings limitiert gerade die troposphärische Anregung die GSWM-Vorhersagen bislang auf die Monate Januar, April, Juli und Oktober (siehe Kapitel 3.3). Aus diesem Grund werden die entsprechenden Heizungsfunktionen auf die Monate August und November linear interpoliert.

GSWM-Hintergrundatmosphäre aus CRISTA-1-Daten

Eine realistische Hintergrundatmosphäre wird durch ein schrittweises Ersetzen der GSWM-November-Klimatologie durch CRISTA-Messungen des zonalen geostrophischen Windes, der Temperatur, des Drucks, der Teilchendichte und des Ozons aufgebaut. Grundsätzlich wird dabei die Hintergrundatmosphäre (0-128 km Höhe, 90°S - 90°N) aus drei Datensätzen kombiniert. CRISTA-Daten vom 5. und 9. November 1994 werden gemittelt und von 50°S - 60°N Breite bzw. 20-90 km Höhe (O₃: 20-60 km) verwendet. An diesen Tagen weisen die CRISTA-Messungen die bestmögliche Überdeckung des Höhenbereichs auf. Für höhere Breiten und von CRISTA nicht abgedeckte Höhen werden assimilierte Daten des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) [*Swinbank und O'Neill*, 1994] und des NASA/MSFC Global Reference Atmospheric Models - 1995 (GRAM-95) [*Justus et al.*, 1995] mit den CRISTA-Messungen kombiniert. Alle Datensätze werden mit Hilfe eines gewichteten Mittels ineinander überführt. Die so zusammengesetzte Hintergrundatmosphäre wird im folgenden zusammenfassend dargestellt, Details und entsprechende Abbildungen sind *Oberheide et al.* [2000] zu entnehmen.

Temperaturfeld

Die am 5. und 9. November 1994 gemessenen Temperaturen werden in 10°-Breitenbänder eingeteilt und unabhängig vom Orbitast zonal gemittelt. Dies ist insbesondere am Äquator eine gute Näherung für eine von Gezeiten und schnell-laufenden Planetaren Wellen ungestörte Hintergrundatmosphäre. Zwar sind in den Temperaturdifferenzen zwischen beiden Orbitästen (Abbildung 13) die Gezeiten bei 0° am stärksten ausgeprägt, doch verschwindet in den Temperaturmitteln beider Orbitäste die tägliche Gezeitenkomponente, da der Lokalzeitunterschied 12 Stunden beträgt. Diese Argumentation gilt jedoch nicht ohne weiteres für die halbtägliche Komponente und auch nicht für mittlere Breiten mit deutlich geringeren Lokalzeitunterschieden zwischen den Orbitästen. Rechnungen mit simulierter Gezeitenaktivität zeigen jedoch, daß in allen Breiten die verbleibenden Signaturen der täglichen und halbtäglichen Gezeitenkomponenten kleiner als 2 Kelvin sind und damit vernachlässigt werden können. Ebenso können Einflüsse von nicht-wandernden Gezeiten aufgrund der zonalen Mittelung und Effekte durch schnell-laufende Planetare Wellen durch den Vergleich der Temperaturfelder vom 5. und 9. November ausgeschlossen werden [*Oberheide et al.*, 2000].

Die nicht von CRISTA gemessenen Höhen und Breiten werden in der Troposphäre und Stratosphäre durch entsprechend gemittelte UKMO-Temperaturen vom 5. und 9. November aufgefüllt, und entsprechend in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre durch GRAM-95-Daten. Das resultierende Temperaturfeld ist Abbildung 25a zu entnehmen und zeigt im Vergleich zur GSWM-November-Klimatologie (ohne Abbildung)

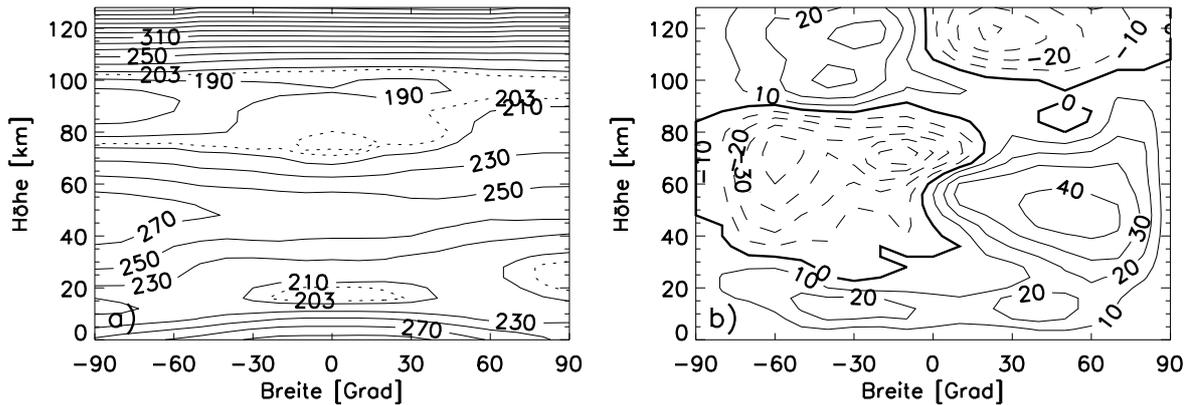


Abbildung 25: CRISTA-1. Aus CRISTA-, UKMO- und GRAM-95-Daten zusammengesetzte atmosphärische Hintergrundfelder der Temperatur (a) und des zonalen Windes (b). Das Temperaturintervall ist 20 K. Die gepunktete Linie bedeutet die 203 K Kontur, die bei 75 km eine Inversionsschicht anzeigt. Das Konturintervall in b) ist 10 m/s. Durchgezogene Linien gehören zu Westwinden und gestrichelte zu Ostwinden.

eine wärmere Mesopause und einen flacheren Temperaturanstieg in der unteren Thermosphäre. In 75 km Höhe findet sich um den Äquator eine Temperaturinversion, die in dem klimatologischen Datensatz für den November nicht vorhanden ist.

Druck- und Dichtefelder

Die Druck- und Dichtefelder werden unter der Annahme hydrostatischen Gleichgewichts und unter Anwendung des idealen Gasgesetzes aus dem Temperaturfeld berechnet. Der notwendige Referenzdruck wird in 24 km Höhe den UKMO-Daten entnommen, da diese Höhe in etwa der Höhe des Referenzdrucks in der CRISTA-Temperaturinversion entspricht.

Zonales Windfeld

Das Windfeld in zentraler Richtung (Abbildung 25b) wird unterhalb 90 km Höhe aus dem oben beschriebenen, zonal gemittelten Temperaturfeld unter Annahme geostrophischer Bedingungen abgeleitet. Oberhalb 90 km werden aufgrund wachsender ageostrophischer Bedingungen die GRAM-95-Winde verwendet. Die Ableitung geostrophischer Winde aus CRISTA-Daten wird in Kapitel 4 ausführlich diskutiert. Allerdings werden dort horizontal aufgelöste Windfelder berechnet. Es sei vorweggenommen, daß das zonal gemittelte zonale geostrophische Windfeld aus CRISTA-Daten (Kapitel 4) sehr gut mit dem direkt aus dem zonalen Temperaturmittel berechneten übereinstimmt.

Ozonfeld

Die zur Bestimmung der Gezeitenanregung durch UV-Absorption benötigten Ozondichten werden von 20-60 km Höhe aus den CRISTA-Ozonmessungen vom 5. und 9. November und in den restlichen Bereichen aus dem Ozon der CIRA-Referenzatmosphäre zu-

sammengesetzt. Bis auf eine schmale Schicht bei etwa 28 km sind die CIRA-Ozonwerte etwas niedriger als die gemessenen Mischungsverhältnisse (ohne Abbildung).

GSWM-Hintergrundatmosphäre aus CRISTA-2-Daten

Der Aufbau einer den Bedingungen des zweiten CRISTA-Fluges entsprechenden Hintergrundatmosphäre erfolgt nach demselben Schema wie für CRISTA-1. Auch in diesem Fall werden CRISTA-, UKMO- und GRAM-95-Daten miteinander kombiniert. Lediglich der Breitenbereich, in den CRISTA-Messungen eingehen, umfaßt nun 70°S - 70°N. Es werden die Daten vom 14. und 15. August 1997 verwendet.

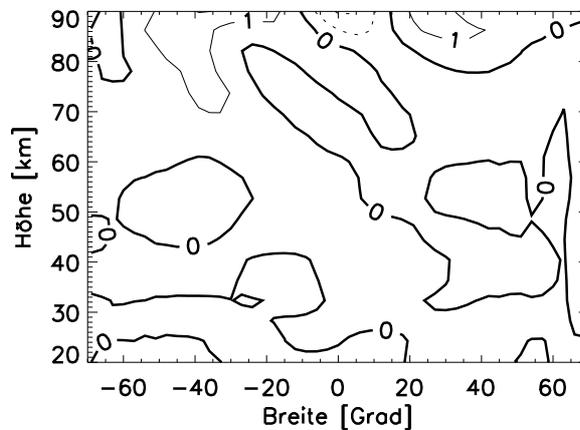


Abbildung 26: CRISTA-2. Obere Grenze der Gezeiteneffekte (täglich und halbtäglich) im CRISTA-2-Temperaturhintergrundfeld aus GSWM-Ergebnissen für Juli. Gepunktete Linien bedeuten negative und durchgezogene positive Abweichungen. Das Konturlinienintervall ist 1 K. Die verbleibenden Gezeitensignaturen sind kleiner als 1 K.

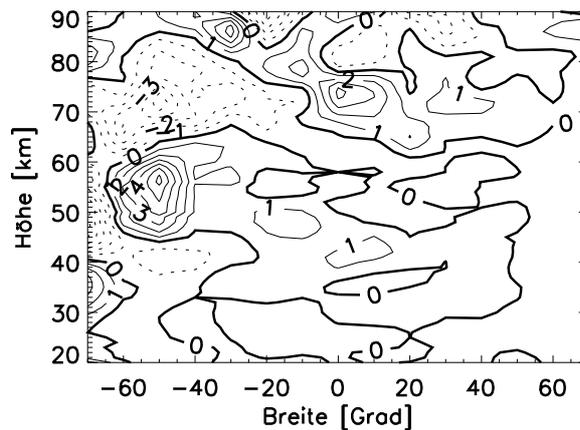


Abbildung 27: CRISTA-2. Differenzen zwischen den Hintergrundtemperaturfeldern vom 14. und 15. August 1997. Um 50°S werden in 55 km Höhe bis zu 6 Kelvin erreicht. Gepunktete Linien bedeuten negative und durchgezogene positive Abweichungen. Das Konturlinienintervall ist 1 K.

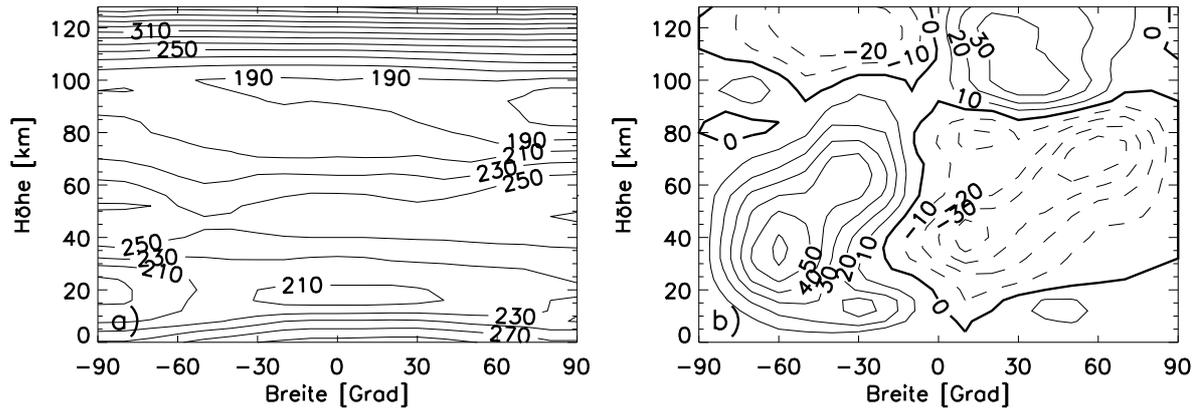


Abbildung 28: CRISTA-2. Aus CRISTA-, UKMO- und GRAM-95-Daten zusammengesetzte atmosphärische Hintergrundfelder der Temperatur (a) und des zonalen Windes (b). Das Temperaturintervall ist 20 K. Das Konturintervall in b) ist 10 m/s. Durchgezogene Linien gehören zu Westwinden und gestrichelte zu Ostwinden.

Temperaturfeld

Nach der zonalen Mittelung der Temperaturmessungen beider Orbitäste werden verbleibende Gezeiteneffekte durch eine simulierte tägliche und halbtägliche Welle abgeschätzt. Amplituden und Phasen beider Komponenten werden dem GSWM für den Monat Juli entnommen und zur Simulation der Gezeitenaktivität für die Lokalzeiten der CRISTA-Messungen verwendet. Anschließend werden die Modelldaten ebenso wie die CRISTA-Messungen gemittelt. Die verbleibenden Signaturen zeigen nur einen vernachlässigbaren Effekt von ~ 1 Kelvin (Abbildung 26).

Im Gegensatz zu den CRISTA-1-Messungen weisen die Differenzen zwischen den zonal gemittelten Temperaturfeldern von 14. und 15. August 1997 (Abbildung 27) in mittleren südlichen Breiten erhebliche Unterschiede auf. Um 50°S zeigen sich in 55 km Höhe Abweichungen von bis zu 6 Kelvin. Diese sind vermutlich auf ein Brechen der in der südlichen Hemisphäre beobachteten, sehr ausgeprägten Planetaren Welle 2 [Ward *et al.*, 2000] zurückzuführen. Auf diesen Aspekt wird in Kapitel 3.7 näher eingegangen. Durch die Mittelung beider Tage halbiert sich dieser Effekt; allerdings muß davon ausgegangen werden, daß die starke Tag-zu-Tag-Variabilität des Temperaturhintergrundes die gemessenen Gezeitensignaturen beeinflussen wird. Dies ist auch in den CRISTA-2-Gezeitenmessungen (Abbildung 14) im Breitenbereich um 50°S deutlich zu erkennen. In diesen Breiten zeigen die gemessenen Gezeiten ebenfalls eine starke Tag-zu-Tag-Variabilität, während die Änderungen in den anderen Breiten deutlich kleiner sind. Dort sind auch die Unterschiede der Hintergrundtemperaturen vergleichsweise klein und können nach der Mittelung über beide Tage vernachlässigt werden.

Das für die Modellrechnungen verwendete Temperaturfeld ist Abbildung 28a zu entnehmen. Höhere Breiten und nicht gemessene Höhen werden wieder durch UKMO-

und GRAM-95-Daten derselben Tage ergänzt. Ebenso wie für CRISTA-1 zeigt der Vergleich mit der GSWM-Klimatologie (August) eine wärmere Mesopause und einen flacheren Temperaturanstieg in der unteren Thermosphäre (ohne Abbildung). Hinweise auf eine äquatoriale Temperaturinversion in der Mesosphäre finden sich allerdings nicht.

Druck-, Dichte-, Wind- und Ozonfelder

Die restlichen Hintergrundfelder sind wie im Falle CRISTA-1 aufgebaut. Das entsprechend abgeleitete zonale Windfeld ist Abbildung 28b zu entnehmen.

3.5 GSWM-CRISTA-Vergleiche in äquatorialen Breiten

In äquatorialen Breiten lassen sich die modellierten Amplituden und Phasen der wandernden täglichen Gezeitenwelle direkt mit den CRISTA-Messungen vergleichen. Unter der Annahme, daß Unterschiede zwischen den auf den auf- und absteigenden Orbitästen gemessenen zonalen Temperaturmitteln (T_{\uparrow} , T_{\downarrow}) ausschließlich auf Effekte der täglichen und halbtäglichen Gezeiten zurückzuführen sind, läßt sich in linearer Näherung für jede Breite und Höhe schreiben:

$$\begin{aligned} T_{\uparrow} &= \bar{T} + \tilde{T} \cos \left[\frac{2\pi}{24} (t_{\uparrow} - \varphi) \right] + T^* \cos \left[\frac{2\pi}{12} (t_{\uparrow} - \xi) \right], \\ T_{\downarrow} &= \bar{T} + \tilde{T} \cos \left[\frac{2\pi}{24} (t_{\downarrow} - \varphi) \right] + T^* \cos \left[\frac{2\pi}{12} (t_{\downarrow} - \xi) \right]. \end{aligned}$$

Darin sind (t_{\uparrow} , t_{\downarrow}) die Lokalzeiten (in Stunden) der Messungen eines gegebenen Meßtages auf den auf- und absteigenden Orbitästen, (\tilde{T} , φ) und (T^* , ξ) Amplituden und Phasen der täglichen und halbtäglichen Gezeitenwelle und \bar{T} das Hintergrundtemperaturfeld. Da für CRISTA-1 & 2 t_{\uparrow} und t_{\downarrow} im Breitenband 0 - 10° N 12 Stunden auseinanderliegen (Abbildungen 5 und 7), enthalten T_{\uparrow} und T_{\downarrow} dort identische halbtägliche Komponenten und es gilt:

$$\begin{aligned} \Delta T &= T_{\uparrow} - T_{\downarrow} \\ &= \tilde{T} \left\{ \cos \left[\frac{2\pi}{24} (t_{\uparrow} - \varphi) \right] - \cos \left[\frac{2\pi}{24} (t_{\downarrow} - \varphi) \right] \right\} \\ &= -2\tilde{T} \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi \right) \right]. \end{aligned} \quad (17)$$

Für Höhen mit $\Delta T = 0$ ergibt sich bei Annahme einer von Null verschiedenen Amplitude sofort die Phase φ_o :

$$\varphi = \varphi_o = \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} + n \cdot 12 \text{ h} \right), \quad n \in \mathcal{Z}. \quad (18)$$

Für die Höhenableitung von ΔT gilt:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \Delta T}{\partial z} &= -2 \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi \right) \right] \\
&\quad + 2 \tilde{T} \frac{2\pi}{24} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \cos \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi \right) \right] \\
&= \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \frac{\Delta T}{\tilde{T}} \\
&\quad + 2 \tilde{T} \frac{2\pi}{24} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \cos \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi \right) \right] \quad (19)
\end{aligned}$$

Im Sinne einer ersten Schätzung wird der erste Term in Gleichung (19) vernachlässigt. Die Phase φ_m für Minima/Maxima-Höhen von ΔT (d.h. $\partial \Delta T / \partial z = 0$) ist dann:

$$\varphi = \varphi_m \approx \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} + \frac{2n+1}{2} \cdot 12 \text{ h} \right), \quad n \in \mathcal{Z}. \quad (20)$$

Die zu φ_o und φ_m gehörenden Amplituden \tilde{T}_o und \tilde{T}_m lassen sich durch Einsetzen in Gleichungen (17) und (19) berechnen (mit $\Delta T = 0$ für $\varphi = \varphi_o$):

$$\tilde{T}_m = - \frac{\Delta T}{2 \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi_m \right) \right]} \quad (21)$$

$$\tilde{T}_o = \frac{\frac{\partial \Delta T}{\partial z}}{2 \frac{2\pi}{24} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \sin \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} - t_{\downarrow}}{2} \right) \right] \cos \left[\frac{2\pi}{24} \left(\frac{t_{\uparrow} + t_{\downarrow}}{2} - \varphi_o \right) \right]}. \quad (22)$$

In der Berechnung von \tilde{T}_o wird ebenfalls in erster Näherung $\partial \tilde{T} / \partial z \cdot \Delta T / \tilde{T}$ vernachlässigt. Die so ermittelten Amplituden und Phasen definieren Höhenprofile von \tilde{T} und φ , die numerisch mittels Dreipunkte-Lagrange'scher Interpolation nach der Höhe differenziert werden. Rekursives Einsetzen von $\partial \varphi / \partial z$ und $\partial \tilde{T} / \partial z$ in Gleichungen (17) und (19) (jetzt ohne die Näherung) liefert neue Höhen für die Phasen φ_m sowie neue Werte für die Amplituden \tilde{T}_m und \tilde{T}_o . Diese Iteration wird bis zur Konvergenz fortgeführt. Die Abbildungen 29 und 30 zeigen die so aus den Messungen vom 5. und 9. November 1994 (CRISTA-1) und 14. und 15. August 1997 (CRISTA-2) berechneten äquatorialen Amplituden und Phasen der täglichen Komponente der wandernden Gezeitenwelle im Vergleich mit GSWM-Ergebnissen aus den verschiedenen Modellläufen.

Grundsätzlich wird das beste Ergebnis nach dem Einbau der kompletten CRISTA-Hintergrundatmosphäre erreicht. Für CRISTA-1 (Abbildung 29) wird eine bemerkenswert gute Übereinstimmung der gemessenen und modellierten äquatorialen Phasen

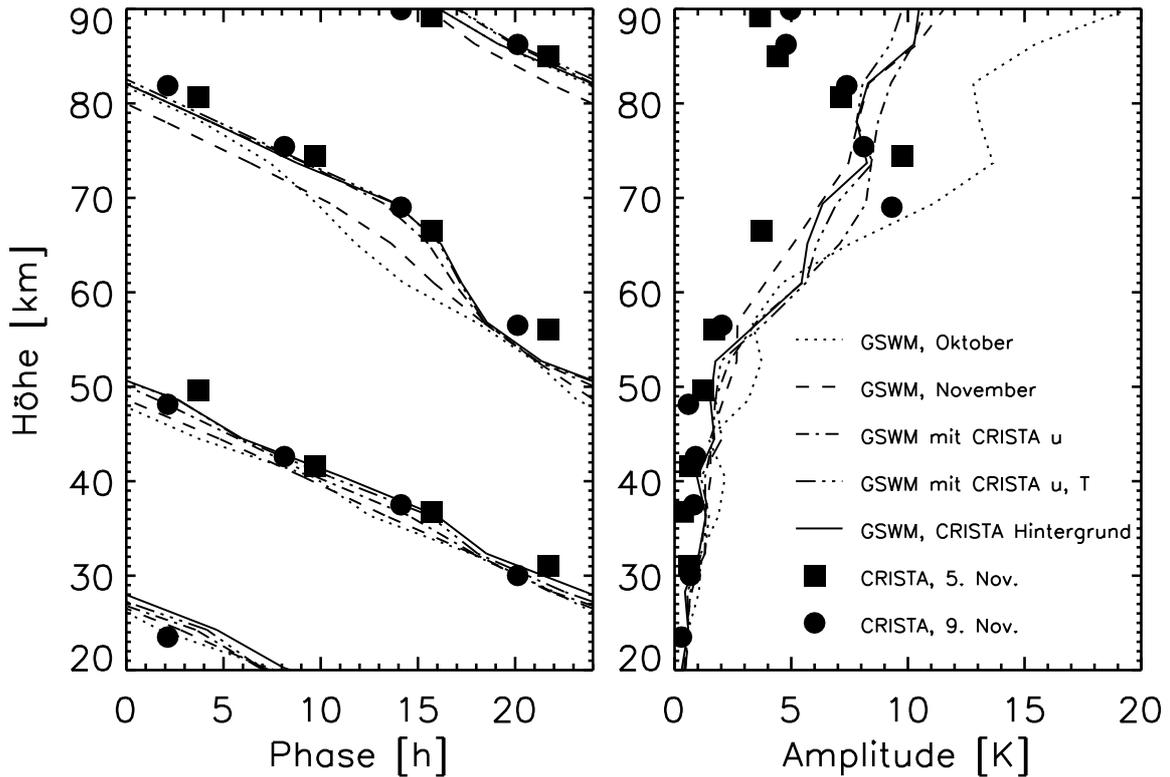


Abbildung 29: CRISTA-1. Phasen (links) und Amplituden (rechts) der täglichen Gezeitenwelle im 0° - 10° N Breitenband für den CRISTA-1-Zeitraum. Die Symbole markieren die CRISTA-Messungen, gepunktete Linien sind GSWM-Ergebnisse für Oktober, gestrichelte Linien zeigen GSWM-Ergebnisse mit der November-Klimatologie und durchgezogenen Linien zeigen die GSWM-Ergebnisse mit der kompletten Hintergrundatmosphäre aus den CRISTA-Messungen. Punkt-strichlierte Linien sind Modellresultate mit dem geostrophischen Wind aus CRISTA-Messungen (ansonsten GSWM-Klimatologie für November) und Strich-Punkt-Punkt-Punkt-Kurven sind Modellergebnisse mit CRISTA-Wind und -Temperatur. Insbesondere das Ersetzen des klimatologischen Modellwindes durch den geostrophischen Wind aus CRISTA-Messungen verbessert deutlich die Modellphasen. Die gemessenen Amplituden werden oberhalb 75 km kleiner. Dieses Verhalten ist in den Modellergebnissen nicht vorhanden.

erreicht, wohingegen die gemessenen Amplituden im Vergleich zu den modellierten oberhalb 75 km Höhe wieder abfallen. Gründe für dieses Verhalten werden in Kapitel 3.7 diskutiert. Im Falle CRISTA-2 (Abbildung 30) wurden nur Simulationsrechnungen für die Juli- und August-Klimatologien bzw. für die komplett mit CRISTA-Messungen verbesserte Hintergrundatmosphäre durchgeführt. Auch hier zeigt sich eine gute Phasenübereinstimmung in der Mesosphäre, jedoch eine schlechtere Modellierung in der Stratosphäre. Sowohl gemessene als auch modellierte Amplituden zeigen einen Anstieg mit der Höhe, allerdings sind die GSWM-Werte in der oberen Mesosphäre etwa 2-3 Kelvin höher. Zwischen 40 km und 60 km können keine Amplituden und Phasen aus den CRISTA-Messungen abgeleitet werden, da eine eindeutige Bestimmung der

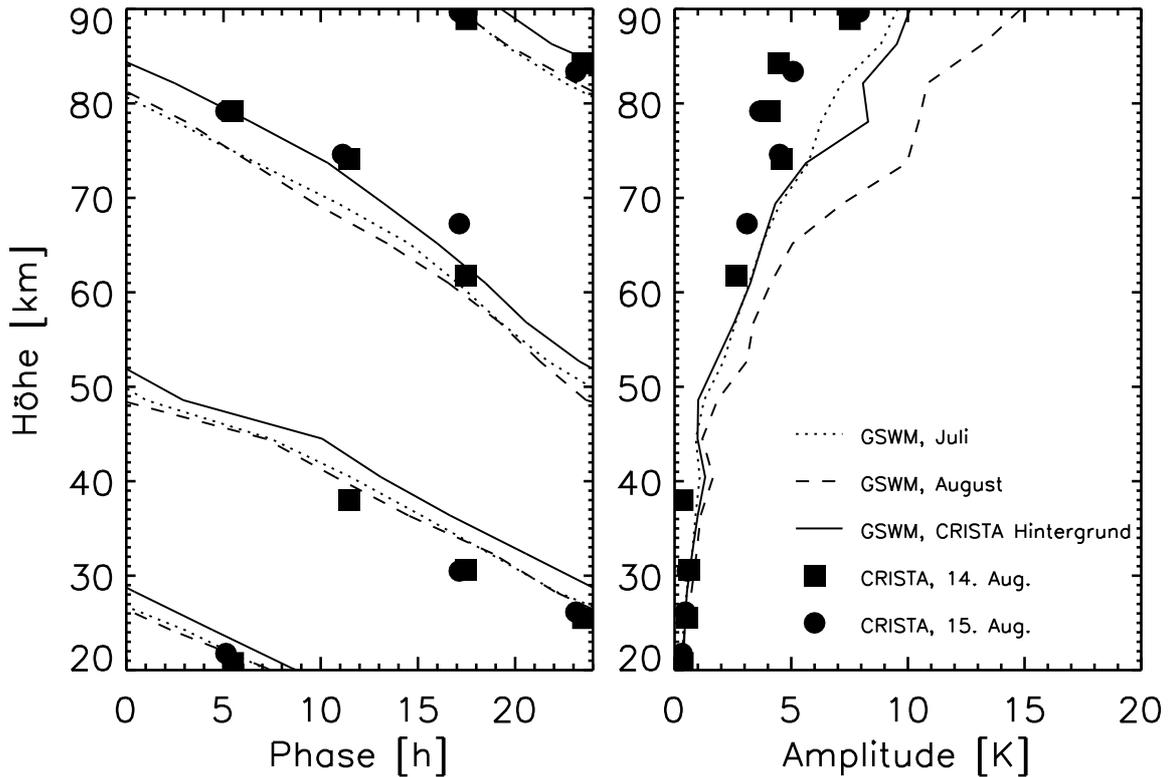


Abbildung 30: CRISTA-2. Phasen (links) und Amplituden (rechts) der täglichen Gezeitenwelle im 10°S - 10°N Breitenband für den CRISTA-1-Zeitraum. Die Symbole markieren die CRISTA-Messungen, gepunktete Linien sind GSWM-Ergebnisse für Juli, gestrichelte Linien zeigen GSWM-Ergebnisse mit der August-Klimatologie und durchgezogene Linien zeigen die GSWM-Ergebnisse mit der kompletten Hintergrundatmosphäre aus den CRISTA-Messungen. Durch das Ersetzen der Klimatologie durch CRISTA-Messungen verbessern sich die Modellphasen deutlich. Die gemessenen Amplituden sind oberhalb 75 km etwas kleiner als die Modellvorhersagen, zeigen aber ebenfalls einen Anstieg mit der Höhe .

Minima/Maxima bzw. Knoten aufgrund der hohen Tag-zu-Tag-Variabilität der gemessenen Gezeitenaktivität (Abbildung 14) nicht möglich ist. Aus diesem Grund sind auch die in Abbildung 30 dargestellten Ergebnisse aus zwischen 10°S und 10°N gemittelten Messungen abgeleitet worden. In diesem Breitenbereich beträgt die Lokalzeitdifferenz zwischen den Orbitästen noch in guter Näherung 12 Stunden. Gründe für die höhere Variabilität der gemessenen Gezeiten und die damit verbundene etwas schlechtere Übereinstimmung mit den GSWM-Ergebnissen werden ebenfalls in Kapitel 3.7 diskutiert.

3.6 GSWM-CRISTA-Vergleiche in mittleren Breiten

Die mit anwachsender geographischer Breite kleiner werdende Lokalzeitdifferenz zwischen den Orbitästen verhindert die Berechnung von Phasen und Amplituden in nicht-äquatorialen Bereichen, da die halbtägliche Gezeitenkomponente die gemessenen Signaturen beeinflussen kann. Aus den Ergebnissen von verschiedenen GSWM-Modellläufen werden die Gezeitensignaturen für die Lokalzeiten der CRISTA-1 & 2-Beobachtungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen berechnet und zur Simulation der gemessenen Temperaturdifferenzen ΔT benutzt.

CRISTA-1

Die GSWM-Vorhersagen für die tägliche Komponente der wandernden Gezeiten am 9. November 1994 sind in den Abbildungen 31 und 32 für verschiedene Modellläufe wiedergegeben. Die aus den sukzessiven Änderungen der Modellhintergrundatmosphäre resultierenden Änderungen der modellierten Gezeitensignaturen sind bei *Oberheide et al.* [2000] im Detail diskutiert und werden daher nur zusammenfassend dargestellt.

Die GSWM-Ergebnisse mit der Oktober-Klimatologie (Abbildung 31, links oben) zeigen zwar eine gute qualitative Übereinstimmung mit den gemessenen Signaturen (Abbildung 32, links oben), allerdings werden die Temperaturdifferenzen im Bereich der oberen Mesosphäre um einen Faktor zwei überschätzt. Ebenso unterscheiden sich die gemessenen und modellierten Knoten bzw. Minima und Maxima bis zu 7 km in der Höhe (bei 70 km). Die Modellergebnisse mit der November-Klimatologie (Abbildung 31, oben rechts) zeigen schon eine deutliche Verbesserung. Oberhalb von etwa 70 km werden sowohl in äquatorialen als auch in mittleren Breiten die modellierten Differenzen halbiert, was deutlich besser mit den Messungen übereinstimmt. Allerdings sind nach wie vor Phasendifferenzen von etwa 3 Stunden in der äquatorialen Mesosphäre (Abbildung 29) vorhanden. Die gemessenen Minima/Maxima in mittleren Breiten sind gegenüber den Modellvorhersagen zu höheren Breiten hin verschoben und differieren ebenso wie die Knoten in ΔT in der Höhe. Auch erscheinen die Modellergebnisse deutlich symmetrischer als die CRISTA-Messungen.

Die deutlichste Verbesserung wird mit dem im wesentlichen aus CRISTA-Messungen abgeleiteten geostrophischen Windfeld erreicht (Abbildung 31, links unten). In allen Breiten sind die Knotenhöhen (und damit die Phasen) in ΔT nun in deutlich besserer Übereinstimmung mit den Meßdaten.

Das Hinzufügen des gemessenen Temperaturfeldes ändert ebenfalls die Höhen der Knoten bzw. Minima und Maxima in ΔT , allerdings weniger ausgeprägt als die durch das Windfeld verursachten Änderungen (Abbildung 31, rechts unten). Einige Details wer-

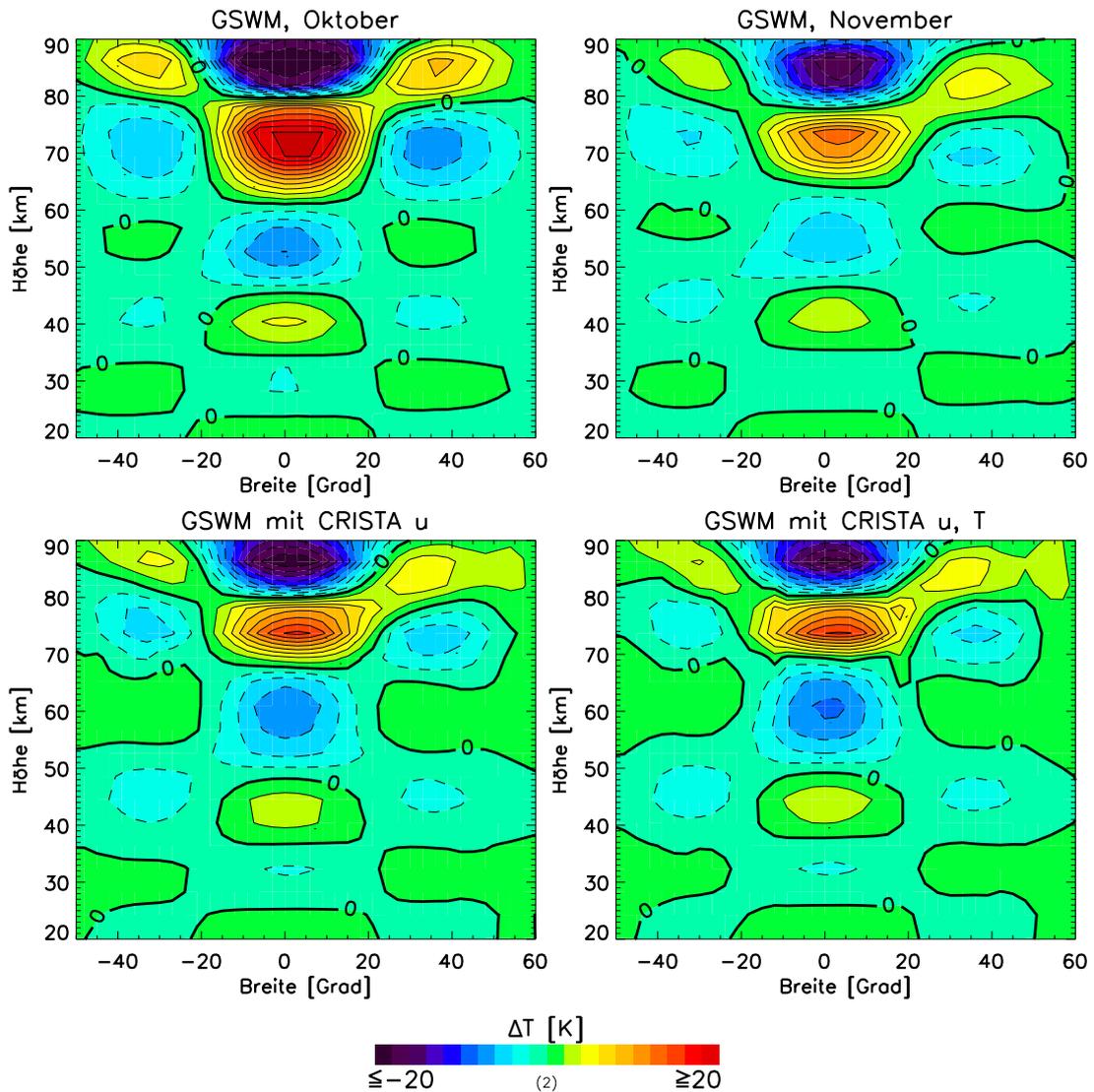


Abbildung 31: CRISTA-1. GSWM-Simulation (tägliche Komponente) der Temperaturdifferenzen zwischen den auf- und absteigenden Orbitästen. Das Konturintervall ist 2 K. Oben links: GSWM für Oktober; oben rechts: GSWM mit November-Klimatologie; unten links: GSWM mit November-Klimatologie, aber mit geostrophischem Wind aus CRISTA-Messungen; unten rechts: GSWM mit November-Klimatologie, aber mit Wind und Temperaturen aus CRISTA-Messungen.

den nun besser beschrieben. Die in den Messungen beobachtete Asymmetrie zwischen der Nord- und Südhalbkugel wird nun ebenfalls in Ansätzen modelliert. Insbesondere das sekundäre Minimum bei 40° N und 75 km Höhe erscheint wie in den Messungen nun durch positive Werte umfaßt zu werden, liegt aber etwa 10° weiter äquatorwärts. Das Hinzufügen der gemessenen Ozonwerte, des Drucks und der Massendichte verursachen nur vergleichsweise kleine Änderungen (Abbildung 32, rechts oben), obwohl sich das südliche Sekundärmaximum bei 30° S unterhalb der Mesopause etwas nach unten verschiebt.

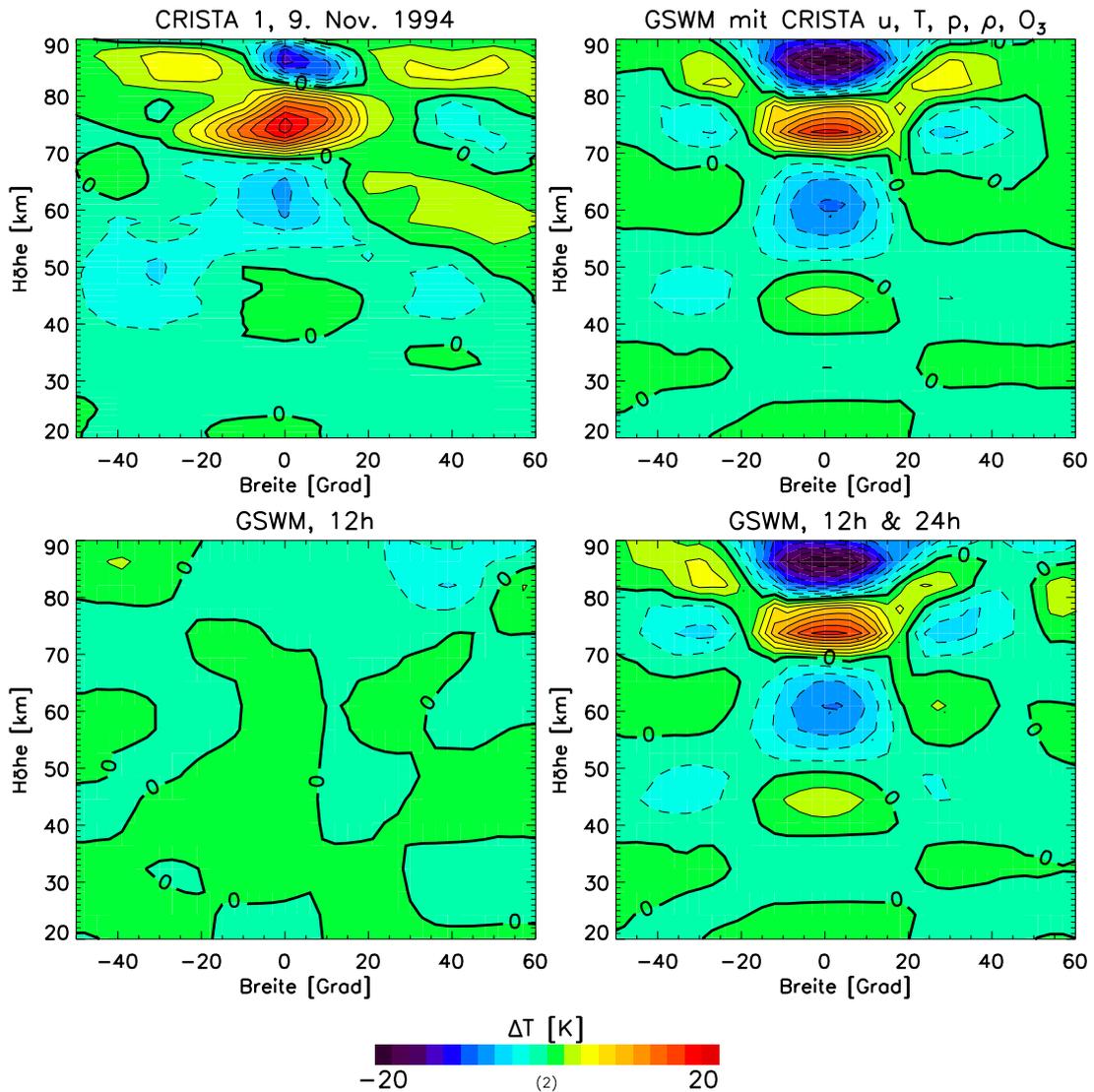


Abbildung 32: CRISTA-1. Oben links: Temperaturdifferenzen zwischen den Messungen vom 9. Nov. 1994 auf den auf- und absteigenden Orbitästen. Oben rechts: GSWM-Simulation mit Hintergrundatmosphäre aus den CRISTA-Messungen (tägliche Komponente) Unten links: GSWM-Simulation mit CRISTA-Hintergrundatmosphäre für die halbtägliche Gezeitenkomponente. Unten rechts: Kombination der Modellergebnisse für die tägliche und halbtägliche Gezeitenwelle.

Insgesamt verbessert das Hinzufügen jeder Komponente der den CRISTA-1-Bedingungen entsprechenden Hintergrundatmosphäre die GSWM-Vorhersagen. Die Höhen der Knoten bzw. Minima und Maxima in ΔT werden nun deutlich besser modelliert. Insbesondere am Äquator werden die Phasen beinahe exakt vom Modell beschrieben. Allerdings verbleiben zwei größere Diskrepanzen in der oberen Mesosphäre. Die CRISTA-Messungen in 85 km Höhe zeigen ein vergleichsweise kleines äquatoriales Minimum mit ausgeprägten Maxima bei mittleren Breiten. Die GSWM-Ergebnisse sagen jedoch ein starkes Minimum am Äquator und schwächere Sekundärmaxima voraus.

Gründe hierfür werden in Kapitel 3.7 diskutiert. Auch ist das beobachtete äquatoriale Maximum bei 75 km offensichtlich nach Süden ausgedehnt, während das entsprechende südliche Sekundärminimum unterentwickelt erscheint. Dieses Verhalten wird vom GSWM nicht vorhergesagt, obwohl das Modell ansatzweise die beobachtete hemisphärische Asymmetrie reproduzieren kann.

Die verbleibenden Differenzen zwischen CRISTA und dem GSWM werden nicht durch die halbtägliche Gezeitenkomponente verursacht. In Abbildung 32 (links unten) sind die entsprechend aufbereiteten Temperaturdifferenzen der 12-Stunden-Welle dargestellt. Die Effekte sind vergleichsweise klein, verschlechtern aber in der Kombination mit der täglichen Welle (Abbildung 32, rechts unten) den Vergleich mit den Meßergebnissen geringfügig. Die halbtägliche Komponente der wandernden Gezeitenwelle scheint also im November 1994 im diskutierten Höhenbereich von untergeordneter Bedeutung zu sein.

CRISTA-2

Der Vergleich der CRISTA-2-Messungen vom 15. August 1997 mit den klimatologischen Modellläufen für Juli und August sowie mit den GSWM-Ergebnissen mit der vorwiegend aus CRISTA-Messungen zusammengesetzten realistischen Hintergrundatmosphäre fällt deutlich schlechter als für den CRISTA-1-Fall aus (Abbildung 33). Zwar stimmen die modellierten Temperaturdifferenzen ΔT grob qualitativ mit den Messungen (rechts unten) überein, in keinem Fall wird aber das stark asymmetrische Muster der CRISTA-Daten reproduziert. Auch die beobachtete starke Tag-zu-Tag-Variabilität (Abbildung 14) der Messungen kann nicht modelliert werden. Allerdings zeigt sich auch hier, daß das Ersetzen der Modellklimatologie eine erwartete Verbesserung bringt.

Der Austausch der Juli-Klimatologie (Abbildung 33, links oben) gegen die für August (Abbildung 33, rechts oben) verursacht keine signifikanten Änderungen der Lage der Knoten sowie der Minima und Maxima. Die modellierten Temperaturdifferenzen werden aber deutlich erhöht ($\sim 50\%$). Dies wird besonders um den Äquator deutlich, wo die Phasen nahezu unverändert bleiben, die Amplituden jedoch um 5 Kelvin ansteigen (Abbildung 30). Zusätzlich werden bei 40°N und in 60 km Höhe nun schwach ausgeprägte Bereiche mit positivem ΔT erzeugt. Der Modellauf mit der realistischen Hintergrundatmosphäre aus CRISTA-Daten (Abbildung 33, links unten) zeigt dagegen in der Mesosphäre wieder eine Reduktion der Temperaturdifferenzen, die in großen Teilen den Meßwerten entsprechen. Auch die Verschiebung des höchstgelegenen äquatorialen Minimums zu größeren Höhen verbessert die Übereinstimmung. In der äquatorialen Mesosphäre werden die Phase und Amplitude zufriedenstellend modelliert (Abbildung 30) obwohl die verbleibenden Phasendifferenzen größer als während CRISTA-1 sind.

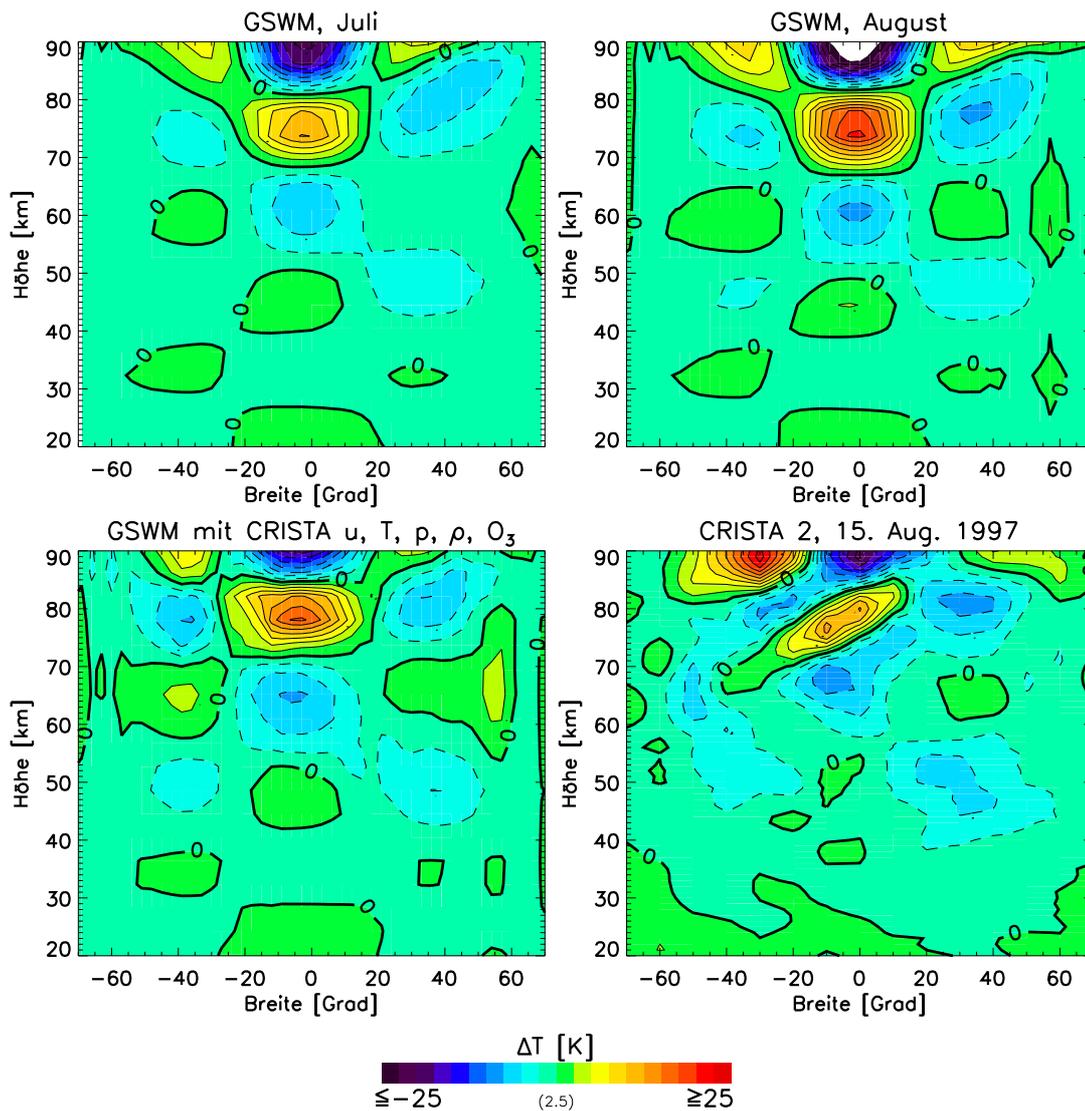


Abbildung 33: CRISTA-2. GSWM-Simulation der Temperaturdifferenzen zwischen den auf- und absteigenden Orbitästen. Darstellung wie in Abbildung 31, allerdings für die Lokalzeiten der Messungen vom 15. August 1997. Das Konturintervall ist 2,5 Kelvin. Weiße Flächen zeigen Werte kleiner -25 Kelvin. Oben links: GSWM mit Juli-Klimatologie; oben rechts: GSWM mit August-Klimatologie; unten links: GSWM mit Hintergrundatmosphäre aus CRISTA-Messungen; unten rechts: Am 15. August gemessene Temperaturdifferenzen.

Außer der schon erwähnten Asymmetrie kann auch das um 40°S gemessene, sehr ausgeprägte Sekundärmaximum in 90 km Höhe nicht modelliert werden. Die dort gemessenen Temperaturdifferenzen erreichen 25 Kelvin und sind damit größer als die Minima und Maxima am Äquator. Der Vergleich mit den GSWM-Ergebnissen für die halbtägliche Gezeitenwelle zeigt, daß die gemessene Signatur offensichtlich auf diese Gezeitenkomponente zurückzuführen ist (Abbildung 34), auch wenn die Modellergebnisse einen kleineren Wert vorhersagen. Die generelle Asymmetrie der Meßdaten bezüglich des Äquators läßt sich jedoch nicht durch halbtägliche Gezeiten erklären.

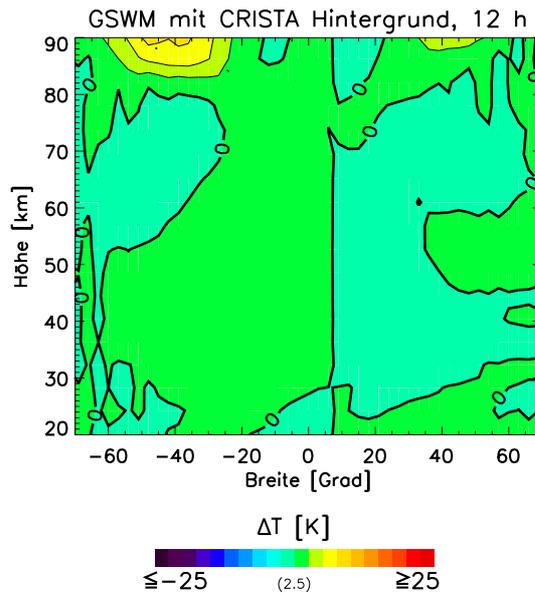


Abbildung 34: CRISTA-2. Wie Abbildung 33 (unten links), aber für die halbtägliche Gezeitenwelle.

3.7 Diskussion

Die beiden CRISTA-Missionen zeichnen sich durch deutlich unterschiedliche dynamische Situationen aus. Unterschiede zwischen den zonalen Temperaturmitteln vom 5. und 9. November 1994 (CRISTA-1) zeigen in den meisten Breiten und Höhen Werte unterhalb eines Kelvins. Allerdings werden um 40°N in der unteren Mesosphäre Werte von bis zu 3 Kelvin erreicht, die eine wellenförmige Signatur mit der Höhe ausbilden. Horizontale Temperaturkarten in der Stratosphäre und Mesosphäre zeigen eine Zunge von polarer Luft, die sich in mittlere Breiten ausbreitet und eine „Surfzone“ bildet [Riese und Offermann, 2000]. Solche Strukturen werden im allgemeinen mit brechenden Planetaren Wellen in Verbindung gebracht [Dunkerton und Delisi, 1986] und ändern damit auch das zonale Temperaturfeld. Eine Temperaturdifferenz von maximal 3 Kelvin innerhalb von 4 Tagen deutet aber auf einen vergleichsweise kleinen Impulsübertrag hin, so daß damit einhergehende nichtlineare Wechselwirkungen ebenfalls gering sind und die im GSWM vorausgesetzte Linearität in guter Näherung erfüllt ist.

Im Gegensatz zu dieser eher ruhigen Periode ist die Situation während CRISTA-2 erheblich komplizierter. Die zonalen Temperaturfelder vom 14. und 15. August 1997 unterscheiden sich in der südlichen Hemisphäre um bis zu 6 Kelvin und weisen mit der Höhe eine ausgeprägte Wellensignatur auf (Abbildung 27). Bezogen auf einen Tag ist damit die Temperaturvariabilität gegenüber CRISTA-1 um beinahe eine Größenordnung erhöht, was auf einen entsprechend großen Impulsübertrag durch brechende Planetare Wellen hinweist. Die CRISTA-2-Temperaturmessungen in der südlichen Hemisphäre zeigen eine sehr ausgeprägte Planetare Welle der zonalen Wellenzahl 2, die

mit einer Periode von etwa 12 Tagen in Richtung Osten wandert und sich von der Tropopause bis zur Mesopause erstreckt [Ward *et al.*, 2000]. Es werden Amplituden bis zu 12 Kelvin erreicht. Aus den CRISTA-Messungen abgeleitete Impulsflüsse zeigen eine Abbremsung bzw. Beschleunigung des zonalen Grundstroms bis zu 10 m/s/Tag (siehe Anhang (A3)), was deutlich das Wellenbrechen zeigt. Oberhalb 70 km Höhe zeigen auch die äquatorialen Tag-zu-Tag-Temperaturdifferenzen (Abbildung 27) Werte um 3 Kelvin. Diese werden möglicherweise durch das Brechen der in Kapitel 3.1 im Zusammenhang mit den nicht-wandernden Gezeiten erwähnten tropischen Kelvinwelle verursacht, deren Signaturen bis 80 km sichtbar sind. Allerdings ist dieser Punkt noch nicht abschließend geklärt und bedarf weiterer Untersuchungen. Vorläufige Analysen zeigen in der Nordhemisphäre eine westwärts wandernde Planetare Welle der zonalen Wellenzahl 2 mit einer Periode von 4 Tagen (ohne Abbildung). Die Wellenamplitude steigt oberhalb der Stratopause mit der Höhe kontinuierlich an und erreicht 10 Kelvin in 90 km Höhe. Diese 4-Tage-Welle verursacht keine Tag-zu-Tag-Variationen im zonal gemittelten Temperaturhintergrund. Die Temperaturdifferenzen in der Nordhemisphäre (Abbildung 27) zeigen keine signifikanten Strukturen und liegen unterhalb eines Kelvins. Insgesamt ist die im GSWM gemachte Voraussetzung, daß Gezeiten kleine Störungen auf einer ansonsten ungestörten Hintergrundatmosphäre sind, während der zweiten CRISTA-Mission zumindest in der südlichen Hemisphäre nicht erfüllt. Die CRISTA-Gezeitenmessungen und die GSWM-Gezeitenvorhersagen können somit im Falle CRISTA-1 für Modellüberprüfungen und -verbesserungen herangezogen werden, wohingegen die entsprechenden CRISTA-2-Ergebnisse eher eine Untersuchung nichtlinearer Wechselwirkungen zwischen Gezeiten und brechenden Planetaren Wellen zulassen. Dies wird im folgenden noch detaillierter dargestellt.

CRISTA-1

Abbildung 29 zeigt, daß die stärkste Amplitudenänderung in den GSWM-Ergebnissen durch den Austausch der Oktober-Klimatologie gegen die für November hervorgerufen wird. Oberhalb 70 km Höhe verringern sich die für den Äquator modellierten Amplituden um 5-10 Kelvin. Der Austausch des zonalen Windfeldes, der Temperatur, der Dichte, des Drucks und des Ozonfeldes sind dagegen von geringerer Bedeutung. Während die gemessenen Amplituden unterhalb 80 km gut modelliert werden, verbleiben in größeren Höhen doch Unterschiede (bis zu 5 Kelvin bei 90 km). Insbesondere zeigen die CRISTA-Daten einen Abfall der Gezeitenamplitude oberhalb 80 km, wohingegen die modellierten Amplituden kontinuierlich ansteigen. Denkbare Ursachen für stärkere oder kleinere Amplituden sind:

- Änderungen in der Gezeitenanregung
- nichtlineare Wechselwirkungen mit anderen Wellen
- eine unterschiedliche Wellenfilterung durch ein geändertes Windfeld
- Dissipationsprozesse, im besonderen
 - Impulsübertrag durch Ionen
 - molekulare Diffusion
 - thermische Leitfähigkeit
 - Schwerewellendissipation durch Eddy-Diffusion (Turbulenz)
 - Schwerewellendissipation durch Reibung

Burrage et al. [1995a] haben mit HRDI-Winddaten und GSWM-Simulationen gezeigt, daß monatliche Variationen in der troposphärischen und stratosphärischen Gezeitenanregung nur einen geringen Einfluß auf die Amplituden in der Mesosphäre und in der unteren Thermosphäre haben. Dies wird auch durch Modellergebnisse des Canadian Middle Atmosphere general circulation Models (CMAM) [*McLandress*, 1997] unterstützt.

Das zonale CRISTA-1-Temperaturfeld zeigt keine signifikanten Anzeichen für Wellenbrechen. Damit ist auch eine nichtlineare Wechselwirkung von Gezeiten mit Planetaren Wellen auszuschließen. Ergebnisse von *Norton und Thuburn* [1999] zeigen, daß eine mögliche Ursache für jahreszeitliche Amplitudenänderungen der wandernden täglichen Gezeitenwelle eine nichtlineare Wechselwirkung mit der gelegentlich in der Mesosphäre beobachteten Planetaren Welle mit 2 Tagen Periode ist. Eine erhöhte Aktivität dieser 2-Tage-Welle in der Nordhemisphäre zur Zeit der Winter- bzw. Sommersonnenwende reduziert die äquatoriale Gezeitenamplitude, wohingegen eine kleine Amplitude der 2-Tage-Welle zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche mit größeren Gezeitenamplituden verbunden ist. Allerdings sind in den CRISTA-1-Daten keine Anzeichen für die 2-Tage-Welle vorhanden, so daß auch dieser Prozeß ausgeschlossen werden kann.

Auch das jeweils im GSWM verwendete Windfeld scheidet als Ursache sowohl für die modellierten Amplitudenänderungen als auch für die Messung-Modell-Unterschiede aus. *Hagan et al.* [1999a] haben gezeigt, daß die Gezeitenamplituden zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche vorwiegend vom Windfeld in der Stratosphäre abhängen. In diesem Höhenbereich sind aber die Unterschiede zwischen den Winden der Oktober- und Novemberklimatologie ebenso vernachlässigbar klein wie die Unterschiede zwischen dem geostrophischen Windfeld und der Novemberklimatologie (vergl. Abbildungen 12 und 13 in *Oberheide et al.* [2000]).

Die Amplitudenunterschiede (Abbildung 29) zwischen GSWM und CRISTA sowie zwischen den verschiedenen GSWM-Modellläufen müssen daher auf Dissipationsprozesse zurückgeführt werden. Dies ist in Übereinstimmung mit Ergebnissen von *Roble und Liu* [1999], die aufgrund von Änderungen in der Dissipation einen sehr schnellen Wechsel und sehr unterschiedliche Zirkulationsmuster in der Mesosphäre zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche mit dem Thermosphere Ionosphere Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model (TIME-GCM) [*Roble und Ridley*, 1994] gefunden haben.

Sowohl der Impulsübertrag durch Ionen aufgrund von Neutralgas/Ionosphärenplasma-Wechselwirkung (Lorentzkraft) als auch molekulare Diffusion und thermische Leitfähigkeiten sind unterhalb der Mesopause vernachlässigbar klein und tragen somit auch nicht zur Gezeitendissipation bei. Die äquatorialen Koeffizienten der Eddy-Diffusion aus dem Modell von *Garcia und Solomon* [1985] sind im diskutierten Höhenbereich für den November und den Oktober sehr ähnlich (Abbildung 23). Turbulenzeffekte sind daher ebenfalls nicht für den Amplitudenabfall zwischen den GSWM-Ergebnissen mit der Oktober- und der Novemberklimatologie verantwortlich. Allerdings ist der Impulsübertrag durch brechende Schwerewellen (im GSWM durch „Rayleigh friction“ parametrisiert) im November um etwa einen Faktor vier größer als im Oktober (Abbildung 24). Dieser Beitrag zur Dissipation wird oberhalb 75 km relevant und entspricht damit auch in etwa der Höhe, bis zu der die gemessenen Amplituden gut mit den Modellergebnissen übereinstimmen. Eine höhere Reibung entspricht einer kleineren Amplitude und umgekehrt. Der in den GSWM-Ergebnissen nicht vorhandene Amplitudenrückgang in den CRISTA-Daten oberhalb 80 km weist daher auf eine Unterschätzung des äquatorialen Impulsübertrags durch brechende Schwerewellen im GSWM hin. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß auch Effekte aufgrund von Eddy-Diffusion zu den GSWM-CRISTA-Unterschieden beitragen. Ergebnisse von *Meyer* [1999] mit einer anderen Turbulenzparametrisierung zeigen, daß die im GSWM modellierten Amplituden auch von der Eddy-Diffusion abhängen und die Größenordnung dieses Effekts mit dem des Reibungsterms vergleichbar ist.

Die äquatorialen Ergebnisse können im wesentlichen auch auf mittlere Breiten übertragen werden, wobei sich bei diesen die Effekte durch Eddy-Diffusion, Reibung und das Windfeld überlagern können. Nimmt man die Werte der Minima und Maxima in den Abbildungen 31 und 32 als Näherung für die Amplituden, ergibt sich ebenfalls ein starker Abfall der Modellergebnisse in der Mesosphäre zwischen den Modellläufen mit der Oktober- und Novemberklimatologie mit geringeren Effekten aufgrund der restlichen Änderungen. Die gemessenen Maxima in 85 km Höhe und mittleren Breiten sind etwas größer als die mit der realistischen CRISTA-Hintergrundatmosphäre modellierten und deuten auf eine Überschätzung der Dissipationseffekte durch Schwerewellen in diesen Breiten hin.

Die Phasenänderungen in den sukzessiven Modellläufen hängen dagegen nicht von den Modellparametrisierungen ab, sondern von der Verwendung einer realistischen Hintergrundatmosphäre. Dies zeigt sich insbesondere in der sehr guten Übereinstimmung der modellierten äquatorialen Phasen mit den CRISTA-1-Messungen über den gesamten Höhenbereich nach dem Austausch der Modellklimatologie gegen Meßwerte (Abbildung 29). Auch wenn der Austausch der Oktoberklimatologie gegen die für November die modellierten Phasen um etwa eine Stunde verschiebt, ergeben sich daraus sowohl Verbesserungen (bei etwa 70 km), aber auch Verschlechterungen (oberhalb 80 km). Beide klimatologischen Windfelder zeigen beinahe identische Werte in der äquatorialen Troposphäre und Stratosphäre (vergl. Abbildung 12 in *Oberheide et al.* [2000]). Größere Differenzen zeigen sich jedoch oberhalb der Stratopause. Der zonale Wind im November liegt um 70 km Höhe etwa 10 m/s unterhalb des Oktoberwertes und in 90 km Höhe etwa 20 m/s darüber. Aus Abbildung 29 läßt sich ablesen, daß ein schwächerer Wind die Phase zu größeren Werten verschiebt und ein stärkerer Wind zu kleineren Werten. Das gleiche Verhalten beobachtet man im Vergleich der Novemberklimatologie mit dem zonalen Wind aus CRISTA-Messungen (siehe Vergleich HRDI/CRISTA in Kapitel 4.2), der in 70 km Höhe etwa 20 m/s stärker in Richtung Westen bläst. Der stärkere Ostwind verschiebt die modellierten Phasen um drei Stunden auf die gemessenen. Gleichzeitig wird der in dieser Höhe gemessene Phasenknick und die damit verbundene größere vertikale Wellenlänge nun sehr gut modelliert.

Ein Anwachsen der vertikalen Wellenlänge mit einem stärkeren Ostwind ist allerdings nicht in Übereinstimmung mit Ergebnissen von *Forbes und Vincent* [1989], die mit einem analytischen Ansatz und einer dopplerverschobenen komplexen Gezeitenperiode ein umgekehrtes Verhalten vorausgesagt haben. Ein Ostwind sollte die Wellenlänge verkürzen und ein Westwind verlängern. In der verwendeten analytischen Formulierung werden jedoch Rückkopplungsprozesse der Windfelder auf die Divergenzen von Energie- und Impulsfluß nicht berücksichtigt. Die Phasenänderungen durch die verschiedenen Windfelder sind daher nicht auf eine einfache Dopplerverschiebung zurückzuführen, sondern werden im wesentlichen durch eine Rückkopplung des zonalen Windes auf die Eddy-Diffusion verursacht [*Hagan et al.*, 1999b]. Hinweise auf signifikante Beiträge zur Phasenverteilung durch die Gezeitenanregung sowie durch stratosphärische Windfiltrung, Hintergrundtemperatur, -druck und -dichte finden sich nicht.

In mittleren Breiten werden die Phasen im Modellauf mit der realistischen Hintergrundatmosphäre ebenfalls sehr gut modelliert. Eine gute Näherung für die Phasen in diesen Breiten ist die Höhe der Knoten (0-Kelvin-Kontur) in der Abbildung 32. Mit wenigen Ausnahmen liegen Messung- und Modellknoten sehr dicht beieinander. Allerdings können die gemessenen Temperaturdifferenzen auch Beiträge der halbtäglichen Welle enthalten und verhindern somit eine genauere quantitative Aussage.

Die Resultate für die CRISTA-1-Periode zeigen, daß das GSWM die Phasen der täglichen wandernden Gezeitenwelle zuverlässig vorhersagen kann, sobald eine realistische Hintergrundatmosphäre verwendet wird und keine nichtlinearen Wechselwirkungen mit brechenden Planetaren Wellen berücksichtigt werden müssen. Insbesondere muß ein realistisches Windfeld zur Verfügung stehen. Amplituden in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre werden ebenfalls gut vorhergesagt, allerdings müssen die Parametrisierungen der Impulsüberträge durch Schwerewellen und die Eddy-Diffusion in der oberen Mesosphäre verbessert werden. Vergleiche wie die in dieser Arbeit vorgestellten mit längeren Satellitenmessungen (z.B. TIMED-Satellit) werden zur Verbesserung der Parametrisierung ebenso beitragen können wie entsprechend aus CRISTA-Messungen abgeleitete Schwerewellenparametrisierungen, die in Vorbereitung sind. Weiterhin haben bereits Arbeiten begonnen, die vorgestellten Gezeitenergebnisse zur Modellierung des Tagesgangs der ebenfalls von CRISTA gemessenen mesosphärischen Spurengase zu nutzen, insbesondere zur Modellierung der Wasserdampf- und der Ozonverteilungen.

CRISTA-2

Durch die komplizierte dynamische Situation während des zweiten CRISTA-Fluges ergeben die sukzessiven Modellläufe sowie die Modell-Messung-Vergleiche nicht die klaren Ergebnisse wie für CRISTA-1. Der Austausch des klimatologischen Windfeldes verbessert zwar in der Mesosphäre durch die Phasenverschiebung von etwa 3 Stunden die Übereinstimmung mit der gemessenen äquatorialen Phase (Abbildung 30), in der Stratosphäre werden die Meßwerte aber schlechter wiedergegeben. Auch überschätzen die Modellergebnisse wie für CRISTA-1 die äquatorialen Amplituden; dagegen zeigen sowohl die Messungen als auch die Modellergebnisse eine mit der Höhe kontinuierlich ansteigende Amplitude. Die sehr wahrscheinlich durch nichtlineare Wechselwirkungen der Gezeiten mit brechenden Planetaren Wellen hervorgerufene starke Tag-zu-Tag-Variabilität der gemessenen Temperaturdifferenzen (Abbildung 14) läßt sich in keinem Fall mit einem linearen Modell wie dem GSWM simulieren.

Die von CRISTA-2 gemessenen Signaturen werden daher in Zukunft mit einem komplett nichtlinearen globalen Zirkulationsmodell (ROSE-Modell) [z.B. *Smith*, 1995] modelliert und assimiliert. Im Rahmen des MEDEC (Mesospheric Dynamics, Energetics and Chemistry Coupling) Projekts des Atmosphärenforschungsprogramms AFO 2000 werden dazu von CRISTA gemessene Spurengase und geostrophische Windfelder mittels Datenassimilation in das Modell eingefügt, um realistische atmosphärische Bedingungen zu schaffen. Im Gegensatz zu den GSWM-Simulationen werden dafür aber keine zonalen Mittel verwendet, sondern horizontal aufgelöste, dreidimensionale Felder. Ein solcher Assimilierungsansatz ist bislang nur in der Stratosphäre gemacht worden und wird erstmals auf die Mesosphäre ausgedehnt werden. Aus den ROSE-Ergebnissen

lassen sich dann Energie- und Impulsflüsse bzw. deren Divergenzen bestimmen, die sich zur quantitativen Beschreibung der Nichtlinearitäten und deren Einfluß auf die globalen Zirkulationsmuster bzw. auf die Verteilung der chemisch aktiven Spurengase verwenden lassen.

Die während beider CRISTA-Flüge nachgewiesenen nicht-wandernden Gezeitenwellen können zur Zeit noch nicht mit entsprechend an die CRISTA-Bedingungen angepaßten Modellergebnissen verglichen werden. Die zeitlich und räumlich sehr variablen troposphärische Quellen gestalten eine Parametrisierung der Anregungsfunktionen sehr schwierig. Zeitgleiche CRISTA-Messungen des troposphärischen Wasserdampfs und von Wolken lassen jedoch entsprechende Modellrechnungen in Zukunft möglich erscheinen.

4 Geostrophische Windfelder aus CRISTA-Daten

Tägliche Winddaten werden außer für die Modellierung von Gezeiten auch für windgestützte chemische Transportmodelle (CTM's) und für die Assimilierung von gemessenen atmosphärischen Spurengasen benötigt [Riese *et al.*, 1999b]. Horizontal und vertikal aufgelöste Winde sind bis in etwa Stratopausenhöhe aus den assimilierten Daten der verschiedenen Standardanalyseysteme verfügbar (z.B. UKMO [Swinbank und O'Neill, 1994], DAO [Schubert *et al.*, 1993]); darüber sind jedoch keine Daten vorhanden. Aufgrund der limitierten Höhenabdeckung der weltweiten täglichen Radiosondenaufstiege nimmt die Qualität der assimilierten Daten oberhalb 35 km Höhe deutlich ab. Obwohl satellitengestützte Windmessungen des HRDI- und des WINDII-Geräts in den letzten Jahren wesentlich zum Verständnis der mesosphärischen Windfelder beigetragen haben, sind diese Daten doch nur begrenzt für tägliche Analysen verwendbar. Zum einen sind Winde aufgrund des Meßplans des UARS-Trägersatelliten oftmals nicht für den gewünschten Zeitraum verfügbar, und zum anderen sind die Messungen z.B. des HRDI-Instruments für die meisten Höhen auf Tageslicht angewiesen und somit stark von Gezeiten beeinflusst. Auch liegen die HRDI-Winde systematisch bis zu 30% über denen aus Radarmessungen. Dieser Unterschied ist bislang nicht hinreichend geklärt [Burrage *et al.*, 1996a].

Eine alternative Möglichkeit, horizontal und vertikal aufgelöste Windfelder in der Stratosphäre und Mesosphäre zu erhalten, ist die Berechnung des Windes aus Temperaturmessungen unter Annahme geostrophischer Bedingungen. Insbesondere zonal gemittelte Temperaturen können als im geostrophischen Gleichgewicht mit zonal gemittelten zonalen Winden angenommen werden [Randel, 1987; Hedin *et al.*, 1996]. Vergleiche des aus dem CIRA-86-Temperaturfeld berechneten zonalen geostrophischen Windes mit HRDI-Messungen zeigen eine gute Übereinstimmung unterhalb der Mesopause mit größeren Abweichungen in der Thermosphäre, bedingt durch wachsende ageostrophische Beiträge sowie Unterschiede in der vertikalen Auflösung [Fleming *et al.*, 1996]. Ein Vergleich von 8-Wochen-Mitteln der bei Tageslicht von HRDI gemessenen zonal gemittelten Windfelder mit den geostrophischen Winden aus den Temperaturmessungen des gleichen Experiments zeigt die Konsistenz beider Datensätze im Höhenbereich 65-105 km [Lieberman, 1999]. Allerdings zeigen sich aufgrund von Gezeiteneffekten in tropischen Breiten größere Unterschiede.

Bedingt durch die geringe Anzahl sowie die begrenzte Qualität bisheriger Temperaturmessungen von satellitengestützten Experimenten sind bislang noch keine horizontal aufgelösten geostrophischen Windfelder in der Mesosphäre mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag berechnet worden. Die hohe Qualität der Temperaturmessungen beider CRISTA-Flüge gibt dazu erstmals die Möglichkeit.

4.1 Berechnung des geostrophischen Windes

Grundlagen

Auf isobaren Flächen kann bei Annahme sphärischer Geometrie und hydrostatischen Gleichgewichts die lokale Impulserhaltung (Navier-Stokes-Gleichung) in zonaler und meridionaler Richtung als

$$\frac{Du}{Dt} - \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = X \quad (23)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} = Y \quad (24)$$

geschrieben werden [Andrews et al., 1987]. Horizontale Koordinaten sind $(\lambda, \varphi) =$ (geographische Länge, geographische Breite). Der Referenzdruck p_o in Höhe z_o definiert die vertikale Koordinate $z = z_o - H \ln(p/p_o)$, worin p der Druck in Höhe z ist und $H = RT/g$ die Skalenhöhe auf Druckniveau p bezeichnet. R ist die Gaskonstante für trockene Luft, T die Temperatur und g die Schwerebeschleunigung. Der Vektor (u, v) beschreibt die zonalen und meridionalen Windkomponenten, D/Dt ist das totale Differential nach der Zeit t (partielle Zeitableitung + Vektorgradient), a ist der Erdradius, $f = 2\Omega \sin \varphi$ ist der Coriolis-Parameter mit der Kreisfrequenz der Erdrotation Ω und (X, Y) sind die meridionalen und zonalen Komponenten von Reibung oder anderen nicht-konservativen Kräften. Das Geopotential Φ ist definiert durch

$$\Phi(z) = \int_0^z g(z', \varphi) dz'. \quad (25)$$

Die Schwerebeschleunigung g ist aufgrund der Erdabplattung und der Zentrifugalkraft durch die Erdrotation von der geographische Breite φ abhängig. Eine empirische Formel für die Breiten- und Höhenabhängigkeit ist

$$g(z, \varphi) = 9,80665 \left(1 - 0,0026373 \cos \left(\frac{2\pi}{180} \varphi \right) \right) \left(1 - 3,14 \cdot 10^{-7} z \right)$$

und entspricht der in der CRISTA-Temperatur- und Spurengasinversion benutzten Formel. Unter der Annahme stationären Gleichgewichts und unter Vernachlässigung der Reibungsterme vereinfachen sich die Gleichungen (23) und (24) zu

$$0 = - \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad (26)$$

$$0 = \left(f + \frac{u \tan \varphi}{a} \right) u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi}, \quad (27)$$

die sich analytisch leicht nach u und v auflösen lassen. Beide Windkomponenten liegen sehr nah an der Definition des geostrophischen Windes $u_g = -(\partial\Phi/\partial\varphi)/(fa)$, $v_g = (\partial\Phi/\partial\lambda)/(fa \cos\varphi)$, da der Coriolis-Parameter ($\approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ für mittlere Breiten) etwa einen Faktor 20 höher als der Krümmungsterm $u \tan\varphi/a$ ist. Der Vektor (u, v) wird daher im folgenden als geostrophischer Wind bezeichnet.

Anwendung auf CRISTA-Daten

Die Berechnung des geostrophischen Windes aus den CRISTA-Messungen wird in vier Schritten durchgeführt:

1. Berechnung des Geopotentials für jeden Temperaturmeßpunkt in Abhängigkeit vom abgeleiteten Druck
2. Interpolation auf isobare Flächen.
3. Interpolation auf horizontales Gitter.
4. Berechnung des geostrophischen Windes aus den Gleichungen (26) und (27).

Geopotentialberechnung und Interpolation auf isobare Flächen

Die Berechnung des Geopotentials aus Gleichung (25) läßt sich aufgrund der exakten Lageregelung des ASTRO-SPAS (Höhenrauschen ≤ 80 m, Absoluthöhe auf 200 m genau [Offermann *et al.*, 1999]) problemlos für alle von CRISTA mit den drei kurzwelligen und dem langwelligen Spektrometer gemessenen Höhenprofile durchführen. Das Geopotential wird in Abhängigkeit vom abgeleiteten Druck $p(z)$ geschrieben (an dieser Stelle gehen CRISTA-Messungen ein) und anschließend logarithmisch auf ein durch

$$p_i = 1000 * 10^{-\frac{i}{6}} \text{ [hPa]}, \quad i = 0 \dots 36$$

gegebenes, festes Druckgitter interpoliert. Das Gitter entspricht der Druckskala der UARS-Messungen sowie der assimilierten Daten des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) und wurde aus praktischen Gründen gewählt. Die Vertikalauflösung liegt bei ca. 2,5 km und entspricht in etwa der der CRISTA-Messungen. Das am 9. November 1994 (CRISTA-1, Tag 313) gemessene Geopotential für das 0,46 hPa-Druckniveau (≈ 53 km geometrische Höhe) ist in Abbildung 35 für die drei kurzwelligen und das langwellige Spektrometer dargestellt. Abbildung 36 zeigt die entsprechenden Ergebnisse für den 15. August 1997 (CRISTA-2, Tag 227). Allerdings sind für diesen Meßtag aufgrund des Mesosphärenmeßmodes nur die 12,6 μm -Kanäle in den

seitlichen Blickrichtungen ausgewertet worden. Weiterhin ist für CRISTA-2 die Auswertung des 15 μm -Kanals im langwelligen Spektrometer noch nicht abgeschlossen. Die dargestellten 15 μm -Geopotentialwerte dieses Fluges basieren auf den Ergebnissen des erweiterten Meßbereiches der drei kurzwelligen Spektrometer (nur Daten für jedes 4. Höhenprofil).

Interpolation auf horizontales Gitter

Die entsprechend den CRISTA-Messungen verteilten Geopotentialprofile werden im nächsten Schritt für jedes Druckniveau und jeden Meßtag auf ein festes horizontales Gitter mit $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ (Breite \times Länge) Auflösung interpoliert, das ebenfalls dem Gitter der UKMO-Daten entspricht. Beispiele für den 9. November 1994 (CRISTA-1) und den 15. August 1997 (CRISTA-2) sind in Abbildung 35 und Abbildung 36 zu sehen. Der für die Interpolation gewählte Filter glättet ageostrophische Komponenten und kleinräumige Strukturen in den CRISTA-Daten und bestimmt somit die tatsächliche Auflösung der interpolierten Geopotential- sowie der daraus berechneten Windfelder. Der Filter und dessen Einstellungen werden daher im folgenden im Detail beschrieben und diskutiert.

Der Interpolationsfilter

Alle innerhalb eines Rechtecks R um einen Gitterpunkt j liegenden Geopotentialwerte Φ_i werden abstandsgewichtet auf den Gitterpunkt interpoliert. Für das interpolierte Geopotential Φ_j am Gitterpunkt j gilt:

$$\Phi_j = \frac{\sum_{i \in R} \Phi_i g_{ij}}{\sum_{i \in R} g_{ij}}$$

mit dem Gewichtungsfaktor

$$g_{ij} = 1 - \frac{dr_{ij}}{r},$$

wobei dr_{ij} der Abstand des gemessenen Höhenprofils vom Gitterpunkt und r der Abstand einer Ecke des Rechtecks vom Gitterpunkt ist. Die für CRISTA-1 & 2 verwendeten Filtergrößen (Rechtecke, $r = \sqrt{d\varphi^2 + d\lambda^2}$) sind in Abbildung 35 und Abbildung 36 für verschiedene Breiten graphisch dargestellt. Für Breiten φ zwischen 45°S und 45°N wird mit einer konstanten Filtergröße gearbeitet, für höhere Breiten wird aufgrund der mit der Orbitgeometrie verbundenen höheren Meßdichte der Breitenbereich des Filters mittels einer Kosinusfunktion eingeschränkt. Die numerischen Werte des Interpolationsfilters sind Tabelle 1 zu entnehmen.

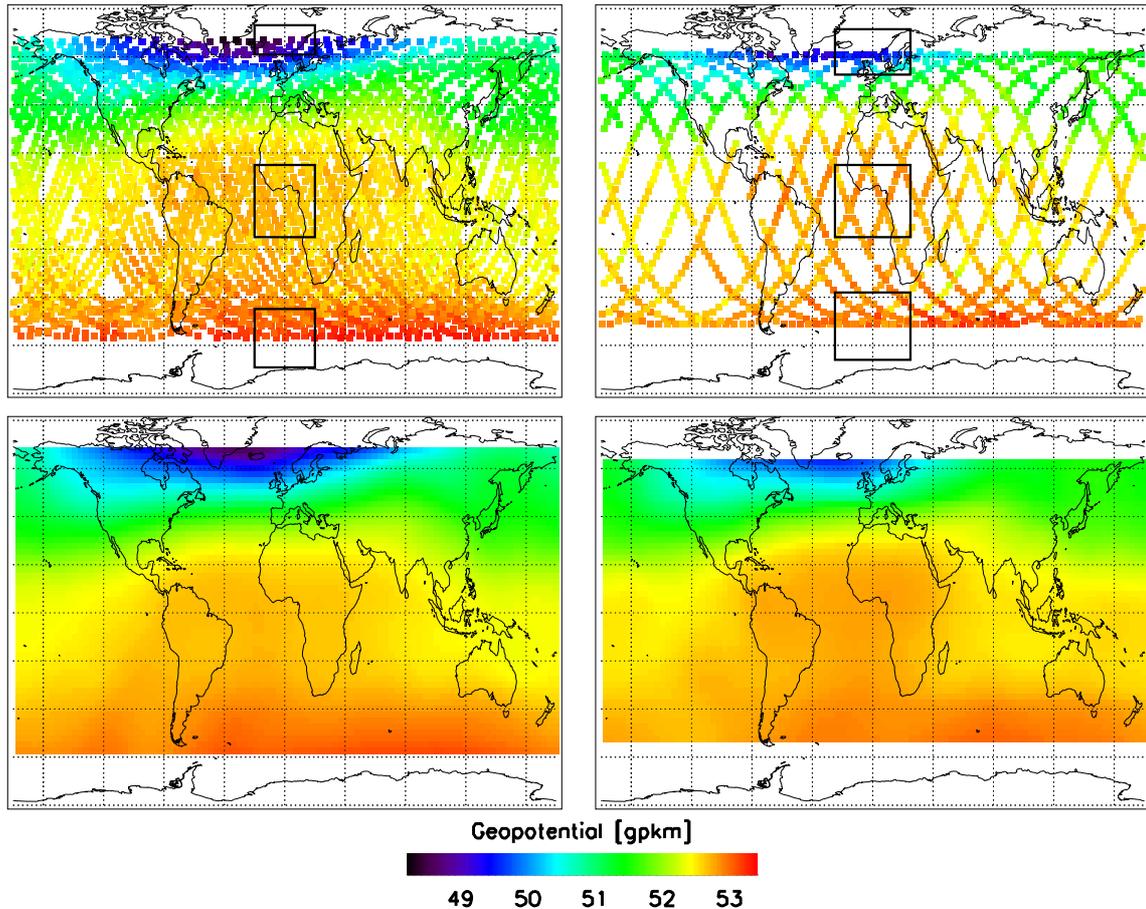


Abbildung 35: CRISTA-1. Geopotential am 9. November 1994 (Tag 313) bei 0,46 hPa. Obere Reihe: Geopotential aus den 12,6 μm -Messungen der drei kurzwelligen Spektrometer (links) und aus den 15 μm -Messungen des langwelligen Spektrometers (rechts). Die Rechtecke geben die Filtergrenzen für den Äquator sowie den nördlichsten und südlichsten gemessenen Punkt an (Details siehe Text). Untere Reihe: Auf das horizontale Gitter interpolierte Geopotentialwerte der 12,6 μm - (links) und der 15 μm -Messungen (rechts).

Bei der Wahl von r muß beachtet werden, daß in etwa die gleiche Anzahl von Messungen auf den auf- und absteigenden Orbitästen zur Interpolation benutzt wird. Dadurch wird sichergestellt, daß (ageostrophische) Gezeiteneffekte in guter Näherung herausgemittelt werden. Dies ist insbesondere in der Mesosphäre mit den dort stark ansteigenden Gezeitenamplituden wichtig. Weiterhin sollte der Einfluß kleinerer Meßlücken minimiert werden. Insgesamt lassen sich diese Forderungen durch ein großes r erfüllen, das auch den Effekt von Schwerewellen bzw. Turbulenz minimiert. Andererseits darf der Filter eine gewisse Größe nicht übersteigen, um mittel- und großskalige dynamische Effekte nicht zu unterdrücken. Die in Tabelle 1 aufgeführten Einstellungen stellen einen Kompromiß dar, der beiden Forderungen entspricht. Die Filterlänge in zonaler Richtung

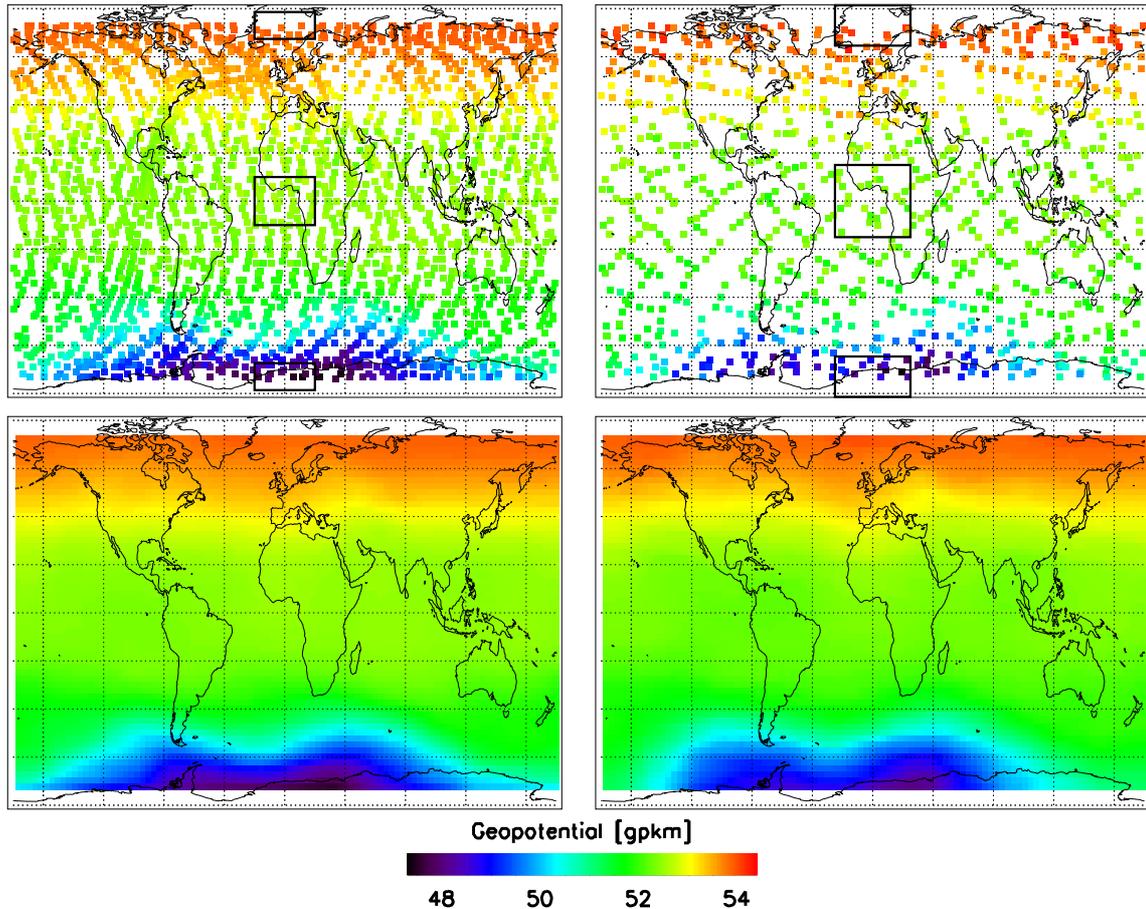


Abbildung 36: CRISTA-2. Geopotential am 15. August 1997 (Tag 227) bei 0,46 hPa. Obere Reihe: Geopotential aus den 12,6 μm -Messungen der kurzwelligen Spektrometer (links) und aus den 15 μm -Messungen (erweiterter Spektralbereich) der kurzwelligen Spektrometer (rechts). Die Rechtecke geben die Filtergrenzen für den Äquator sowie den nördlichsten und südlichsten gemessenen Punkt an (Details siehe Text). Untere Reihe: Auf das horizontale Gitter interpolierte Geopotentialwerte der 12,6 μm - (links) und der 15 μm -Messungen (rechts).

$d\lambda$ für den 15 μm -Kanal von CRISTA-1 ist gegenüber den 12,6 μm -Kanälen sowie gegenüber CRISTA-2 etwas größer gewählt worden, da nur eine Meßspur zur Verfügung steht. Die meridionale Filterbreite der 12,6 μm -Kanäle von CRISTA-2 ist gegenüber CRISTA-1 reduziert worden, um die starken Geopotentialgradienten an der Vortexkante besser zu beschreiben.

Trotz der eher grob erscheinenden Wahl der Interpolationsfilter für CRISTA-1 & 2 geben die interpolierten Geopotentialwerte die gemessenen Strukturen (z.B. den Vortex) offensichtlich gut wieder (Abbildung 35 und 36). Ein quantitativer Vergleich bei 0,46 hPa (~ 52 km) ist in Abbildung 37 (CRISTA-1, 9. November) und Abbildung 38 (CRISTA-2, 15. August) zu sehen. Aufgetragen sind die dem Meßort am nächsten

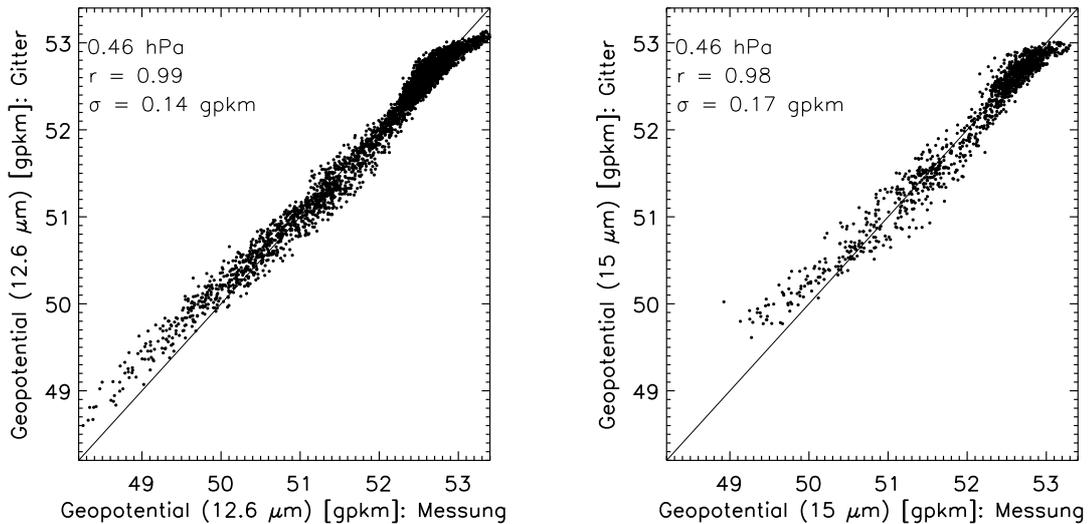


Abbildung 37: CRISTA-1. Streudiagramm des aus den $12,6 \mu\text{m}$ -Kanälen (links) und dem $15 \mu\text{m}$ -Kanal (rechts) berechneten Geopotentials bei $0,46 \text{ hPa}$ für den 9. November 1994 (Tag 313) gegen das auf das feste horizontale Gitter interpolierte Geopotential (dichtester Wert an Meßort). Angegeben sind zusätzlich der Korrelationskoeffizient r und die Streuung (Standardabweichung) σ der Werte. Die Abweichung von der Winkelhalbierenden für Geopotentialwerte größer als 53 gpkm und kleiner als 51 gpkm sind auf den Interpolationsfilter zurückzuführen. Details siehe Text.

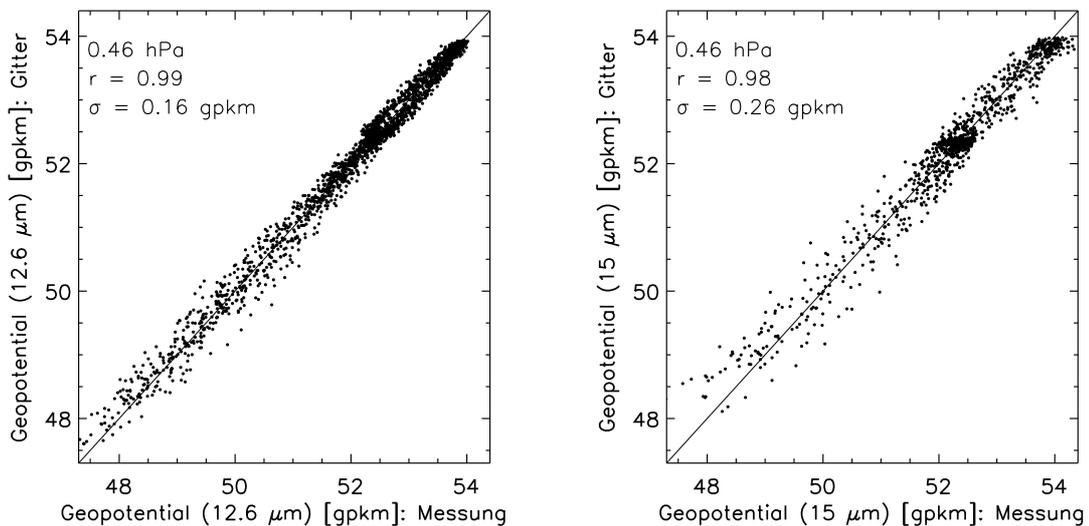


Abbildung 38: Wie Abbildung 37, aber für den 15. August 1997 (Tag 227).

Tabelle 1: Filtereinstellungen für die horizontale Interpolation. $d\lambda$ ist die halbe Kantenlänge in zonaler Richtung und $d\varphi$ die halbe Kantenlänge in meridionaler Richtung. Die Breitenausdehnung $d\varphi$ für $|\varphi| > 45^\circ$ kann wegen des dichteren Meßnetzes bei hohen Breiten reduziert werden.

Mission	12,6 μm -Kanäle		15 μm -Kanäle		
	$d\lambda$	$d\varphi$	$d\lambda$	$d\varphi$	
CR-1	20°	15°	25°	15°	$ \varphi \leq 45^\circ$
"	20°	$15^\circ \cos(3\frac{\pi}{180}(\varphi - 45^\circ))$	25°	$15^\circ \cos(3\frac{\pi}{180}(\varphi - 45^\circ))$	$ \varphi > 45^\circ$
CR-2	20°	10°	25°	15°	$ \varphi \leq 45^\circ$
"	20°	$10^\circ \cos(2\frac{\pi}{180}(\varphi - 45^\circ))$	25°	$15^\circ \cos(2\frac{\pi}{180}(\varphi - 45^\circ))$	$ \varphi > 45^\circ$

liegenden interpolierten Geopotentialwerte gegen die gemessenen Geopotentiale. Sowohl für CRISTA-1 als auch für CRISTA-2 liegt der Korrelationskoeffizient nahe 1. Die Streuung (Standardabweichung) der Punkte liegt bei etwa 150 gpm (geopotentielle Meter), ist jedoch für den 15 μm -Kanal von CRISTA-2 leicht erhöht (Abbildung 38). Dies ist auf eine noch zu verbessernde Normierung der drei Spektrometerkanäle aufeinander und auf die entlang der Orbitbahn reduzierte Meßdichte zurückzuführen. Etwa 60 gpm der Streuung sind auf den statistischen Fehler der CRISTA-Messungen zurückzuführen (siehe Fehlerdiskussion am Ende dieses Kapitels).

Die Abweichungen von der Winkelhalbierenden bei CRISTA-1 (Abbildung 37) für die höchsten (hohe südliche Breiten) und niedrigsten (Nordvortex) Geopotentialwerte sind auf die starken meridionalen Gradienten in diesen Breiten zurückzuführen. Für die nördlichsten (südlichsten) von CRISTA gemessenen Breiten stehen zur Interpolation nur südlicher (nördlicher) gelegene Meßpunkte zur Verfügung was zu einer Über- bzw. Unterschätzung der interpolierten Werte führt. Der Effekt beträgt etwa 200 gpm in den CRISTA-1-Daten und ist für CRISTA-2 aufgrund des kleineren Filters geringfügig kleiner. Der daraus resultierende systematische Windfehler wird am Ende dieses Kapitels diskutiert. Die Ergebnisse für die anderen Meßtage und -höhen (ohne Abbildung) sind vergleichbar.

Berechnung des geostrophischen Windes

Der zonale und meridionale geostrophische Wind wird mit den Gleichungen (26) und (27) aus den vertikal und horizontal interpolierten Geopotentialwerten für jeden Meßttag von CRISTA-1 & 2 berechnet. Die notwendigen Differentiationen werden mittels Dreipunkt-Lagrange'scher Interpolation durchgeführt. Einen Überblick über die erhaltenen Winde während CRISTA-1 geben die Abbildungen 39 und 40. Dargestellt sind der zonale und meridionale Wind bei 0,03 hPa (~ 73 km) für den 5., 6., 7., 8., 9. und

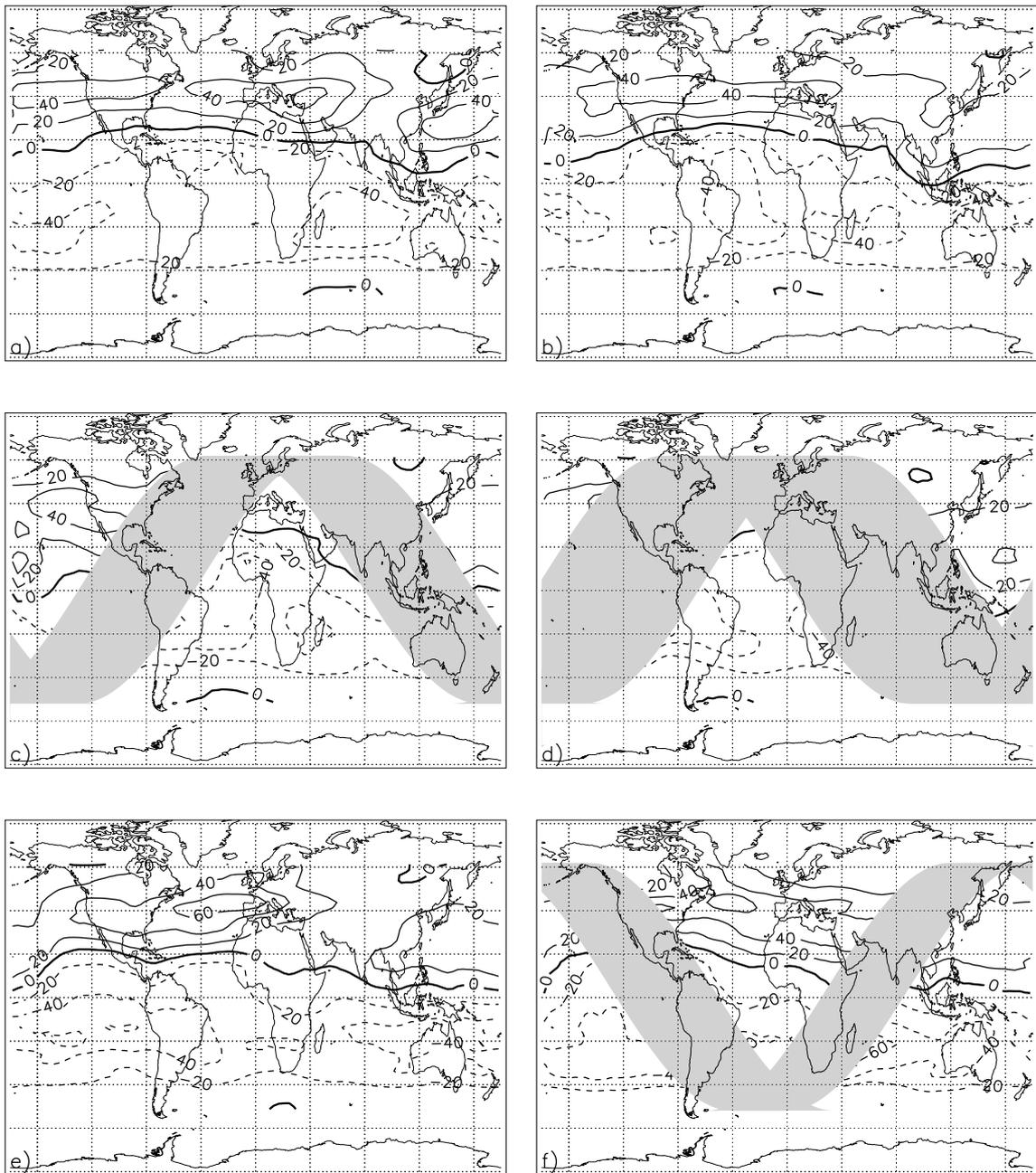


Abbildung 39: CRISTA-1. Geostrophischer Wind in zonaler Richtung bei 0,03 hPa (~ 73 km) am 5. (a), 6. (b), 7. (c), 8. (d), 9. (e) und 11. (f) November 1994 (Tag 309, 310, 311, 312, 313, 315) im Breitenbereich von 52°S - 62°N . In den schattierten Flächen ist eine Windberechnung in der Mesosphäre nicht möglich (Details siehe Text). Das Konturlinienintervall ist 20 m/s. Westwinde sind durch durchgezogene Konturen markiert und Ostwinde durch gestrichelte. Die dicke Linie kennzeichnet den Nulldurchgang. Die Windfelder sind zwischen 10°S und 10°N linear interpoliert.

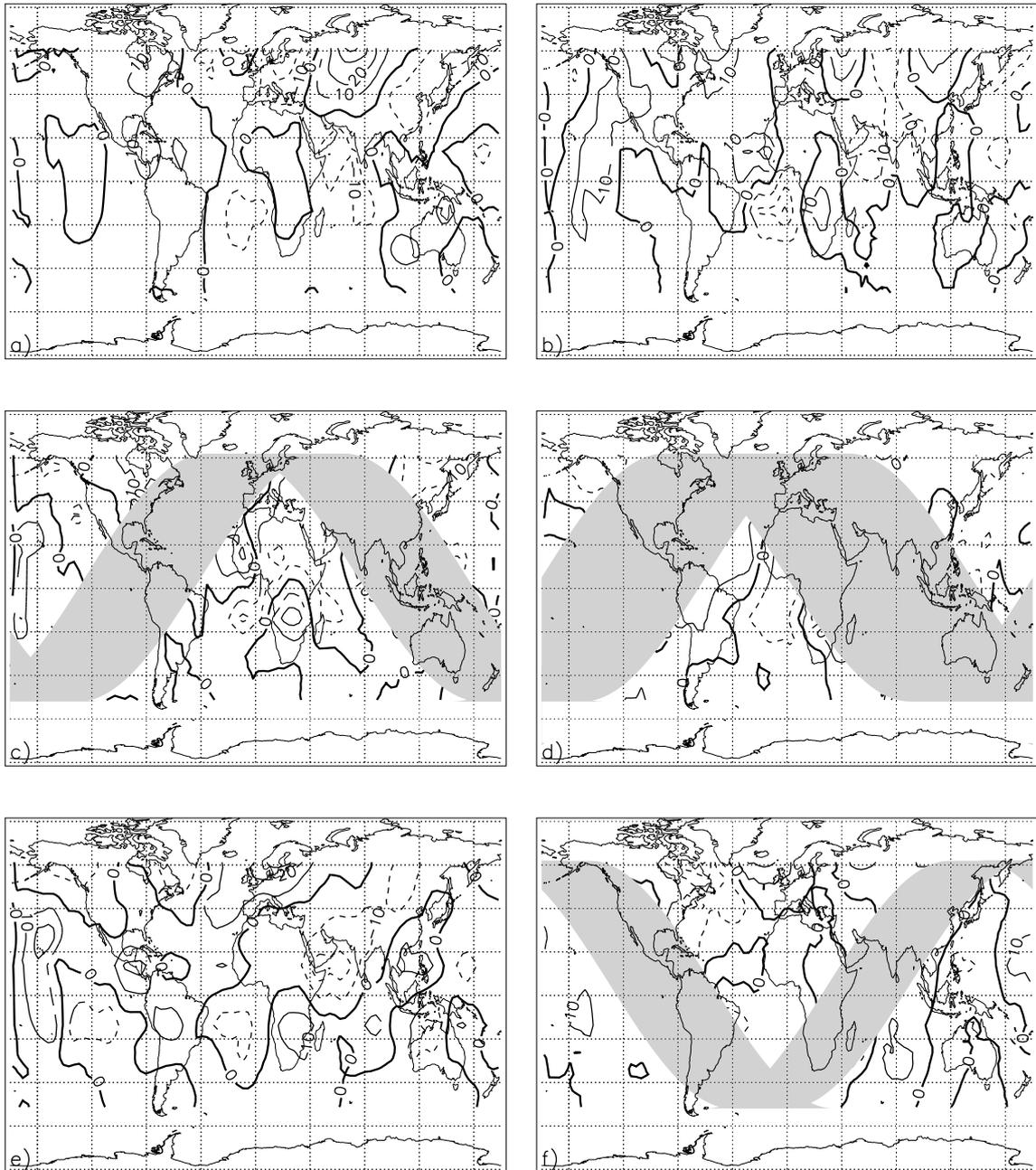


Abbildung 40: CRISTA-1. Wie Abbildung 39, aber für die meridionale Komponente des geostrophischen Windes. Das Konturlinienintervall ist 10 m/s. Südwinde sind durch durchgezogene Konturen markiert und Nordwinde durch gestrichelte.

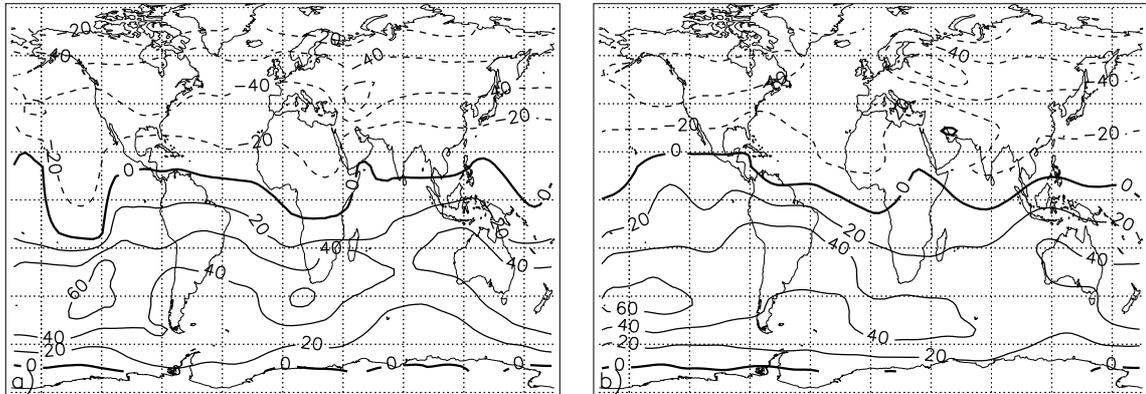


Abbildung 41: CRISTA-2. Geostrophischer Wind in zentraler Richtung bei 0,03 hPa (~ 73 km) am 14. (a) und 15. August 1997 (Tag 226 und 227) im Breitenbereich von 72°S - 72°N . Das Konturlinienintervall ist 20 m/s. Westwinde sind durch durchgezogene Konturen markiert und Ostwinde durch gestrichelte. Die dicke Linie kennzeichnet den Nulldurchgang. Die Windfelder sind zwischen 10°S und 10°N linear interpoliert.

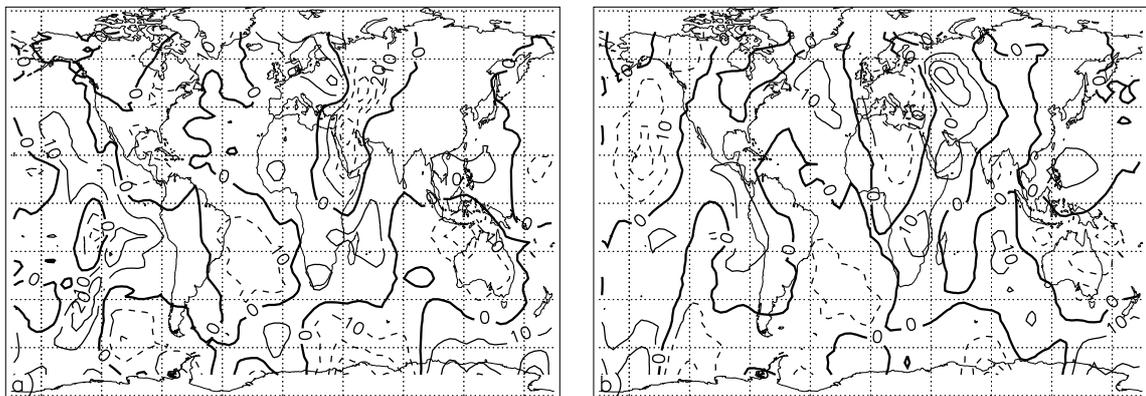


Abbildung 42: CRISTA-2. Wie Abbildung 41, aber für die meridionale Komponente des geostrophischen Windes. Das Konturlinienintervall ist 10 m/s. Südwinde sind durch durchgezogene Konturen markiert und Nordwinde durch gestrichelte.

11. November 1994. Am 10. November ist eine Windberechnung aufgrund von CRISTA-Sondermoden und den damit verbundenen Meßlücken nicht möglich. In den grau schattierten Flächen ist eine Windberechnung in der Mesosphäre ebenfalls nicht möglich, da in diesen Bereichen aufgrund von Sondermoden oder Meßlücken nur Daten auf den auf- oder absteigenden Orbitästen zur Verfügung stehen. Die in der Mesosphäre großen ageostrophischen Gezeiteneffekte lassen daher eine zuverlässige Windberechnung nicht zu. Allerdings beeinflussen sie nicht die Windberechnung in der Stratosphäre, wo Gezeiten nur vergleichsweise schwach ausgeprägt sind, so daß in diesem Höhenbereich geostrophische Winde für die dargestellten CRISTA-1-Meßtage flächendeckend vorhanden sind. Bedingt durch den am Äquator verschwindenden Coriolis-Parameter können in tropischen Breiten grundsätzlich keine geostrophischen Winde berechnet werden. Stratosphärische und mesosphärische Windfelder werden daher zwischen 10°S und 10°N linear über den Äquator interpoliert.

Der zonale und meridionale geostrophische Wind für CRISTA-2 am 14. und 15. August 1997 bei 0,03 hPa ist den Abbildungen 41 und 42 zu entnehmen. Eine Windberechnung in der Mesosphäre für die restlichen Meßtage ist aufgrund des noch nicht abschließend ausgewerteten 15 μm -Temperaturkanals im langwelligen Spektrometer nicht möglich. Stratosphärische Winde sind für alle Meßtage flächendeckend vorhanden.

Fehlerdiskussion

Die Reproduzierbarkeit der abgeleiteten geostrophischen Winde wird aus dem statistischen Fehler (siehe Kapitel 2.4) der CRISTA-Temperaturen berechnet (CRISTA-1: Version-3-Daten; CRISTA-2: Version-1-Daten). Dabei wird wie folgt vorgegangen:

1. Berechnung des Druckfehlers aus dem Temperaturfehler für jeden Meßpunkt.
2. Berechnung des Geopotentialfehlers nach Interpolation auf das feste Druckgitter aus dem Druckfehler für jeden Meßpunkt.
3. Berechnung des Geopotentialfehlers nach der horizontalen Filterung für jeden Gitterpunkt aus dem Geopotentialfehler für jeden Meßpunkt.
4. Berechnung des Windfehlers für jeden Gitterpunkt aus dem Geopotentialfehler für jeden Gitterpunkt.

Die Fehler werden grundsätzlich statistisch berechnet, d.h. die Eingabeparameter jedes Rechenschritts werden entsprechend ihrer Standardabweichung mit einer normalverteilten Zufallszahl verrauscht. Dieser Vorgang wird jeweils 20mal wiederholt und man erhält die Standardabweichung der Ausgabeparameter (= statistischer Fehler). Alle

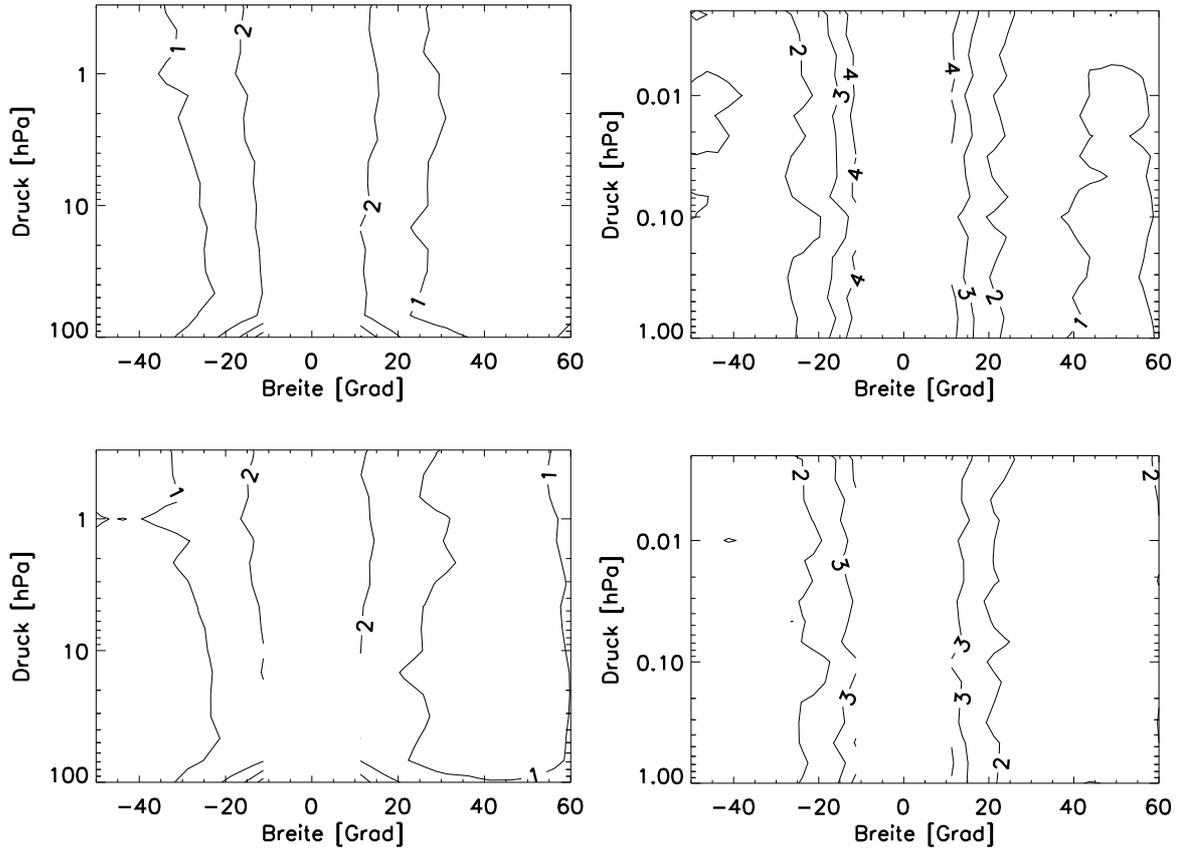


Abbildung 43: CRISTA-1. Statistischer Fehler (in m/s) des geostrophischen Windes aus den 12,6 μm -Kanälen (linke Spalte) und aus dem 15 μm -Kanal (rechte Spalte). Oben: Fehler des zonalen Windes; unten: Fehler des meridionalen Windes. Das Konturlinienintervall ist 1 m/s.

genannten Fehler zeigen einen schwachen Höhen- und Breitengang; für beide CRISTA-Flüge gilt an den Meßpunkten in guter Näherung: Druckfehler $\sim 1\%$; Geopotentialfehler $\sim 50\text{-}60$ gpm. Durch die unterschiedliche horizontale Filterung und die andere Meßgeometrie sind die Fehler an den Gitterpunkten für CRISTA-2 etwas größer als für CRISTA-1. Der statistische Fehler des horizontal interpolierten Geopotentials beträgt für CRISTA-1 $\sim 7\text{-}9$ gpm und für CRISTA-2 $\sim 11\text{-}13$ gpm. Der resultierende statistische Fehler des zonalen und meridionalen geostrophischen Windes liegt bei $\sim 1\text{-}2$ m/s und ist beinahe unabhängig von der geographischen Länge. Die Höhen- und Breitabhängigkeit kann den Abbildungen 43 und 44 entnommen werden (Wurzel aus der Varianz entlang eines Breitenkreises). In den Tropen ist der Fehler aufgrund des kleineren Coriolis-Parameters etwas größer.

Für den systematischen Windfehler müssen zwei Fehlerquellen betrachtet werden: Der systematische Fehler der CRISTA-Temperaturen und die Verschmierung der Geo-

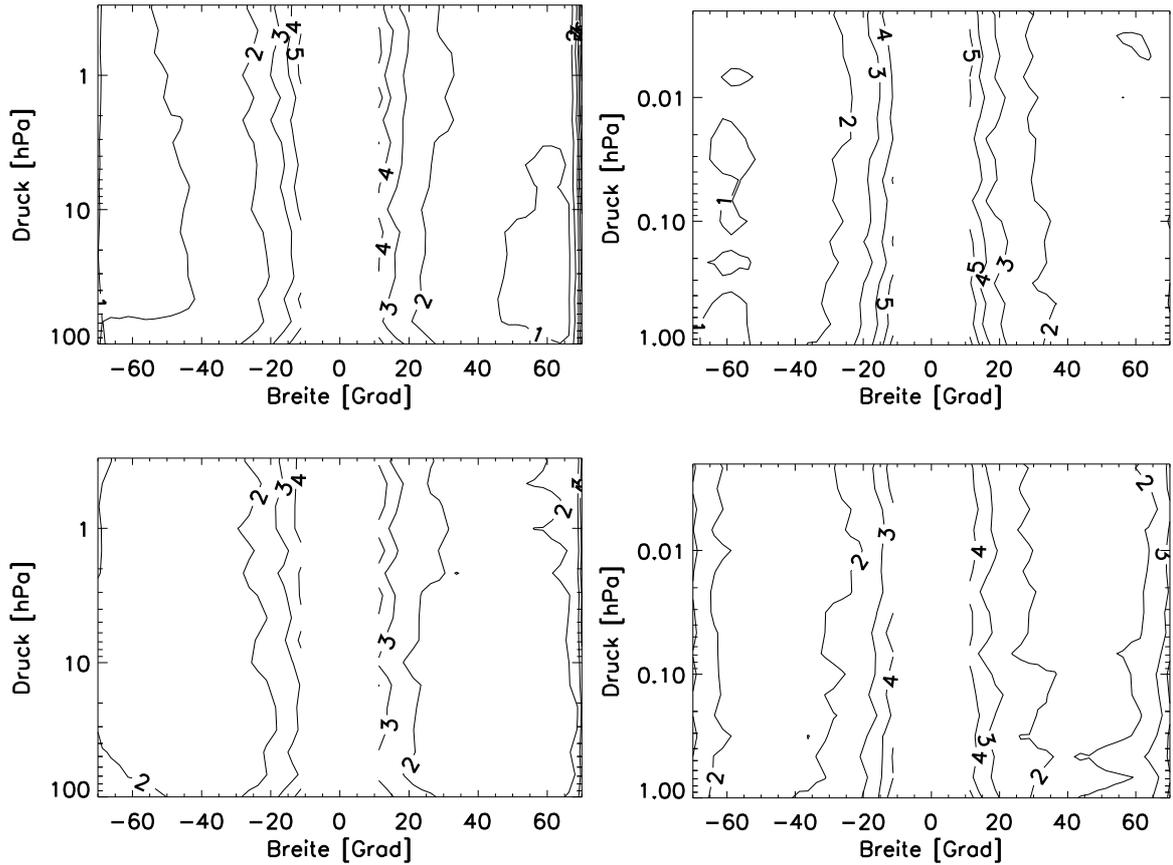


Abbildung 44: CRISTA-2. Statistischer Fehler (in m/s) des geostrophischen Windes aus den $12,6 \mu\text{m}$ -Kanälen (linke Spalte) und aus den $15 \mu\text{m}$ -Kanälen (rechte Spalte). Oben: Fehler des zonalen Windes; unten: Fehler des meridionalen Windes. Das Konturlinienintervall ist 1 m/s.

potentialgradienten durch die horizontale Filterung. Der systematische CRISTA-Temperaturfehler ist, wie auch der Druckfehler, nur schwach von der geographischen Breite abhängig [Riese *et al.*, 1999a]. Die berechneten Geopotentiale werden daher bei Berücksichtigung dieses Fehlers bei allen Breiten und Längen in etwa um den gleichen Prozentsatz erhöht bzw. erniedrigt; die horizontalen Gradienten in den Gleichungen (26) und (27) werden kaum verändert. Der resultierende Windfehler ist deutlich kleiner als 1 m/s (ohne Abbildung) und kann vernachlässigt werden, da die Verschmierung der Geopotentialgradienten durch die horizontale Filterung einen erheblich größeren Fehler verursacht.

Die Streudiagramme in den Abbildungen 37 und 38 zeigen vorwiegend für die höchsten von CRISTA gemessenen Breiten systematische Abweichungen zwischen den Meßwerten und den nächstliegenden interpolierten Geopotentialen. Für die Fehleranalyse werden diese Abweichungen unter Beibehaltung der Streuung korrigiert. Dazu wird

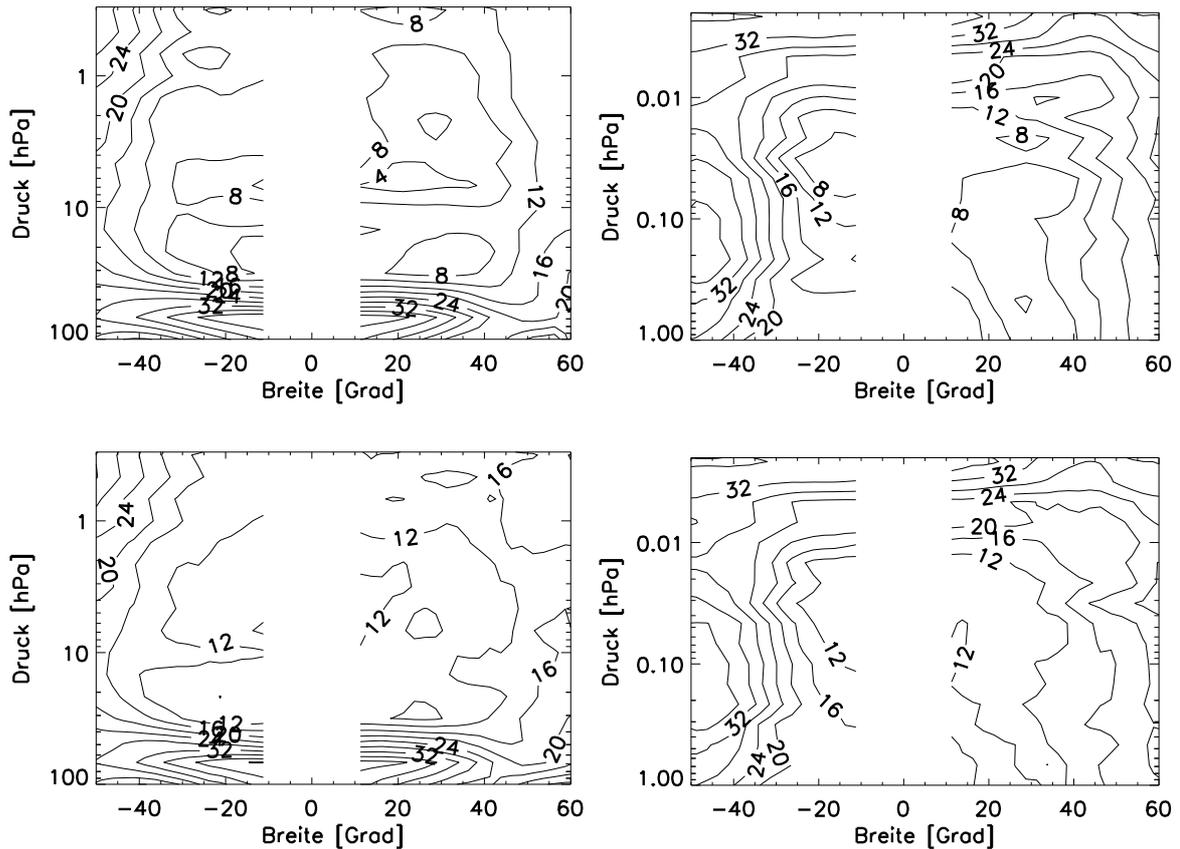


Abbildung 45: CRISTA-1. Systematischer Fehler (in Prozent) des geostrophischen Windes aus den $12,6 \mu\text{m}$ -Kanälen (linke Spalte) und aus dem $15 \mu\text{m}$ -Kanal (rechte Spalte). Oben: Fehler des zonalen Windes; unten: Fehler des meridionalen Windes. Das Konturlinienintervall ist 4 Prozent. Die Geopotentialkorrektur erhöht – mit wenigen Ausnahmen – die Windgeschwindigkeit.

auf jedem Druckniveau eine Ausgleichskurve durch die Gitterwerte als Funktion der Meßwerte berechnet. Eine analytische Funktion konnte nicht gefunden werden, die verwendete Methode beruht auf einem ursprünglich zur Glättung verrauschter Zeitreihen entwickelten Algorithmus und benutzt ein Autoregressionsmodell. Die Methode liefert über weite Bereiche identische Ergebnisse wie ein gleitendes Mittel, der Vorteil liegt in der erheblich besseren Behandlung der Randbereiche in den Abbildungen 37 und 38, in denen die Abweichungen der Gitter- von den Meßpunkten besonders groß sind. Aus der Differenz der gemittelten Kurve zur Winkelhalbierenden werden Faktoren berechnet, die zur Korrektur der gefilterten Geopotentiale benutzt werden. Aus den korrigierten Werten werden dann erneut Windfelder berechnet. Die Differenz zu den ursprünglichen Winden ergibt für jeden Gitterpunkt eine systematische Abweichung, die ein eindeutiges Vorzeichen aufweist. Der Begriff „systematischer Fehler“ in Bezug auf die CRISTA-Winde ist damit eher als systematische Über- bzw. Unterschätzung der abgeleiteten

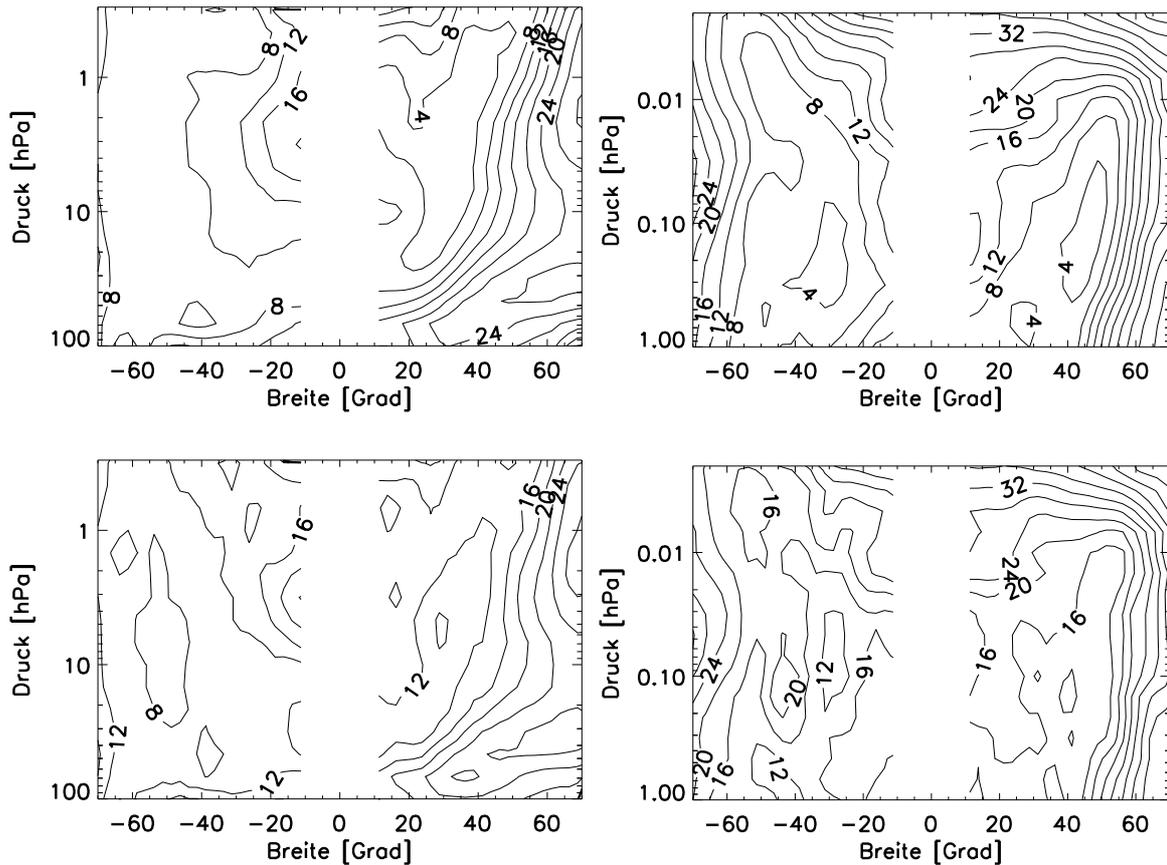


Abbildung 46: CRISTA-2. Systematischer Fehler (in Prozent) des geostrophischen Windes aus den $12,6 \mu\text{m}$ -Kanälen (linke Spalte) und aus den $15 \mu\text{m}$ -Kanälen (rechte Spalte). Oben: Fehler des zonalen Windes; unten: Fehler des meridionalen Windes. Das Konturlinienintervall ist 4 Prozent. Die Geopotentialkorrektur erhöht – mit wenigen Ausnahmen – die Windgeschwindigkeit.

Windgeschwindigkeit zu verstehen. In aller Regel erhöht sich die Windgeschwindigkeit, lediglich im Bereich der Vortexkante können außerhalb des Vortex geringere Geschwindigkeiten auftreten. In mittleren nördlichen Breiten und bei 25 m/s Windgeschwindigkeit beträgt die Abweichung etwa 5 m/s . Numerische Rechenfehler aufgrund der Differentiationen können vernachlässigt werden. Der prozentuale „systematische Fehler“ weist keine ausgeprägte Abhängigkeit von der geographischen Länge auf, wächst jedoch zu höheren Breiten hin stark an, da weniger Meßpunkte für die horizontale Filterung zur Verfügung stehen. In den Abbildungen 45 und 46 ist die Höhen/Breitenverteilung dargestellt (Wurzel aus der Varianz), wobei nochmals darauf hingewiesen sei, daß die Richtung der Abweichung eindeutig festgelegt ist. Dies kann in Zukunft zur generellen Korrektur der abgeleiteten Windfelder ausgenutzt werden.

4.2 Validierung der CRISTA-Winde

In welchem Maße die abgeleiteten geostrophischen Windfelder den tatsächlichen Wind beschreiben, bedarf einer sorgfältigen Überprüfung. Zum einen handelt es sich um eine recht indirekte Methode, zum anderen ist geostrophisches Gleichgewicht eine Näherung. Deren Gültigkeit ist insbesondere in der oberen Mesosphäre zu prüfen. Zur Validierung werden drei verschiedenen Typen von Datensätzen mit den CRISTA-Winden verglichen:

- Zonale Mittel aus Referenzatmosphären, Klimatologien und Modellen
- Tägliche Winde aus horizontal aufgelösten assimilierten Daten
- Boden-, ballon- und raketengestützte zeit- und ortsgleiche Messungen

Vergleich mit zonalen Mitteln: CIRA-86, HRDI, GRAM-95

Einen qualitativen Überblick über die Güte der berechneten geostrophischen Winde erhält man aus dem Vergleich des zonal gemittelten zonalen Windes aus CRISTA-Daten mit den ebenfalls zonal gemittelten zonalen Winden einer Referenzatmosphäre (CIRA-86), einer auf Meßdaten (HRDI) basierenden Klimatologie und eines weiteren empirischen Modells (GRAM-95). Das zonale Mittel des meridionalen Windes verschwindet in guter Näherung in jedem der Datensätze. Höhen/Breitenquerschnitte des zonalen Windes geben Aufschluß über die mittlere Windgeschwindigkeit, die Lage von Windmaxima (Jets) sowie über die Breitenverteilung der Windrichtung. In Abbildung 47 ist der Wind aus CRISTA-Daten (oben links), aus CIRA-86 (oben rechts), aus HRDI-Daten (unten links) und aus dem GRAM-95-Modell (unten rechts) für den CRISTA-1-Zeitraum dargestellt. Ein entsprechender Vergleich für CRISTA-2 findet sich in Abbildung 48. CRISTA-Winde vom 5. und 9. November 1994 bzw. vom 14. und 15. August 1997 (Abbildungen 39 und 41) werden jeweils zusammen in $2,5^\circ$ -Breitenbänder eingeteilt und anschließend gemittelt. CIRA-86-Winde sind ein Monatsmittel (November bzw. August) und befinden sich im geostrophischen Gleichgewicht mit den CIRA-86-Temperaturen. Die schon im Zusammenhang mit den Gezeiten vorgestellte HRDI-Klimatologie für November und August beruht auf einem Mittel von sechs Jahren monatlich gemittelter Meßdaten. GRAM-95-Winde sind für die erwähnten Tage dem Modell entnommen.

CRISTA-1

Für den CRISTA-1-Zeitraum (Abbildung 47) fällt auf, daß jeweils die auf Meßdaten basierenden CRISTA- und HRDI-Winde (linke Spalte) sowie die CIRA-86- und

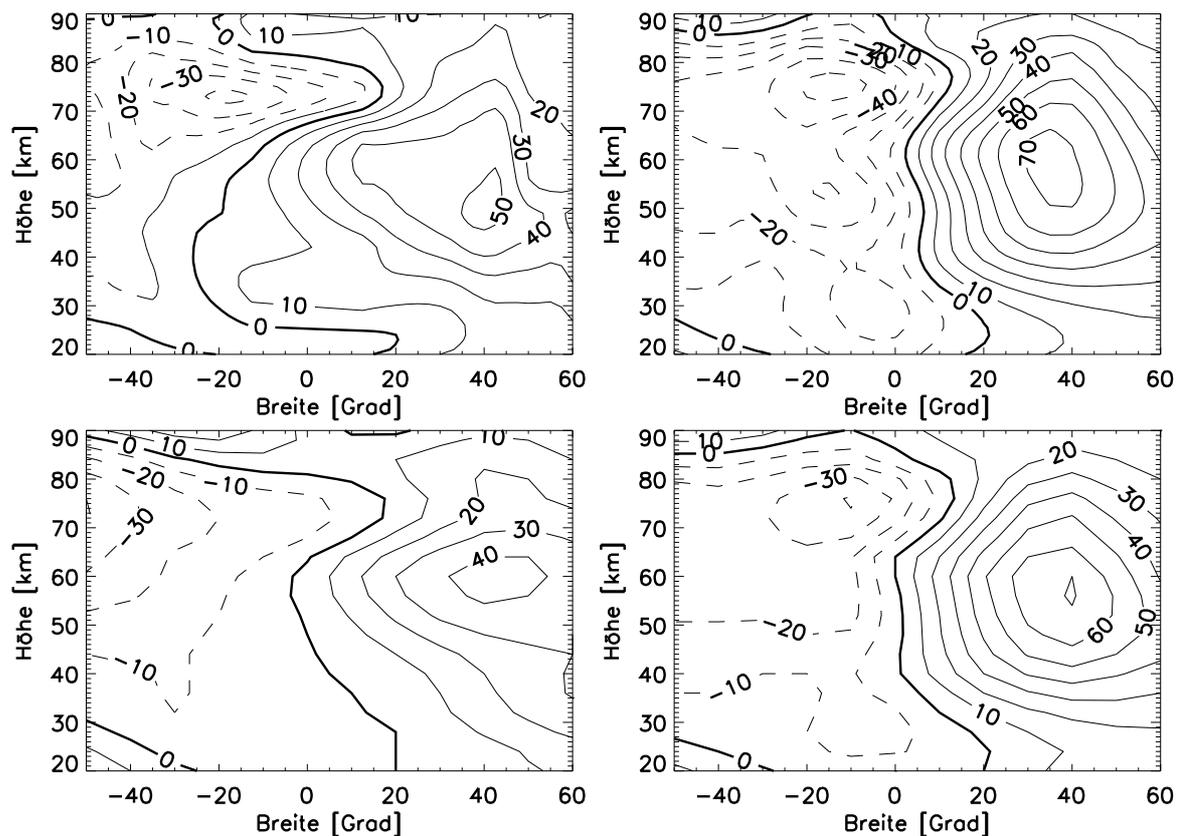


Abbildung 47: CRISTA-1. Zonale Windmittel des zonalen Windes von 50°S bis 60°N und von 20-90 km. Oben links: Mittelwert des CRISTA-Windes vom 5. und 9. November, zwischen 10°S und 10° sind die Winde linear über den Äquator interpoliert. Oben rechts: CIRA-86-Wind für November. Unten links: Sechs-Jahres-Klimatologie aus HRDI-Messungen für November. Unten rechts: GRAM-95-Modelldaten. Das Konturlinienintervall ist 10 m/s, durchgezogenen Linien entsprechen einem Westwind und gestrichelte einem Ostwind.

GRAM-95-Winde (rechte Spalte) recht gut übereinstimmen, untereinander jedoch größere Unterschiede vorhanden sind. Das Windmaximum bei 40°N ist in den CRISTA- und HRDI-Daten von vergleichbarer Stärke, allerdings liegt es mit 60 km Höhe in der HRDI-Klimatologie etwa 5 km höher als in den CRISTA-Daten. CIRA-86- und GRAM-95-Winde zeigen dagegen eine um etwa 50% höhere Windgeschwindigkeit; sowohl Breite als auch Höhe des Jets entsprechen aber den CRISTA-Daten. Weiterhin zeigen die CRISTA- und HRDI-Winde in 75 km und 25 km Höhe deutliche Ostwinde in tropischen nördlichen Breiten, die bei 75 km in den CIRA-86- und GRAM-95-Daten nicht so weit nach Norden reichen. Die Westwinde in der mittleren Stratosphäre und in der unteren Mesosphäre in tropischen südlichen Breiten sind nur in den CRISTA-Daten vorhanden. Das mesosphärische Windmaximum bei 20°S ist sowohl in den CRISTA-

als auch in den CIRA-86- und GRAM-95-Daten vorhanden, nicht aber in der HRDI-Klimatologie. Höhe und Breite dieses Jets sind in guter Übereinstimmung mit der gemessenen Inversionsschicht in der Temperatur (Abbildung 25). Höhen/Zeitreihen von HRDI-Winden am Äquator [Lieberman, 1998] und bei 12°S [Hitchman *et al.*, 1997] zeigen für den November 1994 ebenfalls ein tropisches Ostwindmaximum in 75 km Höhe in der südlichen Hemisphäre. Burrage *et al.* [1996b] haben gezeigt, daß diese Signatur durch die mesosphärische Halbjahresschwingung (engl.: mesospheric semiannual oscillation, MSAO) hervorgerufen wird. Die im Vergleich zu dem aus zonalen CRISTA-Temperaturmitteln berechneten Windfeld (Abbildung 25) etwas geringere Windgeschwindigkeit bei 50°S wird durch die horizontale Filterung der Meßdaten verursacht (siehe Fehlerdiskussion am Ende von Kapitel 4.1). Für zukünftige Analysen bei diesen Breiten muß daher das gemessene Geopotential auf geeignete Art und Weise stetig differenzierbar fortgesetzt werden. Der ansonsten sehr gute Vergleich mit dem direkt aus zonalen Mitteln berechneten Windfeld für die Gezeitenanalysen (Abbildung 25) zeigt, daß ein solcher Ansatz tatsächlich stärkere Ostwinde bei 50°S zur Folge haben wird.

Grundsätzlich zeigen diese Vergleiche, daß die CIRA-86- und GRAM-95-Daten den zonalen Wind im November 1994 nicht gut wiedergeben. Der CRISTA/HRDI-Vergleich ist gut, insbesondere wenn man noch die äquatorialen HRDI-Daten im November 1994 beachtet (ohne Abbildung). Dies weist auf eine gute Beschreibung des tatsächlichen zonalen Windfeldes in der Stratosphäre und Mesosphäre durch den geostrophischen Wind aus CRISTA-Messungen hin. Die bei Verwendung des CRISTA-Windes deutlich verbesserte Gezeitenmodellierung (Kapitel 3) unterstützt dieses Ergebnis.

CRISTA-2

Eine bessere Übereinstimmung der vier Datensätze findet sich für den CRISTA-2-Zeitraum (Abbildung 48). Vergleichsweise kleinere Unterschiede zeigen sich in der Lage der Windmaxima und in der Windgeschwindigkeit. In der Nordhemisphäre liegt das Ostwindmaximum bei 70 km und ist um 50°N zentriert; lediglich in der HRDI-Klimatologie ist es etwa 10° zu nördlichen Breiten verschoben. Der tropische Jet in den CRISTA-Winden liegt in 45 km Höhe und bei 15° nördlicher Breite, die HRDI-Klimatologie zeigt ein schwächeres Maximum bei etwa 30°N und in 35 km Höhe, der Jet in den CIRA-86-Daten liegt ebenfalls bei 35 km ist jedoch zum Äquator hin verschoben; die GRAM-95-Daten zeigen kein eindeutiges Maximum. Generell liegt die Windgeschwindigkeit (Nordhemisphäre) in den CRISTA-Messungen etwa 10 m/s oberhalb der anderen Datensätze. Auch die Winde auf der Südhemisphäre sind in guter Übereinstimmung. Zwar variieren die Ausprägungen der Maxima bei 35 und 65 km etwas, die jeweiligen Breiten und Höhen stimmen aber – wie auch die Geschwindigkeiten – sehr gut überein. Als einzige hervorstechende Differenz zeigen die CRISTA-Winde in der oberen Mesosphäre kein Anzeichen für die in den anderen Datensätzen offenkundi-

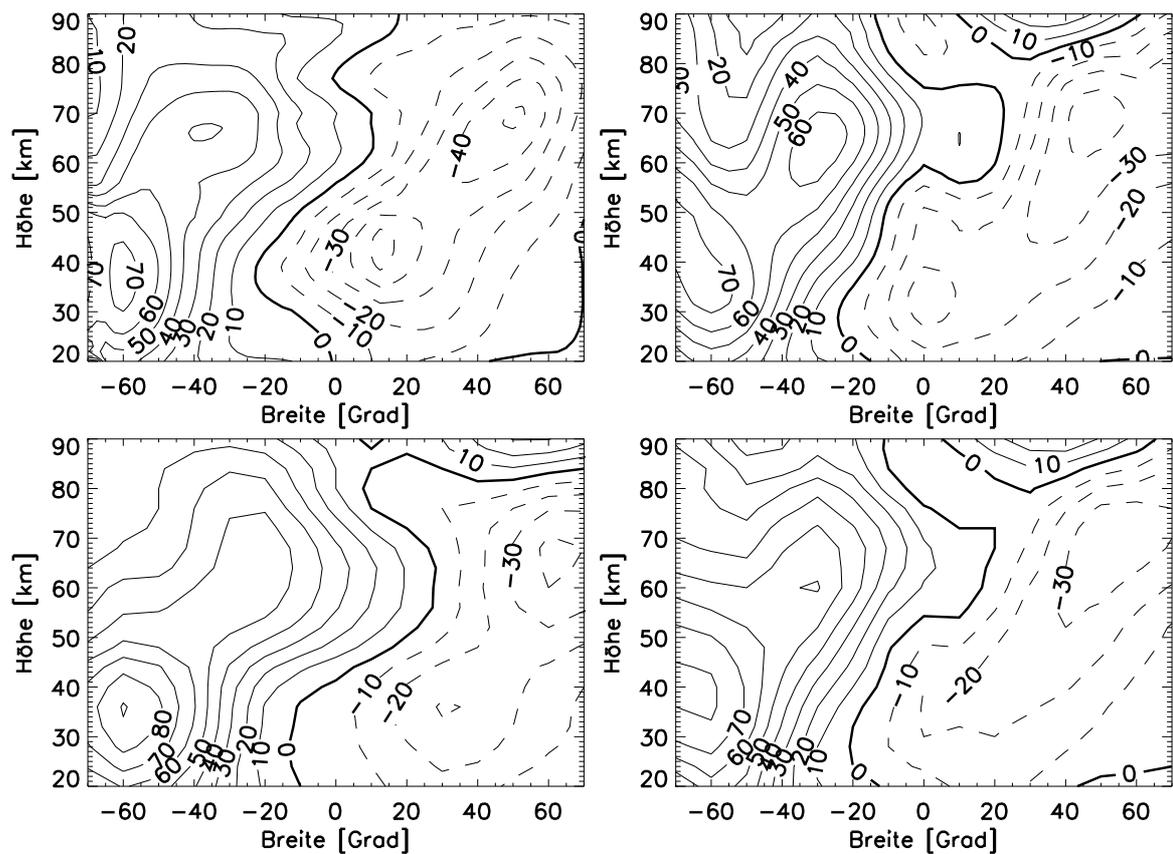


Abbildung 48: CRISTA-2. Wie Abbildung 47, aber für den CRISTA-2-Zeitraum und von 70°S bis 70°N. Die CRISTA-Winde basieren auf den Messungen vom 14. und 15. August. CIRA-86- und HRDI-Daten sind für den August.

ge Windumkehr auf der Nordhemisphäre. Dies kann nicht durch den systematischen Windfehler erklärt werden, dessen Vorzeichen auf einen geringfügig (~ 3 m/s) stärkeren Ostwind hinweist (ohne Abbildung). Zukünftige Untersuchungen müssen klären, ob die fehlende Windumkehr in den CRISTA-Daten auf einen tatsächlichen systematischen Unterschied zu den klimatologischen Windfeldern zurückzuführen ist oder durch die zeitliche Variabilität der Atmosphäre verursacht wird. Eine Modellierung der von CRISTA gemessenen Spurengasverteilungen in dieser Region wird dazu beitragen.

Der Vergleich für den CRISTA-2-Zeitraum zeigt, daß auch in diesem Fall die abgeleiteten geostrophischen Winde im Mittel den zonalen Wind so gut wie die anderen Methoden beschreiben. Die im Zusammenhang mit den Gezeiten diskutierten Impulsüberträge durch das Brechen von Planetaren Wellen beeinflussen offensichtlich nicht das berechnete, zonal gemittelte Windfeld. Inwiefern dies auch für die horizontal aufgelösten zonalen und meridionalen Winde gilt, muß aber durch den Vergleich mit entsprechenden Datensätzen genauer untersucht werden.

Vergleich mit assimilierten Daten: UKMO

Die Horizontalverteilung der geostrophischen CRISTA-Winde (zonal und meridional) läßt sich mit den allgemein als zuverlässig geltenden Daten des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) vergleichen. Die UKMO-Winde basieren auf Messungen verschiedener Meßsysteme (z.B. Radiosonden, Satelliten) und werden mit Hilfe eines globalen Zirkulationmodells (GCM) täglich auf 0 Uhr Weltzeit assimiliert, d.h. aus den Messungen werden globale Verteilungen berechnet. Die obere Grenze des UKMO-Datensatzes ist 55 km. Oberhalb 35 km Höhe nimmt allerdings die zur Assimilierung verwendete Datenmenge deutlich ab, da dies der oberen Grenze der ballongestützten Radiosondenmessungen entspricht. Der Vergleich CRISTA/UKMO beschränkt sich im folgenden pro CRISTA-Flug auf jeweils einen Meßtag und eine Höhe. Die Ergebnisse sind ohne Einschränkung auf den restlichen Höhenbereich und die anderen Meßtage übertragbar.

CRISTA-1

Der Vergleich für den CRISTA-1-Zeitraum wird auf dem 1 hPa-Druckniveau mit den Daten vom 9. November durchgeführt. In dieser Höhe (~ 48 km) lassen sich z.B. die berechnete Horizontalstruktur und die Windgeschwindigkeit des stark ausgeprägten Jets bei 40°N mit den UKMO-Daten überprüfen. Wie erwähnt, zeigen dort sowohl CIRA-86 als auch GRAM-95 einen um etwa 50% höheren zonalen Wind. Die Horizontalverteilung des zonalen und meridionalen Windes sind in den Abbildungen 49 und 50 für den Breitenbereich 52°S bis 62°N dargestellt. In der Nordhemisphäre zeigen sowohl CRISTA- als auch UKMO-Daten (rechtes Bild) einen starken, sich aus tropischen Breiten östlich von Indonesien nach Osten zu polaren Breiten hin ausbreitenden Westjet, der über dem Nordatlantik mit 90 m/s sein Maximum erreicht. Als auffallenden Unterschied zeigen die CRISTA-Daten eine um etwa 20 m/s niedrigere Windgeschwindigkeit in den hohen nördlichen Breiten, die sich mit der Verschmierung des Geopotentialgradienten durch die horizontale Filterung erklären läßt (siehe Fehlerdiskussion in Kapitel 4.1). Die Filterung ist auch die Ursache für die im Vergleich zu UKMO schwächere Strukturierung der abgeleiteten CRISTA-Winde. Insgesamt stimmen aber sowohl die räumliche Verteilung des zonalen Windes als auch die Windgeschwindigkeiten in beiden Datensätzen sehr gut miteinander überein. Ähnliches gilt für den meridionalen Wind in der nördlichen Hemisphäre. Beide Datensätze zeigen eine Welle 1-Signatur von sich abwechselnden Nord- und Südwinden in polaren Breiten sowie mit umgekehrten Vorzeichen in mittleren und tropischen Breiten. Der Südwind über Mexiko ist in den UKMO-Daten allerdings um etwa 5-10 m/s stärker. Ein deutlicher Unterschied zeigt sich jedoch in der Lage des Gebiets mit starkem Nordwind über China. Die UKMO-Winde zeigen gegenüber CRISTA eine Verschiebung um etwa 20° nach Westen und um etwa 10° nach

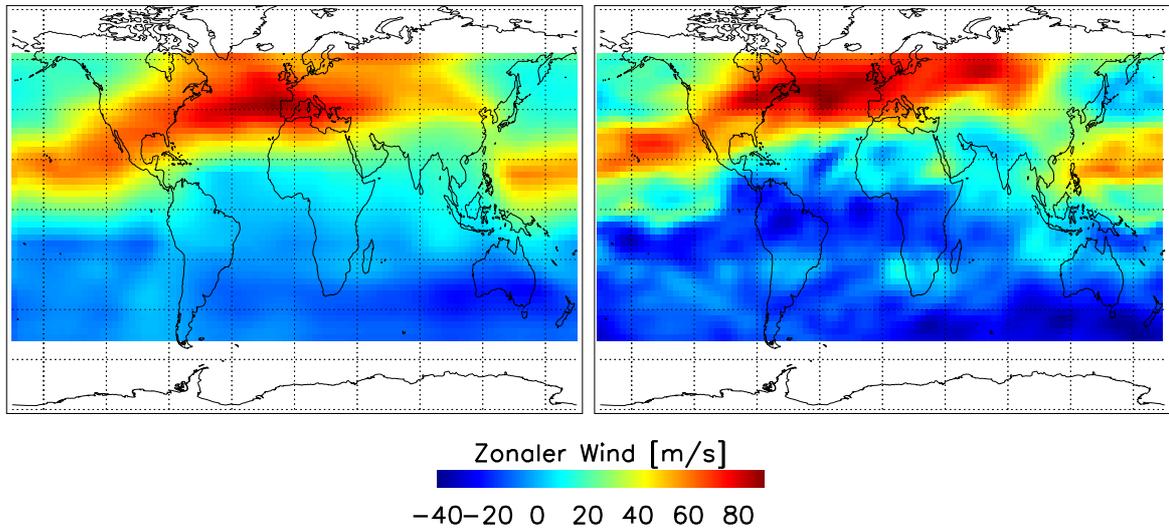


Abbildung 49: CRISTA-1. Zonaler Wind am 9. November 1994 aus CRISTA-Daten (links) und aus UKMO-Daten (rechts) bei 1 hPa. Die Farbskala reicht von -40 m/s bis +90 m/s. Negative Werte bezeichnen einen Ostwind, positive einen Westwind. Die CRISTA-Winde sind von 10°S bis 10°N linear über den Äquator interpoliert. Der Vergleich für die anderen Druckniveaus und Meßtage ist von ähnlicher Qualität.

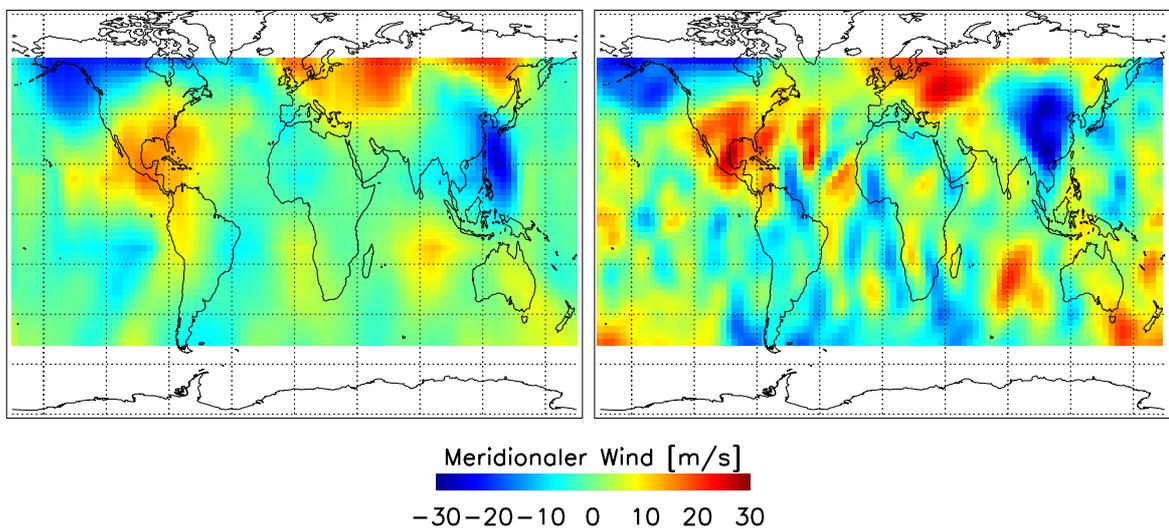


Abbildung 50: CRISTA-1. Wie Abbildung 49, aber für die meridionale Windkomponente. Die Farbskala reicht von -30 m/s bis +30 m/s. Ein negativer Wert bezeichnet einen Nordwind und ein positiver einen Südwind.

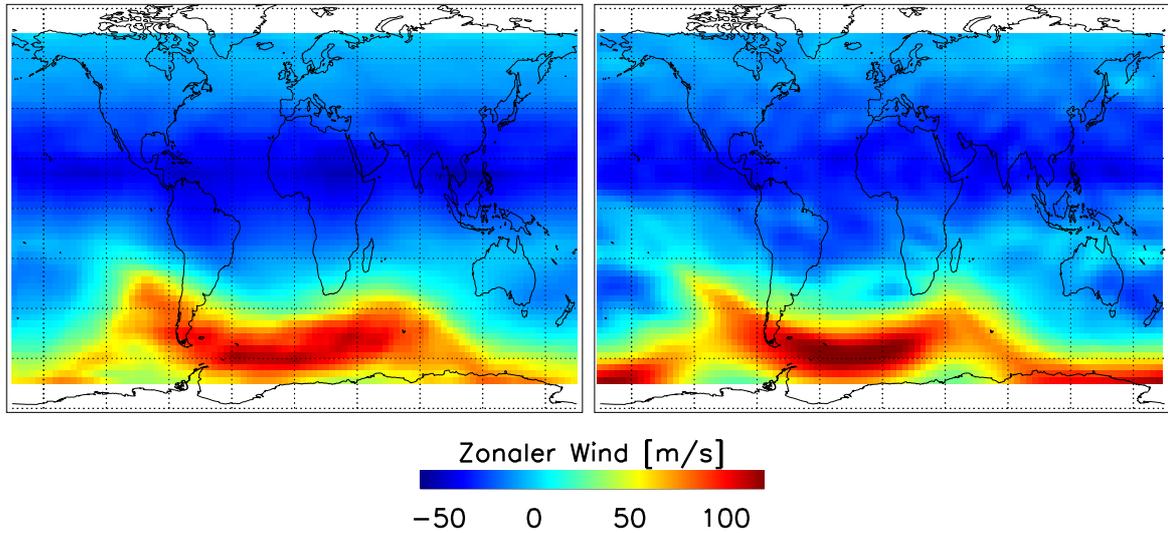


Abbildung 51: CRISTA-2. Zonaler Wind am 14. August 1997 aus CRISTA-Daten (links) und aus UKMO-Daten (rechts) bei 4,64 hPa. Die Farbskala reicht von -60 m/s bis +120 m/s. Negative Werte bezeichnen einen Ostwind, positive einen Westwind. Die CRISTA-Winde sind von 10°S bis 10°N linear über den Äquator interpoliert. Der Vergleich für die anderen Druckniveaus und Meßtage ist von ähnlicher Qualität.

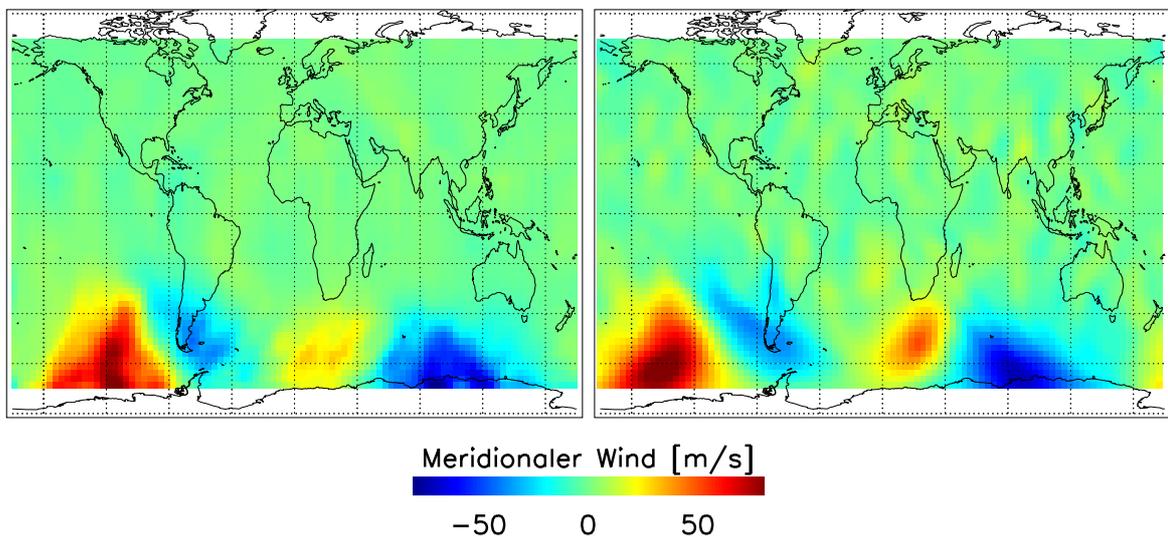


Abbildung 52: CRISTA-2. Wie Abbildung 51, aber für die meridionale Windkomponente. Die Farbskala reicht von -80 m/s bis +80 m/s. Ein negativer Wert bezeichnet einen Nordwind und ein positiver einen Südwind.

Norden. Zukünftige Untersuchungen müssen klären, mit welchem Windfeld gemessene Spurengasverteilungen in dieser Region besser modelliert werden können.

Der Vergleich in der Südhemisphäre stellt sich deutlich uneinheitlicher dar. Im zonalen UKMO-Wind zeigt sich ein starker Ostjet in äquatorialen und tropischen Breiten, der in den – über den Äquator interpolierten – CRISTA-Daten nicht vorhanden ist. Generell zeigen die UKMO-Daten in der gesamten südlichen Hemisphäre eine um etwa 10 m/s höhere Windgeschwindigkeit. Allerdings werden in der Südhemisphäre auch deutlich weniger Radiosondenmessungen durchgeführt; auf der Südhalbkugel ist daher eine verminderte Datenqualität zu erwarten. Wie in der Nordhemisphäre muß eine zukünftige Assimilierung der von CRISTA gemessenen Spurengasverteilungen mit beiden Windfeldern zur Klärung der Unterschiede herangezogen werden. Gleiches gilt für die meridionalen Winde, die im indischen Ozean und südöstlich von Australien relativ gut übereinstimmen, jedoch z.B. über Südamerika sogar Unterschiede in der Windrichtung aufweisen.

CRISTA-2

Für den CRISTA-2-Zeitraum vergleichen sich sowohl der zonale als auch der meridionale Wind aus CRISTA und UKMO erheblich besser (Abbildungen 51 und 52). Die jeweils im linken Bild dargestellten CRISTA-Daten vom 14. August 1997 sind wieder zwischen 10°S und 10°N linear über den Äquator interpoliert. Aufgetragen sind die Winde auf dem 4,64 hPa-Druckniveau. In dieser Höhe sind die gemessenen horizontalen Spurengastransporte in der Südhemisphäre (Streamer) am stärksten ausgeprägt [Riese, 2000], und auch die Planetare Wellenaktivität erreicht dort ihr Maximum (siehe Kapitel 4.3). Beide Effekte deuten auf ein Wellenbrechen hin, dessen Auswirkungen auf die Berechnung des geostrophischen Windes näher untersucht werden müssen. Im zonalen Windfeld zeigen sich sowohl in der räumlichen Verteilung als auch in der Windgeschwindigkeit nur marginale Abweichungen zwischen CRISTA und UKMO. Auch in diesem Fall werden, wie auch im meridionalen Windfeld, kleinräumigere Strukturen in den CRISTA-Windungen durch die horizontale Filterung geglättet. Die Welle 2-Signatur im meridionalen CRISTA-Wind in südlichen polaren Breiten erscheint im pazifischen Sektor leicht nach Osten verschoben, was Auswirkungen auf die genaue Lage und Form des polaren Vortex hat. Abweichungen durch das Brechen von Planetaren Wellen in der Südhemisphäre lassen sich aber in keinem Fall entdecken.

Vergleich mit direkten Messungen

Nach der eher qualitativen Validierung der Vertikal- und Horizontalstruktur der geostrophischen CRISTA-Winde mit Klimatologien, Referenzatmosphären, Modellen und assimilierten Daten läßt der Vergleich mit orts- und zeitgleichen direkten Windmessun-

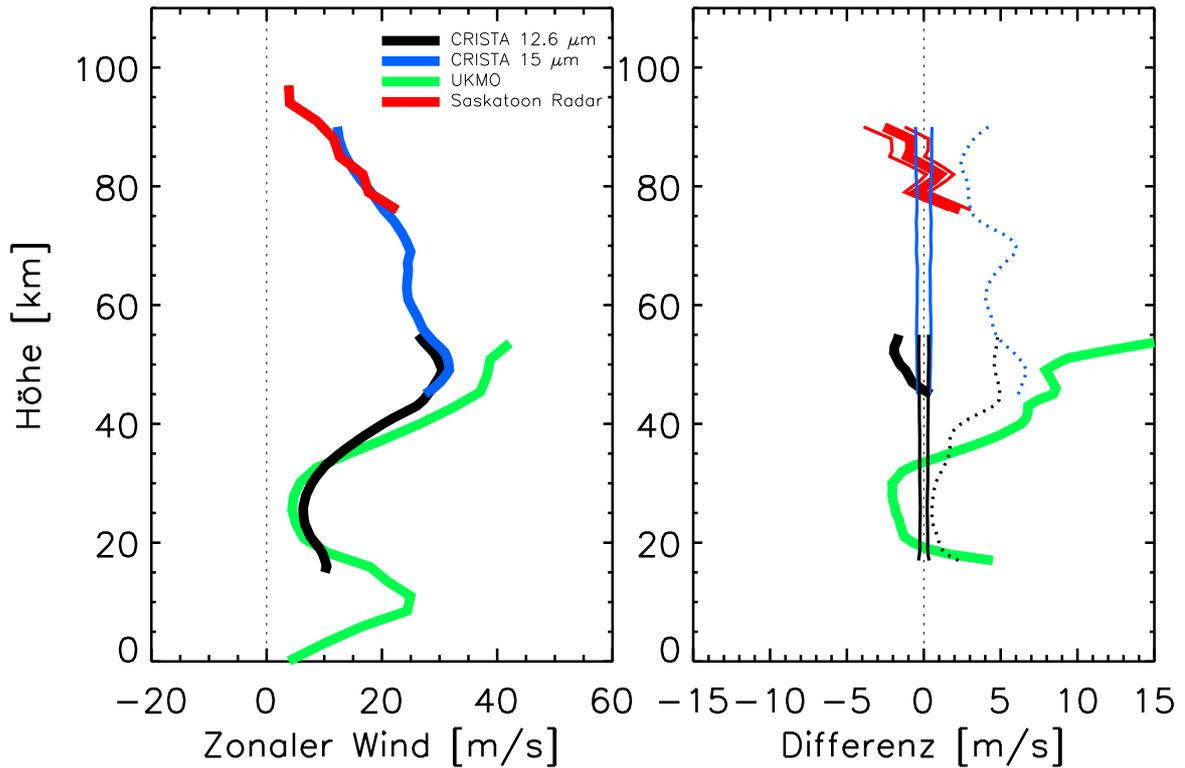


Abbildung 53: CRISTA-1. Vergleich des aus den $15\ \mu\text{m}$ - und $12,6\ \mu\text{m}$ -Kanälen abgeleiteten zonalen geostrophischen Windes mit MF-Radar-Messungen in Saskatoon, Kanada (52°N , 107°W) und dem zonalen Wind aus der UKMO-Analyse. Linkes Bild: Mittelwerte aus den Messungen vom 5., 7., 9. und 11. November 1994. Rechtes Bild: Differenzen (dicke Linien) in Bezug auf den CRISTA-Wind. Die dünne blaue und schwarze Linie (durchgezogen) zeigen den statistischen Fehler des CRISTA-Mittelwerts. Die dünne rote Linie ist der statistische Fehler des MF-Radar-Mittelwerts. Der systematische Fehler der CRISTA-Winde wird durch die gepunkteten Linien angezeigt. Für UKMO-Winde sind keine Fehler erhältlich. Details siehe Text.

gen eine quantitative Überprüfung zu. Dazu werden die Daten eines Mittelfrequenz-Radars sowie Messungen von Fallenden Kugeln, Datensonden und Radiosonden benutzt.

MF-Radar

CRISTA-Winde repräsentieren nach der vorangegangenen Diskussion eine von Gezeiteffekten und Turbulenz weitestgehend enttendete Atmosphäre und entsprechen einem Tagesmittelwert. Die beste Vergleichsmöglichkeit ergibt sich daher mit Tagesmittelwerten von kontinuierlich gemessenen Winden, da Gezeiten- und Schwerewellen in diesem Fall ebenfalls in guter Näherung herausfallen. Solche kontinuierlichen Messungen sind vom Mittelfrequenz-Radar (MF-Radar) in Saskatoon, Kanada (52°N , 107°W) [Manson *et al.*, 1996; Meek *et al.*, 1989] am 5., 7., 9. und 11. November 1994 im Höhenbereich 76-97 km durchgeführt worden. Für die gleichen Tage können

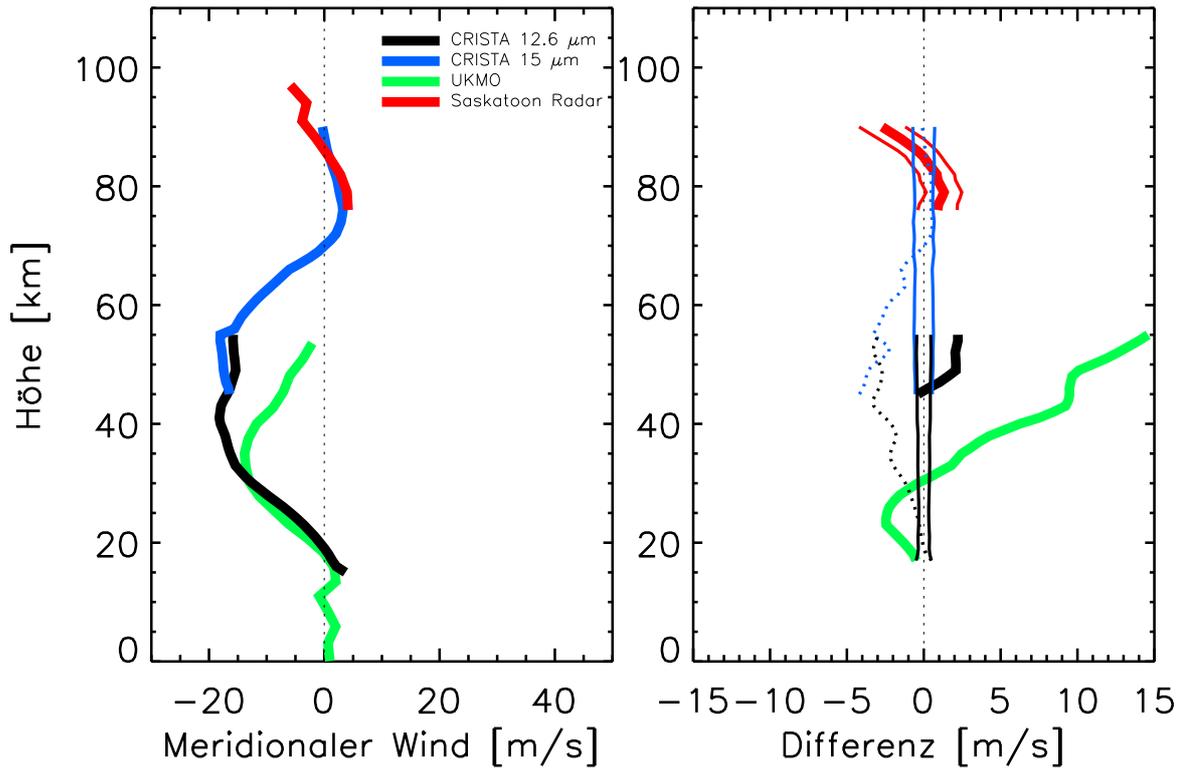


Abbildung 54: CRISTA-1. Wie Abbildung 53, aber für die meridionale Windkomponente.

auch geostrophische CRISTA-Winde über Saskatoon berechnet werden (vergl. Abbildung 39). Das zeitlich gemittelte Höhenprofil der MF-Radar-Tagesmittelwerte dieser vier Tage (4-Tage-Mittel) weicht sowohl in der zonalen (Abbildung 53) als auch in der meridionalen (Abbildung 54) Windkomponente weniger als 3 m/s von den entsprechend gemittelten CRISTA-1-Winden ab. Beide Datensätze liegen damit über weite Teile des gemeinsamen Höhenbereichs von 76-90 km innerhalb der kombinierten statistischen Fehlerbalken. Aus der Korrektur der Geopotentialgradienten (siehe Kapitel 4.1) ergibt sich eine mögliche Unterschätzung der mesosphärischen zonalen und meridionalen Windgeschwindigkeit aus CRISTA-Daten um etwa 20 % (gepunktete Linien in Abbildung 53 und 54). Vergleiche der MF-Radar-Daten mit HRDI-Messungen und Winden aus Fabry-Perot-Interferometer-Messungen [Meek *et al.*, 1997] deuten auf eine ähnliche systematische Unterschätzung der Windgeschwindigkeit aus Radar-Messungen hin. Genauere Angaben zum systematischen Fehler sind nicht erhältlich; in den unteren Meßhöhen des Radars liegt der Effekt aber bei etwa 20 % (C. E. Meek, persönliche Mitteilung). Aufgrund der guten Übereinstimmung scheint der systematische Fehler der Radarmessungen nicht wesentlich größer als der CRISTA-Fehler zu sein.

Die Differenzen der CRISTA-Winde aus den 12,6 μm- und 15 μm-Kanälen sind sowohl in der zonalen als auch in der meridionalen Komponente kleiner als 2 m/s und

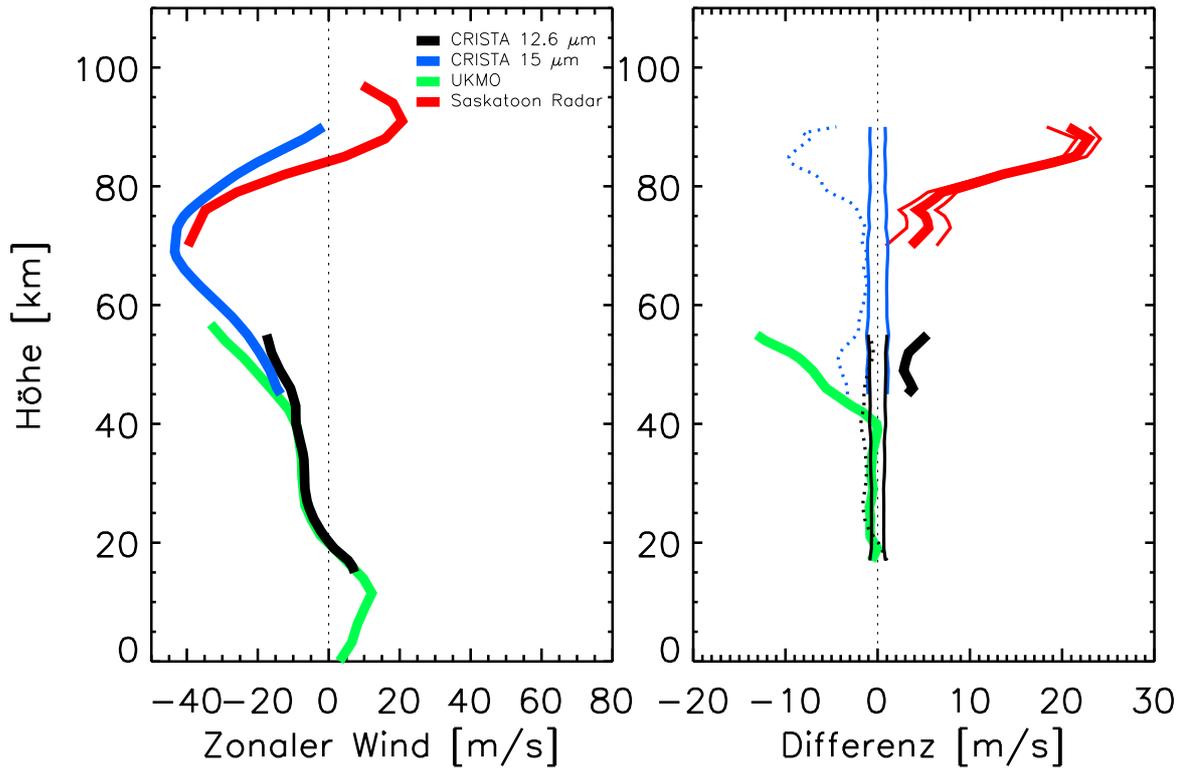


Abbildung 55: CRISTA-2. Vergleich des aus den $15\ \mu\text{m}$ - und $12,6\ \mu\text{m}$ -Kanälen abgeleiteten zonalen geostrophischen Windes mit MF-Radar-Messungen in Saskatoon, Kanada (52°N , 107°W) und dem zonalen Wind aus der UKMO-Analyse. Linkes Bild: Mittelwerte aus den Messungen vom 14. und 15. August 1997. Rechtes Bild: Differenzen (dicke Linien) in Bezug auf den CRISTA-Wind. Die dünne blaue und schwarze Linie (durchgezogen) zeigen den statistischen Fehler des CRISTA-Mittelwerts. Die dünne rote Linie ist der statistische Fehler des MF-Radar-Mittelwerts. Der systematische Fehler der CRISTA-Winde wird durch die gepunkteten Linien angezeigt. Für die UKMO-Winde sind keine Fehler erhältlich. Details siehe Text

können größtenteils durch den statistischen Fehler erklärt werden. Die zusätzlich dargestellten UKMO-Winde für Saskatoon (ebenfalls 4-Tage-Mittel) stimmen unterhalb 40 km Höhe besser als auf 5 m/s mit den CRISTA-Daten überein. Oberhalb 40 km zeigen sich allerdings insbesondere in der meridionalen Komponente etwas größere Abweichungen, die sich auf den starken horizontalen Windgradienten über Saskatoon im Stratopausenbereich (vergl. Abbildung 50) zurückführen lassen. Schon eine kleine Horizontalverschiebung der CRISTA- und UKMO-Winde gegeneinander führt zu größeren Differenzen in der Windgeschwindigkeit. Eine genauere Diskussion ist nicht möglich, da statistische und systematische Fehlerangaben zu den UKMO-Daten nicht erhältlich sind.

Ein entsprechender Vergleich zwischen den CRISTA-2-Winden und dem MF-Radar sowie den UKMO-Daten ist den Abbildungen 55 (zonal) und 56 (meridional) zu ent-

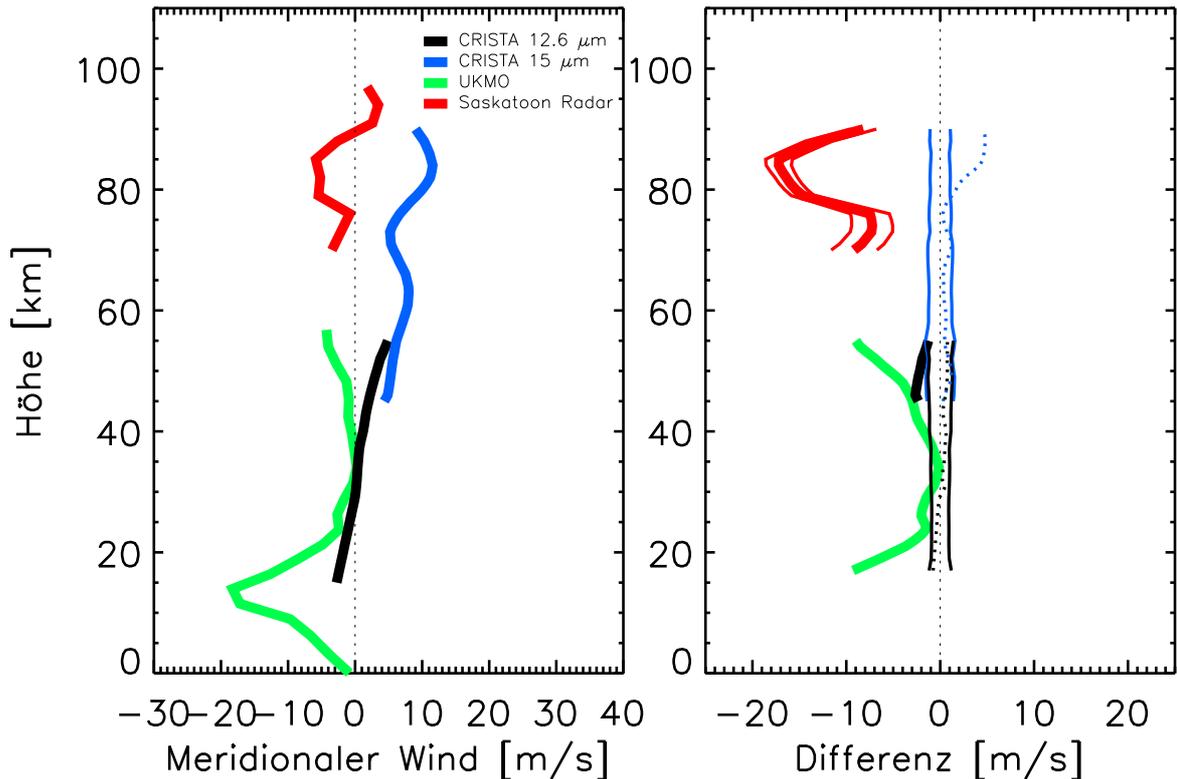


Abbildung 56: CRISTA-2. Wie Abbildung 55, aber für die meridionale Windkomponente.

nehmen. In diesem Fall sind jeweils die Daten vom 14. und 15. August gemittelt worden. CRISTA-2- und MF-Radar-Winde (70-97 km) zeigen in der zonalen Komponente gleiche Gradienten und Windgeschwindigkeiten, allerdings erscheint das CRISTA-Windprofil um etwa 5 km zu größeren Höhen hin verschoben. Damit verbunden ist eine CRISTA/MF-Radar-Differenz von 10-20 m/s, die damit deutlich größer als für den CRISTA-1-Zeitraum ist und außerhalb der kombinierten statistischen Fehlerbalken liegt. Auch weist der systematische CRISTA-Fehler ein anderes Vorzeichen als die beobachtete Abweichung auf. Der zonale Radar-Wind zeigt eine Windumkehr bei etwa 85 km, die in den CRISTA-Daten nicht vorhanden ist. Dieses Verhalten stimmt mit der im zonalen Windmittel (Abbildung 48) ebenfalls nicht beobachteten Windumkehr in der oberen Mesosphäre überein. Der zonale Wind aus den UKMO-Daten zeigt unterhalb 40 km Höhe keine Abweichung von den CRISTA-Daten. Die ansteigende Differenz oberhalb 40 km wird auch in der meridionalen Komponente beobachtet und ist möglicherweise auf die bereits diskutierte abnehmende Qualität der UKMO-Daten in der oberen Stratosphäre zurückzuführen. Sowohl der meridionale als auch der zonale Wind aus den beiden CRISTA-Kanälen stimmt wie für CRISTA-1 auf 2 m/s überein. Die Ursache der unterschiedlichen meridionalen Windrichtungen in den CRISTA- und MF-Radar-Daten ist noch nicht abschließend geklärt (siehe Diskussion in Kapitel 4.3).

Tabelle 2: CRISTA-1. Radiosonden, Datensonden und Fallende Kugeln in Wallops Island am 5. (Tag 309), 6. (Tag 310) und 9. (Tag 313) November 1994. Die Zeit bezieht sich auf den jeweiligen Startzeitpunkt. Mit * markierte Messungen werden für den Vergleich mit CRISTA verwendet.

Meßsystem	Zeit (GMT)	Lokalzeit	
Radiosonde	309/14:37	9:37	*
”	309/23:42	18:42	*
”	310/14:17	9:17	*
”	310/23:04	18:04	*
”	313/13:20	8:20	*
”	313/22:26	17:26	*
Datensonde	309/01:05	20:05	*
”	310/01:45	20:45	*
”	310/23:57	18:57	*
”	313/22:33	17:33	*
Fallende Kugel	309/15:58	10:58	*
”	310/16:02	11:02	*
”	313/14:45	9:45	*

Radiosonden, Datensonden, Fallende Kugeln

Ein direkter Vergleich von CRISTA-Winden mit Einzelmessungen erscheint nicht sinnvoll, da Effekte von Gezeiten- und Schwerewellen durchaus die Größenordnung des Hintergrundwindfeldes erreichen können. Sind allerdings mehrere Einzelmessungen vorhanden, z.B. verteilt auf verschiedene Tage, kann der Mittelwert mit den entsprechend gemittelten CRISTA-Winden verglichen werden. Durch Schwerewellen verursachte Abweichungen vom Tagesmittelwert werden verringert. Mit Hilfe der GSWM-Ergebnisse können die CRISTA-Windfelder auf die Lokalzeiten der Messungen korrigiert werden. Einen Hinweis darauf, ob verbleibende Differenzen zwischen den CRISTA-Winden und den Vergleichsmessungen einen tatsächlichen systematischen Unterschied zeigen oder auf atmosphärische Variabilität zurückgeführt werden können, gibt die Fluktuation der Messungen. Eine große Fluktuation deutet z.B. auf eine sehr variable Atmosphäre hin, die durchaus zu Differenzen zwischen den CRISTA- und den Vergleichsmessungen führen kann. Trotz der teilweise geringen Anzahl von Profilen ist die Fluktuation der Messungen im folgenden wie eine Standardabweichung definiert.

Entsprechende Meßreihen wurden im Rahmen der beiden Validierungskampagnen für CRISTA-1 [Bittner, 1994] und CRISTA-2 [Lehmacher et al., 2000] unter anderem von der NASA/GSFC Wallops Flight Facility (WFF), Wallops Island, Virginia, USA (37,9°N, 75,5°W) im November 1994 und im August 1997 durchgeführt. Zeitlich mit den CRISTA-Überflügen koordiniert wurden u.a. Windmessungen von ballongestütz-

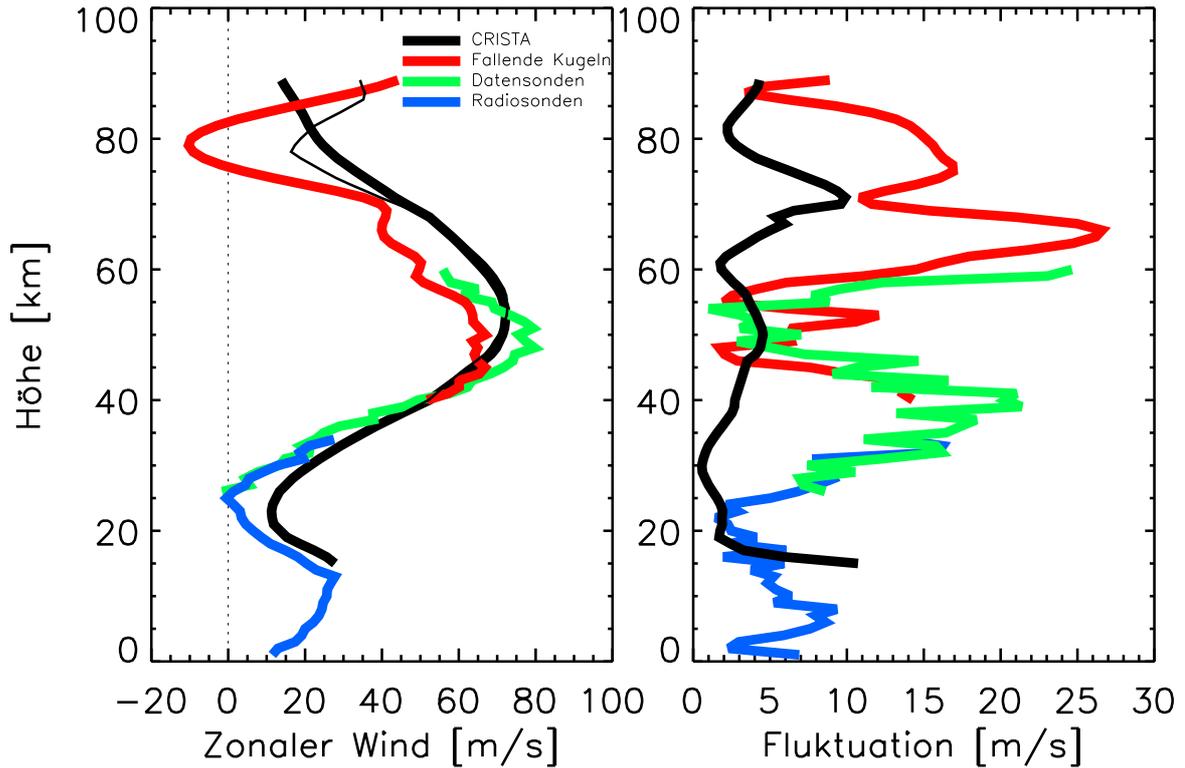


Abbildung 57: CRISTA-1. Vergleich des abgeleiteten zonalen geostrophischen Windes ($15\ \mu\text{m}$ und $12,6\ \mu\text{m}$ gemittelt) mit Messungen aus der CRISTA-1-Kampagne in Wallops Island ($37,5^\circ\text{N}$, $75,5^\circ\text{W}$). Im linken Bild sind die Mittelwerte aus den Messungen vom 5., 6. und 9. November 1994 dargestellt. Die dünne Linie zeigt die CRISTA-Daten nach Korrektur auf die mittlere Lokalzeit (10:40 Uhr) der Fallenden Kugeln. Die statistischen Fehler entsprechen in etwa der einfachen und die systematischen Fehler der doppelten Linienstärke. Das rechte Bild zeigt die zugehörigen Fluktuationen innerhalb der drei Meßtage. Details siehe Text.

ten Radiosonden sowie von raketengestützten Datensonden und Fallenden Kugeln an den jeweiligen Meßtagen durchgeführt. Für CRISTA-2 sind die Messungen auch räumlich koordiniert, indem die zentrale Blickrichtung von CRISTA durch ein Schwenken des ASTRO-SPAS-Satelliten auf im Mittel 31 km Entfernung von der WFF ausgerichtet wird [Lehmacher *et al.*, 2000]. Eine Berechnung der geostrophischen Winde über der WFF in der Mesosphäre ist am 5., 6. und 9. November 1994 sowie am 14. und 15. August 1997 möglich. Anzahl und Zeiten der an diesen Tagen in Wallops durchgeführten Meßreihen sind den Tabellen 2 und 3 zu entnehmen. Die mit (*) markierten Messungen werden jeweils gemittelt und mit den zeitlich in gleicher Weise gemittelten CRISTA-Winden über Wallops Island verglichen.

Für den CRISTA-1-Zeitraum ergibt sich wie schon für den Vergleich mit den MF-Radar-Daten eine sehr gute Übereinstimmung (Abbildungen 57 und 58). Aus den $12,6\ \mu\text{m}$ - und aus den $15\ \mu\text{m}$ -Kanälen abgeleitete Winde stimmen auf 2 m/s überein. In

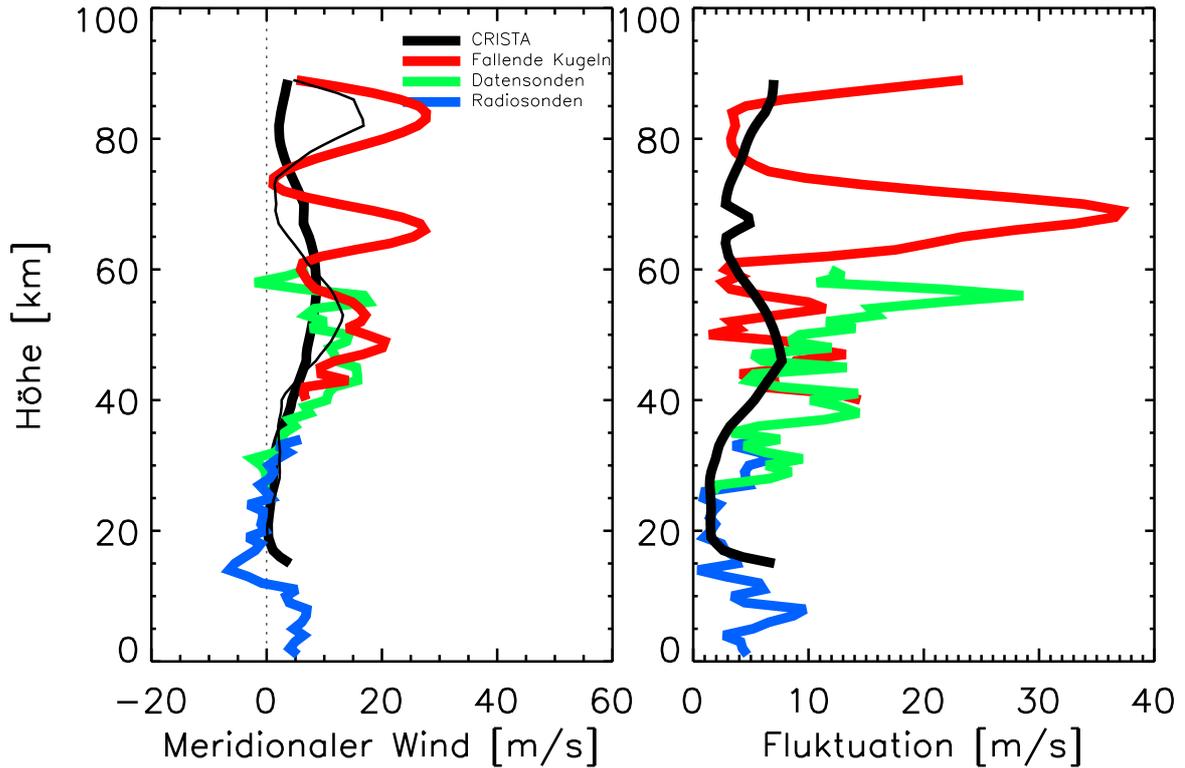


Abbildung 58: CRISTA-1. Wie Abbildung 57, aber für die meridionale Windkomponente.

den Abbildungen ist daher nur das gemittelte Höhenprofil dargestellt. Die Fluktuationen sind dem jeweils rechten Bild zu entnehmen. UKMO-Daten sind im wesentlichen mit den Radiosondenmessungen identisch und sind nicht dargestellt.

Im zonalen Wind zeigen sich unterhalb 70 km Höhe nur geringe Unterschiede zwischen CRISTA und den WFF-Messungen. Der statistische Fehler der CRISTA-Mittelwerte (~ 1 m/s) ist unterhalb von 80 km in etwa so groß wie der statistische Fehler der Mittelwerte der Fallenden Kugeln (3-4 m/s bei 90 km, ~ 1 m/s bei 80 km, < 1 m/s unterhalb 70 km Höhe). Die Geopotentialkorrektur (Kapitel 4.1) deutet auf eine höhenabhängige Unterschätzung der Windgeschwindigkeit aus CRISTA-Daten um 2-5 m/s (~ 10 %) hin. Der systematische Fehler der Fallenden Kugeln liegt bei 5-7 m/s (\approx doppelte Linienstärke), kann aber um 90 km Höhe aufgrund von ballistischen Resteffekten der Raketennutzlast größer sein (F.J. Schmidlin, persönliche Mitteilung). In 50 km Höhe liegt der CRISTA-Wind zwischen dem der Fallenden Kugeln und dem der Datensonden. Angesichts der Fluktuationen sind die CRISTA- und WFF-Messungen in guter Übereinstimmung. Die Abweichungen um 65 km Höhe sind vermutlich auf Schwellenaktivität in den WFF-Daten zurückzuführen. Die Fluktuationen der Fallenden Kugeln weisen in diesem Höhenbereich auf eine enorme zeitliche Variabilität hin, die deutlich oberhalb des statistischen Fehlers liegt. Eine vergleichbare Fluktuation ist in

Tabelle 3: CRISTA-2. Radiosonden, Datensonden und Fallende Kugeln in Wallops Island am 14. (Tag 226), und 15. (Tag 227) August 1997. Die Zeit bezieht sich auf den jeweiligen Startzeitpunkt. Mit * markierte Messungen werden für den Vergleich mit CRISTA verwendet.

Meßsystem	Zeit (GMT)	Lokalzeit	
Radiosonde	225/12:36	7:36	*
”	225/20:32	15:32	*
”	226/10:58	4:36	*
”	226/21:15	16:15	*
Datensonde	224/21:30	16:30	*
”	225/21:33	16:32	*
Fallende Kugel	225/13:50	8:50	*
”	225/13:55	8:55	
”	225/21:40	16:40	*
”	226/12:22	7:22	*
”	226/12:27	7:27	
”	226/21:53	16:53	*

den CRISTA-Winden nicht zu erkennen. In 25 km Höhe ist das Windminimum in den Radiosondenmessungen (statistischer und systematischer Fehler ~ 1 m/s) etwas stärker ausgeprägt als in den CRISTA-Daten. Die großen Abweichungen der Fallenden Kugeln oberhalb 70 km Höhe lassen sich zum großen Teil durch Gezeiteneffekte erklären. Tabelle 2 ist zu entnehmen, daß die Messungen der Fallenden Kugeln in etwa zur selben Lokalzeit (ca. 10:40 Uhr) durchgeführt wurden. Aus den GSWM-Ergebnissen für die täglichen Gezeiten im zonalen Wind (mit CRISTA-Hintergrundatmosphäre, siehe Kapitel 3) läßt sich das CRISTA-Windprofil auf die mittlere Lokalzeit der Fallenden Kugeln korrigieren (dünne Linie in Abbildung 57). Die modellierte halbtägliche Gezeitenwelle im Wind unterhalb 90 km kann vernachlässigt werden (ohne Abbildung). Nach erfolgter Korrektur stimmen sowohl die Höhe des Windminimums bei 80 km als auch der gemessene erneute Anstieg in größeren Höhen gut überein. Gemessene und modellierte Gezeitenphasen zeigen also dasselbe Verhalten. Offensichtlich weisen die Fallenden Kugeln aber ein ausgeprägteres Minimum auf, was auf eine Unterschätzung der Gezeitenamplitude für den zonalen Wind im GSWM hinweist. Die Diskussion in Kapitel 3.7 zeigt, daß das im GSWM verwendete Dissipationsmodell oberhalb 80 km verbesserungsfähig ist. Ein Teil der verbleibenden Abweichungen ist sicherlich auch auf die wachsende Unsicherheit in den Fallende Kugel-Daten in größeren Höhen zurückzuführen (siehe oben) sowie auf die größeren Fluktuationen in diesem Höhenbereich.

Der Vergleich der meridionalen Winde (Abbildung 58) zeigt ein grundsätzlich gleiches Verhalten wie für den zonalen Wind. Nach Gezeitenkorrektur liegen auch die

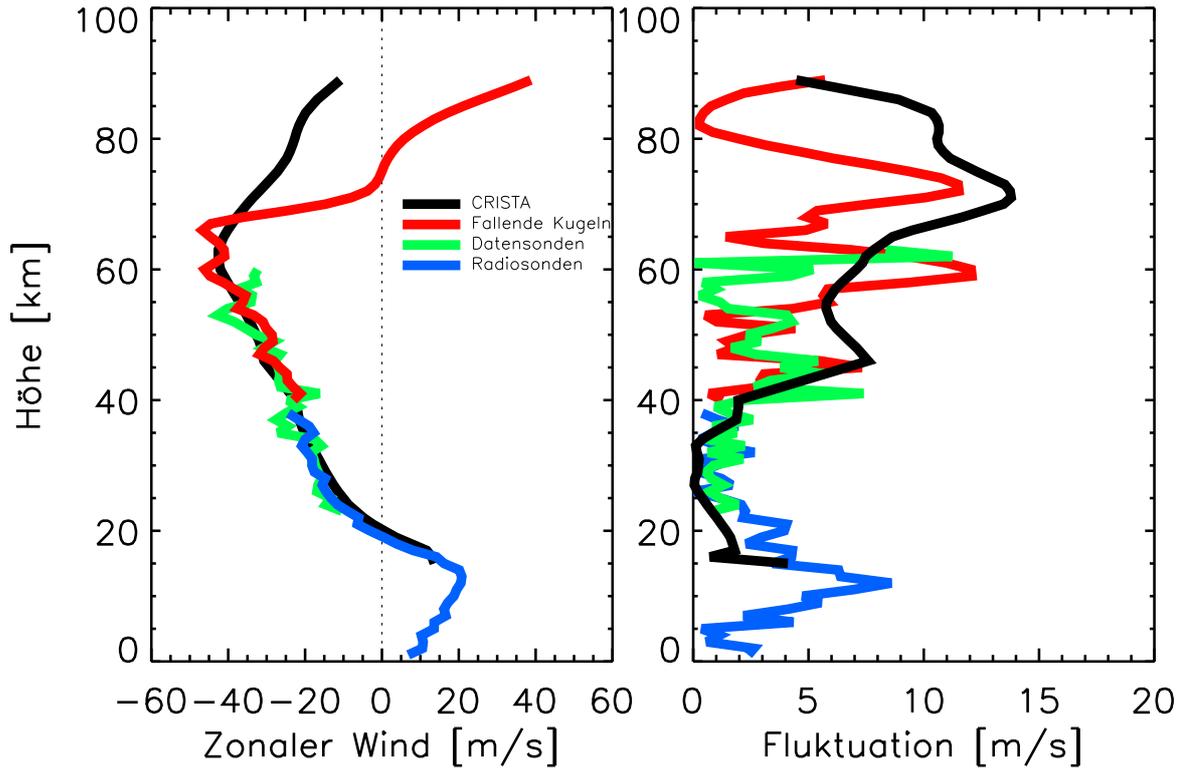


Abbildung 59: CRISTA-2. Vergleich des abgeleiteten zonalen geostrophischen Windes ($15 \mu\text{m}$ und $12,6 \mu\text{m}$ gemittelt) mit Messungen aus der CRISTA-2-Kampagne in Wallops Island ($37,5^\circ\text{N}$, $75,5^\circ\text{W}$). Im linken Bild sind die Mittelwerte aus den Messungen vom 14. und 15. August 1997 dargestellt. Die statistischen Fehler entsprechen in etwa der einfachen und die systematischen Fehler der doppelten Linienstärke. Das rechte Bild zeigt die zugehörigen Fluktuationen. Details siehe Text.

Windmaxima in 50 und 85 km Höhe sehr gut aufeinander. Abgesehen von einer Unterschätzung der modellierten meridionalen Gezeitenamplitude in der oberen Mesosphäre, stimmen die CRISTA-Winde innerhalb von 5 m/s mit den WFF-Messungen überein. Die größere Differenz (20 m/s) zu den Fallenden Kugeln um 65 km Höhe läßt sich aufgrund der sehr hohen Fluktuationen der Fallende Kugel-Daten durch Schwellen erklären. Statistische und systematische Fehler der Messungen sind vergleichbar mit denen für den zonalen Wind.

Die entsprechenden Vergleiche für den CRISTA-2-Zeitraum sind in den Abbildungen 59 (zonal) und 60 (meridional) dargestellt. Die verwendeten WFF-Messungen vom 14. und 15. August 1997 sind Tabelle 3 zu entnehmen. Im Unterschied zur ersten Validierungskampagne wurden für CRISTA-2 Zweier- oder Dreier-Serien von Raketenstarts mit 5 Minuten Abstand mit Fallenden Kugeln durchgeführt. Weitere mit den CRISTA-Überflügen koordinierte Raketen mit Fallenden Kugeln wurden etwa acht Stunden später am Nachmittag gestartet. Dadurch können Gezeiteneffekte in den Mittelwerten der gemessenen Höhenprofile in guter Näherung vernachlässigt werden. Die

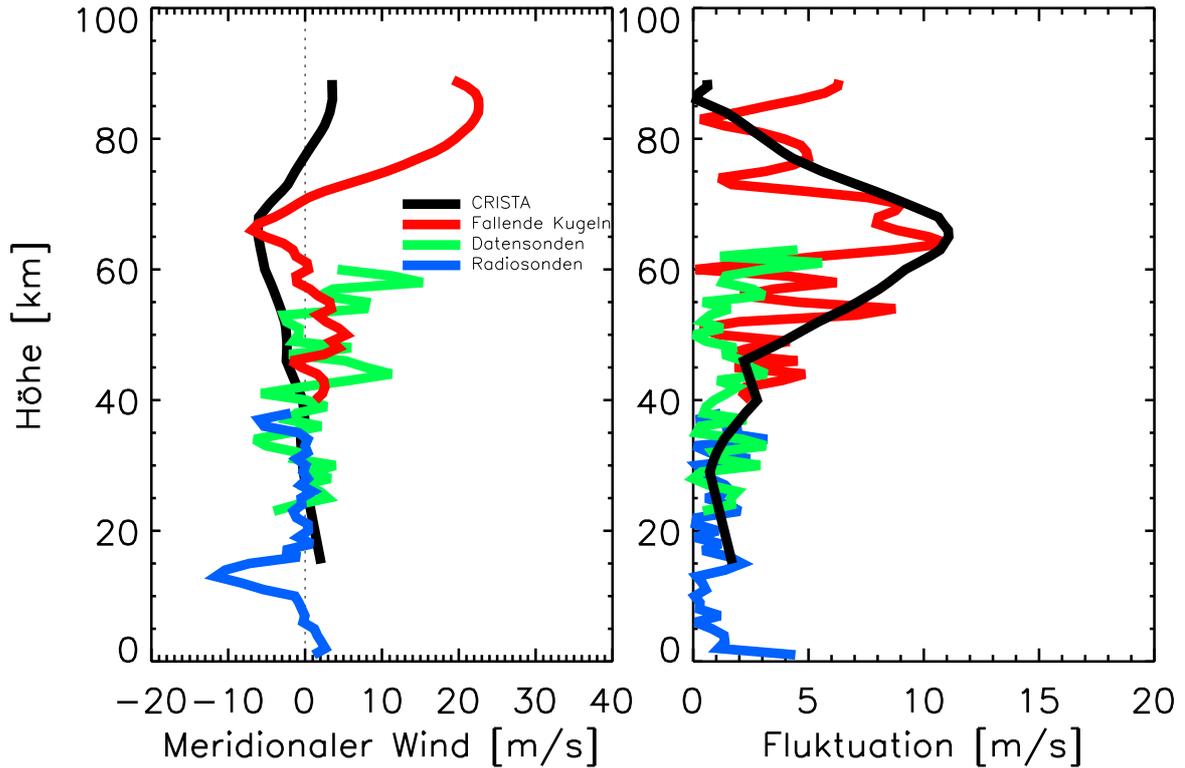


Abbildung 60: CRISTA-2. Wie Abbildung 59, aber für die meridionale Windkomponente.

Lokalzeitdifferenz von acht Stunden entspricht der Lokalzeitdifferenz der bei mittleren nördlichen Breiten zur Windberechnung verwendeten CRISTA-Daten. Eine Korrektur der CRISTA-Winde auf die Lokalzeiten der WFF-Messungen ist daher nicht notwendig. Da jedoch zwei Messungen am Vormittag und nur eine am Nachmittag durchgeführt wurden, muß jeweils eine der Vormittagsmessungen in den Vergleichen weggelassen werden (nicht mit (*) markierte Einträge in Tabelle 3). Entsprechende Vergleiche mit dem jeweils anderen Profil zeigen keine Änderung der Ergebnisse (ohne Abbildung). Unterhalb von 70 km stimmen sowohl der zonale als auch der meridionale Wind aus CRISTA-2-Daten und WFF-Messungen deutlich besser als 5 m/s überein. Statistische und systematische Fehler entsprechen dem CRISTA-1-Zeitraum. Erhebliche Abweichungen zeigen sich allerdings in den größeren Höhen. Die systematisch ansteigenden Unterschiede mit wachsender Höhe und die deutlich unterhalb der Differenzen liegenden Fluktuationen lassen Schwerewellen als mögliche Ursache unwahrscheinlich erscheinen.

4.3 Diskussion

Die geostrophischen Winde aus den CRISTA-1-Daten beschreiben anscheinend den Wind über den gesamten Höhenbereich sehr zuverlässig und können auch in der oberen Mesosphäre für weitergehende Analysen benutzt werden. Unterhalb 70 km Höhe trifft

dies ohne Einschränkung auch auf die CRISTA-2-Winde zu. Oberhalb von 70 km zeigen die Vergleiche aber, daß der Wind in der Nordhemisphäre durch den CRISTA-2-Wind nur schlecht wiedergegeben wird.

Eine mögliche Erklärung ist ein systematischer Fehler der CRISTA-2-Temperaturen in der nördlichen Hemisphäre im Höhenbereich oberhalb von 80 km aufgrund nicht berücksichtigter Effekte des Nicht-Lokalen-Thermischen-Gleichgewichts (NLTG) in der Temperatur- und Druckinversion der gemessenen Strahlungsdichten. Der NLTG-Effekt beschränkt sich vorwiegend auf die sehr niedrigen Temperaturen nahe der Sommermesopause in nördlichen Breiten, beeinflusst also die CRISTA-1-Temperaturen sowie die Temperaturen in der südlichen Hemisphäre von CRISTA-2 deutlich weniger (K. U. Großmann, persönliche Mitteilung). Diese Fehlerquelle paßt zu den beobachteten systematischen Abweichungen der zonalen CRISTA-2-Windmittel in der Nordhemisphäre von den Vergleichsdatensätzen, die in der Südhemisphäre (CRISTA-2) bzw. in den CRISTA-1-Daten nicht vorhanden sind (Abbildungen 47 und 48). Eine Windberechnung mit NLTG-Temperaturen wird klären, ob sich durch diese die Qualität der CRISTA-2-Winde oberhalb 80 km Höhe verbessern läßt. Die notwendige Temperaturinversion unter Berücksichtigung von NLTG-Effekten befindet sich in Vorbereitung (O. Gusev, persönliche Mitteilung).

Eine zweite denkbare Ursache für die Abweichungen der CRISTA-2-Winde sind mit der Höhe anwachsende, ageostrophische Bedingungen. In Kapitel 3.7 wurde bereits die gegenüber CRISTA-1 deutlich erhöhte Dynamik diskutiert, u.a. die in der Nordhemisphäre während CRISTA-2 stark ausgeprägte 4-Tage-Welle in der oberen Mesosphäre. Aufgrund der relativ geringen mittleren Windgeschwindigkeit ($\sim 10\text{--}20$ m/s) in dieser Region (Abbildung 48) kann ein Brechen dieser Welle einen wesentlichen – ageostrophischen – Beitrag zum Windfeld liefern. Allerdings finden sich in den CRISTA-2-Temperaturen keine direkten Hinweise auf ein Wellenbrechen. Weitere Nichtgleichgewichtsprozesse als mögliche Ursache der unterschiedlichen Winde in der Nordhemisphäre werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

Zumindest in Gebieten mit höheren Windgeschwindigkeiten sind die CRISTA-2-Winde auch bei Anzeichen für Wellenbrechen eine gute Näherung. Die ebenfalls in Kapitel 3.7 diskutierte Planetare Welle-2 in der Südhemisphäre [Ward *et al.*, 2000] zeigt aufgrund der großen Tag-zu-Tag-Variationen der zonal gemittelten Temperaturen deutliche Anzeichen von Brechen. Dies paßt zu den in den CRISTA-Spuren-gasmessungen gefundenen Horizontaltransporten (Streamer), die in der Südhemisphäre bei 4,6 hPa und bei 40°S am stärksten ausgeprägt sind [Riese, 2000]. Solche „Streamer“ werden im allgemeinen mit brechenden Planetaren Wellen in Verbindung gebracht. In der südlichen Hemisphäre zeigen sich aber nur geringe Differenzen zwischen den zonalen Mittelwerten der Winde aus CRISTA-2-, HRDI-, CIRA-86- und GRAM-95-Daten (Abbildung 48).

Der Horizontalvergleich mit den UKMO-Winden bei 4,6 hPa (Abbildungen 51 und 52) weist ebenfalls eine sehr gute Übereinstimmung auf. Die ageostrophischen Windkomponenten scheinen also vergleichsweise klein zu sein und die geostrophischen CRISTA-Winde können auch in einer solch komplizierten dynamischen Situation zu weiteren Analysen herangezogen werden. Unter anderem können sowohl die Quelle der beobachteten Planetaren Welle-2 als auch der durch das Brechen verursachte Impulsübertrag auf den zonalen Grundstrom bestimmt werden (siehe Anhang (A3)).

Die grundsätzlich gute Übereinstimmung der CRISTA-Winde mit den Vergleichsdaten läßt die operative Assimilierung von mesosphärischen Spurengasen mit geostrophischen Winden auch für größere Meßzeiträume (z.B. TIMED-Satellit) als möglich erscheinen.

5 Zusammenfassung

Die Messungen des satellitengestützten Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) Experiments im November 1994 und August 1997 bieten aufgrund der kleinen Meßfehler, der großen vertikalen Überdeckung und der bislang unerreichten horizontalen Auflösung eine besondere Möglichkeit zur Untersuchung von dynamischen Prozessen in der mittleren Atmosphäre.

Analysierte Temperaturdaten beider CRISTA-Flüge zeigen ausgeprägte Signaturen sowohl der wandernden als auch der nicht-wandernden Gezeitenwellen. Die wandernde Komponente wird mit Ergebnissen einer verbesserten Version des Global Scale Wave Models (GSWM) verglichen, dem zur Zeit wohl fortgeschrittensten Gezeitenmodell. GSWM-Anregungs- und Dissipationsschemata werden, wie die Hintergrundatmosphäre, an die beiden CRISTA-Meßzeiträume angepaßt. Die revidierte Hintergrundatmosphäre im GSWM basiert nun auf CRISTA-Messungen des geostrophischen Windes, der Temperatur, des Druckes, der Teilchendichte und der Ozondichte. Nach diesen Verbesserungen stimmen Messung und Modell im CRISTA-1-Zeitraum erheblich besser überein und quantifizieren den Einfluß realistischer atmosphärischer Bedingungen auf zukünftige Messung-Modell-Vergleiche. Insbesondere der Austausch des vormals klimatologischen Windfeldes gegen den CRISTA-Wind verringert äquatoriale Phasendifferenzen von vormals > 3 Stunden auf nun < 1 Stunde. Eine zuverlässige Gezeitenmodellierung trägt wesentlich zum Verständnis des Tagesgangs chemisch aktiver Gase in der Mesosphäre bei. Sowohl die Temperaturabhängigkeit der Reaktionsraten als auch die mit Gezeitenwellen verbundenen Horizontal- und Vertikaltransporte müssen in entsprechenden Chemie-Transport-Modellen berücksichtigt werden. Entsprechende Arbeiten zur Modellierung der von CRISTA gemessenen Wasserdampf- und Ozonverteilungen in der Mesosphäre haben bereits begonnen. Verbleibende moderate Amplitudendifferenzen im Bereich der äquatorialen oberen Mesosphäre zeigen allerdings auch die Notwendigkeit von verbesserten GSWM-Dissipationsschemata aufgrund von Schwerewellen und Eddy-Diffusion.

Die troposphärischen Quellen der nicht-wandernden Gezeitenwellen, z.B. latente Wärme aus starken, periodischen Regenfällen in den Tropen, sind zeitlich und räumlich sehr variabel. Dadurch wird eine an die beiden CRISTA-Meßzeiträume angepaßte Modellierung dieser Klasse von Gezeiten erschwert. Die klaren Signaturen in den Daten und die gleichzeitig durchgeführten Messungen von troposphärischem Wasserdampf und Wolken lassen entsprechende Arbeiten in Zukunft aber als möglich erscheinen.

Im CRISTA-2-Zeitraum fällt der Vergleich mit dem verbesserten GSWM deutlich schlechter als für CRISTA-1 aus. Zwar verringern sich sowohl Phasen- als auch Amplitudenabweichungen nach den Modelländerungen, die Qualität der CRISTA-1-

Vergleiche wird aber nicht erreicht. Die Meßdaten in der südlichen Hemisphäre deuten eine nichtlineare Wechselwirkung der Gezeitenwellen mit einer stark angeregten Planetaren Welle-2 mit 12,5 Tagen Periode an, die mit dem linearen GSWM nicht modelliert werden kann. Eine Analyse dieser nichtlinearen Wechselwirkung ist Teil des Mesospheric Dynamics, Energetics and Chemistry (MEDEC) Projekts im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000 (AFO 2000), das gerade begonnen hat. Im MEDEC-Projekt werden aus Temperatur- und Druckdaten von CRISTA abgeleitete geostrophische Winde zur Assimilierung und Modellierung der gemessenen mesosphärischen Spurengasverteilungen benutzt werden, ein Ansatz der in diesem Höhenbereich mangels entsprechender Daten bislang noch nicht durchgeführt werden konnte.

Die hohe Qualität der Temperatur- und Druckmessungen von CRISTA ermöglicht erstmals, horizontal aufgelöste geostrophische Windfelder mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag zu berechnen. Vergleiche mit Klimatologien, Referenzatmosphären sowie Messungen zeigen, daß die so abgeleiteten CRISTA-Winde die tatsächlichen Windfelder sowohl in der Stratosphäre als auch in der Mesosphäre gut beschreiben. Lediglich in der nördlichen Hemisphäre zeigen sich während des zweiten CRISTA-Fluges größere Abweichungen in der oberen Mesosphäre, deren Ursache wahrscheinlich auf Effekte des Nicht-Lokalen-Thermischen-Gleichgewichts (NLTG) in der CRISTA-2-Temperatur- und Druckinversion zurückgeführt werden kann. Auch in Gebieten starker Planetarer Wellenaktivität stellen die CRISTA-Winde eine zuverlässige Näherung dar, und die Beschleunigung bzw. Abbremsung des zonalen Grundstroms aufgrund von Wellenbrechen kann bestimmt werden. Die abgeleiteten Windfelder in der Stratosphäre sind offensichtlich konsistent mit den von CRISTA gemessenen Spurengasverteilungen, was in Zukunft genauer analysiert werden muß. Geostrophische Winde aus hochaufgelösten Satellitendaten werden damit auch wesentlich zur Analyse zukünftiger längerfristiger Meßreihen in der Mesosphäre beitragen, z.B. für die Messungen des Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics (TIMED) Satelliten, dessen Start im Frühjahr 2001 geplant ist.

6 Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. D. Offermann für die Betreuung der vorliegenden Arbeit und wertvolle Anregungen sowie für die Möglichkeit zur Mitarbeit an einem faszinierenden Projekt.

Frau M. E. Hagan (HAO/NCAR) danke ich für die Durchführung der GSWM-Rechnungen.

Herrn W. E. Ward (York University) und Herrn M. Riese (BUGW) danke ich für die anregenden Diskussionen und die stets unkomplizierte Zusammenarbeit.

Zuletzt gilt mein Dank allen Mitarbeitern des CRISTA-Projekts, deren zustimmende oder kritische Äußerungen bei der Auswertung und Analyse der Daten eine große Hilfe waren.

Das CRISTA-Projekt wird finanziert vom Bundesministerium für Bildung, Forschung und Technologie (BMBFT) durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrttechnik (DLR, vormals Deutsche Agentur für Raumfahrt Angelegenheiten DARA) unter der Fördernummer 50 QV 9802 4. Das CRISTA-Instrument war Teil der ATLAS-3- und CRISTA-SPAS-Missionen der National Aeronautics and Space Administration (NASA).

A Anhänge

Anhang (A1) Meßmoden und Missionsplanung

Anhang (A2) GSWM-Gleichungen

Anhang (A3) Eliassen-Palm-Fluß aus CRISTA-2-Daten

Anhang (A1) Meßmoden und Missionsplanung

CRISTA-1

Tabelle A1: CRISTA-1. Die CRISTA-Meßmoden der ersten Mission nach *Riese* [1994]. Das Zeitformat ist Tag im Jahr / Stunden : Minuten (Universalzeit), z gibt den Höhenbereich der Messungen an und Δz die Höhenschrittweite. In den meisten Moden wird in jedem vierten Höhenprofil der Höhenbereich der Messungen erweitert.

Mode	Spektrometer	z [km]	Δz [km]	Schrittzahl	Zeiten
1	kurzwellig	15-79	1,5	43	308/16:41 - 309/16:34
	erweitert	13-125	1,5	43	312/20:32 - 314/03:54
	langwellig	39-103	1,5	43	315/23:05 - 316/00:45
	erweitert	37-149	1,5	43	
2	kurzwellig	15-44	1,5	20	309/17:44 - 312/11:50
	erweitert	15-73	1,5	20	315/04:45 - 315/21:00
	langwellig	39-68	1,5	20	
	erweitert	39-96	1,5	20	
M/T	kurzwellig	60-162	2,67	39	312/13:54 - 312/17:59
	langwellig	84-186	2,67	39	
HO	kurzwellig	22-36	0,75	20	314/16:50 - 315/04:44
	langwellig	46-60	0,75	20	
V/R-1	kurzwellig	15-79	1,5	43	314/03:55 - 314/09:59
	erweitert	13-125	2,67	43	
	langwellig	39-103	1,5	43	
	erweitert	37-149	2,67	43	
V/R-2	kurzwellig	15-43	3,0	10	314/10:00 - 314/16:39
	erweitert	15-70	6,0	10	
	langwellig	39-67	3,0	10	
	erweitert	39-94	6,0	10	

CRISTA-2

Tabelle A2: CRISTA-2. Missionsplan für die Ausrichtung des ASTRO-SPAS während des CRISTA-2-Fluges. „Orbit“ gibt die aktuelle Orbitnummer an (Shuttlestart: Orbit 1), „MET“ (Mission Ellapse Time) gibt die Zeit nach dem Start an (Format: Tage/Stunde:Minuten:Sekunden) und „GMT“ die Weltzeit (Format: Tage/Stunden:Minuten:Sekunden). „Azimut“ bezeichnet die horizontale Ausrichtung der ASTRO-SPAS-Plattform in Grad, ein negatives Vorzeichen bedeutet eine Ausrichtung nach Süden (d.h nach „links“ entgegen der Flugrichtung) und ein positives Vorzeichen eine Ausrichtung nach Norden (d.h nach „rechts“ entgegen der Flugrichtung). Aufeinanderfolgende Azimutwinkel werden nominell mit konstanter Winkelgeschwindigkeit angesteuert. „Orbitpunkt“ gibt die zu „Azimut“ gehörende Position von CRISTA-2 an: „Süden“ bezeichnet den südlichsten Bahnpunkt und „Norden“ den nördlichsten. „Tag/Nacht“ bezeichnet den Tag/Nacht-Übergang auf dem absteigenden Orbitast. Ausdrücke wie „2 min vor W.“ oder „2 min nach H.“ bezeichnen einen Orbitpunkt 2 Minuten vor der Ausrichtung auf Wallops Island bzw. einen Orbitpunkt 2 Minuten nach der Ausrichtung auf Hohenpeissenberg. Die restlichen Orbitpunkte sind selbsterklärend.

Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt	Fortsetzung...				
					Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt
10	0/14:37:40	220/ 5:18:40	-72.00	Süden	29	1/18:29:27	221/ 9:10:27	72.00	Norden
11	0/15:22:52	220/ 6: 3:52	72.00	Norden	29	1/18:52: 7	221/ 9:33: 7	1.00	Tag/Nacht
11	0/15:43:13	220/ 6:24:13	5.00	Tag/Nacht	29	1/19:15: 3	221/ 9:56: 3	-72.00	Süden
11	0/16: 7:52	220/ 6:48:52	-72.00	Süden	30	1/20: 0:14	221/10:41:14	72.00	Norden
12	0/16:53:16	220/ 7:34:16	72.00	Norden	30	1/20:22:36	221/11: 3:36	1.00	Tag/Nacht
12	0/17:13:43	220/ 7:54:43	5.00	Tag/Nacht	30	1/20:45:26	221/11:26:26	-72.00	Süden
12	0/17:38:28	220/ 8:19:28	-72.00	Süden	31	1/21:30:37	221/12:11:37	72.00	Norden
13	0/18:23:40	220/ 9: 4:40	72.00	Norden	31	1/21:53: 6	221/12:34: 6	1.00	Tag/Nacht
13	0/18:44:13	220/ 9:25:13	5.00	Tag/Nacht	31	1/22:15:48	221/12:56:48	-72.00	Süden
13	0/19: 8:52	220/ 9:49:52	-72.00	Süden	32	1/23: 0:59	221/13:41:59	72.00	Norden
14	0/19:54: 3	220/10:35: 3	72.00	Norden	32	1/23:23:35	221/14: 4:35	1.00	Tag/Nacht
14	0/20:14:43	220/10:55:43	5.00	Tag/Nacht	32	1/23:46: 7	221/14:27: 7	-72.00	Süden
14	0/20:39:15	220/11:20:15	-72.00	Süden	33	2/ 0:31:23	221/15:12:23	72.00	Norden
15	0/21:24:24	220/12: 5:24	72.00	Norden	33	2/ 0:54: 4	221/15:35: 4	1.00	Tag/Nacht
15	0/21:45:15	220/12:26:15	5.00	Tag/Nacht	33	2/ 1:15:49	221/15:56:49	-72.00	Süden
15	0/22: 9:40	220/12:50:40	-72.00	Süden	34	2/ 2: 1:47	221/16:42:47	72.00	Norden
16	0/22:54: 8	220/13:35: 8	72.00	Norden	34	2/ 2:24:35	221/17: 5:35	1.00	Tag/Nacht
16	0/23:15:45	220/13:56:45	2.00	Tag/Nacht	34	2/ 2:46:58	221/17:27:58	-72.00	Süden
16	0/23:40: 4	220/14:21: 4	-72.00	Süden	35	2/ 3:31:52	221/18:12:52	72.00	Norden
17	1/ 0:25:15	220/15: 6:15	72.00	Norden	35	2/ 3:55: 5	221/18:36: 5	1.00	Tag/Nacht
17	1/ 0:46:15	220/15:27:15	2.00	Tag/Nacht	35	2/ 4:17:21	221/18:58:21	-72.00	Süden
17	1/ 1:10:28	220/15:51:28	-72.00	Süden	36	2/ 5: 2:32	221/19:43:32	72.00	Norden
18	1/ 1:55:40	220/16:36:40	72.00	Norden	36	2/ 5:25:34	221/20: 6:34	1.00	Tag/Nacht
18	1/ 2:16:44	220/16:57:44	2.00	Tag/Nacht	36	2/ 5:47:43	221/20:28:43	-72.00	Süden
18	1/ 2:40:51	220/17:21:51	-72.00	Süden	37	2/ 6:32:54	221/21:13:54	72.00	Norden
19	1/ 3:26: 1	220/18: 7: 1	72.00	Norden	37	2/ 6:56: 3	221/21:37: 3	1.00	Tag/Nacht
19	1/ 3:47:11	220/18:28:11	2.00	Tag/Nacht	37	2/ 7:18: 5	221/21:59: 5	-40.00	Süden
19	1/ 4:11:12	220/18:52:12	-72.00	Süden	37	2/ 7:34:38	221/22:15:38	55.00	-20°
20	1/ 4:56:24	220/19:37:24	72.00	Norden	38	2/ 7:46:43	221/22:27:43	55.00	20°
20	1/ 5:17:41	220/19:58:41	2.00	Tag/Nacht	38	2/ 8:26:32	221/23: 7:32	1.00	Tag/Nacht
20	1/ 5:41:35	220/20:22:35	-72.00	Süden	38	2/ 8:48:23	221/23:29:23	0.00	Süden
21	1/ 6:26:30	220/21: 7:30	72.00	Norden	39	2/ 9:13: 1	221/23:54: 1	23.00	-20°+8 min
21	1/ 6:48:10	220/21:29:10	2.00	Tag/Nacht	39	2/ 9:17: 6	221/23:58: 6	23.00	20°
21	1/ 7:11:58	220/21:52:58	-90.00	Süden	39	2/10:17:59	222/ 0:58:59	5.00	Süden
25	1/13:12:51	221/ 3:53:51	-90.00	Süden	39	2/10:39:23	222/ 1:20:23	-63.00	-20°+4 min
26	1/13:58:43	221/ 4:39:43	72.00	Norden	40	2/10:47:29	222/ 1:28:29	-63.00	20°
26	1/14:20:39	221/ 5: 1:39	1.00	Tag/Nacht	40	2/11:20:33	222/ 2: 1:33	1.00	20°
26	1/14:43:55	221/ 5:24:55	-72.00	Süden	40	2/11:27:30	222/ 2: 8:30	1.00	Tag/Nacht
27	1/15:29: 6	221/ 6:10: 6	72.00	Norden	40	2/11:49:12	222/ 2:30:12	-72.00	Süden
27	1/15:51: 8	221/ 6:32: 8	1.00	Tag/Nacht	41	2/12:34:23	222/ 3:15:23	72.00	Norden
27	1/16:14:18	221/ 6:55:18	-72.00	Süden	41	2/12:57:59	222/ 3:38:59	1.00	Tag/Nacht
28	1/16:59:29	221/ 7:40:29	72.00	Norden	41	2/13:19:34	222/ 4: 0:34	-72.00	Süden
28	1/17:21:37	221/ 8: 2:37	1.00	Tag/Nacht	42	2/14: 4:45	222/ 4:45:45	72.00	Norden
28	1/17:44:40	221/ 8:25:40	-72.00	Süden	42	2/14:28:27	222/ 5: 9:27	1.00	Tag/Nacht
	wird fortgesetzt...				42	2/14:49:58	222/ 5:30:58	-72.00	Süden
					43	2/15:35: 8	222/ 6:16: 8	72.00	Norden
						wird fortgesetzt...			

Fortsetzung...				Fortsetzung...					
Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt	Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt
43	2/15:58:58	222/ 6:39:58	1.00	Tag/Nacht	69	4/ 7:11: 1	223/21:52: 1	0.00	Tag/Nacht
43	2/16:20:20	222/ 7: 1:20	-72.00	Süden	69	4/ 7:29:22	223/22:10:22	0.00	Süden
44	2/17: 5:30	222/ 7:46:30	72.00	Norden	70	4/ 7:53:55	223/22:34:55	23.00	-20°+8 min
44	2/17:29:26	222/ 8:10:26	1.00	Tag/Nacht	70	4/ 7:58: 0	223/22:39: 0	23.00	20°
44	2/17:50:41	222/ 8:31:41	-72.00	Süden	70	4/ 8:59:44	223/23:40:44	5.00	Süden
45	2/18:13:17	222/ 8:54:17	0.00	Äquator	70	4/ 9:20:16	224/ 0: 1:16	-63.00	-20°+4 min
47	2/21:14: 0	222/11:55: 0	0.00	Äquator	71	4/ 9:28:20	224/ 0: 9:20	-63.00	20°
47	2/21:57: 8	222/12:38: 8	70.00	20°+4 min	71	4/10: 1:25	224/ 0:42:25	0.00	20°
47	2/22: 5:14	222/12:46:14	70.00	-20°	71	4/10:11:57	224/ 0:52:57	0.00	Tag/Nacht
48	2/22:57:18	222/13:38:18	8.80	2 min vor W.	71	4/10:30: 3	224/ 1:11: 3	-72.00	Süden
48	2/23: 1:18	222/13:42:18	8.80	2 min nach W.	72	4/11:15:12	224/ 1:56:12	72.00	Norden
48	2/23:12:49	222/13:53:49	-22.90	2 min vor H.	72	4/11:42:23	224/ 2:23:23	0.00	Tag/Nacht
48	2/23:16:49	222/13:57:49	-22.90	2 min nach H.	72	4/12: 0:23	224/ 2:41:23	-72.00	Süden
48	2/23:31:21	222/14:12:21	11.00	Tag/Nacht	73	4/12:45:32	224/ 3:26:32	72.00	Norden
48	2/23:52: 9	222/14:33: 9	-72.00	Süden	73	4/13:12:50	224/ 3:53:50	0.00	Tag/Nacht
49	3/ 0:37:20	222/15:18:20	72.00	Norden	73	4/13:30:43	224/ 4:11:43	-72.00	Süden
49	3/ 1: 1:50	222/15:42:50	1.00	Tag/Nacht	74	4/14:15:52	224/ 4:56:52	72.00	Norden
49	3/ 1:22:30	222/16: 3:30	-72.00	Süden	74	4/14:43:17	224/ 5:24:17	0.00	Tag/Nacht
50	3/ 2: 7:30	222/16:48:30	72.00	Norden	74	4/15: 1: 2	224/ 5:42: 2	-72.00	Süden
50	3/ 2:32:19	222/17:13:19	1.00	Tag/Nacht	75	4/15:46:12	224/ 6:27:12	72.00	Norden
50	3/ 2:52:52	222/17:33:52	-72.00	Süden	75	4/16:13:43	224/ 6:54:43	0.00	Tag/Nacht
51	3/ 3:37:59	222/18:18:59	72.00	Norden	75	4/16:31:22	224/ 7:12:22	-72.00	Süden
51	3/ 4: 2:44	222/18:43:44	1.00	Tag/Nacht	76	4/17:16:31	224/ 7:57:31	72.00	Norden
51	3/ 4:23:11	222/19: 4:11	-72.00	Süden	76	4/17:44:10	224/ 8:25:10	0.00	Tag/Nacht
52	3/ 5: 8: 4	222/19:49: 4	72.00	Norden	76	4/18: 1:41	224/ 8:42:41	-72.00	Süden
52	3/ 5:33:13	222/20:14:13	1.00	Tag/Nacht	77	4/18:24:16	224/ 9: 5:16	0.00	Äquator
52	3/ 5:53:33	222/20:34:33	-40.00	Süden	78	4/19:54:36	224/10:35:36	0.00	Äquator
52	3/ 6:10: 6	222/20:51: 6	55.00	-20°	78	4/20:37:42	224/11:18:42	70.00	20°+4 min
53	3/ 6:22:10	222/21: 3:10	55.00	20°	78	4/20:45:47	224/11:26:47	70.00	-20°
53	3/ 7: 3:41	222/21:44:41	1.00	Tag/Nacht	79	4/21:36: 7	224/12:17: 7	32.91	2 min vor W.
53	3/ 7:23:55	222/22: 4:55	0.00	Süden	79	4/21:40: 7	224/12:21: 7	32.91	2 min nach W.
54	3/ 7:48:27	222/22:29:27	23.00	-20°+8 min	79	4/21:51:33	224/12:32:33	-31.42	2 min vor H.
54	3/ 7:52:32	222/22:33:32	23.00	20°	79	4/21:55:33	224/12:36:33	-31.42	2 min nach H.
54	3/ 8:54:15	222/23:35:15	5.00	Süden	79	4/22:15:30	224/12:56:30	10.00	Tag/Nacht
54	3/ 9:14:48	222/23:55:48	-63.00	-20°+4 min	79	4/22:32:40	224/13:13:40	-72.00	Süden
55	3/ 9:22:53	223/ 0: 3:53	-63.00	20°	80	4/22:55:14	224/13:36:14	0.00	Äquator
55	3/ 9:55:57	223/ 0:36:57	1.00	20°	80	4/23:45:56	224/14:26:56	0.00	Tag/Nacht
55	3/10: 4:37	223/ 0:45:37	1.00	Tag/Nacht	80	5/ 0: 2:59	224/14:43:59	-72.00	Süden
55	3/10:24:30	223/ 1: 5:30	-72.00	Süden	81	5/ 0:48: 8	224/15:29: 8	72.00	Norden
56	3/11: 9:46	223/ 1:50:46	72.00	Norden	81	5/ 1:16:22	224/15:57:22	0.00	Tag/Nacht
56	3/11:35: 5	223/ 2:16: 5	1.00	Tag/Nacht	81	5/ 1:32:42	224/16:13:42	-72.00	Süden
56	3/11:54:57	223/ 2:35:57	-72.00	Süden	82	5/ 2:18:27	224/16:59:27	72.00	Norden
57	3/12:40: 7	223/ 3:21: 7	72.00	Norden	82	5/ 2:46:48	224/17:27:48	0.00	Tag/Nacht
57	3/13: 5:33	223/ 3:46:33	1.00	Tag/Nacht	82	5/ 3: 3:37	224/17:44:37	-72.00	Süden
57	3/13:25:18	223/ 4: 6:18	-72.00	Süden	83	5/ 3:48:45	224/18:29:45	72.00	Norden
58	3/14:10:28	223/ 4:51:28	72.00	Norden	83	5/ 4:17:14	224/18:58:14	0.00	Tag/Nacht
58	3/14:36: 1	223/ 5:17: 1	1.00	Tag/Nacht	83	5/ 4:33:10	224/19:14:10	-72.00	Süden
58	3/14:55:39	223/ 5:36:39	-72.00	Süden	84	5/ 5:19: 4	224/20: 0: 4	72.00	Norden
59	3/15:40:48	223/ 6:21:48	72.00	Norden	84	5/ 5:47:39	224/20:28:39	0.00	Tag/Nacht
59	3/16: 6:28	223/ 6:47:28	1.00	Tag/Nacht	84	5/ 6: 4:15	224/20:45:15	-40.00	Süden
59	3/16:26: 0	223/ 7: 7: 0	-72.00	Süden	84	5/ 6:20:47	224/21: 1:47	55.00	-20°
60	3/17:10:42	223/ 7:51:42	72.00	Norden	85	5/ 6:32:51	224/21:13:51	55.00	20°
60	3/17:36:56	223/ 8:17:56	1.00	Tag/Nacht	85	5/ 7:18: 5	224/21:59: 5	0.00	Tag/Nacht
60	3/17:56:20	223/ 8:37:20	-72.00	Süden	85	5/ 7:34:33	224/22:15:33	0.00	Süden
61	3/18:41:31	223/ 9:22:31	72.00	Norden	86	5/ 7:59: 6	224/22:40: 6	23.00	-20°+8 min
61	3/19: 7:24	223/ 9:48:24	1.00	Tag/Nacht	86	5/ 8: 3:10	224/22:44:10	23.00	20°
61	3/19:26:42	223/10: 7:42	-72.00	Süden	86	5/ 9: 4:52	224/23:45:52	5.00	Süden
62	3/19:49:16	223/10:30:16	0.00	Äquator	86	5/ 9:25:24	225/ 0: 6:24	-63.00	-20°+4 min
63	3/21:19:38	223/12: 0:38	0.00	Äquator	87	5/ 9:33:29	225/ 0:14:29	-63.00	20°
63	3/22: 2:44	223/12:43:44	70.00	20°+4 min	87	5/ 9:49:32	225/ 0:30:32	-90.00	Norden
63	3/22:10:49	223/12:51:49	70.00	-20°	88	5/11:20:19	225/ 2: 1:19	-90.00	Norden
64	3/23: 3:53	223/13:44:53	-7.40	2 min vor W.	88	5/11:36:51	225/ 2:17:51	0.00	20°
64	3/23: 7:53	223/13:48:53	-7.40	2 min nach W.	88	5/11:49:22	225/ 2:30:22	0.00	Tag/Nacht
64	3/23:19:41	223/14: 0:41	-14.61	2 min vor H.	88	5/12: 5:30	225/ 2:46:30	-72.00	Süden
64	3/23:23:41	223/14: 4:41	-14.61	2 min nach H.	89	5/12:50:38	225/ 3:31:38	72.00	Norden
64	3/23:38:47	223/14:19:47	11.00	Tag/Nacht	89	5/13:19:49	225/ 4: 0:49	0.00	Tag/Nacht
64	3/23:57: 4	223/14:38: 4	-72.00	Süden	89	5/13:35:48	225/ 4:16:48	-72.00	Süden
65	4/ 0:42:52	223/15:23:52	72.00	Norden	90	5/14:20:57	225/ 5: 1:57	72.00	Norden
65	4/ 1: 9:14	223/15:50:14	0.00	Tag/Nacht	90	5/14:50:13	225/ 5:31:13	0.00	Tag/Nacht
65	4/ 1:28: 3	223/16: 9: 3	-72.00	Süden	90	5/15: 6: 0	225/ 5:47: 0	-72.00	Süden
66	4/ 2:13:12	223/16:54:12	72.00	Norden	91	5/15:51:15	225/ 6:32:15	72.00	Norden
66	4/ 2:39:42	223/17:20:42	0.00	Tag/Nacht	91	5/16:20:38	225/ 7: 1:38	0.00	Tag/Nacht
66	4/ 2:58:24	223/17:39:24	-72.00	Süden	91	5/16:36:25	225/ 7:17:25	-72.00	Süden
67	4/ 3:43:32	223/18:24:32	72.00	Norden	92	5/16:59: 0	225/ 7:40: 0	0.00	Äquator
67	4/ 4:10: 8	223/18:51: 8	0.00	Tag/Nacht	94	5/19:59:36	225/10:40:36	0.00	Äquator
67	4/ 4:28:43	223/19: 9:43	-72.00	Süden	94	5/20:42:42	225/11:23:42	70.00	20°+4 min
68	4/ 5:13:53	223/19:54:53	72.00	Norden	94	5/20:50:47	225/11:31:47	70.00	-20°
68	4/ 5:40:35	223/20:21:35	0.00	Tag/Nacht	95	5/21:29:54	225/12:10:54	0.00	Äquator
68	4/ 5:59: 3	223/20:40: 3	-40.00	Süden	95	5/21:52: 0	225/12:33: 0	72.00	Norden
68	4/ 6:15:35	223/20:56:35	55.00	-20°	95	5/22:22:19	225/13: 3:19	0.00	Tag/Nacht
69	4/ 6:27:41	223/21: 8:41	55.00	20°	95	5/22:37:38	225/13:18:38	-72.00	Süden

wird fortgesetzt...

wird fortgesetzt...

Fortsetzung...					Fortsetzung...				
Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt	Orbit	MET	GMT	Azimut	Orbitpunkt
96	5/23:15:32	225/13:56:32	-37.83	2 min vor W.	121	7/13:32:38	227/ 4:13:38	0.00	Tag/Nacht
96	5/23:19:32	225/14: 0:32	-37.83	2 min nach W.	121	7/13:45: 6	227/ 4:26: 6	-72.00	Süden
96	5/23:32: 1	225/14:13: 1	5.80	2 min vor H.	122	7/14:30:13	227/ 5:11:13	72.00	Norden
96	5/23:36: 1	225/14:17: 1	5.80	2 min nach H.	122	7/15: 3: 0	227/ 5:44: 0	0.00	Tag/Nacht
96	5/23:52:43	225/14:33:43	0.00	Tag/Nacht	122	7/15:15:23	227/ 5:56:23	-72.00	Süden
96	6/ 0: 7:55	225/14:48:55	-72.00	Süden	123	7/16: 0:29	227/ 6:41:29	72.00	Norden
97	6/ 0:53: 3	225/15:34: 3	72.00	Norden	123	7/16:33:22	227/ 7:14:22	0.00	Tag/Nacht
97	6/ 1:23: 7	225/16: 4: 7	0.00	Tag/Nacht	123	7/16:45:38	227/ 7:26:38	-72.00	Süden
97	6/ 1:38:13	225/16:19:13	-72.00	Süden	124	7/17:30:20	227/ 8:11:20	72.00	Norden
98	6/ 2:23:22	225/17: 4:22	72.00	Norden	124	7/18: 3:45	227/ 8:44:45	0.00	Tag/Nacht
98	6/ 2:53:33	225/17:34:33	0.00	Tag/Nacht	124	7/18:15:55	227/ 8:56:55	-72.00	Süden
98	6/ 3: 8:32	225/17:49:32	-72.00	Süden	125	7/19: 1: 1	227/ 9:42: 1	72.00	Norden
99	6/ 3:53:41	225/18:34:41	72.00	Norden	125	7/19:34: 8	227/10:15: 8	0.00	Tag/Nacht
99	6/ 4:23:58	225/19: 4:58	0.00	Tag/Nacht	125	7/19:46:12	227/10:27:12	-72.00	Süden
99	6/ 4:38:45	225/19:19:45	-72.00	Süden	126	7/20:19:17	227/11: 0:17	41.39	2 min vor W.
100	6/ 5:23:58	225/20: 4:58	72.00	Norden	126	7/20:23:17	227/11: 4:17	41.39	2 min nach W.
100	6/ 5:54:22	225/20:35:22	0.00	Tag/Nacht	126	7/20:34:51	227/11:15:51	-33.40	2 min vor H.
100	6/ 6: 8:24	225/20:49:24	-72.00	Süden	126	7/20:38:51	227/11:19:51	-33.40	2 min nach H.
101	6/ 6:54:16	225/21:35:16	72.00	Norden	126	7/21: 4:30	227/11:45:30	10.00	Tag/Nacht
101	6/ 7:24:46	225/22: 5:46	0.00	Tag/Nacht	126	7/21:16:27	227/11:57:27	-72.00	Süden
101	6/ 7:39:26	225/22:20:26	-72.00	Süden	127	7/21:39: 2	227/12:20: 2	0.00	Äquator
102	6/ 8:24:33	225/23: 5:33	72.00	Norden	127	7/22:34:52	227/13:15:52	0.00	Tag/Nacht
102	6/ 8:55:11	225/23:36:11	0.00	Tag/Nacht	127	7/22:46:43	227/13:27:43	-72.00	Süden
102	6/ 9: 9:43	225/23:50:43	-72.00	Süden	128	7/23:31:50	227/14:12:50	72.00	Norden
103	6/ 9:54:51	226/ 0:35:51	72.00	Norden	128	8/ 0: 5:14	227/14:46:14	0.00	Tag/Nacht
103	6/10:25:35	226/ 1: 6:35	0.00	Tag/Nacht	128	8/ 0:16:59	227/14:57:59	-72.00	Süden
103	6/10:40: 0	226/ 1:21: 0	-72.00	Süden	129	8/ 1: 2: 6	227/15:43: 6	72.00	Norden
104	6/11:24:39	226/ 2: 5:39	72.00	Norden	129	8/ 1:35:35	227/16:16:35	0.00	Tag/Nacht
104	6/11:56: 0	226/ 2:37: 0	0.00	Tag/Nacht	129	8/ 1:46:58	227/16:27:58	-72.00	Süden
104	6/12:10:18	226/ 2:51:18	-72.00	Süden	130	8/ 2:32:21	227/17:13:21	72.00	Norden
105	6/12:55:26	226/ 3:36:26	72.00	Norden	130	8/ 3: 5:58	227/17:46:58	0.00	Tag/Nacht
105	6/13:26:23	226/ 4: 7:23	0.00	Tag/Nacht	130	8/ 3:17:30	227/17:58:30	-72.00	Süden
105	6/13:40:35	226/ 4:21:35	-72.00	Süden	131	8/ 4: 2:36	227/18:43:36	72.00	Norden
106	6/14:25:43	226/ 5: 6:43	72.00	Norden	131	8/ 4:36:18	227/19:17:18	0.00	Tag/Nacht
106	6/14:56:47	226/ 5:37:47	0.00	Tag/Nacht	131	8/ 4:47:46	227/19:28:46	-72.00	Süden
106	6/15:10:52	226/ 5:51:52	-72.00	Süden	132	8/ 5:32:52	227/20:13:52	72.00	Norden
107	6/15:56: 1	226/ 6:37: 1	72.00	Norden	132	8/ 6: 6:40	227/20:47:40	0.00	Tag/Nacht
107	6/16:27:12	226/ 7: 8:12	0.00	Tag/Nacht	132	8/ 6:18: 2	227/20:59: 2	-72.00	Süden
107	6/16:41: 5	226/ 7:22: 5	-72.00	Süden	133	8/ 7: 3: 1	227/21:44: 1	72.00	Norden
108	6/17:26:18	226/ 8: 7:18	72.00	Norden	133	8/ 7:37: 1	227/22:18: 1	0.00	Tag/Nacht
108	6/17:57:35	226/ 8:38:35	0.00	Tag/Nacht	133	8/ 8: 3:16	227/22:44:16	90.00	Süden+15 min
108	6/18:11:28	226/ 8:52:28	-72.00	Süden	136	8/12:19: 4	228/ 3: 0: 4	90.00	Süden
109	6/18:56:35	226/ 9:37:35	72.00	Norden	137	8/13: 4:10	228/ 3:45:10	72.00	Norden
109	6/19:28: 0	226/10: 9: 0	0.00	Tag/Nacht	137	8/13:38:26	228/ 4:19:26	0.00	Tag/Nacht
109	6/19:41:45	226/10:22:45	-72.00	Süden	137	8/13:48:56	228/ 4:29:56	-72.00	Süden
110	6/20:26:52	226/11: 7:52	72.00	Norden	138	8/14:34:25	228/ 5:15:25	72.00	Norden
110	6/20:58:23	226/11:39:23	0.00	Tag/Nacht	138	8/15: 8:48	228/ 5:49:48	0.00	Tag/Nacht
110	6/21:12: 2	226/11:53: 2	-72.00	Süden	138	8/15:19:36	228/ 6: 0:36	-72.00	Süden+1 min
111	6/21:48:11	226/12:29:11	-2.31	2 min vor W.	139	8/16: 4:39	228/ 6:45:39	72.00	Norden
111	6/21:52:11	226/12:33:11	-2.31	2 min nach W.	139	8/16:39: 8	228/ 7:20: 8	0.00	Tag/Nacht
111	6/22: 3:52	226/12:44:52	-17.59	2 min vor H.	139	8/16:49:49	228/ 7:30:49	-72.00	Süden
111	6/22: 7:52	226/12:48:52	-17.59	2 min nach H.	140	8/17:34:54	228/ 8:15:54	72.00	Norden
111	6/22:28:47	226/13: 9:47	10.00	Tag/Nacht	140	8/18: 9:29	228/ 8:50:29	0.00	Tag/Nacht
111	6/22:32:47	226/13:13:47	0.00	Tag/Nacht+4 min	140	8/18:20: 4	228/ 9: 1: 4	-72.00	Süden
112	6/23:59:11	226/14:40:11	0.00	Tag/Nacht	141	8/19: 5: 4	228/ 9:46: 4	72.00	Norden
112	7/ 0:12:36	226/14:53:36	-72.00	Süden					
113	7/ 0:57:44	226/15:38:44	72.00	Norden					
113	7/ 1:29:34	226/16:10:34	0.00	Tag/Nacht					
113	7/ 1:42:53	226/16:23:53	-72.00	Süden					
114	7/ 2:28: 0	226/17: 9: 0	72.00	Norden					
114	7/ 2:59:58	226/17:40:58	0.00	Tag/Nacht					
114	7/ 3:13: 9	226/17:54: 9	-72.00	Süden					
115	7/ 3:58:17	226/18:39:17	72.00	Norden					
115	7/ 4:30:20	226/19:11:20	0.00	Tag/Nacht					
115	7/ 4:43:26	226/19:24:26	-72.00	Süden					
116	7/ 5:28: 1	226/20: 9: 1	72.00	Norden					
116	7/ 6: 0:43	226/20:41:43	0.00	Tag/Nacht					
116	7/ 6:13:44	226/20:54:44	-72.00	Süden					
117	7/ 6:58:51	226/21:39:51	72.00	Norden					
117	7/ 7:31: 7	226/22:12: 7	0.00	Tag/Nacht					
117	7/ 7:44: 1	226/22:25: 1	-72.00	Süden					
118	7/ 8:29: 8	226/23:10: 8	72.00	Norden					
118	7/ 9: 1:30	226/23:42:30	0.00	Tag/Nacht					
118	7/ 9:14:17	226/23:55:17	-72.00	Süden					
119	7/ 9:59:25	227/ 0:40:25	72.00	Norden					
119	7/10:31:53	227/ 1:12:53	0.00	Tag/Nacht					
119	7/10:44:22	227/ 1:25:22	-72.00	Süden					
120	7/11:29:40	227/ 2:10:40	72.00	Norden					
120	7/12: 2:15	227/ 2:43:15	0.00	Tag/Nacht					
120	7/12:14:50	227/ 2:55:50	-72.00	Süden					
121	7/12:59:57	227/ 3:40:57	72.00	Norden					

wird fortgesetzt...

Tabelle A3: Die CRISTA-2-Mission vom 7. August 1997 bis zum 17. August 1997. Aufgeführt sind die Zeiten der ASTRO-SPAS- (Beginn des Manövers) und CRISTA-Meßmodenwechsel.

Zeit [GMT]	Aktion	ASTRO-SPAS	CRISTA
219/14:41	Start der Raumfähre Discovery		
219/20:51	Einschalten von CRISTA		
219/22:27	Aussetzen des ASTRO-SPAS		
220/05:21	Öffnen der CRISTA-Außentür	Ping-Pong	
220/05:23	Start der CRISTA-Messungen	Ping-Pong	Meso
220/10:12	Lageverlust: Meßunterbrechung		
220/10:46	Wiederaufnahme der Messungen	Ping-Pong	Meso
220/17:47	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	VR-Meso
220/19:17	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Meso
220/21:29	Koalignement 1	Pointing	Coal
221/04:36	Neuaufnahme der Messungen	Ping-Pong	Thermo
221/12:11	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
221/21:37	Start Hawk-Eye: aufsteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
221/22:11	Änderung CRISTA-Meßmode	Hawk-Eye	Strat Low
222/02:01	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Strat Low
222/07:36	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Val
222/08:54	Ausrichtung auf Falcon	Pointing	Val
222/10:52	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Strat
222/11:55	Start Hawk-Eye: absteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
222/12:46	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Strat
222/13:36	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Val
222/13:58	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val
222/13:59	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
222/20:14	Start Hawk-Eye: aufsteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
223/00:36	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Strat
223/03:41	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	VR-Strat
223/05:11	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
223/10:30	Start Hawk-Eye: absteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
223/11:27	Lageverlust: Meßunterbrechung		
223/12:03	Wiederaufnahme der Messungen	Hawk-Eye	Strat
223/12:51	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Strat
223/13:41	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Val
223/14:05	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val
223/14:08	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
223/20:21	Start Hawk-Eye: aufsteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
224/00:09	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Strat
224/09:05	Start Hawk-Eye: absteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
224/11:27	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Strat
224/12:13	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Val
224/12:36	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val

wird fortgesetzt...

Fortsetzung...

Zeit [GMT]	Aktion	ASTRO-SPAS	CRISTA
224/13:36	Ausrichtung auf Falcon	Pointing	Val
224/14:26	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val
224/15:45	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
224/16:41	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	VR-Strat
224/18:11	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
224/20:28	Start Hawk-Eye: aufsteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
225/00:15	Start Ausrichtung senkrecht zur Bahn	Pointing	Strat
225/00:30	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Stare
225/02:00	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Strat
225/02:01	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Strat
225/06:22	Änderung CRISTA-Meßmode für Falcon	Ping-Pong	Val
225/07:40	Ausrichtung auf Falcon	Pointing	Val
225/09:34	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Strat
225/10:40	Start Hawk-Eye: absteigende Orbitäste	Hawk-Eye	Strat
225/11:31	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Strat
225/12:29	Koalignement 2	Pointing	Coal
225/13:52	Neuaufnahme der Messungen	Pointing	Strat
225/13:55	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Val
225/14:17	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val
225/14:20	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Meso
226/02:31	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	VR-Meso
226/04:01	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Meso
226/11:53	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Meso
226/12:01	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Val
226/12:50	Start Nadir-Mode	Pointing	Nadir
226/14:20	Lageverlust: Meßunterbrechung		
226/14:40	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Meso
227/10:27	Start Validierung Wallops/Hohenpeissenberg	Pointing	Meso
227/10:35	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Val
227/11:20	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Val
227/11:25	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Meso
227/14:41	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Thermo
227/22:18	Start Pointing	Pointing	Thermo
227/23:45	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Relax
228/00:10	Änderung CRISTA-Meßmode	Pointing	Thermo
228/00:35	Koalignement 3	Pointing	Coal
228/03:00	Start Ping-Pong	Ping-Pong	Coal
228/03:50	Änderung CRISTA-Meßmode	Ping-Pong	Thermo
228/09:16	Ende der CRISTA-Messungen		
228/11:45	Ausschalten von CRISTA		
228/15:14	Einfangen des ASTRO-SPAS		
229/11:30	Landung der Raumfähre Discovery		

Anhang (A2) GSWM-Gleichungen

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u'}{\partial t} &+ \frac{U_o}{a \sin \theta} \frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial U_o}{\partial \theta} v' \\
 &+ \frac{\partial U_o}{\partial z} w' + \left[2\Omega \sin \theta + \frac{\cot \theta}{a} U_o \right] v' \\
 &= -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial p'}{\partial \lambda} \frac{1}{\rho_o} - D_\lambda u' + \frac{1}{\rho_o} F'_\lambda - \nu_R u'
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial v'}{\partial t} &+ \frac{U_o}{a \sin \theta} \frac{\partial v'}{\partial \lambda} - \left[2\Omega \cos \theta + \frac{2 \cot \theta}{a} U_o \right] u' \\
 &= -\frac{1}{a \rho_o} \frac{\partial p'}{\partial \theta} + \frac{1}{a \rho_o^2} \frac{\partial P_o}{\partial \theta} p' - D_\theta v' + \frac{1}{\rho_o} F'_\theta - \nu_R v'
 \end{aligned}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = -\rho' g$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \rho'}{\partial t} &+ \frac{U_o}{a \sin \theta} \frac{\partial \rho'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial \rho_o}{\partial \theta} v' + \frac{\partial \rho_o}{\partial z} w' \\
 &+ \rho_o \left(\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial v'}{\partial \theta} + \frac{\cot \theta}{a} v' + \frac{\partial w'}{\partial z} \right) = 0
 \end{aligned}$$

$$\frac{p'}{P_o} = \frac{\rho'}{\rho_o} + \frac{T'}{T_o}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial T'}{\partial t} &+ \frac{U_o}{a \sin \theta} \frac{\partial T'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial T_o}{\partial \theta} v' + \frac{\partial T_o}{\partial z} w' \\
 &= \frac{(\gamma - 1)}{R} J' + \frac{(\gamma - 1)}{R \rho_o} \kappa' - \alpha T' \\
 &+ (\gamma - 1) \frac{T_o}{\rho_o} \left(\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \frac{U_o}{a \sin \theta} \frac{\partial \rho'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial \rho_o}{\partial \theta} v' + \frac{\partial \rho_o}{\partial z} w' \right)
 \end{aligned}$$

t	Lokalzeit
z	Höhe
θ	Kolatitude
λ	geograph. Länge
u', v', w'	Fluktuationen des zonalen, meridionalen und vertikalen Windes
p', ρ', T'	Fluktuationen des Drucks, der Dichte und der Temperatur
U_o, P_o, T_o, ρ_o	Zonal gemittelter zonaler Wind, Druck, Temperatur und Dichte
a	Erdradius
Ω	Rotationsfrequenz der Erde
g	Schwerebeschleunigung der Erde
R	Gaskonstante
J'	Wellenanregungsfunktion (Heizfunktion)
c_p	spezifische Wärme bei konstantem Druck
c_v	spezifische Wärme bei konstantem Volumen
γ	c_p/c_v
κ'	Divergenz des Energieflusses durch molekulare und Eddy Diffusion
$F'_{\lambda,\theta}$	Divergenz des Impulsflusses durch molekulare und Eddy Diffusion
$D_{\lambda,\theta}$	ion drag (Impulsübertrag durch Ionen)
α	Newtonian cooling
ν_R	Rayleigh friction

Anhang (A3) Eliassen-Palm-Fluß aus CRISTA-2-Daten

In Abbildung A1 sind die Amplitude und Phase der Planetaren Welle-2 im Geopotential (oben) sowie der aus den CRISTA-Winden abgeleitete Eliassen-Palm-Fluß (EP-Fluß) mit den zugehörigen Flußdivergenzen (unten) dargestellt. Aus den CRISTA-2-Temperaturen kann eine Periode von 12,5 Tagen mit zugehöriger Ostwärts-Ausbreitung abgeleitet werden [Ward *et al.*, 2000]. Mit einer Kleinste-Quadrate-Methode werden daraus Wellenamplitude und Phasen im Geopotential berechnet. Die Phasen beziehen sich auf die geographische Länge eines Maximums (im Intervall $\pm 180^\circ$) für den 10. August 1997. Die Welle breitet sich durch die Stratopause in die Mesosphäre hinein aus und erreicht bei 4,6 hPa ihr Maximum. Der mit anwachsender Höhe nach Westen gerichtete Phasenverlauf zeigt eine vertikale Wellenlänge von etwa 50 km. Der im unteren Bild dargestellte Eliassen-Palm-Fluß $\vec{F} = (0, F^{(\varphi)}, F^{(z)})$ sowie die Flußdivergenz $\vec{\nabla} \vec{F}$ sind in sphärischen, logarithmischen Druckkoordinaten definiert nach Andrews *et al.* [1987]:

$$\begin{aligned}
 F^{(\varphi)} &= \rho_o a \cos \varphi \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\overline{v'\theta'}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} - \overline{v'u'} \right) \\
 F^{(z)} &= \rho_o a \cos \varphi \left(\left[f - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] \frac{\overline{v'\theta'}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} - \overline{w'u'} \right) \\
 \vec{\nabla} \vec{F} &= \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F^{(\varphi)} \cos \varphi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}.
 \end{aligned}$$

Gestrichene Größen sind die Abweichungen vom zonalen Mittelwert, der durch Querbalken bezeichnet ist. Ansonsten wird die in der vorliegenden Arbeit verwendete Nomenklatur verwendet, θ ist die potentielle Temperatur. Der Vertikalwind w wird als konstant Null angenommen. $F^{(\varphi)}$ ist der Impulsfluß und $F^{(z)}$ der Wärmefluß. Von Null abweichende Flußdivergenzen zeigen eine Beschleunigung bzw. Abbremsung des mittleren zonalen Flusses an, weisen also auf ein Wellenbrechen hin.

Abbildung A1 ist zu entnehmen, daß der EP-Fluß zwischen 50°S und 60°S aus der untersten Stratosphäre nach oben zeigt. Weiter südlich gelegene Werte zeigen lediglich die Drehung des polaren Vortex und sind, da für diese Diskussion nicht relevant, nicht dargestellt. Die größten aufwärts gerichteten EP-Fluß Komponenten sind bei derjenigen geographischen Breite, wo auch die größte Wellenamplitude auftritt. Die Meridional-komponenten zeigen in der unteren und mittleren Stratosphäre die mit ansteigender Höhe wachsende Ausdehnung der Amplitude in polare und mittlere Breiten. Die Flußdivergenzen erreichen im gleichen Breitenbereich etwa 10 m/s/Tag^{-1} und zeigen eine

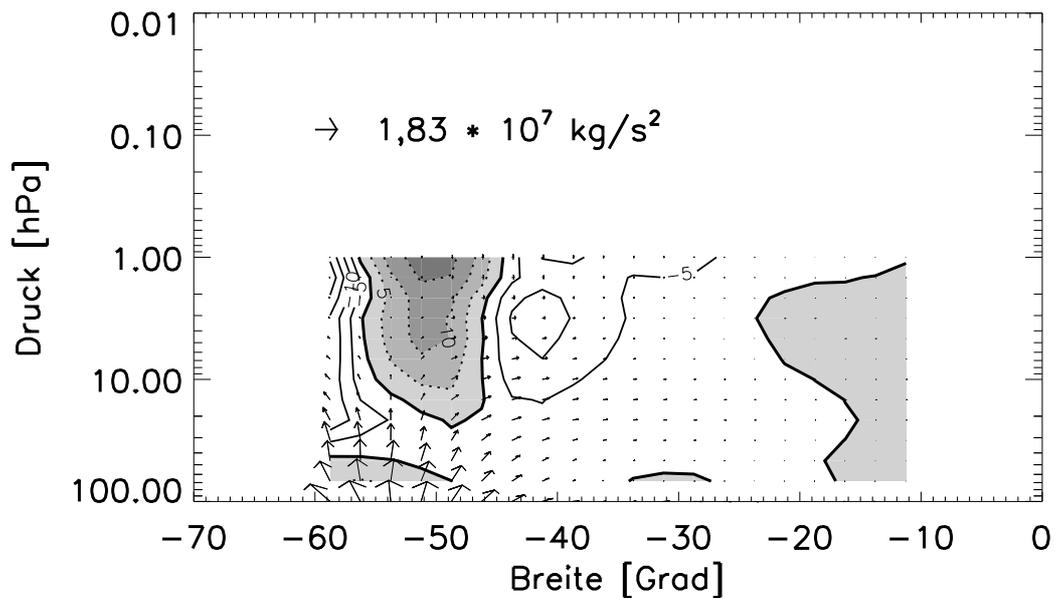
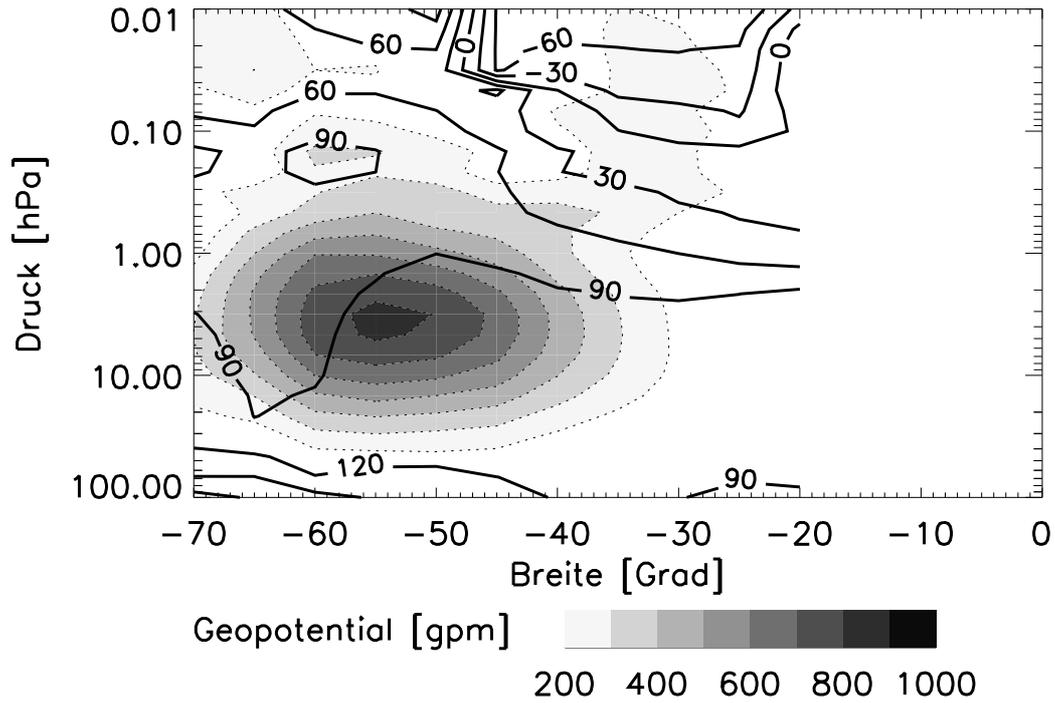


Abbildung A1: CRISTA-2. Amplitude und Phase der Planetaren Welle-2 in der Südhemisphäre im Geopotential (oben). Die Phasen beziehen sich auf die geographische Länge eines Maximums (im Intervall $\pm 180^\circ$) am 10. August 1997, die Einheit der Amplitude ist geopotentielles Meter. Unten: Eliassen-Palm-Fluß und Flußdivergenzen für den gleichen Tag aus den CRISTA-2-Winden in der Stratosphäre. Der längste Pfeil entspricht $1,83 \cdot 10^7 \text{ kg/s}^2$, positive Flußdivergenzen sind schattiert. Das Konturlinienintervall ist 5 m/s Tag^{-1} .

Dipolstruktur von positiven und negativen Werten. Ein solches Verhalten, aufsteigende EP-Flußvektoren und eine Dipolstruktur in der Flußdivergenz, ist charakteristisch für eine sich nach oben ausbreitende Planetare Welle, deren Quellen in der oberen Troposphäre liegen [Manney *et al.*, 1991]. Breite und Höhe (40°S und 4,6 hPa) der größten Abbremsung des zonalen Westwindes sind in sehr guter Übereinstimmung mit den stärksten, von CRISTA gemessenen Horizontaltransporten (Streamer) und werden ganz offensichtlich durch ein Brechen der Planetaren Welle hervorgerufen.

7 Literaturverzeichnis

- Andrews, D. G., J. R. Holton und C. B. Leovy, Middle atmosphere dynamics, *Academic Press, Orlando, Fl.*, 114, 1987.
- Barath, F. T., et al., The Upper Atmosphere Research Satellite Microwave Limb Sounder Instrument, *J. Geophys. Res.*, 98, 10,751-10,762, 1993.
- Barthol, P., Das optische System des CRISTA-Experiments, Doktorarbeit, WUB--DIS 94-4, Fachbereich Physik, Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal, 42097 Wuppertal, Deutschland, 1994.
- Bittner, M., The CRISTA/MAHRSI-Campaign, *STEP-Journal*, 4, 6, 1994.
- Burrage, M. D., M. E. Hagan, W. R. Skinner, D. L. Wu und P. B. Hays, Long-term variability in the solar diurnal tide observed by HRDI and simulated by the GSWM, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2641-2644, 1995a.
- Burrage, M. D., D. L. Wu, W. R. Skinner, D. A. Ortland und P. B. Hays, Latitude and seasonal dependence of the semidiurnal tide observed by the high-resolution Doppler imager, *J. Geophys. Res.*, 100, 11,313-11,321, 1995b.
- Burrage, M. D. et al., Validation of mesosphere and lower thermosphere winds from the high resolution Doppler imager on UARS, *J. Geophys. Res.*, 101, 10,365-10,392, 1996a.
- Burrage, M. D., R. A. Vincent, H. G. Mayr, W. R. Skinner, N. F. Arnold und P. B. Hays, Long-term variability in the equatorial middle atmosphere zonal wind, *J. Geophys. Res.*, 101, 12,847-12,854, 1996b.
- Chang, J. L. und S. K. Avery, Observations of the diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere over Christmas Island, *J. Geophys. Res.*, 102, 1895-1907, 1997.
- Chapman, S. und R. S. Lindzen, Atmospheric tides, *D. Reidel Publ., Ma.*, 1970.
- Coy, L. und R. Swinbank, Characteristics of stratospheric winds and temperatures produced by data assimilation, *J. Geophys. Res.*, 102, 25,763-25,781, 1997.
- Dunkerton, T. J. und D. P. Delisi, Evolution of Potential Vorticity in the Winter Stratosphere of January-February 1979, *J. Geophys. Res.*, 91, 1199-1208, 1986.
- Englert, C. R., B. Schimpf, M. Birk, F. Schreier, M. Krocka, R.G. Nitsche, R.U. Titz, und M.E. Summers, The 2.5 THz heterodyn spectrometer THOMAS: Measurement of OH in the middle atmosphere and comparison with photochemical model results, *J. Geophys. Res.*, eingereicht, 2000.

- Ern, M., Relaxationseffekte der CRISTA-Infrarotdetektoren und ihre Korrektur, WUB-DIS 2000-4, Fachbereich Physik, Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal, 42097 Wuppertal, Deutschland, 2000.
- Fleming, E. R., S. Chandra, M. D. Burrage, W. R. Skinner, P. B. Hays, B. H. Solheim, and G. G. Shepherd, Climatological mean wind observations from the UARS high-resolution Doppler imager and wind imaging interferometer: Comparison with current reference models, *J. Geophys. Res.*, 101, 10,455-10,473, 1996.
- Forbes, J. M. und H. B. Garrett, Theoretical Studies of Atmospheric Tides, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17, 1951-1981, 1979.
- Forbes, J. M., Atmospheric tides, 1, Model description and results for the solar diurnal component, *J. Geophys. Res.*, 87, 5222-5240, 1982.
- Forbes, J. M. und R. A. Vincent, Effects of mean winds and dissipation on the diurnal propagating tide: An analytic approach, *Planet. Space Sci.*, 37, 197-209, 1989.
- Forbes, J. M., Tidal and Planetary Waves, *Geophys. Monograph.*, 87, 67-87, 1995.
- Fritts, D. C. und J. R. Isler, Mean Motions and Tidal and Two-Day Structure and Variability in the Mesosphere and Lower Thermosphere over Hawaii, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2145-2164, 1994.
- Garcia, R. R. und S. Solomon, The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 90, 3850-3868, 1985.
- Geller, M. A., V. A. Yudin, B. V. Khattatov und M. E. Hagan, Modeling the diurnal tide with dissipation derived from UARS/HRDI measurements, *Ann. Geophys.*, 15, 1198-1204, 1997.
- Gille, J. C. und F. B. House, On the inversion of limb radiance measurements I, Temperature and thickness, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1427-1442, 1971.
- Gille, S. T., A. Hauchecorne und M. L. Chanin, Semidiurnal and Diurnal Tidal Effects in the Middle Atmosphere as Seen by Rayleigh Lidar, *J. Geophys. Res.*, 96, 7579-7587, 1991.
- Grossmann, K. U., Recent Improvements in middle atmosphere remote sounding techniques: The CRISTA-SPAS Experiment, *Geophys. Monograph.*, im Druck, 2000.
- Groves, G. V., Hough components of water vapor heating, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 44, 281-290, 1982.

- Groves, G. V., A global reference atmosphere from 18 to 80 km, AFGL report TR-85-0129, 1985.
- Groves, G. V., Final scientific report, AFOSR report 84-0045, 1987.
- Hagan, M. E., J. M. Forbes und F. Vial, A numerical investigations of the propagation of the quasi 2-day wave into the lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 98, 23,193-23,205, 1993.
- Hagan, M. E., J. M. Forbes und F. Vial, On modeling migrating solar tides, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 893-896, 1995.
- Hagan, M. E., J. L. Chang, and S. K. Avery, Global-scale wave model estimates of nonmigrating tidal effects, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,439-16,452, 1997.
- Hagan, M. E., M. D. Burrage, J. M. Forbes, J. Hackney, W. J. Randel und X. Zhang, GSWM-98: Results for migrating solar tides, *J. Geophys. Res.*, 104, 6813-6828, 1999a.
- Hagan, M. E., M. D. Burrage, J. M. Forbes, J. Hackney, W. J. Randel und X. Zhang, QBO effects on the diurnal tide in the upper atmosphere, *Earth Planets Space*, 51, 571-578, 1999b.
- Hays, P. B., V. J. Abreu, M. E. Dobbs, D. A. Gell, H. J. Grassl und W. R. Skinner, The High Resolution Doppler Imager on the Upper Atmosphere Research Satellite, *J. Geophys. Res.*, 98, 10713-10723, 1993.
- Hedin, A. E., Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 96, 1159-1172, 1991.
- Hedin, A. E., E. L. Fleming, A. H. Manson, F. J. Schmidlin, S. K. Avery, R. R. Clark, S. J. Franke, G. J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial, and R. A. Vincent, Emperical wind model for the upper, middle and lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1421-1447, 1996.
- Hitchman, M. H. und C. B. Leovy, Diurnal Tide in the Equatorial Middle Atmosphere as Seen in LIMS Temperatures, *J. Atmos. Sci.*, 42, 557-561, 1985.
- Hitchman, M. H., E. Kudeki, D. C. Fritts, J. M. Kugi, C. Fawcett, G. A. Postel, C. Yao, D. Ortland, D. Rigginn und V. L. Harvey, Mean winds in the tropical stratosphere und mesosphere during January 1993, March 1994, and August 1994, *J. Geophys. Res.*, 102, 26,033-26,052, 1997.
- Holton, J. R., The Dynamic Meteorology of the Stratosphere and Mesosphere, *Meteor. Monog.*, 15(37), Amer. Met. Soc., MA, 1975.

- Justus, C. G., W. R. Jeffries III, S. P. Yung und D. L. Johnson, The NASA/MSFC Global Reference Atmospheric Model – 1995 Version (GRAM-95), NASA Technical Memorandum 4715, 1995.
- Keating, G. M., M. C. Pitts und C. Chen, Improved reference models for middle atmosphere ozone, *Adv. Space Res.*, 10, (6)37-(6)49, 1990.
- Khattatov, B. V., M. A. Geller und V. A. Yudin, Diurnal migrating tide as seen by the high-resolution Doppler imager/UARS; 2. Monthly mean global zonal and vertical velocities, pressure, temperature, and inferred dissipation, *J. Geophys. Res.*, 102, 4423-4435, 1997.
- Laplace, P. S., *Mechanique Celeste*, 2, 294-298, 1799.
- Laplace, P. S., *Mechanique Celeste*, 5, 145-169, 1825.
- Lehmacher, G. A., J. Oberheide, F. J. Schmidlin und D. Offermann, Zero miss time and zero miss distance experiments for validation of CRISTA 2 temperatures, *Adv. Space Res.*, 26(6), 965-969, 2000.
- Lieberman, R. S., Intraseasonal variability of high-resolution Doppler imager winds in the equatorial mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 11,221-11,228, 1998.
- Lieberman, R. S., The gradient wind in the mesosphere and lower thermosphere, *Earth Planets Space*, 51, 751-761, 1999.
- Lindzen, R. S., Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown, *J. Geophys. Res.*, 86, 9707-9714, 1981.
- Manney, G. L., J. D. Farrara und C. R. Mechoso, The Behaviour of Wave 2 in the Southern Hemisphere Stratosphere during Late Winter and Early Spring, *J. Atmos. Sci.*, 48, 976-998, 1991.
- Manson, A. H., C. E. Meek, H. Teitelbaum, F. Vial, R. Schminder, D. Kürschner, M. J. Smith, G. J. Fraser und R. R. Clark, Climatologies of semi-diurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40-55°), *J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 579-593, 1989.
- Manson, A. H., F. Yi, G. Hall und C. Meek, Comparisons between instantaneous wind measurements made at Saskatoon (52N, 107W) using colocated medium frequency radars and Fabry-Perot interferometer instruments: Climatologies (1988-1992) and case studies, *J. Geophys. Res.*, 101, 29,553-29,563, 1996.

- McLandress, C., G. G. Shepherd und B. H. Solheim, Satellite observations of thermospheric tides: Results from the Wind Imaging Interferometer on UARS, *J. Geophys. Res.*, 101, 4093-4114, 1996.
- McLandress, C., Seasonal variability of the diurnal tide: Results from the Canadian middle atmosphere general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 102, 29,747-29,764, 1997.
- Meek, C. E., A. H. Manson und N. D. Lloyd, Progress in MF Radar measurements at Saskatoon, *Mid. Atmos. Prog., Handbook MAP*, 28, 467-471, 1989.
- Meek, C. E., A. H. Manson, M. D. Burrage, G. Garbe, L. L. Cogger, Comparisons between Canadian prairie MF radars, FPI (green and OH lines) and UARS HRDI systems, *Ann. Geophys.*, 15, 1099-1110, 1997.
- Meyer C., Gravity wave interactions with the diurnal propagating tide, *J. Geophys. Res.*, 104, 4223-4239, 1999.
- Miyahara, S. und J. M. Forbes, Interaction between gravity waves and the diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 523-531, 1991.
- Norton, W. A. und J. Thuburn, Sensitivity of mesospheric mean flow, planetary waves and tides to strength of gravity wave drag, *J. Geophys. Res.*, 104, 30,897-30,911, 1999.
- Oberheide, J., M. E. Hagan, W. E. Ward, M. Riese und D. Offermann, Modeling the Diurnal Tide for the Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) 1 Time Period, *J. Geophys. Res.*, im Druck, 2000.
- Offermann, D., K.-U. Grossmann, P. Barthol, P. Knieling, M. Riese und R. Trant, The CRyogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) experiment and middle atmosphere variability, *J. Geophys. Res.*, 104, 16,311-16,325, 1999.
- Preusse, P., S. D. Eckermann, J. Oberheide, M. E. Hagan und D. Offermann, Modulation of gravity waves by tides as seen in CRISTA temperatures, *Adv. Space Res.*, eingereicht, 2000a.
- Preusse, P., Eckermann, S. D. und D. Offermann, Comparison of Global Distributions of Zonal-Mean Gravity Wave Variance Inferred from Different Satellite Instruments, *Geophys. Res. Lett.*, im Druck, 2000b.
- Randel, W. J., The evaluation of winds from geopotential height data in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 44, 3097-3120, 1987.

- Riese, M., Das CRISTA-Meßsystem: Struktur und Anwendungen, Doktorarbeit, WUB-DIS 94-3, Fachbereich Physik, Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal, 42097 Wuppertal, Deutschland, 1994.
- Riese, M., P. Preusse, R. Spang, M. Ern, M. Jarisch, K.-U. Grossmann und D. Offermann, Measurements of trace gases by the CRYogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) experiment, *Adv. Space Res.*, 19, 563-566, 1997.
- Riese, M., R. Spang, P. Preusse, M. Ern, M. Jarisch, D. Offermann und K.-U. Grossmann, Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) limb scan measurements, data processing, and atmospheric temperature and trace gas retrieval, *J. Geophys. Res.*, 104, 16,349-16,367, 1999a.
- Riese, M., X. Tie, G. Brasseur und D. Offermann, Three-dimensional simulation of stratospheric trace gas distributions measured by CRISTA, *J. Geophys. Res.*, 104, 16,419-16,435, 1999b.
- Riese, M. und D. Offermann (with contributions from M. Kaufmann, V. Kuell, J. Oberheide, P. Preusse and R. Spang), *Final Report CRISTA 1 Data Evaluation, DLR Project 50 OE 95012*, Wuppertal, Juni 2000.
- Riese, M., Remote Sensing and Modeling of the Earth's Middle Atmosphere: Results of the CRISTA Experiment, Habilitationsschrift, Fachbereich Physik, Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal, 42097 Wuppertal, Deutschland, 2000.
- Roble, R. G. und E. C. Ridley, A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (TIME-GCM): Equinox solar cycle minimum simulations (30-500 km), *Geophys. Res. Lett.*, 21, 417-420, 1994.
- Roble, R. G. und H. Liu, The Yearly Variation of Mesosphere and Thermosphere Properties as Simulated by the TIME-GCM: Analysis of Model Results and Comparison With Observations, Supplement to *EOS*, Transactions, AGU, 80, SA21A-09, 1999.
- Russell, J. M. III, L. L. Gordley, J. H. Park, S. R. Drayson, D. H. Hesketh, R. J. Cicerone, A. F. Tuck, J. E. Frederick, J. E. Harries und P. J. Crutzen, The Halogen Occultation Experiment, *J. Geophys. Res.*, 98, 10,777-10,797, 1993.
- Salby, M. L., Rossby normal modes in nonuniform background configurations, I, Simple Fields, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1803-1826, 1981.
- Schubert, S. D., R. R. Rood und J. Pfaendtner, An assimilated dataset for Earth publications, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 2331-2342, 1993.

- Shepherd, G. G., et al., WINDII, the Wind Imaging Interferometer on the Upper Atmosphere Research Satellite, *J. Geophys. Res.*, 98, 10,725-10,750, 1993.
- Smith, A. K., Numerical simulations of global variations of temperature, ozone, and trace species in the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 1253-1269, 1995.
- Smith, A. K. und M. Riese, Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) observations of tracer transport by inertially unstable circulations. *J. Geophys. Res.*, 104, 19,171-19,182, 1999.
- Spang, R., Das Datensystem zur Auswertung der CRISTA-Missionsdaten, Doktorarbeit, WUB-DIS 97-4, Fachbereich Physik, Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal, 42097 Wuppertal, Deutschland, 1997.
- Strobel, D. F., Parameterization of the atmospheric heating rate from 15 to 120km due to O₂ and O₃ absorption of solar radiation, *J. Geophys. Res.*, 83, 6225-6230, 1978.
- Swinbank, R. und A. O'Neill, A stratosphere-troposphere data assimilation system, *Mon. Weather Rev.*, 82, 686-702, 1994.
- Vincent, R. A., T. Tsuda und S. Kato, Asymmetries in mesospheric tidal structure, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 609-616, 1989.
- Ward, W. E., J. Oberheide, M. Riese, P. Preusse und D. Offermann, Tidal Signatures in Temperature Data from the CRISTA I Mission, *J. Geophys. Res.*, 104, 16,391-16,403, 1999.
- Ward, W. E., A simple model of diurnal variations in the mesospheric oxygen nightglow, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3565-3568, 1999.
- Ward, W. E., J. Oberheide, M. Riese, P. Preusse und D. Offermann, Planetary Wave Two Signatures in CRISTA 2 Ozone and Temperature Data, *Geophys. Monograph*, im Druck, 2000.
- Wattenbach, R. und K. Moritz, Astronomical Shuttle Pallet Satellite (ASTRO-SPAS), *Acta Astronautica*, 40, 723-732, 1997.
- Yudin, V. A., M. A. Geller, B. V. Khattatov, D. A. Ortland, M. D. Burrage, C. McLandress und G. G. Shepherd, TMTM simulations of tides: Comparison with UARS observations, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 221-224, 1998.
- Zhu, X. und D. F. Strobel, Radiative damping in the upper mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 48, 184-199, 1991.