

Untersuchung der Temperaturvariationen in der
oberen Mesosphäre mit Infrarot-Spektrometern

Externer Bericht

vorgelegt von

Rüdiger Gerndt

Wuppertal, 1986

WUB-DI 86-2

Abstract

Rüdiger Gerndt

Investigation of Temperature Variations in the Upper Mesosphere Using Ground Based Infrared Spectrometers

By measuring line intensities of the OH(3,1) branch in the near infrared temperatures of the upper mesosphere around 86 km can be deduced. Two similar spectrometers were built for this purpose. Spectrometer 1 was mainly used in Wuppertal, and since 1982 in Oslo. Spectrometer 2 was operated since 1982 in Wuppertal, Belfast und Andenes.

The results of these spectrometers are compared with temperatures obtained by other techniques, and are found to be in good agreement.

The annual variations of upper mesosphere temperatures are studied for several geographical latitudes within Europe. Comparisons of empirical models with the measured mean annual variation are given.

The OH*-temperature over Europe was found to be similar from 78 °N to 51 °N during winter and early spring time. During summer remarkable latitudinal differences were observed.

Seasonal changes of temperature fluctuations are discussed. They are strong during winter and low during spring and autumn. In summer unexpectedly high variability of temperatures was found which is caused in part by wave like oscillations with periods below 10 days. These summer waves were observed simultaneously by temperature and wind measurements. Annual variations of mesospheric ozone density are found to be anticorrelated to the seasonal changes of the temperature fluctuations at 86 km.

Winter oscillations of mesospheric temperatures are discussed using data obtained during the DYNAMICS-I- and the MAP/WINE-campaigns at middle and high northern latitudes in Europe. There appears to be a coupling of these oscillations within the meso-

sphere and stratosphere. Most of them probably can be interpreted in terms of planetary waves.

Stratospheric warmings and related effects in the mesosphere are described. During stratospheric warmings the reaction of the upper mesosphere was found to be surprisingly small. Amplitudes of mesospheric temperature fluctuations seem to be relatively constant throughout the winter months. During stratospheric warmings the ratio of stratospheric to mesospheric temperature amplitudes are therefore found to rise by a factor of 2 to 3.

An advanced version of the IR-spectrometer for high time resolution and first results of its operation are presented. Short-term temperature fluctuations are found to be reduced compared to data taken with the earlier version. Temperature variations probably caused by (internal) gravity waves are clearly visible in these data.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	Einleitung	1
2.	Beschreibung des Meßprinzips und der Meßapparatur	8
2.1	Das OH-Molekül	8
2.2	Meßapparaturen	19
2.3	Störeinflüsse bei der Temperaturbestimmung	26
2.4	Interkalibrierung	36
3.	Überprüfung der Meßmethode	40
4.	Meßergebnisse	51
4.1	Jahresgang der Temperatur im Bereich der Mesopause	53
4.1.1	Messungen und Modelle des Jahresganges	53
4.1.2	Mehrjährige Temperaturvariationen	62
4.2	Breitenabhängigkeit der Temperatur der oberen Mesosphäre	67
4.3	Wellenaktivität	79
4.3.1	Jahreszeitliche Abhängigkeiten	79
4.3.2	Einfluß planetarer Wellen im Sommer	87

4.4	Dynamische Einflüsse auf die Mesopausen- temperatur im Winter	104
4.4.1	SWAMP I	104
4.4.2	DYNAMICS I (SWAMP II)	107
4.4.3	MAP/WINE-Winter 1983/84 (DYNAMICS II)	113
4.4.4	Mesosphärentemperaturen und Stratosphären- erwärmungen	124
4.5	Kurzperiodische Schwingungen der Temperatur	131
4.5.1	Verbesserung der Meßmethode	131
4.5.2	Ergebnisse	136
5.	Zusammenfassung	140
6.	Anhang	142
6.1	Einsatz der Spektrometer 1 und 2	143
6.2	Tabellen der Modelltemperaturen	144
6.3	Ergänzungen zum MAP/WINE-Winter 1983/84	146
6.4	Einflüsse durch Nordlichtaktivitäten	155
7.	Literaturverzeichnis	160

1. Einleitung

Bei der Untersuchung der mittleren Atmosphäre (50 - 100 km) treten im zunehmenden Maße Probleme der Dynamik der Atmosphäre in den Vordergrund. Im Bereich der Mesosphäre und der Mesopause erfolgen z.T. deutliche Änderungen der atmosphärischen Parameter. Innerhalb des zwischen 80 und 100 km liegenden Teils der Atmosphäre ändert der Temperaturgradient sein Vorzeichen, wobei das Temperaturminimum die Mesopause (häufig bei etwa 85 km) definiert.

Da die obere Mesosphäre ein vergleichsweise wenig erforschter Bereich der Atmosphäre ist, gilt ihr in den letzten Jahren eine erhöhte Aufmerksamkeit. Von Interesse sind alle meßbaren Größen wie Temperatur, Druck, Dichte, Windgeschwindigkeiten, chemische Zusammensetzung der neutralen Atmosphäre und der Ionosphäre, Intensitäten optischer Emissionen sowie örtliche und zeitliche Variationen dieser Größen und deren Höhenverteilung.

Der Höhenbereich der mittleren Atmosphäre ist für Messungen nicht leicht zugänglich. In großen Höhen kann nur mit raketengeträgten Meßnutzlasten geforscht werden, denn Höhenforschungsballone erreichen maximal Höhen um 40 km. Die Meßgeräte liefern dann in der Regel höhenaufgelöste Daten an einem geographischen Ort und zu einem bestimmten Zeitpunkt. Durch bodengebundene Meßstationen lassen sich unabhängig von möglichen Raketenstartplätzen an verschiedenen Orten und über längere Zeiträume hinweg eine Reihe atmosphärischer Parameter verfolgen. Solche Boden-geräte sind Photometer, Spektrometer und Interferometer, sowie RADAR-ähnliche Anlagen wie MST-Radar (MST = Mesosphäre-Stratosphäre-Troposphäre), Meteor-Wind-Radar, Geräte für inkohärente und kohärente Streuung und LIDAR (Light Detection and Ranging). Die RADAR-ähnlichen Stationen erlauben mittels einer Laufzeitmethode eine höhenaufgelöste Beobachtung einzelner atmosphärischer Größen. Diese Fähigkeit wird - im Vergleich zu anderen bodengebundenen Meßgeräten - durch einen beträchtlichen Aufwand

an finanziellen und technischen Mitteln erkaufte. Deshalb sind solche Anlagen erst in letzter Zeit in zunehmendem Maße errichtet worden.

Wegen ihrer geringeren Kosten und wegen ihrer größeren Mobilität sind die schon seit einigen Jahrzehnten verwendeten bodengebundenen optischen Geräte, die keine höhenaufgelösten Informationen liefern, nach wie vor weit verbreitet. Einen Überblick über die mit diesen Bodengeräten in letzter Zeit erzielten Ergebnisse geben Vallance Jones et al. (1985).

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Darstellung einiger Ergebnisse, die durch den Einsatz zweier bodengebundener Spektrometer erhalten wurden. Mit den Spektrometern wurden die Emissionen atmosphärischer OH*-Moleküle im Wellenlängenbereich zwischen 1,1 und 1,7 μm gemessen. Sie werden im folgenden als Spektrometer 1 und Spektrometer 2 bezeichnet. Spektrometer 1 war seit 1980 hauptsächlich in Wuppertal und ab 1982 in Oslo im Einsatz. Seit 1982 wurden mit Spektrometer 2 Messungen in Wuppertal, Belfast und Andenes ausgeführt.

Die Emissionslinien des OH-Moleküls in der Atmosphäre wurden erstmals durch Meinel (1950a, 1950b) identifiziert und interpretiert. Die in dieser Arbeit behandelten Linien des nahen infraroten Spektrums treten infolge von Rotations-Vibrations-Übergängen der OH-Moleküle auf. Die angeregten Moleküle haben in der Höhenschicht um 86 km ein ausgeprägtes Dichtemaximum. Dort werden sie hauptsächlich durch die Reaktion atomaren Wasserstoffes mit Ozon gebildet.

Messungen der OH-Emissionen gelten verschiedensten Aspekten, wie etwa den Intensitätsvariationen der OH-Banden, deren Verhältnissen und dem Zusammenhang zwischen OH-Strahlung und Emissionen anderer Stoffe. Aus dem Verhältnis der Intensitäten einzelner Spektrallinien oder verschiedener Banden kann die Rotations-temperatur der OH*-Moleküle ermittelt werden. Das Hauptinteresse der vorliegenden Arbeit gilt der Bestimmung dieser Rotations-

temperaturen. Die OH-Rotationstemperatur kann als gutes Maß der kinetischen Temperatur bei 86 km angesehen werden.

Aus den Intensitäten und Rotationstemperaturen des OH lassen sich weitere atmosphärische Parameter ableiten. Die zeitlichen Variationen enthalten z.B. direkte Hinweise auf Wellenphänomene der Atmosphäre. Wellen in der OH-Schicht wurden bereits photographisch festgehalten und zur Höhenbestimmung der Schicht durch Triangulation benutzt (Moreels and Herse, 1977; Herse, 1984). Ein Hauptaspekt der vorliegenden Arbeit ist die Beschäftigung mit solchen wellenförmigen Variationen der OH-Rotationstemperatur. Da die Temperatur in der Atmosphärenphysik eine wichtige Rolle spielt, werden Geräte, die die OH-Rotationstemperatur liefern, bei vielen Untersuchungen mit eingesetzt. Die Wuppertaler OH-Spektrometer waren z.B. beteiligt an der Erforschung der Heizungs- und Kühlungsprozesse der mittleren Atmosphäre (Energie-Bilanz-Kampagne, 1980; Offermann, 1985), der Sauerstoff-Chemie der Mesosphäre (Oxygen-Kampagne, 1981), der kalten arktischen Sommermesopause und der Bildung nachtleuchtender Wolken (CAMP-Kampagne, 1982; Kopp et al., 1985), der Dynamik der mittleren Atmosphäre (MAP/WINE-Kampagne 1983/84; v. Zahn, 1983) sowie der Temperaturvariationen in globalem Maßstab (GBOA, 1985/86).

Die Beteiligungen an den verschiedenen Kampagnen sind für die Spektrometer 1 und 2 der Bergischen Universität - Gesamthochschule Wuppertal in Tabelle 1 zusammengefaßt. Der dort aufgeführte Vergleich mit der PRE-Anlage kam aus technischen Gründen nicht zustande. Die Abkürzungen bedeuten: EBC = Energy Budget Campaign, Oxygen = Oxygen Campaign, PRE = Partial Reflection Equipment, SWAMP = Stratwarm Mesospheric Program, Stratwarm = Stratospheric Warming, CAMP = Cold Arctic Mesopause Program, Meteor = Meteor-Wind-Radar/OH*-Vergleich, MAP/WINE = Middle Atmosphere Program/Winter in Northern Europe, LIDAR = Na-LIDAR/OH*-Vergleich, GBOA = Ground Based Optical Aeronomy.

Tabelle 2 enthält die geographischen Koordinaten der Einsatzorte der OH-Spektrometer, die im Bild 1 eingezeichnet sind, und

einiger anderer Meßstationen.

Die Wetterbedingungen beeinflussen natürlich die Messungen bodengebundener Spektrometer. Starke Bewölkung kann die Bestimmung der OH*-Temperaturen über Tage hinweg verhindern. In Abbildung 2 sind deshalb die Anzahl der Nächte pro Monat angegeben, für die mittlere nächtliche OH*-Temperaturen ermittelt werden konnten.

Tab. 1: Einsatz der Wuppertaler OH-Spektrometer

Zeitraum	Kampagne	Einsatzort	
		Spektrometer 1	2
Nov - Dez 1980	EBC	Esrange	----
Jan - Feb 1981	Oxygen	Esrange	----
Okt 1981	PRE	Tromsö	----
Nov - Dez 1981	EBC	Esrange	----
Dez 81 - Mär 82	SWAMP 1	Wuppertal	----
Jul - Aug 1982	CAMP	Stockholm	----
Dez 82 - Mär 83	SWAMP 2	Oslo	Wuppertal
Jun - Aug 1983	Meteor	Oslo	Belfast
Nov - Dez 1983	MAP/WINE	Lista	Andenes
Jan - Feb 1984	MAP/WINE	Oslo	Andenes
Mär - Apr 1984	Post-WINE	Oslo	Andenes/Oslo
seit Nov 1985	LIDAR/GBOA	----	Andenes

Tab. 2: Geographische Koordinaten der Einsatzorte

Ort	Breite	Länge
Longyearbyen, Spitzbergen	78,4 °N	15 °O
Andenes, Norwegen	69,3 °N	16 °O
Esrange, Schweden	67,9 °N	21,1 °O
Oslo, Norwegen	60 °N	11 °O
Stockholm, Schweden	59,4 °N	18 °O
Lista, Norwegen	58,1 °N	6,6 °O
Belfast, Nord-Irland	54,7 °N	5,9 °W
Sheffield, England	53,4 °N	1,5 °W
Wuppertal, Deutschland	51,3 °N	7,2 °O
Haute Provence, Frankreich	44 °N	6 °O

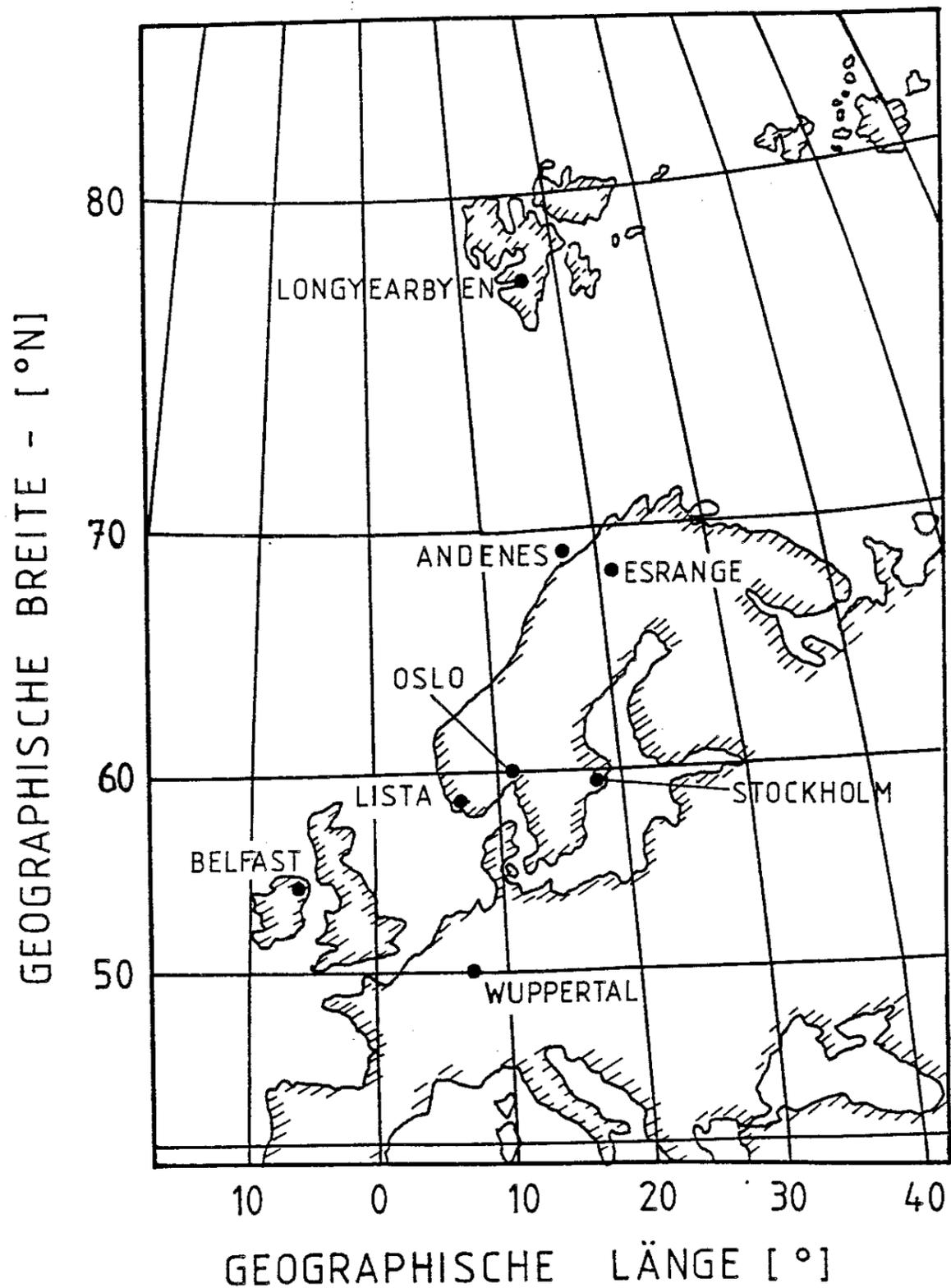


Abb. 1: Überblick über die geographische Lage der Einsatzorte der OH*-Spektrometer

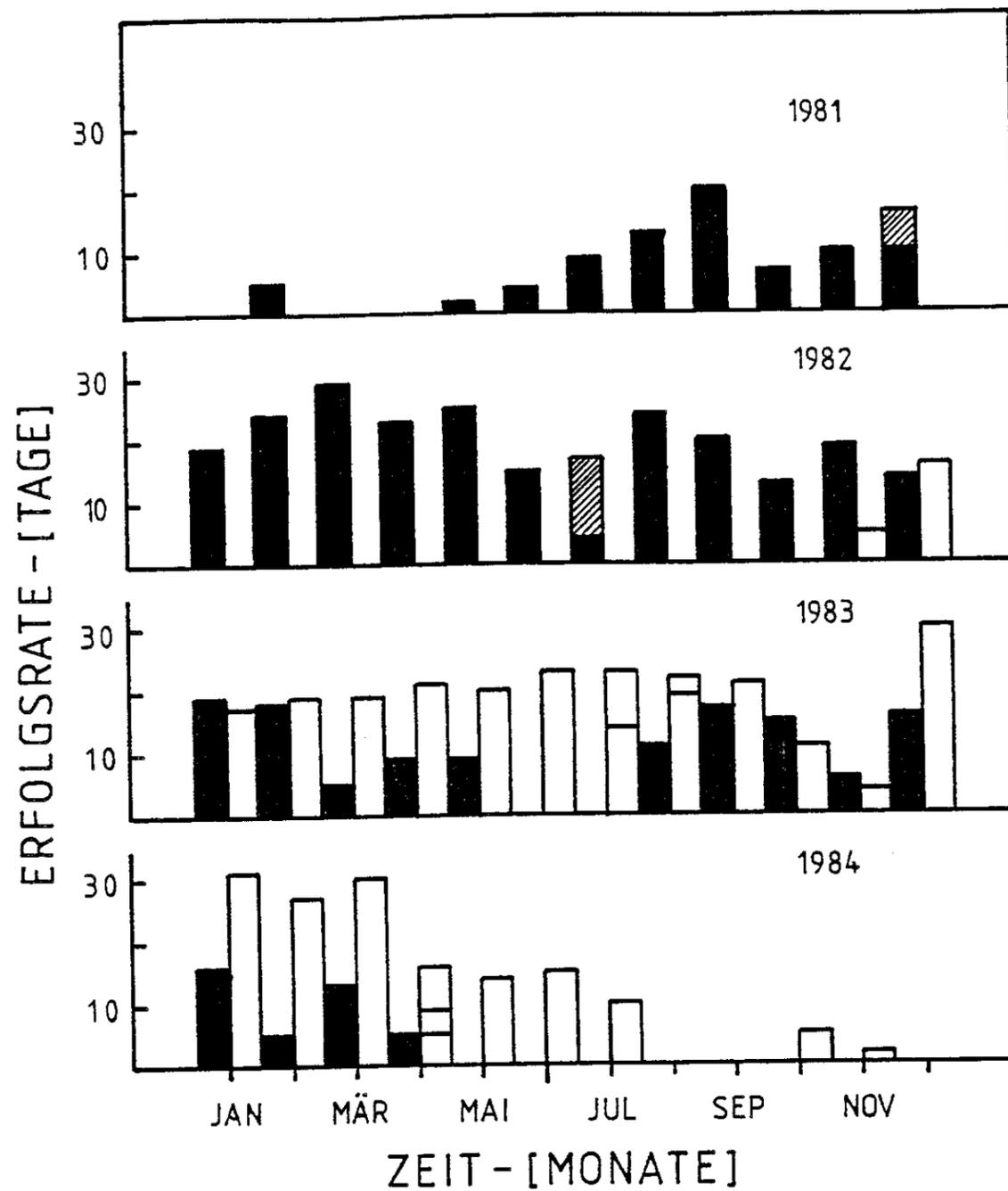
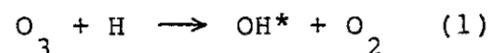


Abb. 2: Anzahl der Tage pro Monat, an denen Spektrometer 1 (schwarze Säulen) und Spektrometer 2 (weiße Säulen) Temperaturmittelwerte lieferten. Ortsveränderungen der Geräte sind durch Unterteilungen der Säulen vermerkt.

2. Beschreibung des Meßprinzipes und der Meßapparatur

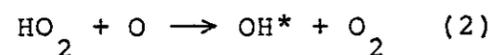
2.1 Das OH-Molekül

Im Bereich der Mesopause wird hauptsächlich über die Reaktion



$$k = 1,5 * 10^{-12} * T^{1/2}$$

(Nicolet, 1971, zitiert nach Llewellyn et al., 1978) eine ausgeprägte Schicht OH-Moleküle erzeugt. Neben diesem Haupterzeugungspfad wird gelegentlich die Bildung von OH* aus HO₂ diskutiert (Llewellyn et al., 1978; Takahashi and Batista, 1980). Der Prozeß



$$k = 3 * 10^{-12} * T^{1/2}$$

erlangt jedoch erst in Höhen unterhalb 80 km nennenswerte Bedeutung (Lange, 1982).

Bei der Reaktion (1) werden OH*-Moleküle gebildet, die bis auf ein Schwingungsniveau v=9 angeregt sein können. Reaktion (2) erreicht Anregungen bis zu v=6. Durch sukzessive Strahlungsübergänge werden die OH-Zustände mit kleineren Schwingungsquantenzahlen besetzt. Ein Übergang von dem Anregungsniveau v=9 nach dem Zustand v=3 erfolgt im Mittel innerhalb von 24 msec (Baker, 1978). Diesem Wert sind die Einsteinkoeffizienten von Mies (1974) zugrunde gelegt.

Aus der Beobachtung der Strahlungsübergänge läßt sich neben anderen Informationen die Rotationstemperatur der OH*-Moleküle ableiten. Dazu ist ein Verständnis des Rotations-Schwingungs-Spektrums erforderlich. In Molekülen treten durch die Bewegungen der Elektronen und der Kerne magnetische Momente auf, die in verschiedener Weise miteinander wechselwirken. Die Rotation der Kerne bewirkt in zweiatomigen Molekülen einen Drehimpuls N.

Infolge der Bahndrehimpulse der einzelnen Elektronen kommt es zu einem Gesamtbahndrehimpuls L, und die Spins der Elektronen koppeln zum Gesamtspin S. Für die Physik des Moleküls sind nun die Komponenten des Gesamtspins und des Gesamtbahndrehimpulses entlang der die Kerne verbindenden molekularen Vorzugsachse von Interesse. Sie werden i.a. mit Σ bzw. mit Λ bezeichnet. Die Form der magnetischen Kopplung der Drehimpulse N, Σ und Λ untereinander ist von den speziellen Eigenschaften der Moleküle abhängig. Es werden mehrere typische Kopplungsfälle unterschieden, die als Hundische Kopplungsfälle bekannt sind. Die wichtigsten Fälle sind die Hundischen Fälle a und b. Im Fall a koppeln die elektronischen Drehimpulse zunächst zum totalen elektronischen Drehimpuls

$$\Omega = \Lambda + \Sigma$$

und dieser mit N zum totalen Drehimpuls des Moleküls

$$J = \Omega + N$$

J kann die Werte Ω , $\Omega+1$, ... annehmen. Wegen der $2S+1$ möglichen Werte für Σ treten für feste Λ ($2S+1$) Ω -Werte auf. Der Grundzustand des OH ist z.B. ein ${}^2\Pi_{\Omega}$ -Zustand mit $\Lambda=1$ und $\Sigma=\pm 1/2$. Ω nimmt aufgrund der beiden Einstellungen des Spins die beiden Werte $3/2$ und $1/2$ an. Daher gibt es zwei durch den Spin unterschiedene und Spindoublets genannte Zustände ${}^2\Pi_{3/2}$ und ${}^2\Pi_{1/2}$ mit zwei Sätzen Rotationsniveaus verschiedener Energie.

Beim Hundischen Kopplungsfall b koppelt nur der Bahndrehimpuls L an die Kernverbindungsachse. Σ ist wegen der schwachen Ankopplung nicht definiert. Daher wechselwirken zunächst Λ und N zum totalen Drehimpuls ohne Spin

$$K = N + \Lambda$$

K nimmt die Werte Λ , $\Lambda+1$, ... an. Der totale Drehimpuls mit Spin im Fall b ist

$$J = K + S$$

Obwohl die Quantenzahl K im Hundschen Fall a physikalisch nicht sinnvoll ist, läßt sie sich hierfür formal definieren:

$$J = K + \Sigma \quad (\text{Fall a})$$

Die Praktikabilität dieser Definition zeigt sich weiter unten bei der Beschreibung des OH^* -Moleküls, wo $\Sigma=+1/2$ für ${}^2\Pi_{3/2}$ und $\Sigma=-1/2$ für ${}^2\Pi_{1/2}$ gilt.

Wegen der beiden möglichen Ausrichtungen der Komponente A des Bahndrehimpulses L ist der damit verbundene Energiezustand zweifach entartet. Berücksichtigt man bei den vorgestellten Kopplungsfällen noch die Wechselwirkung des Gesamtbahndrehimpulses L mit dem Drehimpuls N , die bei zunehmender Rotationsenergie (große J) an Bedeutung gewinnt, kommt es zur Aufhebung der Entartung und zu einer Aufspaltung der J -Niveaus in jeweils zwei Komponenten. Dieser Effekt ist als Λ -Verdopplung bekannt. Die Λ -Verdopplung ist mit weniger als 1 cm^{-1} beim OH so gering, daß sie im folgenden nicht beachtet werden braucht.

Die oben erfolgte Einordnung des $\text{OH}(X \text{ } {}^2\Pi_{\Omega})$ unter die Moleküle, für die der Kopplungsfall a gilt, ist nur für niedrige Rotationsniveaus näherungsweise richtig. Die Kopplung der Drehimpulse beim OH erfolgt in einer Weise, die einen Zwischenfall der Hundschen Fälle a und b darstellt. Bei diesem intermediären Kopplungsfall entkoppelt der elektronische Spin mit zunehmendem Drehimpuls N von der Kernverbindungsachse. Schließlich ist bei hohen Rotationsniveaus der Hundsche Fall b die beste Beschreibung des Molekülzustandes. Der Übergang ist in Bild 3 verdeutlicht. Schematisch sind dort die Termschemata zweier Spindoublets für die Hundschen Kopplungsfälle a, a-b-intermediär und b nebeneinander gestellt. F_1 und F_2 sind die unten angegebenen Energien der Zustände der beiden Doublets (Zuordnung im linken Bildteil). Bei der intermediären Kopplung liegen die Energieniveaus der beiden Doublets bei gleicher K -Quantenzahl enger beieinander als im Fall der Hundschen Kopplung a. Jedoch ist die Energiedifferenz der K -Niveaus erst bei hohen Rotationsniveaus ähnlich gering wie beim Hundschen Fall b (vergleiche $K=5$ im intermediären Fall

(Mitte) und im Fall b (rechts)). Im Falle des OH -Moleküls ist für alle Rotationsniveaus diese intermediäre Kopplung der Drehimpulse zu berücksichtigen.

Die Energien der Rotationszustände bei intermediärer Kopplung lassen sich im Sonderfall der Spindoublets durch eine geschlossene Formel angeben (Hill and Van Vleck, 1928):

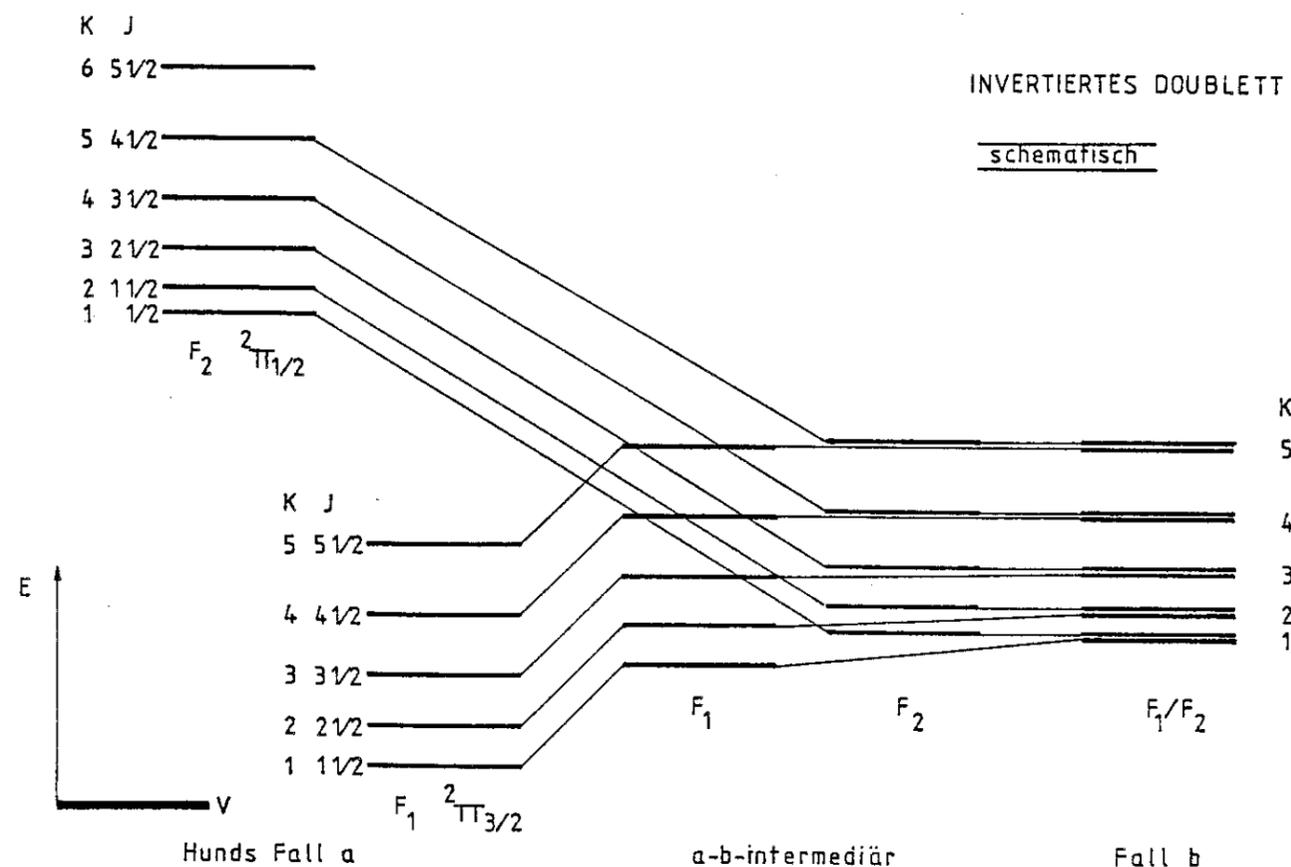


Abb. 3: Übergang vom Hundschen Kopplungsfall a zum Fall b für ein invertiertes Doublett-System (in Anlehnung an Herzberg, 1950, Bild 111, S. 234)

kül in einen Rotations-Vibrations-Zustand anderer Energie über. Strahlungsübergänge müssen bestimmten Regeln gehorchen. Die Rotationsquantenzahl J darf sich nur um +1 und -1 oder gar nicht ändern. Der Spin darf sich nicht ändern, so daß der Doublett-Zustand des Moleküls beim Übergang unverändert bleibt. In dem bei den Rotations-Schwingungs-Übergängen emittierten Linienspektrum der Moleküle werden die Linien nach der erfolgten Änderung von J klassifiziert:

$$\begin{array}{l} \text{P-Linien: } J \quad -J \quad = J' - J'' = -1 \\ \quad \quad \quad \text{oben} \quad \text{unten} \\ \text{Q-Linien: } \quad \quad \quad J' - J'' = 0 \\ \text{R-Linien: } \quad \quad \quad J' - J'' = +1 \end{array}$$

Die Quantenzahlen des energetisch höheren Ausgangszustandes sind mit einem Strich gekennzeichnet. Zur Unterscheidung der Spin-Doubletts erhalten die P, Q und R bei ${}^2\Pi_{3/2}$ den Index 1 und bei ${}^2\Pi_{1/2}$ den Index 2. Da die Rotationsniveaus nicht äquidistant sind, können die P-, Q- und R-Linien, die von verschiedenen J' ausgehend entstehen, weiter durch $K''=J''-1/2$ bei ${}^2\Pi_{3/2}$ und durch $K''=J''+1/2$ bei ${}^2\Pi_{1/2}$ unterschieden werden. Die $P_1(2)$ -Linie des invertierten Moleküls tritt also infolge eines Überganges von $J'=3/2$ nach $J''=5/2$ im ${}^2\Pi_{3/2}$ -Zustand auf. Bild 4 veranschaulicht die möglichen Übergänge. Die dort eingezeichnete P_1 -Linie, z. B., wäre genauer als $P_1(12)$ -Linie zu bezeichnen. Die Gesamtheit der P-, Q- und R-Linien, die bei einem Übergang von bestimmten v' zu v'' auftreten, werden Bande genannt. Für die OH(3,1)-Bande ist $v'=3$ und $v''=1$. Beim OH sind die Banden mit $v'-v''=2$ die intensivsten.

Mit geringer Wahrscheinlichkeit treten auch Übergänge unter Änderung der Multiplizität auf. Diese Linien werden Interkombinationslinien oder Satellitenlinien genannt. Einige von ihnen werden ebenfalls in Abb. 4 gezeigt. Die $Q_{R_{12}}$ -Linie, beispielsweise, wird als Q-förmige R_{12} -($J''=0,5$)-Interkombinationslinie bezeichnet, wenn ein Übergang von $J'=1,5$ des ${}^2\Pi_{3/2}$ -Zustandes (Index 1) in den Zustand ${}^2\Pi_{1/2}$ (Index 2) mit $J''=0,5$ zugrunde liegt. Der Übergang heißt Q-förmig, weil sich die Quantenzahl K im Gegensatz zu J nicht ändert. Interkombinations-

linien sind dadurch gekennzeichnet, daß K und J sich unterschiedlich ändern. Da die Satellitenlinien zu den unwahrscheinlichen (verbotenen) Übergängen gehören, sind ihre Intensitäten gering. Nach Benedict et al. (1953) liegen die Linienstärken der Satellitenlinien für kleine J'' ($K'' < 3$) fast unabhängig vom Linientyp bei ca. 0,04 im Vergleich zur $P_1(2)$ -Linienstärke von 1,62 (in relativen Einheiten).

Für eine Boltzmann-Verteilung der Rotations-Schwingungs-Niveaus der durch $i=1$ und $i=2$ bezeichneten Doubletts des OH (siehe F_1, F_2 in Abb. 4) lassen sich die Intensitäten I (in Photonen pro sec und cm^2) des bei den Übergängen von einem Niveau zum anderen emittierten Lichtes durch folgenden Ausdruck berechnen

$$I(J'', i', v'' \leftarrow J', i', v') = N_{v'} * A(J'', i', v'' \leftarrow J', i', v') * \frac{2(2J'+1)}{Q_{v'}(T_{\text{rot}})} * \exp\left(\frac{-F(J')_{i', v'}}{k * T_{\text{rot}}}\right)$$

mit

- $N_{v'}$ = Anzahl der Moleküle im Vibrationszustand v' (cm^{-3})
- A = Einstein-Übergangskoeffizient für spontane Emission (sec^{-1})
- $Q_{v'}$ = Rotationszustandssumme
- $F_{i', v'}$ = Energie des Rotationsniveaus bezüglich des Vibrationsniveaus v' (cm^{-1})
- k = Boltzmannkonstante = $0,6948 \text{ cm}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- T_{rot} = Rotationstemperatur (K)

Die Gesamtenergien $E(J)_{i, v}$ der Rotations-Schwingungs-Zustände stehen mit den $F(J)_{i, v}$ über

$$E(J)_{i, v} = G(v) + F(J)_{i, v}$$

in Beziehung. G(v) ist die Vibrationsenergie eines anharmonischen Oszillators.

Die Wellenzahlen (in cm^{-1}) der Rotations-Schwingungs-Linien ergeben sich danach aus

$$\lambda(v^-, v^{--}, J^-, J^{--}) = E(J^-)_{i^-, v^-} - E(J^{--})_{i^-, v^{--}}$$

Für die $P_1(2)$ -, $P_1(3)$ - und $P_1(4)$ -Linien des $\text{OH}(3,1)$, die im Rahmen dieser Arbeit von besonderem Interesse sind, sind die wichtigsten Größen in Tabelle 3 aufgeführt. Die Einsteinkoeffizienten wurden der Arbeit von Mies (1974) entnommen. Den Rechnungen zur Temperaturbestimmung wurden in dieser Arbeit für die Werte $F(J)_i$ und $G(v)$ die Angaben von Krassovsky et al. (1962) zugrunde gelegt. Zwischenzeitlich wurden von Coxon (1980) neuere Berechnungen der $F(J)_i$ und $G(v)$ veröffentlicht, bei denen jedoch ein anderer Energie-Nullpunkt als bei Krassovsky et al. (1962) verwendet wurde. Um beide Datensätze vergleichbar zu machen, wurden die in Tabelle 3 angegebenen Energien $F(J^-)_{v^-}$ und $F(J^{--})_{v^{--}}$ relativ zur Energie des Niveaus ($v^-=3, J^-=3/2$) angegeben und diese der Einfachheit halber zu Null gesetzt. Die Bestimmung der Rotationstemperatur erfordert im vorliegenden Fall nur die Kenntnis der Relativenergien der Linien l und m

$$F = F(J_l^-)_{v^-} - F(J_m^-)_{v^-},$$

so daß die Nullpunktverschiebung hierfür erlaubt ist. Die Wellenlängen der Übergänge wurden für Tabelle 3 nach obiger Beziehung aus den $F(J^-)$ und den $G(v)$ berechnet. Die Werte von Coxon (1980) rechtfertigen die Verwendung der Angaben von Krassovsky et al. (1962). Die Einsteinkoeffizienten von Mies (1974) sind in der Literatur allgemein gebräuchlich und anerkannt (Meriwether, 1975; Llewellyn et al., 1978; Tepley et al., 1981; Witt et al., 1979). Für die GBOA-Kampagne 1985/86 wurden sie weltweit zur gemeinsamen Grundlage für die Bestimmung der Rotationstemperaturen gemacht.

Tab. 3: $\text{OH}(X^2\Pi_{3/2})$ -Übergänge ($i=1$)

Übergang $v^-=3 \quad v^{--}=1$	J^-	$F(J^-)_{1,3}$ (Krassovsky et al., 1962)	$F(J^{--})_{1,1}$ (Coxon, 1980)	λ	A (Mies, 1974)
$P_1(2)$	3/2	0	83,2	1,524(2)	16,742
$P_1(3)$	5/2	74,9	197,2	1,533(3)	20,367
$P_1(4)$	7/2	180,4	345,3	1,543(4)	21,823
(Coxon, 1980)					
$P_1(2)$	3/2	0	83,131	1,524(1)	
$P_1(3)$	5/2	74,885	197,151	1,533(2)	
$P_1(4)$	7/2	180,412	344,833	1,543(2)	
v		$G(v)$ (Krassovsky et al., 1962)	$G(v)$ (Coxon, 1980)		
1		5417,41	3569,643		
3		12061,61	10214,045		

Wellenlängen in μm , A in sec^{-1} , alle sonstigen Werte in cm^{-1} .

Die Rotationstemperatur läßt sich mittels der Gleichung für die Linienintensitäten bestimmen. Dabei wurden bisher mehrere Methoden benutzt. Die gängigsten nutzen die gemessenen Verhältnisse der Intensitäten verschiedener Rotations-Schwingungs-Linien. Durch die Bildung der Intensitätsverhältnisse für Linien gleicher Schwingungsquantenzahl v^- fallen die schwer zugänglichen Größen N_{v^-} und $Q_{v^-}(T_{\text{rot}})$ aus der Temperaturrechnung heraus:

$$\frac{I_l}{I_m} = \frac{A_l}{A_m} \frac{2J_l^-+1}{2J_m^-+1} * \exp\left(\frac{F(J_m^-) - F(J_l^-)}{kT_{\text{rot}}}\right)$$

Durch Umstellung ergibt sich daraus

$$T_{\text{rot}} = \frac{1}{k} (F(J_m^-) - F(J_l^-)) * \ln^{-1} \left(\frac{I_l A_m}{I_m A_l} \frac{2J_m^- + 1}{2J_l^- + 1} \right)$$

Die Indizes l und m bezeichnen hier zwei verschiedene Rotations-Schwingungs-Linien. Die Temperatur ergibt sich nach dieser Formel aus dem Verhältnis von nur zwei Linien einer OH-Bande.

Im sogenannten Boltzmann-Plot werden die verschiedenen gemessenen Linienintensitäten mehrerer Linien über deren Termwerten $F(J^-)$ aufgetragen. Mittels linearer Regression kann nach der Gleichung

$$\ln \left(\frac{I}{A(2J^- + 1)} \right) = - \frac{F(J^-)}{T_{\text{rot}}} - \ln \left(\frac{Q}{N} \right)$$

aus der ermittelten Steigung der Regressionsgeraden die Temperatur berechnet werden. Bei der Bestimmung der Steigung entfallen auch hier die Größen Q und N. Das letztgenannte Verfahren wurde bei allen präsentierten Temperaturdaten dieser Arbeit angewendet, mit der Ausnahme der Ergebnisse des Kapitels 4.5. Dort werden Temperaturen beschrieben, die aus dem Verhältnis nur zweier Dopplett-Linien bestimmt wurden.

2.2 Meßapparaturen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei Spektrometer benutzt, die speziell die OH(3,1)-Emissionen im Bereich um 1,53 µm ausmessen. Das ältere Gerät wird mit Spektrometer 1 bezeichnet. Dieses Spektrometer wird im Detail von Lange (1982) und Lange et al. (1981) beschrieben. Der von Lange (1982) beschriebene Photometer Teil des Gerätes wurde jedoch abgetrennt und stillgelegt. In einem ähnlichen Aufbau, wie er für das neuere Spektrometer 2 in Bild 5a dargestellt ist, wurde ein Ebert-Fastie-Monochromator (Brennweite 0,5 m, spektrale Bandbreite 3,3 nm) benutzt. Als Detektor diente ein mit flüssigem Helium gekühlter Germaniumhalbleiter. Die Messungen mit Spektrometer 1 wurden seit Oktober 1981 mittels eines mit flüssigem Stickstoff gekühlten Germanium-Detektors ausgeführt. Dieser Detektor war bis Januar 1985 im Einsatz, dabei seit Sommer 1982 ohne Wartung. Die Messungen mit Spektrometer 1 mußten im Januar 1985 in Oslo wegen des mechanischen Ausfalls des Gitterantriebes eingestellt werden. Das Gerät war zu diesem Zeitpunkt insgesamt vier Jahre im Dauereinsatz. Die Eigenschaften des Spektrometers 1 in der seit Oktober 1981 verwendeten Form sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Gerndt (1982) beschreibt die Grundlagen der Eichung des Spektrometers. Die bis Februar 1981 mit Spektrometer 1 erhaltenen Daten werden von Lange (1982) diskutiert.

Das zweite Gerät, Spektrometer 2, wurde im zweiten Halbjahr 1982 aufgebaut. Es sollte möglichst preiswert und soweit wie möglich aus käuflichen Komponenten erstellt werden. Die daraus folgenden Bedingungen führten zu einem modular aufgebauten, mikrocomputer-gesteuerten System, dessen wichtigsten Daten in Tabelle 4 verzeichnet sind. Das Spektrometer 2 ist im Überblick in Abbildung 5a dargestellt. Die atmosphärische Strahlung gelangt über einen um die optische Achse drehbaren und um 45° geneigten Spiegel (1) und durch einen Lichtzerhacker (2) in einen Czerny-Turner-Monochromator (3; spektrale Bandbreite 3,4 nm). Der Spiegel vor dem Monochromator kann durch einen Schrittmotor (4) bewegt werden. Er wird vom Steuerrechner über die Motoransteuerung (Schrittmotor-

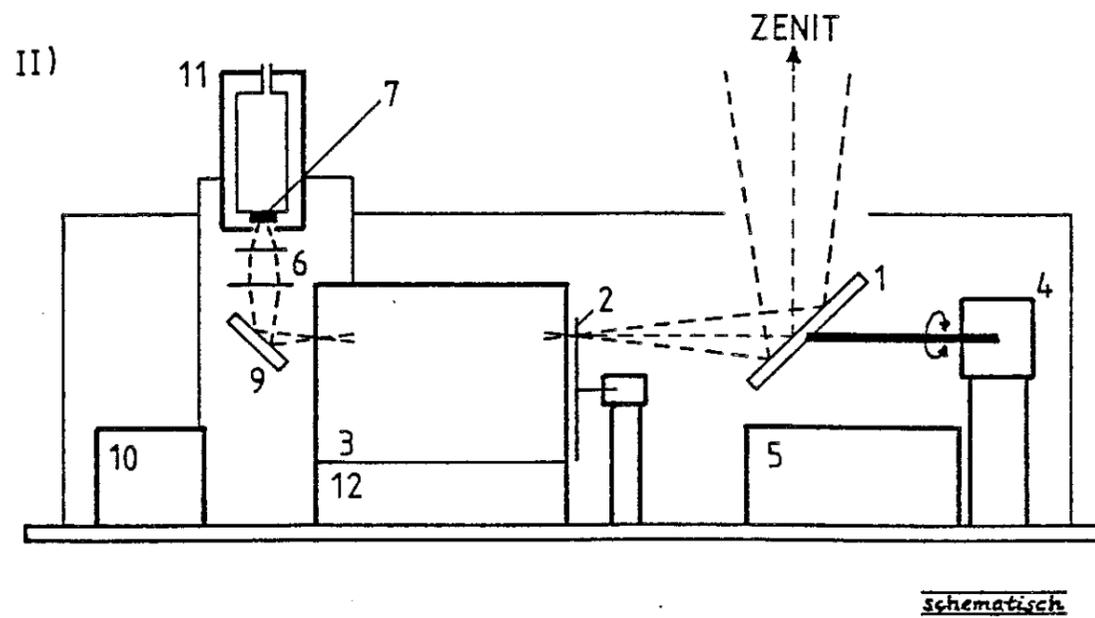
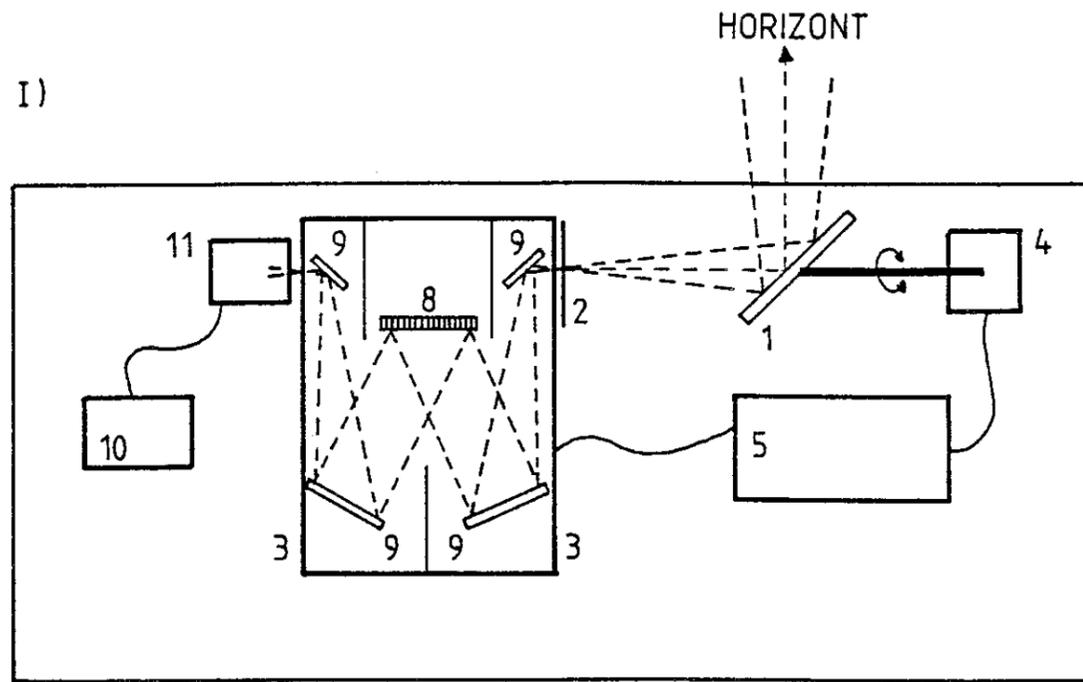


Abb. 5a: Schematischer Aufbau des Spektrometers 2 (I: Aufsicht, II: Seitenansicht; 1: Umlenkspiegel, 2: Zerkhacker (Chopper), 3: Monochromator, 4: Spiegelmotor, 5: Motorsterelekttronik, 6: Detektoroptik, 7: Detektor, 8: Gitter, 9: Spiegel, 10: Vorverstärker, 11: Detektordewar, 12: Gittermotor und -elekttronik)

elekttronik, 5) kontrolliert. Die Spiegelanordnung erlaubt es somit, die Emissionen der Atmosphäre bei verschiedenen Elevationen zu untersuchen. Für die vorliegende Arbeit wurde die Spiegelposition jedoch während der einzelnen Messungen nicht variiert. Im allgemeinen wurde der Spiegel so ausgerichtet, daß der Sehstrahl 60° vom Zenit weg in nördliche Richtung gerichtet war.

Der Austrittsspalt des Monochromators wird durch eine Optik (6) auf einen Germanium-Halbleiterkristall (7) abgebildet. Den Signalfluß im Spektrometer 2 zeigt Abbildung 5b. Durch einen phasempfindlichen Verstärker, der sein Referenzsignal vom Lichtzerhacker vor dem Monochromator erhält, wird das am Detektor erzeugte Signal verstärkt (Lock-in-Verfahren). Das Ausgangssignal des

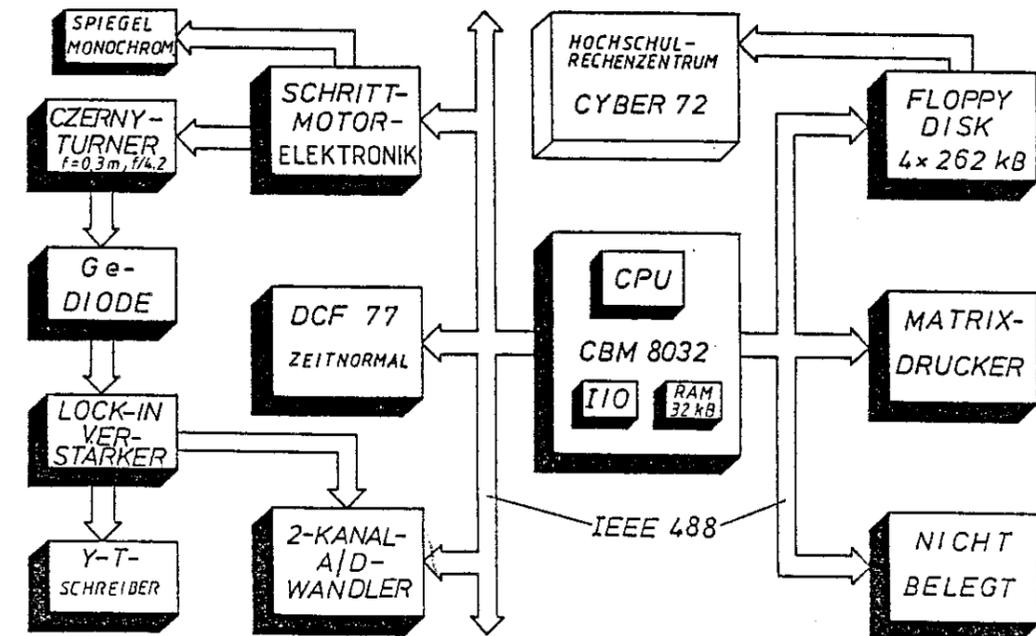


Abb. 5b: Blockbild des Spektrometers 2

Lock-in-Verstärkers wird direkt von einem Y-T-Schreiber aufgezeichnet. Diese Papieraufzeichnung dient sowohl der Datensicherung als auch der optischen Qualitätskontrolle der gemessenen Spektren.

Die Steuerungsfunktion des Mikrocomputers des Spektrometer 2 betrifft hauptsächlich die Bewegung des Gitters mittels eines weiteren Schrittmotors und eines Sinusstangenantriebs. Daneben werden die Ausgangssignale des Lock-in-Verstärkers über einen Analog-Digital-Wandler ausgelesen und die Intensitätsinformationen in Rotationstemperaturen umgerechnet. Diese Umrechnung erfolgt nach jedem Abfahren des P-Linien-Bereiches des OH(3,1) (s. Abb. 6). Die Intensitätswerte der Linienmaxima und die Temperaturen werden anschließend auf einem Matrixdrucker ausgegeben und auf einem Kassetten-Magnetband gespeichert. Später werden die abgespeicherten Daten auf eine Magnetscheibe (Floppy Disk) übertragen. Nach Konvertierung in ein IBM-Format, die mit dem Floppy-Disk-Gerät erfolgen kann, können die Magnetscheiben von einer Lesestation eines Großrechners zur weiteren Datenauswertung gelesen werden. Der Datenkommunikation zwischen dem Mikrocomputer und seiner Peripherie dient ein sogenannter IEEE-488-Bus.

Der von den Spektrometern 1 und 2 überdeckte Spektralbereich reicht von 1,05 μm bis ca. 1,7 μm . Die Unterdrückung des kurzwelligen Bereichs erfolgt durch ein Siliziumfenster, das nur für Strahlung mit Wellenlängen von mehr als 1,05 μm durchlässig ist. Der Spektralbereich oberhalb von etwa 1,7 μm ist wegen des Empfindlichkeitsverlaufes des Germanium-Detektors (Gerndt, 1982) unterdrückt. Abbildung 6 zeigt eine Messung über den maximal möglichen Meßbereich der Spektrometer, die mit Spektrometer 1 kurz nach Sonnenuntergang erfolgte. Die Emissionen in diesem Wellenlängenbereich entstammen hauptsächlich angeregten OH-Molekülen. Die Positioniergenauigkeit des Gittermotors von Spektrometer 2 gestattet ein engeres Eingrenzen der P-Linien als bei Spektrometer 1, was zu einem Zeitgewinn bei der Messung führt. Im Normalbetrieb ist der Wellenlängenbereich auf die ersten drei P₁-Linien des OH(3,1) eingeschränkt, aus deren Intensitätsverhältnissen die Rotationstemperatur bestimmt wird (Pfeile in

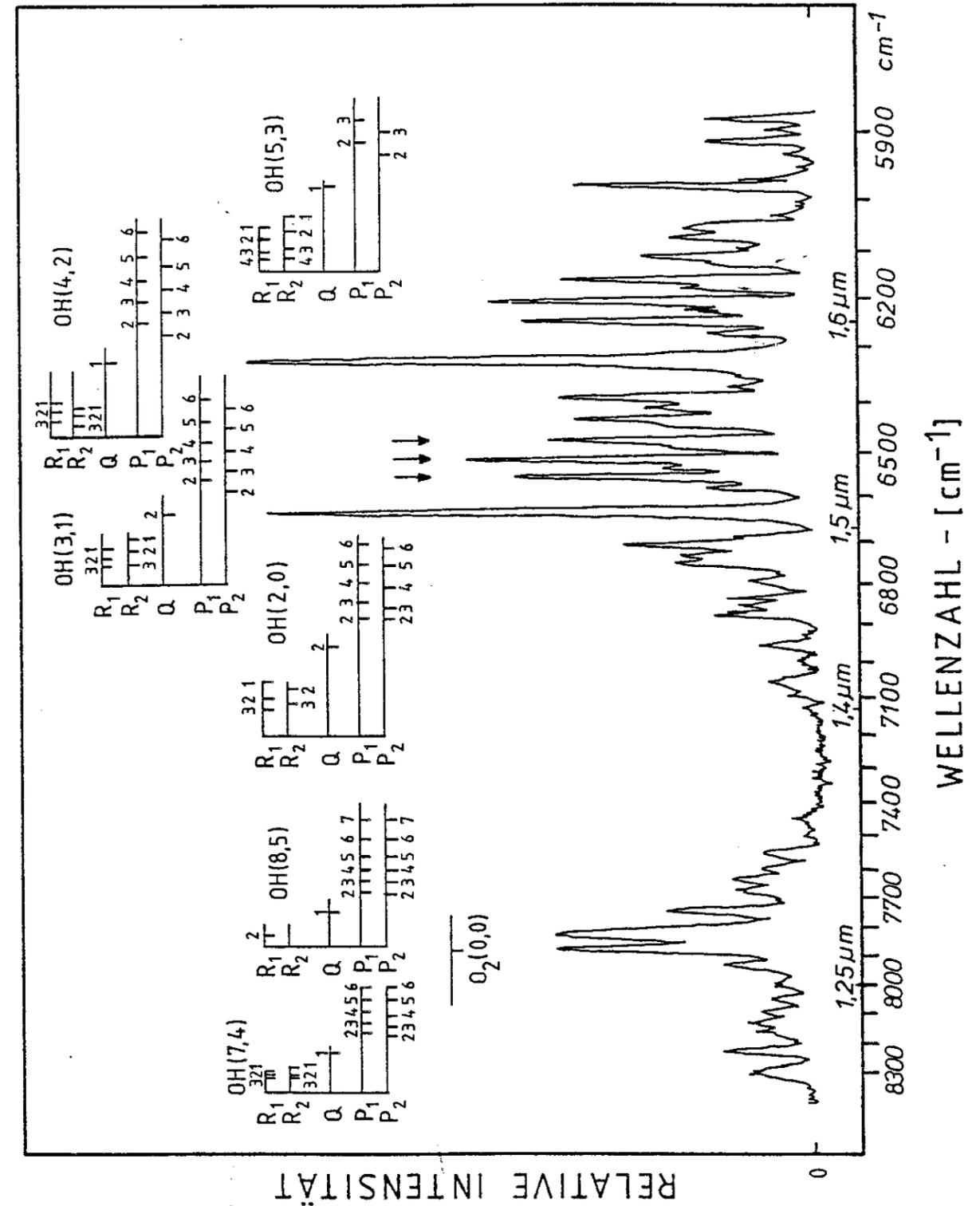


Abb. 6: Emissionen im Meßbereich der OH*-Spektrometer (Messung mit Spektrometer 1)

Abb. 6). Hauptsächliches Augenmerk bei dem Aufbau des Spektrometers 2 galt der Erhöhung der registrierten Strahlungsmenge im Vergleich zu Spektrometer 1. Bereits bei Gerät 1 ermöglichte der Einbau der stickstoffgekühlten Diode, die zeitliche Auflösung der Meßwerte von rund 10 Minuten auf etwas mehr als 2 Minuten zu verbessern. Infolgedessen kam es zur Feststellung interessanter Oszillationen der Rotationstemperatur im Minuten- und Stundenbereich (Gerndt, 1982) und zu einer wesentlichen Verbesserung bei den nächtlichen Mittelwerten der Temperaturen. Insbesondere reichte nun meist eine Meßzeit von nur einer halben bis einer Stunde pro Meßnacht für einen vertrauenswürdigen Nachtmittelwert. Ein über diese Zeit gemessener Temperaturmittelwert stimmt erfahrungsgemäß innerhalb der Fehlergrenzen mit dem über die gesamte Nacht ermittelten Temperaturmittel überein. Die Steigerung der Empfindlichkeit von Spektrometer 2 gegenüber Spektrometer 1 wurde durch folgende Maßnahmen erreicht:

- Vergrößerung des Gesichtsfeldes
- Steigerung der Detektorempfindlichkeit (NEP)
- Einschränkung auf einen engen Wellenlängenbereich um die interessierenden Emissionen
- Änderung der Gitterdimensionierung (Blazewellenlänge)

Die einfallende Strahlung wird von dem Gitter des Spektrometers 1 zu 80% polarisiert, da die Gitterkonstante in der Größenordnung der Wellenlänge der nachzuweisenden Emissionen liegt (Lange, 1982). Um diese Polarisierungseffekte zu vermindern, wurde für Spektrometer 2 ein Gitter mit 300 Linien/mm und einer Blazewellenlänge von 3,5 µm gewählt. Die OH(3,1)-Emissionen im Bereich um 1,53 µm werden bei Spektrometer 2 in der zweiten Ordnung gemessen.

Die erreichte Empfindlichkeitssteigerung bei Spektrometer 2 wurde im wesentlichen zur Erhöhung der zeitlichen Auflösung der Meßdaten verwendet. Die erforderlichen Informationen für die Bestimmung einer Rotationstemperatur werden innerhalb ca. 50 Sekunden aufgezeichnet. Infolge der vom Mikrocomputer in Realzeit durchgeführten Temperaturberechnung, zusammen mit der Datenausgabe und

-speicherung, ergibt sich eine zeitliche Meßwertauflösung von ca. einer Minute. Durch nachträgliche Integration der Meßdaten lassen sich weniger fehlerbehaftete, aber zeitlich schlechter aufgelöste Temperaturen erhalten. Diese nachträgliche Behandlung der Daten kann mittels des Mikrocomputers oder sonstiger Rechenanlagen erfolgen. Dabei hat sich ergeben, daß die Berechnung von Temperaturen aus integrierten Intensitäten und die Mittelung der kurzfristigen Temperaturwerte innerhalb der Fehlergrenzen zu gleichen Ergebnissen führen.

Tab. 4: Eigenschaften der OH*-Spektrometer

	Spektrometer 1	Spektrometer 2
Typ	Ebert-Fastie	Czerny-Turner
Brennweite	0,5 m	0,3 m
f-Zahl	f/10	f/4.2
Wellenlänge	1,05 - 1,6 µm (erste Ordnung)	1,05 - 1,7 µm (zweite Ordnung)
Blaze-Wellenlänge	1,2 µm	3,5 µm
Detektor	intrinsisches Ge	intrinsisches Ge
NEP ($W \cdot Hz^{-1/2}$) *)	$1 \cdot 10^{-15}$	$5 \cdot 10^{-16}$
Spektrale Bandbreite	3,3 nm	3,4 nm
Gesichtsfeld (voller Winkel)	7,5°	13,6°
Integrationszeit	1,25 sec	1,25 sec
Zeitl. Auflösung	max. 2 min	1 min
Echt-Zeit-Datenauswertung	nein	ja

*) NEP = Noise Equivalent Power

2.3 Störeinflüsse bei der Temperaturbestimmung

Die Schicht der OH*-Moleküle um 86 km Höhe ist in Bild 7 schematisch dargestellt. Sie besitzt ein gaußförmiges Profil mit einer mittleren Halbwertsbreite von etwa 8 km (z.B. Thomas and Young, 1981). Da die Temperatur mit der Höhe in der Atmosphäre variiert, kann sich aus der endlichen Schichtdicke ein Fehler bei der Temperaturbestimmung ergeben. Lange (1982) hat jedoch berechnet, daß für das Modelltemperaturprofil einer ungestörten Atmosphäre von Cole and Kantor (1978) die mit bodengebundenen OH*-Spektrometern ermittelte Temperatur um weniger als 1 K von der Temperatur an der Stelle des Dichtemaximums abweicht. Dies ist hauptsächlich auf den flachen Verlauf des Temperaturprofils an der Mesopause zurückzuführen. Aber auch unter der Annahme eines überadiabatischen Temperaturgradienten von 10 K/km kommt es nur zu einer Abweichung von 3,5 K (Lange, 1982). Zu ähnlichen Ergebnissen kommt Meriwether (1975). Die OH*-Temperaturen können also in guter Näherung als die Temperaturen der Atmosphäre am Dichtemaximum der OH-Schicht in 86 km Höhe interpretiert werden.

Variationen der OH*-Temperaturen könnten auch durch Variationen der Höhe des OH*-Dichtemaximums erklärt werden. Daher ist es wichtig zu wissen, ob sich die Höhe des OH-Schichtzentrums überhaupt mit der Zeit oder mit dem geographischen Ort ändert. In Tabelle 5 ist eine Anzahl von Messungen dieser Höhe zusammengestellt. Die Liste zeigt eine zufällige, unvollständige Auswahl der veröffentlichten Literatur. Die zitierten Messungen wurden zu verschiedenen Jahreszeiten und an verschiedenen geographischen Orten ausgeführt. Deutliche Differenzen in den gemessenen Höhen sind nicht erkennbar. Der Höhenwert von Watanabe et al. (1981) wurde von diesen Experimentatoren als überhöht angesehen. Gelegentlich wurden geringe Unterschiede der Höhen beschrieben, aus denen die Emissionen verschiedener Anregungszustände des OH* entstammen. In diesen Fällen ist in Tabelle 5 jeweils die Schwingungsquantenzahl v angegeben, die den zur Höhenbestimmung der OH*-Schicht benutzten Emissionen zugrunde liegen. In Bild 8 ist eine typische Rechnung des OH*-Schichtverlaufes für OH* mit ver-

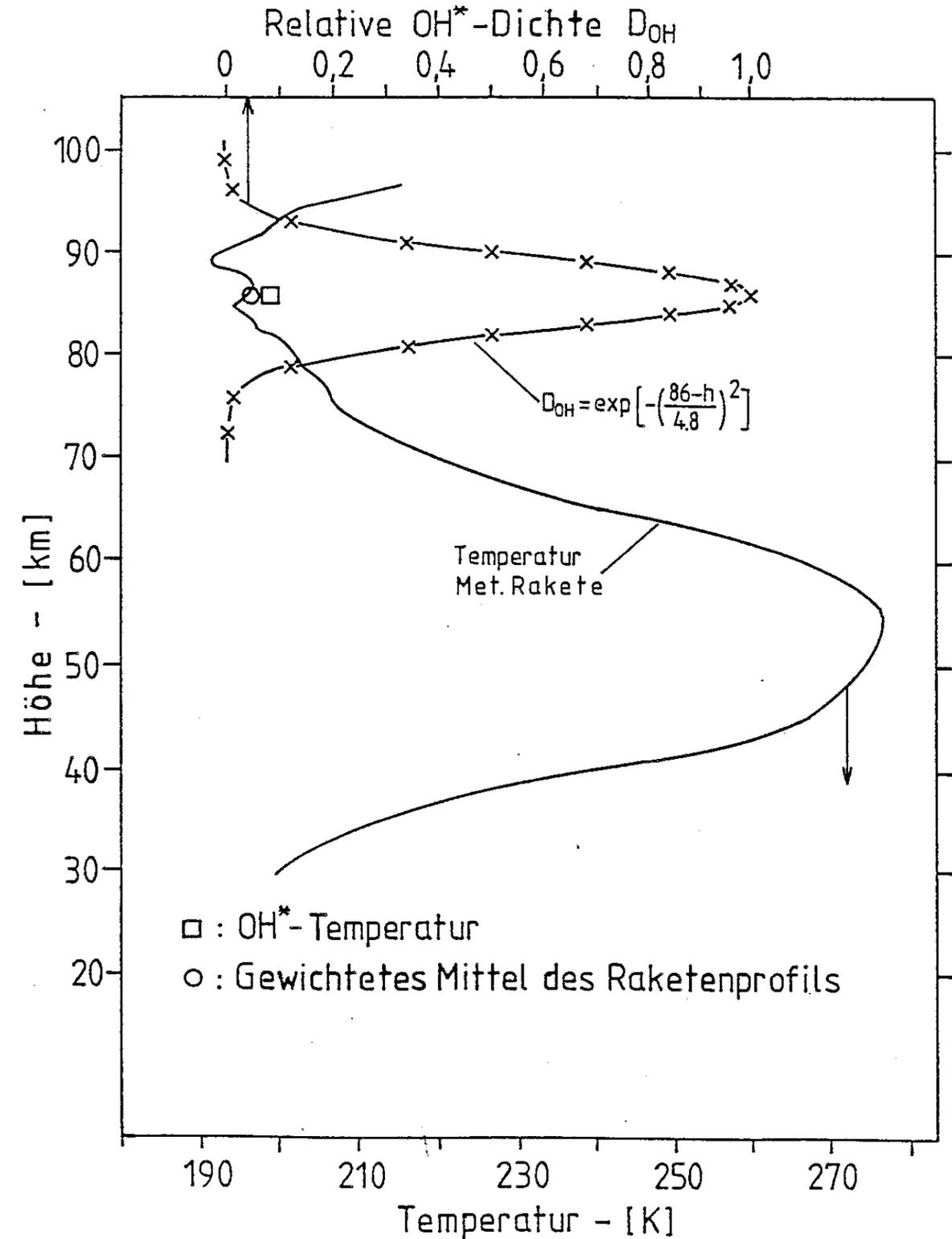


Abb. 7: Vergleich der OH*-Temperatur mit dem mit der OH-Profilfunktion gewichtet gemittelten Raketen-Temperaturprofil (angenommenes Profil)

schiedenen Schwingungsquantenzahlen v dargestellt (Llewellyn et al., 1978). Abbildung 9 gibt beispielhaft für einen Tag der MAP/WINE-Kampagne eine Messung des OH-Höhenprofils über Kiruna, Schweden, wieder (Baker, private Mitteilung, 1985). Der Mittelwert der Höhenangaben der Tabelle 5 beträgt 86 km. Dieser Wert wird im folgenden als Höhe des OH-Dichtemaximums angenommen. (Für eine andere Zusammenstellung siehe Baker and Stair, 1986.)

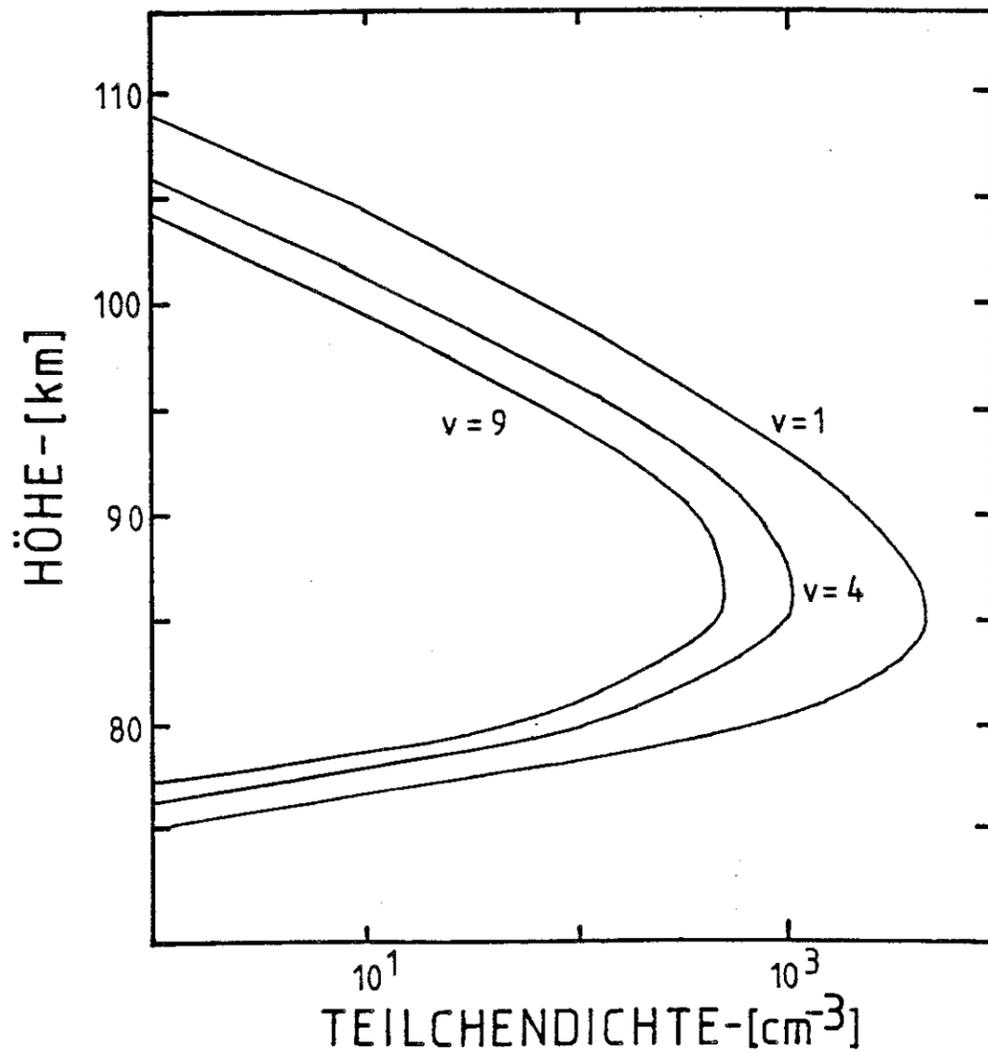


Abb. 8: Berechnung der Höhe und der Form der Schichten atmosphärischen OH* für verschiedene Schwingungsquantenzahlen v (Llewellyn et al., 1978)

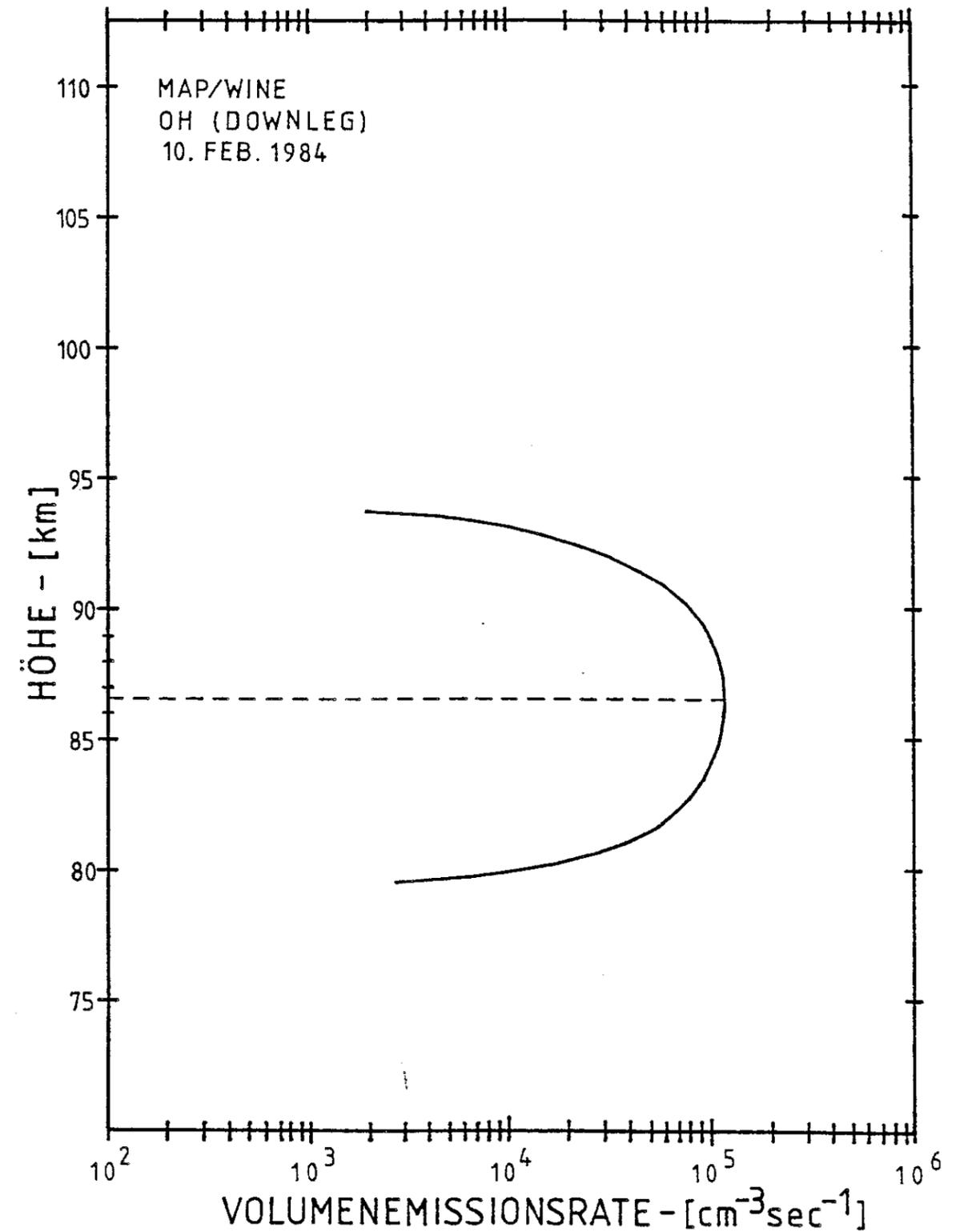


Abb. 9: Messung des OH*-Dichteprofiles über Kiruna (Esrangle), Schweden (Baker, 1985, private Mitteilung)

Tab. 5: Messungen und Berechnungen der Höhe des OH*-Schicht-Zentrums

Höhe (km)	Bemerkung	Referenz
90+/-2	Januar/August, 31 °N	Watanabe et al., 1981
86	Februar, 68 °N	Baker, private Mitteilung, 1985
87	Februar, 58 °N	Evans et al., 1973
84	März, 32 °N	Baker, 1978
84-89	März, 65 °N	Baker, 1978
84	März, 65 °N	Rogers et al., 1973
85	März, 68 °N, v = 1	Witt et al., 1979
86	März, 68 °N, v = 4	Witt et al., 1979
88	März, 68 °N, v = 9	Witt et al., 1979
87	April, 32 °N, 1,64 µm	Good, 1976
87	Juli, 32 °N, 1,7 µm	Thomas and Young, 1981
85	Juli, 43 °N	Moreels and Herse, 1977
89	Oktober, 32 °N	Baker, 1978
(86	Herbst	Vallance Jones et al., 1985)
85	1,5 - 2 µm	Vallance Jones, 1973
87		Baker et al., 1977a
85	Winter; Rechnung	Fukuyama, 1974
84-87	Rechnung	Moreels et al., 1977
85	Rechnung	Llewellyn et al., 1978 (Abb. 9)

Die Bestimmung der kinetischen Atmosphärentemperatur mittels der Rotationstemperatur setzt die Boltzmann-Verteilung der Besetzungszahlen der OH*-Zustände voraus. Eine Thermalisierung der Besetzung der Zustände kann in der Atmosphäre durch Stöße der OH*-Moleküle mit den Neutralgasmolekülen erfolgen. Ist die thermische Verteilung auf diesem Wege gesichert, kann die Temperatur der umgebenden Atmosphäre mit der Rotationstemperatur des OH* gleichgesetzt werden. Die Gültigkeit der Annahme einer Boltzmann-Verteilung für die Besetzung der OH*-Zustände wurde daher

von einigen Autoren untersucht (z.B. Baker, 1978; Lange, 1982; Krassovsky et al., 1977). Es besteht zumindest Übereinstimmung darin, daß die niedrigen Vibrationszustände des atmosphärischen OH* im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen (s. Lange, 1982). Die in der vorliegenden Arbeit präsentierten Temperaturen sind daher als atmosphärische Temperaturen anzusehen.

Die Linien $P_1(2)$, $P_1(3)$ und $P_1(4)$ des OH(3,1)-Überganges bei 1,53 µm liegen in einem Bereich des atmosphärischen Spektrums, der unterhalb der emittierenden Schicht nur sehr gering absorbiert wird. Die berechnete Transmission der Atmosphäre ist hier größer als 99,9% (Lange, 1982).

Das spektrale Auflösungsvermögen der Instrumente ist so gewählt, daß durch die P_2 -Linien des OH(3,1) (s. Abb. 6) an den Positionen der Linienmitten der P_1 -Linien kein Signalbeitrag entsteht (Lange, 1982, dort Abb. 7). Dagegen werden an der Position der $P_1(4)$ -Linie gleichzeitig Linien des OH(4,2)-R-Zweiges gemessen. Der Anteil dieser OH(4,2)-Linien muß rechnerisch eliminiert werden. Dazu ist die Kenntnis der Rotationstemperatur erforderlich, so daß diese und die Korrektur für den OH(4,2)-Anteil iterativ ermittelt werden müssen. Das Iterationsverfahren ist konvergent und führt, wie durch Lange (1982) demonstriert, zur Bestimmung der Rotationstemperatur. Aus dem Verfahren der OH(4,2)-Untergrundkorrektur kann sich unter Umständen ein systematischer Fehler ergeben, der aber nicht mehr als 1,6 K bei einer Temperatur von 200 K betragen kann (Lange, 1982).

Bevor die von den Spektrometern gelieferten Intensitätswerte zur Temperaturberechnung benutzt werden können, müssen sie bezüglich der spektralen Empfindlichkeit der Instrumente korrigiert werden. Die entsprechend bei Gerndt (1982) beschriebene spektrale Relativeichung wurde während des Einsatzes beider Geräte in regelmäßigen Abständen durchgeführt. Die Abweichung der Eichwerte voneinander war betragsmäßig meist kleiner als die Meßfehler.

Gelegentlich wurden im Meßbereich der Spektrometer von anderen Experimentatoren Emissionen beobachtet, die nicht der OH(3,1)-

Bande zuzuordnen sind. Pendelton (die Daten wurden freundlicher-
weise auf dem Wege der privaten Mitteilung zur Verfügung ge-
stellt, 1985) und Gattinger and Vallance Jones (1972) wiesen
nichtthermische Emissionen des R-Bandenkopfes des OH(4,2)
($K''=10$) bei 1,538 μm nach. Die von Pendelton (private Mittei-
lung, 1985) und Turnbull and Lowe (1983) beschriebenen Linien bei
1,548 μm ($6456,4 \text{ cm}^{-1}$) und bei 1,534 μm ($6515,1 \text{ cm}^{-1}$) können
mittels der quantenmechanischen Größen von Coxon (1980) den
OH(3,1)-Interkombinationslinien P_{12}^Q ($J''=1,5$) und R_{12}^Q
($J''=0,5$) zugeordnet werden.

Die von Pendelton gemessenen Emissionen bei 1,538 μm und 1,548 μm
beeinflussen, sofern sie überhaupt auftreten, die Temperaturbe-
stimmungen bei den Spektrometern 1 und 2 nicht. Wegen des Auflö-
sungsvermögens der OH*-Spektrometer liefern sie keinen Beitrag
zum verwendeten Signal der $P_1(4)$ - und $P_1(3)$ -Linien. Den Mes-
sungen von Pendelton und Turnbull and Lowe (1983) zufolge betra-
gen ihre Intensitäten im Maximum der Emissionen im übrigen weni-
ger als 3% der $P_1(3)$ -Linienintensität des OH(3,1).

Die im Meßbereich der $P_1(3)$ -Linie auftretende und daher in Ab-
bildung 6 hiervon verdeckte R_{12}^Q -Satellitenlinie ($J''=0,5$)
besitzt gemäß den zuvor zitierten Messungen eine Intensität von
ca. 2,5% der $P_1(2)$ -Linie. Dies steht in guter Übereinstimmung
zu dem von Benedict et al. (1953) angegebenen Wert von ebenfalls
2,5%. Für die Abschätzung einer oberen Grenze des Einflusses
dieser Emissionen auf die ermittelten OH*-Temperaturen wurde an-
genommen, daß die Satellitenlinie einen Beitrag zum gemessenen
 $P_1(3)$ -Signal liefern würde, der zwischen 1% und 5% der tatsäch-
lichen $P_1(3)$ -Intensität ausmacht. Bei den beobachteten Tempera-
turen bis ca. 230 K ergäben sich bei einem zusätzlichen 5%-Anteil
der Satellitenlinie bis zu maximal 1 K niedrigere Temperaturen
als ohne diesen Anteil berechnet würden. Der zu erwartende
2,5-prozentige Satellitenlinienanteil würde für die Spektrometer
1 und 2 zu einer Temperaturerniedrigung von weniger als 0,6 K bei
Temperaturen bis zu 250 K führen. Dieser Wert liegt sogar noch
innerhalb der Unsicherheiten durch die statistischen Fehler der
in dieser Arbeit verwendeten nächtlichen Mittelwerte. Der Ein-
fluß möglicher R_{12}^Q -Emissionen wird daher im folgenden nicht

weiter berücksichtigt.

Die Abbildung 10a zeigt das OH(3,1)-Spektrum im Bereich der bei-
den Spektrometer als Ergebnis einer Rechnung für verschiedene Ro-
tationstemperaturen (synthetische Spektren). Bei den Rechnungen
wurden die Größen der Tabelle 3 benutzt. Dabei wurden weder die
beschriebenen nichtthermischen Emissionen noch die Satelliten-
linien berücksichtigt. Abbildung 10 b demonstriert durch den Ver-
gleich eines synthetischen Spektrums mit einem gemessenem Spek-
trum, daß in dem verwendeten Iterationsverfahren keine größeren
systematischen Fehler auftreten. Dies bestätigt, daß die Vernach-
lässigung der zusätzlichen Emissionen gerechtfertigt ist.

Die systematischen Fehler in der Temperaturbestimmung führen zu
einer absoluten Ungenauigkeit von ca. $\Delta T = 2 \text{ K}$ (Lange, 1982;
Gerndt, 1982). Stärker macht sich der statistische Fehler bemerk-
bar. Aus der Beziehung zwischen gemessener Intensität und Tempe-
ratur kann der Einfluß des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses (S/N)
auf die Temperatur abgeleitet werden. Nach Lange (1982) ergibt
sich für das verwendete Meßprinzip

$$\frac{\Delta T}{T} = 1,2 * \frac{N}{S}$$

Das S/N-Verhältnis ist abhängig von den Intensitätsvariationen
der OH*-Emissionen und von Variationen der Dichte der die Strah-
lung aus dem Gesichtsfeld herausstreuenden Aerosole der Atmo-
sphäre (Nebel, Dunst u.ä.). Für die Messungen bis Oktober 1981
bewegte sich der Störabstand (S/N) beim Spektrometer 1 (Integra-
tionszeit 4 sec) im Bereich zwischen 3 und 10 (Lange, 1982). Er
verbesserte sich auf Werte zwischen 15 und 50, nachdem der heli-
umgekühlte Germanium-Halbleitendetektor durch die schon erwähnte
stickstoffgekühlte Photodiode ersetzt worden war. Für Spektro-
meter 2 (Integrationszeit 1 sec) liegen die Erfahrungswerte der
Messungen für S/N zwischen 5 und 50.

Die statistischen Fehler sind bei kurzfristigen Mittelwerten
meist größer als die systematischen Fehler der Temperaturen.
Daher handelt es sich bei den in der vorliegenden Arbeit ange-

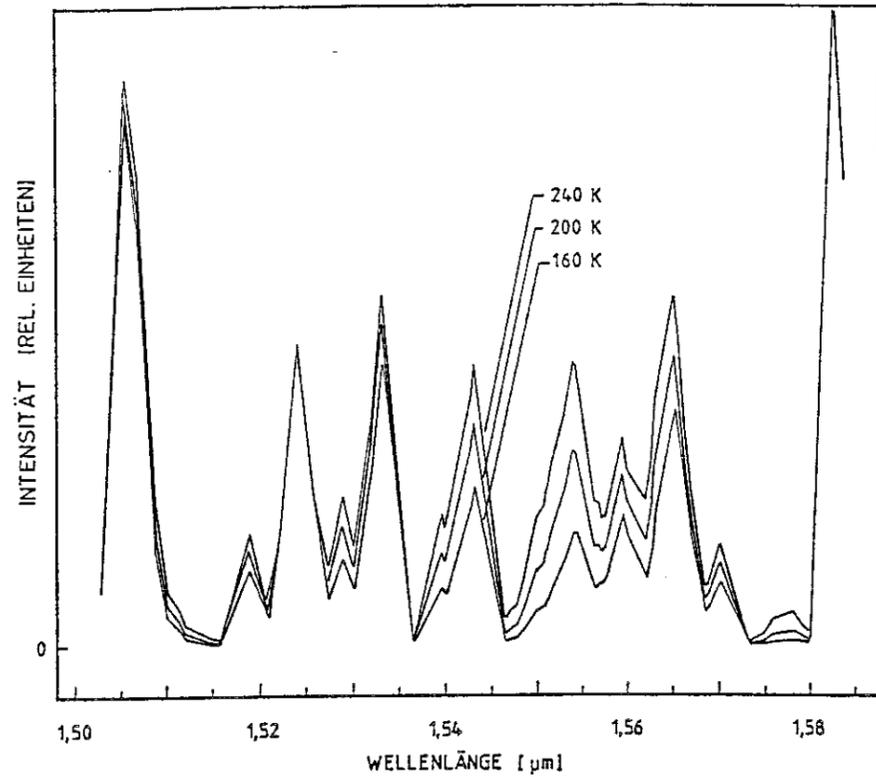


Abb. 10a: Synthetische OH*-Spektren der OH(3,1)- und OH(4,2)-Übergänge für verschiedene Rotationstemperaturen (Die Spektren sind auf die $P_1(2)$ -Linie bei 1,523 μm normiert; Lange, 1982)

gebenen Fehlergrößen um die statistischen Fehler, wenn es nicht ausdrücklich anders gesagt wird. Die statistischen 1-Sigma-Schwankungen für Nachtmittelwerte der mit Spektrometer 1 gewonnenen Temperaturen liegen im Bereich zwischen ± 1 K und ± 5 K und überschreiten selten ± 7 K. Bei Spektrometer 2 liegt dieser Bereich zwischen $\pm 0,5$ K und ± 4 K, wobei der Wert ± 6 K kaum überschritten wird. Die statistischen Schwankungen der einzelnen Nachtmittelwerte ergeben sich aus der Anzahl der für die Mittelwerte benutzten Einzelwerte und den aktuellen S/N-Verhältnissen. Die Schwankungen der Fehler von Nacht zu Nacht werden überwiegend durch den Wechsel zwischen schlechten und guten Wetterbedingungen bei den Messungen verursacht. Der statistische Fehler, der von den Geräten allein herrührt, beträgt bei den Spektrometern 1 und 2 etwa ± 1 K bzw. $\pm 0,5$ K. Dem steht ein systematischer Meßfehler von ± 2 K gegenüber. Dies bedeutet, daß die Messungen der OH*-Temperaturen mit einer Meßgenauigkeit von etwa ± 1 % ausgeführt werden können.

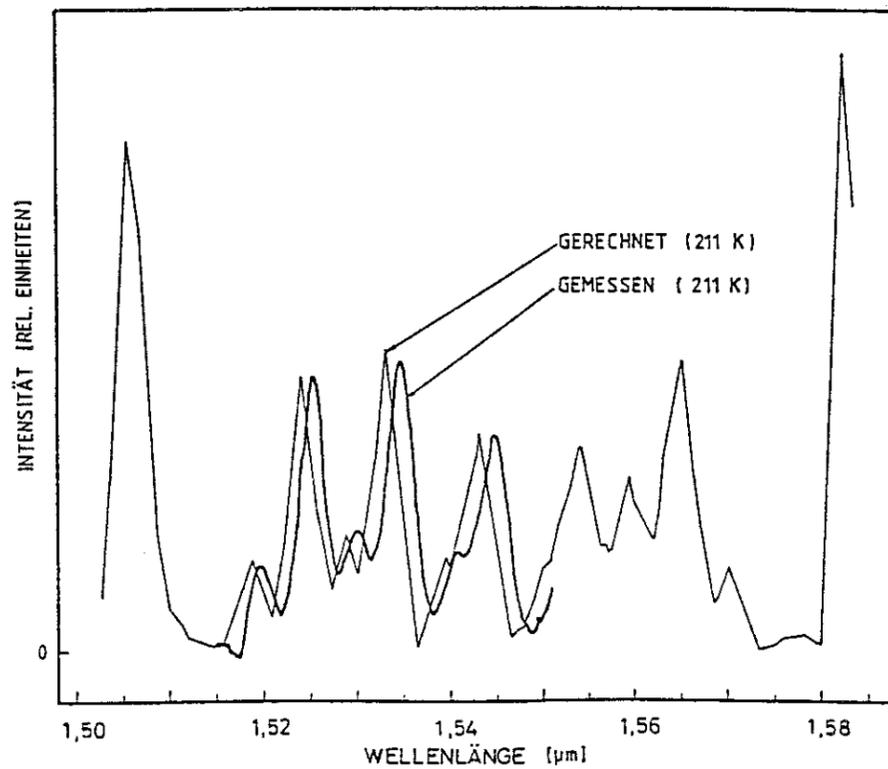


Abb. 10 b: Vergleich eines synthetischen Spektrums mit einem gemessenen Spektrum bei einer Temperatur von 211 K (Gemessenes Spektrum seitlich versetzt; Lange, 1982)

2.4 Interkalibrierung

Ein Maß für die Zuverlässigkeit der Messungen läßt sich gewinnen, wenn man die beiden Geräte am gleichen Ort und zur gleichen Zeit betreibt. Diese relative Kalibrierung ist insbesondere für die Messung des Temperaturganges mit der geographischen Breite wichtig. Sie ermöglicht es, gerätetechnisch bedingte Abweichungen der gleichzeitig an verschiedenen Orten gemessenen Daten auszuschließen.

Deshalb wurden im April 1984 beide Spektrometer in Kjeller bei Oslo gleichzeitig und direkt nebeneinander stehend betrieben. Die Spiegel beider Geräte waren auf eine Zenitdistanz von 45° eingestellt. Die Gesichtsfelder der Spektrometer haben Öffnungswinkel von 7,5° (Spektrometer 1) und 13,6°, so daß das Beobachtungsgebiet des Spektrometers 1 vollständig innerhalb des Gebietes des Spektrometers 2 lag.

Die mittleren Temperaturen, die die Vergleichsmessungen lieferten, sind in Tabelle 6 aufgeführt. Im Rahmen der (diskutierten) Fehlergrenzen stimmen die Nachtmittel der Temperaturen überein.

Tab. 6: Interkalibration der Spektrometers 1 und 2

Datum	Zeit (MESZ)	Temperatur (K)	
		Spektrometer 1	Spektrometer 2
15./16.4.84	wegen schlechten Wetters ca. 90 Minuten über die Nacht verteilt	204 +/- 3	206 +/- 1
16./17.4.84	22:05 - 04:18	194,1 +/- 0,8	195,4 +/- 0,5
	22:17 - 22:47	194 +/- 2	194 +/- 2
17./18.4.84	22:20 - 04:21	197,3 +/- 1	197,0 +/- 0,5
	00:15 - 00:51	197,6 +/- 1,7	197,7 +/- 1,1
18./19.4.84	21:15 - 03:17	199,9 +/- 0,7	199,0 +/- 0,6

Die angegebenen statistischen Fehler werden u.a. durch Wolken, Nebel, Dunst und Streulicht durch Straßenbeleuchtung verursacht. Die Erfahrungen, die während des Vergleiches und der Einsätze der Geräte gemacht wurden, bedeuten für Spektrometer 2, daß die in Realzeit automatisch ausgewerteten Temperaturen nur als vorläufige Schnell-Information gewertet werden dürfen. Sie bedürfen einer genaueren Überprüfung anhand der einzelnen Spektren. Hierfür wurde ein Programm für den Steuerrechner des Spektrometers 2 erstellt. Bei Spektrometer 1 ist bereits durch die manuelle Datenauslese die Qualität garantiert.

Die Qualität der Daten der beiden Geräte, selbst wenn nur die in Realzeit gewonnenen Temperaturen des Spektrometers 2 mit denen des Spektrometers 1 verglichen werden, demonstriert die Abbildung 11. Sie zeigt den Vergleich der Temperaturen, wie sie von Spektrometer 1 und Spektrometer 2 in der Nacht vom 17. zum 18. April 1984 gemessen wurden. Im Fall des Spektrometers 2 wurden alle vom Computer bestimmten Temperaturen benutzt, ohne Aussonderung der vom Rechner nicht erkannten gestörten Spektren. Die Spektrometer-2-Ergebnisse werden durch ein gleitendes Mittel über drei Punkte der Originaltemperaturen repräsentiert. Dadurch werden die zeitlichen Mittelungen, die beiden Meßdatenreihen zugrunde liegen, vergleichbar. Die Variationsbreite der Spektrometer-2-Daten ist geringer als die der Spektrometer-1-Temperaturen. Langfristig ist eine gute Vereinbarkeit der Meßreihen vorhanden.

Abbildung 12 zeigt für die Messungen in der Nacht vom 16. zum 17. April 1984 einen Vergleich der in den Temperaturreihen enthaltenen Periodizitäten. Für die in dieser Abbildung dargestellte schnelle Fourieranalyse (zur Methode siehe Kapitel 4) wurden einzelne Temperaturen zu arithmetischen Mitteln über jeweils zehn Minuten lange Zeitbereiche zusammengefaßt. Damit wird das geräteabhängige Rauschen und die zeitlich etwas unregelmäßige Abfolge der individuellen Temperaturen weitgehend ausgemittelt. Im Bereich zwischen etwa 30 und 120 Minuten Periodendauer liegt eine ähnliche Verteilung der Periodenanteile in den Messreihen der Spektrometer 1 und 2 vor. Zeitskalen in dieser Größenordnung werden bei dem Durchgang von Schwerewellen durch die OH-Schicht

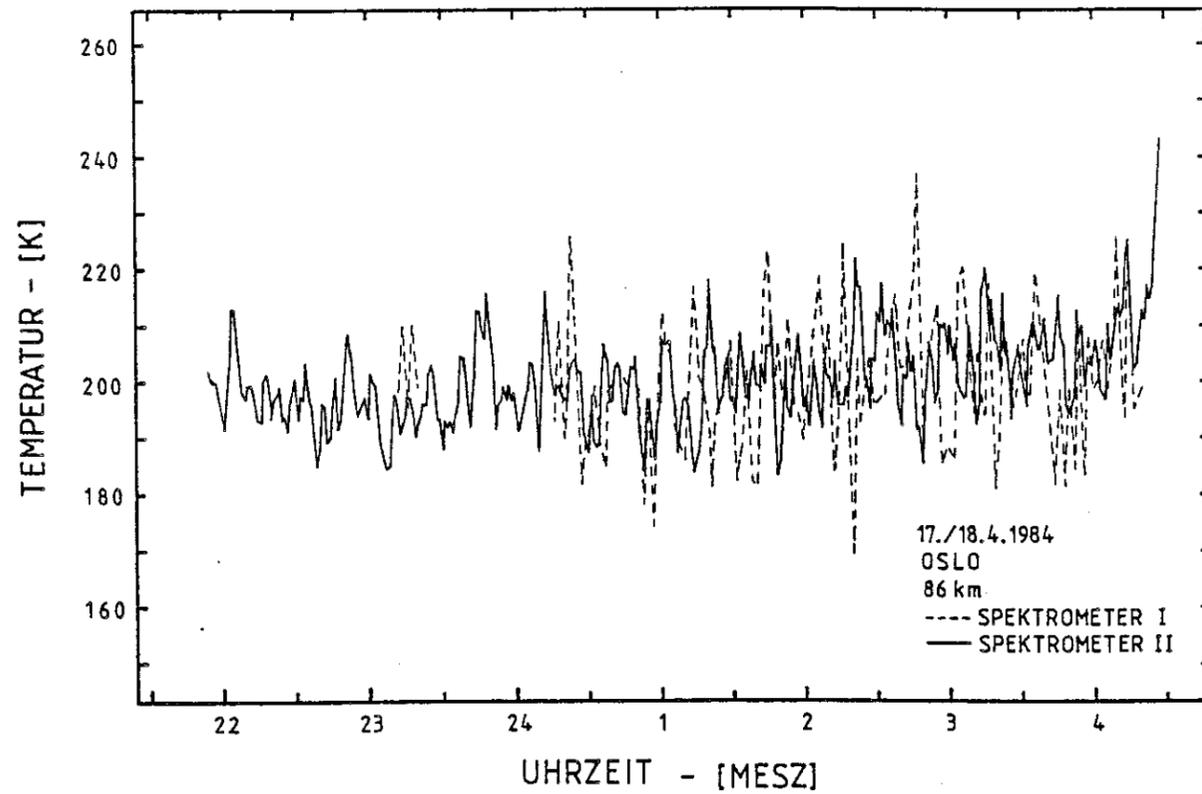


Abb. 11: Interkalibrationsmessung zwischen Spektrometer 1 und 2 (Die durchgezogene Linie zeigt das gleitende Mittel über drei Punkte der Spektrometer-2-Temperaturen. Für Spektrometer 1 ist die originale Zeitreihe dargestellt.)

erwartet.

Die in Kjeller durchgeführten Interkalibrationsmessungen zwischen den Spektrometern 1 und 2 führen zu dem Schluß, daß die von beiden Geräten gemessenen Temperaturen vergleichbar sind. Dies gilt vor allem für die nächtlichen Mittelwerte der Temperaturen. Abweichungen voneinander (vor allem die Kurzzeit-Fluktuationen innerhalb weniger Minuten) sind zurückzuführen auf die unterschiedliche Mittelung der Temperaturen durch die verschieden großen Gesichtsfelder der Spektrometer.

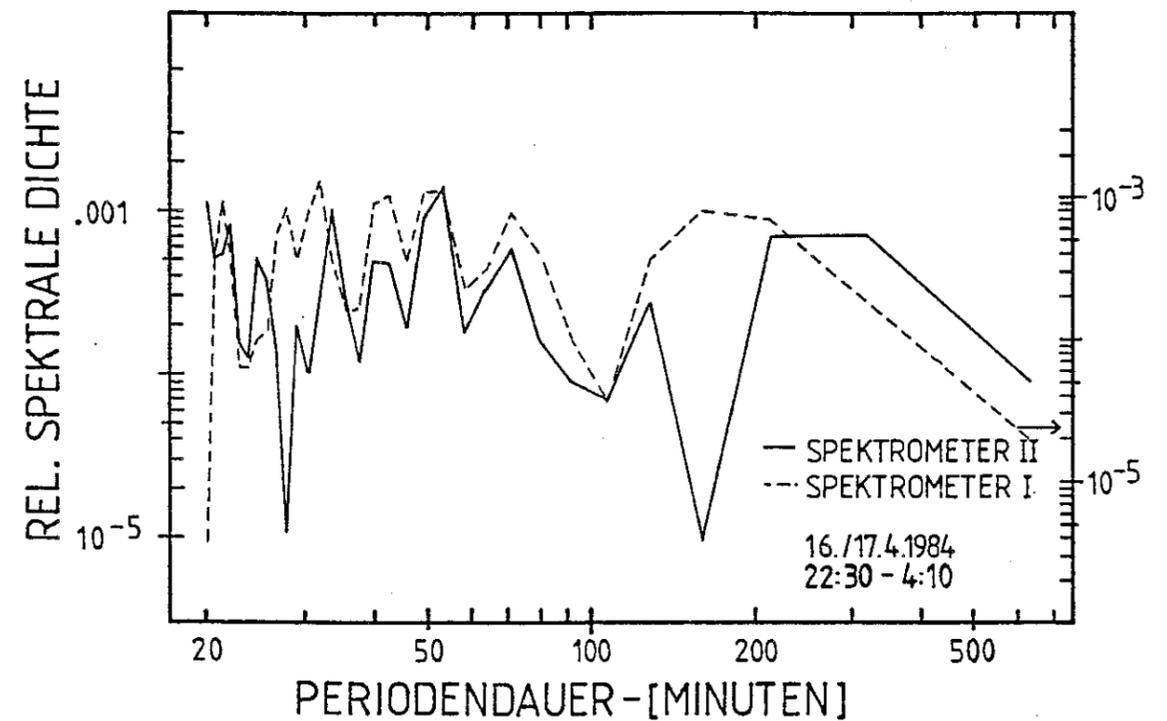


Abb. 12: Fourieranalyse der zu 10-Minuten-Mitteln zusammengefassten Messreihen der Nacht vom 16. zum 17. April 1984

3. Überprüfung der Meßmethode

Neben der Sicherstellung der Konsistenz der Messungen der beiden Spektrometer ist natürlich die Vergleichbarkeit der Absolutmeßwerte mit Temperaturen, die mit anderen, unabhängigen Methoden ermittelt wurden, von Interesse. Bei solchen Vergleichen könnten systematische Fehler der OH*-Spektrometer-Temperaturen aufgedeckt werden, die in der oben gezeigten Fehleranalyse möglicherweise nicht berücksichtigt sind. Eine Anzahl solcher Vergleiche wird im folgenden wiedergegeben. Die beschriebenen Messungen fanden jeweils im Winter und bei höheren geographischen Breiten (etwa 70 °N) statt.

Messungen der OH(3,1)-Bande, die mit Interferometern ausgeführt werden, haben den Vorteil, die P₁(4)-Linie von den OH(4,2)-R-Zweig-Linien trennen zu können. Daher ist die oben beschriebene Untergrundkorrektur (siehe Kapitel 2) nicht erforderlich. Ebenso ist hier mit Sicherheit kein Beitrag der P₂-Linien zu den P₁-Linien gegeben, so daß Temperaturverfälschungen durch mangelnde Auflösung der Linien nicht möglich sind. Anlässlich der Energie-Bilanz-Kampagne (1980) wurde Spektrometer 1 in Esrangle, Schweden, und das Michelson-Interferometer der Utah State University, USA, in Andenes, Norwegen, betrieben. Wegen der geringen örtlichen Entfernung und wegen der vertikalen Ausdehnung der OH-Schicht sollten die Nachtmittelwerte der Mesopausentemperatur, die beide Meßgeräte lieferten, keine großen Abweichungen zeigen. An zwei Tagen fanden gleichzeitige Messungen statt. Das Michelson-Interferometer lieferte für die Tage 11./12. November 1980 und 12./13. November 1980 die nächtlichen Mittelwerte 210 K +/- 10 K und 210 K +/- 2 K (Baker et al., 1985). Mittels des Spektrometers 1 wurden 213 K +/- 10 K bzw. 207 K +/- 6 K erhalten. Die großen Schwankungen ergaben sich hier zum Teil durch schlechtes Wetter während der Messungen. Abweichungen der Ergebnisse liegen innerhalb dieser Schwankungen der Meßwerte. Insgesamt fügen sich die Mesopausentemperaturen des Michelson-Interferometers und des Spektrometers 1 bei der Energie-Bilanz-Kampagne zu einem geschlossenen Bild. Aus den kombinierten Ergebnissen läßt sich die

Präsenz einer 24-tägigen Welle mit einer Amplitude von 10 K (Offermann, 1985, dort Abb. 5) ableiten. Interferometrisch und spektrometrisch bestimmte Temperaturen der oberen Mesosphäre sind also bei dieser Kampagne in guter Übereinstimmung.

In Abbildung 13 sind mit der OH*-Methode bestimmte nächtliche Mittelwerte der Mesopausentemperatur mit den durch raketengetrugene Experimente bestimmten Temperaturen verglichen worden (Offermann, 1985). Für den 15./16. November 1980 wurde in Abbildung 13 das Ergebnis des Michelson-Interferometers verwendet, da Spektrometer 1 in dieser Nacht keine Daten lieferte. Die schraffierten Flächen geben die während verschiedener Raketenflüge beobachteten Temperaturbereiche für die genannten Tage wieder. Die einzelnen Flüge erfolgten in größeren zeitlichen Abständen innerhalb der Nächte, so daß die Temperaturbereiche repräsentativ für die Temperaturschwankungen über die gesamte Nacht sind. Die Übereinstimmung mit den nächtlichen mittleren OH*-Temperaturen ist sehr gut.

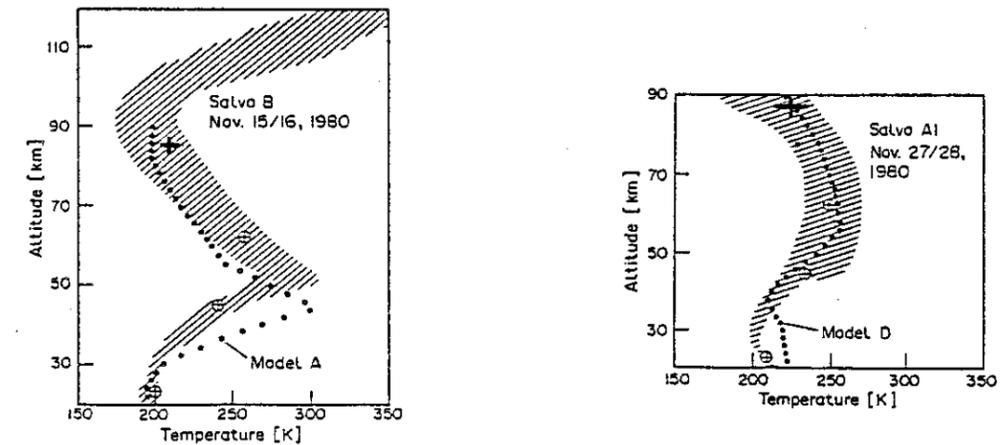


Abb. 13: Vergleich von Temperaturen, die über Esrangle mit verschiedenen Methoden ermittelt wurden. Kreuze bei 86 km geben die OH*-Temperatur an (s. Text). Schraffierte Bereiche zeigen die Temperaturbereiche, die bei verschiedenen Raketenflügen erhalten wurden. Die gepunkteten Linien sind Modellwerte nach Cole und Kantor (1978) für zwei Phasen einer Stratosphärenenerwärmung. (Offermann, 1985)

Die Temperaturprofile der Atmosphäre, die in Abbildung 13 eingegangen sind, wurden mit sogenannten fallenden Kugeln (Falling Spheres) und Robin-Kugeln (Robin Spheres) erhalten. Bei den Robin-Kugeln handelt es sich um aufblasbare Kugeln aus metallisierter Mylarfolie mit einem Durchmesser von 1 m. Fallende Kugeln sind feste Kugeln von 25 cm Durchmesser. In beiden Fällen wird die Dichte der Atmosphäre aus der Abbremsung der Kugeln beim Fall durch die Atmosphäre bestimmt. Die Temperatur wird unter Annahme von hydrostatischem Gleichgewicht aus dem gemessenen Dichteprofil berechnet. Die Abbremsung wird bei den Robin-Kugeln mittels Radar und bei den fallenden Kugeln mittels eines internen Dreiachsenakzelerometers bestimmt.

Bild 14 zeigt Einzelprofile, die mit fallenden Kugeln und Robin-Kugeln während der Energie-Bilanz-Kampagne am 12. November 1980, am 28. November 1980 und am 1. Dezember 1980 erhalten wurden (Lange, 1982; Philbrick et al., 1985). Alle Profile enthalten deutliche Zeichen von Schwerewellen. Die gestrichelten Geraden in den Bildern 14a und 14b geben jeweils den mittleren (geschätzten) Temperaturverlauf wieder, dem die kurzfristigen Variationen der Temperatur durch die Schwerewellen überlagert waren. Zum Vergleich sind die nächtlichen Mittelwerte der OH*-Temperaturen wiedergegeben. Wie man erkennt, besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den mit den verschiedenen Methoden gewonnenen Temperaturen im Bereich der Mesopause in 86 km Höhe.

Anlässlich der Energie-Bilanz-Kampagnen wurden am 16. November 1980 und am 9. Dezember 1981 die Infrarot-Spektrometer EW11-F1 und EW11-F2 auf Raketen geflogen (Hennig, 1983). Mit ihnen wurden aus den Intensitäten der 15- μm -Bande des CO_2 Temperaturen der Atmosphäre bestimmt. Bild 15a zeigt das am 16. November 1980 erhaltene Temperaturhöhenprofil (dicke ausgezogene Linie). Für die Messung des Spektrometers EW11-F1 am 16. November 1980 liegen keine Spektrometer-1-Ergebnisse vor. Daher wurde in Bild 15a (Hennig, 1983) die nächtliche mittlere OH*-Temperatur des Michelson-Interferometers aus Andenes (Baker et al., 1985) eingetragen (zur Ortsdistanz siehe oben). Die OH*-Temperatur war um einiges größer als die CO_2 -Temperatur bei 86 km. Die Differenz betrug etwa 25 K. Dagegen repräsentiert das OH*-Nachtmittel sehr gut das

Abb. 14a: Temperaturhöhenprofil aus Daten einer Robin-Sphere im Vergleich mit der mittleren nächtlichen OH*-Temperatur (am 12.11.1980; Lange, 1982)

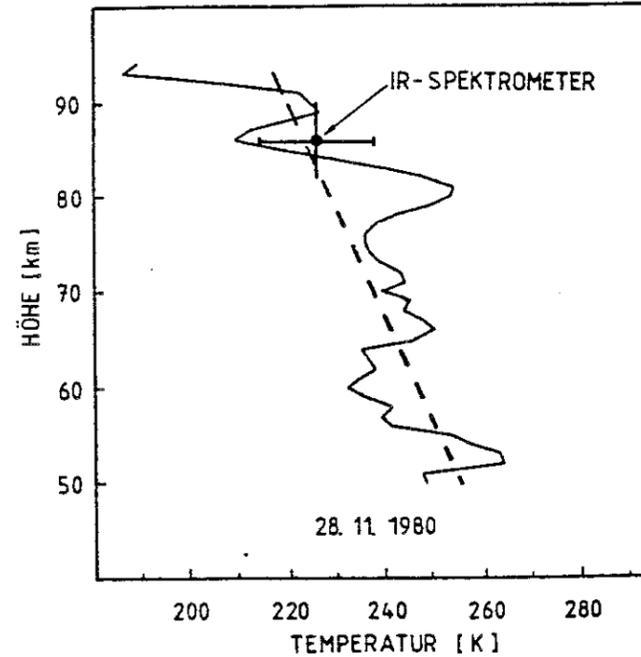
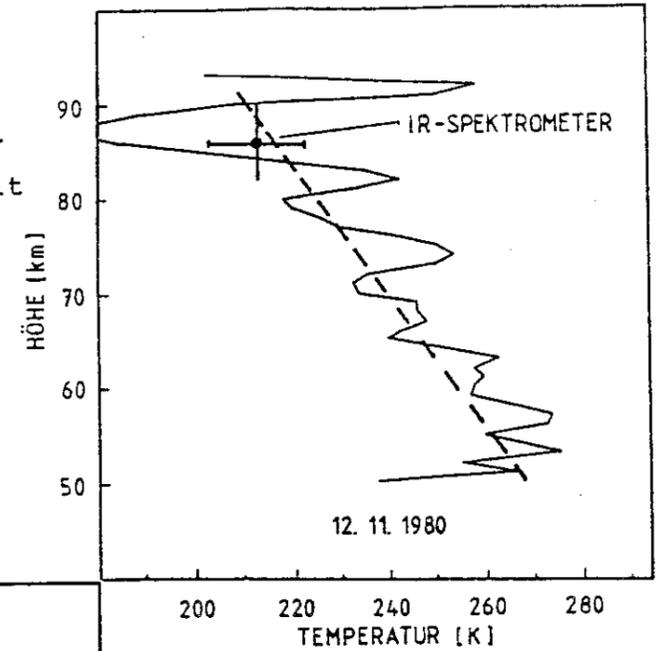
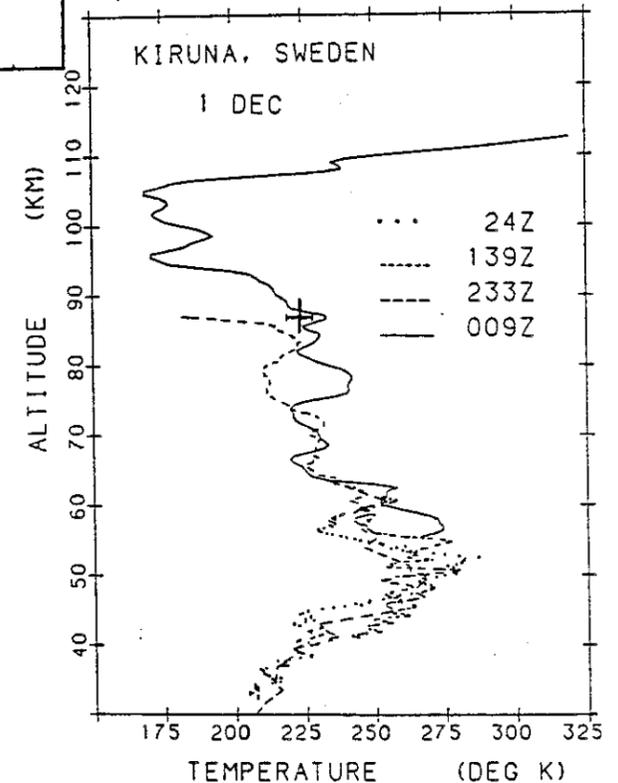


Abb. 14b: wie Abb. 14a, aber am 28.11.1980 (Lange, 1982)

Abb. 14c: Temperaturhöhenprofile aus Daten einer Robin-Sphere (233Z) und einer fallenden Kugel (009Z) im Vergleich mit der mittleren nächtlichen OH*-Temperatur (am 1.12.1980) bei 86 km. Die beiden Raketenmessungen fanden im Abstand von 1 1/2 Stunden statt. (Philbrick et al., 1985; 233Z bedeutet 2 Uhr 33 Minuten Weltzeit)



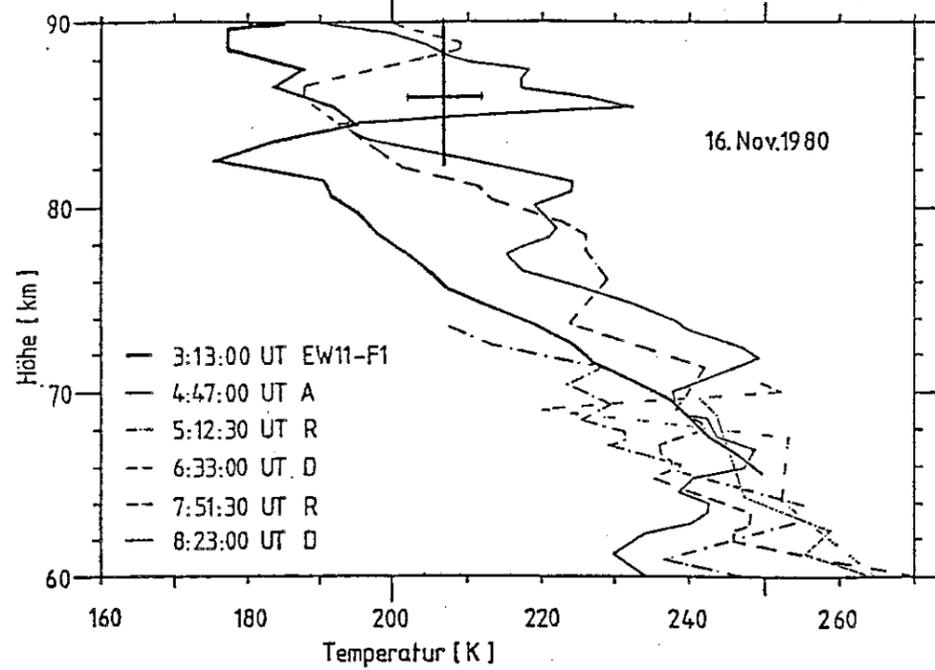


Abb. 15a: Temperaturmessungen über Esrange (am 16.11.1980) nach Hennig (1983). Die über Andenes ermittelte OH*-Temperatur ist ein nächtlicher Mittelwert (Baker et al., 1985, s. Text) (A = Fallende Kugel, R = Robin Kugel, D = Data Sonde)

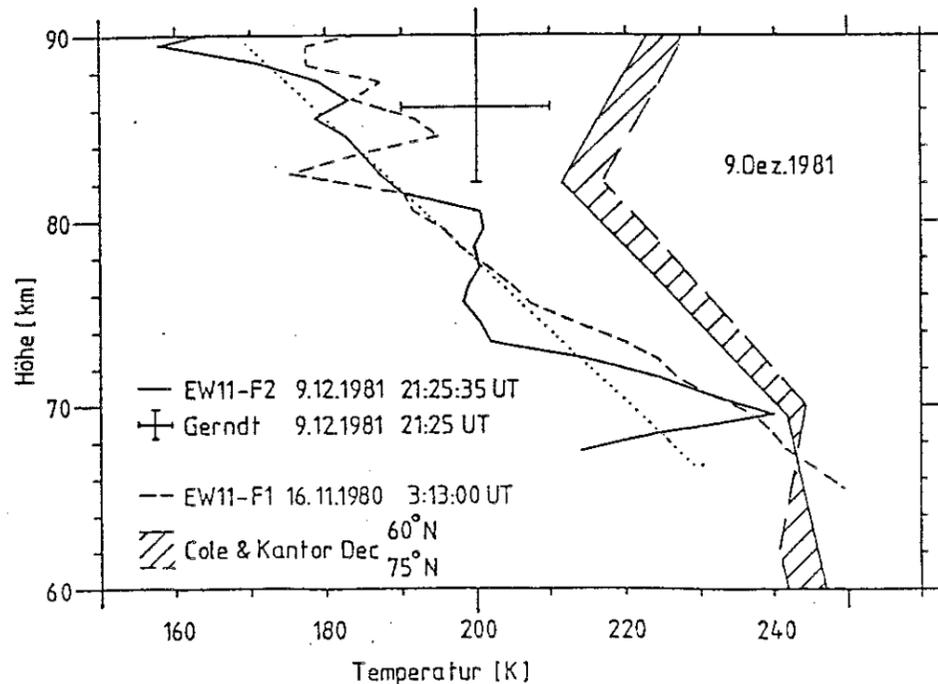


Abb. 15b: Temperaturmessungen über Esrange (am 9.12.1981, Hennig, 1983)

Mittel der durch eine fallende Kugel (A) und eine Robin-Kugel (R) gemessenen Mesopausentemperaturen. Es muß also geschlossen werden, daß die Differenzen der Temperaturen, die aus CO₂- und OH*-Emissionen ermittelt werden, auf die CO₂-Methode zurückzuführen sind. Diese Diskrepanz ist eine Folge davon, daß die CO₂-Moleküle oberhalb von etwa 80 km nicht mehr im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Neutralgasatmosphäre stehen. Die aus CO₂-Emissionen abgeleiteten Temperaturen sind daher zu niedrig. Degges (1977) nimmt an, daß sie etwa 20 K unter den kinetischen Temperaturen liegen.

In Bild 15b ist das Temperaturhöhenprofil vom 9. Dezember 1981 zu sehen. Die ausgezogene Kurve ist das Höhenprofil der mit dem Spektrometer EW11-F2 gemessenen CO₂-Temperaturen. Der Schwelleneinfluß ist in der punktierten Linie herausgemittelt. Bei 86 km wurde ein Mittel der OH*-Temperaturen über einen Zeitraum von +/- 5 Minuten um den Startzeitpunkt der Rakete eingetragen. Die aus den Emissionen des CO₂ mit EW11-F2 erhaltene Temperatur in 86 km Höhe lag in diesem Fall etwa 20 K unter der OH*-Temperatur.

Der EW11-F2-Flug fand zu einer Zeit statt, als durch Spektrometer 1 das absolute Temperaturminimum dieser Nacht gemessen wurde. Über einen Zeitraum von +/- 1 Stunde um den Startzeitpunkt von EW11-F2 betrug das Mittel der OH*-Temperaturen schon 212 K. Das nächtliche Mittel der Temperaturen war 216 K. Die Diskrepanz zwischen der OH*-Temperatur und den Modellwerten von Cole and Kantor (1978), die in Abbildung 15b zu sehen ist, erklärt sich teilweise durch diesen Nachtgang der 86-km-Temperatur.

Während der MAP/WINE-Kampagne (1983/84) wurden mehrere raketengetragene Photometer eingesetzt, die die CO₂-Emissionen bei 15 µm gemessen haben (Schwabbauer, 1986). Der Unterschied zwischen OH*- und CO₂-Temperaturen an der Mesopause konnte somit detaillierter untersucht werden. Die Ergebnisse sind ähnlich wie die hier dargestellten Resultate der EW11-Flüge (Schwabbauer, 1986).

Am 31. Januar 1984 und am 10. Februar 1984 wurden von Andenes, Norwegen, aus als Teil der MADAME-Nutzlasten je eine fallende Kugel gestartet. Deren Temperaturhöhenprofile sind in Bild 16

aufgetragen (Philbrick, 1985, private Mitteilung, vorläufige Daten). Zum Vergleich sind für 86 km die OH*-Temperaturen eingezeichnet. Da den fallenden Kugeln zufolge der Temperaturverlauf an der Mesopause nicht flach war, wurde zum besseren Vergleich mit den OH*-Temperaturen ein gewichtetes Mittel der mit den fallenden Kugeln gemessenen Temperaturen gebildet. Dabei wurde angenommen, die OH-Schicht habe ein gaußförmiges Profil, wie in Abbildung 7 verdeutlicht. Die Profilfunktion der Schicht diente als Wichtungsmaß bei der Mittelung der mit den fallenden Kugeln gemessenen Temperaturen über den Bereich der OH-Schicht. Der so erhaltene Temperaturwert ist im Vergleich zu dem OH*-Wert in Bild 16 eingezeichnet. Am 31. Januar 1984 stimmten die derart erhaltenen 86-km-Temperaturen sehr gut überein.

Die Differenz der OH*-Temperatur und der mit einer fallenden Kugel ermittelten vorläufigen Temperatur am 10. Februar 1984 war mit 9 K etwa dreimal so groß wie der Fehler des OH*-Temperaturwertes. Diese Abweichung ist auf zwei Effekte zurückzuführen, die den OH*-Wert hier nur bedingt für einen Vergleich zulassen. Die fallende Kugel MM2 ergab ein durch Schwerewellen gestörtes Temperaturhöhenprofil. Der Mittelungszeitraum der OH*-Temperaturen von 36 Minuten ist daher möglicherweise zu groß. Außerdem war die Sicht für Spektrometer 2 durch Bewölkung stark beeinträchtigt. Dies kann leicht zu Temperaturverfälschungen führen. Die Möglichkeit, OH*- und MM2-Temperaturen durch die Annahme einer anderen Schichthöhe des OH* als der nach Bild 7 in besseren Einklang zu bringen, besteht nicht. Am 10. Februar 1984 wurde über dem ca. 250 km entfernten Esrange eine Schichthöhe von 86,5 km gemessen (Abb. 9).

Die Vergleiche der OH*-Temperaturen mit Temperaturen, die mittels Raketennutzlasten in situ gemessenen wurden, haben den Nachteil, daß unterschiedliche Zeitbereiche für Mittelungen benutzt werden. Dies kann unter Umständen zu Differenzen der Meßergebnisse führen. Daher sind über Wochen und Monate hinaus durchführbare, vergleichende Messungen mit anderen Meßgeräten von größtem Interesse. Ein dafür in Frage kommendes Meßgerät ist der LIDAR (Light Detection and Ranging). Mit einem LIDAR wird ein LASER-Strahl in die Atmosphäre gesandt und das rückgestreute Licht gemessen. Aus

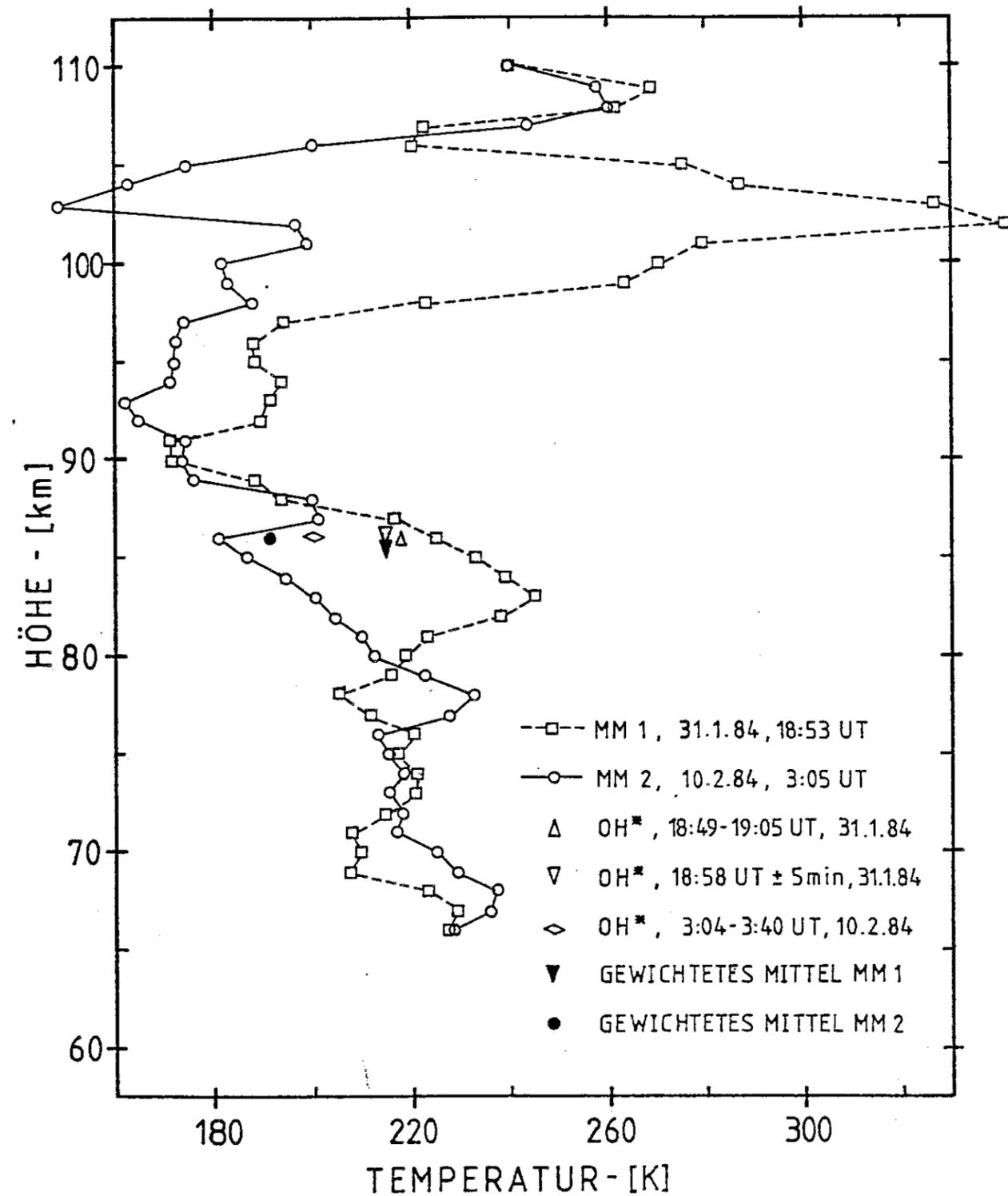


Abb. 16: Temperaturmessungen über Andenes (MM1- und MM2-Profile nach Philbrick (1985, private Mitteilung, vorläufige Daten))

dem Vergleich des ausgesandten und empfangenen Lichtes können Rückschlüsse auf die Dichte und die Temperatur des streuenden Mediums gezogen werden. Mit einer Laufzeitmessung lassen sich Informationen aus verschiedenen Höhen erhalten. LIDARs, die einen LASER-Strahl mit der Frequenz der gelben Natrium-D-Linie aussenden, erlauben die Temperatursondierung der oberen Mesosphäre zwischen 80 km und 110 km Höhe aus der Messung der Dopplerbreite der Linien. Im genannten Höhenbereich befindet sich eine Schicht Na-Atome vermutlich meteoritischen Ursprungs. Sie ist im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Die maximale Natriumdichte tritt etwa in 90 km Höhe auf. In Andenes war anlässlich der MAP/WINE-Kampagne ein bodengebundener Na-LIDAR stationiert. Abbildung 17 zeigt die drei Temperaturhöhenprofile dieses LIDARs, für die gleichzeitig gemessene OH*-Temperaturen in 86 km Höhe vorliegen (Hoppe, 1985). OH*- und Na-Temperaturen sind jeweils über die im Bild angegebenen Zeiträume gemittelt. Die durchgezogenen Linien um die Mittelwerte der Na-LIDAR-Temperaturen geben den Bereich der statistischen Fehler an. Der statistische Fehlerbalken der OH*-Temperaturen ist kleiner als die Symbolgröße. Die Übereinstimmung der beiden Meßmethoden ist zufriedenstellend.

Seit November 1985 werden der Na-LIDAR und Spektrometer 2 wieder gleichzeitig in Andenes, Norwegen, betrieben. Erste Ergebnisse nach der Verbesserung des LIDAR-Systems im Jahr 1985 deuten auf noch bessere Übereinstimmungen zwischen den Meßgeräten hin (v. Zahn et al., 1986; s.a. Tabelle 7).

Aus den verschiedenen Vergleichen der Ergebnisse der OH*- und anderer Meßmethoden kann die Zuverlässigkeit der OH*-Temperaturen abgeschätzt werden. Tabelle 7 gibt die Abweichungen der Temperaturen voneinander für alle diskutierten Fälle an. Die Vergleichsmessung zwischen LIDAR und OH*-Spektrometer 2 vom 3. und 4. April 1984 wird in Tabelle 7 nicht aufgeführt, da der LIDAR für 86 km keine Temperaturen lieferte. Der Vergleich mit den LIDAR-Daten für Januar 1986 wird nach v. Zahn et al. (1986) angegeben. Für diesen Vergleich wurden mit den LIDAR-Temperaturen mittlere Temperaturen für die OH-Schicht nach Bild 7 berechnet: Die im Bereich der OH-Schicht gemessenen LIDAR-Temperaturen wurden be-

nutzt, um OH*-Intensitäten in den verschiedenen Höhen zu berechnen (s. Kapitel 2). Diese Intensitäten wurden wie bei den Messungen mit dem OH*-Spektrometer gewichtet integriert. Das Wichtigkeitsmaß war die Höhenprofilfunktion der OH-Schicht (s. Abb. 7). Aus den integrierten Intensitäten lassen sich dann wieder Temperaturen berechnen, die den von dem OH*-Spektrometer gemessenen entsprechen. Die so berechneten Temperaturen sind in Tabelle 7 als LIDAR-Vergleichswerte für Januar 1986 neben den gemessenen OH*-Temperaturen angegeben.

Die mittlere Abweichung der OH*-Temperaturen von den Temperaturen, die mit anderen Methoden bei 86 km Höhe bestimmt wurden, beträgt nach Tabelle 7 nicht mehr als 4 K. Systematische Abweichungen in eine Richtung waren nicht feststellbar. Es darf also ange-

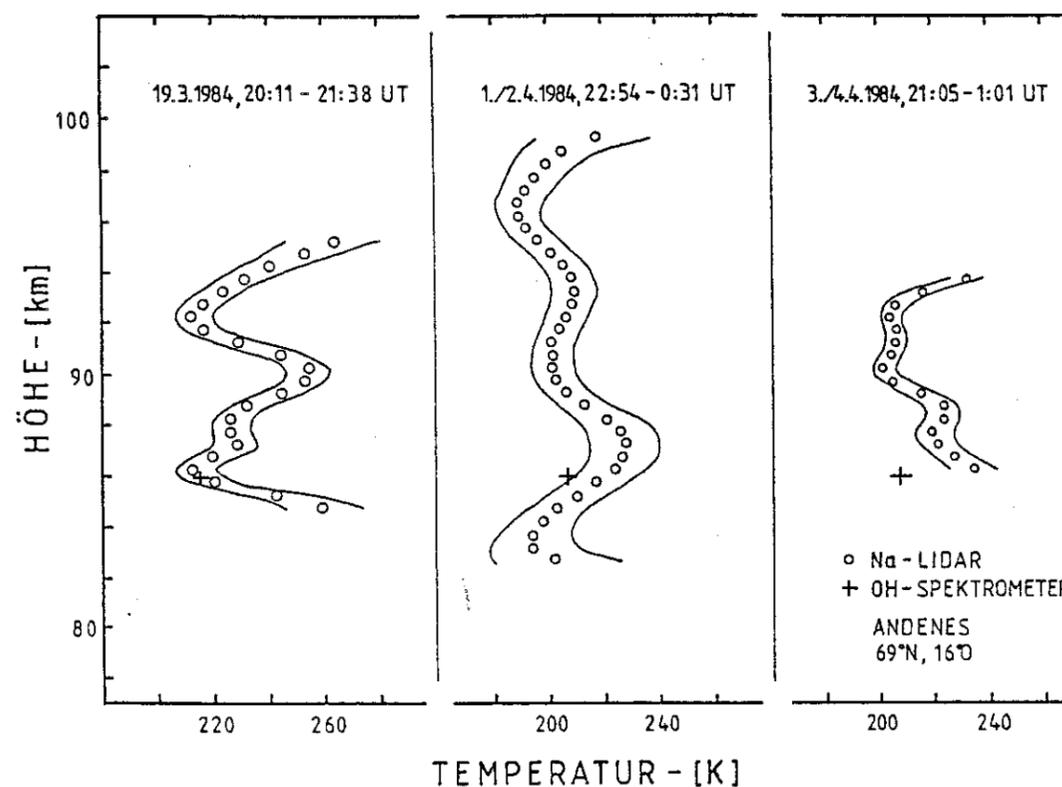


Abb. 17: Vergleich der Ergebnisse eines Na-LIDARs und des Spektrometers 2. Die Linien stellen die Fehlergrenzen der LIDAR-Messungen dar (nach Hoppe, 1985).

nommen werden, daß die OH*-Temperaturen die atmosphärischen Temperaturen in der Höhe um 86 km mit einer Genauigkeit von mindestens 4 K wiedergeben. Dies entspricht ziemlich genau der Kombination der oben diskutierten systematischen und statistischen Fehler der mittleren OH*-Temperaturen bei Messungen über kürzere Zeiträume.

Tab. 7: Zuverlässigkeit der OH*-Temperaturen

Datum	Methode	Abweichung zur OH*-Temperatur	
		Betrag	Richtung **)
12.11.80	Robin-Kugel *)	ca. 5 K	-
28.11.80	Robin-Kugel *)	ca. 5 K	+
1.12.80	Fallende Kugel *)	ca. 5 K	-
31. 1.84	Fallende Kugel	0 K	0
10. 2.84	Fallende Kugel	ca. 8 K	+
19. 3.84	LIDAR *)	ca. 3 K	-
1. 4.84	LIDAR *)	ca. 7 K	-
18./19.1.86	LIDAR	1,1 K	-
20. 1.86	LIDAR	0,6 K	0 (+)
31.1./1.2.86	LIDAR	4,9 K	+

*) Vergleichswert für 86 km ohne Gewichtung mit der OH-Schicht-Profilfunktion

**) - = OH*-Temperaturen niedriger als Vergleichswerte

4. Meßergebnisse

Die Temperatur in 86 km Höhe im Bereich der Mesopause unterliegt verschiedensten Einflüssen, die zu deutlichen Variationen führen. Bild 18 zeigt im Überblick die mittleren nächtlichen Temperaturen über einen Zeitraum von 1352 Tagen, beginnend mit der Temperatur in der Nacht vom 3. zum 4. November 1980. In Abbildung 18 sind Temperaturen eingetragen, die an verschiedenen Orten beobachtet wurden (s. Anhang 1). Das Bild zeigt, daß die hieraus resultierenden Temperatur-Unterschiede klein gegenüber dem starken Jahresgang sind. Der Haupteinsatzort war für Spektrometer 2 Wuppertal. Das gleiche gilt bis Sommer 1982 auch für Spektrometer 1. Nach dem Sommer 1982 wurde Spektrometer 1 hauptsächlich in Kjeller bei Oslo, Norwegen, eingesetzt. Abbildung 18 enthält Temperaturvariationen, die sich in drei Gruppen einteilen lassen:

1. Jahresgang der Mesopausentemperatur und dessen Variationen über Jahre hinweg
2. Variationen der Temperaturen mit der geographischen Länge und Breite (Vergleiche mittlere Spektrometer-1- und Spektrometer-2-Temperaturgänge (ausgezogene und unterbrochene Kurven), die an Orten mit einer Differenz der geographischen Breite von etwa 9° erhalten wurden)
3. Zeitliche Variationen mit Zeitskalen von Tagen bis zu mehreren Wochen (sie werden sichtbar bei Spreizung des Zeitmaßstabes (s.u.))

Diese Variationen werden in den folgenden Abschnitten im einzelnen diskutiert.

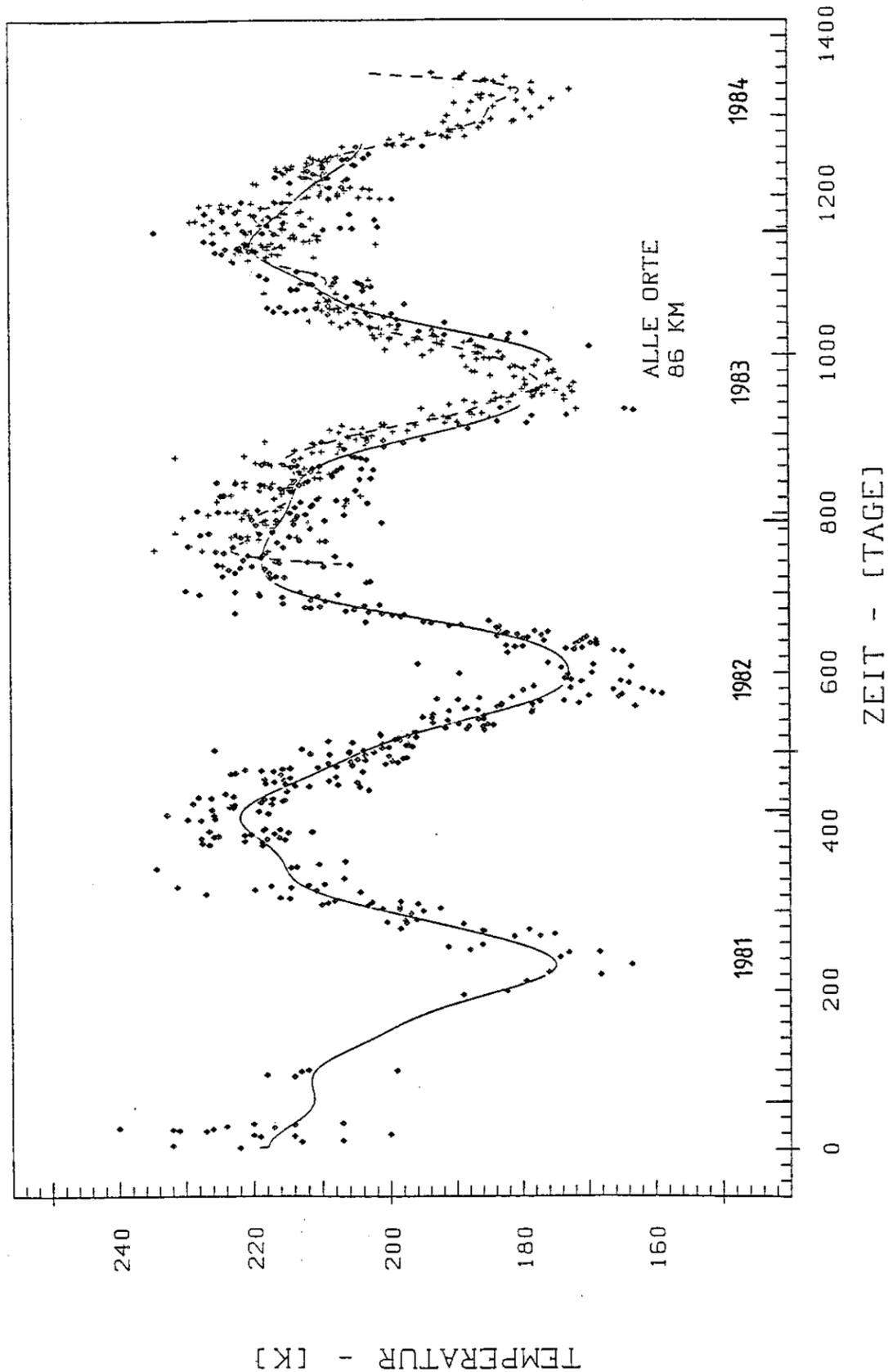


Abb. 18: Variationen der mittleren nächtlichen Temperaturen in 86 km Höhe nach Messungen mit Spektrometer 1 (♦) und Spektrometer 2 (+). Die durchgezogene (♦) und die unterbrochene Linie (+) geben einen über ca. 2 Monate gleitend gemittelten Temperaturverlauf an (s.a. Text).

4.1 Jahresgang der Temperatur im Bereich der Mesopause

4.1.1 Messungen und Modelle des Jahresganges

Das dominierende Phänomen in Abbildung 18 ist der Jahresgang der mesosphärischen Temperaturen im Bereich der Mesopause (86 km). Der jährliche Variationsbereich der Temperaturen liegt nach den vorliegenden Messungen über Europa und in mittleren Breiten zwischen ca. 170 K und ca. 230 K, wobei besonders in den Sommermonaten eine ausgeprägte Abhängigkeit von der geographischen Breite des Meßortes besteht (s.a. Kap. 4.2). Während der Wintermonate werden die maximalen Temperaturen erreicht. Diese hohen Temperaturwerte stellen sich Jahr für Jahr in ähnlicher Größe wieder ein. Dies verdeutlicht Bild 19. Dort sind für die Jahre 1980 bis 1983 und 1985 die nächtlichen Temperaturmittel für den späten November aufgetragen. Zwischen den winterlichen Verläufen der verschiedenen Jahre bestehen selten Differenzen von mehr als 20 K.

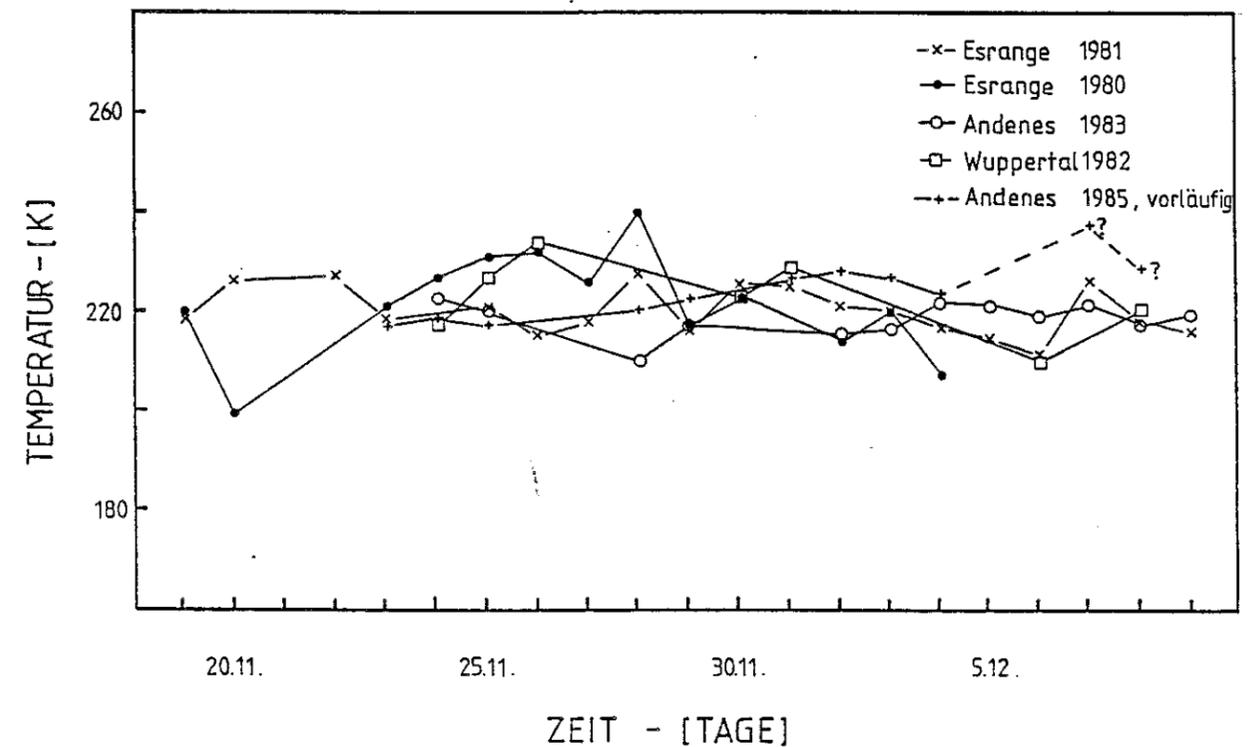


Abb. 19: Vergleich der OH*-Temperaturen verschiedener Jahre für nördliche Breiten (? = sehr vorläufige Werte)

Der Temperaturjahresgang zeigt einige weitere Charakteristiken, die für alle beobachteten Jahresgänge und - soweit dies anhand der Messungen aussagbar ist - für alle Meßstationen typisch sind (vgl. Abb. 18 und 20 bis 26 sowie Kap. 4.2). Während einer ausgedehnten Periode im Winter und im frühen Frühling herrschen hohe Temperaturen zwischen ca. 220 K und 210 K vor. Daran schließt sich ein relativ langsamer Temperaturabfall an, der im sommerlichen Minimum endet. Die sommerlichen, tiefen OH*-Temperaturen gehen bereits nach zwei bis drei Monaten in den raschen Herbstanstieg der mesosphärischen Temperatur über. Der Jahresgang zeigt also deutliche Abweichungen von einer harmonischen Funktion.

Der Jahresgang der Mesosphärentemperatur kann durch die Variation der lokalen Sonneneinstrahlung nicht erklärt werden. Er ist vielmehr ein dynamisches Phänomen, das mit der meridionalen Zirkulation erklärt wird (Murgatroyd, 1971; Garcia and Solomon, 1985).

Die Abbildungen 20 und 21 zeigen zwei Jahresgänge, die in Wuppertal bzw. Oslo, gemessen wurden. Diese Meßreihe eines Temperaturjahresganges über Wuppertal (Abb. 20) wurde kaum durch Stratosphärenenerwärmungen (s.u.) gestört. In dem im Bild gekennzeichneten Bereich vom 19. November bis 11. Dezember 1981 sind die über Esrange gemessenen Temperaturen zur Vervollständigung des Jahresganges eingezeichnet. Dieses Vorgehen ist gerechtfertigt, da Abbildung 19 zeigt, daß in den Wintermonaten keine großen Differenzen der Temperatur über Wuppertal und Esrange auftreten (s. a. Kap. 4.2). Die ausgezogenen Linien der Bilder 20 und 21 stellen einen geglätteten Verlauf der OH*-Temperaturen dar. Die Glättungsintervalle betragen ca. 14 Tage in Abbildung 20 und ca. 12 Tage in Abbildung 21. Diese Glättung wurde auf folgende Weise gewonnen (Auband and Oldham, 1985): Zunächst werden Datenlücken in der Meßwertreihe so interpoliert, daß äquidistante Werte vorliegen. Die ergänzte Meßwertreihe wird einer diskreten Fourier-Analyse unterzogen. Das resultierende Frequenzspektrum der Meßwertvariationen kann wieder in die Meßwertreihe rücktransformiert werden. Wenn bei dieser Rücktransformation alle spektralen Dichtewerte für Frequenzen oberhalb einer gegebenen Frequenz als

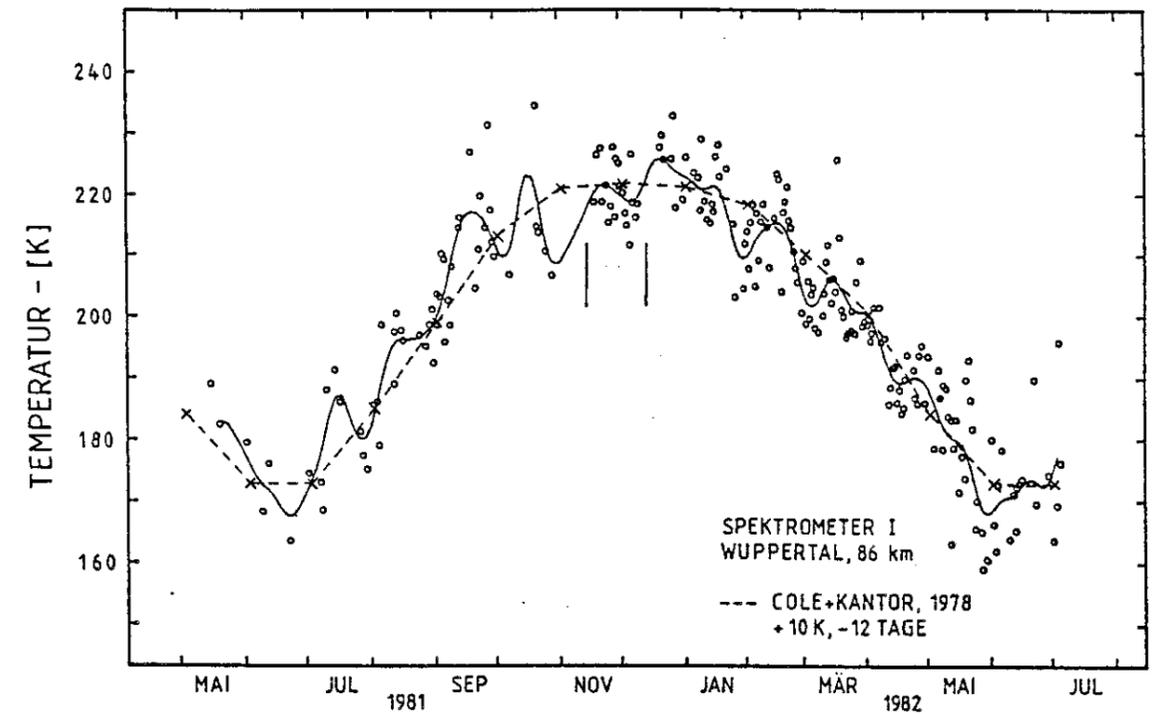


Abb. 20: Jahresgang 1981/82 der mesosphärischen Temperaturen über Wuppertal (Daten vom 19.11 bis 11.12.81 wurden über Esrange gemessen). Die ausgezogene Kurve stellt eine über 14 Tage gemittelte Zeitreihe dar (s. Text). Die unterbrochene Linie gibt ein modifiziertes Modell nach Cole und Kantor (1978) wieder (s. Text).

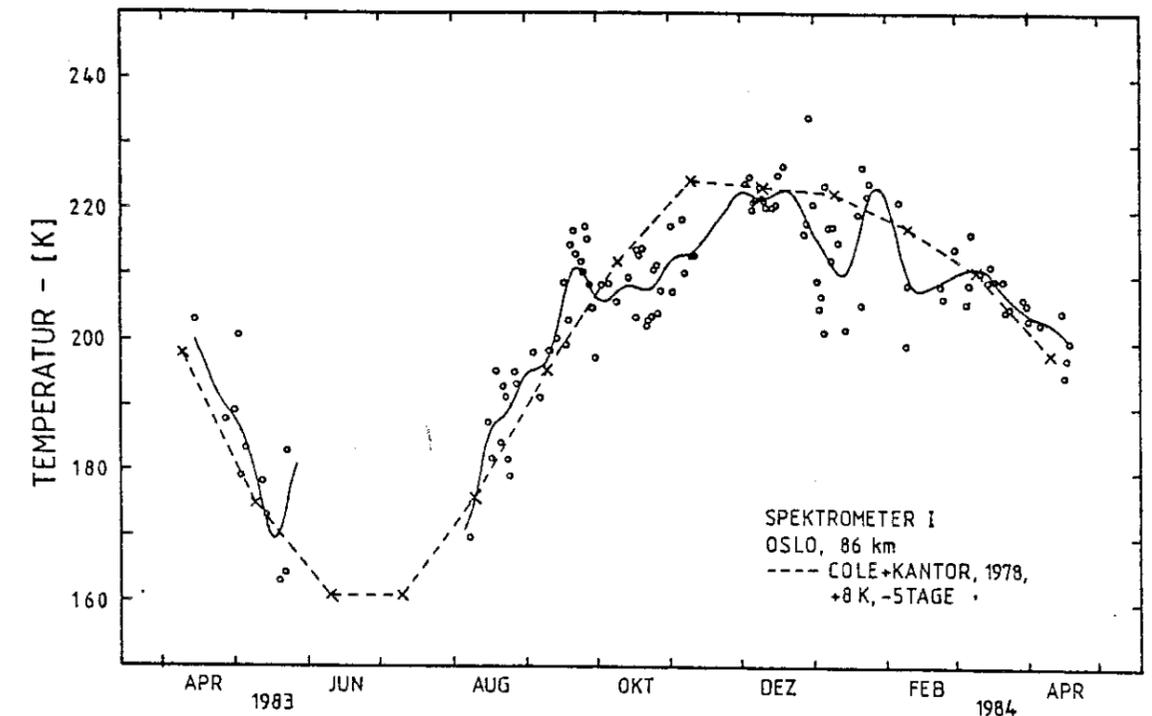


Abb. 21: Jahresgang 1983/84 der Temperaturen bei 60 °N (Oslo). Die durchgezogene Linie ist ein Mittel über ca. 12 Tage. Das modifizierte Modellprofil nach Cole und Kantor (1978) (unterbrochene Linie) ist im Text beschrieben.

Null angenommen werden, ergibt sich die rücktransformierte Meßreihe in geglätteter Form. Die erreichte Glättung entspricht gut dem Ergebnis einer Glättung durch gleitende Mittel. Die Länge des Zeitraumes, den die in das gleitende Mittel eingehenden Meßpunkte abdecken, ist dann etwa gleich lang wie die kleinste Periodendauer (entsprechend der oben erwähnten maximalen Grenzfrequenz) in der mittels Fourier-Analyse geglätteten Zeitreihe. Das Fourier-Verfahren hat gegenüber der Mittelung durch ein gleitendes Mittel den Vorteil, daß Extrema getreuer wiedergegeben werden.

Die Abbildungen 20 und 21 zeigen im Vergleich zu den gemessenen Jahrgängen auch die Modellkurven für die durch Stratosphären-erwärmungen nicht gestörte Atmosphäre nach Cole and Kantor (1978). Dieses Modell wurde mit Hilfe einer Vielzahl von Raketenmessungen erstellt. Das Schwergewicht dieser Messungen erfolgte bei mittleren geographischen Breiten über dem amerikanischen Kontinent. Die gemessenen Temperaturverläufe, die in den Bildern 20 und 21 gezeigt werden, weichen deutlich von den Modellwerten nach Cole and Kantor (1978), einem der besseren älteren Modelle, ab. Um eine grobe Anpassung des Cole-and-Kantor-Jahresganges an die Meßdaten des Bildes 20 zu erreichen, war eine Verschiebung der Modelltemperaturen um 10 K zu höheren Werten und um 12 Tage zu früheren Zeiten erforderlich (gestrichelte Linie). Für den 60°N-Jahresgang des Bildes 21, der rund zwei Jahre nach dem des Bildes 20 für 51°N gemessen wurde, ergeben sich Verschiebungen um 8 K bzw. 5 Tage. Die Diskrepanzen der beobachteten und der Modelltemperaturen sind darüber hinaus für Orte verschiedener geographischer Breite offensichtlich unterschiedlich. Differenzen zwischen Cole-and-Kantor-Modell und OH*-Temperaturen wurden erstmals von Gerndt (1982) und Offermann et al. (1983) beschrieben.

Die mesosphärischen Temperaturjahresgänge zeigen von Jahr zu Jahr verschiedene Abweichungen von den Modellen. Dies wird besonders in den Bildern 22 und 23 erkennbar. Sie zeigen die monatlichen Mittelwerte der OH*-Temperaturen für 51°N (Wuppertal) und 60°N (Oslo) für die Jahre 1980 bis 1984. Den Unterschieden der Jahresgänge entsprechend ergeben sich verschiedene Abweichungen zu den

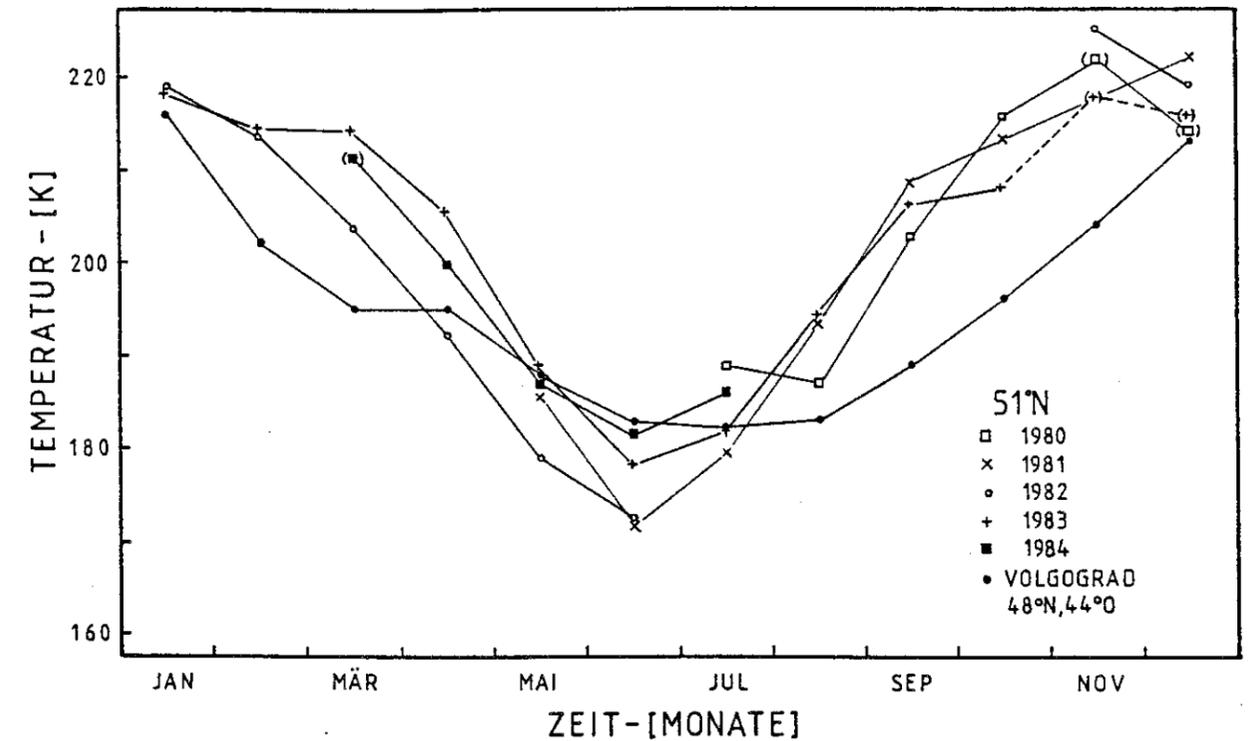


Abb. 22: Jahresgänge für Wuppertal (51°N, 7°O). Der Jahresgang über Volgograd wurde der Arbeit von Forbes (1985) entnommen.

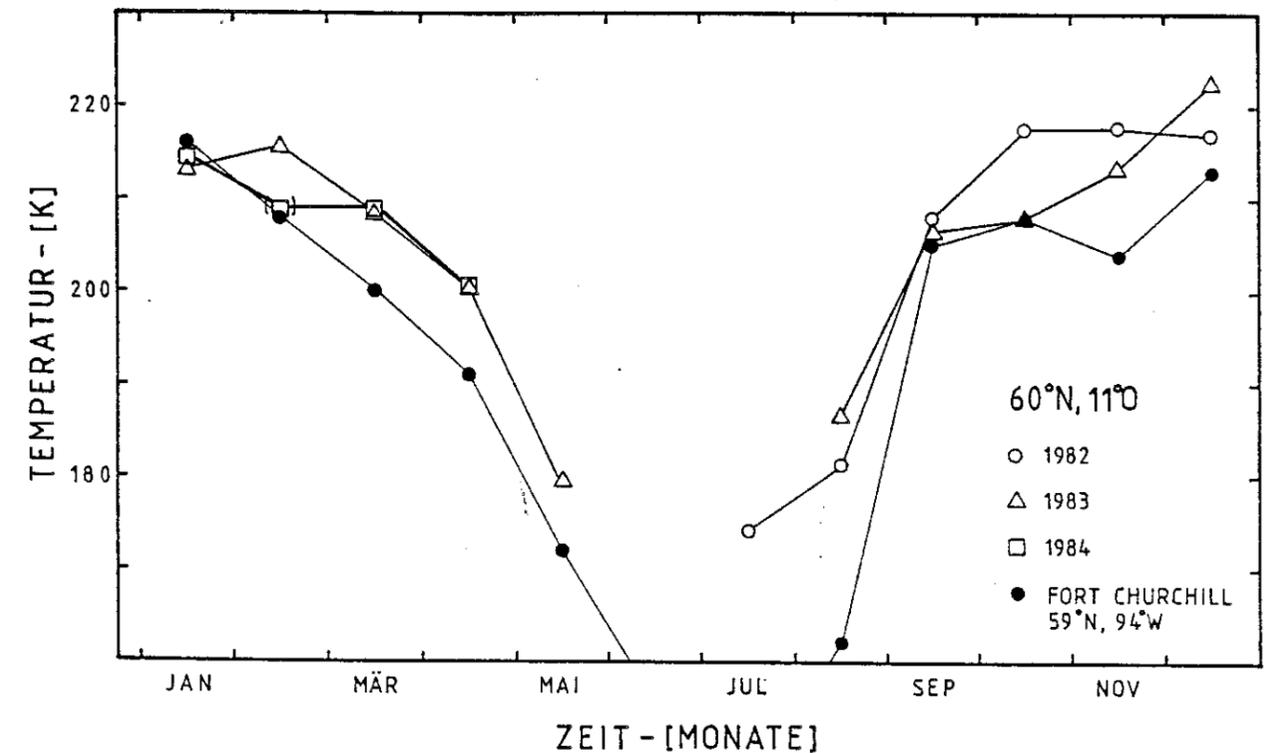


Abb. 23: Jahresgänge für Oslo (60°N, 11°O). Zum Vergleich ist der Jahresgang über Ft. Churchill angegeben (Forbes, 1985).

Modellwerten von Cole and Kantor (1978). Die eingeklammert wiedergegebenen Temperaturen in Abbildung 22 wurden in Esrange bzw. Andenes erhalten und sind zur Vervollständigung der 51°N-Jahresgänge eingefügt worden. Da im Kapitel 4.2 belegt wird, daß der winterliche Breitengang unbedeutend ist, ist dieses Vorgehen gerechtfertigt.

Übereinstimmung besteht in den Jahresgängen bezüglich der zeitlichen Lage des Temperaturminimums, das für die geographische Lage Wuppertals im Sommer zur Zeit der Sonnenwende auftritt. Alcayde et al. (1979) berichten für Messungen in der unteren Thermosphäre und der oberen Mesosphäre über Saint Santin (45 °N, 2 °O) ebenfalls von Temperaturextrema zu Zeiten um die Sommer-sonnenwende herum. Dies steht im Widerspruch zu den Modellen (Cole and Kantor, 1978; CIRA 1972), aber auch zu dem mittleren Jahresgang, der für Volgograd (48 °N, 44 °O) angegeben wird und der in Abbildung 22 ebenfalls eingezeichnet wurde (Forbes, 1985). Der Jahresgang über Volgograd ist auch wesentlich flacher als der über Wuppertal, obwohl im Winter und im Sommer annähernd ähnliche Werte erhalten werden. Forbes (1985) betrachtet diese Meßreihe für die Beschreibung der Mesosphäre bei östlichen Längen auf der Nordhalbkugel als repräsentativ. Messungen über dem amerikanischen Kontinent (Hernandez, 1976) fanden das Minimum zu einem ähnlich späten Zeitpunkt wie die Volgograd-Daten und die Cole-and-Kantor-Modellwerte. Hernandez (1976) beschreibt Messungen über einen Zeitraum von 12 Jahren, bei denen die Temperaturen aus den Emissionen der grünen Himmelslinie (O I, 557,7 nm) für eine Höhe von ca. 97 km abgeleitet wurden. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Alcayde et al. (1979) und zu den OH*-Messungen über West-Europa tritt bei 40 °N und bei Längen zwischen 71 °W und 106 °W das Temperaturminimum (bei 97 km) um Anfang Juli herum auf (Hernandez, 1976). Eine mögliche Erklärung hierfür ist eine Abhängigkeit der Temperaturen von der geographischen Länge.

Um zu einem möglichen Modelljahresgang der Temperatur bei 86 km für mittlere Breiten über West-Europa zu gelangen, der die Variationen über mehrere Jahre hinweg mittelt, wurden für jeden Kalendermonat die Monatsmittelwerte aller Jahre zu einem Wert zusam-

mengefaßt. Die Werte aus Esrange und Andenes in Bild 22 blieben unberücksichtigt. Die so erhaltenen, über die Jahre 1980-1984 gemittelten OH*-Temperaturen sind für 51 °N und 7 °O in Bild 24 und für 60 °N und 11 °O in Abbildung 25 wiedergegeben. Für 60 °N ist zu berücksichtigen, daß z.T. nur wenige Meßwerte zugrunde liegen. An der Abszissenskala wurden für jeden dieser Monatswerte die Anzahl der verwendeten einzelnen Monatsmittel angegeben. Die Größe der OH*-Temperatursymbole entspricht dem Gesamtfehler aus systematischen und statistischen Fehlern dieser Temperaturwerte (+/- 2,5 K). In Abbildung 24 gibt der Balken am Juni-Wert der OH*-Temperaturen den Schwankungsbereich dieses monatlichen Temperaturmittels infolge des Anstiegs der sommerlichen Werte von Jahr zu Jahr an (siehe Kap. 4.1.2 und Abb. 22).

Im Vergleich zum Gang dieser OH-Profile sind jeweils drei Kurven aus Atmosphärenmodellen in den Bildern 24 und 25 wiedergegeben. Neben dem Modell von Cole and Kantor (1978) wurden die von Barnett and Corney (1985) und von Groves (1985) verwendet. Die beiden neueren Modelle werden zur Zeit im Rahmen der Erstellung eines Nachfolgemodells für CIRA 1972 (1972) diskutiert. Der Barnett-and-Corney-Modellvorschlag ging aus langjährigen Satelliten-Messungen der Temperatur anhand der atmosphärischen CO₂-Emissionen hervor. Groves (1985) arbeitete zusätzlich zu diesen Satelliten-Daten Ergebnisse zahlreicher Temperaturmessungen durch raketentragene Experimente in sein Modell ein.

Die Werte von Cole and Kantor (1978) weichen sowohl für 51 °N als auch für 60 °N stark von den mittleren OH-Profilen ab. Mit dem Modell von Groves (1985) stehen die Meßkurven in besserer Übereinstimmung. Die nach Groves (1985) angegebenen Werte gelten jedoch nicht für 86 km, sondern für 80 km. Der Vergleich ist nur dann zufriedenstellend möglich, falls der Temperaturgradient im Mesopausenbereich um 86 km relativ flach ist.

Die beste Übereinstimmung der OH*-Daten besteht mit dem Modell von Barnett and Corney (1985), wenn diese Modellkurven etwas in der Zeit verschoben werden. Für den Vergleich der 51°N-Kurven (Abb. 24) ist eine Verschiebung um 9 Tage und im Fall der 60°N-Kurven (Abb. 25) um 3 Tage zu früheren Zeiten hin erforderlich. Die geringsten Differenzen zwischen OH*-Daten und der Modell-

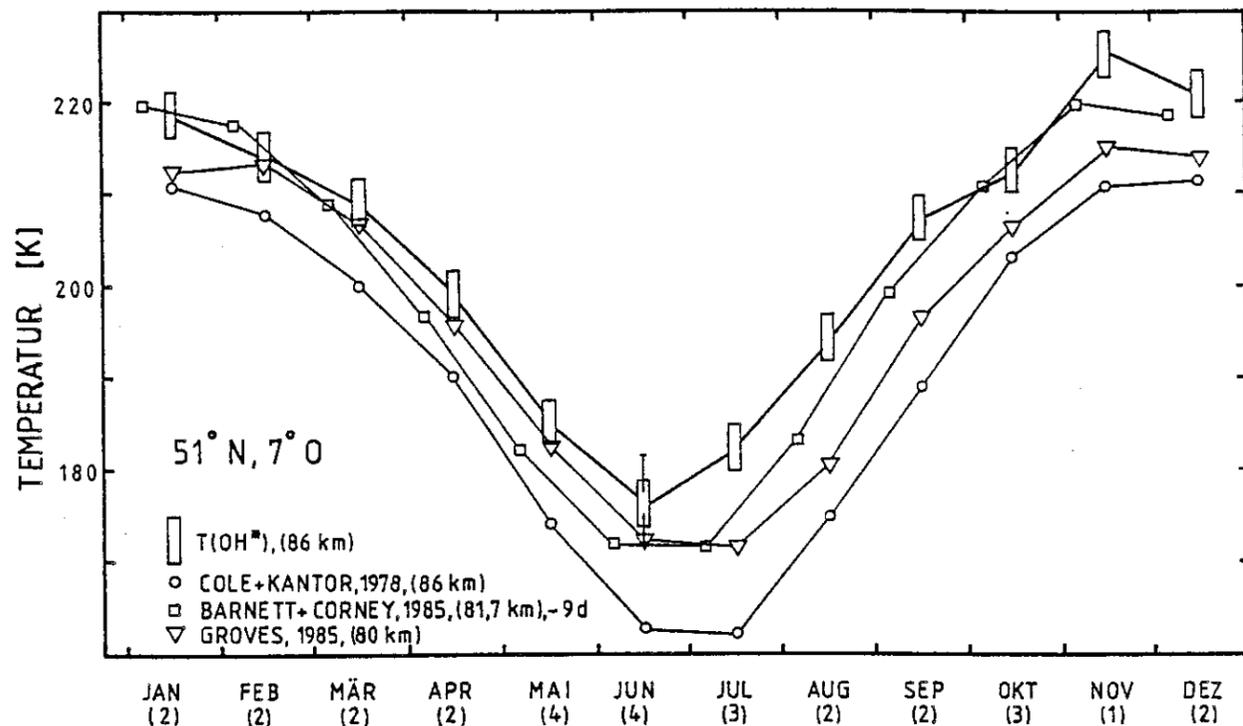


Abb. 24: Mittlere Jahrgänge der Mesosphärentemperatur für 51 °N und 7 °O (Wuppertal) in 86 km Höhe (s. Text).

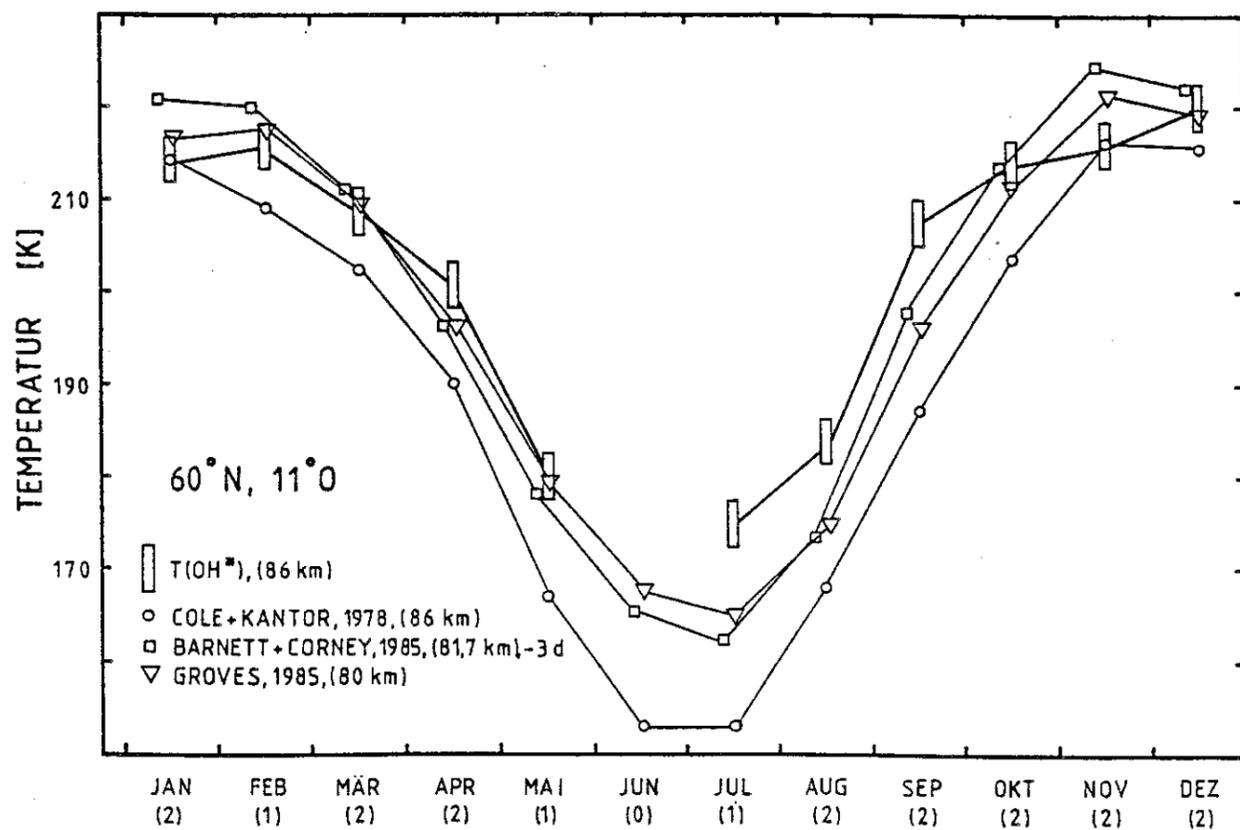


Abb. 25: wie Abb. 24, jedoch für 60 °N und 11 °O (Oslo).

kurve von Barnett and Corney (1985) sind für den Winter bei 51 °N (Abb. 24) vorhanden. Das 60°N-Modell (Abb. 25) gibt im Winter geringfügig höhere Temperaturen an als das OH-Profil. Im Sommer weichen Modell- und OH-Profil etwas voneinander ab. Wie das Modell von Groves (1985) wurde auch das Modell von Barnett and Corney nicht auf 86 km ausgedehnt. Daher wurden in Abbildung 24 und 25 die Daten des höchsten Niveaus (81,7 km) eingezeichnet, für das zu allen Jahreszeiten und für alle Einsatzorte der OH*-Spektrometer Modellwerte verfügbar sind. Für die Vergleichbarkeit der Meßdaten mit den Barnett-and-Corney-Modellwerten gilt also ein ähnlicher Vorbehalt wie für das Groves-Modell.

Die neueren Modelle sind zumindest für den Mesopausenbereich ein deutlicher Fortschritt gegenüber den bisher benutzten empirischen Atmosphärenmodellen (Cole and Kantor, 1978; CIRA 1972). Der generelle Jahrgang der mesosphärischen Temperaturen wird gut wiedergegeben. Weitere Verbesserungen ließen es daher als denkbar erscheinen, auch sekundäre Effekte, wie eventuelle Einflüsse der Kontinentalverteilung oder des solaren Zyklus, in den Modellen zu berücksichtigen.

4.1.2 Mehrjährige Temperaturvariationen

In Abbildung 26 sind die monatlichen Mittelwerte der OH*-Messungen nach Abbildung 22 und 23 bzw. nach Tabelle 8 in ihrer zeitlichen Abfolge aufgetragen. Die den 51°N-Temperaturverlauf vervollständigenden Messungen aus Andenes und Esrange sind durch A und E gekennzeichnet (s.o.). Alle Mittelwerte sind jeweils dem 15. Tag des Monats zuzuordnen. Die Unregelmäßigkeiten der Winter 1982/83 und 1983/84 sind auf Einflüsse durch Stratosphärenwärmungen zurückzuführen.

Durch die Betrachtung des Bildes 26 läßt sich eine mögliche Ursache für die beschriebene Variation der mesosphärischen Jahresgänge (Abb. 22 und 23) erkennen. Die Amplitude der Jahresgänge nahm mit den Jahren ab. Diese Abnahme ist durch den Anstieg der sommerlichen Temperaturen verursacht worden. Eine Änderung der winterlichen Maxima ist in Abbildung 26 zwar angedeutet, kann aber nicht mit Sicherheit behauptet werden. Daraus folgt, daß die mittlere Jahrestemperatur im Verlauf der Jahre 1980 bis 1984 angestiegen ist. Da mehrfach Wechsel der Meßorte in diesem Zeitraum erfolgten, lassen sich die Jahresmitteltemperaturen hier nicht angeben. Aus der Abbildung 26 läßt sich jedoch über den vierjährigen Zeitraum hinweg aus der Differenz der Winter- und Sommertemperaturen eine Zunahme der mittleren Jahrestemperatur in 86 km Höhe um größenordnungsmäßig 10 K abschätzen.

Ursache dieses Verhaltens könnte der elfjährige solare Zyklus sein. Die Sonne befand sich 1980 im Maximum ihres Aktivitätszyklus. Die Frage, ob diese Schwankungen der Sonnenaktivität einen Einfluß in dieser Form auf die Mesosphäre haben können, ist in der Literatur kontrovers. Alcaide et al. (1979) schließen eine Abhängigkeit der aus Ionentemperaturen abgeleiteten atmosphärischen Temperaturen im Bereich um 100 km und darunter von dem 11-Jahres-Zyklus aus. Dagegen stehen neben den hier präsentierten Messungen die Temperaturvariationen, die von Hernandez (1976) und Shefov (1969) aufgrund optischer Informationen aus der mittleren Atmosphäre beobachtet wurden. Hernandez (1976) beschreibt für die Jahre 1965 bis 1975 in einer Höhe von ca. 97 km ebenfalls ein

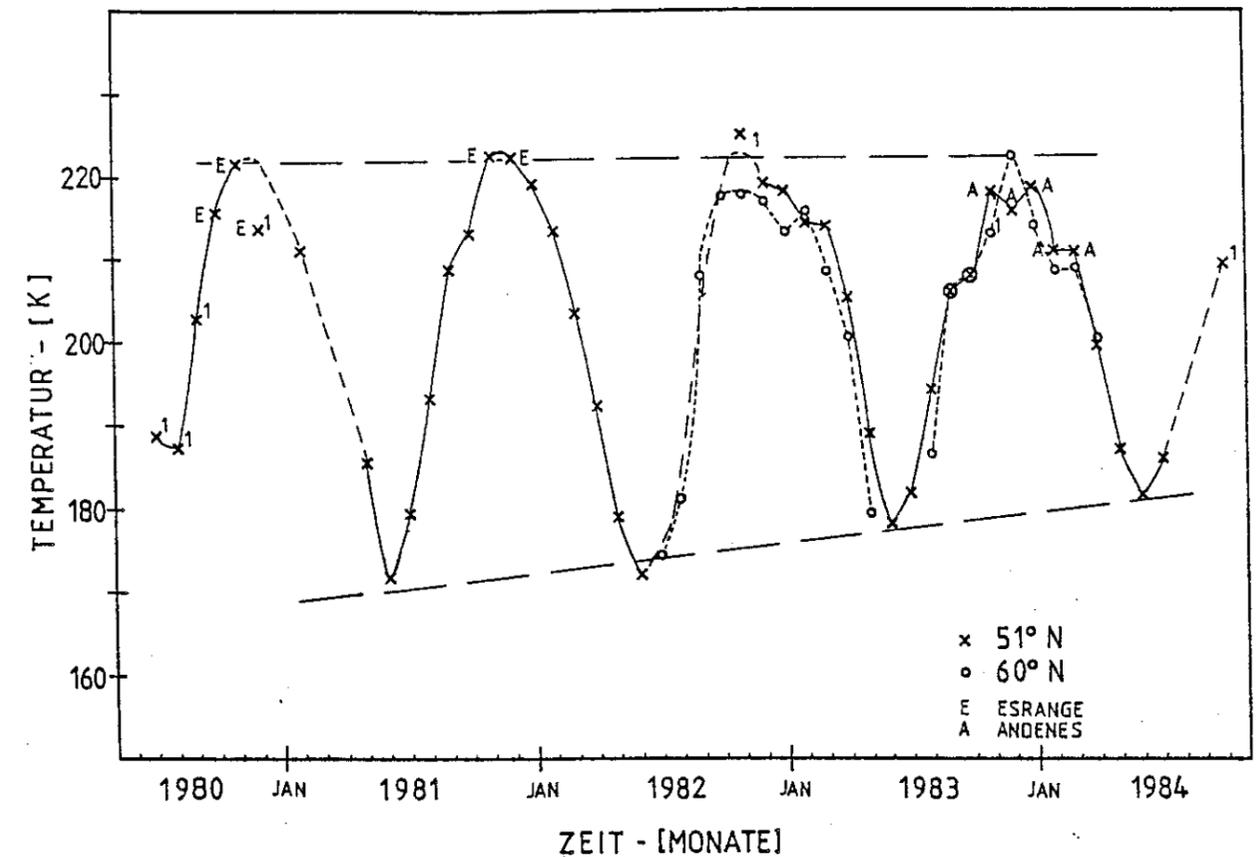


Abb. 26: Langfristiges Verhalten der OH*-Temperaturen. Monatsmittelwerte, die aus weniger als 6 Werten ermittelt wurden, sind durch "1" gekennzeichnet. Zu den Esrange- und Andenes-Werten siehe Text. Die Mittelwerte gelten jeweils für den 15. Tag des Monats.

Temperaturverhalten, bei dem die langfristigen Mittel mit abnehmender solarer Aktivität anzusteigen scheinen. Wie bei den OH*-Temperaturen über West-Europa ist dies (für Längen zwischen 71 °W und 106 °W (40 °N)) hauptsächlich auf den andeutungsweise erkennbaren Anstieg der Temperaturen des Sommerminimums in den Jahren abnehmender solarer Aktivität zurückzuführen (vgl. Abb. 7 bei Hernandez, 1976). Sollte dieser Effekt real sein, ergäbe sich nach Hernandez ein mittlerer Trend von rund 5,5 K pro Jahr zwischen solarem Maximum und Minimum. Shefov (1969) leitet aus den Messungen der OH*-Temperaturen über Zvenigorod (56 °N, 37 °O) eine Abhängigkeit vom solaren Zyklus ab. Zwischen solarem Maximum und Minimum ändern sich die jährlichen Temperaturmittel annähernd

Tab. 8: Monatliche Mittelwerte der OH*-Temperaturen

	51 °N, 7 °O					Mittel
	1980	1981	1982	1983	1984	
Januar	-	-	219,3	218,3	-	218,8
Februar	-	-	213,4	214,6	-	214,0
März	-	-	203,4	214,3	-	208,9
April	-	-	192,2	205,4	-	198,8
Mai	-	185,6	178,9	189,0	187,0	185,1
Juni	-	171,8	172,2	178,2	181,6	176,0
Juli	(188,8)	179,4	-	181,9	185,9	182,4
August	(187,2)	193,3	-	194,2	-	193,8
September	(202,7)	208,8	-	206,3	-	207,6
Oktober	(215,8)	213,3	-	208,1	-	212,4
November	-	-	(225,1)	-	-	(225,1)
Dezember	-	222,3	219,2	-	-	220,8

	60 °N, 11 °O					Mittel
	1980	1981	1982	1983	1984	
Januar	-	-	-	213,2	214,2	213,7
Februar	-	-	-	215,7	(208,7)	215,7
März	-	-	-	208,5	208,9	208,7
April	-	-	-	200,4	200,4	200,4
Mai	-	-	-	179,4	-	179,4
Juli	-	-	174,1	-	-	174,1
August	-	-	181,3	186,6	-	184,0
September	-	-	207,9	206,4	-	207,2
Oktober	-	-	217,6	208,0	-	212,8
November	-	-	217,8	213,3	-	215,6
Dezember	-	-	216,9	222,5	-	219,7

Fortsetzung der Tab. 8

	68 °N, 21 °O				
	1980	1981	1982	1983	1984
Februar	-	211,2	-	-	-
November	221,6	222,5	-	-	-
Dezember	(213,7)	218,8	-	-	-

	69 °N, 16 °O				
	1980	1981	1982	1983	1984
Januar	-	-	-	-	218,7
Februar	-	-	-	-	211,1
März	-	-	-	-	211,2
November	-	-	-	218	-
Dezember	-	-	-	216	-

Erläuterungen zur Tabelle 8:

Alle Temperaturen wurden in Kelvin angegeben; die statistischen Fehler betragen maximal +/- 1 K, die systematischen +/- 2 K. Monatsmittelwerte aus weniger als 6 Nachtmitteln sind eingeklammert. Die Werte für November und Dezember 1983 bei 60 °N stammen aus Lista (58 °N); die Werte von Mitte Juli bis Mitte August 1983 für 51 °N enthalten die Daten aus Belfast (55 °N).

linear um ca. 20 K, entsprechend 3,6 K/Jahr. Die Darstellung der Daten bei Shefov (1969) erlaubt keine Aussagen darüber, ob eine positive oder negative Korrelation mit der solaren Aktivität vorliegt.

Im Vergleich zu diesen Messungen besteht nach den OH*-Spektrometer-Messungen eine geringere Abhängigkeit von 2,5 bis 3,5 K pro Jahr von der elfjährigen Periode der Sonnenaktivität, wenn diese als Ursache der Variationen angenommen werden soll. Die Erklärung des Anstieges der sommerlichen Temperaturen im Mesopausenbereich durch den solaren Zyklus ist allerdings schwierig. Falls die Energie aus der Thermosphäre in diesen Bereich transportiert werden sollte, müßten Temperaturvariationen und der solare Zyklus in Phase ablaufen. Dies ist aber offensichtlich nicht der Fall, so daß ein Energietransport von oben in die Mesosphäre hinein nicht ohne weiteres für die Erklärung der mehrjährigen Temperaturvariationen in Betracht gezogen werden kann.

4.2 Breitenabhängigkeit der Temperatur der oberen Mesosphäre

Eine detaillierte Analyse der Abhängigkeit der Mesosphärentemperatur von der geographischen Breite erfordert vor allem das gleichzeitige und langfristige Messen der Temperaturen über den verschiedenen Orten. Nach Möglichkeit sollten dazu identische oder ähnliche Meßgeräte verwendet und große Unterschiede der geographischen Längen der Meßorte vermieden werden. In der Zeit zwischen November 1982 und April 1984 wurden die Spektrometer 1 und 2 gleichzeitig und überwiegend an Orten mit einer geographischen Breitendifferenz von ca. 9° eingesetzt. Spektrometer 1 wurde hauptsächlich in Kjeller bei Oslo (60 °N) betrieben. Lediglich vom 10. November 1983 bis zum 14. Januar 1984 befand sich Spektrometer 1 nicht in Kjeller, sondern in Lista (58,1 °N). Bis zum 30. Oktober 1983 wurden mit Spektrometer 2 in Wuppertal (51,3 °N) Messungen durchgeführt, unterbrochen durch eine Meßserie in Belfast (54,7 °N) vom 21. Juli bis zum 23. August 1983. Das Spektrometer 2 war anschließend in Andenes (69,3 °N) in der Zeit vom 24. November 1983 bis zum 6. April 1984 eingesetzt. Diese Messungen ermöglichen daher Vergleiche längerer Zeitreihen der OH*-Temperaturen bei den geographischen Breiten 51 °N und 60 °N, sowie bei 60 °N und 69 °N. Die Vergleichbarkeit der Ergebnisse beider Geräte wurde in Kapitel 2.4 gezeigt. Zur Ausdehnung des Vergleichs auf eine Breite von 78,4 °N (15 °O) wurden die Ergebnisse von Myrabo (1984) aus Longyearbyen, Spitzbergen, für den Winter 1982/83 herangezogen. Diesen Temperaturen liegen Messungen der OH(8,3)-Bande zugrunde.

In den Abbildungen 27, 28 und 29 ist der Breitengang der OH*-Temperaturen für die genannten Kombinationen der geographischen Breiten dargestellt. Die ausgezogenen Linien der Abbildungen 27 und 28 geben nach der Fourier-Methode (Kap. 4.1.1) geglättete Zeitreihen wieder. Zum Vergleich ist jeweils ein verschobener Modelltemperaturgang nach Cole and Kantor (1978) und der Breitengang, der sich aus diesen modifizierten Modellwerten ergibt, eingetragen. Die Verschiebung der Modellkurven wurde nicht durch ein rechnerisches Verfahren optimiert, da die natürlichen Variabili-

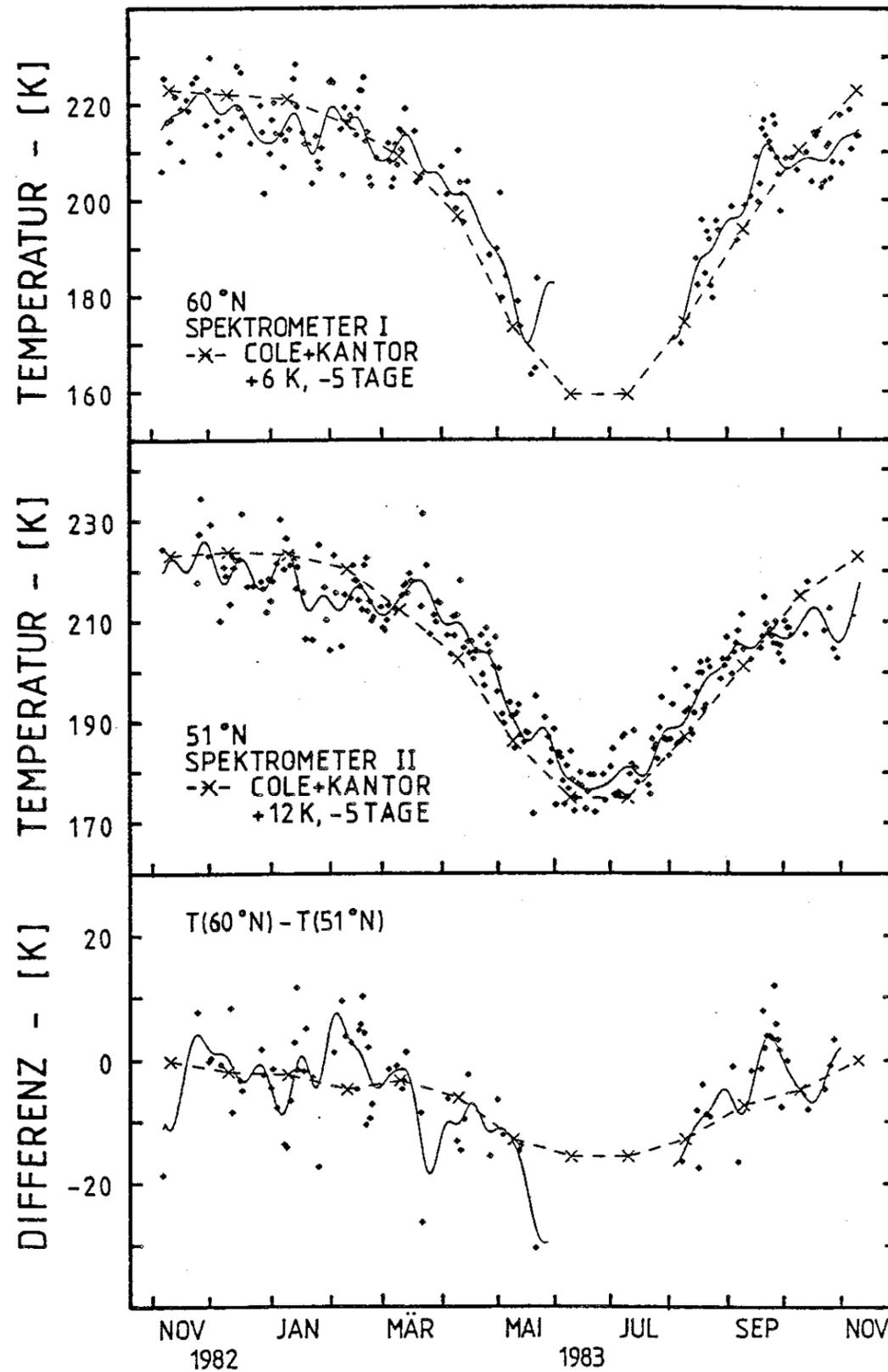


Abb. 27: Vergleich gleichzeitig gemessener Temperaturjahresgänge für 51 °N und 60 °N (s. Text)

täten der OH*-Temperaturen genauere Anpassungsverfahren nicht sinnvoll erscheinen lassen. Das Maß der Anpassungsverschiebungen der Cole-and-Kantor-Modellkurven ist in den Bildern jeweils angegeben. Positive Temperaturangaben bedeuten Verschiebungen hin zu höheren Temperaturen um den angegebenen Betrag. Zeitliche Verschiebungen zu früheren Zeiten hin sind durch negative Tageszahlen angegeben. Die von Bild zu Bild verschiedenen Verschiebungen spiegeln zum Teil die Unterschiede der Jahresgänge von Jahr zu Jahr wider, zum anderen aber auch Variationen durch dynamische, kurzfristige Prozesse. Die angegebenen Verschiebungswerte sind daher nicht über den gezeigten Zeitraum hinaus verwendbar. Die Differenz der Temperaturen ist in den Abbildungen 27 bis 29 jeweils im unteren Bilddrittel verzeichnet. Dort stellen die gestrichelten Kurven die Differenz der verschobenen Cole-and-Kantor-Modellwerte dar, die in den oberen Bildteilen eingezeichnet sind.

Abbildung 27 zeigt den Vergleich der in Kjeller (oberes Bilddrittel) und in Wuppertal (mittleres Bilddrittel) gemessenen Temperaturen für den Zeitraum vom 6. November 1982 bis zum 11. November 1983. Die Spektrometer-2-Messungen vom 21. Juli bis zum 23. August 1983 erfolgten von Belfast aus. Da für diese Zeit nur wenige Daten aus Kjeller vorliegen, gehen die Belfast-Temperaturen kaum in den Breitengang im unteren Bilddrittel ein. Die geglätteten Temperaturverläufe enthalten nur Temperaturvariationen mit Perioden von mehr als ca. 12 Tagen, d.h. der Glättungseffekt entspricht dem eines gleitenden Mittels über ca. 12 Tage. Wie der geglättete Verlauf der Temperaturdifferenzen im unteren Bilddrittel zeigt, ist bis weit in den Februar hinein kein über längere Zeiten anhaltender Breitengang zwischen 51 °N und 60 °N in diesem Jahr vorhanden gewesen. Die kurzfristigen Fluktuationen der Temperaturdifferenz waren eine Folge unterschiedlichen Einflusses planetarer Wellen und zufälliger Temperaturosillationen über den beiden Meßstationen. In der Zeit zwischen März und November 1983 sind Differenzen der Mesosphärentemperaturen bei 60 °N und 51 °N aber signifikant. Legt man die Differenz der verschobenen Cole-and-Kantor-Modellwerte zugrunde, so wäre zwischen 51 °N und 60 °N im Sommer ein Breitengang von

etwa 15 K zu erwarten. Messungen in den hellen Sommernächten bei 60 °N sind nicht möglich. Der genannte Wert von 15 K muß daher mit großer Vorsicht interpretiert werden.

In der Zeit vom 10. November 1983 bis zum 5. April 1984 wurden die Spektrometer 1 und 2 im Rahmen der MAP/WINE-Kampagne (dazu siehe Kap. 4.4.3) eingesetzt. Spektrometer 2 befand sich in Andenes (69 °N) und Spektrometer 1 in Oslo (Kjeller, 60 °N) bzw. Lista (58 °N, 10. November 1983 bis 14. Januar 1984). Die an diesen Orten gewonnenen mittleren nächtlichen OH*-Temperaturen sind in Abbildung 28 einander gegenübergestellt. Die mit der Fourier-Methode geglätteten Temperaturverläufe entsprechen im Ergebnis einer gleitenden Mittelung über 19 Tage. Wie zuvor konnte auch zwischen 69 °N und 60 °N kein langfristig signifikanter Breitengang der mesosphärischen Temperaturen im Winter beobachtet werden. Abweichungen der Temperaturen lassen sich erneut durch lokal unterschiedlich sich auswirkende Temperaturoszillationen erklären. Die Zeitskalen dieser Oszillationen entsprechen den Perioden planetarer Wellen. Der Bereich eines fehlenden bzw. geringen Breitenganges dehnt sich anders als in Bild 27 über den Februar hinaus bis Anfang April aus. Dieser Effekt könnte jedoch dadurch vorgetäuscht sein, daß möglicherweise infolge der erfolgten Windumkehr und der spätwinterlichen Stratosphärenabkühlung (Petzold, 1985), deren Schwerpunkt über hohen nördlichen Breiten lag, eine Erwärmung der Mesosphäre über 69 °N eintrat. Diese Erwärmung balancierte etwa den durch den Modellverlauf im oberen Bilddrittel der Abbildung 28 angedeuteten, zu erwartenden jahreszeitlichen Rückgang der Mesosphärentemperatur aus. Abbildung 29 zeigt eine Gegenüberstellung der mit dem Michelson-Interferometer der Utah State University (Pendelton, 1985, private Mitteilung) in Esränge (68 °N) gemessenen OH(3,1)-Temperaturen und der OH(3,1)-Temperaturen aus Stockholm (59,4 °N, mittleres Bilddrittel). (Für die freundliche Überlassung der Daten des Michelson-Interferometers danke ich Dr. Pendelton.) Die Breiten-differenz ist ähnlich wie in Bild 28 als Temperaturdifferenz $T(68 °N)$ minus $T(59,4 °N)$ im unteren Bilddrittel angegeben. Die Daten wurden hier im späten Sommer 1982 erhalten. Zwischen 68 °N und 60 °N betrug zu diesem Zeitpunkt die Temperaturdifferenz

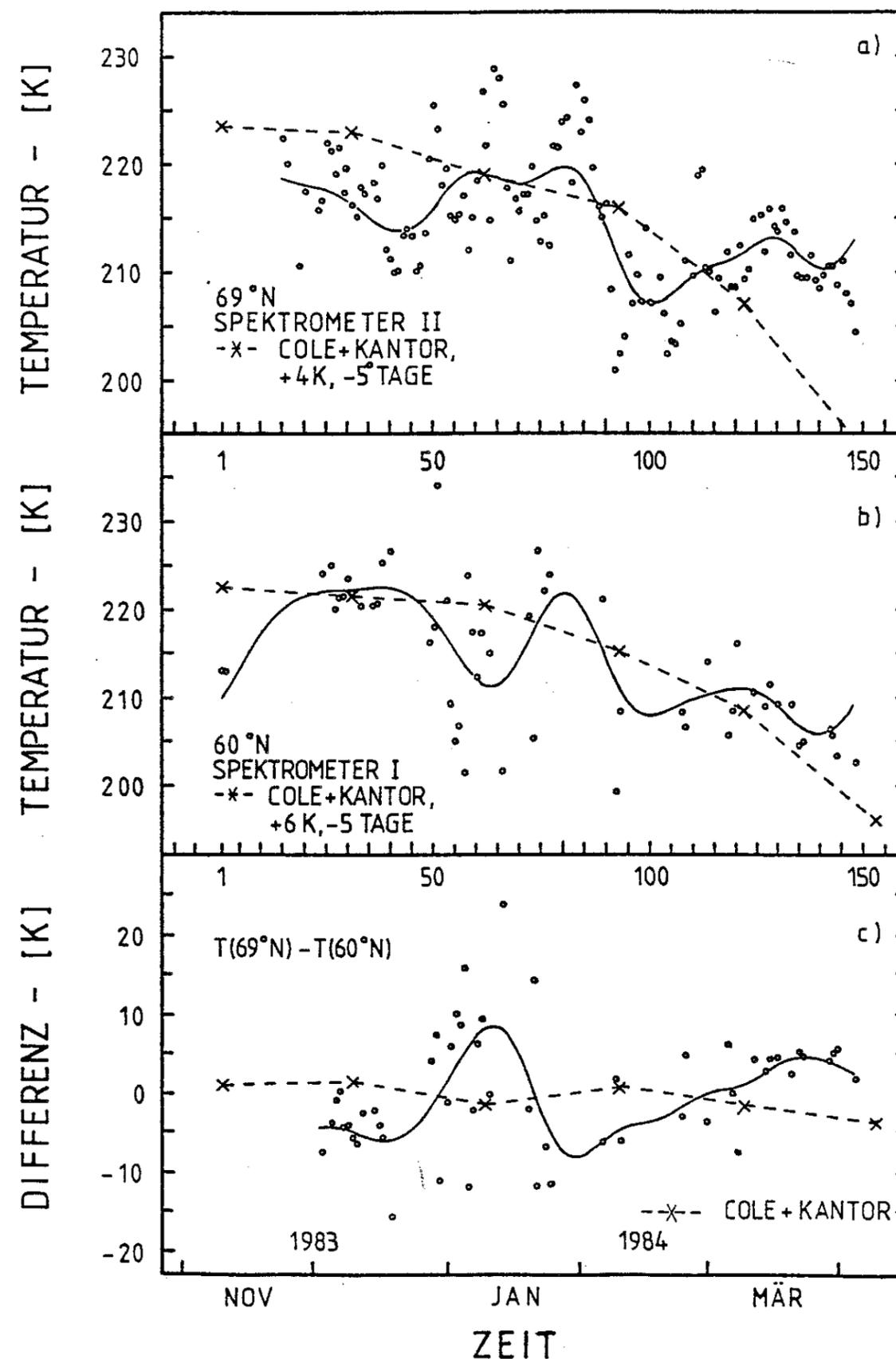


Abb. 28: Winterlicher Breitengang der OH*-Temperaturen zwischen 69 °N und 60 °N im Vergleich zu modifizierten Cole-and-Kantor-Modellwerten (1978; s. Text). In der Zeit vom 10.11.83 bis 15.1.84 wurden die 60°N-Temperaturen (b) in Lista gemessen.

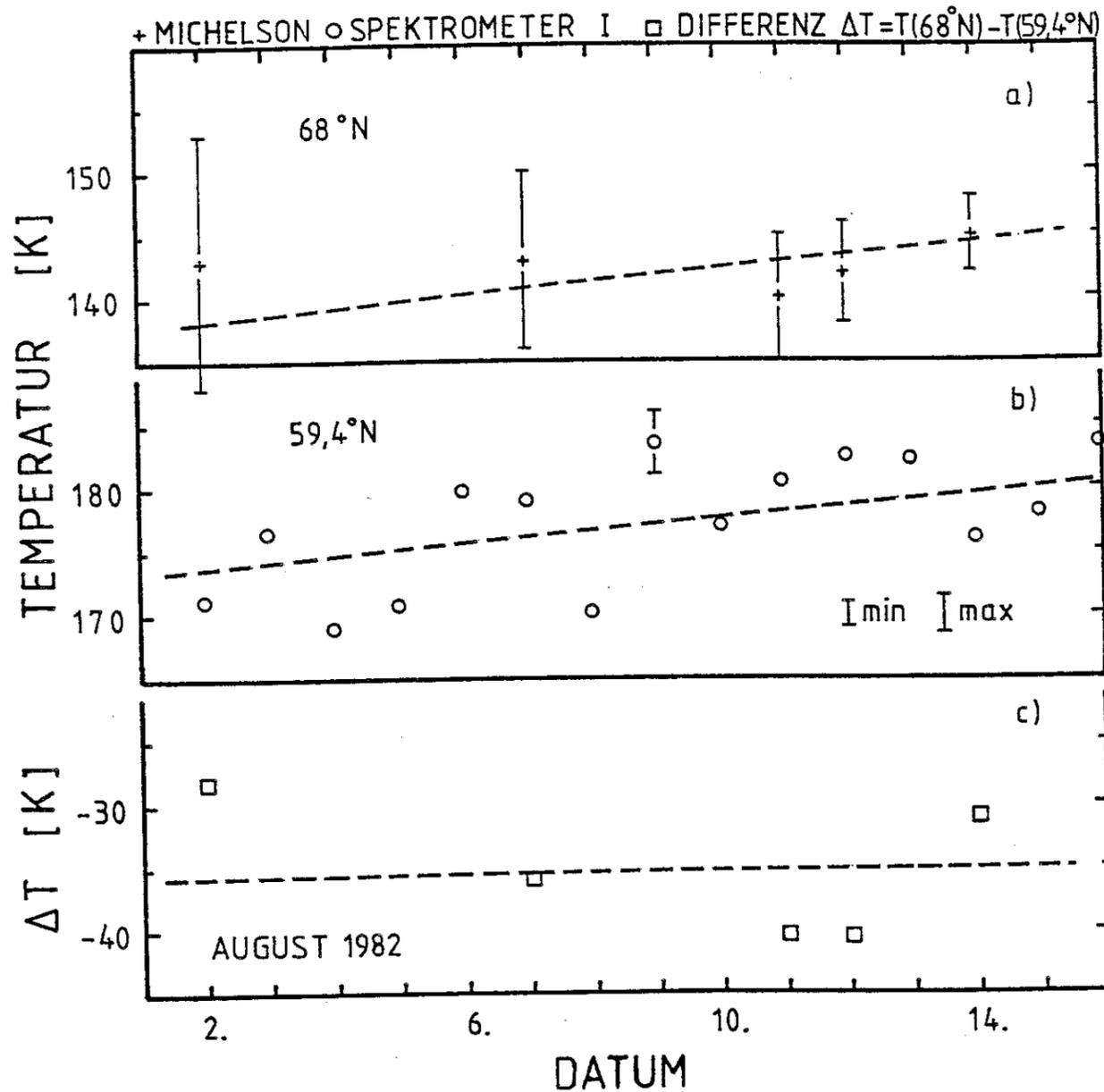


Abb. 29: Sommerliche Breitenabhängigkeit der mesosphärischen Temperaturen zwischen 68 °N (Kiruna; Pendelton, 1985, private Mitteilung) und 59,4 °N (Stockholm). Die gestrichelten Geraden stellen angepaßte Modellprofile nach Cole and Kantor (1978) dar (um 19 K zu tieferen (a) bzw. um 12 K zu höheren Temperaturen (b) verschoben).

ca. 35 K.

Die Abbildungen 28 und 29 geben zusammen die charakteristischen Eigenschaften des Breitenganges der OH*-Temperaturen zwischen rund 60 °N und 69 °N an. Wie zwischen 51 °N und 60 °N existiert eine Übereinstimmung der winterlichen Temperaturen. Während des Sommers scheint dagegen (ähnlich wie bei niedrigen Breiten) ein ausgeprägter Breitengang vorzuliegen.

Werden die über 78 °N (Longyearbyen, Spitzbergen) im Winter 1982/83 gemessenen OH*-Temperaturen (Myrabo, 1984, Myrabo et al., 1984) zum Vergleich mit den Messungen über Wuppertal und Oslo hinzugezogen, kann das zuvor beschriebene generelle Erscheinungsbild des Temperaturbreitenganges über West-Europa zumindest für den Winter bestätigt werden. Der Vergleich wird in Abbildung 30 wiedergegeben. Über längere Zeiträume gemittelt scheinen die win-

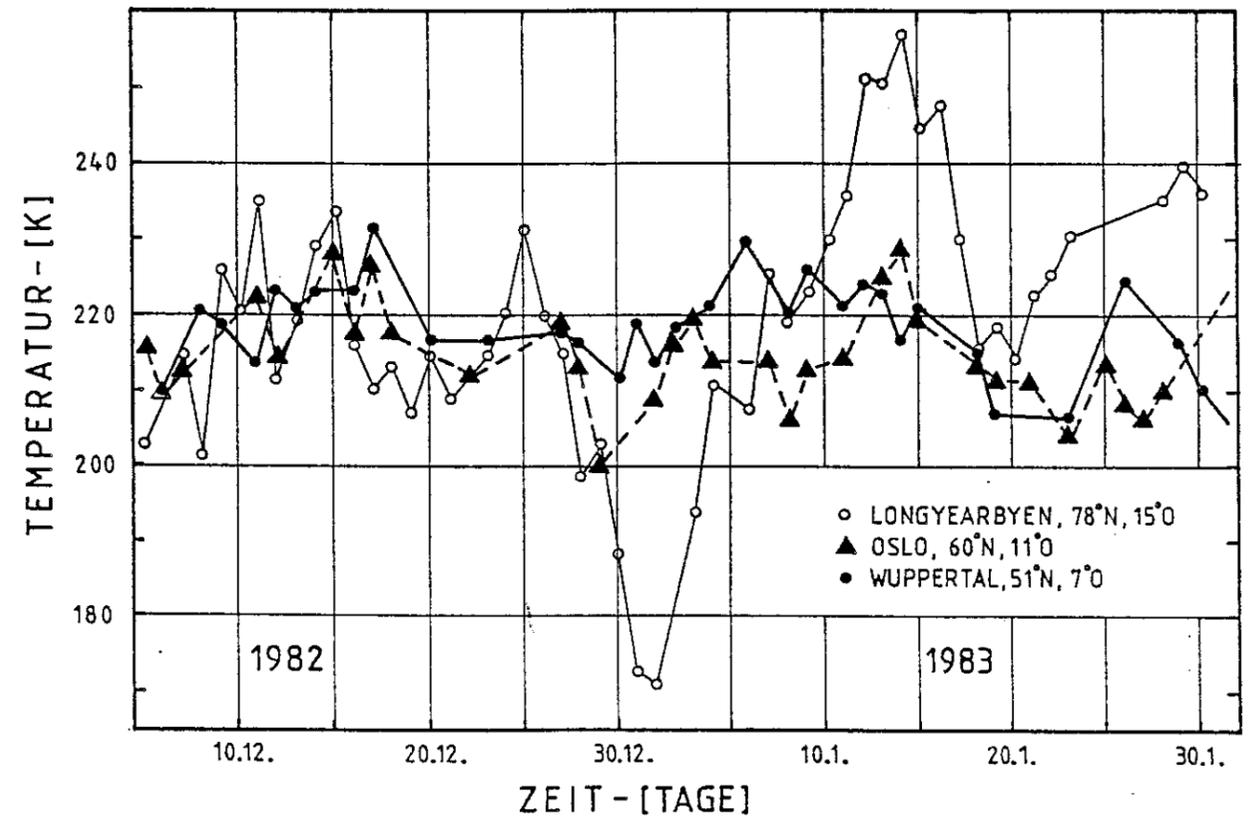


Abb. 30: Vergleich winterlicher Mesosphärentemperaturen zwischen 78 °N (Myrabo, 1984), 60 °N und 51 °N über West-Europa

terlichen Mesosphärentemperaturen bei 86 km Höhe und zwischen 51 °N und 78 °N gut übereinzustimmen. Die abfallenden Temperaturen Ende Dezember 1982 waren eine Folge einer Stratosphärenenerwärmung (Naujokat et al., 1983), die sich von 78 °N bis 51 °N in abnehmendem Maße in der Mesosphäre bemerkbar machte. Die Stratosphärenenerwärmung in der Zeit um den 20. Januar 1983 herum (Naujokat et al., 1983) wirkte sich über 60 °N und 51 °N nahezu gleich aus. Die Differenzen der Mesosphärentemperaturen über den Meßorten zwischen 78 °N und 51 °N waren also wiederum im wesentlichen auf dynamische, kurzfristige Phänomene zurückzuführen.

Eine Abhängigkeit der Temperatur der oberen Mesosphäre von der geographischen Breite wurde aufgrund von Messungen der OH*-Temperaturen bereits 1953 von Chamberlain and Oliver (1953) vermutet. Dieser Befund wurde von McPherson and Vallance Jones (1960) durch den gleichzeitigen Betrieb zweier identischer Spektrographen bestätigt. Bei westlichen Längen von ca. 107 °W und 95 °W wurden zwischen 52,1 °N (Saskatoon) und 74,7 °N (Resolute Bay) in den Monaten Februar und März 1957 eine Differenz der Mesosphärentemperatur von ca. 32 K ermittelt. Die winterliche Temperatur nimmt danach mit der Breite zu. Noxon (1964) und Sivjee et al. (1972) bestimmten die Breitenabhängigkeit der OH*-Temperaturen durch Messungen von Flugzeugen aus, die annähernd über einem Längengrad flogen. Die von Sivjee et al. mit einer zeitlichen Auflösung von 16 Minuten in den Monaten Januar bis März 1968 ausgeführten Messungen erbrachten für 50 °N eine Temperatur von ca. 210 K +/- 15 K (die Varianzangabe beinhaltet Temperaturvariationen von Tag zu Tag), die bis zu einer geographischen Breite von 80 °N im Mittel um etwa 10 K pro 10 °N Breitendifferenz anstieg. Dies ist offensichtlich nicht mit den in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Ergebnissen in Übereinstimmung.

Eine aktuelle Übersicht über die an verschiedenen Orten und mit verschiedenen Methoden (auch anderen als der OH*-Methode) beobachteten Mesosphärentemperaturen wurde von Forbes (1985) veröffentlicht. Danach ist für Juli bei 50 °N und bei östlichen Längen eine Temperatur von ca. 180 K in 90 km Höhe zu erwarten. Bis zu einer geographischen Breite von 70 °N fällt die Temperatur

um rund 15 K pro 10 °N ab. Dieser Wert ist in guter Übereinstimmung mit dem Schätzwert, der aus den in Abbildung 27 dargestellten Messungen abgeleitet wurde.

Dagegen ist der Wert der sommerlichen Temperaturdifferenzen im August zwischen 60 °N und 68 °N (Abb. 29), wie er mit der OH*-Methode bestimmt wurde, bedeutend größer als der von Forbes (1985) angegebene Wert von 15 K. Hinzu kommt, daß im sommerlichen Minimum in Anlehnung an die Modelle und die bisher vorgestellten Spektrometer-Daten noch größere Temperaturdifferenzen als im August zu erwarten wären. Da in Esrange jedoch nur wenige mittlere OH*-Temperaturen gewonnen wurden, kann der Breitengang von 35 K nicht als typisch für den Sommer angesehen werden. Philbrick et al. (1984) berichteten in Übereinstimmung mit den niedrigen OH*-Temperaturen über Esrange ebenfalls über ungewöhnlich niedrige mesosphärische Temperaturen, die dort mit raketentragenden fallenden Kugeln im August 1982 gemessen wurden. Auch die Beobachtungen nachtleuchtender Wolken in diesem Monat (Björn, 1984) deuten auf kurzfristig sehr niedrige Mesopausentemperaturen hin. Die große Temperaturdifferenz zwischen Esrange und Stockholm zu dieser Zeit muß daher zwar als reales, aber auch als zeitlich eng begrenztes Phänomen angesehen werden, das den sommerlichen Breitengang verstärkte. Ein Wert für den ungestörten Breitengang im August ist daher mit den hier vorgestellten Meßdaten nicht angebar.

Für die Wintermesosphäre kann nach Forbes (1985) nur für westliche Längen auf der Nordhalbkugel und bei 90 km Höhe eine Aussage über den Breitengang abgeleitet werden. Hier wurden bei 50 °N, 60 °N und 70 °N Temperaturen um ca. 210 K, 215 K und 213 K beobachtet. Barnett et al. (1985) geben zonal gemittelte Temperaturen u.a. für eine Höhe von 84 km an, die aus CO₂-Emissionen abgeleitet wurden. Die CO₂-Intensitäten wurden mit SAMS (Stratospheric and Mesospheric Sounder) an Bord des Satelliten Nimbus 7 gemessen. Als typische Wintertemperaturen (15.1.1979) ergaben sich ca. 208 K für 50 °N, ca. 212 K für 60 °N und ungefähr 213 K für 70 °N.

Berechnet man die Varianzbreite der nächtlichen Temperaturdifferenzen in Abbildung 27c, so zeigt sich, daß der von Barnett et

al. (1985) und Forbes (1985) angegebene Breitengang von etwa + 5 K im Winter zwischen 51 °N und 60 °N am oberen Rand dieser Varianzbreite liegt. Daher läßt sich für West-Europa (etwa 10 °O) ein solcher Winter-Breitengang nicht eindeutig widerlegen. Da die einzelnen statistischen Fehler der Nachtmittel aber i.a. deutlich unter 4 K liegen, sprechen die Daten im Trend gegen die Übertragung des von Forbes (1985) für westliche Längen erhaltenen Wertes auf West-Europa. Hier könnte eine eventuelle Längenabhängigkeit der Mesosphärentemperaturen die Ursache sein.

Abbildung 31 gibt die bisher dargestellten Breitenabhängigkeiten für je zwei Monate des Winters und Sommers exemplarisch wieder. Der Breitengang der Temperaturmittelwerte aus den OH*-Messungen ist den nicht modifizierten Modellwerten von Cole and Kantor (1978) und von Barnett and Corney (1985) gegenübergestellt. Die Modellwerte von Barnett and Corney gelten für 10 °O. Für die verschiedenen geographischen Längen der Meßorte sind die Modellwerte nur geringfügig unterschiedlich. Die Abweichungen sind so klein, daß sie bei der gegebenen Zeichengenauigkeit nicht dargestellt werden könnten. Die OH*-Temperaturen werden durch Mittelwerte repräsentiert, die aus den Monatsmittelwerten verschiedener Jahre (siehe Tab. 8) gebildet wurden. Eingeclammert wiedergegeben ist jeweils die Anzahl der zugrundeliegenden Monatsmittelwerte. Mittels der Spektrometer 1 und 2 wurden die durch Geraden verbundene OH*-Temperaturen bestimmt. Die Breitengänge der OH*-Temperaturen sind besonders für hohe Breiten noch durch den Einfluß dynamischer Phänomene verfälscht. Das trifft vor allem für den August-Wert für 68 °N zu (s.o.).

Das Modell von Cole and Kantor (1978) weicht vor allem im Sommer stark vom OH*-Temperaturbreitengang ab. Im Juli und August wird der relative Breitenverlauf zwischen 50 °N und 60 °N zwar gut von dem Modell nach Barnett and Corney (1985) reproduziert. Jedoch weichen die Absolutwerte dieses Modellbreitenganges und des OH*-Temperaturbreitenganges voneinander ab.

In den Wintermonaten Januar und Dezember deuten sich keine signifikanten Diskrepanzen zwischen OH*-Temperaturen und Barnett-and-Corney-Modell an. Der Januar-Breitengang von Barnett and Corney (1985) stimmt angenähert mit dem Beobachtungsbefund einer nahezu

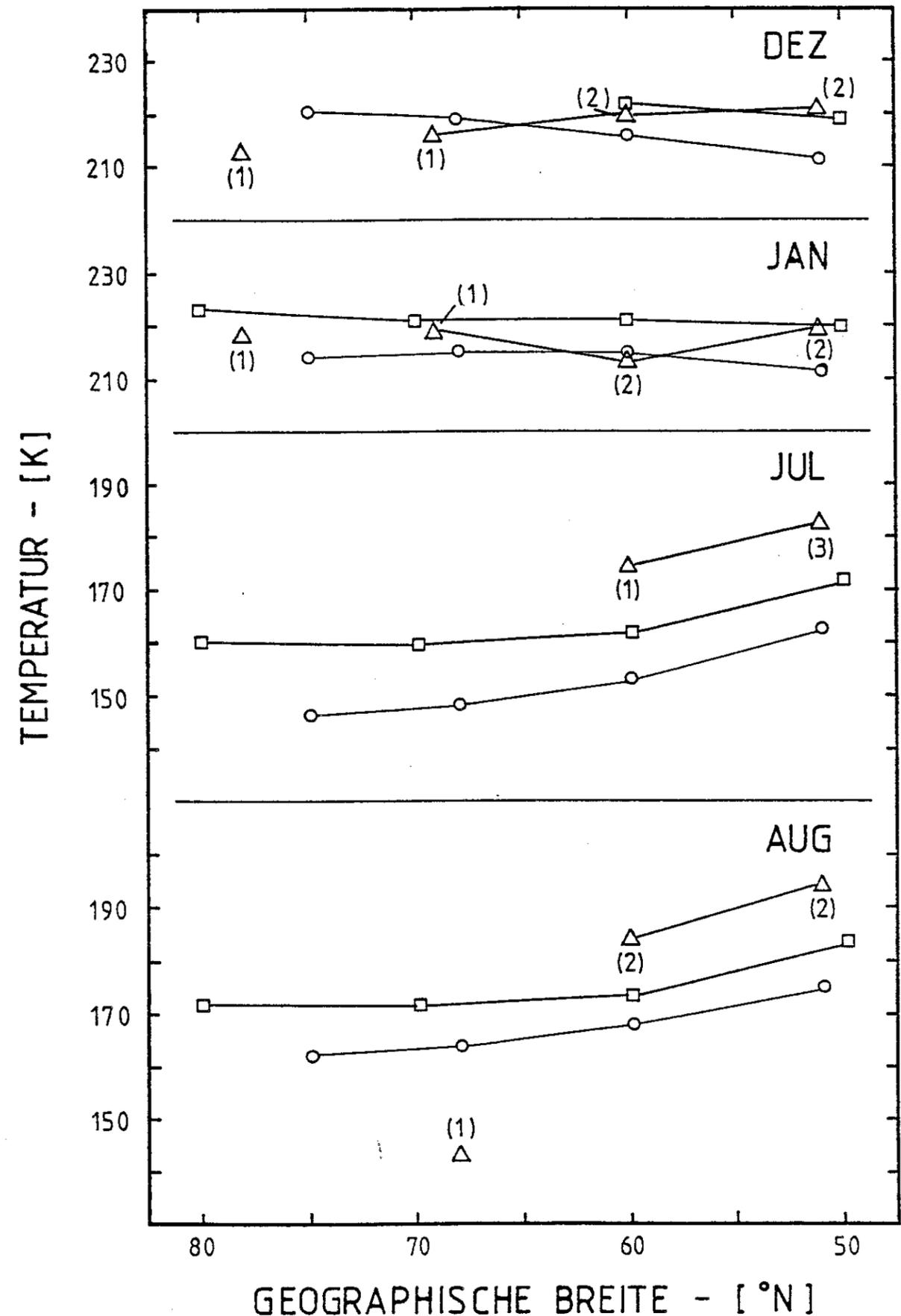


Abb. 31: Gegenüberstellung der Breitenabhängigkeit der OH*-Temperaturen (Dreiecke) und der Modelltemperaturen (Kreise: Cole and Kantor, 1978; Quadrate: Barnett and Corney, 1985)

isothermen Wintermesosphäre über Nord-Europa überein. Im Winter sind die Absolutwerte des Modells von Barnett and Corney (1985) in zufriedenstellender Übereinstimmung mit den OH*-Temperaturen, wenn man den systematischen und statistischen Fehler der OH*-Werte von insgesamt +/- 2,5 K berücksichtigt.

4.3 Wellenaktivität

4.3.1 Jahreszeitliche Abhängigkeiten

Die Variationen der nächtlichen Mittelwerte der OH*-Temperaturen zeigen oft einen wellenartigen Charakter. Abbildung 27 macht dies beispielhaft deutlich. Sowohl über Oslo als auch über Wuppertal waren Schwingungen der Temperaturen mit Perioden von einigen Tagen vorhanden, was die mittels Fourier-Methode (Kap. 4.1.1) geglätteten Zeitreihen wiedergeben.

Eine genauere Bestimmung der Schwingungsperioden und der Vergleich der Perioden aus Messungen an verschiedenen Orten erfordert eine Untersuchung der Rohdaten mit den Mitteln einer Fourieranalyse. Die quantitative Analyse der in den Temperaturvariationen möglicherweise enthaltenen Wellenaktivität der oberen Mesosphäre wurde für diese Arbeit mit einer schnellen Fourier-Transformation (FFT) ausgeführt. Die verwendeten Algorithmen wurden von Bloomfield (1976) im Detail vorgestellt. Ergänzende Beschreibungen einiger Effekte im Zusammenhang mit der FFT werden von Schwabbauer (1986) gegeben.

Mit der FFT-Methode werden zeitlich äquidistante Meßwerte, also diskrete Zeitreihen mit 2^n ($n = 1, 2, 3, \dots$) Datenpunkten analysiert. Zeitreihen mit weniger als 2^n , aber mehr als 2^{n-1} Datenpunkten müssen daher durch Ergänzen von Nullen zu 2^n Werten aufgefüllt werden. Datenlücken müssen vor der Analyse interpoliert werden. Die Interpolation erfolgte hier jeweils linear. Beide Maßnahmen führen zu erhöhten "Rauschanteilen" bei kleinen Periodendauern im Fourierspektrum (vgl. Schwabbauer, 1986).

Reale Datensätze enthalten i.a. nicht genau die durch die zeitliche Länge der Datenfenster definierten Fourier-Frequenzkomponenten. Dies äußert sich im Periodogramm durch Verbreiterung der Fourierkomponenten und durch die Anhebung des Untergrundes (s.a. Schwabbauer, 1986). Durch den plötzlichen Beginn und das abrupte Ende der Datenreihe werden darüberhinaus zusätzliche Frequenzen im Periodogramm erzeugt, die in den Daten nicht vorhanden sind

(entsprechend der Analyse einer Rechteckfunktion). Beide Effekte lassen sich durch Wichtung der diskreten Daten mit einer Cosinus-Funktion (Halbwelle) über den Analysezeitraum vermindern (Tapern). Das FFT-Programm gestattet, beginnend an den Rändern der Datenreihen, verschiedene prozentuale Anteile der Daten zu gewichten (0% bis 100%). Schwabbauer (1986) demonstrierte, daß eine 100%ige Wichtung die inhärente Frequenzverteilung der Daten korrekt wiederzugeben gestattet. Dabei werden jedoch wegen der dämpfenden Wirkung der Wichtung die Amplituden der Frequenzkomponenten falsch wiedergegeben. Die realen Amplituden sind nur aus der ungewichteten Datenreihe bestimmbar.

Da in den Analysezeiträumen vorkommende Trends der Daten ebenfalls zu einer Verfälschung vor allem der Verteilung niedriger Periodendauern führen, werden die Meßwertreihen vor der FFT-Analyse "enttrendet". Dazu wird ein linearer Trend abgezogen, der durch ein modifiziertes Verfahren einer Geradenanpassung bestimmt wurde (s. Schwabbauer, 1986).

Bild 32 zeigt für reale Daten den Einfluß der Datenwichtung beim sogenannten Tapern. In dieser Arbeit wurden jeweils nur 10% der Daten an den Rändern der Zeitreihe getapert. Eine angenähert richtige Darstellung der Amplitudenverhältnisse bleibt damit gewährleistet. Die Fourier-Frequenzen liegen i.a. ausreichend dicht, so daß die Differenzen zu den tatsächlichen Frequenzen, besonders auch im Hinblick auf Ungenauigkeiten durch höhenwindbedingte Dopplerverschiebungen, vernachlässigbar sind. Dies wird gut sichtbar im Vergleich der Analysen der verschieden gewichteten, realen Datenreihe in Abbildungen 32. Obwohl die Differenzen für kurze Datenreihen größer werden, stellt die Analyse mit 10%-iger Wichtung einen guten Kompromiß zwischen richtiger Frequenz- (100%) und richtiger Amplitudenwiedergabe (0%) dar.

Bezüglich der Amplituden der Frequenzanteile (relative spektrale Dichte im Periodogramm) sei daran erinnert, daß sie mittlere Amplituden der Frequenzkomponenten über den gesamten analysierten Zeitbereich darstellen. Dieser Umstand verfälscht die Amplituden z.B. dann deutlich, wenn die Frequenzkomponenten nur während eines Teils des Auswertzeitraumes real auftraten oder wenn Oszillationen über nur wenige volle Perioden in der analysierten

Zeit erfolgen konnten.

Um festzustellen, ob in den verschiedenen Jahreszeiten eine unterscheidbare Verteilung der Frequenzen in den Periodogrammen vorhanden ist, wurden mit der FFT-Methode jeweils Zeitreihen der OH*-Temperaturen über drei Monate analysiert. Die Zeiträume sind so gewählt, daß die Tage der Sonnenwenden und der Tagundnachtgleichen jeweils in ihrer Mitte liegen. Sie können daher als charakteristisch für die verschiedenen Jahreszeiten angesehen werden. Abbildung 33 gibt die Ergebnisse dieser Fourieranalysen der OH*-Temperaturdatensätze für 51 °N und 60 °N wieder. Die Analyse für die Sommerjahreszeit fehlt wegen der Datenlücke im 60°N-Sommer. Über die Dauer der dreimonatigen Untersuchungszeiträume lassen sich kaum deutliche Übereinstimmungen der Spektren für 51 °N und 60 °N feststellen. Zwar treten vor allem im Winter

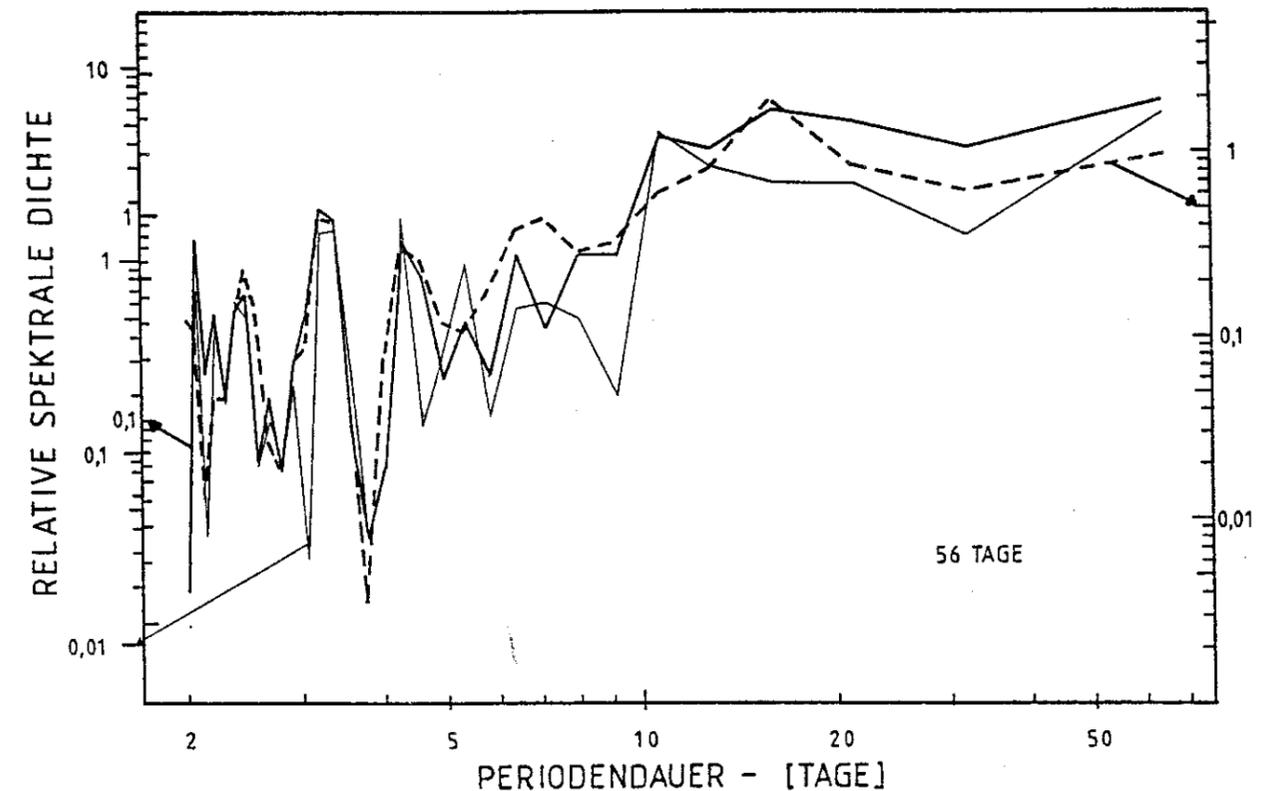


Abb. 32: Einfluß verschiedener Wichtungen beim Tapern auf Daten des MAP/WINE-Zeitraumes (10.2. - 5.4.84, dünne Kurve: 0%, dicke Kurve: 10%, unterbrochene Kurve: 100% getapert)

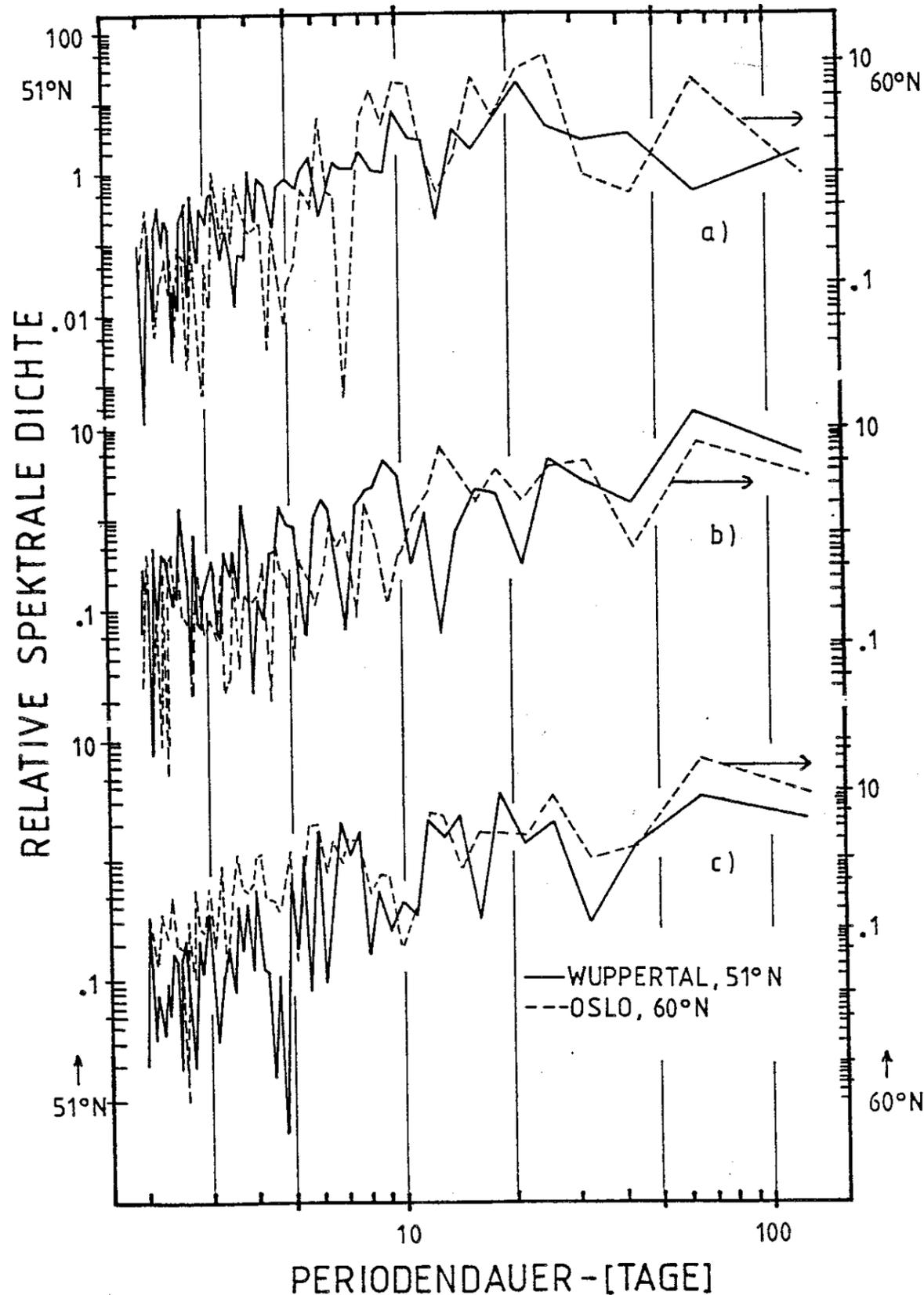


Abb. 33: Fourieranalysen für verschiedene Jahreszeiten bei 60 °N und 51 °N (a: 7.11.82 - 6.2.83, b: 6.2. - 5.5.83, c: 8.8.-30.10.83 (51 °N) bzw. 8.8.-7.11.83 (60 °N)). Die Ordinaten der 51°N- und 60°N-Kurven sind gegeneinander verschoben.

Schwingungsperioden der Temperaturen über beiden Meßstationen mit signifikanten Amplituden auf (relative spektrale Dichten größer als 4). Vereinzelt lieferten die Analysen auch Hinweise, daß ähnliche Periodendauern ähnliche Intensitäten zeigten (relativ zu den übrigen Perioden; z.B. 9,8-Tage-Schwingung im Winter 1982/83 in Abb. 33). Die Rechnungen zeigen aber, daß in keinem der Fälle eine signifikante Kohärenz der Schwingungen mit Signifikanzen von größer als 95% vorhanden war (zur Methode siehe Bloomfield (1976)).

Um zu einer Aussage des Verhaltens der bedeutenderen Oszillationen über den Zeitraum eines Jahres zu gelangen, wurden für 51 °N Fourier-Analysen jeweils drei Monate langer Datenfenster ausgeführt. Die Datenfenster wurden so gewählt, daß sich benachbarte Fenster jeweils zur Hälfte überdeckten. Somit konnten für jeweils 1,5 Monate auseinander liegende Zeitpunkte die relativen spektralen Dichten verschiedener Periodendauern (der drei Monate langen Teilzeitreihen) berechnet werden. Sie wurden jeweils dem Datum in der Mitte der Datenfenster zugeordnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 34 dargestellt. Die relativen spektralen Dichten einiger häufiger Perioden der Temperaturvariationen nach diesen Analysen sind über der Zeit aufgetragen. Im Oktober 1983 wurde Spektrometer 2 für die Messungen anlässlich der MAP/WINE-Kampagne nach Andenes gebracht. Die Kurven des Bildes 34 lassen sich daher nicht über diesen Zeitpunkt hinweg fortsetzen. Da die Untersuchung relativ grob ist, läßt sich das Ergebnis nur andeutungsweise interpretieren. Im Winter traten stärkere Temperaturvariationen auf, hauptsächlich mit Periodendauern über 10 Tagen. Die relativ hohe Variabilität der sommerlichen Mesosphärentemperaturen wurde im Jahr 1983 außer durch längerperiodische auch durch kürzerperiodische Komponenten (5 - 6 Tage) erzeugt. Im Kapitel 4.3.2 werden diese Oszillationen näher beschrieben. In den Monaten des Frühjahres und des Spätsommers 1983 waren die geringsten Temperaturoszillationen im Bereich der Mesopause zu beobachten. Eine mögliche Ursache dafür könnte die Zirkulationsumkehr der Winde in der mittleren Atmosphäre sein. Im frühen Frühling sind die Winde in der Stratosphäre noch wie im Winter ostwärts gerichtet. Zu dieser Zeit treten in der Mesosphäre aber bereits

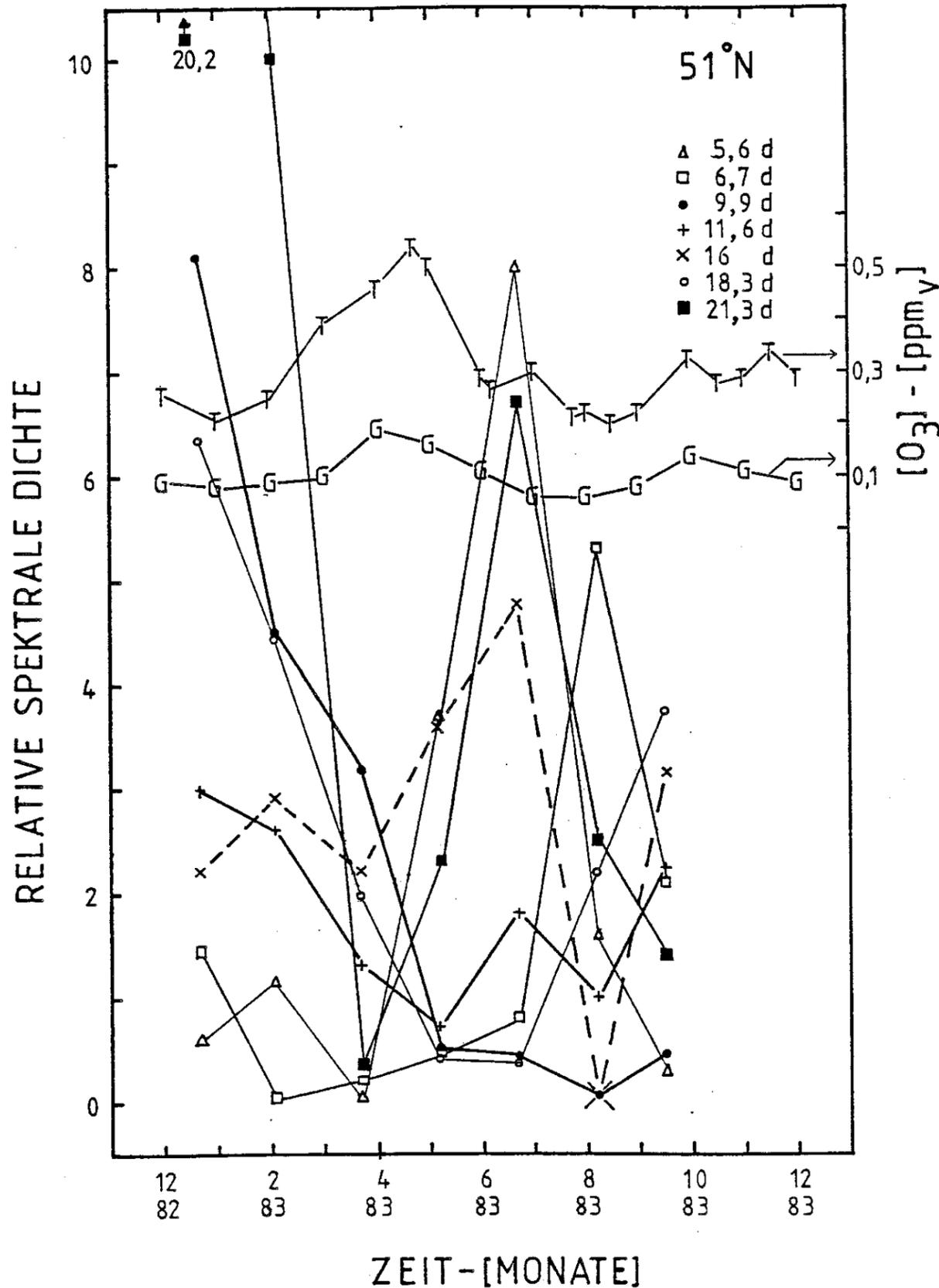


Abb. 34: Variation der Amplituden verschiedener Fourierkomponenten der Temperaturen über Wuppertal mit der Jahreszeit. Die mit T gekennzeichnete Kurve zeigt die Variation des Ozon-Mischungsverhältnisses im Jahr 1983 (Thomas et al., 1984) im Vergleich zum Modell dieses Jahresgang (G; Garcia and Solomon, 1983).

schwach westwärts gerichtete Winde auf. Für eine solche Situation wird vermutet, daß aufwärtslaufende Wellen (sowohl mit ost- wie mit westwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit) absorbiert werden, bevor sie die (obere) Mesosphäre erreichen können (siehe z.B. Holton, 1980; Houghton, 1978). Das Minimum der OH*-Temperaturschwankungen im Frühjahr (Bild 34) wäre somit durch verringertes Auftreten planetarer Wellen erklärbar.

In Abbildung 34 ist im Vergleich zu den OH*-Ergebnissen für 51 °N die 1983 gemessene Variation des Ozon-Mischungsverhältnisses mit der Jahreszeit gezeigt (mit T gekennzeichnete Kurve; Thomas et al., 1984). Die Kurve gilt für 45 °N und eine Höhe von ca. 80 km. Das O₃-Höhenprofil der Atmosphäre besitzt in diesem Höhenbereich ein sekundäres Maximum. Die mit G bezeichnete Kurve in Abbildung 34 (Garcia and Solomon, 1985) stellt eine Modellrechnung der von Thomas et al. mit Hilfe des SME (Solar Mesosphere Explorer Satellite) gefundenen Variationen dar. Zwar liefert das Modell von Garcia and Solomon (für 39 °N) geringere Absolutwerte als die Messung. Der relative Jahresgang wird jedoch prinzipiell gut wiedergegeben. Es fällt auf, daß die Maxima des O₃-Mischungsverhältnisses etwa zu den Zeiten auftraten, als die OH*-Temperaturvariationen minimal waren (etwa Mitte April und Anfang Oktober). Auch der Modellrechnung von Garcia and Solomon (1985) liegt für die Erklärung der gemessenen Ozon-Dichteveriationen eine Abhängigkeit von der zonalen Zirkulation zugrunde, ähnlich wie sie oben bereits für die OH*-Daten vermutet wurde. In diesem Fall werden die Variationen aber der wechselnden Aktivität der Schwerewellen (Periodendauern im Stundenmaßstab, s.u.) in der Mesosphäre zugeschrieben. Wie bei den planetaren Wellen werden im Frühjahr (kurz vor der Vollendung der Windumkehr) Schwerewellen durch die Wechselwirkung mit den zonalen Winden daran gehindert, in die Mesosphäre zu gelangen. Dadurch verringert sich die Turbulenz im Höhenbereich zwischen 80 und 100 km um den Anteil, der durch dort brechende Schwerewellen verursacht wird. Infolgedessen nimmt der Transport von Wasserdampf in größere Höhen ab. Weniger Wasserdampf bedeutet eine Abnahme der Ozon-Zersetzung. Somit ist das Maximum des O₃-Mischungsverhältnisses zu Zeiten geringerer Wellenaktivität in der Mesosphäre erklärbar (Thomas et al., 1984;

Garcia and Solomon, 1985). Die Abnahme der O_3 -Dichte im Mai 1983, die mit der Zunahme der Wellenaktivität in der OH-Schicht einhergeht, kann entsprechend mit dem Abschluß der Zirkulationsumkehr und somit wieder zunehmender Schwerewellenaktivität in der Mesosphäre erklärt werden (Thomas et al., 1984). Die OH*-Ergebnisse könnten dahingehend interpretiert werden, daß gleichzeitig die Aktivitäten der planetaren Wellen zunahmen.

Ein ähnlicher Jahresgang wie bei den Ozon- und OH*-Daten wurde für die Intensität der von atomarem Sauerstoff ausgestrahlten grünen Himmelslinie (557,7 nm) beobachtet (35 °N; Cogger et al., 1981). Die gefundenen maximalen Intensitäten Mitte April und im Oktober und die Minima Ende Juli und Anfang Januar passen gut zu den im Bild 34 gezeigten Daten. Die Intensitätsmaxima zu Zeiten geringer Wellenaktivitäten in der Mesosphäre entstehen nach Garcia and Solomon (1985) durch eine O-Anhäufung in etwa 100 km Höhe infolge des verringerten turbulenten Transportes in die obere Mesosphäre (80 - 95 km).

Insgesamt lassen sich alle erwähnten Messungen durch den Einfluß der zonalen Zirkulation auf die Dynamik in der Mesosphäre erklären. Aber nur die OH*-Daten zeigen direkt einen Jahresgang der Wellenaktivität.

4.3.2 Einfluß planetarer Wellen im Sommer

Den bisherigen Betrachtungen zufolge sind im Sommer also einige Variationen der mesosphärischen Temperaturen zu erwarten. Für die Jahre 1982 und 1983 wird dies in diesem Kapitel konkret anhand der Zeitreihen sommerlicher OH*-Temperaturen dargelegt. Durch die Messungen mit einem Meteor-Wind-Radar wurden auch sommerliche Variationen der mesosphärischen Winde gleichzeitig mit den OH*-Temperaturen festgestellt.

Die Abbildungen 35 bis 37 zeigen für den Sommer 1983 über Wuppertal (51 °N) und Belfast (55 °N, 21. Juli bis 23. August 1983) ausgeprägte Temperaturschwingungen. Die Zeitreihen wurden mit Spektrometer 2 gemessen. Ziel der Messungen in Belfast war der Vergleich der Variationen der OH*-Temperatur und der Winde in der Mesosphäre. Letztere wurden mit dem Meteor-Wind-Radar der Universität Sheffield für eine Höhe von 95 km ermittelt und werden weiter unten dargestellt. Bild 35 gibt eine fast lückenlose Zeitreihe der OH*-Temperatur über Wuppertal an. Die statistischen Fehler der nächtlichen Mittelwerte schwankten i.a. in dem durch die beiden Fehlerbalken wiedergegebenen Bereich. Im gesamten Untersuchungszeitraum konnte eine starke Schwingung mit einer Periodendauer von 5 Tagen beobachtet werden, die im Juni und Juli am deutlichsten ausgeprägt war. Ende Juli 1983 wurde das Gerät 2 nach Belfast gebracht. Die "5-Tage-Welle" in der OH*-Temperatur war anfänglich auch über 55 °N präsent. Dies wird in Abbildung 35 deutlich, in der die ersten nach dem 20. Juli 1983 gemessenen Temperaturen aus Belfast eingezeichnet sind. Der fünftägige Rhythmus der Schwingung ist gekennzeichnet. Er setzt sich über die durch den Transport der Spektrometers 2 nach Belfast verursachte Datenlücke hinweg bis in die ersten Tage der Belfaster Meßreihe fort. Da jedoch ein Meßortwechsel erfolgte, kann nicht ausgeschlossen werden, daß dies ein zufälliger Befund ist. Die Extrema der Zeitreihe könnten auch als Folge einer etwa sieben-tägigen Schwingung interpretiert werden, wie es die Markierung am oberen Bildrand des Bildes 35 andeutet. Jedoch ist der Abbildung 34 zu entnehmen, daß im Zeitraum von Mai bis Ende Juli 1983

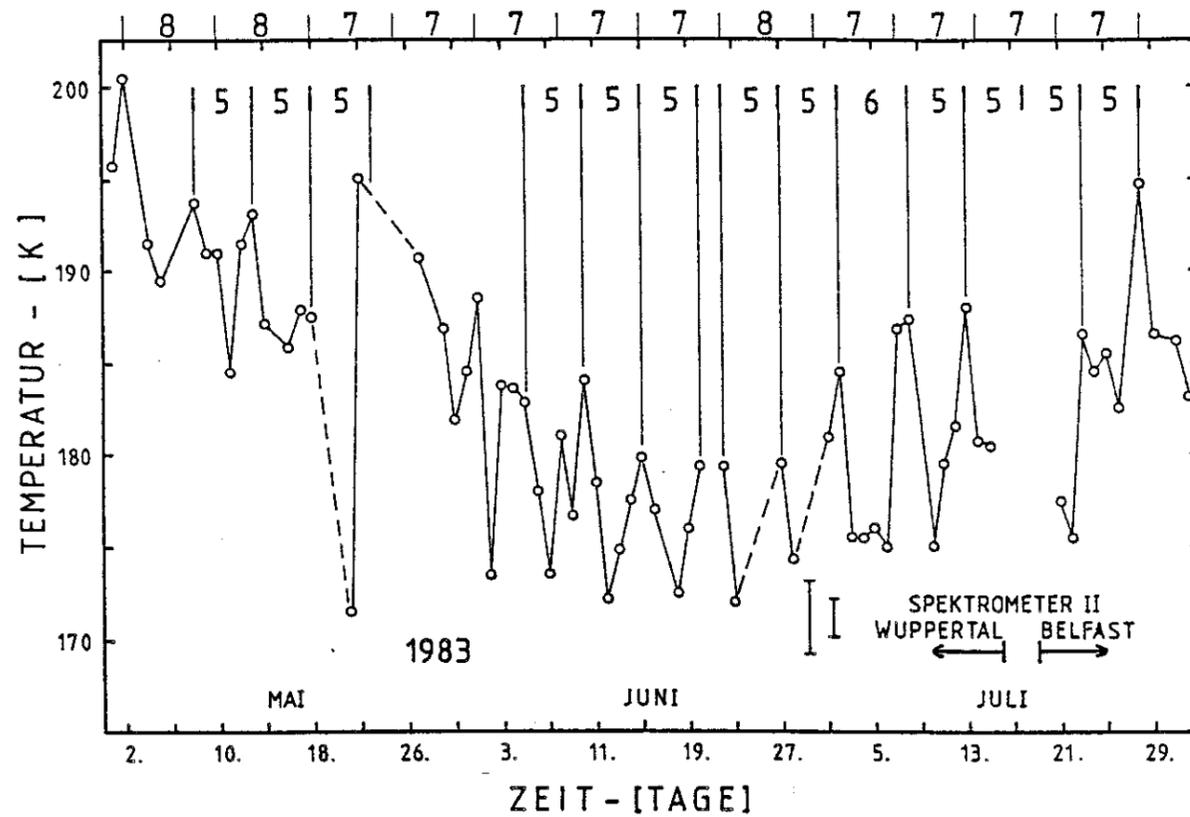


Abb. 35: Zeitreihe der OH*-Temperaturen im Sommer 1983 in der Zeit vom 1. Mai bis zum 30. Juli

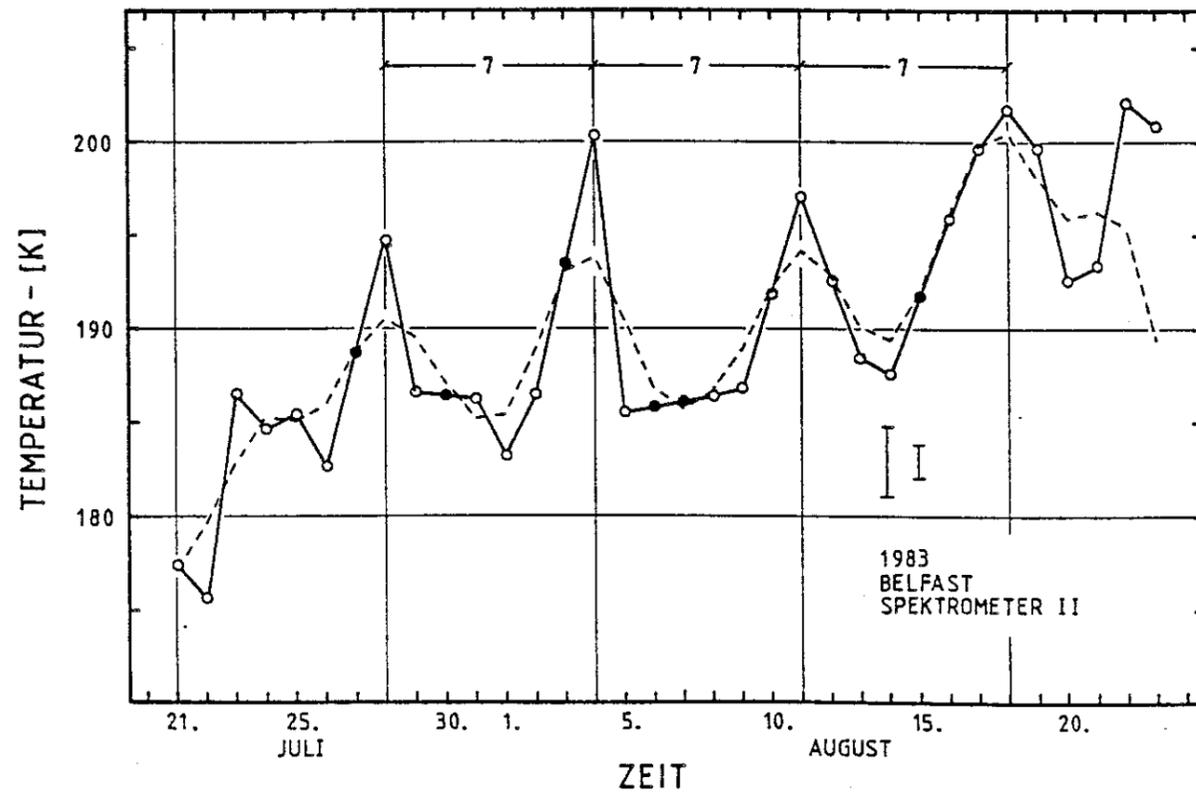


Abb. 36: wie Abb. 35, jedoch 21.7.83 bis 23.8.83 (der mittlere Verlauf (gestrichelt) ist eine über ca. 3,5 Tage geglättete Zeitreihe; schwarze Punkte stellen interpolierte Werte dar)

eine Temperaturschwingung mit einer Periode von etwa 5,6 Tagen vorherrschte (die Fourierkomponenten zwischen 5 und 8 Tagen können in der Analyse, die dem Bild 34 zugrunde liegt, mit einer Genauigkeit von $\pm 0,3$ bis $\pm 0,4$ Tagen aufgelöst werden). Nur im August und im September 1983 traten demnach siebentägige Schwingungen mit größerer Amplitude auf (6,7 Tage in Abb. 34; s. a. Abb. 38). Die dominierende Schwingungsperiode in Bild 35 ist also etwa 5 bis 6 Tage. (Um den 21. Juni und um den 5. Juli herum ist der fünftägige Abstand der Temperaturmaxima nicht eingehalten. Dies ist vermutlich die Folge davon, daß die genaue Schwingungsperiode größer als 5 Tage ist (s.o.). Der Einfluss von Schwingungsanteilen mit anderen Perioden kann dafür z.T. ebenfalls verantwortlich sein. Da für den 21. Juni 1983 kein Meßwert vorliegt und so unklar ist, wann das Maximum zu dieser Zeit tatsächlich auftrat, wurde die 5-Tage-Markierung an dieser Stelle unterbrochen.)

Etwas ab Anfang August 1983 war über Belfast eine starke Oszillation der 86-km-Temperatur mit einer Periodendauer von 7 Tagen vorhanden. Sie ist in Bild 36 gekennzeichnet. Der gestrichelte Kurvenverlauf ist eine mit der Fourier-Methode (Kap. 4.1.1) geglättete Zeitreihe, bei der Schwingungen mit Perioden von weniger als 3,5 Tagen herausgemittelt sind. Diese geglättete Kurve enthält als einzige bedeutende Komponente nur noch den siebentägigen Schwingungsanteil. Der Schwankungsbereich der statistischen Fehler ist durch die beiden Fehlerbalken angegeben.

Die Messungen mit Spektrometer 2 wurden in Belfast am 25. August 1983 beendet und beginnend am 29. August 1983 in Wuppertal fortgesetzt. Abbildung 37 zeigt die Variationen der 86-km-Temperaturen im Zeitraum vom 18. August bis 5. Oktober 1983. Wie in Belfast wurde auch in Wuppertal eine siebentägige Schwingung der OH*-Temperaturen beobachtet. Sie schließt sich ohne erkennbare Phasensprünge an die in Belfast gemessene 7-Tage-Schwingung der Temperaturen an, ähnlich wie es bei der 5-Tage-Schwingung Ende Juli 1983 der Fall war. Die 7-Tage-Periode war noch etwa bis Mitte September feststellbar (anschließend war andeutungsweise eine Periodizität mit einer Periodendauer von 5 bis 6 Tagen vorhanden; sie ist hier nur bis Anfang Oktober gezeigt).

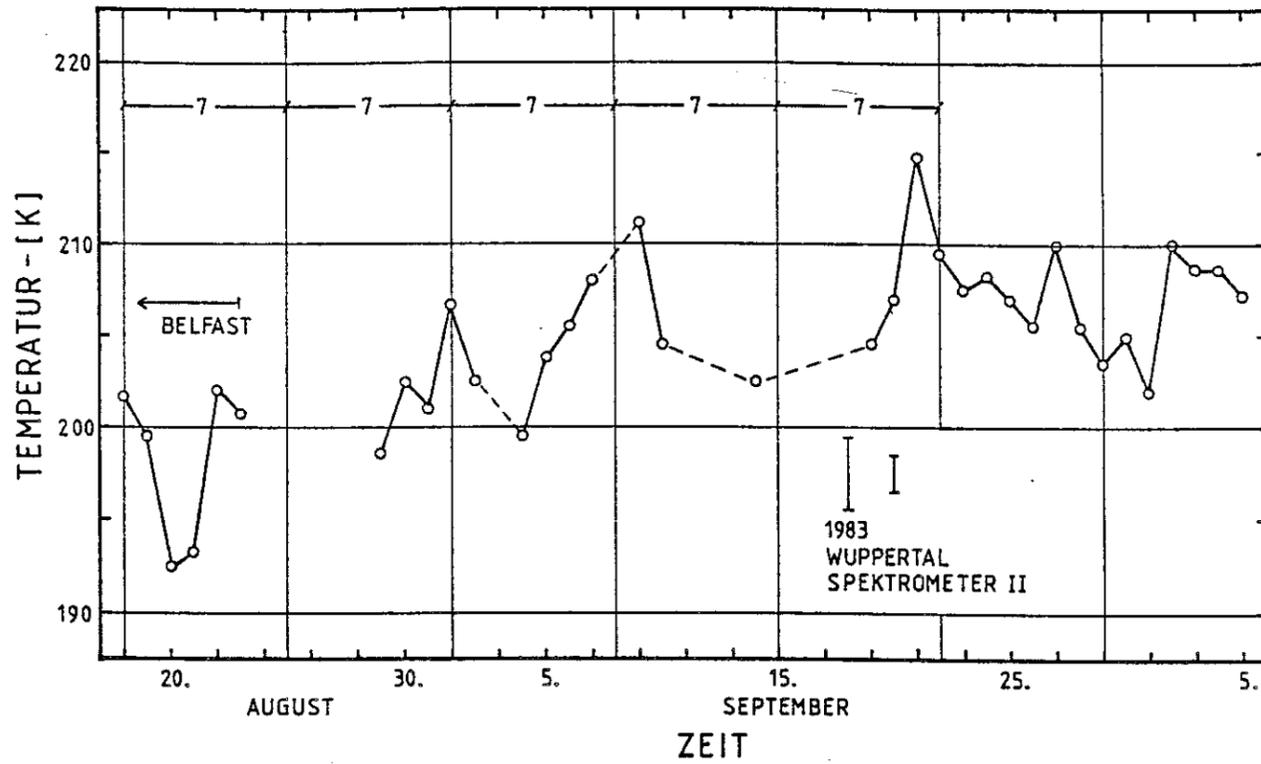


Abb. 37: wie Abb. 35, jedoch 18.8.83 bis 5.10.83

Die Fourieranalyse der Temperaturen der einzelnen Sommermonate in Abbildung 38 zeigt nochmals quantitativ die zeitliche Entwicklung der Schwingungsanteile, wie sie zuvor qualitativ beschrieben wurde. Für die FFT-Analysen dieses Kapitels ist hervorzuheben, daß die zugrundeliegenden Zeitreihen fast lückenlos sind. Verfälschungen der Spektren durch Interpolation von Datenlücken sind daher weitgehend ausgeschlossen. Im Fall des Bildes 38 ist allerdings zu berücksichtigen, daß infolge der kurzen Untersuchungszeiträume im interessierenden Periodenbereich nur die Fourierperiodendauern 5,3 Tage, 6,4 Tage und 8 Tage aufgelöst sind. Die benachbarten "Stützstellen" (Fourierperiodendauern) der Fourieranalysen sind durch Geraden miteinander verbunden. In den Monaten Mai, Juni und Juli 1983 dominierten Temperaturvariationen mit einer Periode zwischen 5 und 6 Tagen. Die Juli-Analyse für Wuppertal berücksichtigte neun Datenpunkte, die in Belfast gemessen

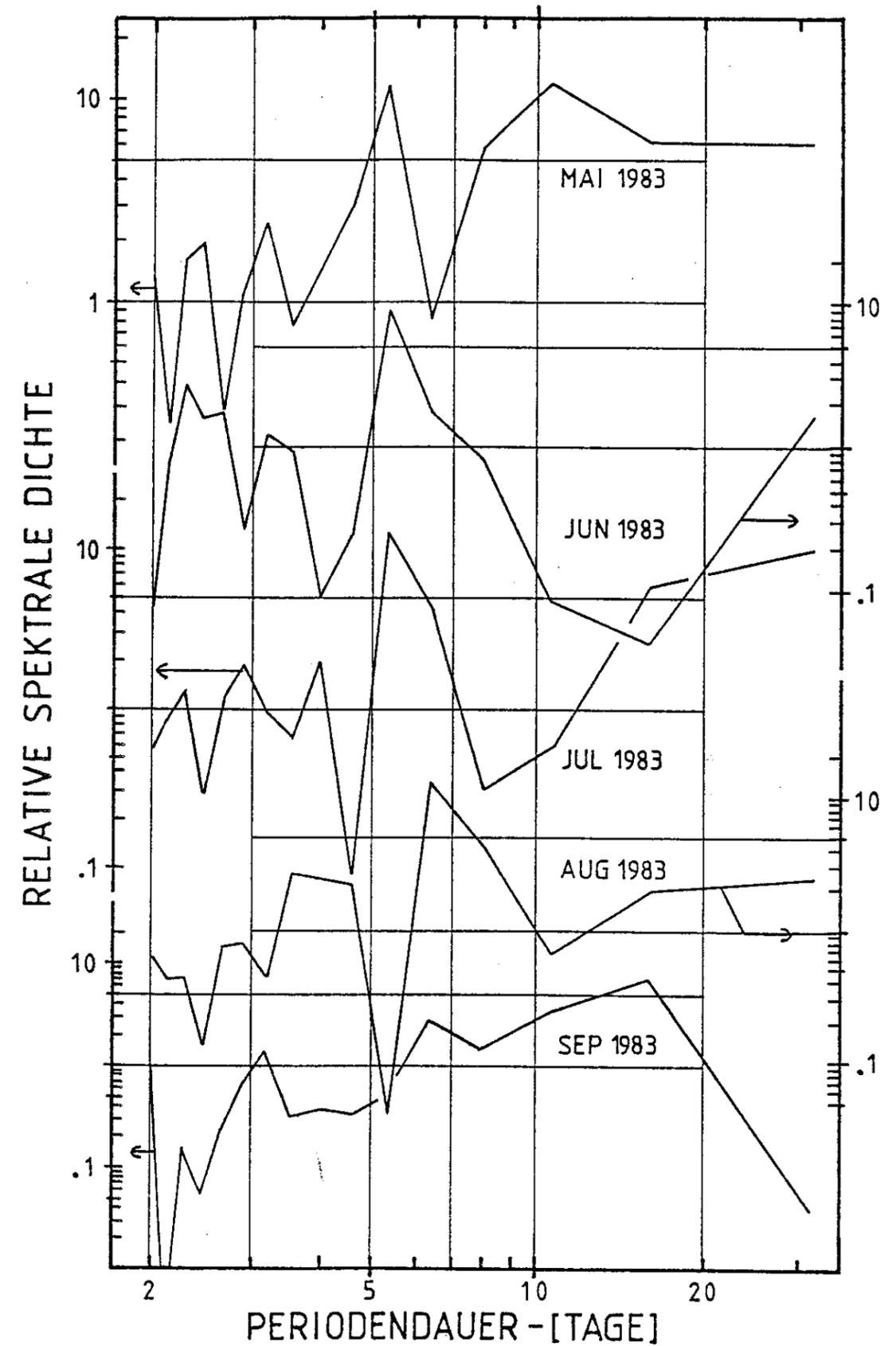


Abb. 38: Variation der spektralen Dichte der 5- bis 7-tägigen-Periodendauern mit der Zeit. Die Messungen im Mai bis Juli und im September 1983 erfolgten in Wuppertal, die im August in Belfast. In allen Fällen wurde Spektrometer 2 benutzt.

wurden, da ansonsten eine Bestimmung der Perioden oberhalb von fünf Tagen nicht möglich wäre. In der für August untersuchten Belfast Zeitreihe sind drei Temperaturwerte aus Wuppertal enthalten. Die 7-tägige Schwingung äußert sich in der August-Analyse durch eine starke Verbreiterung der spektralen Komponenten bei den Fourierperioden im Bereich von 7 Tagen. Auch die Analyse der Temperaturoszillationen im September, die wieder über Wuppertal gemessen wurden, ergab einen größeren Anteil an 6- bis 8-tägigen Schwingungen als an fünftägigen (vergleiche Abb. 37). Da die spektrale Auflösung der Analysen des Bildes 38 die in Abbildung 36 deutlich erkennbare 7-Tage-Variation nur unbefriedigend wiedergibt, wurde die Belfast Zeitreihe in Abbildung 36 einer weiteren FFT-Untersuchung unterzogen. Das Ergebnis ist in Abbildung 39 dargestellt. Anders als in Bild 38 wurden alle 34 Datenpunkte der Messungen in Belfast benutzt und durch Anhängen

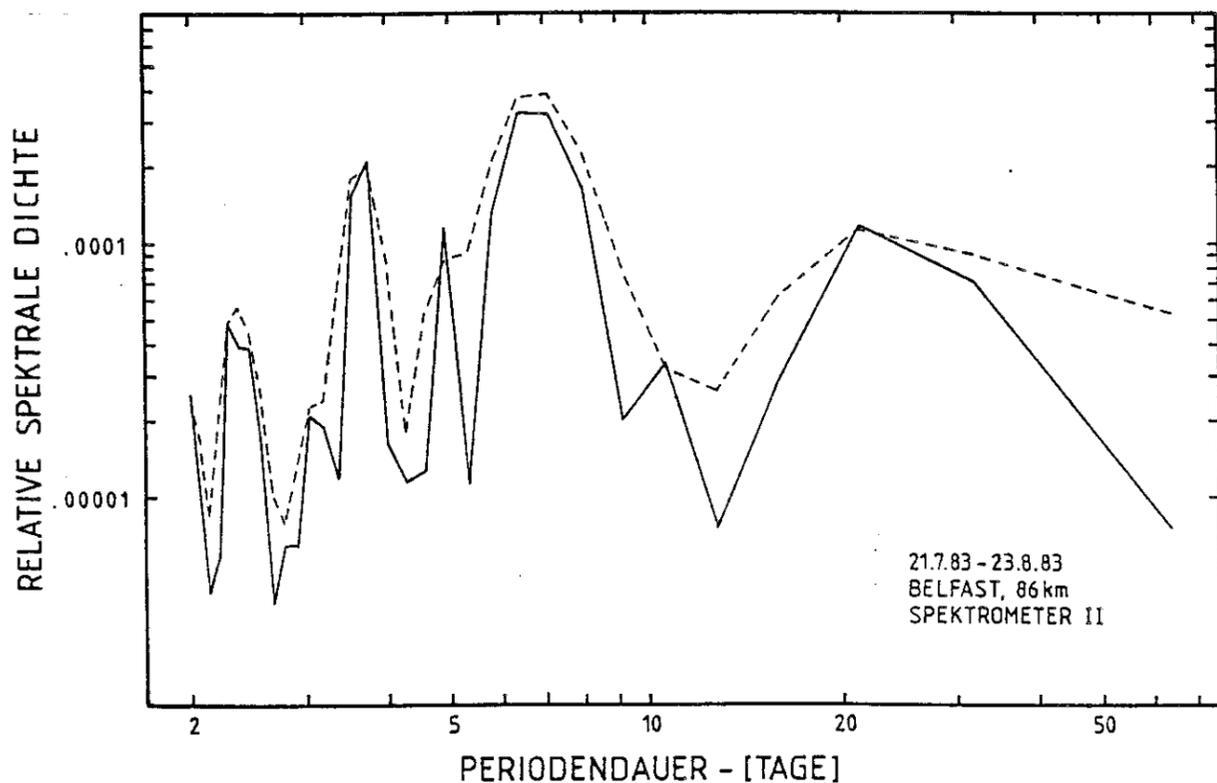


Abb. 39: Periodogramm der Zeitreihe aus Abb. 36

von Nullen zu einer 64 Punkte langen Zeitreihe ausgedehnt (siehe Kap. 4.3.1). Infolgedessen gibt die Fourieranalyse den sieben-tägigen Schwingungsanteil jetzt gut wieder. Dies zeigt, wie vorsichtig man bei Fourieranalysen vor allem von kurzen Zeitreihen sein muß. In den Oszillationen der Belfast Temperaturzeitreihe sind auch Komponenten mit ca. 3,8 und 5 Tagen enthalten (Abbildung 39). Der gestrichelte Kurvenzug ist ein mit einem Daniell-Filter (Bloomfield, 1976) geglättetes Periodogramm.

Die Möglichkeit, daß in der Sommermesosphäre Temperaturschwingungen mit relativ stabilen Periodendauern auftreten können, ist damit eindeutig belegt. Eine mögliche Erklärung für die 5-Tage- und für die 7-Tage-Schwingungen im Jahr 1983 könnten planetare Wellen in der Mesosphäre sein.

Die erste Beschreibung der in der Literatur als 5-Tage-Welle bezeichneten atmosphärischen Oszillation in der oberen Atmosphäre wurde durch Rodgers (1976) veröffentlicht. Aus der Untersuchung der CO₂-Temperaturen in 45 km Höhe (Selektive Chopper Radiometer, SCR, Nimbus-5-Satellit) leitete er die Präsenz einer Welle mit einer 5,5-tägigen Periode ab (Mittelwert). Die Periode ändert sich von Monat zu Monat geringfügig, so daß Periodendauern zwischen 4,5 und 6,2 Tagen beobachtet wurden. Die Periodendauer der Temperaturvariationen in der oberen Mesosphäre im Zeitraum von Mai bis Juli 1983 könnte also möglicherweise eine Folge einer solchen 5-Tage-Welle sein. Von Geisler and Dickinson (1976) wird eine Amplitude der 5-Tage-Welle in der sommerlichen Mesosphäre von etwa 10 K erwartet. Diese Größenordnung wird bei den OH*-Temperaturvariationen der Abbildung 35 tatsächlich gefunden. Die 5-Tage-Welle ist aus Untersuchungen des troposphärischen Luftdruckes seit längerem bekannt. Eine Zusammenfassung ihrer Eigenschaften (in der Troposphäre) gibt Madden (1978). Demnach handelt es sich um eine westwärts laufende Welle 1, die in allen Jahreszeiten vorhanden sein kann. Ihre stärkste Ausprägung hat sie südlich von 50 °N, mit einem Maximum bei 30 °N im Sommer. Im Winter sind die Amplituden nördlich 30 °N vergleichsweise gering (Madden, 1978). Nach Salby (1981a) kann die 5-Tage-Welle als Rossby-(1,1)-Normalwelle (entsprechend der Hough-Funktion H_2^1 ; s. Madden, 1978) beschrieben werden, deren Perioden zwischen 4,4 und

5,7 Tagen liegen.

In der Mesosphäre wurde die 5-Tage-Welle zunächst durch Messung der Windgeschwindigkeiten beobachtet (z.B. Salby and Roper, 1980; Manson et al., 1982). Ihre Periodendauer betrug in etwa 90 km Höhe ebenfalls zwischen 5 und 6 Tage.

Die 5-Tage-Welle in den OH*-Temperaturen des Sommers 1983 kann also als Folge einer troposphärisch angeregten planetaren Welle 1 angesehen werden. Diese Beobachtung dürfte eine der ersten Beschreibungen der 5-Tage-Welle in der Temperatur der oberen Mesosphäre sein.

Die beobachtete 7-Tage-Variation im August könnte auch auf eine andere planetare Welle als Ursache zurückgeführt werden. Die 7- bis 8-tägige Periode wurde von anderen Autoren ebenfalls beschrieben (z.B. Salby and Roper, 1980; 90 km).

Die "7-Tage-Welle" im August 1983 wurde nicht nur in den OH*-Temperaturen festgestellt, sondern auch anhand mesosphärischer Winde. Das Spektrometer 2 befand sich in Belfast für Vergleichsmessungen mit dem Meteor-Wind-Radar der Universität Sheffield. Derartige Geräte dienen der Ermittlung mesosphärischer Winde durch die Verfolgung der Ionisationsspuren von Meteoriten. Ziel der Messungen war festzustellen, ob Winde und Temperaturen der Mesosphäre korrelieren. Die Meßgebiete des Spektrometers 2 und des Radars überlappten zwar nicht. Jedoch waren die Geräte so ausgerichtet, daß die Meßbereiche geographisch südlich der schottischen Küste über der irischen See aneinander grenzten. Für die Vergleiche der Temperaturen und der zonalen und meridionalen Windgeschwindigkeiten stellte Dr. Müller von der Universität Sheffield freundlicherweise die Rohdaten zur Verfügung (private Mitteilung, 1985).

In Bild 40 wurden die Zeitreihen der mittleren nächtlichen Windgeschwindigkeiten und die OH*-Temperaturmittel einander gegenübergestellt. Die dort präsentierten Winde wurden für einen Höhenbereich um 95 km bestimmt. Positive Windgeschwindigkeiten bedeuten ost- bzw. nordwärts gerichtete Winde. Die nächtlichen Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten wurden jeweils für die Zeiten von 21 Uhr bis 7 Uhr gebildet, die mit den Meßzeiten des

Spektrometers 2 weitgehend übereinstimmen. Abbildung 40 zeigt andeutungsweise auch für die zonale Windgeschwindigkeit eine siebentägige Variation. Es war eine schwache Antikorrelation mit der OH*-Temperatur vorhanden. Dagegen war kein offensichtlicher Zusammenhang der Meridionalwindgeschwindigkeiten und der Temperaturen zu beobachten.

Abbildung 41 ist das Ergebnis einer Kohärenzanalyse zwischen mittlerem Zonalwind und OH*-Temperatur für den gemeinsamen Meßzeitraum des Spektrometers 2 und des Meteor-Wind-Radars. Neben den Periodogrammen der beiden Zeitreihen (a, b) werden die Kohärenz und die Phase zwischen den Frequenzanteilen der beiden Datenreihen gezeigt. Positive Phasenwerte bedeuten ein Vorausschlagen der entsprechenden harmonischen Anteile der oberen Zeitreihe ge-

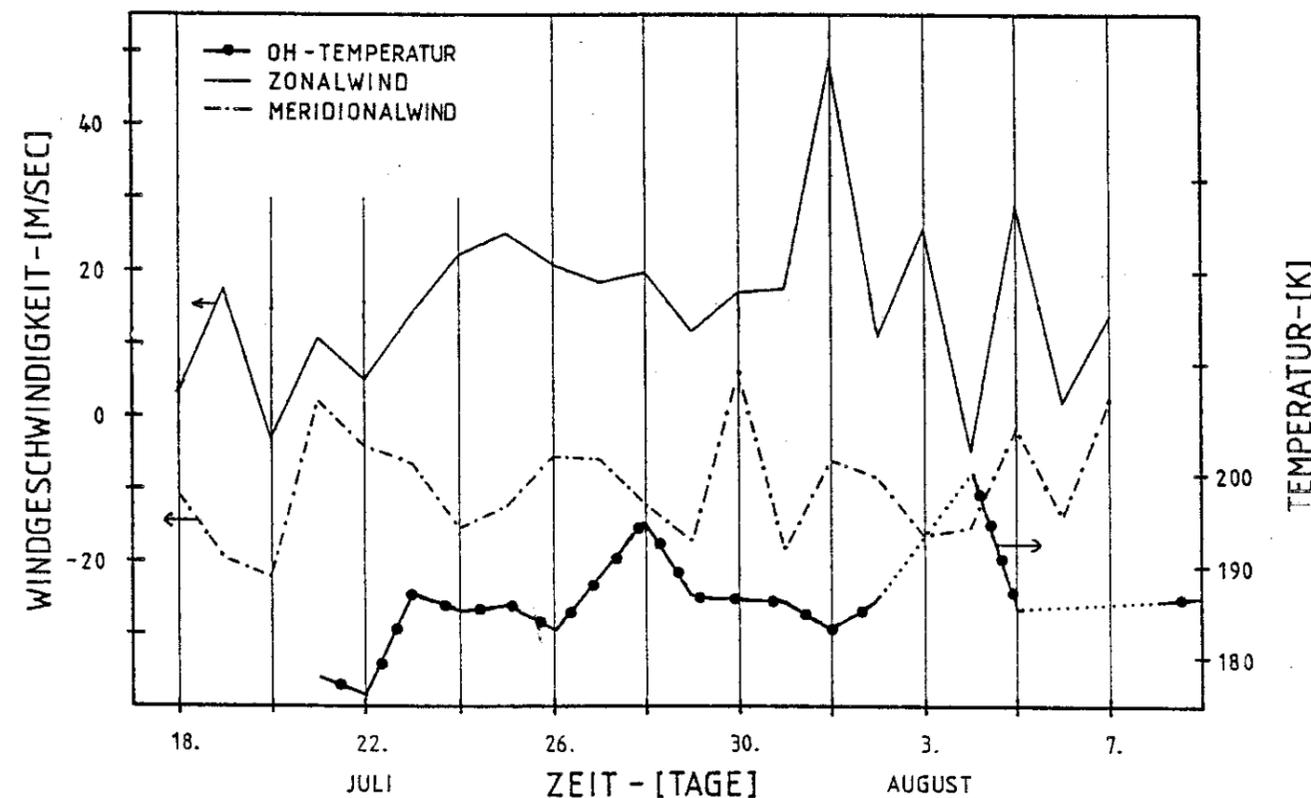


Abb. 40: Vergleich der Variationen nächtlicher Mittelwerte der Zonal- und Meridionalwindgeschwindigkeiten und der OH*-Temperatur im Sommer 1983

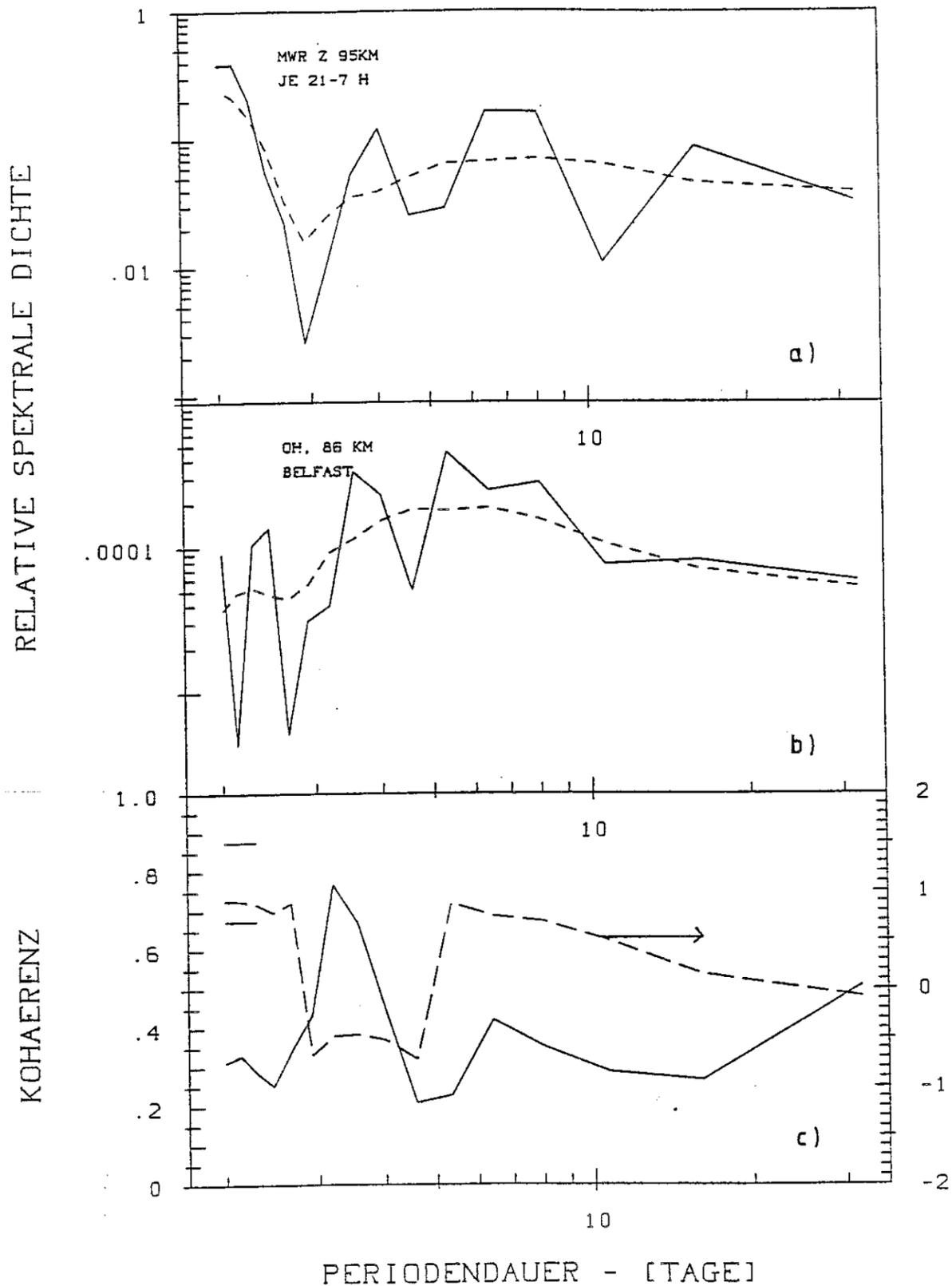


Abb. 41: FFT-Analyse der nächtlichen Mittel des Zonalwindes (a; Mittel der Zeiten von 21 bis 7 Uhr) und der OH*-Temperatur (b) für die Zeit vom 21.7.83 bis 7.8.83. Kurve c ist eine Kohärenzanalyse der Oszillationen. Die 80%- und 95%-Niveaus für signifikante Korrelationen sind markiert (0,67 bzw. 0,87).

genüber der zweiten Zeitreihe. Als Maß der Kohärenz ist jeweils die sogenannte quadratische Kohärenz zwischen den Frequenzkomponenten aufgetragen (Bloomfield, 1976). Im unteren Bilddrittel geben waagerechte Striche die 80%- und 95%- Signifikanzniveaus für eine Korrelation der Schwingungen des Windes und der Temperatur an. Die in den abgebildeten Kohärenzanalysen über den Periodogrammen dargestellten Kurven (unterbrochene Linien) geben eine mit einem Daniell-Filter ausgeführte Glättung der Periodogramme an (Bloomfield, 1976). Zur besseren Darstellung sind die geglätteten Periodogramme nach oben verschoben eingezeichnet.

Keine der in den Periodogrammen aufgelösten Schwingungen des Zonalwindes und der Temperatur ist signifikant (95 %) korreliert. Zum Teil ist dies auf die geringe Datenstatistik und die dadurch bedingte schlechte Frequenzauflösung zurückzuführen. Andererseits liegen die mit den beiden Methoden beobachteten Gebiete der Mesosphäre in etwas verschiedenen Höhen. Eine schlechte Korrelation der Variabilitäten könnte zum Teil auch darauf zurückzuführen sein. Abbildung 41 gestattet jedoch die Aussage, daß in den Oszillationen der Windgeschwindigkeiten (Kurve a) ebenso wie in denen der Temperatur (Abb. 39) eine Komponenten mit einer Periodendauer von 7 +/- 1 Tag vorhanden war.

Bild 42 zeigt die Kohärenzanalyse zwischen dem Meridionalwind bei 95 km Höhe und der OH*-Temperatur. Da die Beobachtungsgebiete nicht auf einem Längengrad lagen, läßt sich das völlige Fehlen jeglicher Korrelationen des meridionalen Windes und der OH*-Temperatur verstehen.

Die Windgeschwindigkeiten liegen als Rohdaten mit halbstündiger zeitlicher Auflösung vor. Eine FFT-Analyse dieser Zeitreihen ergab, daß neben der 7-Tage-Schwingung auch die bekannte 51-Stunden-Welle (2,1-Tage-Welle; s.a. Abb. 41) und die Gezeitenschwingungen mit Periodendauern von 24 Stunden (vor allem beim Meridionalwind) und 12 Stunden vorhanden waren. Die Erklärung der 2,1-Tage-Schwingung durch eine planetare Welle in der Sommermesosphäre ist allgemein akzeptiert (Muller, 1972; Salby, 1981b). Eine zu über 95 % signifikante Korrelation zwischen Zonal- und Meridionalwindgeschwindigkeiten bestand nur bei der 12-Stunden-Gezeitenwelle. Die Beobachtung der 5- und 2,1-Tage-Schwingungen

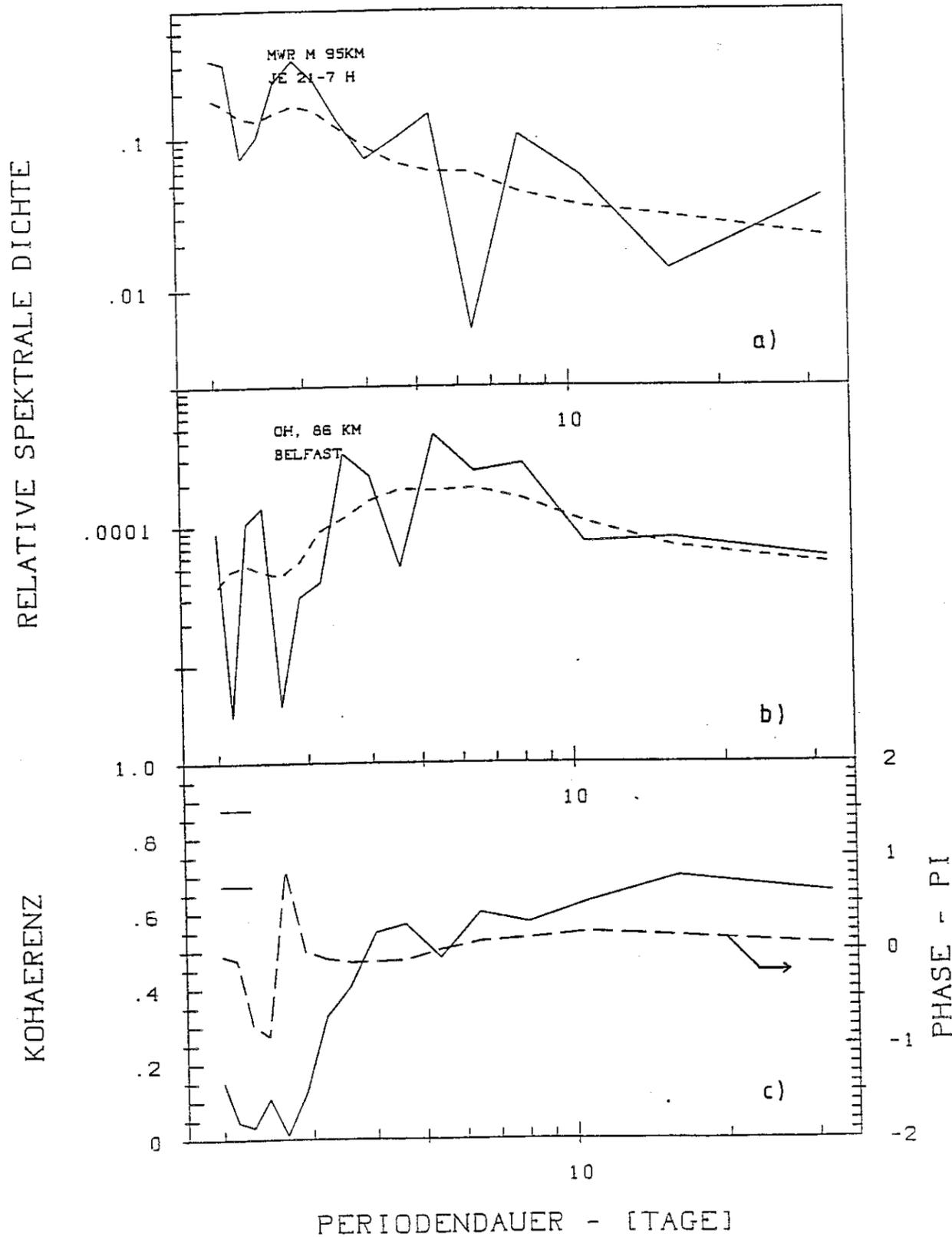


Abb. 42: wie Abb. 41, jedoch für den Meridionalwind

der OH*-Temperaturen bzw. der Windgeschwindigkeiten (und möglicherweise die der 7-Tage-Variationen) im Sommer 1983 belegt, daß trotz der in Kapitel 4.3.1 erwähnten Vorbehalte in der sommerlichen Mesosphäre planetare Wellen vorhanden sein können.

Im Sommer 1982 wurden Meteor-Wind-Radar und Spektrometer 1 ebenfalls über längere Zeit gleichzeitig betrieben. Die Daten dieses Sommers wurden der gleichen Untersuchung unterzogen wie die des Sommers 1983. Abbildung 43 zeigt einen Vergleich der Zeitreihen der OH*-Temperatur und der Zonal- und der Meridionalwindgeschwindigkeit bei 95 km Höhe für den Zeitraum vom 19. Juli 1982 bis zum 15. August 1982. Die Windgeschwindigkeiten wurden zur besseren Vergleichbarkeit mit den Temperaturen je Nacht über die Zeit von 21 bis 7 Uhr gemittelt. Als gestrichelt gezeichnete Kurven sind Glättungen der Zeitreihen (Fourier-Methode nach Kap. 4.1.1) eingezeichnet, in denen nur noch Schwingungskomponenten mit mehr als 3 Tagen Periodendauer enthalten sind. Die OH*-Temperaturen wurden mit Spektrometer 1 über Stockholm bestimmt. Das Meteor-Wind-Radar war auf ein Gebiet nördlich von Sheffield ausgerichtet. Daher lagen die Meßvolumina beider Geräte um ca. 5 Breitengrade und grob 20 Längengrade auseinander. Weniger als im Sommer 1983 ist also mit einer signifikanten Korrelation der Schwingungen des Windes und der OH*-Temperatur zu rechnen. Dennoch bestand nach dem 2. August 1982 während der gemeinsamen Meßperiode eine recht gute Übereinstimmung der Temperatur- und Zonalwindoszillationen mit einer Periodendauer von ca. 3 bis 4 Tagen (in Abb. 43 gekennzeichnet). Wegen der örtlichen Distanz der Messungen kann jedoch keine sinnvolle Aussage über die Phasendifferenz der Schwingungen in 86 und 95 km Höhe gemacht werden. Die Oszillationen der (zonalen) Windgeschwindigkeiten (95 km Höhe) und der OH*-Temperaturen aber wurden im Sommer 1983 in eng benachbarten Bereichen der Mesosphäre gemessen. Danach ist bei einem Vergleich dieser Parameter eher eine Antikorrelation zu erwarten (Abb. 40). Die Korrelation der OH*-Temperatur über Stockholm und der zonalen Windgeschwindigkeit über Sheffield im Sommer 1982 könnte also mit einer planetaren Welle erklärt werden, deren Wellenlänge etwa doppelt so groß ist wie die zonale Distanz der Meßgebiete. Diese

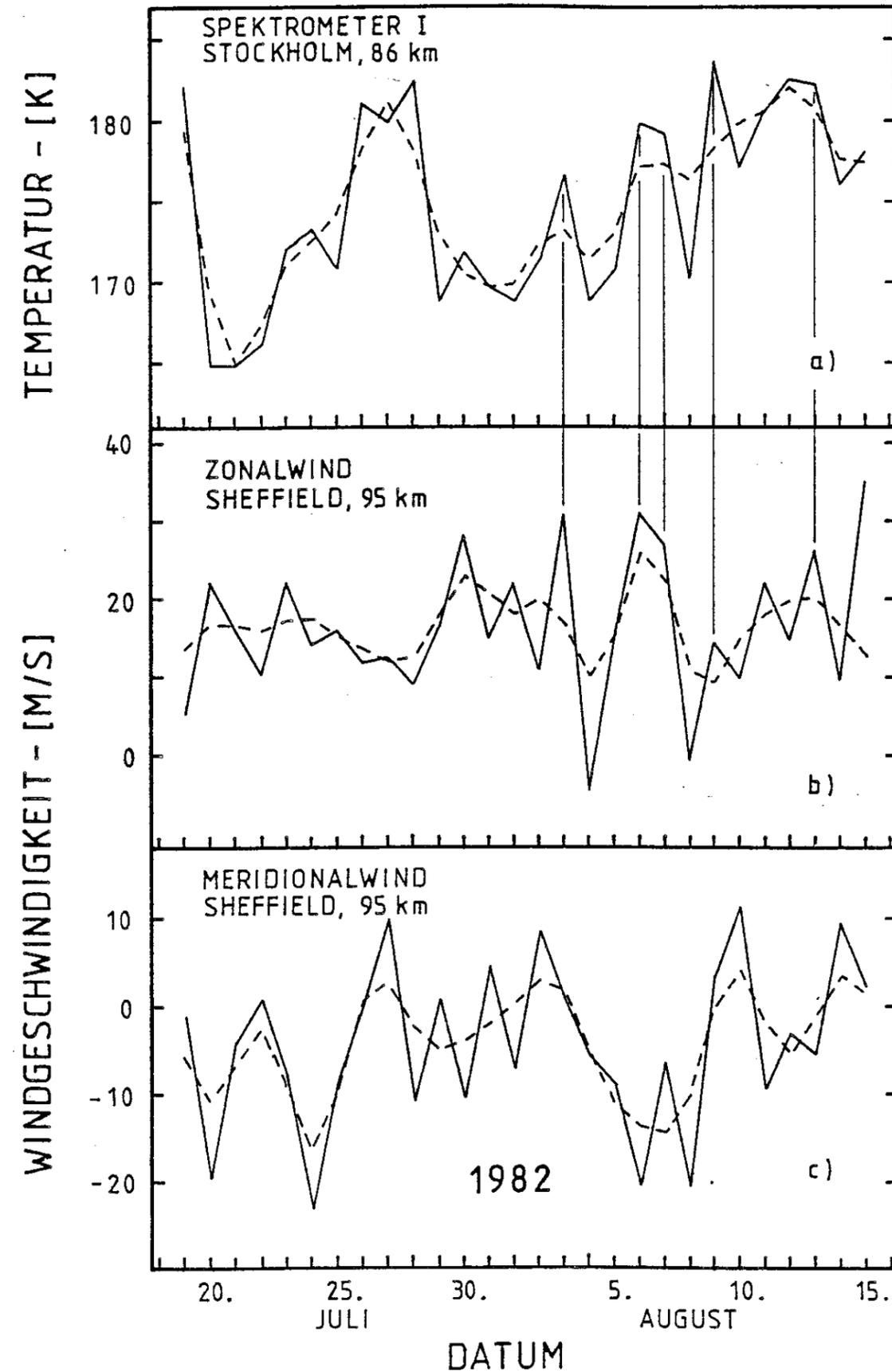


Abb. 43: Vergleich der Zeitreihen der OH*-Temperatur (a) und der mit einem Meteor-Wind-Radar gemessenen zonalen (b) und meridionalen Windgeschwindigkeiten

würde zwischen Stockholm und Sheffield gerade zu einer Phasenverschiebung der Temperaturschwingung von ungefähr 180° führen. Aus der in Abbildung 43 gezeigten Korrelation könnte somit auch für den Sommer 1982 auf eine Antikorrelation der Schwingungen der Temperatur und der zonalen Windgeschwindigkeiten über Sheffield geschlossen werden.

Abbildung 44 gibt eine Kohärenzanalyse (Kurve c) der Oszillationen der OH*-Temperatur (Kurve a) und der zonalen Windgeschwindigkeit (Kurve b) nach Abbildung 43 wieder. Wegen des großen Abstandes der Meßorte und wegen des nur zeitweisen Auftretens der Korrelation der dreitägigen Schwingungen sind erwartungsgemäß keine Korrelationen mit mehr als 80%-iger Sicherheit erkennbar (die horizontalen Markierungen des unteren Bilddrittels bezeichnen die 80%- und 95%-Niveaus). Neben der 3,6-Tage-Variation ist in den Temperaturen ein Anteil einer ca. 8-tägigen Variation erkennbar. An den Zonalwindoszillationen sind die 6- bis 8-tägigen Perioden im Vergleich zur 3-Tage-Variation weniger stark beteiligt.

Die FFT-Analyse der zonalen und meridionalen Windgeschwindigkeiten des gesamten Meteor-Wind-Meßzeitraumes (27.6.82, 0 Uhr bis 14.8.82, 24 Uhr, für jede Nacht jeweils Mittelwerte für die Zeit von 21 bis 7 Uhr) zeigt Abbildung 45. Sie liefert wie bei den OH*-Temperaturen den Nachweis, daß langfristig Variationen mit Perioden zwischen 7 und 9 Tagen im Zonalwind (Kurve a) dominierend waren. Im Meridionalwind (Kurve b) herrschten neben den bekannten 2-Tage-Wellen Variationen mit Perioden um 6 bis 7 Tage vor. Die 80%- und 95%-Niveaus für signifikante Korrelation sind durch waagerechte Markierungen bei dem Abszissenwert 2 angegeben (Bildmittel c).

Die sowohl im Sommer 1983 als auch besonders im Sommer 1982 zwischen ca. 86 und 95 km Höhe beobachteten Schwingungen mit 3- bis 4-tägiger Periodendauer (Abb. 41, 42 und 44) wurden auch von Salby and Roper (1980; Meteor-Wind-Radar in Atlanta, Nordamerika) im gleichen Höhenbereich gefunden. Es scheint sich hierbei also ebenfalls um eine regelmäßig zu beobachtende Periodizität der Temperaturen und Windgeschwindigkeiten in der oberen Mesosphäre zu handeln.

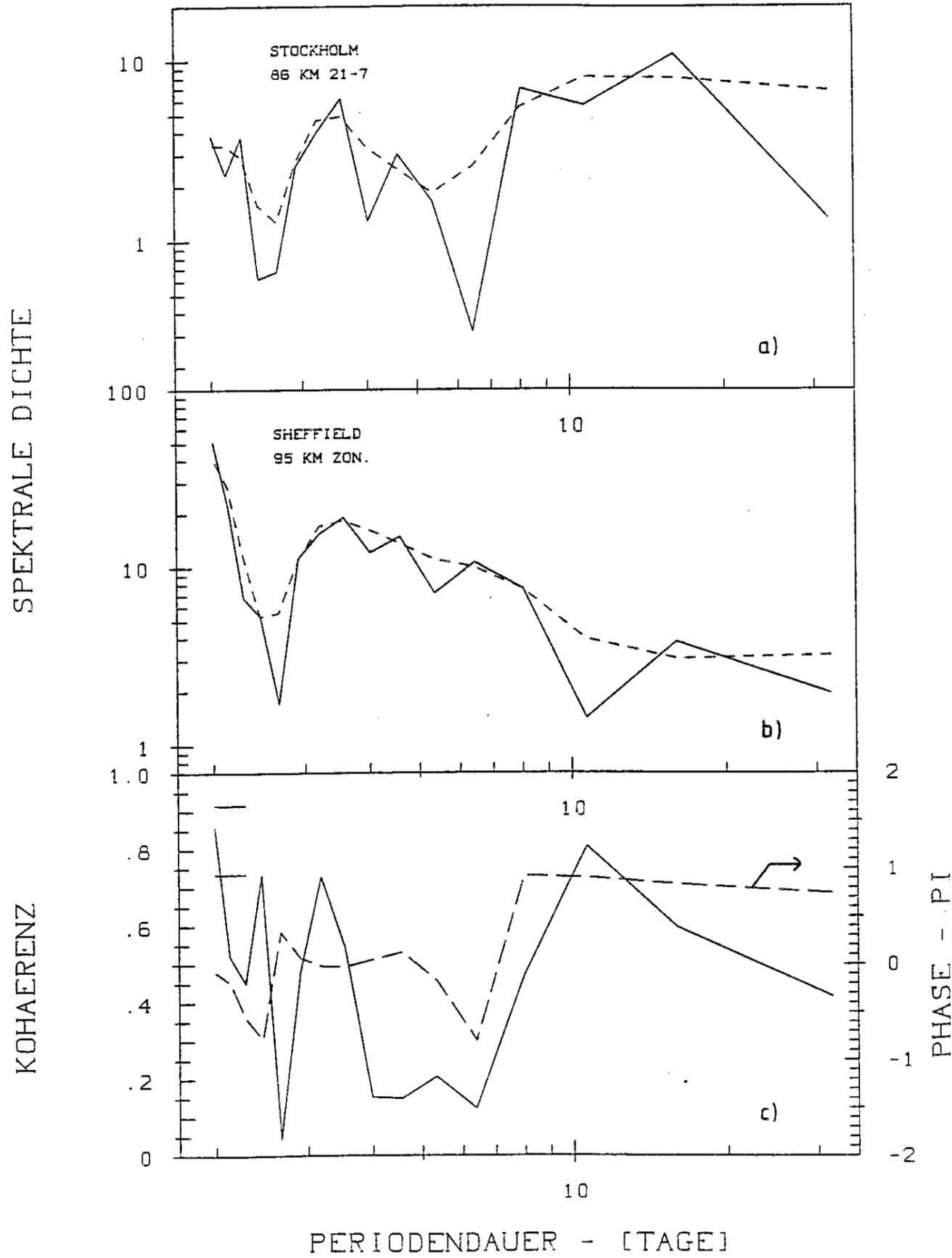


Abb. 44: Periodogramme der OH*-Temperatur (a) und der Zonalwindgeschwindigkeit (b) aus Abb. 43. Kurve c zeigt eine Kohärenzanalyse der Oszillationen.

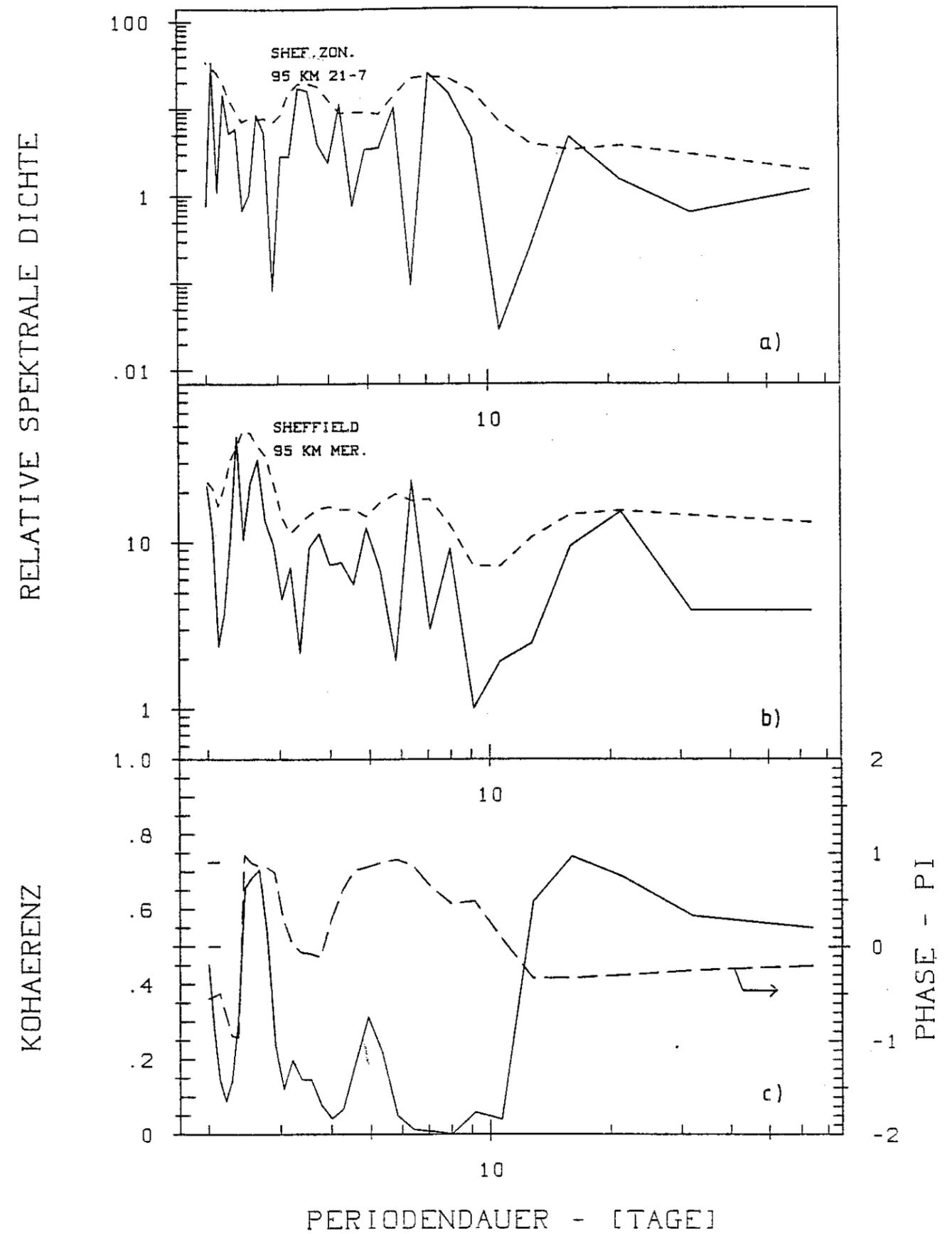


Abb. 45: wie Abb. 44, jedoch für den Meridionalwind (b)

4.4 Dynamische Einflüsse auf die Mesopausentemperatur
im Winter

4.4.1 SWAMP I

Im Winter 1981/82 fand weltweit eine koordinierte Meßkampagne statt, die den Namen SWAMP I (Stratospheric Warming Mesosphere Program) hatte. Ziel der Kampagne war das Studium dynamischer Vorgänge in der oberen Atmosphäre und die Aufstellung von Vorhersagekriterien für ihr Eintreten. Von besonderem Interesse waren sogenannte plötzliche Stratosphärenenerwärmungen und die damit verbundene Umkehr des stratosphärischen Windsystems. Die Meßkampagne wurde im Winter 1982/83 unter dem Namen DYNAMICS I (früher: SWAMP II) fortgesetzt. Die gewonnenen Erkenntnisse sollten für ein Alarmsystem für die MAP/WINE-Kampagne des Winters 1983/84 verwendet werden. Die MAP/WINE-Kampagne diente der konzentrierten Untersuchung der Stratosphärenenerwärmungen mit bodengebundenen Meßanlagen, Raketennutzlasten und Satelliten.

In den Wintermonaten treten in mittleren und höheren geographischen Breiten in der Stratosphäre gelegentlich plötzliche Erwärmungen der Atmosphäre auf. Damit verbunden sind oftmals Abkühlungsvorgänge in der Mesosphäre. Der auslösende Mechanismus dieses als Stratosphärenenerwärmung bekannten Phänomens ist zur Zeit nicht vollständig verstanden. Stratosphärenenerwärmungen scheinen aus der Wechselwirkungen verschiedener planetarer Wellen zu entstehen (Labitzke, 1981). Gegen Ende des Winters führt bei nördlichen Breiten vermutlich diese Wechselwirkung zum Zusammenbruch des polaren Vortex und zu einer Umkehr der stratosphärischen Windrichtungen. In den Wintermonaten treten also dynamische Vorgänge und Wellenaktivitäten auf, deren Auswirkungen auch die Temperaturen der oberen Mesosphäre beeinflussen könnten.

Abbildung 46 gibt die Zeitreihen der OH*-Temperatur (a), der Strahlungsintensitäten (b) nach Kanal 27 des SSU (Stratospheric Sounder Unit, NOAA-Satelliten, Met. Office Bracknell, U.K.) und der 23-km-Temperaturen (c; Petzoldt, private Mitteilung, 1986) für den Winter 1981/82 wieder. Die Daten wurden in der Atmosphäre

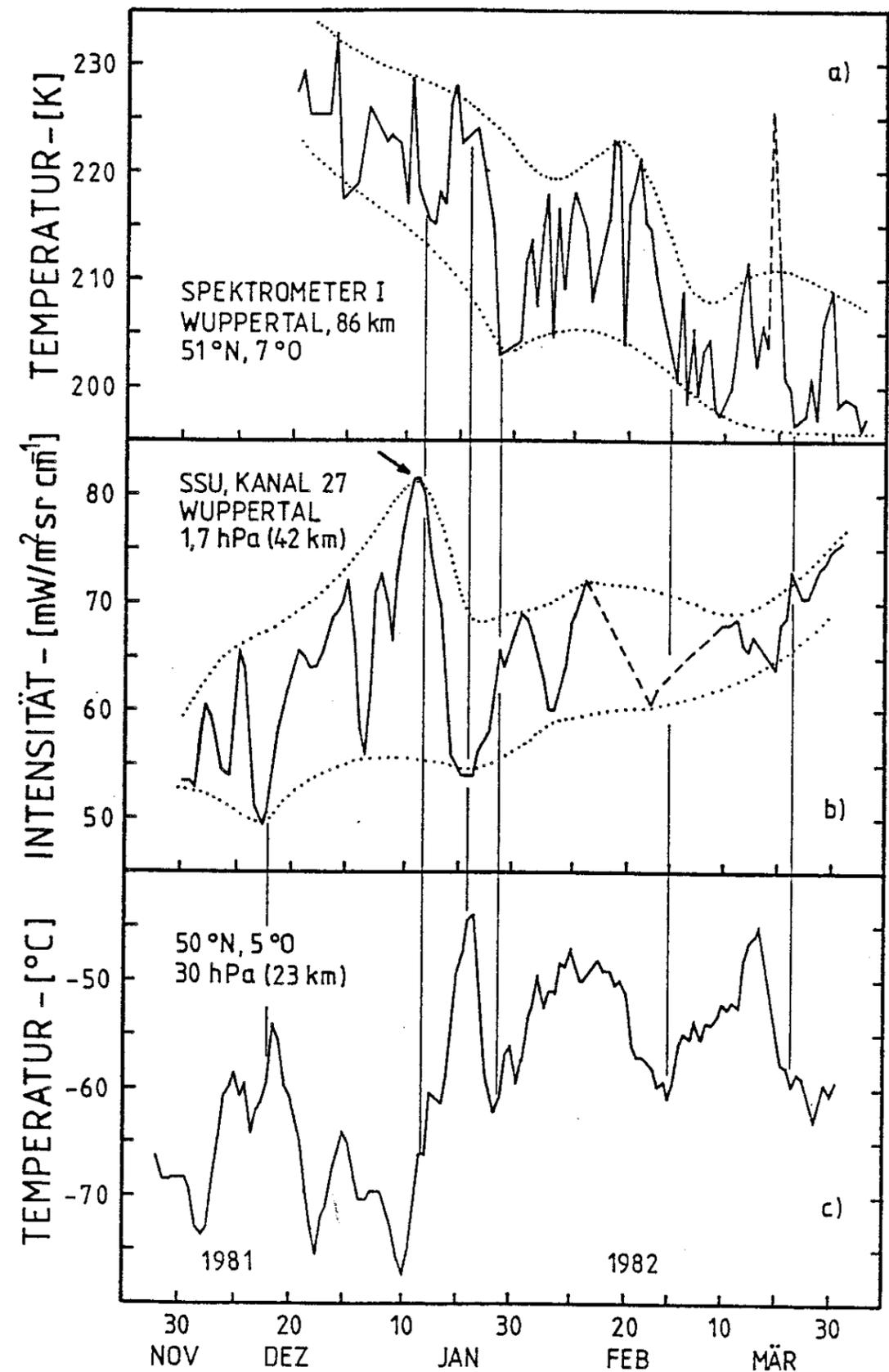


Abb. 46: Entwicklung der Temperaturen über Wuppertal im Winter 1981/82 (SWAMP-I-Winter)

über Wuppertal gemessen. Die SSU-Intensitäten sind den atmosphärischen Temperaturen bei 42 km Höhe proportional. Sie wurden freundlicherweise vom Met. Office Bracknell zur Verfügung gestellt. Frau Dr. Petzoldt und Frau Dr. Naujokat danke ich für die Übermittlung der übrigen in diesem Kapitel verwendeten stratosphärischen Temperaturzeitreihen.

Wie die senkrechten Linien in Bild 46 andeuten, variieren die 86- und die 23-km-Temperaturen zum Teil antikorreliert zur Strahlungsintensität bei 42 km. Im Winter 1981/82 traten nur relativ geringe Störungen der Temperaturen durch Erwärmungsereignisse auf. Um den 10. Januar 1982 herum (Pfeil in Abb. 46b) entwickelte sich eine starke Stratosphärenenerwärmung, die sich jedoch nicht zu einer großen Erwärmung (major warming) aufbaute (Naujokat et al., 1982). Sie machte sich in der Mesosphäre über Wuppertal kaum bemerkbar. Über dem Nordpol wurde am 27. Januar 1982 ein weiteres starkes "minor warming" (kleine Stratosphärenenerwärmung; Naujokat et al., 1982) beobachtet. Die Stratosphären Daten über Wuppertal spiegelten diese Erwärmung nicht deutlich wider. In der Mesosphäre trat jedoch nach einer Abkühlungsphase gleichzeitig ein Temperaturminimum auf. Auch die abschließende Stratosphärenenerwärmung (final warming) in der Zeit zwischen Mitte und Ende März 1982, nach der sich der Sommerzustand der Atmosphäre einstellte, fand so weit östlich statt (Naujokat et al., 1982), daß sie die Temperaturen der Atmosphäre über Wuppertal nur indirekt beeinflusste. Die Randausläufer der Erwärmung verursachten die relativ hohen Werte der Strahlungsintensität bei 42 km und der Temperatur bei 23 km Höhe gegen Ende März. Insgesamt scheinen die in Abbildung 46 gezeigten Temperaturen des Winters 1981/82 in den verschiedenen Höhenbereichen nur gering voneinander abhängig gewesen zu sein.

4.4.2 DYNAMICS I (SWAMP II)

Mit der im Winter 1982/83 unter dem Namen DYNAMICS I (SWAMP II) durchgeführten Kampagne wurden die Messungen des Vorwinters im gleichen Rahmen fortgesetzt. Abbildung 47 zeigt für diesen Winter die zeitliche Entwicklung der Temperaturen im Höhenbereich bei 86 km, 1,7 hPa und 30 hPa (Naujokat, private Mitteilung, 1985), ganz analog wie in Abbildung 46. Die Meßwerte sind wiederum für die geographische Breite von Wuppertal aufgetragen. Geglättete Zeitreihen (gestrichelte Kurven) wurden durch Mittelungen der Originaldaten über einen Zeitraum von etwa 10,5 Tagen erhalten (Fourier-Methode, siehe Kapitel 4.1.1).

Die 86-km- und die 30-hPa-Temperaturfluktuationen waren zu denen bei 1,7 hPa (SSU 27) über Wuppertal wiederum teilweise antikorreliert (in Abb. 47 durch senkrechte Linien verdeutlicht). Die Antikorrelation wird besonders bei den Messungen nach dem 5. Januar 1983 deutlich, als in der Stratosphäre eine massive Erwärmung und in der Mesosphäre (86 km) fast gleichzeitig eine Abkühlung einsetzte. In Abbildung 30 ist ersichtlich, welchen Einfluß diese Stratosphärenenerwärmung in der oberen Mesosphäre über verschiedenen Orten in Europa ausübte. Die deutlichste Mesosphärenabkühlung erfolgte über hohen nördlichen Breiten. Eine Abkühlung der Mesosphäre während einer Stratosphärenenerwärmungen wurde erstmals von Labitzke (1972) beschrieben.

Das Maximum der Stratosphärenenerwärmung im Winter 1982/83 (Abbildung 47) wurde am 23. Januar 1983 erreicht. Es kam zu einer Windumkehr in Teilen der Atmosphäre. Da der polare Vortex dabei jedoch nicht zusammenbrach, erfüllte diese Erwärmung nicht die Bedingungen der Definition einer großen Stratosphärenenerwärmung (major warming; Naujokat et al., 1983). Aus Abbildung 47 ist ersichtlich, daß im Gegensatz zum 30-hPa-Niveau die Temperaturen bei 86 km bereits einige Tage vor diesem Maximum in der Stratosphäre minimal wurden. Dies ließe sich erklären, wenn das Zentrum der Stratosphärenenerwärmung zu dieser Zeit nicht über Europa gelegen hätte und örtlich gegen das Reaktionszentrum in der Mesosphäre verschoben gewesen wäre. Die Stratosphäre über Wuppertal kam erst später als die Mesosphäre durch eine Verschiebung des

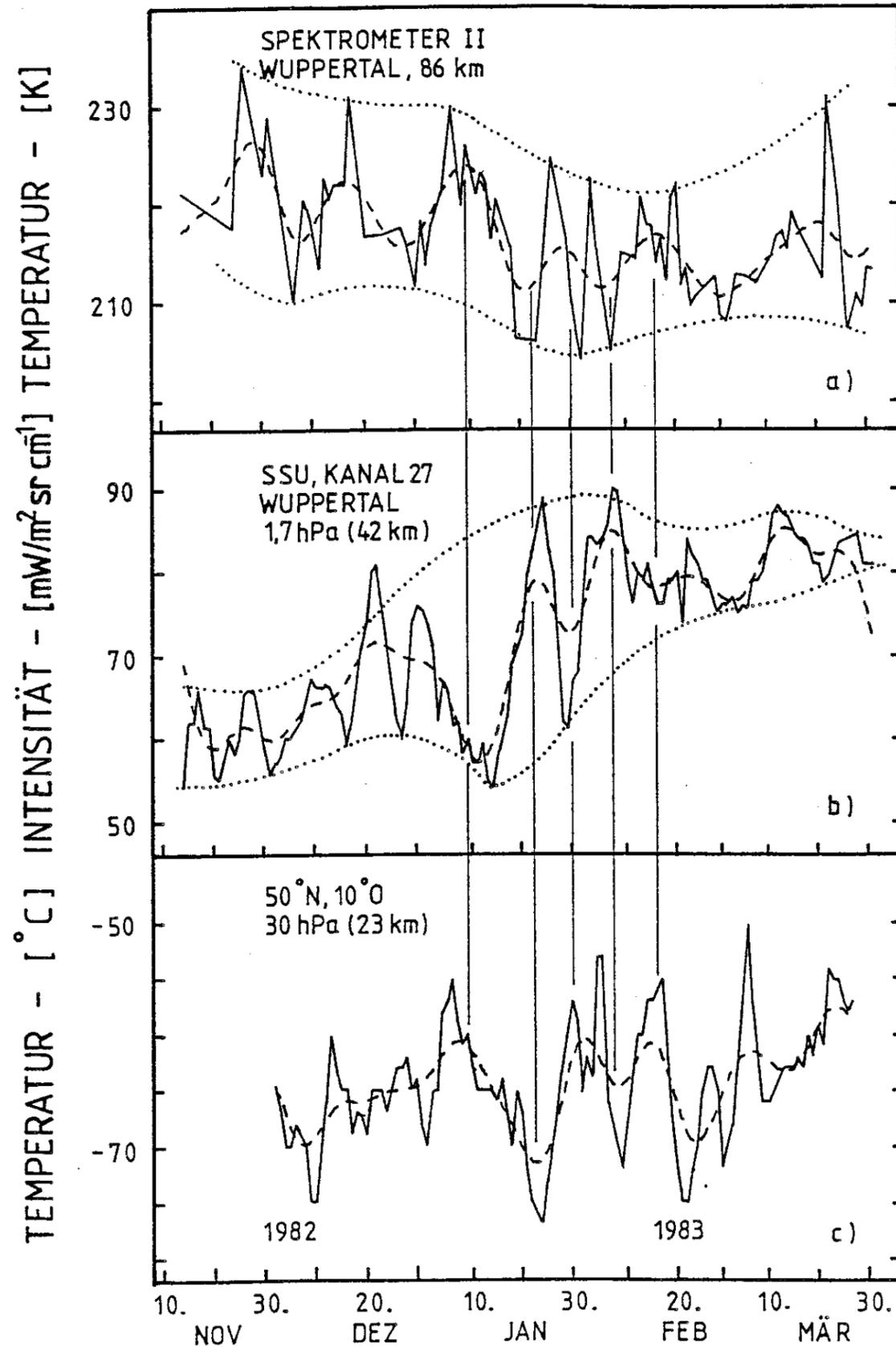


Abb. 47: Entwicklung der Temperaturen über Wuppertal im Winter 1982/83 (DYNAMICS-I-Winter). Die gestrichelten Kurven sind über ca. 11 Tage gemittelte Zeitreihen (s. Text).

Schwergewichtes der Erwärmung in ihren maximalen Einflußbereich.

Die synoptische Analyse von Naujokat et al. (1983) ergab tatsächlich, daß von dem stratosphärischen Erwärmungszentrum über Asien (ca. 75 °N, 75 °O am 23. Januar 1983) eine Störung ausging, deren Ausbreitungsrichtung mit zunehmender Höhe nach Westen geneigt war.

Eine bereits Anfang Januar eingetretene Erwärmung der Stratosphäre über 80 °N und 90 °O (Naujokat et al., 1983), rief dagegen kaum Reaktionen in der Mesosphäre über Wuppertal hervor (Abb. 47 und 30). Dagegen zeigt Abb. 30 für diese Erwärmung eine deutliche Abkühlung in der Mesosphäre bei 78 °N und 15 °O. Dies stützt das Bild einer vom stratosphärischen Erwärmungsgebiet schräg nach oben (westwärts) laufenden Störung. Als eine mögliche Ursache der Störung, die die mesosphärische Abkühlung verursacht, könnten planetare Wellen angesehen werden. Madden and Labitzke (1981) beschrieben z.B. die planetare Welle 1 als nach Westen geneigt aufwärtslaufende Welle.

Es gibt tatsächlich einige Hinweise, die auf das Vorhandensein planetarer Wellen in Stratosphäre und Mesosphäre in diesem durch Stratosphärenenerwärmungen gestörten Winter deuten. In Abbildung 47 ist in den mesosphärischen und stratosphärischen Temperaturen deutlich eine wellenähnliche Variation mit Zeitskalen von ca. 20 Tagen Dauer erkennbar (siehe geglättete Zeitreihen). Die Abbildungen 48 und 49 geben die Periodogramme der Zeitreihen des Bildes 47 und jeweils eine Kohärenzanalyse bezüglich der OH*-Temperaturen wieder. Daraus lassen sich die einzelnen Periodenanteile der Zeitreihen genauer entnehmen.

Die bedeutendsten Oszillationsanteile bei 1,7 und bei 30 hPa waren die mit Periodendauern um ca. 16 Tage (Abb. 48 und 49, Kurve b). In den SSU-Daten war zeitweise eine Variation mit einer ca. 12-tägigen Periodendauer von Bedeutung (Abb. 48). In der Mesosphäre über Wuppertal war die Periodendauer der bedeutendsten Oszillation 21 Tage (Kurve a, Abb. 48). Der breiten Struktur um diese Fourierperiode nach kann ein Schwanken der Periodendauer zwischen 18 und 21 Tagen nicht ausgeschlossen werden. Nach Salby (1981a) sind Periodendauern von 12 bis 21 Tagen Dauer typisch für

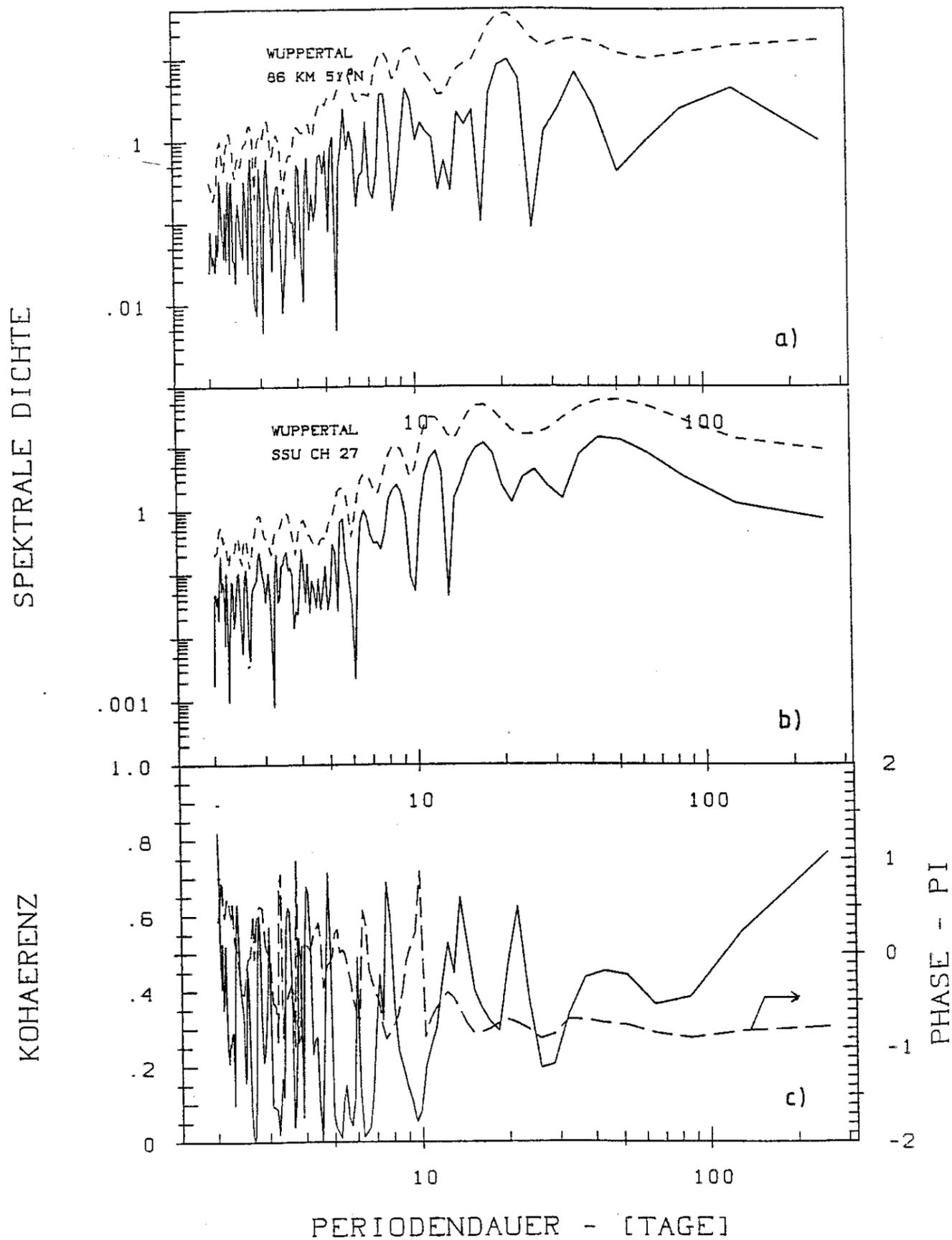


Abb. 48: Kohärenzanalyse der Variationen in 86 und ca. 42 km Höhe für den Zeitraum vom 14.11.82 bis zum 31.3.83 (a: OH*-Temperaturen, b: 42-km-Temperaturäquivalent, c: Kohärenz und Phasen; 80%-Niveau: 0,75; 95%-Niveau: 0,89)

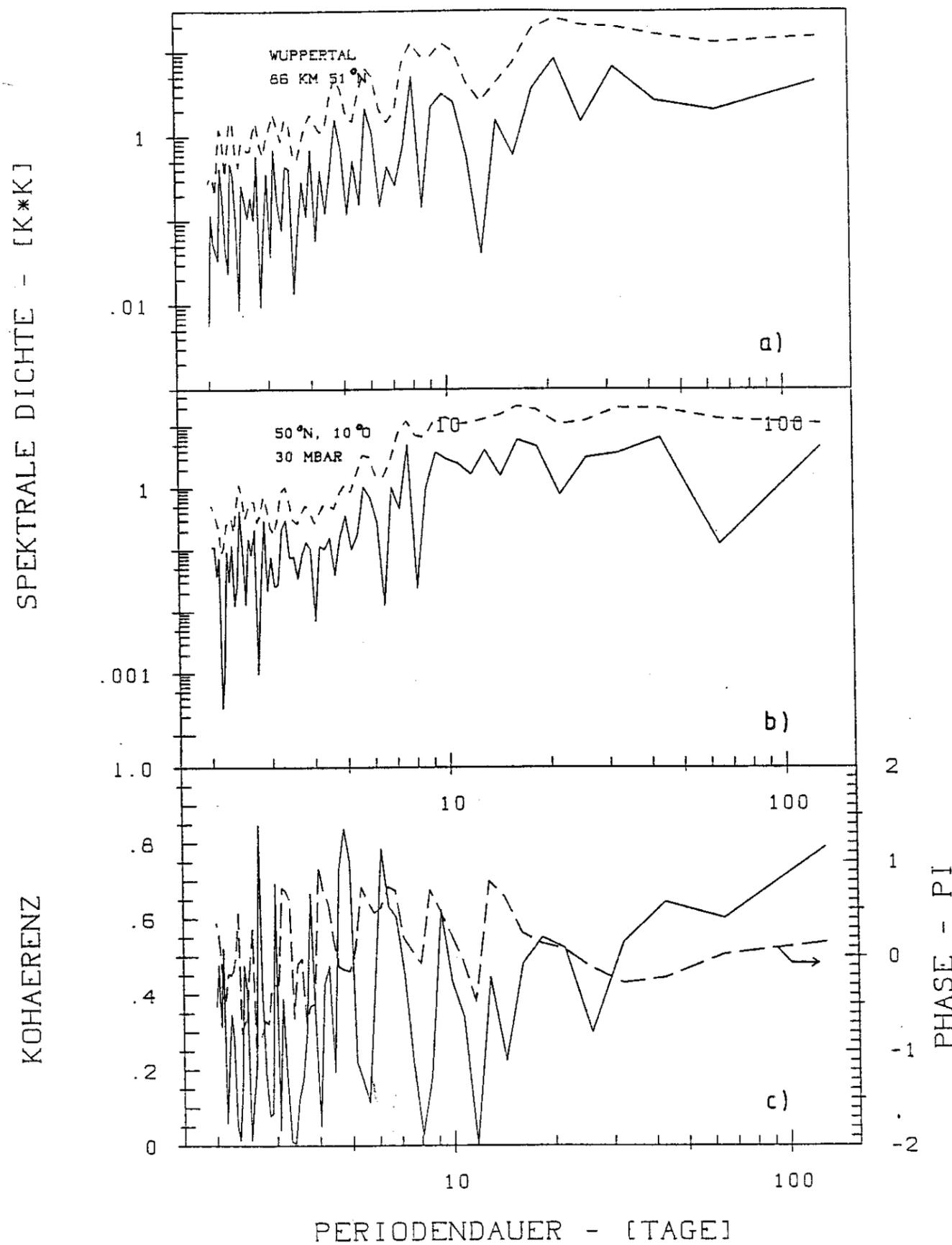


Abb. 49: wie Abb. 48, jedoch 86 (a) und 25 km Höhe (b). Der analysierte Zeitraum ist der vom 2.12.82 bis 27.3.83.

Rossby-(1,3)-Wellen. In den Temperaturen des 70-km-Niveaus über der Haute Provence, Frankreich, wurde ebenfalls neben der 16-Tage-Periode ein gegenüber den 1,7- und 30-hPa-Bereichen erhöhter 21-Tage-Anteil beobachtet (Hauchecorne, 1983). Dieser ist jedoch mit der 21-Tage-Variation über 51 °N nicht signifikant korreliert (es liegt nur eine zu etwa 80% signifikante Korrelation vor).

Aus der FFT-Analyse der Wuppertaler OH*-Temperaturen ergaben sich neben der 21-Tage-Oszillation auch Hinweise auf die (zeitweise) Präsenz von 5-, 7- bis 8- und 9-Tage-Schwingungen der Temperaturen. Die 5-Tage-Welle scheint mit Perioden von 5,5 bis 5,8 Tagen mindestens zwischen 25 km (30 hPa) und 86 km Höhe in der Stratosphäre und Mesosphäre vorhanden gewesen zu sein (Abb. 48 und 49). Diese Variation wurde bereits in den Sommeranalysen beschrieben. Die 7- bis 9- Tage-Schwingungen sind nur bei 86 km (8 und 9,5 Tage) und 30 hPa (7,5 und 9,1 Tage) angedeutet. Bei 1,7 hPa tritt eine Periodizität mit 8,5 Tagen Dauer auf.

Die in Abbildung 47 gekennzeichnete Korrelation der Temperaturen wird von den Kohärenzanalysen der Bilder 48 und 49 nicht durch signifikante Kohärenzwerte wiedergegeben. Dies liegt zum einen daran, daß die Korrelationen nicht während der gesamten Zeit der analysierten Zeitreihe vorhanden waren. Zum anderen ist dafür auch die geringfügige Differenz der Periodendauern in den verschiedenen Höhen verantwortlich.

4.4.3 MAP/WINE-Winter 1983/84 (DYNAMICS II)

Während sich die Betrachtungen zum Winter 1982/83 vornehmlich auf mittlere nördliche Breiten bezogen, gelten Abbildung 50 und die daran geknüpften Untersuchungen für höhere nördliche Breiten über Europa. Zum Studium stratosphärischer Erwärmungen wurde im Winter 1983/84 die MAP/WINE-Kampagne (WINE = Winter in Northern Europe) durchgeführt (v. Zahn, 1983). Offermann et al. (1986) und Meyer et al. (1986) beschreiben die Erwärmungsereignisse dieses Winters anhand der Ergebnisse meteorologischer Raketen (Temperaturprofile der Atmosphäre) und im Vergleich mit den gemessenen OH*-Temperaturen. Bild 50 zeigt die zeitliche Entwicklung der OH*-Temperaturen über Andenes (69 °N) während der MAP/WINE-Kampagne. Der gestrichelte Temperaturverlauf ist eine über 7 Tage geglättete Zeitreihe (Fourier-Methode, s. Kap. 4.1.1). Wie weiter

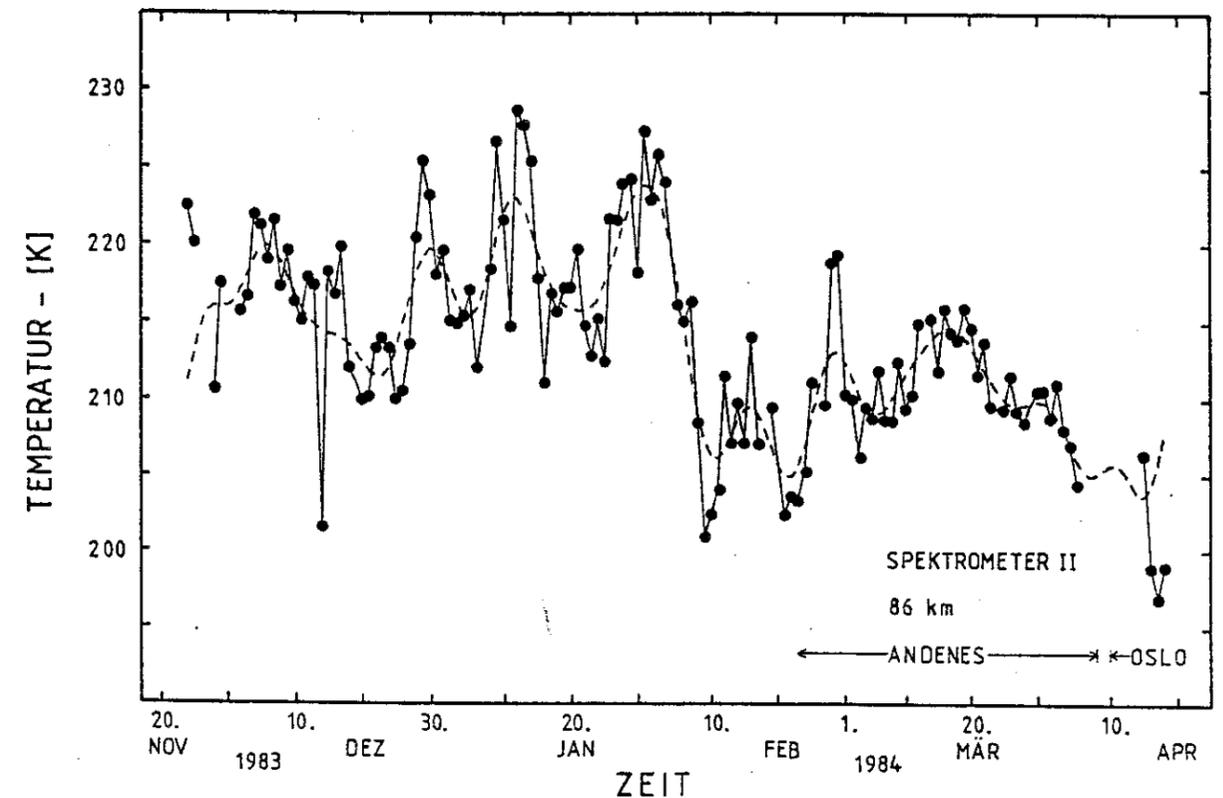


Abb. 50: OH*-Temperaturen während der MAP/WINE-Kampagne (gestrichelt ist eine Mittelung über 7 Tage gezeigt)

unten belegt wird, liegt das Schwergewicht der Variationsperioden bei 12 - 13 Tagen. Diese Oszillation ist im wesentlichen für den relativ regelmäßigen Verlauf der geglätteten Zeitreihe in Bild 50, insbesondere im Zeitraum zwischen Ende Dezember und Anfang März, verantwortlich. Der 12-Tage-Schwingung sind eine Reihe weiterer wellenähnlicher und anderer dynamischer Variationen der Temperatur überlagert. Abbildung 51 zeigt zur Deutung dieser Variationen einen Vergleich der OH*-Temperaturen mit Zeitreihen atmosphärischer Parameter aus tieferen Bereichen der Atmosphäre. Im oberen Bilddrittel sind für Andenes die Temperaturen bei 86 km Höhe dargestellt. Kurve b ist die Zeitreihe der Strahlungsintensitäten bei 42 km (1,7 hPa), die mit Kanal 27 des SSU über Andenes gemessen wurden. Das untere Bilddrittel zeigt die Variationen des Bodenluftdruckes (für die Überlassung der Daten danke ich der Andoya Rocket Range, Andenes). Für alle drei Zeitreihen ist jeweils ein mit der Fouriermethode (s. Kap. 4.1.1) über 5 Tage geglätteter zeitlicher Verlauf angegeben (gestrichelte Kurven). Die Pfeile im mittleren Teil der Abbildung 51 kennzeichnen die Zeitpunkte, zu denen verschiedene Stratosphärenenerwärmungen maximale Werte erreichten (31. Dezember 1983, 20. Januar 1984 und 9. Februar 1984 nach Labitzke et al., 1984). Die drei ersten Erwärmungsmaxima wurden von Labitzke et al. (1984) als kleine Stratosphärenenerwärmungen (minor warming) eingestuft. Das Ereignis vom 23. Februar 1984 wurde als große und abschliessende Erwärmung (major final warming) definiert, da zu diesem Zeitpunkt das Zirkulationssystem in der unteren Stratosphäre endgültig umgekehrt war (Übergang zu den Sommer-Bedingungen mit vorherrschenden Ost-Winden; Labitzke et al., 1984). Bild 52 zeigt im Vergleich die zeitliche Entwicklung der Temperaturen in Höhen zwischen 20 und 86 km über Andenes während der Abfolge der Stratosphärenenerwärmungen. Die in der oberen Stratosphäre (ca. 40 km Höhe) nach dem "major final warming" aufgetretene Erwärmung (3. März 1984) ist in der unteren Stratosphäre (in Abb. 52 bis 23 km (30 hPa)) über Andenes nicht beobachtet worden. Trotz dieser letzten Erwärmung wird die Erwärmung vom 23. Februar 1984 als "abschließend" bezeichnet (Labitzke et al., 1984). Über dem Nordpol erreichten dagegen die 23-km- und die 30-km-Tempera-

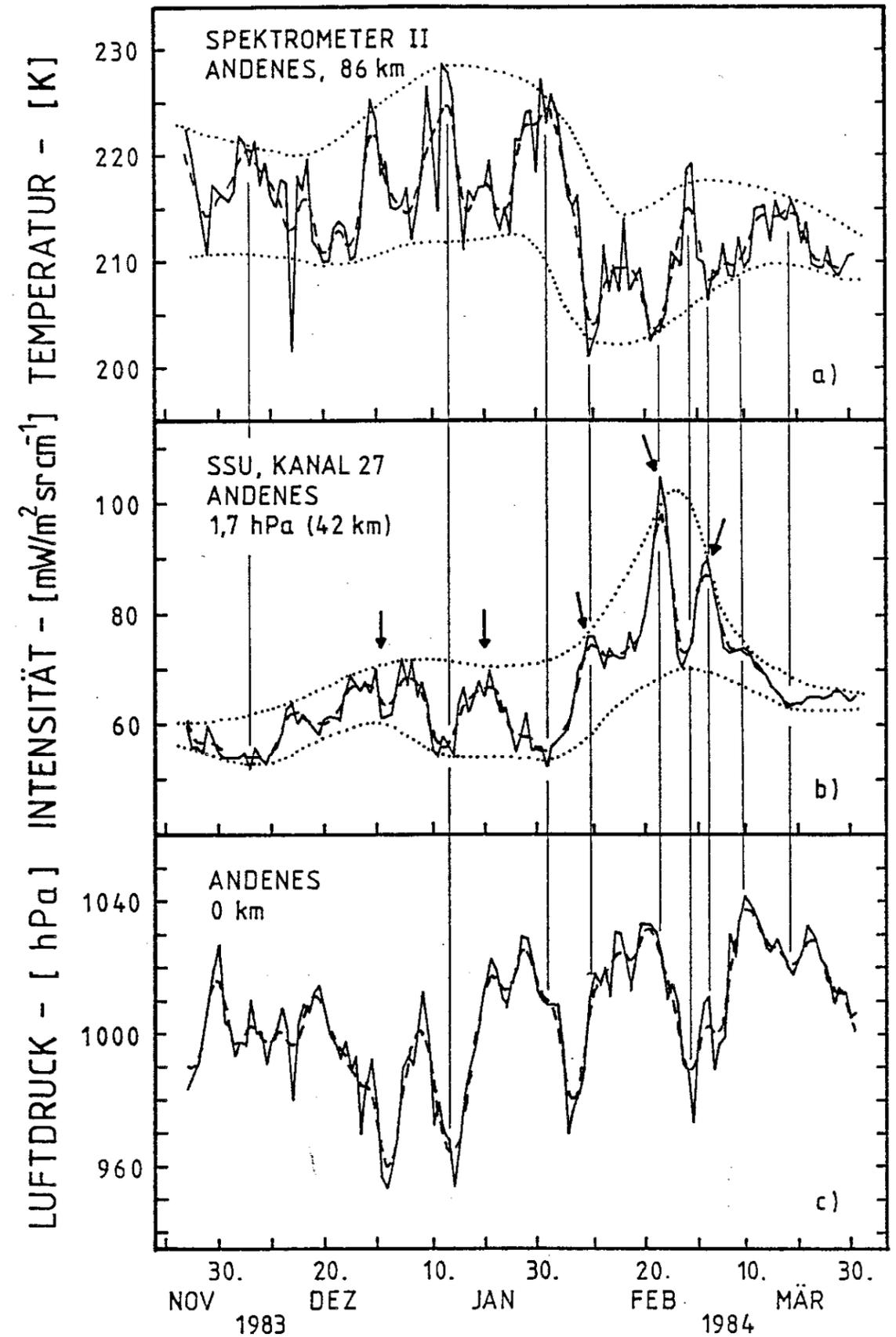


Abb. 51: Vergleich der Zeitreihen mesosphärischer, stratosphärischer und troposphärischer Parameter für den Zeitraum der MAP/WINE-Kampagne

turen Anfang März sogar ihr absolutes Maximum (Labitzke et al., 1984).

Abbildung 51 zeigt, daß die Temperaturen bei 86 km ebenso auf die letzte Erwärmung der Stratosphäre gegen Anfang März reagierten wie auf die übrigen. Während des gesamten Zeitraumes, in dem die Stratosphärenerwärmungen auftraten, variierten die Temperaturen bei 86 km und 42 km antikorreliert. Dies wird für einige der Extrema in Bild 51 durch die senkrechten Linien angedeutet. In geringerem Ausmaß war eine Antikorrelation auch vor Eintreten der Stratosphärenerwärmungen über Europa vorhanden (z.B. Ende November und Anfang Dezember in Abb. 51; zu dieser Zeit trat über

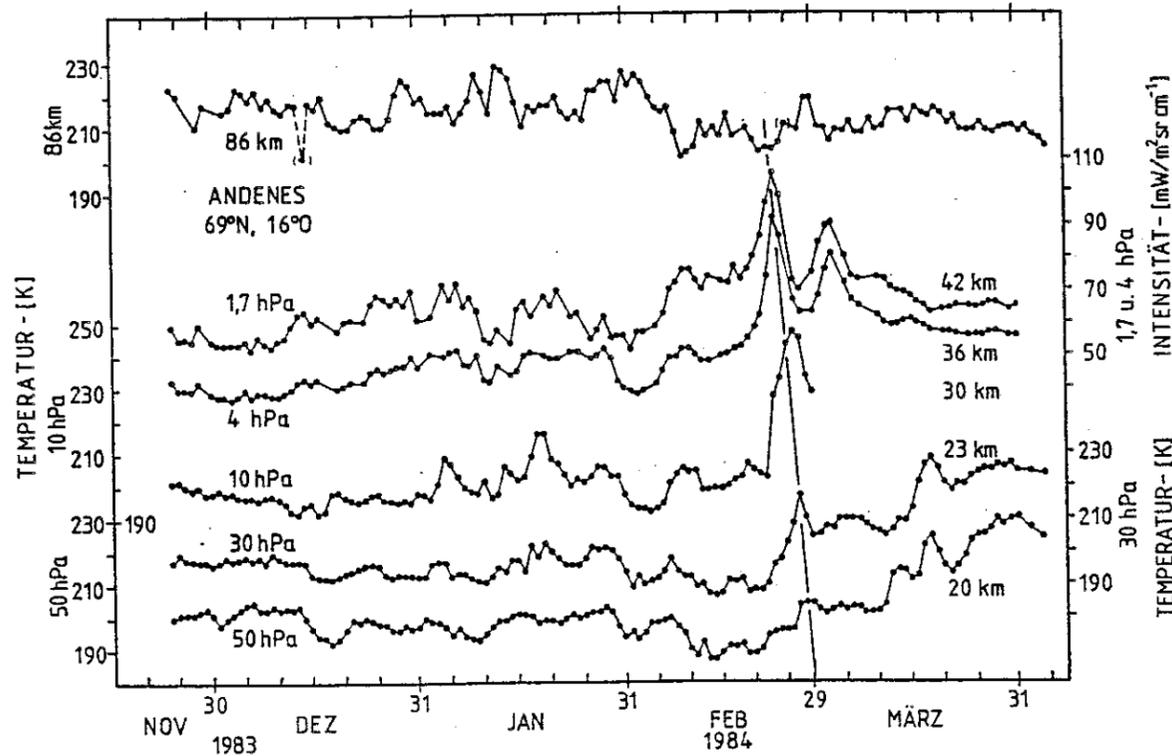


Abb. 52: Atmosphärische Variationen während stratosphärischer Erwärmungen über höheren nördlichen Breiten (MAP/WINE-Kampagne)

Kanada eine sogenannte kanadische Erwärmung auf (Labitzke et al., 1984)). Besonders deutlich war die Antikorrelation aber während der letzten drei stratosphärischen Erwärmungen (siehe Pfeile in Bild 51).

Auch der zeitliche Verlauf des Bodenluftdruckes war ähnlich, aber weniger streng an die stratosphärische Entwicklung gekoppelt (Abb. 51). Luftdruck und 42-km-Intensitäten variierten leicht korreliert.

Auffällig ist, daß sich die obere Mesosphäre (86 km) über Andenes während der kleinen Stratosphärenerwärmung am 9. Februar 1984 wesentlich stärker abkühlte als während der Haupterwärmung am 23. Februar 1984. Die OH*-Temperaturen über Lista und Oslo (Süd-Norwegen; s. Abb. 28) variierten in ähnlicher Weise. Auch der Temperatursprung (Abkühlung) in der 86-km-Region über Andenes während der letzten Erwärmung in 42 km Höhe übertrifft den vom 23. Februar. Offenbar war also keine direkte Relation zwischen den lokalen mesosphärischen Abkühlungen und den lokalen stratosphärischen Erwärmungen vorhanden. Wäre dies der Fall gewesen, hätten wahrscheinlich starke Stratosphärenerwärmungen stärkere Mesosphärenabkühlungen und schwache Erwärmungen auch schwächere mesosphärische Kühlungen bewirkt.

Der nichtlokale Charakter der Relation der mesosphärischen und stratosphärischen Dynamik wird besonders deutlich durch den Vergleich der Orte der intensivsten stratosphärischen Erwärmungen. Die Reaktion der Mesosphäre war scheinbar gerade dann größer, wenn das Zentrum der Erwärmung weiter entfernt vom Beobachtungsort war. Das Erwärmungszentrum (bei 42 km Höhe) befand sich am 10. Februar 1984 etwa bei 65 °N und 45 °O, also 30 ° östlich von Andenes (Labitzke et al., 1984; Petzoldt, 1985). Das Zentrum der großen Erwärmung vom 23. Februar 1984 (42 km) befand sich über Andenes (Labitzke et al., 1984, Fig. 8).

Abbildung 52 zeigt weiter, daß die stratosphärische Erwärmung vom 23. Februar über Andenes (sie ist durch eine schräg verlaufende Gerade gekennzeichnet) um so schwächer und später in Erscheinung trat, je tiefer die betrachteten Schichten in der Stratosphäre lagen. Das wäre aber wie im DYNAMICS-I-Winter einfach mit einem in tieferen Schichten östlich von Andenes gelegenen und westwärts

geneigt nach oben fortgesetzten Erwärmungszentrum erklärbar. Infolge einer Bewegung des Zentrums der Störung in westliche Richtungen gerieten zunächst Bereiche der Atmosphäre in größeren Höhen und später die in kleineren Höhen unter ihren Einfluß.

Tatsächlich ergab die synoptische Analyse von Labitzke et al. (1984, dort Fig. 8), daß die Verbindungslinie der wärmsten Bereiche in den Höhen 23, 30, 36 und 42 km mit zunehmender Höhe um den Nordpol nach Westen geneigt ist.

In der Zeit etwa ab dem 10. März 1984 entwickelte sich in der Stratosphäre eine sogenannte spätwinterliche Abkühlung (late winter cooling; Labitzke et al., 1984), die in den Bildern 51 und 52 in den Zeitreihen für 1,7 und 4 hPa gut erkennbar ist. Gleichzeitig damit stieg die OH*-Temperatur an (letzte senkrechte Linie in Abb. 51). Labitzke et al. (1984) schreiben die stratosphärische Abkühlung der zu dieser Zeit dominierenden Strahlungskühlung zu. Planetare Wellen von der Troposphäre konnten sich nach der Zirkulationsumkehr nicht mehr so gut wie zuvor aufwärts ausbreiten (Labitzke et al., 1984). Daher wurden in der Stratosphäre keine größeren Temperaturfluktuationen mehr beobachtet (Abb. 52). In der oberen Mesosphäre reduzierten sich die Oszillationen der OH*-Temperaturen zu dieser Zeit ebenfalls (Abb. 52).

Die Stratosphärenenerwärmungen sind eng verknüpft mit Wechselwirkungen planetarer Wellen untereinander (Labitzke, 1981; Matsuno, 1983; für den MAP/WINE-Winter siehe dazu Petzoldt, 1985). Deren Einfluß sollte sich auch in Fluktuationen der mesosphärischen und stratosphärischen Temperaturen äußern. Daher ist es interessant, die Periodendauern der verschiedenen Oszillationsanteile der Temperaturen auch für den MAP/WINE-Winter zu bestimmen.

Abbildung 53 enthält die Periodogramme der OH*-Temperaturen (Kurve a) und der Strahlungsintensitäten (Kurve b) bei 42 km (SSU, Kanal 27), sowie eine Kohärenzanalyse der beiden Zeitreihen (Kurve c). Entsprechende Rechnungen für die übrigen in Bild 52 gezeigten Zeitreihen werden im Anhang 6.3 behandelt. Die FFT-Analysen in Abbildung 53 betreffen den Zeitraum vom 24. November 1983 bis zum 31. März 1984, in dem für 86 km eine fast lückenlose Temperaturzeitreihe gemessen wurde. Sowohl für die OH*-Temperaturen wie auch für die Temperaturen bei 42 km war der bedeutendste

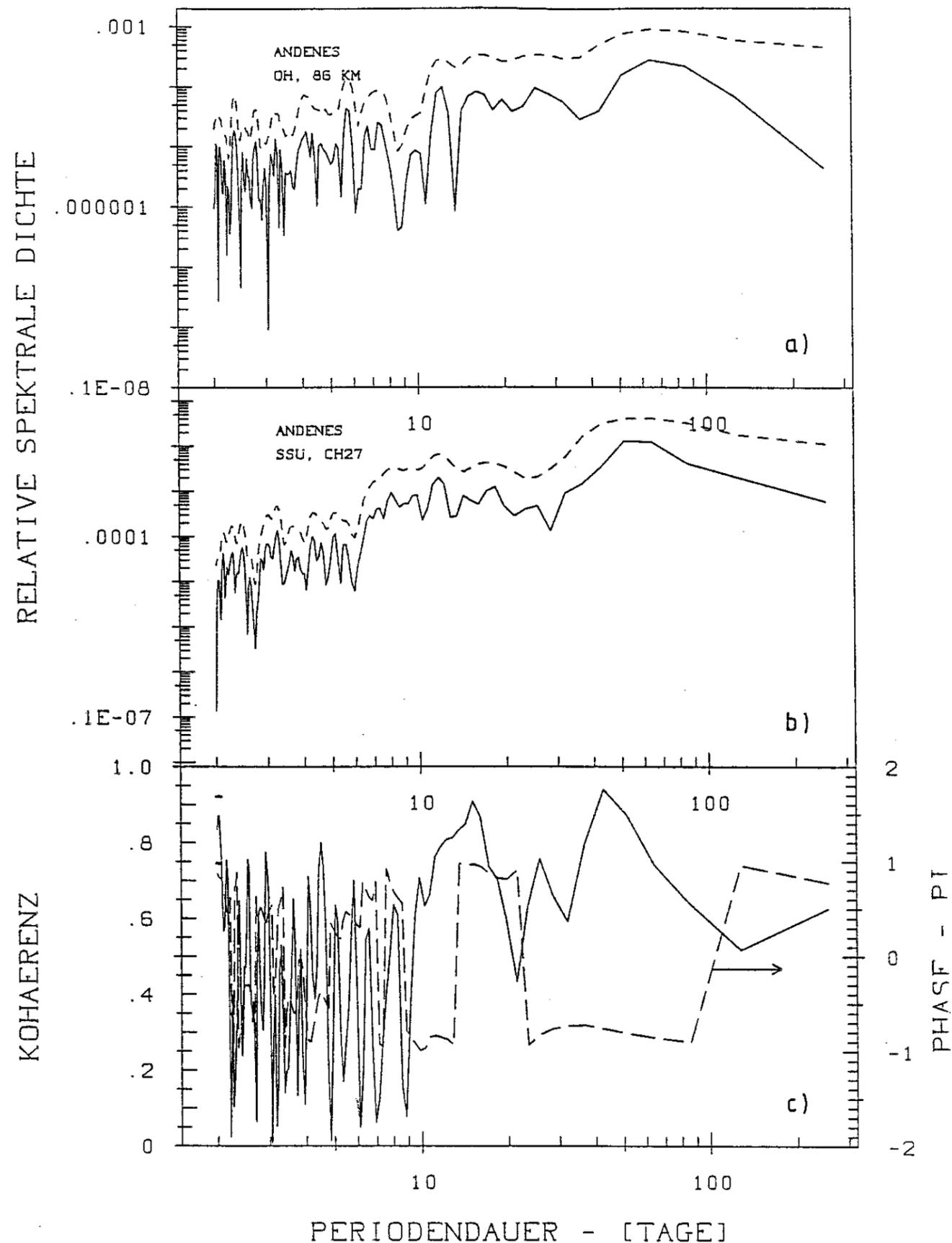


Abb. 53: Periodogramme und Kohärenzanalyse der 86-km- (a) und 1,7-hPa-Variationen (b) während der MAP/WINE-Kampagne. Kohärenzwerte (c) von mehr als 0,92 bedeuten eine zu mindestens 95 % sichere Korrelation der Variationen.

Schwingungsanteil der mit einer Periode von etwa 12 Tagen. Daneben unterlagen die OH*-Temperaturen während des MAP/WINE-Winters auch Oszillationen mit Fourier-Periodendauern von etwa 16 bis 18 Tagen, von etwa 5,8 Tagen und von etwa 25 Tagen. Damit verglichen sind die 5- und 25-tägigen Variationen bei 42 km von sekundärer Bedeutung.

In der Kohärenzanalyse (ausgezogene Kurve c in Abb. 53) der Zeitreihen liegen die Niveaus für 80%- und 95%-ig signifikante Korrelation der Oszillationen bei Kohärenzwerten von 0,74 und 0,92. Demnach waren die 16-tägigen Variationen der Temperaturen bei 86 und 42 km nahezu zu 95 % signifikant korreliert. Die in beiden Zeitreihen wichtigen 12-Tage-Fluktuationen erreichten nur ein Korrelationsniveau von etwa 85 %. Dies liegt vermutlich daran, daß die Periodendauern dieser Fluktuationen in beiden Höhen geringfügig verschieden waren (86 km: 12,2 - 12,8 Tage; 42 km: ca. 11,6 Tage). Die 12- und die 16- bis 18-tägigen Oszillationen hatten zwischen 86 und 42 km eine Phasendifferenz von jeweils etwa 180° (gestrichelte Kurve im unteren Drittel der Abb. 53). Die über 5 Tage geglätteten Zeitreihen der Abbildung 51 (gestrichelte Kurven, zur Methode siehe Kap. 4.1.1) zeigen im wesentlichen diese 12- und 16- bis 18-tägigen Anteile der Temperaturfluktuationen im Vergleich zur originalen Zeitreihe.

Die Periodogramme des Bodenluftdruckes (s. Abb. 51) und der OH*-Temperaturen sind in Abbildung 54 miteinander verglichen (mittleres bzw. oberes Drittel). Die 12,8- und die 5,9-Tage-Fluktuationen des Luftdruckes waren ähnlich wie bei der 86-km-Temperatur an dessen Oszillationen beteiligt. Dies ist insbesondere im Fall des 5-Tage-Anteils von Interesse, der bei 42 km (Abb. 53) nur von geringer Bedeutung war. Der schon in den Analysen der sommerlichen OH*-Temperaturen (Kap. 4.3.2) vermutete Zusammenhang der 5-Tage-Oszillation der 86-km-Temperatur mit einer troposphärischen 5-Tage-Welle wird hier erneut belegt. Von größerer Bedeutung sind jedoch Oszillationen des Bodenluftdruckes mit Periodendauern von etwa 21 bis 26 Tagen (Abb. 54). Die 12-, 16- und 21-tägigen Luftdruckoszillationen und die OH*-Temperaturvariationen korrelierten nur auf einem Signifikanzniveau um 90 %. Das 95%-Niveau in Bild 54 (unteres Drittel) liegt bei 0,91.

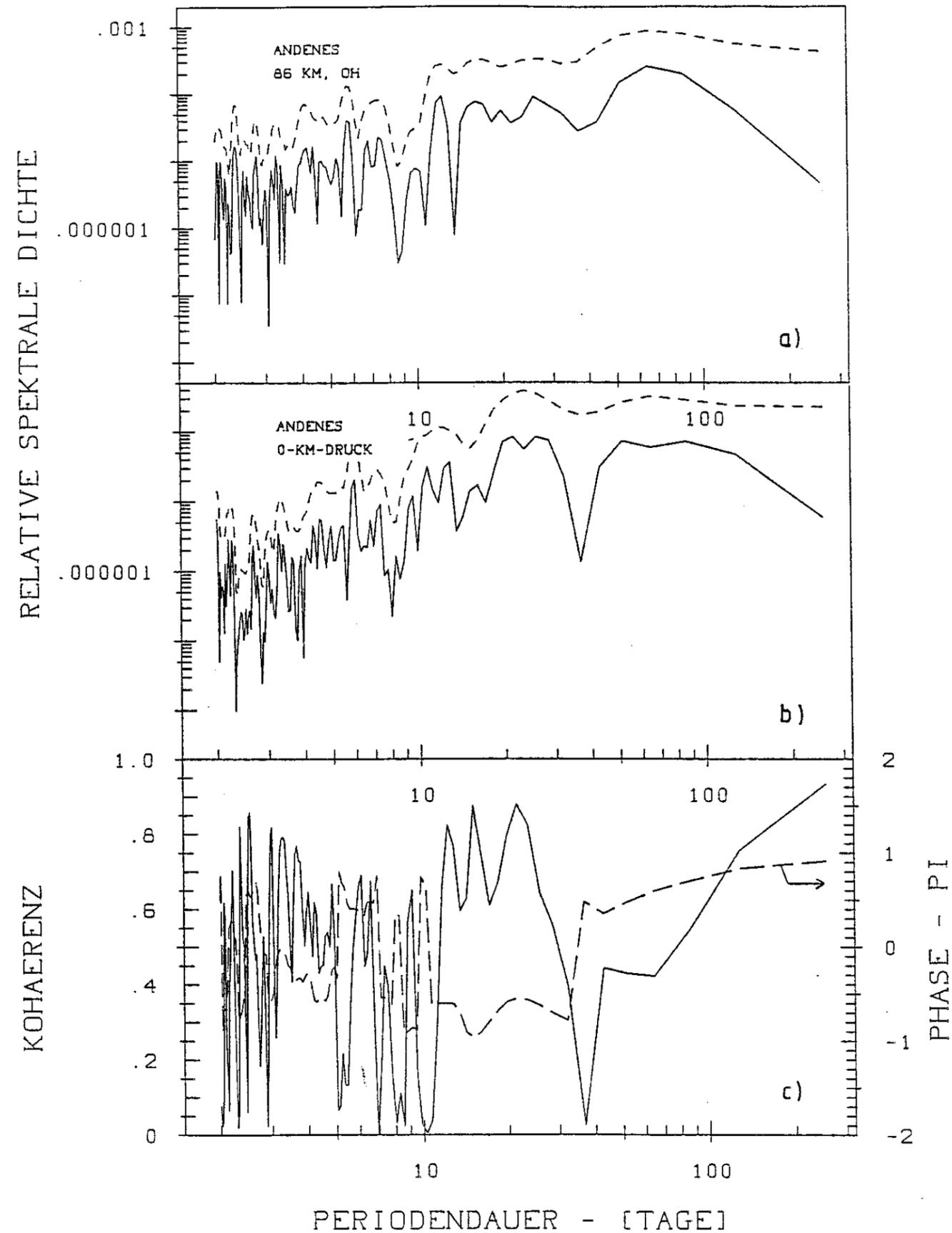


Abb. 54: Periodogramme und Kohärenzanalyse der Variationen der OH*-Temperaturen (a) und des Bodenluftdruckes (b) über Andenes in der Zeit vom 24.11.83 bis zum 4.4.84

Aus FFT-Rechnungen mit den Daten für 86 km, 1,7 hPa, 4 hPa, 10 hPa, 30 hPa, 50 hPa und 0 km der Abbildungen 51 und 52 ergibt sich eine Gegenüberstellung der wichtigsten Fluktuationen in den verschiedenen Höhen (für Details siehe Anhang 6.3). Diese Gegenüberstellung ist in Tabelle 9 aufgeführt. Oszillationen mit ähnlichen Perioden sind jedoch in der Regel nicht signifikant korreliert.

Tab. 9: Fluktuationsperiodendauern in verschiedenen Höhen

Höhe (km)	Periodendauern (Tage)					
86	5,8	(9,8)	12,2 - 12,8	16 + 18	(21,3)	25,6
42	(5,7)	---	11,6	18,3	--	(25,6)
36	(5,3)	---	12,2	18,3	--	--
30	---	---	12 - 14	18,3	21,3	--
23	---	9,8	---	--	21,3	(25,6)
20	6,1	---	12,8	(18,3)	21,3	(25,6)
0	5,9	(10)	12,8	(16)	21,3	25,6

(Eingeklammerte Periodendauern sind unsicher. Die angegebenen Periodendauern sind die ausgelesenen Fourierperiodendauern, so daß die Angabe der Nachkommastelle nichts über die Genauigkeit der Fourier-Analysen aussagt.)

Tabelle 9 enthält für die verschiedenen Höhen jeweils die Periodendauern der wichtigsten periodischen Anteile der Temperatur- respektive Druckfluktuationen. In den Zeitreihen, die für Höhen oberhalb von 40 km bestimmt wurden, waren die 12- bis 13-tägigen Schwingungen die bedeutendsten Anteile. Die 16- bis 18-tägigen Oszillationen hatten vergleichbare spektrale Dichten. In Höhen unterhalb von etwa 30 km trat zunehmend ein 21-tägiger Schwingungsanteil an die Stelle des 16- bis 18-tägigen Anteils. Das Schwergewicht der Fluktuationsperioden verlagerte sich gleich-

zeitig von den 12-tägigen zu den 21-tägigen Periodendauern, die schließlich den größten Anteil an den Oszillationen des Bodendruckes hatten.

Eine mögliche Erklärung ist, daß die in allen Zeitreihen der Abbildung 52 auftretenden 12-Tage-Schwingungen Ausdruck einer planetaren Welle sind. Die Periodendauer ist von der Größe, wie sie für planetare Wellen 1 erwartet wird (Salby, 1981a). Für den Winter 1983/84 wurde nachgewiesen, daß die planetaren Wellen in der Stratosphäre und in der Mesosphäre durch aufwärts laufende troposphärische Wellen angeregt wurden (Petzoldt, 1985). Daher ließe sich mit den planetaren Wellen auch erklären, daß die 12-Tage-Schwingung in allen Höhen ähnliche Bedeutung hatte.

Ob die 16- bis 18-tägige Schwingung in größeren Höhen und die 21-tägige in tieferen Höhen (Tab. 9) miteinander verknüpft waren, ist anhand der vorliegenden Daten nicht feststellbar. Eine Welle 1 käme auch hier als eine mögliche Ursache der Schwingungen mit diesen Perioden in Frage (Salby, 1981a). Petzoldt (1985) gibt allerdings als Periode der Höhenwelle 1 bei 30 hPa (23 km) über dem Nordpol (im Gegensatz zu den hier verwendeten Daten für Andenes) ca. 30 Tage an.

Anhang 6.3 enthält einige weitere Informationen zum MAP/WINE-Winter 1983/84.

4.4.4 Mesosphärentemperaturen und Stratosphärenenerwärmungen

Labitzke (1972) berichtete erstmals über Abkühlungen von Teilen der Mesosphäre, die gleichzeitig mit Stratosphärenenerwärmungen auftreten. Mehrere Beispiele dafür wurden auch in den letzten beiden Kapiteln beschrieben. Dies ließ in den letzten Jahren die Hoffnung aufkommen, die Entwicklung der Mesosphärentemperaturen mit der Zeit könne als Indikator für Stratosphärenenerwärmungen benutzt werden. Ein Ziel war eine Unterstützung der Vorhersage von stratosphärischen Erwärmungen durch die Ergebnisse billiger und im Dauereinsatz einsetzbarer OH*-Spektrometer.

Offenbar können im Zusammenhang mit Stratosphärenenerwärmungen in der Mesosphäre plötzliche Abkühlungen (Temperatursprünge) auftreten (z.B. in Abb. 51 in der Zeit um den 10. Februar 1984). Das Maß der mesosphärischen Temperatursprünge scheint i.a. nicht unbedingt von der Stärke der lokalen stratosphärischen Erwärmungen abzuhängen (siehe Kapitel 4.4.2 und 4.4.3). Dieser Befund soll durch die Untersuchung mehrerer vergleichbarer Stratosphärenenerwärmungen in verschiedenen Wintern genauer betrachtet werden.

Abbildung 55 wurde der Arbeit von Lange (1982) entnommen. Die dort gezeigten OH*-Temperaturen wurden in Esrange (68 °N) gemessen. Zwar liegen nur wenige Meßwerte vor. Jedoch bestätigt das Bild auch für den Winter 1980/81 den bisher beschriebenen Befund. Große Änderungen in der Stratosphäre standen nur kleinen in der oberen Mesosphäre gegenüber. Die Variationen der mit SAMS (Stratospheric and Mesospheric Sounder, Nimbus-7-Satellit) gemessenen Temperaturen in der unteren Mesosphäre (64 km) waren größer als in der oberen Mesosphäre, entsprachen aber ebenfalls nicht den großen relativen Änderungen bei 37 km (SSU, Kanal 26).

Stratosphärenenerwärmungen äußern sich erfahrungsgemäß am stärksten in den Daten des SSU für 42 km (Petzoldt, private Mitteilung, 1986). Daher wird im folgenden bei der Angabe der Tage und Orte maximaler stratosphärischer Erwärmungen auf die Daten des Kanals 27 des SSU (42 km) Bezug genommen. Um einen zufriedenstellenden Vergleich mehrerer Erwärmungsereignisse in verschiedenen Jahren zu ermöglichen, wurden die jeweils größten Stratosphärenenerwärmungen

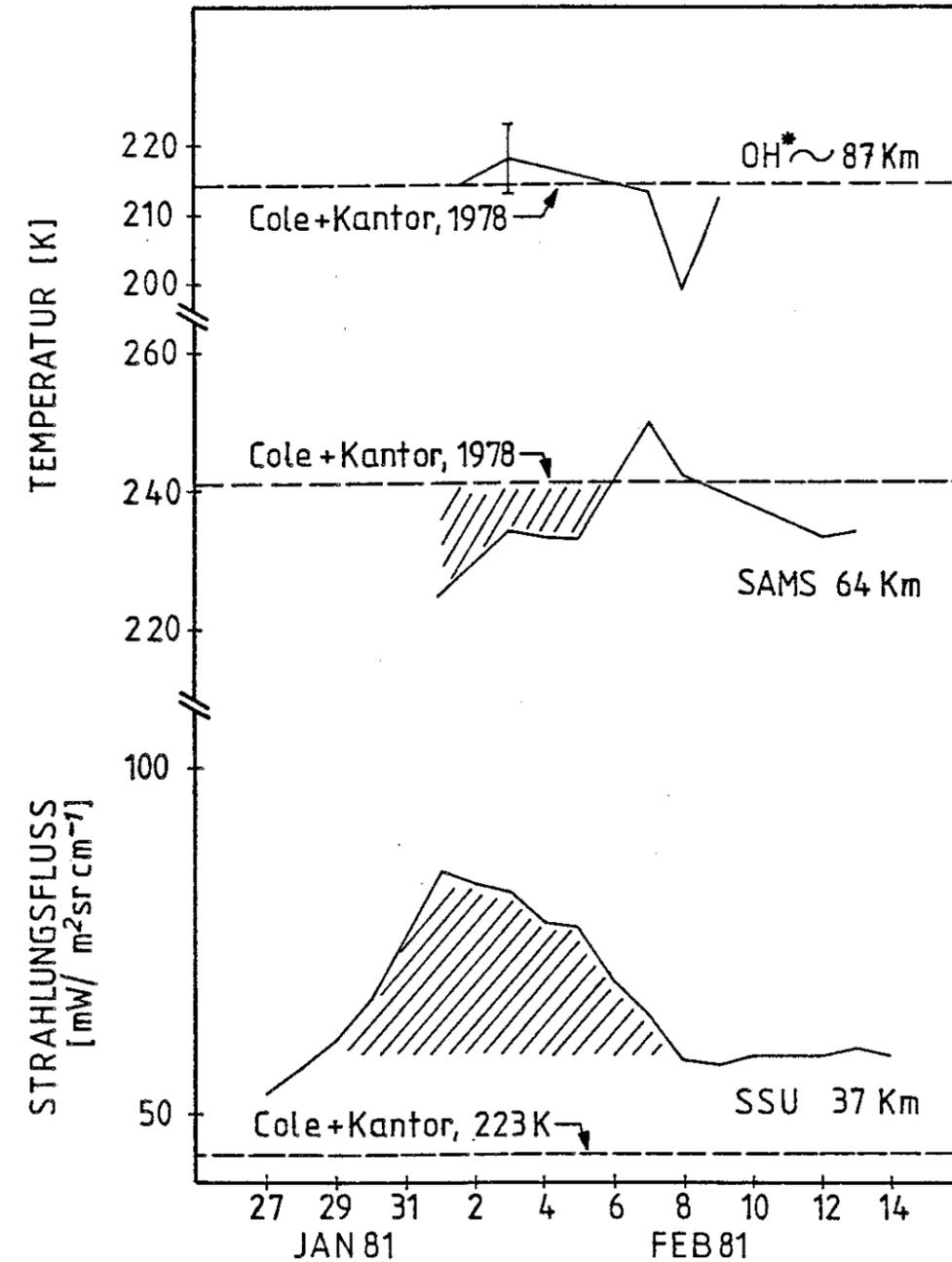


Abb. 55: Vergleich von Temperaturen in verschiedenen Höhen während einer Stratosphärenenerwärmung im Februar 1981 (Lange, 1982). Die Daten wurden über Esrange (68 °N) gemessen.

mungen der Winter 1980/81 bis 1983/84 für eine weitere Untersuchung ausgewählt. Sie sind in Tabelle 10 aufgeführt.

Tab. 10: Größere Stratosphärenenerwärmungen
(nach Kanal 27, SSU)

Datum	Meßort	Ort des Zentrums	Typ
1.2.81	68 °N, 21 °O	72 °N, 45 °O	MW
12.1.82	52 °N, 7 °O	62 °N, 35 °O	W*
25.1.83	52 °N, 7 °O	67 °N, 60 °O	W*
23.2.84	69 °N, 16 °O	67 °N, 15 °O	MFW

Die Daten der Tabelle 10 gelten für die Tage, an denen mit Kanal 27 des SSU die höchsten Strahlungsintensitäten der Erwärmungsereignisse beobachtet wurden. Für diese Tage wird der geographische Ort des Zentrums der Stratosphärenenerwärmung angegeben. Der Typ der Erwärmungen ist jeweils verzeichnet (W = minor warming; W* = minor warming mit Bedingungen, die nahe an die eines major warmings heranreichen; MW = major warming; MFW = major final warming, d.h. ein major warming nach dem sich endgültig das sommerliche Zirkulationssystem eingestellt hat; die Zuordnung der Typen erfolgte gemäß den Beilagen der Berliner Wetterkarte, FU Berlin). Die 86-km-Temperaturen während der aufgeführten Erwärmungen in der Stratosphäre wurden mit den OH*-Spektrometern an den genannten Meßorten bestimmt (Abb. 55, 46, 47 und 51). Die in Tabelle 10 aufgeführten Stratosphärenenerwärmungen zeigten einige Gemeinsamkeiten:

- a) in keinem der Fälle konnten den markanten Stratosphärenenerwärmungen angemessen deutliche Mesosphärenreaktionen (etwa plötzliche Abkühlungen von relativ großem Ausmaß) beobachtet werden (vergleiche Bilder 46, 47, 51 und 55),
- b) die Erwärmungen setzten sich zu größeren Höhen hin mit einer Neigung der Ausbreitungsrichtung nach Westen fort und

c) in allen Fällen zeigen hemisphärische Karten der SSU-27-Daten (42 km) eine starke Welle 1 mit ähnlich hohen Intensitätswerten im Maximum der Welle. Ein Beispiel für den Punkt c zeigt Bild 56.

Die in der Abbildung 56 gezeigten Strahlungsintensitäten wurden mit Kanal 27 des SSU am 23. Februar 1984 gemessen. Eine Welle 1 ist durch ein Maximum und ein Minimum in der Nordhemisphäre gekennzeichnet, die in diesem Fall zu den Extrema der Intensitäten bei 67 °N, 15 °O und 50 °N, 120 °W führten.

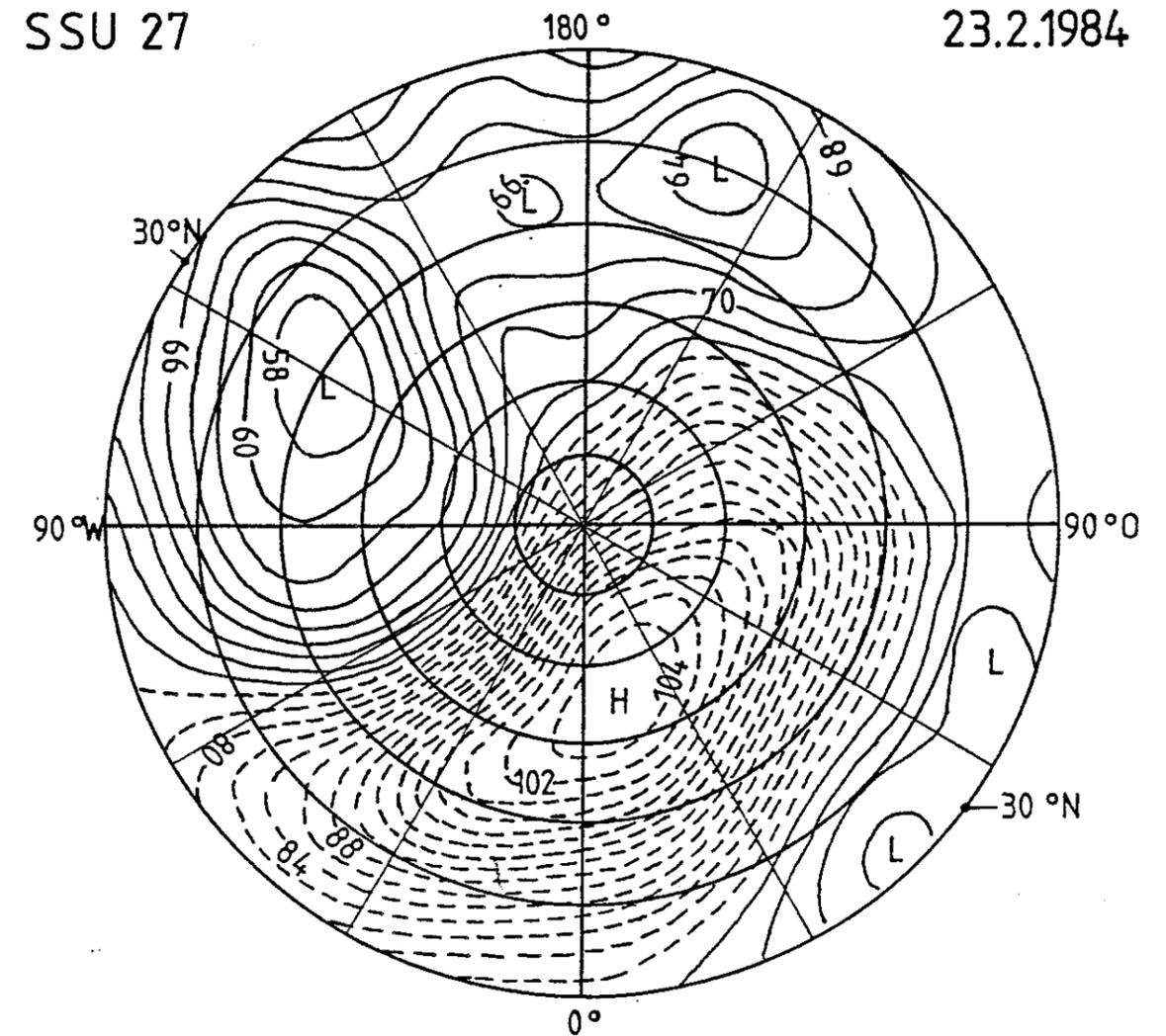


Abb. 56: Hemisphärischen Karte der 42-km-Strahlungsintensitäten ($\text{mW/m}^2 \cdot \text{sr cm}^{-1}$) für die Zeit des Maximums einer Stratosphärenenerwärmung (23. Februar 1984)

Der Befund, daß die maximalen Intensitäten ähnlich waren, spiegelt sich auch in den Intensitätswerten bei 42 km über dem Meßort der OH*-Spektrometer wider, wie die Bilder 46, 47, 51 und 55 (hier für 37 km) für Zeiten der höchsten (lokalen) Erwärmungen im Vergleich zeigen. Die übereinstimmend moderate Mesosphärenreaktion in den vier verschiedenen Wintern wirkt um so überraschender, wenn man beachtet, daß die Zentren der in Tabelle 10 verzeichneten Stratosphärenerwärmungen unterschiedlich weit vom Meßort der 86-km-Temperatur entfernt lagen. Erwärmungszentren und Meßorte waren entweder gar nicht oder bis zu über 50 Längengrade voneinander getrennt. Alle Kombinationen unterschiedlicher Abstände (nah-fern) waren sowohl bei nördlich gelegenen Meßstationen als auch bei OH*-Meßorten in mittleren Breiten gegeben. Trotzdem ist kein signifikanter Unterschied der mesosphärischen Reaktionen infolge dieser stratosphärischen Erwärmungen feststellbar.

Die trotz der Lage der einzelnen großen Erwärmungszentren zwischen 15 °O und 60 °O in allen Wintern ähnlich großen Maximalintensitäten (SSU 27) über den OH*-Meßorten lassen sich durch entsprechende flache horizontale Gradienten der Strahlungsintensitäten deuten. Diese sind auch direkt in hemisphärischen Karten der SSU-27-Intensitäten erkennbar (Abb. 56). Daher ist es naheliegend, bei 86 km ebenfalls großräumige Störungen mit flachen horizontalen Gradienten anzunehmen. Die geringen und in allen Wintern ähnlich großen Reaktionen der 86-km-Temperatur bei starken Stratosphärenerwärmungen müssen dann systematisch sein und können nicht auf kleinräumige horizontale Änderungen durch die Westwärts-Neigung der Erwärmungszentren mit zunehmender Höhe erklärt werden. Denn es müßte dazu angenommen werden, daß die wegen der verschiedenen Orte der maximalen Stratosphärenerwärmungen zu erwartenden Unterschiede in den Mesosphärenreaktionen durch Einflüsse infolge "geeigneter" Neigungen in allen vier Wintern gerade wieder aufgehoben würden. Das ist aber unwahrscheinlich. Der entsprechende von Offermann et al. (1983) versuchte Erklärungsansatz (Phasenverschiebung mit der Höhe) muß fallengelassen werden. Es muß ein anderer Grund gefunden werden, warum die 86-km-Temperaturreaktionen systematisch zu klein erscheinen.

Der Vergleich stratosphärischer und mesosphärischer Temperaturen über lange Zeiträume gestattet, weitere Hinweise auf eine mögliche Erklärung abzuleiten.

Es treten in der Mesosphäre in allen beschriebenen Wintern mit der Zeit kaum Variationen der Amplituden der dynamischen Temperaturfluktuationen auf, während in der Stratosphäre anscheinend gerade die Änderung der Amplituden der Temperaturschwankungen zu den Stratosphärenerwärmungen führt. Dieser interessante Tatbestand kann den Abbildungen 46, 47 und 51 entnommen werden. Die punktierten Linien, die die Zeitreihen der OH*-Temperatur und der 42-km-Strahlungsintensität einhüllen, sollen die Größe der jeweiligen Schwankungsamplituden und deren zeitliche Veränderung veranschaulichen. Diesen Linien liegt keine genauere Analyse zugrunde, sondern sie folgen in etwa dem Verlauf der Extrema der Zeitreihen. Man erkennt deutlich, daß sich die Amplitude der Temperatur-Schwankungen in 86 km Höhe in allen drei gezeigten Wintern mit der Zeit jeweils kaum änderte. Das gilt insbesondere auch für die Zeiten, als die Amplitude der Intensitäts-Schwankungen in der Stratosphäre sich im Bereich der stratosphärischen Erwärmungen um das 2- bis 3-fache vergrößerte. Wegen der nahezu konstanten Mesosphärenreaktionen ist das Verhältnis der mesosphärischen zu den stratosphärischen Amplituden nur während des Maximums der Erwärmungen klein (0,3 bis 0,5), kann aber sonst groß sein. Diese Beobachtung wurde gleichermaßen bei mittleren geographischen Breiten (Abb. 46 und 47) und bei höheren Breiten (Abb. 51) gemacht.

In allen Wintern traten ähnliche Amplitudenverhältnisse auf, obwohl die stratosphärischen Erwärmungszentren sich jeweils in deutlich unterschiedlichen Abständen vom Beobachtungsort der OH*-Spektrometer entwickelt hatten (Tab. 10). Dies entspricht dem schon für die Maxima der Erwärmungen beschriebenen Befund ähnlicher (und geringerer) mesosphärischer Reaktionen, gilt im Fall der Amplitudenverhältnisse aber auch über die Zeiten der Maxima der stratosphärischen Erwärmungen hinaus. Der nichtlokale Charakter der Kopplung der Mesosphäre und der Stratosphäre zeigt sich hier erneut.

Eine mögliche Erklärung für den geschilderten Gesamtbefund (groß-

räumige Bereiche mit flachen, horizontalen Gradienten; geringe mesosphärische Reaktionen auf z.T. starke stratosphärische Variationen) wäre die Annahme einer atmosphärischen Schicht mit variablem Reflexionsvermögen für planetare Wellen, die vermutlich eng verknüpft sind mit der Entstehung stratosphärischer Erwärmungen. Offermann et al. (1986) beobachteten interessanterweise in Höhen zwischen etwa 65 und 75 km eine Schicht mit sehr geringen Amplituden der Temperaturfluktuationen, die als Knotenfläche einer stehenden Welle interpretiert wurde. Für die moderaten Fluktuationen bei 86 km selbst bei großen stratosphärischen Erwärmungen ergibt sich daraus eine mögliche Interpretation:

Die die Stratosphärenenerwärmungen verursachenden planetaren Wellen aus der Stratosphäre werden in einer bestimmten Höhe zu einem größeren Teil reflektiert, was zu stehenden Wellen führt. Der Teil der Wellenenergie, der die Reflexionsschicht passiert, kann in größeren Höhen die dort beobachteten Variationen verursachen. Ein von der Stärke der planetaren Wellen abhängiger dynamischer Prozeß könnte das Reflexionsvermögen dieser Schicht so beeinflussen, daß unabhängig von der Amplitude der Wellen jederzeit nur ein ähnlich großer Energiebetrag die Reflexionsschicht passieren könnte. Die nahezu konstanten Mesosphärenreaktionen bei den zum Teil starken Variationen in der Stratosphäre wären damit erklärbar. Der nichtlokale Charakter dieses Effektes ergibt sich aus der großräumigen Struktur der vermutlich vorwiegend (Labitzke, 1981) beteiligten Wellen 1 und 2.

Diese in der Literatur bisher nicht beschriebenen Beobachtungen sollten in Zukunft genauer untersucht werden.

Das Ziel einer Unterstützung der Vorhersage von Stratosphärenenerwärmungen durch die Ergebnisse von billigen und routinemäßig einsetzbaren OH*-Spektrometern läßt sich wegen der hier beschriebenen Zusammenhänge nicht erreichen. Dies würde voraussetzen, daß langfristige Änderungen der mesosphärischen Fluktuationsamplituden und nicht nur plötzliche und in der Amplitude schlecht korrelierte Temperatursprünge zu Zeiten stratosphärischer Erwärmungen nachweisbar wären.

4.5. Kurzperiodische Schwingungen der Temperatur

4.5.1 Verbesserung der Meßmethode

Durch frühere Untersuchungen der Temperaturvariationen, die im Verlauf einer Nacht in 86 km Höhe auftreten können, waren zum Teil scheinbar periodische Fluktuationen der OH*-Temperaturen mit "Periodendauern" von einigen zehn Minuten bis zu einigen Stunden gefunden worden (Gerndt, 1982). Die Messungen wurden mit Spektrometer 1 ausgeführt. Obwohl ähnliche Variationen der 86-km-Temperatur auch von anderen Autoren beschrieben worden sind (s.u.), war nicht klar, in welchem Maße gerätebedingte Meßfehler bei den Beobachtungen von Gerndt (1982) eine Rolle spielten. Eine mögliche Ursache solcher Variationen der mesosphärischen Temperatur könnten Schwerewellen sein. Schwerewellen breiten sich mit horizontalen Wellenlängen von größenordnungsmäßig 1000 km und mit Periodendauern im Bereich von Minuten bis zu Stunden aus. Sie werden durch die irdische Schwerkraft kontrolliert. Um die Amplituden und Periodendauern der Schwerewellen in der 86-km-Temperatur untersuchen zu können, war es erforderlich, die Meßgeschwindigkeit zu steigern und den statistischen Fehler der Meßwerte zu verringern. Das dazu entwickelte sogenannte Frequenzmultiplex-Verfahren wird im folgenden beschrieben.

Üblicherweise arbeiten die Spektrometer 1 und 2 als Gitter-Spektrometer, d.h., an deren Austrittsspalt steht ein der Bandbreite der Geräte entsprechender spektraler Ausschnitt des Gesamtsignals zur Verfügung. Die zentrale Wellenlänge dieses Ausschnittes kann durch die Drehung des Gitters relativ zum Austrittsspalt verändert werden.

Dem ist es gleichwertig, mehrere Austrittsspalte bei feststehendem Gitter zu benutzen, so daß Signalanteile verschiedener interessierender Wellenlängen hinter dem Monochromator gleichzeitig gemessen werden können. Damit wird der Nachteil eliminiert, spektrale Linienintensitäten vergleichen zu müssen, die in zeitlicher Abfolge wie bei einem Spektrometer mit bewegtem Gitter gemessen wurden. Bei dem Verfahren mit bewegtem Gitter könnten sich be-

reits während der erforderlichen Meßzeit die Bedingungen für die Linienemissionen ändern, so daß für eine Bestimmung der OH*-Temperatur die spektralen Intensitäten der Linien streng genommen nicht benutzt werden dürfen. Nur wenn die Änderung der Intensitäten im Vergleich zum Meßvorgang langsam abläuft, kann das Verfahren mit dem bewegten Gitter eingesetzt werden. Darüber hinaus führt die Meßmethode mit mehreren Austrittsspalten zu einer erheblich besseren zeitlichen Meßwertauflösung, die nur noch von der Geräteempfindlichkeit abhängt. Das Spektrometer 2 wurde, um die zeitliche Auflösung der Temperaturbestimmung zu steigern, mit zwei Eintrittsspalten ausgestattet, bei sonst unverändertem Aufbau des Monochromators. Die Verwendung mehrerer Eintrittsspalte und eines Austrittsspalt ist der Verwendung eines Eintrittsspalt und mehrerer Austrittsspalte, die oben beschrieben wurde, gleichwertig. Die Verwendung von zwei Eintrittsspalten erfordert, die Signale am Austrittsspalt unterscheidbar zu machen. Es bietet sich an, die vom Meßverfahren her erforderliche Zerhackung (Choppen) des Lichtes auszunutzen. Werden die optischen Signale der Eintrittsspalte einzeln und mit verschiedenen Frequenzen periodisch unterbrochen, sind deren Anteilen am Detektorsignal hinter dem Austrittsspalt die gleichen jeweiligen Periodizitäten aufgeprägt. Mittels Bandpaßfilter, die phasenstarr mit den Referenzfrequenzen der Lichtzerhacker gekoppelt sind (Lock-in-Verfahren), können die Informationen wieder getrennt werden. Das Trennverfahren wird als Frequenzmultiplex-Verfahren bezeichnet. Für die Idee zu diesem Verfahren danke ich Dr. Großmann (Wuppertal). Der Chopper wird zwischen dem ersten Umlenkspiegel (1) und Monochromator (3; siehe Abb. 5a) angeordnet. Dies ist wegen der thermischen Eigenemissionen des Meßgerätes optimal und bedingt so die Verwendung mehrerer Eintrittsspalte anstelle mehrerer Austrittsspalte. Mögliche elektronische Interferenzen der beiden Detektorsignalanteile wurden untersucht. Durch geeignete Maßnahmen (Wahl der Zerhacker-Frequenzen) konnten sie vermieden werden. Bei der Relativeichung der Geräteempfindlichkeit bezüglich der verschiedenen Wellenlängen ist zusätzlich zu den herkömmlichen

Abhängigkeiten die des Detektors von der Modulationsfrequenz des Lichtsignales zu berücksichtigen. Es ist daher bei der Eichung erforderlich, beide Eintrittsspalte mit der Eichquelle gleichmäßig und mit gleicher Intensität auszuleuchten. Die OH*-Rotationstemperatur wird mit dem modifizierten Spektrometer 2 nur aus dem relativen Verhältnis der $P_1(2)$ - und $P_1(4)$ -Linienintensitäten ermittelt (siehe Kap. 2).¹ Rechnungen für einen großen Satz in der Atmosphäre gemessener OH(3,1)-Intensitäten haben ergeben, daß die so bestimmte Temperatur von der nach dem sonst üblichen Ausgleichsverfahren (siehe Kap. 2) ermittelten i.a. um weniger als 1 K abweicht. Abbildung 57 gibt die Temperaturen wieder, die innerhalb einer Nacht mit dem herkömmlichen Verfahren mit bewegtem Gitter (Scan-Betrieb) und mit dem Frequenzmultiplex-Verfahren (FM-Verfahren) erhalten wurden. Die Angaben des FM-Verfahrens sind Mittelwerte der innerhalb von zwei Minuten mit einer zeitlichen Auflösung von ca. 17 sec bestimmten Temperaturwerte. Diese Mittelung ist vergleichbar mit der aus der zeitlichen Auflösung von etwa 1,5 Minuten folgenden Mittelung beim Scan-Betrieb. Die mit beiden Verfahren erhaltenen mesosphärischen Temperaturen sind miteinander gut verträglich (Abb. 57). Die im Scan-Betrieb auftretenden großen Temperaturfluktuationen (Fehlmessungen wurden für Abb. 57 nicht eliminiert) müssen als nicht atmosphärischen Ursprungs angesehen werden. Die mit dem FM-Verfahren erhaltene Zeitreihe zeigt ebenfalls Temperaturfluktuationen. Zwar sind diese durch jeweils mehrere Meßpunkte pro "Periode" gut dokumentiert. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß auch diese Temperaturvariationen zum Teil noch meßtechnisch bedingt sein könnten. Bild 58 enthält eine Zeitreihe der mesosphärischen Temperaturen, die mit einer zeitlichen Auflösung von 17 sec gemessen wurde. Die Varianzbreite der Temperaturen ist von gleichem Maßstab wie die der im Scan-Betrieb gemessenen Temperaturen (vgl. Abb. 57). Dabei ist darauf hinzuweisen, daß der Detektor seit der Wiederaufnahme der Messungen in Wuppertal nach der MAP/WINE-Kampagne ein stark verschlechtertes Rauschverhalten zeigte, so daß im Scan-Betrieb i.a. ungewohnt große mittlere Varianzbreiten zu beobachten waren

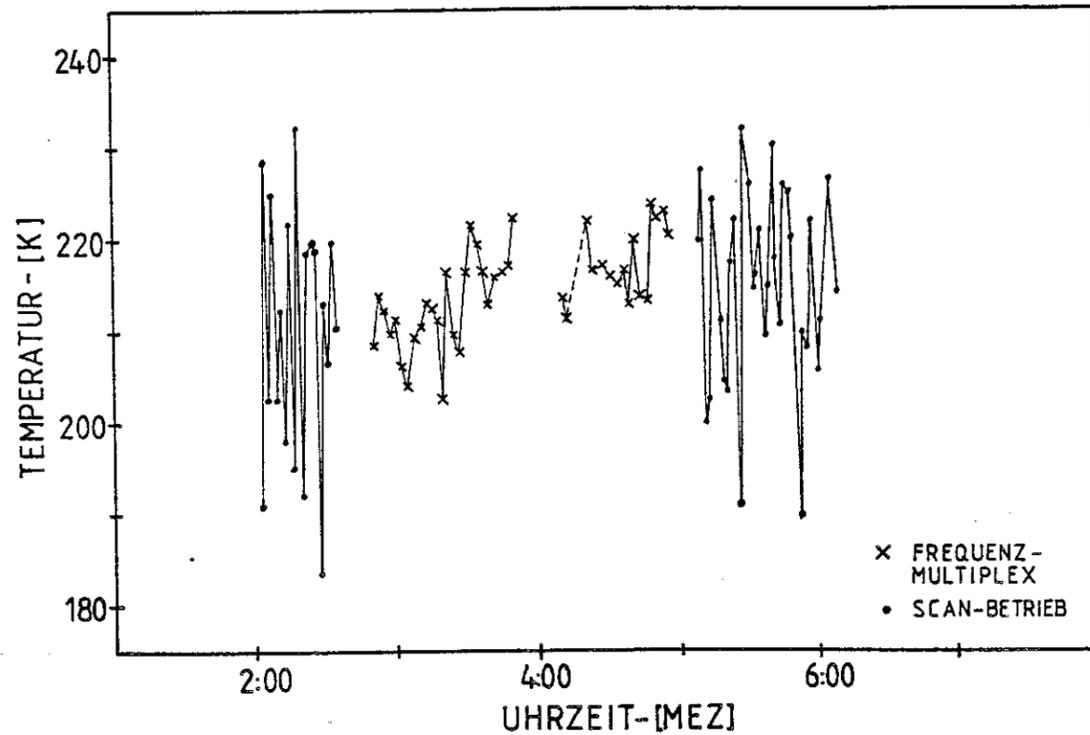


Abb. 57: Vergleich der mit herkömmlichem Scanbetrieb und der mit dem Frequenzmultiplex-Verfahren gemessenen Temperaturen (für letztere sind zweiminütige Mittelwerte gezeigt; gemessen am 18./19.10.1984 über Wuppertal)

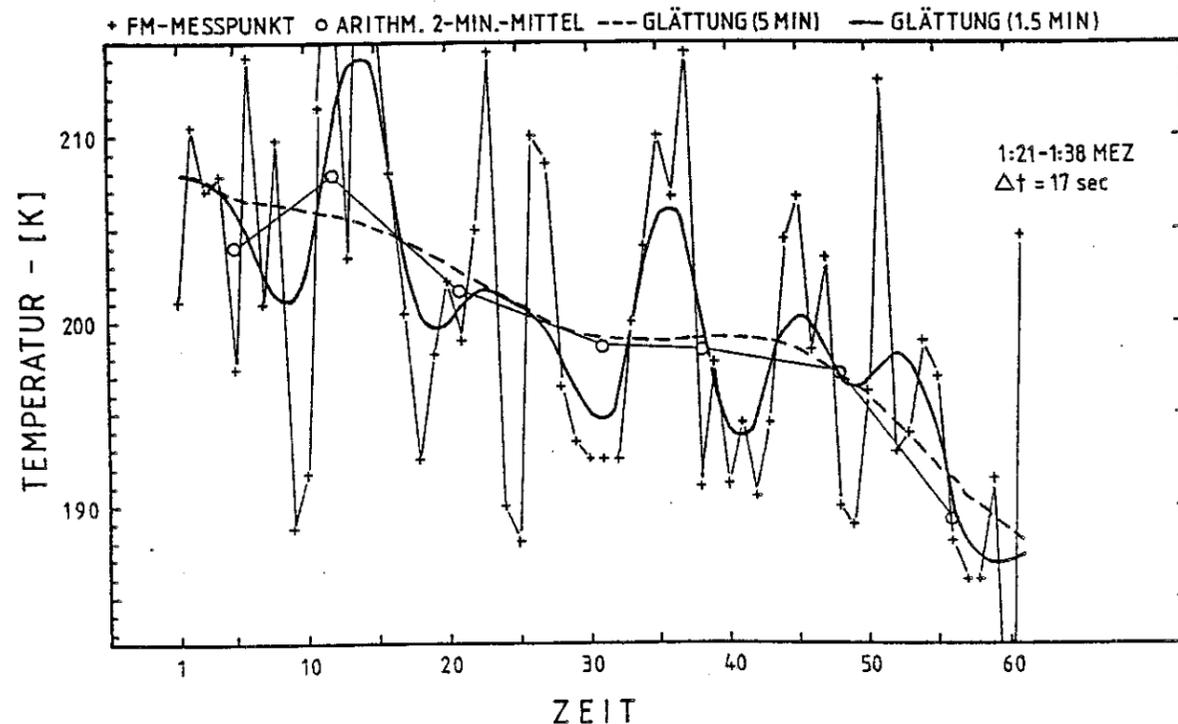


Abb. 58: Kurzzeitschwankungen der mit dem Frequenzmultiplex-Verfahren gemessenen Temperaturen (s. Text). Die Meßpunkte wurden im Abstand von 17 Sekunden zwischen 1:21 und 1:38 Uhr am 17.10.1984 aufgezeichnet.

(Abb. 57: ohne die auszusondernden Fehlmessungen ca. 20 K innerhalb weniger Minuten).

Die FM-Temperaturen (Bild 58) fielen in dem 17-minütigen Beobachtungszeitraum um ca. 19 K ab. Das ist an der mittels der Fourier-Methode (siehe Kapitel 4.1.1) über 5 Minuten gleitend geglätteten Temperaturzeitreihe erkennbar. Der Temperaturtrend wird auch von den arithmetischen Mitteln der innerhalb von jeweils zwei Minuten gemessenen FM-Temperaturen gut wiedergegeben. Es sprechen derzeit keine Hinweise dagegen, diesen Trend hauptsächlich atmosphärischen Ursachen zuzuschreiben.

Dem Trend überlagert ist eine scheinbar periodische Oszillation der Temperatur mit einer Periodendauer von ca. 2 Minuten (vgl. Glättung mit der Fourier-Methode (Kap. 4.1.1) über 1,5 Minuten mit der über 5 Minuten in Abb. 58). Die Variabilität der Amplitude läßt den Schluß zu, daß diese Oszillation durch zwei überlagerte Schwingungen entstanden sein könnte. Die Amplitude der Oszillation ist in diesem besonders deutlichen Beispiel im Mittel etwa 15 K groß. Bei der Größe des atmosphärischen Beobachtungsvolumens sind mittlere Temperaturvariationen solchen Betrages nur schwer vorstellbar.

Entsprechende Versuche weisen tatsächlich deutlich in die Richtung einer gerätetechnischen Erklärung der 2-Minuten-Oszillation, die wahrscheinlich mit dem beobachteten anomalen "Rauschverhalten" des Halbleiterdetektors (s.o.) im Zusammenhang stehen. Der endgültige Detektorausfall verhinderte die weitere Untersuchung der Herkunft der 2-Minuten-Oszillation. Daher und wegen der dann mit dem Scan-Betrieb vergleichbaren zeitlichen Auflösung werden im folgenden nur Mittel der FM-Temperaturen über 2 Minuten diskutiert, die von den Störungen nur geringfügig beeinflusst werden (Abb. 58). Wegen des gestörten Funktionierens des Detektors können die dargestellten Meßergebnissen vermutlich nur einen Teil der Möglichkeiten des FM-Verfahrens demonstrieren.

4.5.2 Ergebnisse

Das FM-Verfahren erlaubt es, über wesentlich kürzere Zeiten als es mit dem Scan-Verfahren möglich ist vertrauenswürdige Temperaturmittelwerte anzugeben. Der statistische Fehler der 2-Minuten-Mittel ist von einer Größenordnung, die im Scan-Betrieb nur durch Mittelung im Stundenmaßstab zu erreichen waren (1 bis 4 K). Temperaturvariationen mit Zeitskalen von einigen Minuten und Amplituden von mindestens 4 bis 5 K sind daher feststellbar. Variationen der OH*-Temperatur durch Schwerewellen sollten damit nachweisbar sein.

Die zeitliche Auflösung von 2 Minuten liegt im Grenzbereich der Erfordernisse zur Messung von Variationen mit Perioden unterhalb der Brunt-Väisällä-Periode von etwa 5 Minuten in 86 km Höhe. Solche Variationen - sofern es sie gibt - könnten von akustischen Wellen verursacht werden. Wegen der vermutlich gerätetechnisch bedingten Verfälschung der Meßwerte im 2-Minuten-Bereich kann aus den vorliegenden Ergebnissen jedoch keine sinnvolle Aussage über diese akustischen Fluktuationen abgeleitet werden.

Ein Beispiel einer mittels des FM-Verfahrens gemessenen "Temperaturwelle" ist in Bild 59 zu sehen. Die 2-Minuten-Temperaturmittelwerte der Nacht vom 27. zum 28. Oktober 1984 zeigen innerhalb von 10 Minuten eine Variabilität von ca. 5 K (maximale Auslenkung). Das erlaubt, in Abbildung 59 die Amplitude der möglicherweise durch eine Schwerewelle verursachten Variation von ca. 10 K leicht abzulesen. Die Periodendauer der Temperaturschwingung betrug ca. 2,5 Stunden. Da die Dicke der OH*-Schicht von der Größenordnung der vertikalen Wellenlänge der Schwerewellen (10 km) ist, dürfte die Temperaturamplitude in 86 km Höhe in Wirklichkeit viel größer gewesen sein. Die OH-Methode ist daher für die Messung von Schwerewellen nur von begrenztem Wert. Selbst geringste (periodische) Temperaturvariationen können als Folge von Schwerewellen interpretiert werden. Abbildung 60 gibt eine Messung des Temperaturganges in der Nacht vom 31. Oktober zum 1. November 1984 wieder. Er ist ein Beispiel für einen durch Schwerewellen kaum gestörten nächtlichen Verlauf. Lediglich eine geringe Temperaturvariation mit einer "Periodendauer" von etwa 6 bis 7 Stunden

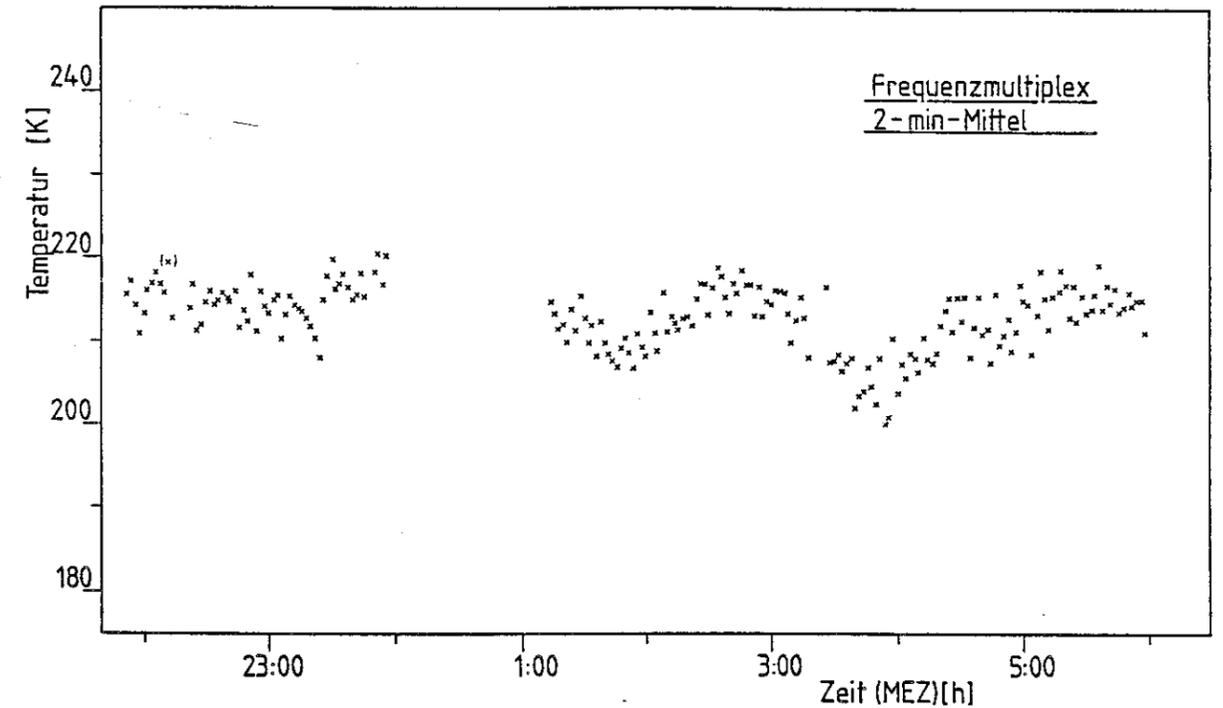


Abb. 59: Messung der OH*-Temperaturen mit dem Frequenzmultiplex-Verfahren in der Nacht vom 27. zum 28. Oktober 1984

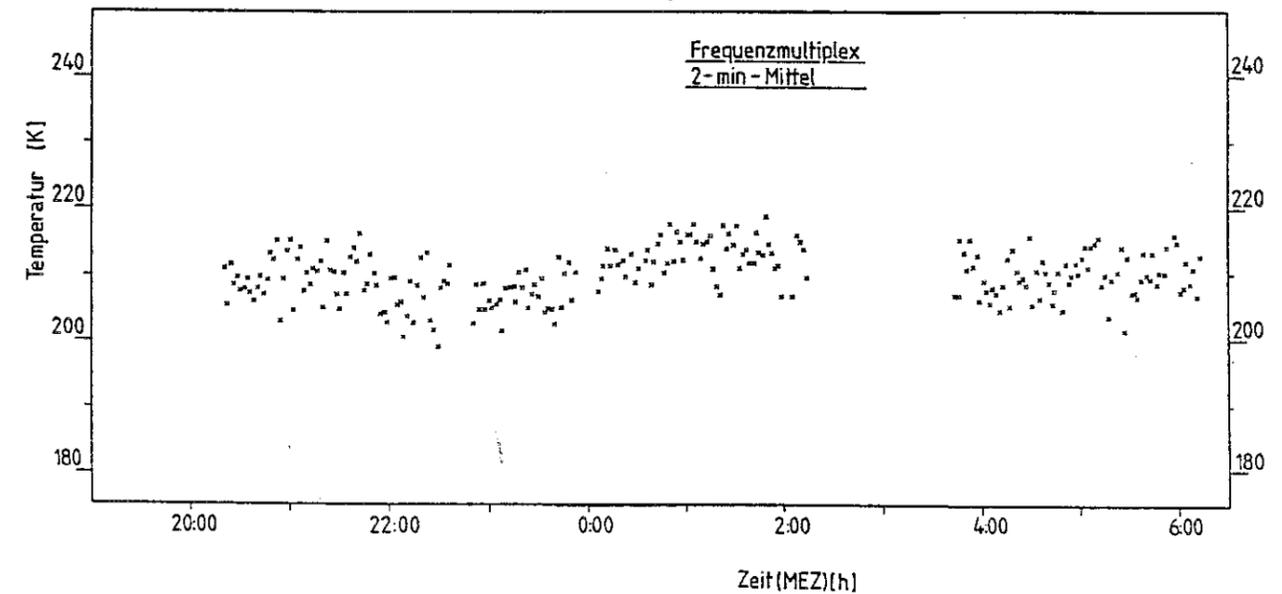


Abb. 60: wie Abb. 59, jedoch 31.10./1.11.1984

den scheint in dieser Nacht vorhanden gewesen zu sein. Die Temperaturschwankungen innerhalb eines Zeitraumes von typischerweise zehn Minuten sind betragsmäßig größer als im Fall des Bildes 59.

Andere Experimentatoren berichteten ebenfalls über Schwerewellen in der OH-Schicht, die Variationen der OH*-Temperaturen mit ähnlichen Amplituden und Perioden verursacht hatten, wie sie durch die in dieser Arbeit vorgestellten Messungen beobachtet wurden (Krassovsky and Shagaev, 1974; Armstrong, 1975; Meriwether, 1975; Krassovsky and Shagaev, 1977; Moreels and Herse, 1977; Noxon, 1978; Weinstock, 1978; Myrabo, 1984). Relativ große Amplituden der Temperaturosillationen, wie sie von Gerndt (1982) angegeben wurden und die im Vergleich zu vielen der in der Literatur diskutierten Temperaturamplituden eher noch als moderat zu bezeichnen sind, konnten mit der FM-Methode nicht beobachtet werden. Das kann z.T. an den nur wenigen und daher nicht repräsentativen Messungen liegen, die mit dem FM-Verfahren durchgeführt werden konnten. Andererseits ist dies aber zum Teil ebenfalls auf die bessere Meßstatistik auch bei kurzfristigen Oszillationen zurückzuführen.

Die in Abbildung 61 dargestellte Fourier-Analyse der 2-Minuten-Temperaturmittelwerte, die am 28. Oktober 1984 nach 1 Uhr gemessen wurden (Abb. 59), zeigt die Struktur der Temperaturvariationen. Neben der in Bild 59 zu sehenden 2,5-Stunden-Variation deuten sich Fluktuationen mit Periodendauern um 60 Minuten an. Den übrigen sich vom Rauschuntergrund abhebenden Perioden kann wegen der Störungen des FM-Verfahrens (s.o.) und der Ungenauigkeiten der Fourieranalysen keine eindeutig atmosphärische Bedeutung beigemessen werden.

Leider konnten die Messungen wegen des Detektorausfalles nicht fortgesetzt werden. Sie demonstrieren aber die Nützlichkeit des Verfahrens.

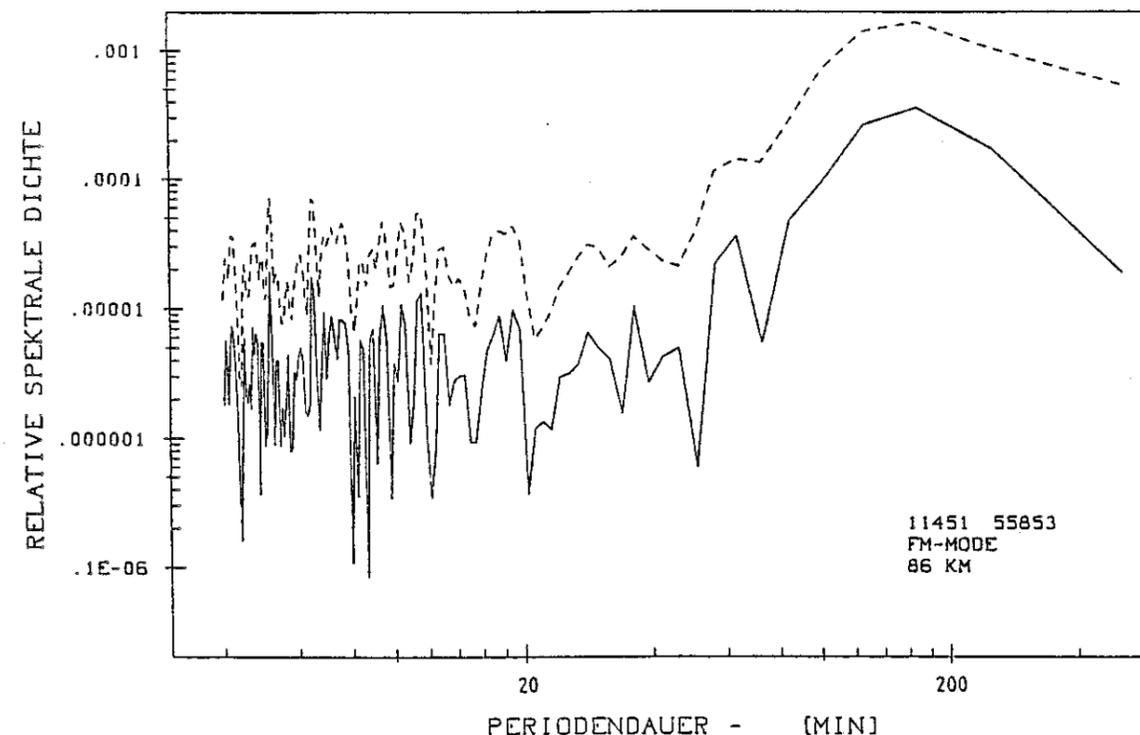


Abb. 61: Periodogramm der in Abb. 59 für Zeiten nach 1 Uhr gezeigten 2-Minuten-Mittel der OH*-Temperaturen

5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden zwei IR-Spektrometer vorgestellt, mit denen die Emissionen der OH(3,1)-Bande gemessen werden können. Das Verfahren, aus den Linienintensitäten atmosphärische Temperaturen im Höhenbereich um 86 km abzuleiten, wird beschrieben. Spektrometer 1 wurde hauptsächlich in Wuppertal und ab 1982 in Oslo eingesetzt. Seit 1982 wurde in Wuppertal, Belfast und Andenes das Spektrometer 2 betrieben.

Die Ergebnisse der Temperaturbestimmungen der beiden Spektrometer werden untereinander und mit den Ergebnissen anderer Temperaturmeßverfahren verglichen. Die Resultate der verschiedenen Meßmethoden stimmen gut überein.

Messungen über mehrere Jahre hinweg weisen auf mögliche Zusammenhänge der OH*-Temperaturen mit dem solaren Zyklus hin. Der Jahresgang der mesosphärischen Temperaturen wird für verschiedene geographische Breiten in Europa beschrieben. Die aus langjährigen Messungen erhaltenen mittleren Jahresgänge stehen bei 51 °N und 60 °N in guter Übereinstimmung mit Atmosphären-Modellen.

Die Abhängigkeit der OH*-Temperaturen von der geographischen Breite des Beobachtungsgebietes wird für Europa zwischen 51 °N und 78 °N demonstriert. Während im Winter und frühen Frühjahr keine signifikanten Temperaturdifferenzen bestehen, ist ein zum Sommer hin zunehmender Breitengang festgestellt worden. Jahreszeitliche Änderungen der Temperaturfluktuationen wurden untersucht. Die stärkste Variabilität der Temperaturen wurde im Winter festgestellt, die geringste dagegen im Frühjahr und Herbst. Die unerwartet große Sommervariabilität ist u.a. durch einen relativ hohen Anteil von Variationen mit Periodendauern von unter 10 Tagen verursacht worden. Diese Temperatur-"Sommerwellen" werden im Vergleich zu mesosphärischen Winden beschrieben. Der Jahresgang der mesosphärischen Ozon-Dichte ist scheinbar zu dem der Fluktuationen der 86-km-Temperatur antikorreliert.

Die im Winter auftretenden wellenähnlichen Temperaturfluktuationen werden durch die Analyse der während der DYNAMICS-I- und der MAP/WINE-Kampagne gewonnenen Daten für mittlere und hohe

nördliche Breiten dokumentiert. Durch den Vergleich mit entsprechenden Daten anderer Meßgeräte konnte ein hoher Kopplungsgrad der Variationen der atmosphärischen Parameter in Mesosphäre, Stratosphäre und Troposphäre festgestellt werden. Dies steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Ausbreitung planetarer Wellen.

Die Auswirkungen von stratosphärischen Erwärmungen werden diskutiert. Erwärmungsspitzen von ähnlicher Größe in der Stratosphäre stehen verschieden starke Abkühlungen (Temperatursprünge) in der Mesosphäre gegenüber. Die Fluktuationsamplituden in der Mesosphäre unterliegen während der Wintermonate nur geringen Änderungen. Zu Zeiten der Stratosphärenerwärmungen vergrößerte sich das Verhältnis der stratosphärischen zu den mesosphärischen Fluktuationsamplituden um einen Faktor 2 bis 3.

Eine Version des IR-Spektrometers mit zwei Eintrittsspalten und erste Meßergebnisse mit sehr hoher Zeitauflösung werden beschrieben. Die Kurzzeit-Fluktuationen der OH*-Temperatur waren im Gegensatz zu den konventionellen Messungen reduziert. Mit diesem Spektrometer beobachtete Temperaturvariationen lassen sich vermutlich durch den Einfluß (interner) Schwerewellen erklären.

6.1 Einsatz der Spektrometer 1 und 2

Tabelle 6.1.1 gibt die Zeiträume an, zu denen die Geräte an den einzelnen Orten eingesetzt waren.

6. Anhang

Tab. 6.1.1: Einsatzzeiten und -orte der Spektrometer 1 und 2

Spektrometer 1		Spektrometer 2	
Zeitraum	Einsatzort	Zeitraum	Einsatzort
23.07.80-06.10.80	Wuppertal	06.11.82-16.07.83	Wuppertal
03.11.80-10.02.81	Esrangle	21.07.83-24.08.83	Belfast
15.05.81-30.10.81	Wuppertal	29.08.83-31.10.83	Wuppertal
19.11.81-11.12.81	Esrangle	24.11.83-06.04.84	Andenes
21.12.81-07.07.82	Wuppertal	15.04.84-19.04.84	Oslo
19.07.82-17.08.82	Stockholm	24.04.84-18.07.84	Wuppertal
18.08.82-08.11.83	Oslo	13.10.84-03.11.84	Wuppertal
10.11.83-15.01.84	Lista		
20.01.84-20.04.84	Oslo		

6.2 Tabellen der Modelltemperaturen

Die Tabellen 6.2.1 und 6.2.2 geben die in dieser Arbeit benutzten Modellwerte nach Cole and Kantor (1978, 86 km) und nach dem Vorschlag zur "CIRA 1986" von Barnett and Corney (1985, 81,7 km) an. Die Werte werden hier wiedergegeben, da es sich um anhand der Tabellenwerte dieser Modelle interpolierte Größen handelt.

Tab. 6.2.1: Temperaturen nach Cole and Kantor (1978)
für 86 km

Monat	51 °N	60 °N	68 °N	75 °N
Jan	211,0	214,5	215,0	214,2
Feb	208,1	209,2	211,9	214,5
Mär	200,0	202,5	203,0	201,8
Apr	190,3	190,0	188,2	186,5
Mai	174,0	166,9	163,9	163,1
Jun	162,8	153,0	148,0	144,6
Jul	162,3	153,0	148,3	146,2
Aug	175,0	168,0	164,0	162,5
Sep	189,0	187,5	186,8	186,6
Okt	203,0	204,0	205,0	205,2
Nov	210,7	216,5	219,5	221,2
Dez	211,5	215,8	218,9	220,5

Tab. 6.2.2: Temperaturen nach Barnett and Corney (1985)
für 81,7 km Höhe

Monat	50 °N/7 °O	60 °N/11 °O	70 °N/16 °O	80 °N/15 °O
Jan	219,8	221,2	220,9	(222,8)
Feb	217,8	220,0	220,1	222,0
Mär	209,0	210,9	210,1	208,4
Apr	196,7	196,2	195,2	195,4
Mai	182,4	177,8	175,7	172,0
Jun	172,0	165,1	161,7	160,6
Jul	171,8	161,9	159,4	160,3
Aug	183,5	173,2	171,2	171,7
Sep	199,4	197,6	198,0	197,0
Okt	211,2	213,7	218,5	221,5
Nov	220,1	223,9	---	---
Dez	219,1	221,8	---	---

6.3 Ergänzungen zum MAP/WINE-Winter 1983/84

Die Abbildungen 6.3.1 bis 6.3.3 zeigen Periodogramme und Kohärenzanalysen der OH*-Temperatur einerseits und der Temperaturen der 10-hPa-, 30-hPa- und 50-hPa-Niveaus der Atmosphäre andererseits (Naujokat, private Mitteilung, 1985). Die 95%- und 80%-Signifikanzniveaus liegen bei 0,86 bzw. 0,65 (Markierungen bei Periodendauer 2 Tage in den Abbildungen).

Während der MAP/WINE-Kampagne wurden über der Haute Provence, Frankreich, Temperaturen mit einem LIDAR bestimmt. Bild 6.3.4 zeigt einen Vergleich der 86-km-Temperatur über Andenes und der 75-km- und 84-km-Temperatur über der Haute Provence (Hauchecorne, private Mitteilung, 1985). Da der LIDAR für 84 km nur wenige und in dieser Höhe zudem unsichere Daten lieferte, ist ein detaillierter Vergleich der OH*-Temperaturen nur mit den 75-km-Temperaturen bei 44 °N möglich. Beide Zeitreihen scheinen teilweise korreliert zu sein, wie die senkrechten ausgezogenen Linien andeuten. Für Januar verhalten sie sich jedoch eher antikorreliert (unterbrochene senkrechte Linien). Dies könnte mit der Annahme erklärt werden, daß über Andenes und der Haute Provence verschiedene Wellen auftraten. Bemerkenswert ist, daß über beiden Stationen die Abkühlung der Mesosphäre zwischen Anfang Februar und dem 10. Februar 1984 das stärkste Ausmaß im Vergleich zu den übrigen des Winters erreichte, obwohl die damit verbundene Stratosphärenenerwärmung vom 9. Februar lediglich als kleine Erwärmung (minor warming; Labitzke et al., 1984) eingestuft wurde. Abbildung 6.3.5 ist das Ergebnis der Kohärenzanalyse (Kurve c) sowie der FFT-Analysen der OH*-Temperaturen (Kurve a) und der 75-km-Temperatur (Kurve b) für den Meßzeitraum des LIDARs vom 28. November 1983 bis zum 30. März 1984. Das 95%-Niveau für signifikante Korrelationen liegt bei 0,88.

FFT-Analysen über längere Zeiträume haben zwar den Vorteil besserer Auflösung der Fourierperiodendauern. Im Vergleich zum Analysezeitraum nur kurzfristig auftretende Oszillationen werden dann aber im Periodogramm mit geringen Amplituden dargestellt. Solche Oszillationen und deren Variation mit der Zeit zeigt

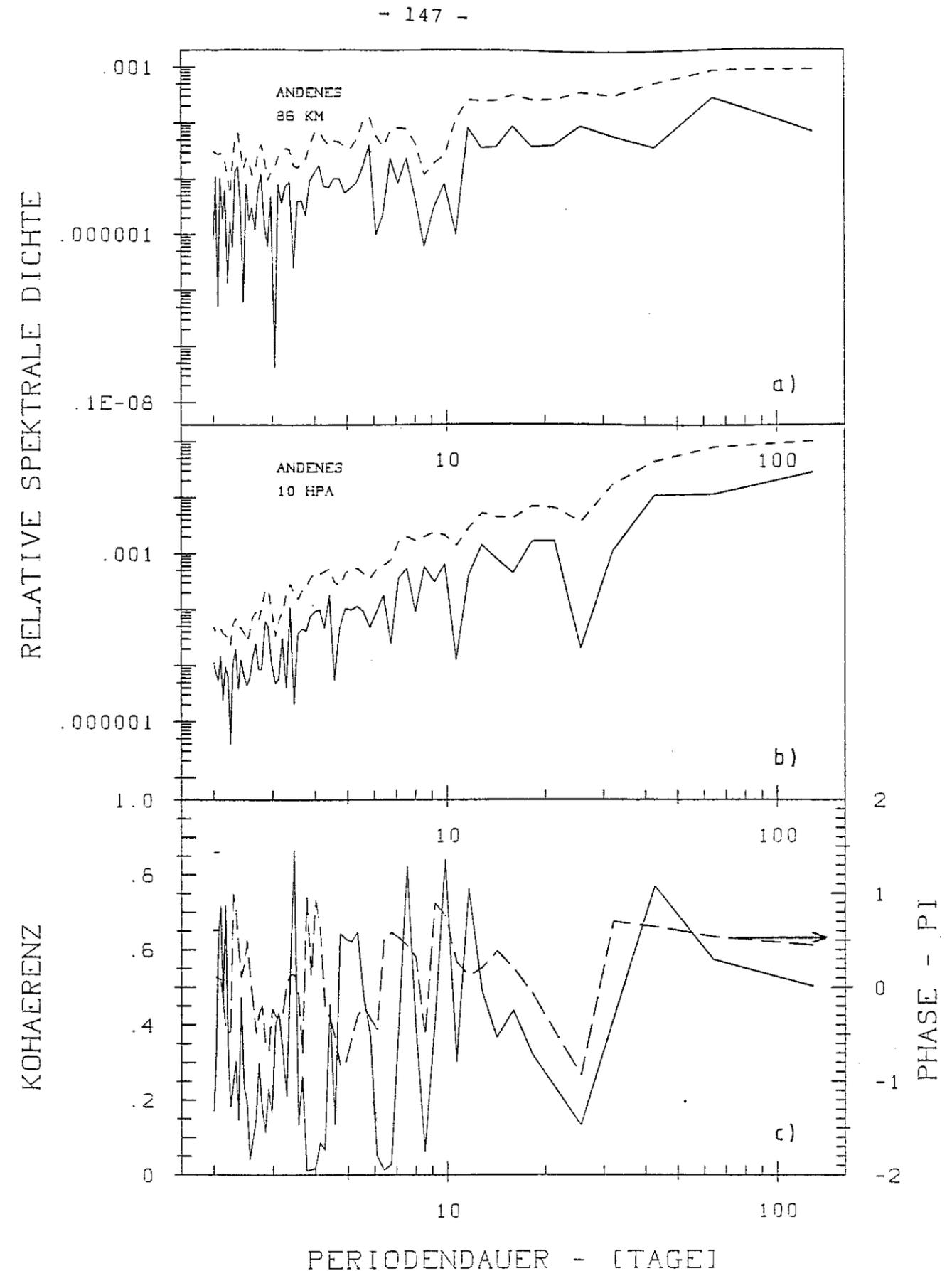


Abb. 6.3.1: Periodogramme der OH*- (a) und 10-hPa-Temperatur (b) der in Abb. 51 gezeigten Zeitreihen während MAP/WINE

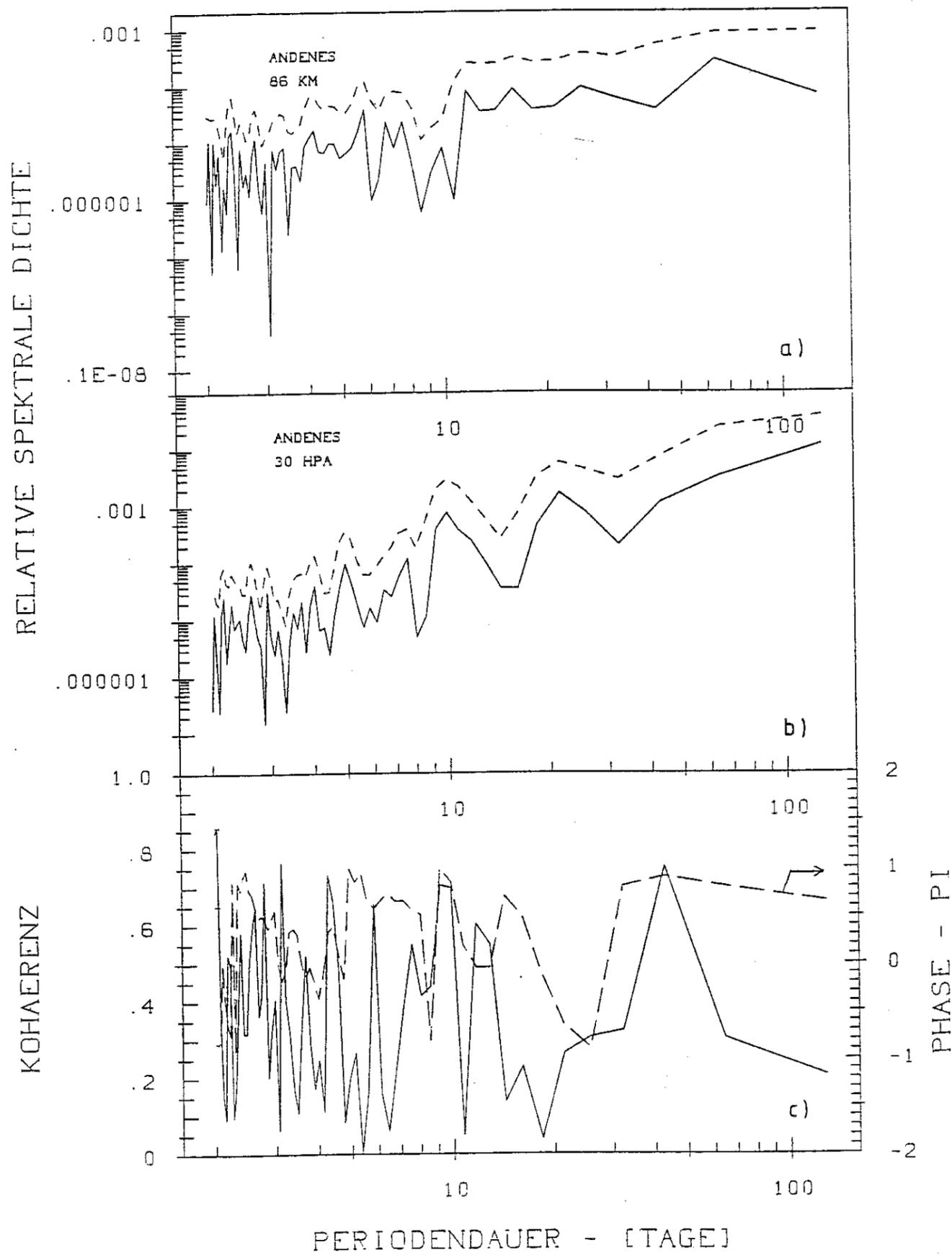


Abb. 6.3.2: wie Abb. 6.3.1, aber für OH*- (a) und 30-hPa-Temperatur (b)

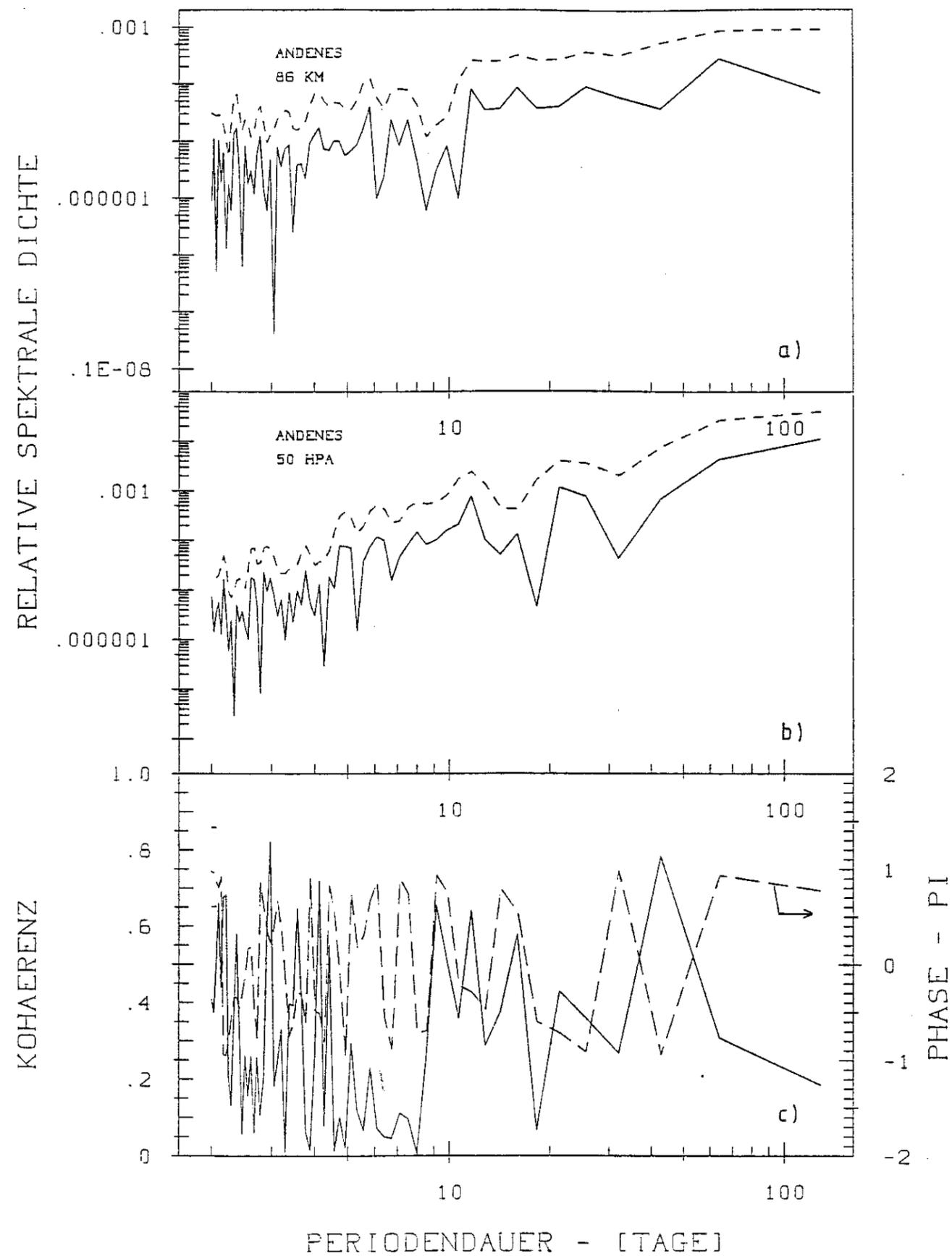


Abb. 6.3.3: wie Abb. 6.3.1, aber für OH*- (a) und 50-hPa-Temperatur (b)

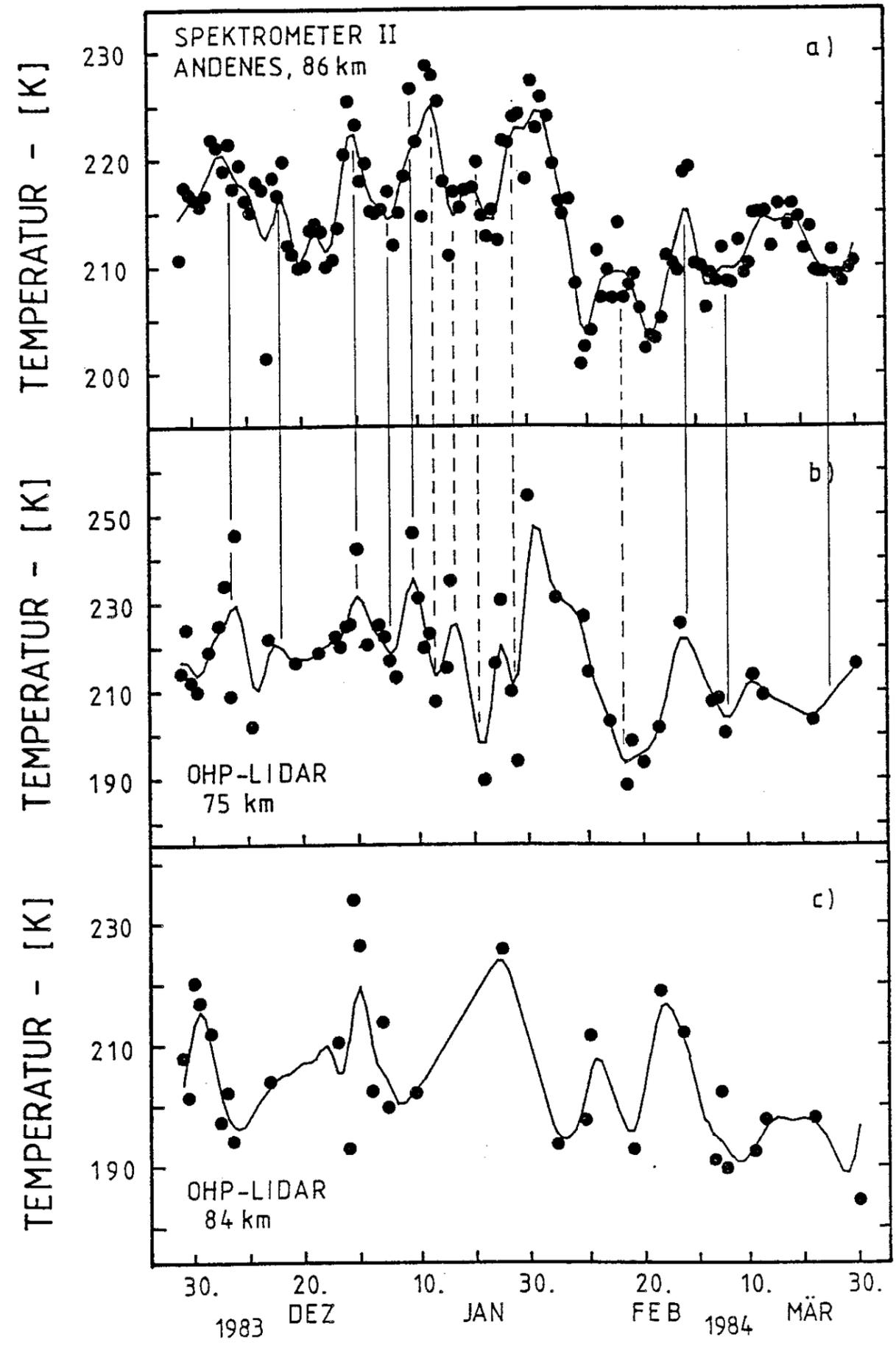


Abb. 6.3.4: Vergleich der Zeitreihen der OH*-Temperatur (a) über Andenes (69 °N) und der Temperaturen bei 75 km (b) und 84 km Höhe (c) über dem Observatoire Haute Provence (44 °N)

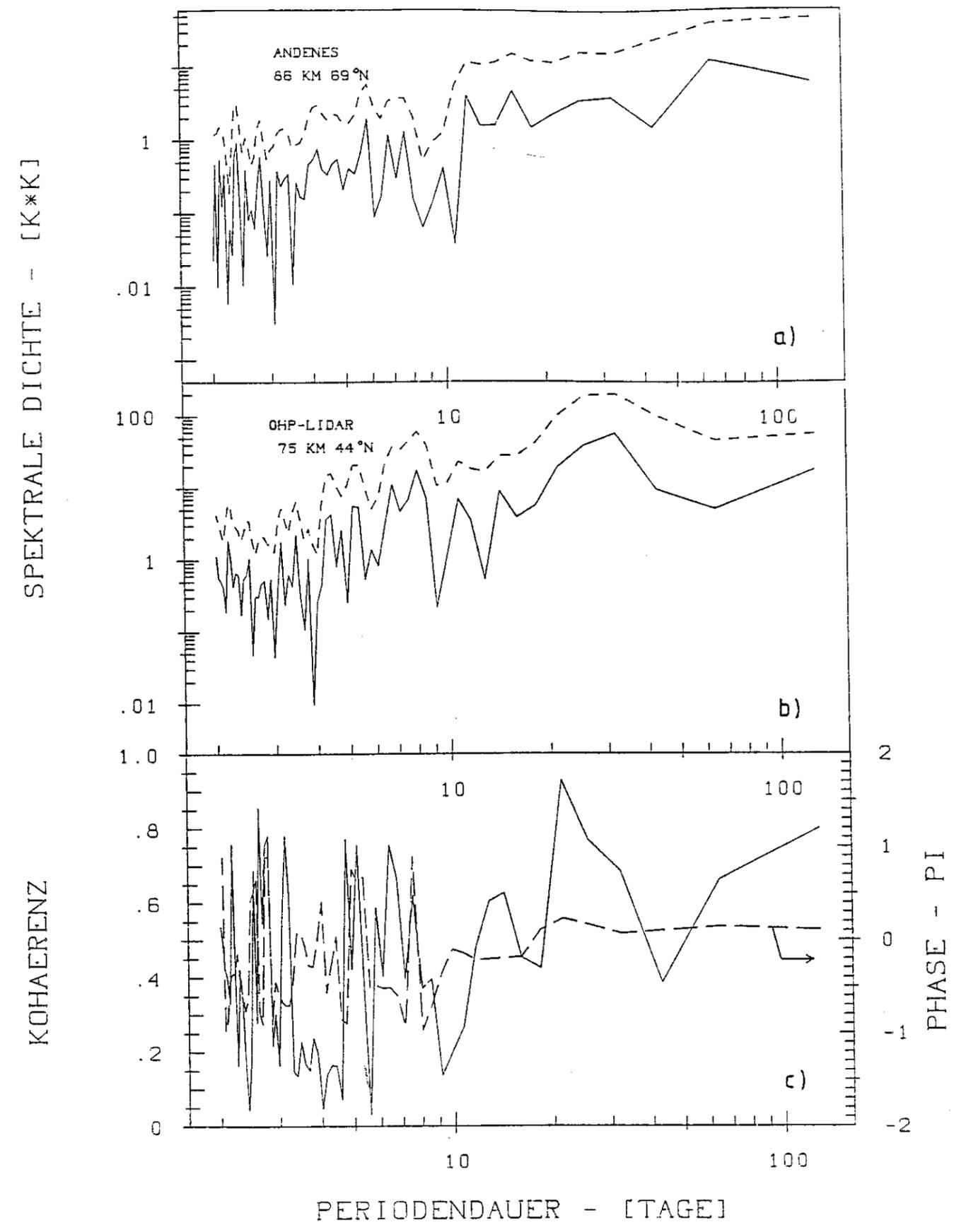


Abb. 6.3.5: Periodogramme der OH*- (a) und der 75-km-Temperatur (b) über Andenes bzw. über dem Observatoire Haute Provence. Bildteil c gibt eine Kohärenzanalyse der Daten wieder.

Abbildung 6.3.6. Für den MAP/WINE-Winter wurden die OH*-Temperaturen jeweils eines Kalendermonats analysiert. Die ausgezogenen Kurven gelten für Andenes, die gestrichelten für Lista bzw. ab Januar für Oslo. Wegen der Datenlücken ist die Qualität der Lista-Analysen geringer als die der Andenes-Kurven. Während im Dezember 1983 Oszillationen mit Periodendauern um 6 Tage dominierten, waren im Januar und Februar 1984 die 11- und die 16-tägigen Variationen von größerer Bedeutung. Wegen der geringeren Periodenauflösung ist die 11-Tage-Periode mit der in Kapitel 4.4.2 beschriebenen 12-Tage-Oszillation gleichbedeutend.

Selten liegen für die Messungen der OH*-Temperaturen gleichzeitige Messungen der Höhe vor, in der das Schichtzentrum der OH-Moleküle zu finden ist. In der Nacht vom 9. zum 10. Februar 1984 bestimmten Baker et al. (1985, private Mitteilung) diese Höhe zu 86,5 km (siehe Abb. 9). Gleichzeitig wurden am gleichen Ort (Kiruna) mit dem Michelson Interferometer der Utah State University (Pendelton, private Mitteilung, 1986) und über Andenes mit dem Wuppertaler Spektrometer 2 die Temperatur in der OH-Schicht gemessen. Bild 6.3.7 enthält den Vergleich der beiden Zeitreihen. Die schattierten Flächen geben die Temperaturen über Kiruna und deren Fehlerbereiche an. Über Andenes konnten wegen schlechter Wetterbedingungen nur Mittelwerte der Temperaturen über eine halbe bis eine Stunde bestimmt werden. Beide Messungen stimmen im Rahmen der Fehler gut überein. Die in Abbildung 6.3.7 dargestellten atmosphärischen Temperaturen gelten nachweislich für einen Höhenbereich um 86 km.

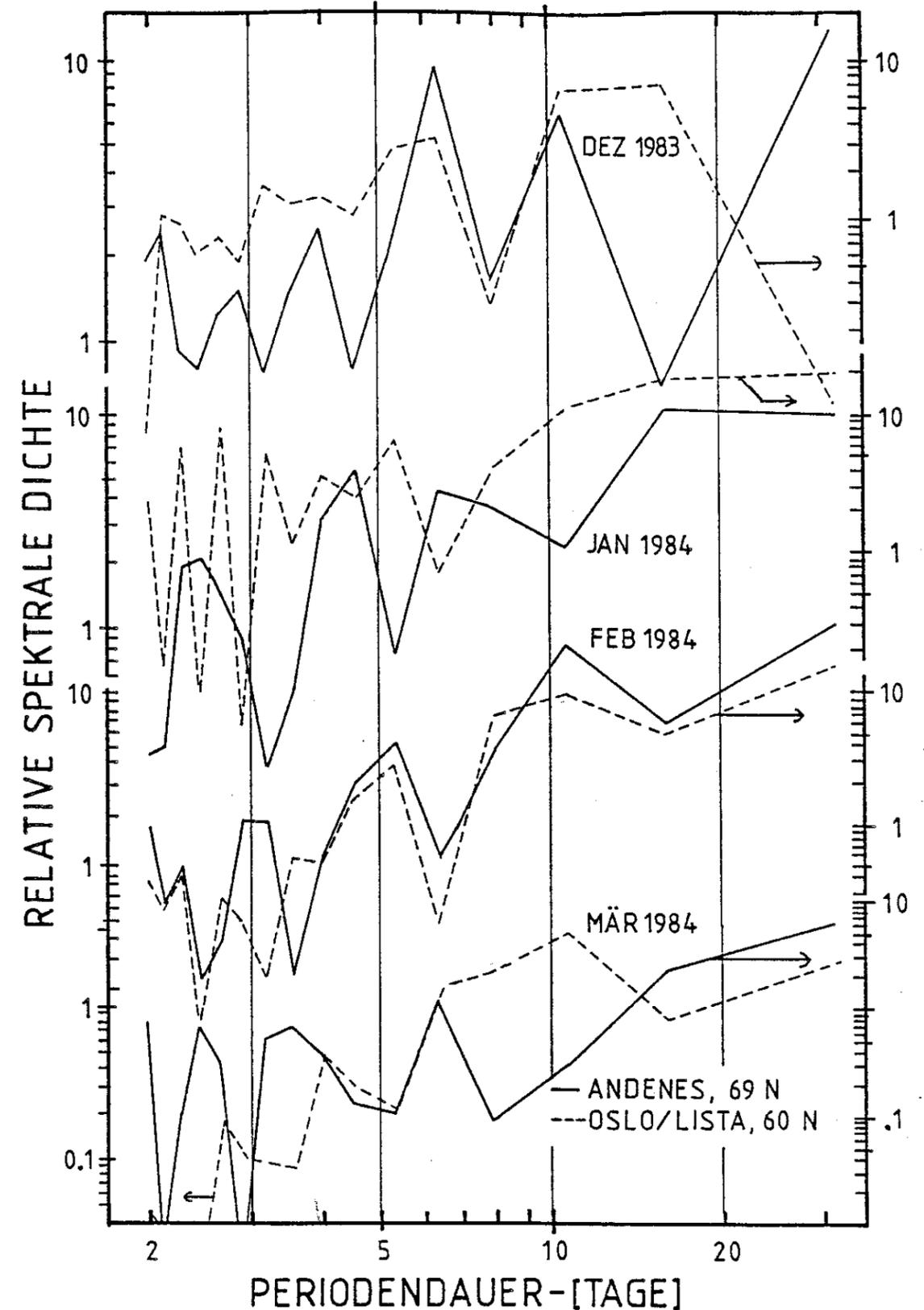


Abb. 6.3.6: Periodogramme der OH*-Temperaturen der MAP/WINE-Monate

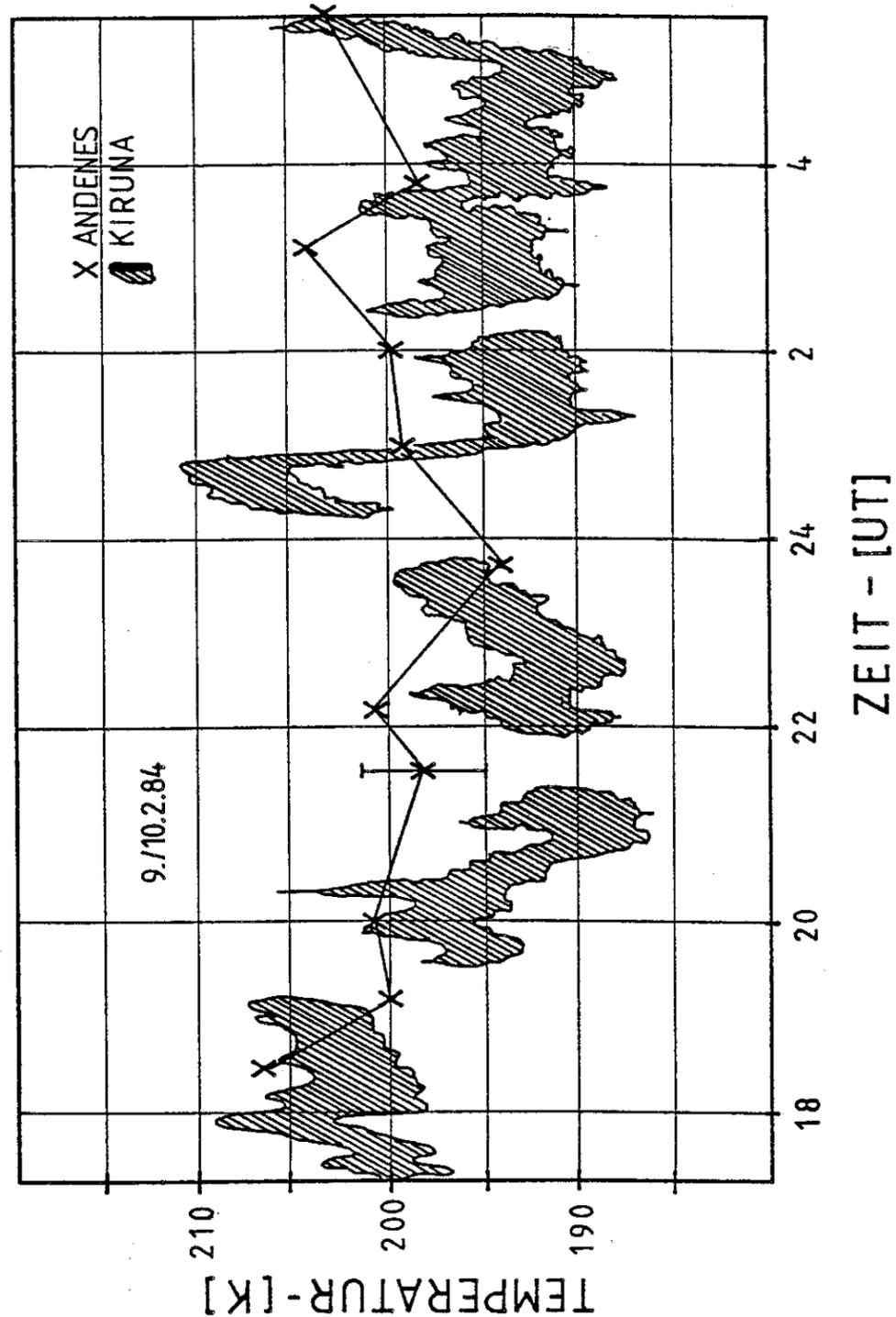


Abb. 6.3.7: OH*-Temperaturen über Esrange (Kiruna) und Andenes

6.4 Einflüsse durch Nordlichtaktivitäten

Das Auftreten von Nordlichtern hat die Messungen der OH*-Intensitäten und der daraus abgeleiteten Temperaturen im allgemeinen nicht beeinflusst.

Es wurden jedoch im Winter 1983/84 während der Messungen in Andenes (69 °N) zwei einzelne Ereignisse beobachtet, die im deutlichen Zusammenhang mit zwei Nordlicht-Aufbrüchen (break up; geomagnetische Teilstürme) stehen. In beiden Fällen traten im gesamten Blickfeld des Spektrometers 2 starke Nordlichter auf, deren unterer Rand intensiv rot leuchtete. Die rötlichen Emissionen werden hauptsächlich den N₂⁺-Molekülen zugeschrieben.

Die Abbildungen 6.4.1 und 6.4.2 zeigen für diese beiden nächtlichen Messungen den zeitlichen Verlauf der Feldstärke des Erdmagnetfeldes (Z-Achse), der Riometer-Absorption bei 32,5 MHz (Messung der atmosphärischen Absorption der aus dem Weltall einfallenden Radiostrahlung), der relativen OH*-Intensität und der OH*-Temperatur. Die mit Spektrometer 2 gemessenen OH(3,1)-Intensitäten (Summe der Maximalwerte der P₁(2)-, P₁(3)- und P₁(4)-Linienintensitäten) reagierten in zeitlicher Koinzidenz mit der Riometer-Absorption und den Variationen des Erdmagnetfeldes auf sehr spontan einsetzende Aufbrüche. Am 7. Dezember 1983 (Abb. 6.4.1) war die OH*-Intensität nach dem Hauptereignis erhöht und die mittlere Rotationstemperatur fiel ab. Noch einige Minuten nach dem Aufbruch verursachte vermutlich der Einfall hochenergetischer Partikel in den Halbleiterdetektor eine stark erhöhte Rate von Spannungsspitzen, die sich im Ausfall der Temperaturwerte (gestrichelte Linien) äußerte.

Die beiden Nordlicht-Aufbrüche gegen 22:00 und 22:20 Uhr Weltzeit am 29. März 1984 (Abb. 6.4.2) erzeugten deutliche Reaktionen im nächtlichen Verlauf der Intensitäten (Kurve c), wie der Vergleich mit dem ungestörten Intensitätsnachtgang vom Vortage (Kurve e) zeigt. Es scheint aber so zu sein, daß nur starke Aufbrüche eine nachweisbare Intensitätsänderung erzeugen. In der Nacht vom 29. zum 30. März 1984 erreichte die Intensität erst 3 Stunden nach

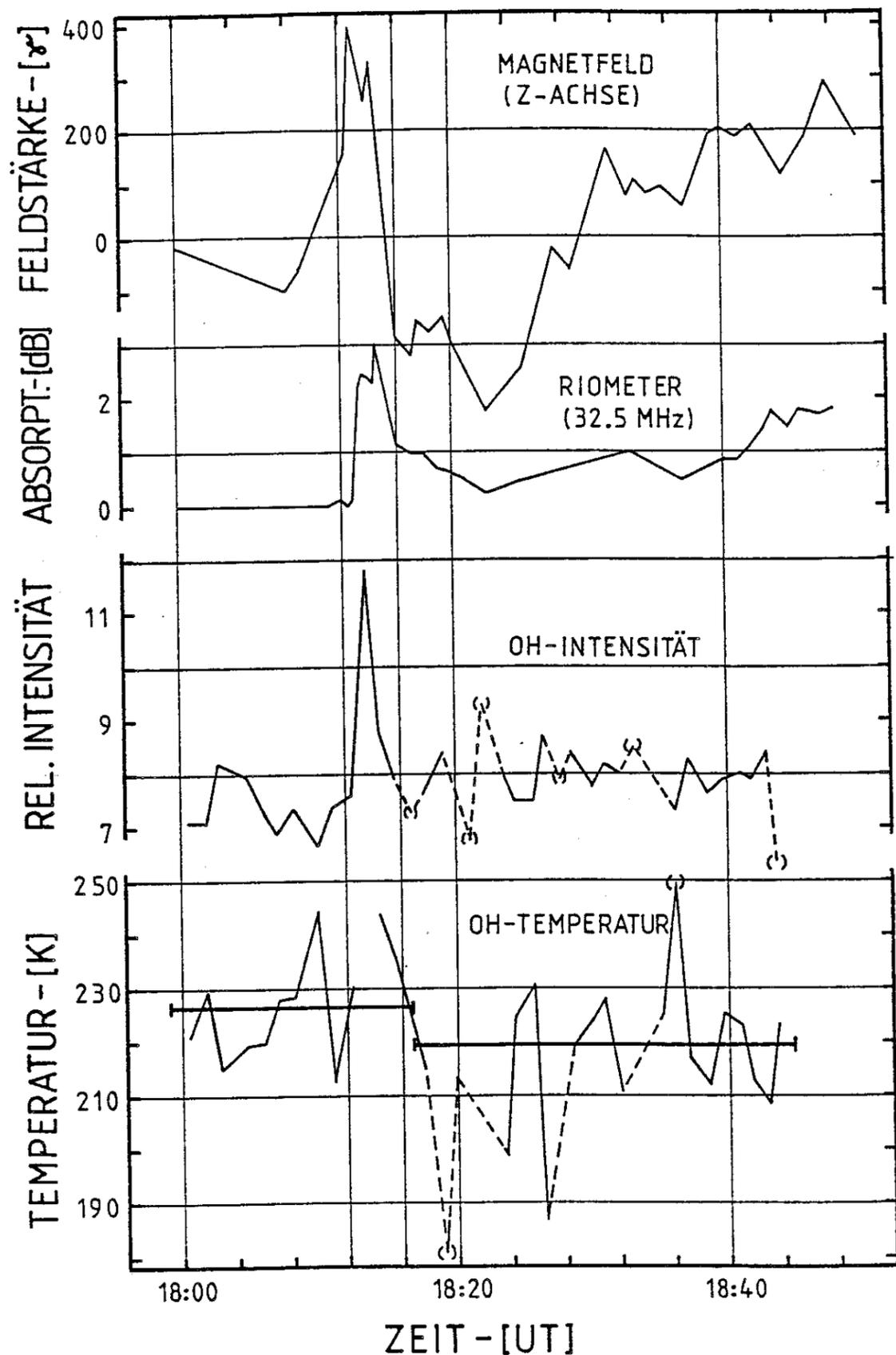


Abb. 6.4.1: Einfluß eines Nordlicht-Aufbruches am 7.12.1983 auf die Messung der OH(3,1)-Emissionen und auf die OH-Rotationstemperatur

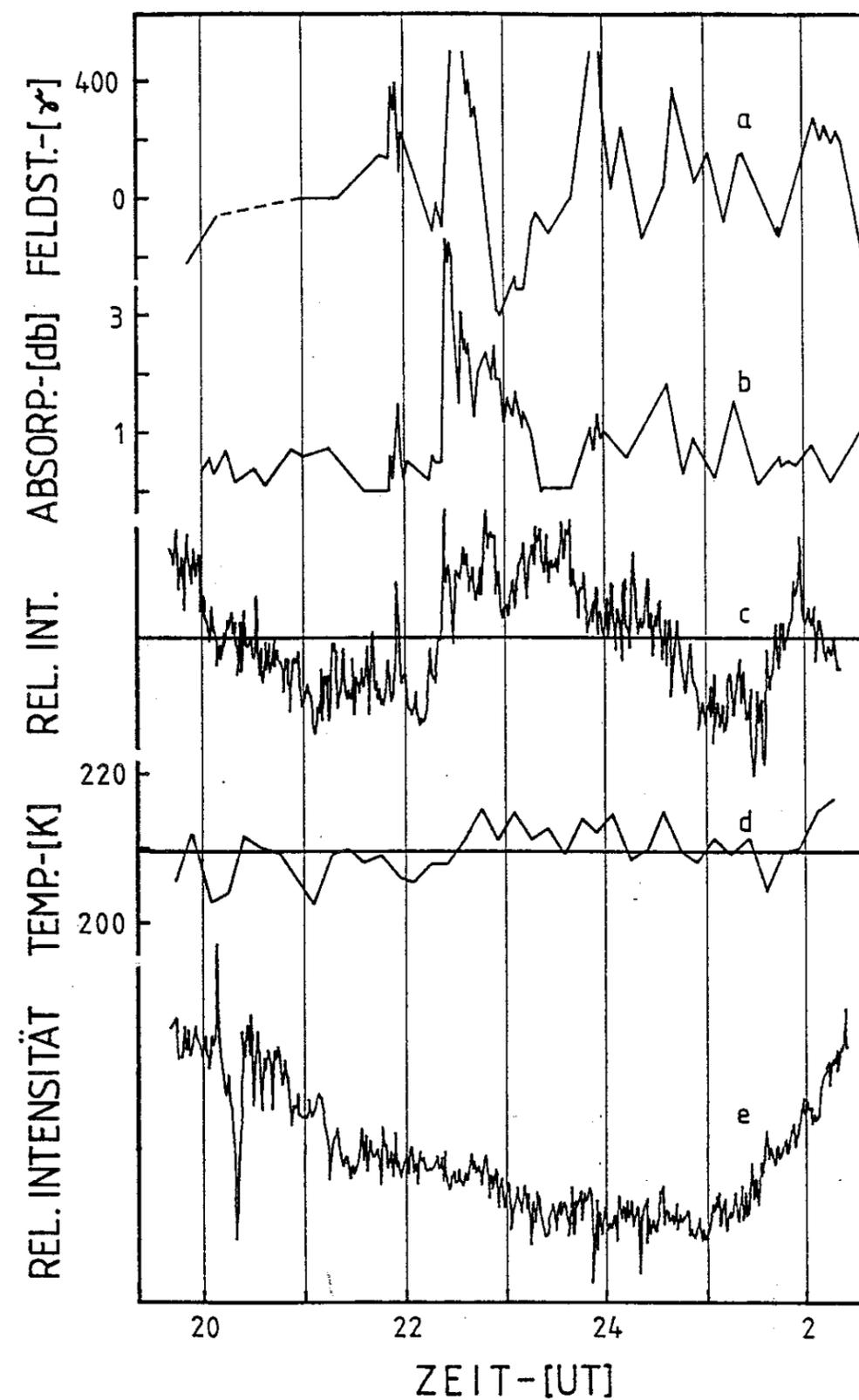


Abb. 6.4.2: Intensitäts- und Temperaturvariationen nach einem Nordlicht-Aufbruch (a: Z-Magnetfeldachse; b: 32,5-MHz-Riometer-Absorption; c: Intensität im OH(3,1)-Kanal; d: OH*-Rotationstemperatur; e: ungestörter Intensitätsnachtgang). Die Intensitätswerte sind in relativen Einheiten angegeben.

dem zweiten Aufbruch die für OH(3,1)-Emissionen üblichen Werte (Abb. 6.4.2, Kurve c im Vergleich zu Kurve e). Die Rotationstemperatur (Kurve d; Mittelwerte über 10 Minuten) zeigte bei einem erhöhten Grundniveau wellenähnliche Variationen (Abb. 6.4.2). Dies ist in Abbildung 6.4.3 detaillierter sichtbar. Abbildung 6.4.3 gibt die Temperaturzeitreihe um den Zeitpunkt der Nordlichtaufbrüche herum an. Die Zeiten der höchsten Riometer-Absorptionen sind durch senkrechte Markierungen hervorgehoben. Möglicherweise regte der Energietransport in die Mesosphäre (durch die Partikelabschlagung) in diesem Fall eine atmosphärische Schwerewelle an.

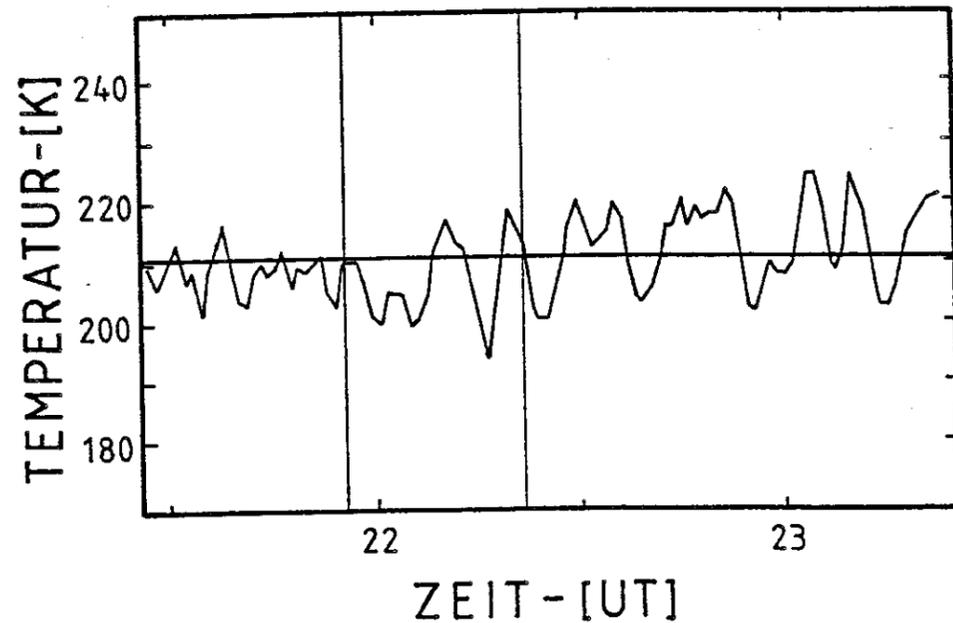


Abb. 6.4.3: Temperaturvariationen nach intensiven Ausfällungen hochenergetischer Partikel

Diese Vermutung kann jedoch nur unter Vorbehalt geäußert werden: Die Temperatur wird aus Intensitätsvariationen berechnet. Dazu muß ausgeschlossen werden können, daß die gemessenen OH*-Intensitäten durch Emissionen anderer Stoffe im Meßbereich des Meßgerätes verfälscht werden. Dies ist in den gezeigten Fällen unsicher. Die Natur der Intensitätserhöhungen im OH(3,1)-Kanal ist nicht eindeutig klärbar. Einflüsse von Fremdemissionen sind bei der gegebenen Spektrometerauflösung zwar nicht erkennbar. Jedoch haben z.B. Baker et al. (1977b) im Bereich der $P_1(2)$ - und der $P_1(3)$ -Linien des OH(3,1) N_2^+ -Emissionen gemessen, deren Intensität im Maximum der Linie während eines IBC III⁺ Aufbruches bis zu 40% der $P_1(3)$ -Linienintensität betrug. Der N_2^+ -Bandenkopf liegt bei 1,5216 μm , so daß vornehmlich die $P_1(2)$ - und $P_1(3)$ -Intensitätsmessung mit den Spektrometern 1 und 2 verfälscht werden können (s. Baker et al., 1977b). Zum Teil ist die Intensitätserhöhung, wie sie in den Bildern 6.4.1 und 6.4.2 gezeigt ist, also vermutlich auf die N_2^+ -Emissionen der roten Auroräränder in ca. 85 bis 90 km Höhe zurückzuführen. Unter der konservativen Annahme (Spektrometerfunktion = 1 für diese Emissionen), die $P_1(2)$ - und $P_1(3)$ -Linienintensitäten seien um jeweils 40% erhöht (Baker et al., 1977b), kann eine 30%-Zunahme der Spektrometer-2-Intensitäten in Abbildung 6.4.1 und 6.4.2 erklärt werden. Die Intensitäten stiegen jedoch auf mindestens den 1,5-fachen Wert der vor dem Aufbruch gemessenen Intensitäten an. Die angenommene Verfälschung der Intensitätswerte sollte einen Abfall der Temperaturwerte, die aus den Linienintensitätsverhältnissen berechnet werden, von größenordnungsmäßig 20 K vortäuschen. Dies ist in beiden Fällen nicht beobachtet worden. In der Nacht vom 29. zum 30. März 1984 (Abb. 6.4.2) ist sogar ein leichter Temperaturanstieg eingetreten. Das deutet auf einen tatsächlichen Anstieg der atmosphärischen Temperatur hin, der den zu erwartenden vorgetäuschten Abfall kompensierte.

Literaturverzeichnis

- Alcayde, D., J. Fontanari, G. Kockarts, P. Bauer, and R. Bernard, Temperature, Molecular Nitrogen Concentration and Turbulence in the Lower Thermosphere inferred from Incoherent Scatter Data
Ann. Geophys. 35, 41, 1979
- Armstrong, E.B., The Influence of a Gravity Wave on the Airglow Hydroxyl Rotational Temperature at Night
J. Atm. Terr. Phys. 37, 1585, 1975
- Aubanel, E.E., and K.B. Oldham, Fourier Smoothing,
Byte 10, 207, 1985
- Baker, D.J., Studies of Atmospheric Emissions, AFGL-TR-78-0251, AFGL, Hanscom AFB, Ma 01731, 1978
- Baker, D.J., and A.T. Stair, Jr., Rocket Measurements of the Altitude Distributions of the Hydroxyl Airglow,
Vortrag 5.4.6 anlässlich der COSPAR-Konferenz, Toulouse, 1986
- Baker, D.J., T.D. Conley and A.T. Stair, Jr., On the Altitude of the OH Airglow
EOS, Trans. Am. Geophys. Union 58, 460, 1977a
- Baker, D.J., W. Pendelton, Jr., A. Steed, and R. Huppi, Near-Infrared Spectrum of an Aurora
J. Geophys. Res. 82, 1601, 1977b
- Baker, D.J., A.J. Steed, G.A. Ware, D. Offermann, G. Lange, and H. Lauche, Ground Based Atmospheric Infrared and Visible Measurements
J. Atm. Terr. Phys. 47, 133, 1985
- Barnett, J.J., and M. Corney, Middle Atmosphere Reference Model Derived From Satellite Data,
in: Labitzke, K., J.J. Barnett and B. Edwards, eds., Handbook for MAP, Vol. 16, July 1985 (SOSTEP, Univ. of Illinois, Urbana, Illinois 61801), 1985
- Barnett, J.J., M. Corney, A.K. Murphy, R.L. Jones, C.D. Rodgers, F.W. Taylor, E.J. Williamson and N.M. Vyas, Global and Seasonal Variability of the Temperature and Composition of the Middle Atmosphere
Nature 313, 439, 1985
- Benedict, W.S., E.K. Plyler, and C.J. Humphreys, The Emission Spectrum of OH from 1.4 to 1.7 μm
J. Chem. Phys. 21, 398, 1953
- Björn, L.G., The Cold Summer Mesopause
Adv. Space Res. 4, 145, 1984
- Bloomfield, P., Fourier Analysis of Time Series
John Wiley & Sons, New York (1976)
- Chamberlain, J.W., and N.J. Oliver, OH in the Airglow at High Latitudes
Phys. Rev. 90, 1118, 1953
- CIRA, Cospar International Reference Atmosphere
Akademie-Verlag, Berlin, 1972
- Cole, A.E., and A.J. Kantor, Air Force Reference Atmosphere
AFGL-TR-78-0051, Hanscom AFB, Ma 01731, 1978
- Coxon, J.A., Optimum Molecular Constants and Term Values for the $X^2\Pi$ ($v \leq 5$) and $A^2\Sigma^+$ ($v \leq 3$) States of OH
Can. J. Phys. 58, 933, 1980
- Degges, T.C., and H.J.P. Smith, High Altitude Infrared Radiance Model, AFGL-TR-77-0271
Hanscom AFB, Ma 01731, 1977
- Evans, W.F.J., E.J. Llewellyn and A. Vallance Jones, Altitude Distribution of Hydroxyl Bands of the $\delta v = 2$ Sequence in Nightglow
Can. J. Phys. 51, 1288, 1973
- Forbes, J.M., Temperature Structure of the 80 km to 120 km Region in: K. Labitzke, J.J. Barnett, B. Edwards, (eds.), Handbook for MAP, Vol. 16, July 1985 (SCOSTEP, Univ. of Illinois, Urbana, Illinois 61801)
- Fukuyama, K., Latitudinal Distributions of Minor Neutral Hydrogen-Oxygen Constituents in the Winter Mesosphere and Lower Thermosphere
J. Atm. Terr. Phys. 36, 1297, 1974

- Garcia, R.R., and 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, 1985
- Gattinger, R.L., and A. Vallance Jones, Observation and Interpretation of Hydroxyl Airglow Emissions
in: Physics and Chemistry of the Atmosphere, Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland, p189, 1972
- Geisler, J.E., and R.E. Dickinson, The Five-Day Wave on a Sphere with Realistic Zonal Winds
J. Atmos. Sci. 33, 632, 1976
- Gerndt, R., Messung der Mesopausentemperatur und ihrer Variationen mit einem Infrarot-Spektrometern
Diplomarbeit, Univ. Wuppertal, WU D 82-6, Wuppertal, 1982
- Gerndt, R., D. Offermann and T. Blix, Upper Atmosphere Temperatures obtained by Infrared Spectroscopy
Proc. of the 13th Annual Meeting on Upper Atm. Studies by Optical Meth., Univ. of Oslo, 1986
- Groves, G.V., A Global Reference Atmosphere From 18 to 80 km, AFGL-TR-85-0129, Hanscom AFB, Ma 01731, 1985
- Good, R.E., Determination of Atomic Oxygen Density from Rocket Borne Measurements of Hydroxyl Airglow
Planet. Space Sci. 24, 389, 1976
- Hauchecorne, A., Observation par LIDAR et modelisation des echauffements brusques et des ondes planetaires dans l'atmosphere moyenne, Dissertation,
L'Universite Pierre et Marie Curie (Paris 6), 1983
- Hennig, R., Emissionen der oberen Atmosphäre im mittleren Infrarot
Dissertation, Univ. Wuppertal, WU B-DI 83-3, 1983
- Hernandez, G., Lower-Thermosphere Temperatures Determined from the Line Profiles of the OI 17,924 K (5577 A) Emission in the Night Sky, Part 1
J. Geophys. Res. 81, 5165, 1976
- Herse, M., Waves in the OH Emissive Layer
Science 225, 172, 1984

- Herzberg, G., Molecular Spectra and Molecular Structure, I. Spectra of Diatomic Molecules,
Van Nostrand Reinhold Company, New York, 1950
- Hill, E., and J.H. Van Vleck, On the Quantum Mechanics of the Rotational Distortion of Multiplets in Molecular Spectra
Phys. Rev. 32, 250, 1928
- Holton, J.R., Wave Propagation and Transport in the Middle Atmosphere,
Phil. Trans. R. Soc. Lond. A296, 73, 1980
- Hoppe, U.-P., Temperaturmessungen in 80 bis 100 km Höhe vom Boden aus durch Laser-angeregte Resonanz-Fluoreszenz am Na
Dissertation, Univ. Bonn, Bonn-IR-85-22, 1985
- Houghton, J.T., The Stratosphere and Mesosphere
Quart. J. Roy. Met. Soc. 104, 1, 1978
- Kopp, E., F. Bertin, L.G. Björn, P.H.G. Dickinson, C.R. Philbrick and G. Witt, The CAMP Campaign 1982
Proc. of the 7th ESA Symp. on Eur. Rock. Ball. Progr. Rel. Res., Loen, ESA SP-229, 1985
- Krassovsky, V.I., and M.V. Shagaev, Optical Method of Recording Acoustic or Gravity Waves in the Upper Atmosphere
J. Atm. Terr. Phys. 36, 373, 1974
- Krassovsky, V.I., and M.V. Shagaev, On the Nature of Internal Gravitational Waves Observed from Hydroxyl Emission
Planet. Space Sci. 25, 200, 1977
- Krassovsky, V.I., N.N. Shefov and V.I. Yarin, Atlas of the Airglow Spectrum 3000 - 12400 A
Planet. Space Sci. 9, 883, 1962
- Krassovsky, V.I., B.P. Potapov, A.I. Semenov, V.G. Sobolev, M.V. Shagaev and N.N. Shefov, On the Equilibrium Nature of the Rotational Temperature of Hydroxyl Airglow
Planet. Space Sci. 25, 596, 1977
- Küchler, R., Analyse von Temperatur- und Windmessungen mit Raketen während der Energie-Bilanz-Kampagne, Staatsexamen,
Fachbereich Physik, Univ. Wuppertal, in Vorbereitung, 1986
- Labitzke, K., Temperature Changes in the Mesosphere and Stratosphere Connected with Circulation Changes in Winter
J. Atm. Sci. 29, 756, 1972

- Labitzke, K., The Amplification of Height Wave 1 in January 1979: A Characteristic Precondition for the Major Warming in February
Mon. Weath. Rev. 109, 983, 1981
- Labitzke, K., B. Naujokat, R. Lenschow, K. Petzoldt and A. O'Neill, The Second Winter of MAP-DYNAMICS, 1983/84: The Winter of MAP/WINE
Beil. z. Berliner Wetterkarte SO15/84, F. Univ. Berlin, 1984
- Labitzke, K., J.J. Barnett and B. Edwards, eds., Handbook for MAP Vol. 16, July 1985 (SCOSTEP, Univ. of Illinois, Urbana, Illinois 61801), 1985
- Lange, G., Messung der Infrarotemissionen von OH* und O₂ in der Mesosphäre
Dissertation, Univ. Wuppertal, WUB-DI 82-3, Wuppertal, 1982
- Lange, G., R. Gerndt, H. Trinks and D. Offermann, A Ground Based Near Infrared Spectrometer/Photometer for Nightglow Emission of OH and O₂
in: D. Offermann and E.V. Thrane, Energy Budget Campaign 1980, Experiment Summary, BMFT-FB-W 81-052, Bonn, 1981
- Llewellyn, E.J., B.H. Long and B.H. Solheim, The Quenching of OH in the Atmosphere
Planet. Space Sci. 26, 525, 1978
- Madden, R.A., Further Evidence of Traveling Planetary Waves
J. Atmos. Sci. 35, 1605, 1978
- Madden, R.A., and K. Labitzke, A Free Rossby Wave in the Troposphere and Stratosphere During January 1979
J. Geophys. Res. 86, 1247, 1981
- Manson, A.H., C.E. Meek, J.B. Gregory and D.K. Chakrabarty
Fluctuations in Tidal (24-, 12-h) Characteristics and Oscillations (8-h - 5-d) in the Mesosphere and Lower Thermosphere (70 - 110 km): Saskatoon (52 °N, 107 °W), 1979-1981
Planet. Space Sci. 30, 1283, 1982
- Matsuno, T., Circulation and Waves in the Middle Atmosphere in Winter
Space Sci. Rev. 34, 387, 1983

- McPherson, D.H., and A. Vallance Jones, A Study of the Latitude Dependence of OH Rotational Temperatures for Canadian Stations
J. Atm. Terr. Phys. 17, 302, 1960
- Meinel, A.B., OH Emissions in the Spectrum of the Night Sky I
Astrophys. J. 111, 555, 1950a
- Meinel, A.B., OH Emissions in the Spectrum of the Night Sky II
Astrophys. J. 112, 120, 1950b
- Meriwether, J.W., High Latitude Airglow Observations of Correlated Short-Term Fluctuations in the Hydroxyl Meinel 8-3 Band Intensity and Rotational Temperature
Planet. Space Sci. 23, 1211, 1975
- Meyer, W., R. Gerndt, C.R. Philbrick, F.J. Schmidlin, The Middle Atmosphere above Andoya, Norway during the Winter 1983/84 as derived from Metrockets and OH Nightglow Observations
Proc. of the 7th ESA Symp. Eur. Rock. & Ball. Progr. Rel. Res., Loen, ESA SP 229, July 1985
- Mies, F.H., Calculated Vibrational Transition Probabilities of OH
J. Mol. Spec. 53, 150, 1974
- Misawa, K., and T. Takeuchi, Oscillations of Intensity and Temperature of Nightglow Emissions: OI 557.7 nm and 630.0 nm Lines and OH(6,2) Band
J. Atm. Terr. Phys. 43, 97, 1981
- Moreels, G., and M. Herse, Photographic Evidence of Waves around the 85 km Level
Planet. Space Sci. 25, 265, 1977
- Moreels, G., G. Megie, A. Vallance Jones and R.L. Gattinger, An Oxygen-Hydrogen Atmosphere Model and its Application to the OH Emission Problem
J. Atm. Terr. Phys. 39, 1551, 1977
- Muller, H., Long-Period Meteor Wind Oscillations,
Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A, 271, 585, 1972
- Murgatroyd, R.J., Dynamical Modelling of the Stratosphere and Mesosphere,
in: Fiocco (ed.), Mesospheric Models and Related Experiments, D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, p104, 1971

- Myrabo, H.K., Temperature Variation at Mesopause Levels during Winter Solstice at 78 °N
Planet. Space Sci. 32, 249, 1984
- Myrabo, H.K., C.S. Deehr and B. Lybekk, Polar Cap OH Airglow Rotational Temperatures at the Mesopause During a Stratospheric Warming Event
Planet. Space Sci. 32, 853, 1984
- Naujokat, B., K. Petzoldt, K. Labitzke, R. Lenschow, The Fourth Winter of PMP-1, 1981/82
Beil. z. Berliner Wetterkarte SO9/82, F. Univ. Berlin, 1982
- Naujokat, B., K. Petzoldt, K. Labitzke, R. Lenschow, The First Winter of MAP-DYNAMICS, 1982/83
Beil. z. Berliner Wetterkarte SO13/83, F. Univ. Berlin, 1983
- Nicolet, M., Aeronomic Reactions of Hydrogen and Ozone, in: Fiocco (ed.), Mesospheric Models and Related Experiments D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland, 1971
- Noxon, J.F., The Latitude Dependence of OH Rotational Temperature in the Nightglow
J. Geophys. Res. 69, 4087, 1964
- Noxon, J.F., Effect of Internal Gravity Waves upon Night Airglow Temperatures
Geophys. Res. Lett. 5, 25, 1978
- Offermann, D., R. Gerndt, G. Lange and H. Trinks, Variations of Mesopause Temperatures in Europe
Adv. Space Res. 3, 21, 1983
- Offermann, D., The Energy Budget Campaign 1980: Introductory Review
J. Atm. Terr. Phys. 47, 1, 1985
- Offermann, D., R. Gerndt, R. Kuchler, K. Baker, W.R. Pendelton, W. Meyer, U. v. Zahn, C.R. Philbrick and F.J. Schmidlin, Mean State and Long-Term Temperature Variations in the Winter Middle Atmosphere above Northern Scandinavia
J. Atm. Terr. Phys. 48, zur Veröffentlichung eingereicht, 1986

- Petzoldt, K., Large-Scale Structure of the Middle Atmosphere during the Winter 1983/84
Proc. of the 7th ESA Symp. Eur. Rock. Ball. Prg. & Rel. Res., Loen, ESA SP-229, July 1985
- Philbrick, C.R., J. Barnett, R. Gerndt, D. Offermann, W.R. Pendelton, Jr., P. Schlyter, F.J. Schmidlin and G. Witt Temperature Measurements during the CAMP Program
Adv. Space Res. 4, 153, 1984
- Philbrick, C.R., F.J. Schmidlin, K.U. Großmann, G. Lange, D. Offermann, K.D. Baker, D. Krankowsky, U. v. Zahn, Density and Temperature Structure over Northern Europe
J. Atm. Terr. Phys. 47, 159, 1985
- Rodgers, C.D., Evidence for the Five-Day Wave in the Upper Stratosphere
J. Atm. Sci. 33, 710, 1976
- Rogers, J.W., R.E. Murphy, A.T. Stair, Jr., J.C. Ulwick, K.D. Baker and L.L. Jensen, Rocket-borne Radiometric Measurements of OH in the Auroral Zone
J. Geophys. Res. 78, 7023, 1973
- Salby, M.L., Rossby Normal Modes in Nonuniform Background Configurations. Part II: Equinox and Solstice Conditions
J. Atm. Sci. 38, 1827, 1981a
- Salby, M.L., The 2-Day Wave in the Middle Atmosphere: Observation and Theory,
J. Geophys. Res. 86, 9654, 1981b
- Salby, M.L., and R.G. Roper, Long Period Oscillations in the Meteor Region
J. Atm. Sci. 37, 237, 1980
- Schwabbauer, P., Messungen von Infrarotemissionen der mittleren Atmosphäre mit raketentragenen Radiometern
Dissertation, Univ. Wuppertal, WUB-DI 86-3, 1986
- Shefov, N.N., Hydroxyl Emission of the Upper Atmosphere I
Planet. Space Sci. 17, 797, 1969
- Sivjee, G.G., K.A. Dick and P.D. Feldman, Temporal Variations in Night-Time Hydroxyl Rotational Temperature
Planet. Space Sci. 20, 261, 1972

- Takahashi, H., and P.P. Batista, Comments on the Paper entitled "The Quenching of OH in the Atmosphere" by Llewellyn, Long and Solheim
Planet. Space Sci 28, 559, 1980
- Tepley, C.A., R.G. Burnside and J.W. Meriwether, Horizontal Thermal Structure of the Mesosphere from Observations of OH(8,3) Band Emissions
Planet. Space Sci. 29, 1241, 1981
- Thomas, R.J., and R.A. Young, Measurements of Atomic Oxygen and Related Airglows in the Lower Thermosphere
J. Geophys. Res. 86, 7389, 1981
- Thomas, R.J., C.A. Barth, and S. Solomon, Seasonal Variations of Ozone in the Upper Atmosphere and Gravity Waves,
Geophys. Res. Lett. 11, 673, 1984
- Turnbull, D.N., and R.P. Lowe, Vibrational Population Distribution in the Hydroxyl Night Airglow
Can. J. Phys. 61, 244, 1983
- Vallance Jones, A., The Infrared Spectrum of the Airglow
Space Sci. Rev. 15, 355, 1973
- Vallance Jones, A., R.R. Meier and N.N. Shefov, Atmospheric Quantal Emissions: A Review of Recent Results
J. Atm. Terr. Phys. 47, 623, 1985
- Watanabe, T., M. Nakamura and T. Ogawa, Rocket Measurements of O₂ Atmospheric and OH Meinel Bands in the Airglow
J. Geophys. Res. 86, 5768, 1981
- Weinstock, J., Theory of the Interaction of Gravity Waves with O₂ Airglow
J. Geophys. Res. 83, 5175, 1978
- Witt, G., J. Stegman, B.H. Solheim and E.J. Llewellyn, A Measurement of the O₂ Atmospheric Band and the OI (S) Green Line in the Nightglow
Planet. Space Sci. 27, 341, 1979

- Zahn, U. v., The Research Project "Winter in Northern Europe (WINE)" of the International "Middle Atmosphere Program (MAP)"
Univ. of Bonn Report, Bonn-EP-83-1, Bonn, FRG, 1983
- Zahn, U. v., K.H. Fricke, R. Gerndt and T. Blix, OH Layer Height as Measured by a Combination of Ground-Based LIDAR and OH* Spectrometry
J. Atm. Terr. Phys. 48, z. Veröffentlichung eingereicht, 1986

Danksagung

Herrn Prof. Dr. D. Offermann danke ich für die gewährte Unterstützung bei der Anfertigung dieser Arbeit.

Für finanzielle Hilfen bei der Durchführung der Messungen in Oslo, Stockholm und Belfast und für die freundliche Aufnahme in den gastgebenden Instituten danke ich Herrn Prof. Dr. E. Thrane und den Herren Dr. G. Witt und Dr. R. Smith.

Herrn T. Blix und den Herren R. Stewart und F. McCormac gilt mein Dank für die zeitweise Betreuung der Spektrometer in Oslo und Belfast.

Denen, die mir auf dem Wege der privaten Mitteilung Ihre Daten zur Verfügung stellten, möchte ich an dieser Stelle nochmals danken.

Ebenfalls bedanke ich mich bei allen denen, die mich, ohne genannt zu sein, in meiner Arbeit und deren Umfeld in unterschiedlichster Weise unterstützten.

Das Forschungsvorhaben wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bonn unter dem Kennzeichen Of 12/1 gefördert.

Rüdiger Gerndt