

Deutscher Wetterdienst



**Berichte des Deutschen Wetterdienstes**

**210**

**Untersuchung der Zusammenhänge  
zwischen Ozon und Temperatur  
in der Stratosphäre**

von  
Wolfgang Steinbrecht und Peter Winkler

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4130  
ISBN 3-88148-364-0

---

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt ist der Autor verantwortlich.

---

Herausgeber und Verlag:  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Str. 135  
63067 Offenbach am Main

Anschrift der Autoren:  
Dr. Wolfgang Steinbrecht  
Dr. Peter Winkler  
Deutscher Wetterdienst  
Meteorologisches Observatorium  
Hohenpeißenberg  
Albin-Schwaiger-Weg 10  
82383 Hohenpeißenberg

## Zusammenfassung

Dieser Bericht fasst die Ergebnisse eines DWD-Forschungsprojekts zusammen, das vom BMBF im Rahmen des Deutschen Ozonforschungsprogramms in den Jahren 1997 bis 1999 gefördert wurde (FKZ 01 LO 9509 9). Das Projekt gliedert sich in zwei Arbeitspakete, von denen Teil A am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg, Teil B am Meteorologischen Observatorium Potsdam durchgeführt wurde.

Im hier beschriebenen Teil A „Hohenpeißenberger Meßreihe“ wurden umfangreiche Untersuchungen zur Variabilität von Ozon- und Temperaturmonatsmitteln auf langer Zeitskala, Monate und Jahre, durchgeführt. Dabei konnte der Einfluß verschiedener atmosphärischer Phänomene wesentlich genauer festgelegt werden als bisher. Durch Einsatz von Zirkulationsindizes in einem linearen Regressionsmodell konnte der Verlauf der Hohenpeißenberger Gesamtozonzeitreihe sehr gut durch eine Überlagerung der verschiedenen Einflußfaktoren beschrieben werden. Einflüsse der troposphärischen meteorologischen Situation auf die untere Stratosphäre liefern mit bis zu  $\pm 40$  DU ( $\pm 13\% = \pm 2\sigma$ ) den Hauptbeitrag der im Winter und Frühjahr beobachteten Gesamtozon Schwankungen. Die Quasi-Zweijährige Oszillation der äquatorialen Winde (QBO) führt am Hohenpeißenberg zu Schwankungen der Ozonsäule in der Größenordnung von  $\pm 5$  bis  $\pm 15$  DU (2 bis 5%). Der größte Beitrag stammt aus dem Höhenbereich 15 bis 30 km. Am deutlichsten sichtbar ist der QBO Einfluß aber in den Lidarmessungen im Höhenbereich zwischen 30 und 45 km. Im Winter treten Gesamtozonminima etwa zur Zeit maximalen stratosphärischen Westwinds (in 30 hPa) auf. Im Rest des Jahres treten die Gesamtozonminima etwa 4 Monate nach den Westwindmaxima auf, dann wenn Ozonminima oberhalb von 30 km beobachtet werden. Der 11-jährige Sonnenzyklus führt ebenfalls zu Ozon Schwankungen von etwa  $\pm 10$  DU ( $\pm 3\%$ ), wobei im solaren Maximum auch das meiste Ozon beobachtet wird. Die Schwankung betrifft die gesamte Stratosphäre, wobei die größten Amplituden oberhalb von 40 km ( $> \pm 10\%$ ) und knapp oberhalb der Tropopause gefunden werden ( $\pm 5\%$ ). Beim troposphärischen Ozon wird eine genau gegenläufige Schwankung in etwa derselben Größenordnung beobachtet. Die bekannte Abnahme des Ozongehalts bei erhöhter stratosphärischer Aerosolbelastung nach Vulkanausbrüchen konnte bestätigt werden. Die größten Abnahmen, bis zu -40 DU, traten im Winter 1991/92, nach dem Pinatubo Ausbruch auf. Die Abnahme beschränkt sich in der Regel auf den Höhenbereich, in dem das Aerosol auftritt. Dies weist auf chemischen Abbau als hauptsächlichen Mechanismus hin. Praktisch alle Einflüsse zeigen einen deutlichen Jahresverlauf mit großen Ozon Schwankungen im Spätwinter und Frühjahr und nur geringen Auswirkungen im Herbst.

QBO und 11-jähriger Sonnenzyklus zeigen geringe Auswirkungen auf die Temperatur. Signifikant ist wohl nur die Temperaturänderung um  $\pm 2$  K oberhalb von 45 km Höhe, in Phase mit dem Sonnenzyklus. Generell gleichen die Temperaturvariationen sehr viel mehr weißen Rauschen als die Ozonvariationen. Während das Ozonmischungsverhältnis über längere Zeiträume erhalten bleibt, ist das natürlich für die Temperatur eines Luftpakets keineswegs der Fall. Die Temperatur der Troposphäre und unteren Stratosphäre ist jedoch sehr eng mit meteorologischen Vorgängen korreliert. So geht die am Hohenpeißenberg beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe um etwa 150 m/Dekade seit 1967 Hand in Hand mit troposphärischer Erwärmung um etwa 0.7 K/Dekade (in 5 km Höhe).

Große Fortschritte konnten bei der Beschreibung meteorologischer Einflüsse auf die Ozon-schicht erzielt werden. Besonders deutlich läßt sich der Zusammenhang zwischen Meteorologie und Ozon durch die beobachtete Verschiebung des Ozonmischungsprofils mit der Tropopausenhöhe beschreiben. Dies führt dazu, daß Wetterlagen mit hoher Tropopause mit niedrigen Gesamtozonwerten, Wetterlagen mit tiefer Tropopause mit hohen Gesamtozonwerten einhergehen. Die Gesamtozonänderung liegt bei etwa -20 DU (-6%) pro Kilometer Tropopausenverschiebung. Mit der beobachteten Zunahme der Tropopausenhöhe läßt sich etwa ein Drittel der insgesamt beobachteten Ozonabnahme von etwa -10 DU pro Dekade (-3%/Dekade) erklären.

Langfristige Zirkulationsänderungen im Nordatlantischen Raum gehen einher mit dieser Zunahme der 5 km-Temperatur und der Tropopausenhöhe. Letztlich können sie etwa ein Drittel des beobachteten Gesamtozontrends erklären, vor allem im Spätwinter und Frühjahr.

Anomalien der Zirkulation über Europa und der Arktis beschreibt. Diese bevorzugte Zirkulationsmode der Atmosphäre ähnelt stark der Nord-Atlantik Oszillation, oder der Arktischen Oszillation [Thompson und Wallace, 1999]. Sie trägt den Hauptanteil der Klimaveränderung im nordhemisphärischen Winter [Thompson et al., 1999; Graf et al., 1995]. Die Ergebnisse dieses Forschungsvorhabens weisen also auf einen direkten Einfluß der Klimaänderung im nordhemisphärischen Winter auf die Ozonwerte über Mitteleuropa hin. Insgesamt deutet sich damit eine viel engere Verflechtung zwischen Klimaänderung und Ozonänderung an. Möglicherweise erfolgt eine Rückkopplung der stratosphärischen Änderungen auf die Troposphäre [Graf et al., 1998; Shindell et al., 1999]. Untersuchungen zur Aufklärung dieser Zusammenhänge sind im Rahmen des KODYACS Verbundprojekts (Kopplung von Dynamik und Atmosphärischer Chemie in der Stratosphäre) geplant.

## Summary

This report presents a detailed analysis of ozone and temperature variations on timescales of months to years. It is based on vertical profiles acquired at Hohenpeissenberg, Southern Germany, by ozonesondes over the last 30 years and by laser-radar over the last 12 years. Influences like the quasibiennial oscillation of equatorial winds (QBO), the 11-year solar-cycle, stratospheric aerosol loading and a long-term trend are characterized and quantified using Fourier analysis and linear regression techniques. A major result is the quantification of connections between tropospheric meteorological parameters and lower stratospheric ozone.

The meteorological situation in the troposphere, summarized by large scale circulation indices or by local meteorological parameters (tropopause height or tropospheric temperature), accounts for the largest part of observed total ozone column variations, up to  $\pm 40$  DU ( $\pm 13\% = \pm 2\sigma$ ) in late winter/ early spring. Long term changes in the circulation are accompanied by a 150 m/decade increase in tropopause height and tropospheric warming (0.7 K/decade at 5 km altitude) over Hohenpeissenberg. On short time-scales a high tropopause shifts lower stratospheric ozone upwards, and is usually coupled to low ozone. Extrapolation of this phenomenon to long time-scales can explain a substantial fraction ( $\approx 30\%$ ) of the long-term ozone depletion (-10 DU or -3% per decade) at Hohenpeissenberg. This study gives a strong indication that long-term changes in the Polar-Eurasia circulation pattern are connected with the ozone trend observed at Hohenpeissenberg. Since the occurrence of this pattern might itself be influenced by changes in greenhouse gas and ozone [Graf et al., 1998; Shindell et al., 1999], this study points to a close coupling between climate-change and long-term ozone depletion.

Regular ozone variations can be attributed to the QBO ( $\pm 5$  to  $\pm 15$  DU, or 2 to 5%), or the 11-year solar cycle ( $\pm 10$  DU or  $\pm 3\%$ ). QBO related ozone variations are visible between 20 and 30 km altitude and become very prominent in the laser-radar data around 40 km altitude. Ozone minima at Hohenpeissenberg are found 2 to 6 months after equatorial west-wind maxima. The largest solar cycle effects are found around 40 km altitude ( $> \pm 10\%$ , ozone in phase with solar flux), but also near the tropopause ( $\pm 5\%$ ). As found in many previous studies, stratospheric aerosol from the 1991 Mt. Pinatubo eruption was associated with ozone losses up to -40 DU. Nearly all of these influences show an annual variation: A large effect in winter/spring and only small ozone variations in the fall.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>4</b>
1.1	Verwendete Daten . . . . .	5
<b>2</b>	<b>Spektrale Verteilung der Ozon- und Temperaturfluktuationen</b>	<b>9</b>
2.1	Detaillierte Untersuchung verschiedener Einflußfaktoren . . . . .	13
2.2	Einfluß der QBO auf Ozon und Temperatur . . . . .	13
2.3	El-Nino, Southern Oscillation . . . . .	25
2.4	11-jähriger Sonnenzyklus . . . . .	29
2.5	Nord-Atlantik Oszillation . . . . .	36
<b>3</b>	<b>Zusammenhang zwischen Tropopausenhöhe und Gesamtozon</b>	<b>38</b>
<b>4</b>	<b>Untersuchung der verschiedenen Einflüsse mit Hilfe eines Regressionsverfahrens</b>	<b>44</b>
4.1	Beschreibung der meteorologischen Situation . . . . .	44
4.2	Regressionsmodell . . . . .	52
4.3	Ergebnisse des Regressionsmodells . . . . .	53
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>62</b>
<b>6</b>	<b>Literatur</b>	<b>64</b>

# 1 Einleitung

Die langfristige Ozonänderung ist von starken Fluktuationen überlagert, was die genaue Festlegung von Trends erschwert. Hauptziel der am Hohenpeißenberg durchgeführten Arbeiten war es, auf längeren Zeitskalen (Monate, Jahre) wirksame natürliche Einflüsse auf die Ozonvariabilität zu erfassen und möglichst aus den Meßreihen zu isolieren. Die wichtigsten Einflußterme auf die Ozonschicht konnten in Stärke und jahreszeitlichem Verlauf charakterisiert werden. Neu ist vor allem die erreichte gute Beschreibung meteorologischer Einflüsse auf die Ozonschicht. Anthropogene Veränderungen können jetzt schärfer vom Hintergrund starker natürlicher Fluktuationen getrennt werden. Die gewonnenen Erkenntnisse sollten in Zukunft unter anderem dabei helfen, positive Auswirkungen der in Zukunft wohl abnehmenden Belastung der Stratosphäre mit anthropogenem Chlor auf die Ozonschicht frühzeitig zu erkennen. Es wurden aber auch wichtige Zusammenhänge zwischen Klimaänderung und Ozontrends aufgedeckt.

Als natürliche Einflußfaktoren auf langen Zeitskalen, mehreren Monaten und Jahren, kommen vor allem die quasi-zweijährige Oszillation der stratosphärischen Winde (QBO), die Variation der solaren Einstrahlung im 11-jährigen Sonnenzyklus, die stratosphärische Aerosolbelastung nach großen Vulkanausbrüchen, aber auch meteorologische Faktoren, wie die Nord-Atlantik Oszillation (NAO), oder das El-Nino-Southern-Oscillation Phänomen (ENSO), in Frage. Zunächst zeigen Abbildung 1 und 2 die am Hohenpeißenberg gemessenen langsamen Fluktuationen von Ozon und Temperatur der letzten 30 Jahre. Die Darstellungen zeigen einerseits die mittlerweile bekannten langfristigen Veränderungen:

- Zunahme des Ozons in der Troposphäre.
- Zunahme der Temperatur in der Troposphäre.
- Abnahme des Ozons in der unteren Stratosphäre.
- Abnahme der Temperatur in der unteren Stratosphäre.
- Abnahme des Ozons in der oberen Stratosphäre.

Andererseits werden eine Reihe mehr oder weniger periodischer Fluktuationen deutlich, deren Amplitude zum Teil die der genannten langfristigen Veränderungen deutlich übersteigt. Es ist naheliegend, zunächst die Technik der Fourieranalyse zu verwenden, um einen Überblick über die spektrale Verteilung der beobachteten Fluktuationen zu gewinnen und um besser zwischen kurz- und langperiodischen Fluktuationen unterscheiden zu können. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Abschnitt 2 behandelt.

Darauf folgt im Abschnitt 3 eine detaillierte Untersuchung des meteorologischen Einflusses auf die Ozonschicht. Im Vordergrund stehen dabei die Zusammenhänge zwischen Tropopausenhöhe und Ozonprofil bzw. Gesamtozon. Hier deuten sich meteorologische Veränderungen an, die etwa ein Drittel der am Hohenpeißenberg beobachteten Gesamtozonabnahme erklären können.

Im letzten Teil 4 wird dann der Einfluß der großräumigen Zirkulation auf der Nordhalbkugel auf die lokalen meteorologischen Parameter und vor allem auf die Ozonschicht am Hohenpeißenberg behandelt. Ein Regressionsmodell wird eingesetzt zur quantitativen Beschreibung der verschiedenen Einflüsse auf das Gesamtozon. Damit lassen sich auch Aussagen über den jahreszeitlichen Verlauf dieser Einflüsse machen. Die beobachteten langfristigen Veränderungen können in einen engen Zusammenhang mit Zirkulationsänderungen gebracht werden. Ein enger Zusammenhang zwischen Ozon- und Klimaänderung zeigt sich, der gerade am Hohenpeißenberg gut beobachtet werden kann. Es wird erkennbar, daß troposphärische Veränderungen sich auf

die langfristige Entwicklung der Stratosphäre auswirken. Unklar bleibt aber, in welcher Form die stratosphärischen Veränderungen wieder auf die Troposphäre zurückwirken. Anzeichen für solche Rückwirkungen gibt es. Zum Beispiel zeigt die Fourieranalyse, daß die rein stratosphärische quasizweijährige Oszillation der äquatorialen Winde (QBO) einen gewissen Einfluß auf troposphärisches Ozon und Temperatur am Hohenpeißenberg hat.

Neben den hier beschriebenen Forschungsarbeiten wurden umfangreiche Untersuchungen zur Qualitätssicherung der Hohenpeißenberger Ozonsondierungsreihe (u.A. zwei Radiosondenwechsel) und der Lidarmessungen (u.A. geänderte Datenerfassung) durchgeführt. Auf die Ergebnisse dieser Arbeiten soll in diesem Bericht aber nicht eingegangen werden [siehe dazu *Claude et al.*, 1999; *Godin et al.*, 1999; *Steinbrecht et al.*, 1999].

## 1.1 Verwendete Daten

Als Datenquelle für die vorgesehenen Untersuchungen dienen die Ozon- und Lidarsondierungen des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg. Ozonsonden werden seit 1967 gestartet und zwar im Zeitraum 1967 - 1977 einmal pro Woche am Mittwoch (Geophysikalischer Tag). Seither wurden in den Sommermonaten Mai bis Oktober zweimal wöchentlich und in den übrigen Monaten November bis April, wo die atmosphärische Variabilität besonders hoch ist, dreimal wöchentlich Ozonsonden geflogen. Obwohl die Sonden bis zur Höhe von 35 oder gar 37 km steigen, sind die Daten oberhalb von 30 km nicht sehr zuverlässig, da der Pumpendurchfluß bei den entsprechenden geringen Drücken nicht gut bekannt ist. Daher werden Sondendaten nur unterhalb 30 km verwendet. Die Temperaturen werden aus der mitfliegenden Radiosonde genommen, wobei wegen Typenwechsels Inhomogenitäten entstanden, für deren Korrektur inzwischen entsprechende Verfahren entwickelt wurden (Claude und Reich, persönliche Mitteilung). Seit Ende 1987 wurden die Ozonsondierungen durch Lidarmessungen ergänzt, wobei Messdaten zwischen 15 und 50 km gewonnen werden. In den Jahren nach Vulkanausbrüchen können in Höhen bis 30 km Störungen durch Aerosol im Rückstreusignal erzeugt werden, weshalb erst in größeren Höhen Ozonwerte aus dem Lidar verfügbar sind. Wegen der Überlappung mit der Ozonsonde ist dies für die jetzigen Untersuchungen ohne Bedeutung. In einem vorangegangenen Projekt wurden die Lidar-Daten gründlich verifiziert und umfangreiche Untersuchungen zur Qualitätskontrolle vorgenommen [*Steinbrecht et al.*, 1997]. Mit dem Hohenpeißenberger Lidar können im Höhenbereich zwischen 30 und 60 km auch Temperaturen abgeleitet werden. Obwohl die Lidartemperaturen im Vergleich zu anderen Verfahren zu niedrige Werte liefern, ist die Abweichung konsistent und die Daten sind für die hier zu analysierenden Phänomene brauchbar. Da nur Abweichungen vom Mittel analysiert werden, spielt der absolute Fehler dabei keine Rolle. Die Lidarmessreihe ist natürlich sehr kurz, um Phänomene wie den 11-jährigen Sonnenzyklus verlässlich zu untersuchen, da gerade erst ein Zyklus überhaupt vermessen wurde. Während die Sonde bei jeder Wetterlage gestartet wird, kann mit dem Lidar nur in klaren Nächten gearbeitet werden. Außer im November stehen pro Monat in der Regel 8 Messungen zur Verfügung. Die Beschränkung auf gutes Wetter ist aber für den Höhenbereich, in dem Lidarsondierungen verwendet werden, ohne Bedeutung. Wie mittlerweile bekannt ist [*Wege und Claude*, 1997], wirken sich dynamische Vorgänge in der Troposphäre zwar auf die Ozonverteilung in der Stratosphäre aus, jedoch nur bis zu Höhen von etwa 25 km. Oberhalb von 30 km kommt hinzu, daß die photochemischen Prozesse dominieren und Transportvorgänge eine untergeordnete Rolle spielen. Zusätzlich zu den Ozon- und Temperatursondierungen werden für die Untersuchung solarer und terrestrischer Einflüsse weitere Datensätze benötigt. Für die Einflüsse der QBO (Quasi-Biennial-Oscillation) wurde die Zonalkomponente des äquatorialen Windes (hPa) herangezogen. Der Datensatz wurde freundlicherweise von B. Naujokat, FU Berlin, zur Verfügung gestellt. Für die Untersuchung der Auswirkungen der Nordatlantikoszillation diente die Druckdifferenz

zwischen Irland und den Azoren. Für die Beurteilung des stratosphärischen Aerosols wurden dankenswerterweise Daten von Garmisch (H. Jäger, persönliche Mitteilung) und von M. Osborne (NASA, Langley, persönliche Mitteilung) zur Verfügung gestellt. Als Maß wurde dabei das Integral des Rückstreuverhältnisses zwischen Tropopause und 30 km Höhe verwendet. Zur Charakterisierung der troposphärischen Zirkulation konnte von der Internet-Seite des Climate Prediction Centre (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/teleintro.html>) die Informationen der nordhemisphärischen großräumigen Zirkulation verwendet werden. Die Einflüsse des 11-jährigen Sonnenzyklus konnten mit Hilfe des Datensatzes der Strahlungsflußdichte für 10,7 cm, einen Parameter der gut mit der solaren Aktivität variiert, untersucht werden. Die Daten werden vom Canadian National Council gemessen und sind auf der Internet-Seite des US National Geophysical Data Centre ([ftp.ngdc.noaa.gov/stp/solar\\_data/solar-radio/flux/](ftp.ngdc.noaa.gov/stp/solar_data/solar-radio/flux/)) verfügbar.

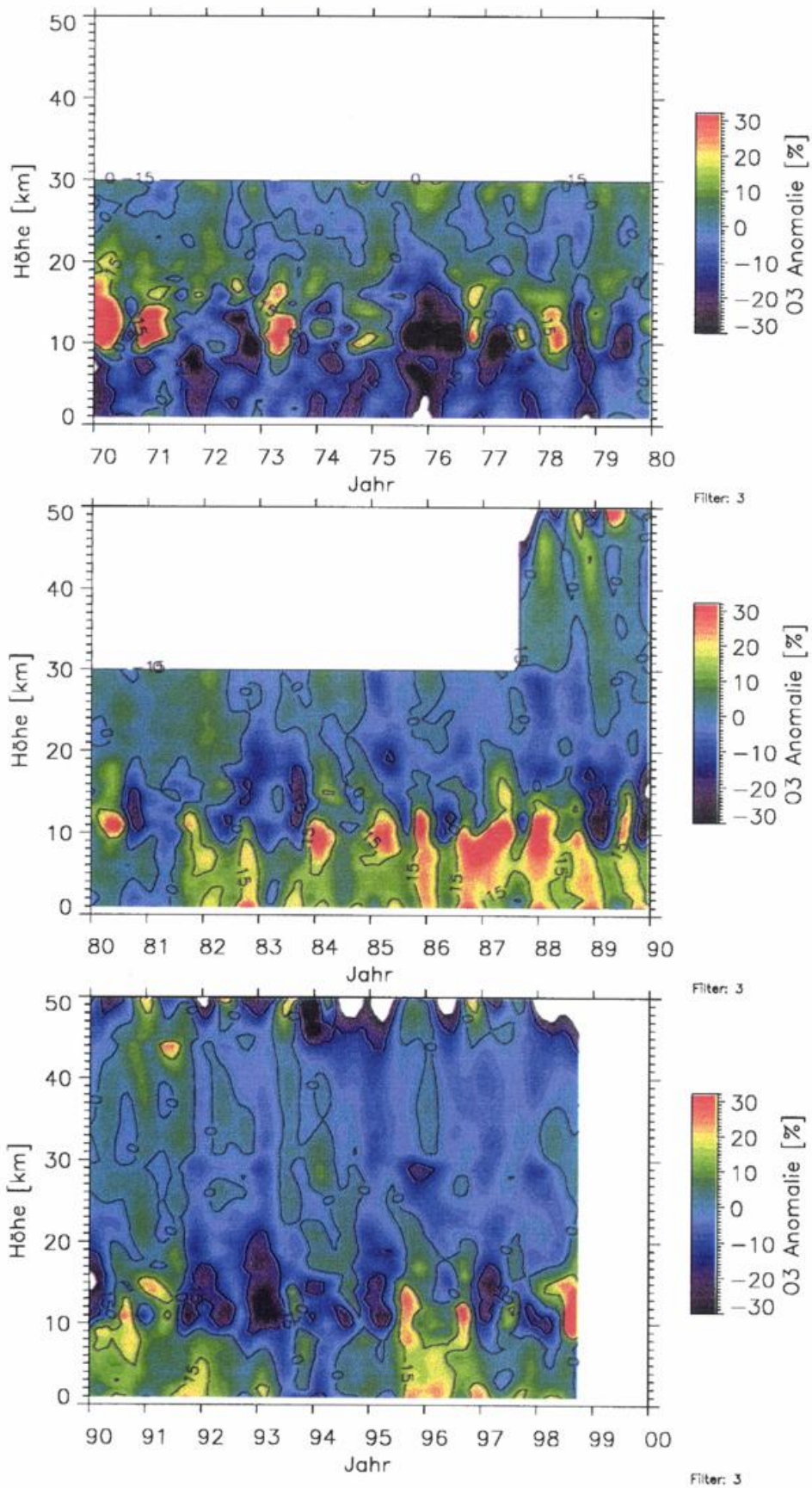


Abbildung 1: Monatliche relative Ozonabweichung am Hohenpeißenberg. Monatsmittel wurden mit einem 7-Monats Tiefpaß gefiltert.

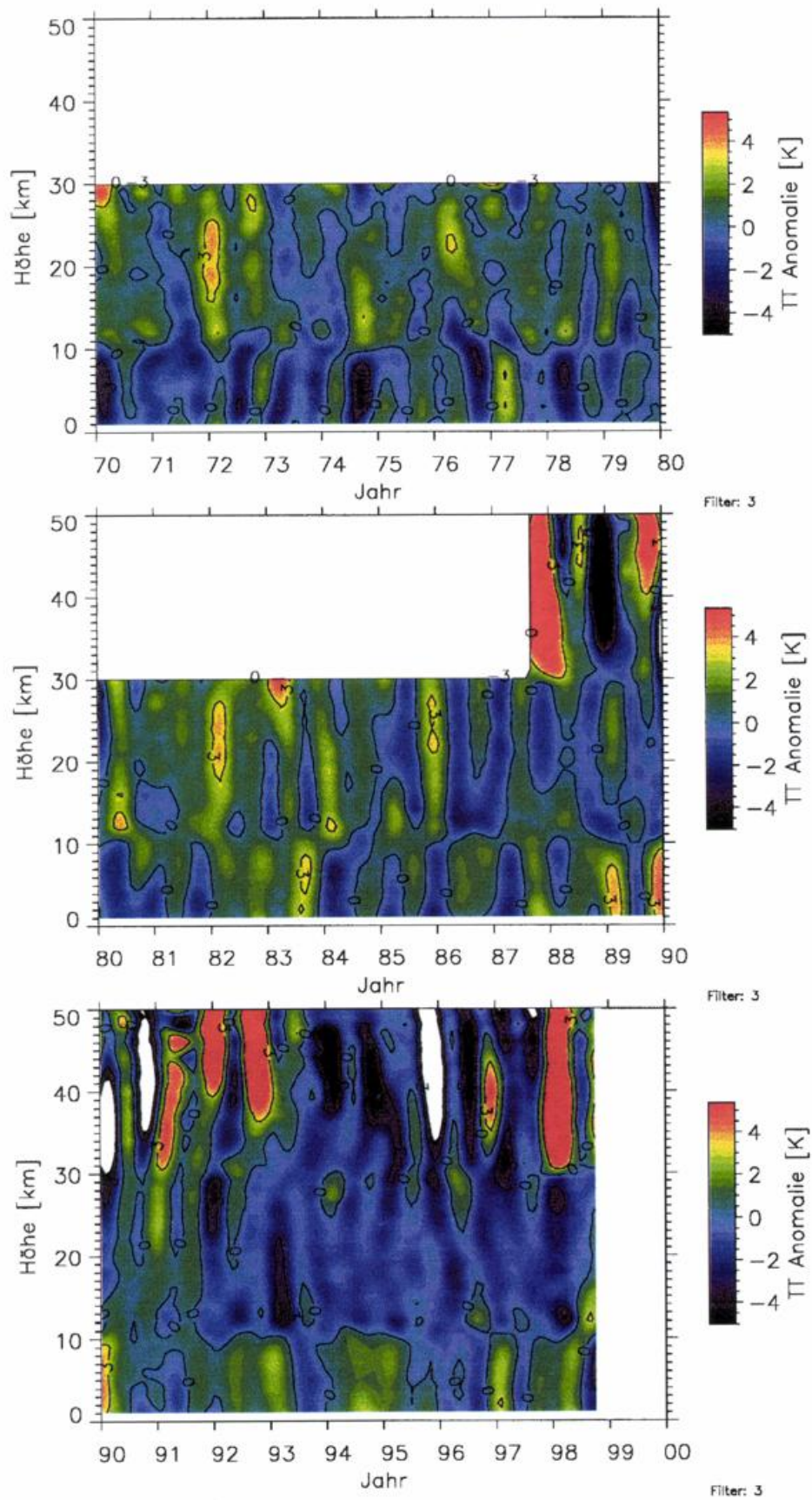


Abbildung 2: Monatliche Temperaturabweichung am Hohenpeißenberg. Monatsmittel wurden mit einem 7-Monats Tiefpaß gefiltert.

## 2 Spektrale Verteilung der Ozon- und Temperaturfluktuationen

Bei der numerischen Fourieranalyse wird eine gemessene Zeitreihe  $X_j = X(t_j)$  mit  $t_j = j\Delta t$   $j = 0, 1, \dots, N-1$  als Summe harmonischer Sinus- und Kosinusschwingungen dargestellt. Meist betrachtet man das Problem in der komplexen Ebene. Mit  $e^{ix} = \cos x + i \sin x$  gilt:

$$X_j = \sum_{k=0}^{N-1} F_k e^{2\pi i \frac{jk}{N}} \quad (1)$$

Die komplexwertigen Fourierkoeffizienten  $F_k$  ergeben sich dabei als

$$F_k = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} X_j e^{-2\pi i \frac{jk}{N}} \quad (2)$$

Sie beinhalten Amplitude und Phase der Schwingungsanteile bei positiven Frequenzen  $f_k = k/(N\Delta t)$ ,  $k = 0, 1, \dots, N/2$  und bei negativen Frequenzen  $f_k = -(N-k)/(N\Delta t)$   $k = N/2 + 1, N/2 + 2, \dots, N-1$ . Die entsprechenden Schwingungsperioden sind  $\infty, N\Delta t, (N-1)\Delta t, \dots, 2\Delta t$ . Bei reellwertigen Zeitreihen  $X_j$  sind die Fourierkoeffizienten der negativen Frequenzen gleich den komplex-konjugierten Koeffizienten der positiven Frequenzen.

$$F_{N-k} = (F_k)^* \quad (3)$$

Die höchste auflösbare Frequenz ist  $f_{N/2} = 1/(2\Delta t)$ , die sogenannte Nyquist-Frequenz. Für die hier untersuchten Zeitreihen mit  $\Delta t = 1$  Monat entspricht die Nyquistfrequenz einer Schwingung von zwei Monaten. Die niedrigste auflösbare Frequenz ist  $f_1 = 1/(N\Delta t)$ , die Schwingung, deren Periode der Länge der Meßreihe entspricht. Für die Hohenpeißenberger Sondierungsreihe liegt diese längste Periode bei 32 Jahren, für die Lidarmeßreihe bei 11 Jahren.

Von großer praktischer Bedeutung ist der Satz von Parseval:

$$\frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} |X_j|^2 = \sum_{k=0}^{N-1} |F_k|^2 \quad (4)$$

Er besagt, daß die Varianz einer Zeitreihe mit Mittelwert 0 (linke Seite von Gleichung 4) sich auch aus der Summe der Quadrate der Fourierkoeffizienten (rechte Seite von Gleichung 4) ergibt. Die Reihe der  $|F_k|^2$  gibt also die Beiträge verschiedener Frequenzen zur Gesamtvarianz der betrachteten Zeitreihe an. Die  $|F_k|^2$  werden oft als Leistungsspektrum bezeichnet. Wie oft üblich wurden die  $|F_k|^2$  auch hier so normiert, daß ihre Summe Eins ergibt. Für reellwertige Zeitreihen sind die Beiträge positiver und negativer Frequenzen gleich. Dann gibt  $2|F_k|^2$  den Beitrag der Frequenz  $\pm f_k$ ,  $k = 1, \dots, N/2 - 1$  zur gesamten Varianz an.

Durch die in der Praxis nötige Beschränkung auf endlich viele Frequenzen, ergeben sich in der Regel unerwünschte Seitenbänder. Um diese möglichst zu unterdrücken verwendet man in der Praxis verschiedene Sorten von Vorfiltern, die aber leider einzelne Spektralpeaks verbreitern. Nach detaillierten Voruntersuchungen wurde hier die Ausgangszeitreihe  $X_j$  mit einem generalisierten Hanning-Filter vorgefiltert:

$$X_j \mapsto X_j \left( 0.6 - 0.4 \cos \left( \frac{2\pi j}{N-1} \right) \right) \quad (5)$$

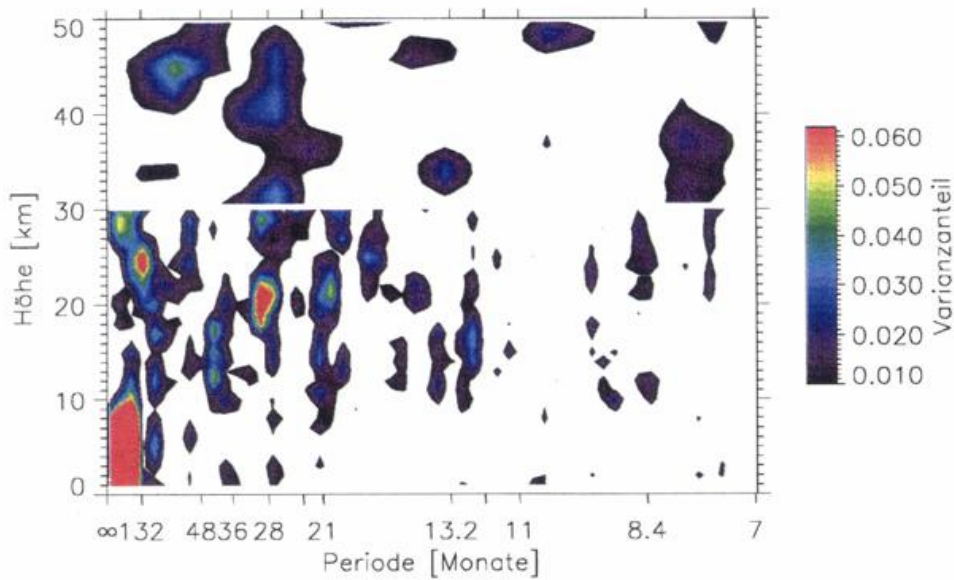


Abbildung 3: Leistungsspektrum der monatlichen Ozonabweichungen am Hohenpeißenberg. **Jahresgang und linearer Trend wurden vorher abgezogen.** Unterhalb von 30 km stammen die Daten aus 32 Jahren Ozonsondierung, oberhalb aus 11 Jahren Lidarmessung. Gezeigt sind nur Perioden länger als 7 Monate. Wegen der unterschiedlichen Länge der Meßreihen tragen unterhalb von 30 km 54 Frequenzen zum gezeigten Spektrum bei, oberhalb dagegen nur 18 Frequenzen. Werte oberhalb von 30 km wurden durch 2.87 dividiert, um auch dort nur Peaks mit mehr als 90% Signifikanz zu zeigen.

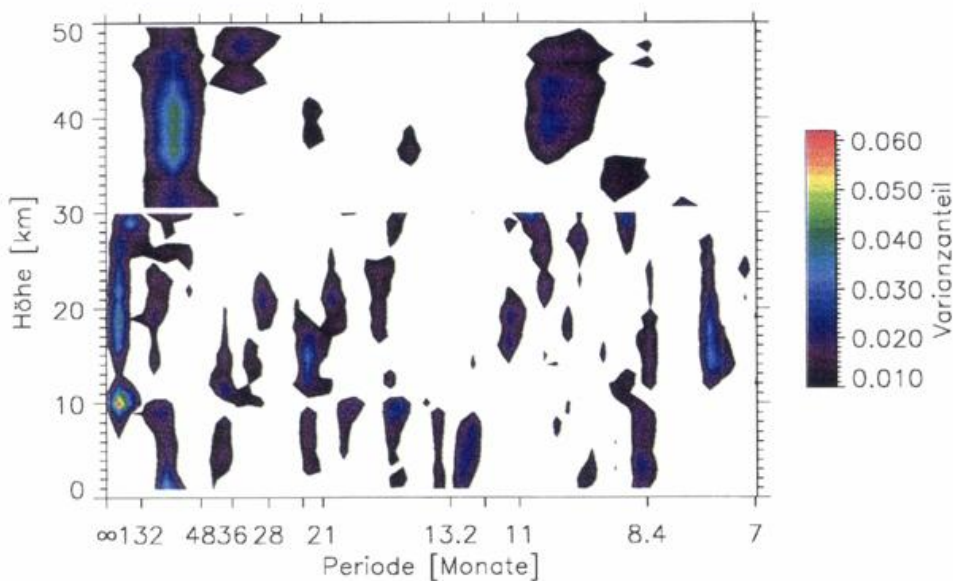


Abbildung 4: Wie Abbildung 3, aber für die monatlichen Temperaturabweichungen.

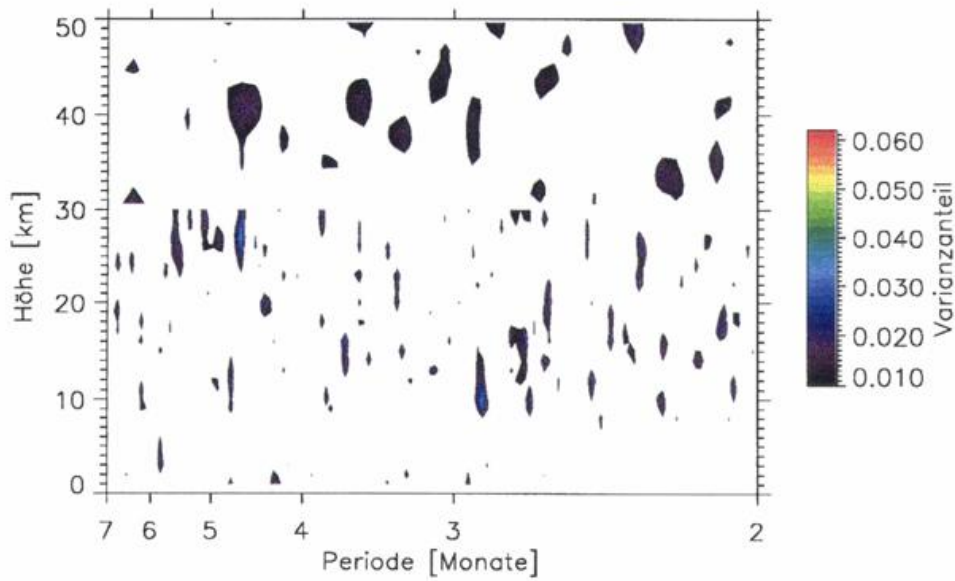


Abbildung 5: Wie Abbildung 3, aber für den hochfrequenten Teil des Ozonabweichungsspektrums mit Perioden von 2 bis 7 Monaten. Bis 30 km: 138 Frequenzen. Über 30 km: 48 Frequenzen, Varianzanteile durch 2.87 dividiert (siehe Text).

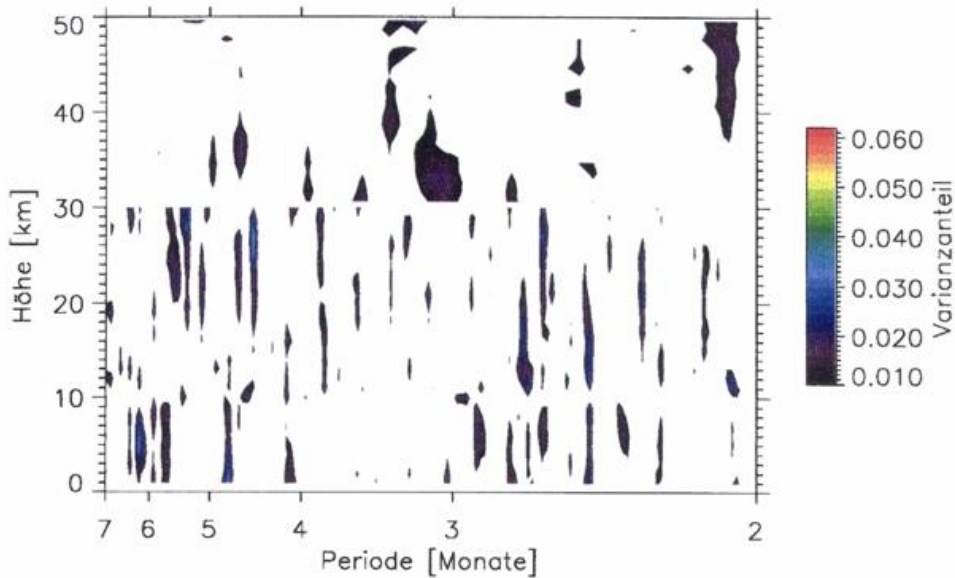


Abbildung 6: Wie Abbildung 5, aber für die monatlichen Temperaturabweichungen.

Für den Höhenbereich von 1 bis 50 km zeigen Abbildung 3 bis 6 die Leistungsspektren der monatlichen Ozon- und Temperaturabweichungen am Hohenpeißenberg.

Hier sei noch etwas zur Signifikanz der dargestellten Spektralpeaks gesagt: Für eine Zeitreihe mit weißem Rauschen liefert im Mittel jede der  $2/N$  Frequenzen einen Beitrag von  $2/N$  zur gesamten Varianz - entsprechend der Definition von weißem Rauschen. Dabei folgt die statistische Verteilung der Peakhöhen von weißem Rauschen in etwa der Verteilung von  $\chi^2/\theta$ , wobei  $\chi^2$  die Chi-Quadrat Verteilung ist, und  $\theta = 7/2$  die Anzahl der Freiheitsgrade. Bei weißem Rauschen liefern demnach nur 10% der Frequenzen einen Beitrag höher als  $1.80 \times 2/N$  zur Varianz, nur 5% einen Peak höher als  $2.23 \times 2/N$  und nur 1% einen Peak höher als  $3.24 \times 2/N$ . Für das Frequenzspektrum der Ozonsondierungsdaten, ca. 380 Monatsmittel unterhalb von 30 km, bedeutet das, daß alle dargestellten Peaks mit 90% Wahrscheinlichkeit nicht auf weißem Rauschen beruhen. Für Peaks höher als 0.017, dargestellt in den Farben blau, grün, gelb oder rot, liegt diese Wahrscheinlichkeit sogar über 99 %. Für die wesentlich kürzere Lidarmeßreihe, nur etwa 130 Monate, liegen die Signifikanzgrenzen deutlich höher: Oberhalb von 30 km beruhen nur Peaks mit Varianzanteil höher als 0.049 mit 99% Wahrscheinlichkeit nicht auf weißem Rauschen. Peaks mit Varianzanteil niedriger als 0.028 sind dagegen oberhalb von 30 km mit mehr als 10% Wahrscheinlichkeit weißem Rauschen zuzuordnen. Um gleich signifikante Peaks oberhalb und unterhalb von 30 km in Abbildung 3 bis 6 in gleicher Farbe darzustellen, wurden die Varianzanteile der Lidarspektren durch den Faktor  $N/N_{Lidar} \approx 2.87$  dividiert. Für weißes Rauschen sind in Abbildung 3 und 4 oberhalb von 30 km zwei zufällige Peaks zu erwarten, unterhalb von 30 km fünf zufällige Peaks. In Abbildung 5 und 6 sind oberhalb von 30 km fünf zufällige Peaks, unterhalb 14 zufällige Peaks zu erwarten. Die meisten spektralen Peaks in Abbildungen 3 bis 6 treten über breite Höhenbereiche auf - ein zusätzlicher Hinweis darauf, welche Peaks statistisch signifikant sind.

Die Leistungsspektren von Abbildung 3 bis 6 zeigen Unterschiede zwischen Ozon- und Temperaturfluktuationen. Beim Ozon spielen sich die Fluktuationen vor allem auf Zeitskalen länger als 1 Jahr ab, bei der Temperatur verteilt sich die Varianz dagegen viel gleichmässiger auf alle Zeitskalen. Besonders deutlich wird das in der Troposphäre: Beim Ozon konzentriert sich hier praktisch die gesamte Varianz auf langwellige Schwingungen mit Perioden von über 100 Monaten. Abgesehen von mittlerem Jahresgang und linearem Trend, die bereits abgezogen sind, wird die langfristige Entwicklung des troposphärischen Ozons am Hohenpeißenberg also von sehr langsamen Fluktuationen dominiert, besonders von einer langwelligen Abweichung vom linearen Trend. Der beim Ozon auftretende hohe Varianzanteil bei extrem langwelligen Schwingungen fehlt bei der Temperatur völlig.

In der gesamten Stratosphäre fällt beim Ozon ein Peak bei etwa 28 Monaten auf, der im Höhenbereich von 15 bis 50 km signifikant ist, und sich auch in der Troposphäre noch zeigt. Wie später im Detail diskutiert wird, ist dieser Peak auf die Quasi-biennale Oszillation (QBO) des Äquatorialen Windes zurückzuführen. Je nach Höhe und Jahreszeit schlagen dabei tropische und subtropische Ozonwerte am Hohenpeißenberg stärker durch. Solche Kopplung an den Jahresgang führt wegen  $\cos x \times \cos y = 0.5(\cos(x - y) + \cos(x + y))$  bei der QBO zu Seitenbändern bei etwa 21 und 8.4 Monaten, die auch im Ozonspektrum von Abbildung 3 deutlich zu erkennen sind, und deren Entstehung im Vergleich zwischen Abbildung 11 und 12 nochmals verdeutlicht wird. Bei der Temperatur hingegen tritt die QBO nur schwach in Erscheinung (Abb. 4): Bei 28 und 21 Monaten ist lediglich bei den Sondierungsdaten im Höhenbereich um 20 km ein Peak erkennbar. Bei 8.4 Monaten reicht ein Peak von 12 bis 26 km Höhe und tritt, geringfügig frequenzverschoben, auch in der gesamten Troposphäre auf. Die Lidar-Temperaturdaten, oberhalb von 30 km, zeigen praktisch keinen QBO-Einfluß. Lediglich bei 8.4 Monaten und um 48 km Höhe sind zwei sehr schwache Peaks erkennbar.

Bei den Lidar-Temperaturdaten fällt dagegen ein besonders ausgeprägter Peak bei 60 bis 70

Monaten auf. Dieser Peak deutet sich oberhalb von 28 km auch in den Sondierungsdaten an. Zwischen 40 und 50 km tritt er auch beim Ozon auf. Woher dieser signifikante Peak stammt, ist zur Zeit unklar.

Eine weitere streng periodische Fluktuation, die sich mit Hilfe der Fourieranalyse gut isolieren lassen müßte, ist der 11-jährige Sonnenzyklus. Tatsächlich zeigt das Ozonspektrum (Abb. 3) bei 11 Jahren (=132 Monaten) einen deutlichen Peak im Höhenbereich 20 bis 27 km. In den Ozondaten oberhalb von 30 km und in den Temperaturdaten (Abb. 4) ist jedoch bei 132 Monaten kein signifikanter Varianzanteil vorhanden. Allerdings könnte der Peak im Ozonspektrum bei 13.2 Monaten und 34 km Höhe auf einen, mit dem Jahresgang modulierten, Einfluß des 11-jährigen Sonnenzyklus in diesem Höhenbereich am Hohenpeißenberg hindeuten.

## 2.1 Detaillierte Untersuchung verschiedener Einflußfaktoren

Im Vorigen wurde versucht, einige der beobachteten Varianzpeaks bekannten periodischen Oszillationen von atmosphärischer Relevanz zuzuordnen. Dies soll nun etwas detaillierter fortgeführt und auf wenig periodische atmosphärische Fluktuationen ausgedehnt werden. Konkret geht es um die quasi-zweijährige Oszillation der stratosphärischen Winde (QBO), die Nord-Atlantik Oszillation (NAO), das El-Nino-Southern-Oscillation Phänomen (ENSO), und den 11-jährigen Sonnenzyklus. Von allen diesen Schwingungen sind Einflüsse auf Ozon und Temperatur über Mitteleuropa vorstellbar. In der Praxis werden die komplexen Phänomene meist auf einfache Indizes reduziert: Bei der QBO verwendet man den zonalen Wind am Äquator, meist im 50 oder 30 hPa Druckniveau. Bei der Nord-Atlantik-Oszillation wird die Bodendruckdifferenz zwischen Azoren-Hoch und Island-Tief verwendet (vgl. Abschnitt 3). Beim El-Nino-Southern-Oscillation Phänomen wird häufig der sogenannte Southern-Oscillation Index verwendet, der sich aus der Bodendruckdifferenz zwischen Tahiti, im Pazifik, und Darwin, Australien, ergibt. Beim 11-jährigen Sonnenzyklus verwendet man meist Daten des 10.7 cm Radiowellenflusses aus Ottawa und Penticton, Kanada. Oft werden diese Indizes in verschiedener Weise normalisiert, z.B. auf Mittelwert Null und Standardabweichung Eins. Quellenangaben werden für die verwendeten Datensätze im Abschnitt 4 gegeben.

## 2.2 Einfluß der QBO auf Ozon und Temperatur

Wegen ihres besonders deutlichen Einflusses auf das Ozon am Hohenpeißenberg, und weil ihr Einfluß in mittleren Breiten ein stark diskutiertes Forschungsgebiet ist, soll die Quasi-Zweijährige Oszillation des zonalen Winds der äquatorialen Stratosphäre (Quasi-Biennial-Oscillation = QBO) hier zuerst und besonders ausführlich diskutiert werden. Im Höhenbereich zwischen 18 km (90 hPa) bis oberhalb von 40 km (2 hPa) wechselt dort der Wind regelmäßig zwischen Ost auf West. Der zeitliche Abstand zweier West- oder Ostwindmaxima beträgt meist zwischen 28 bis 30 Monaten [Labitzke et al., 1992]. Oberhalb von 45 km gewinnt eine halbjährliche Oszillation die Hauptbedeutung. Sie ergibt sich höchstwahrscheinlich aus dem halbjährlichen Gang der Sonne, die am 21. März und am 21. September senkrecht über dem Äquator steht. Der QBO Windwechsel erfolgt zunächst in großen Höhen. Die Trennlinie zwischen Ost- und Westwinden wandert dann langsam, um etwa einen Kilometer pro Monat, nach unten. Abbildung 7 zeigt den Verlauf des äquatorialen Windes über die vergangenen 30 Jahre.

Verursacht wird die QBO durch die Wechselwirkung zwischen zonaler Strömung und sich nach oben ausbreitenden atmosphärischen Wellen. Abbildung 8 enthält hierfür eine schematische Erklärung [Andrews et al., 1987]. Die durchgezogene Linie zeigt jeweils den Verlauf der Windgeschwindigkeit  $u$  mit der Höhe  $z$ . In Bild a) liegt in niedriger Höhe eine Westwindzone vor, darüber herrscht Ostwind. In der Natur lag diese Situation z.B. im Winter 1993/94 vor (Abb.

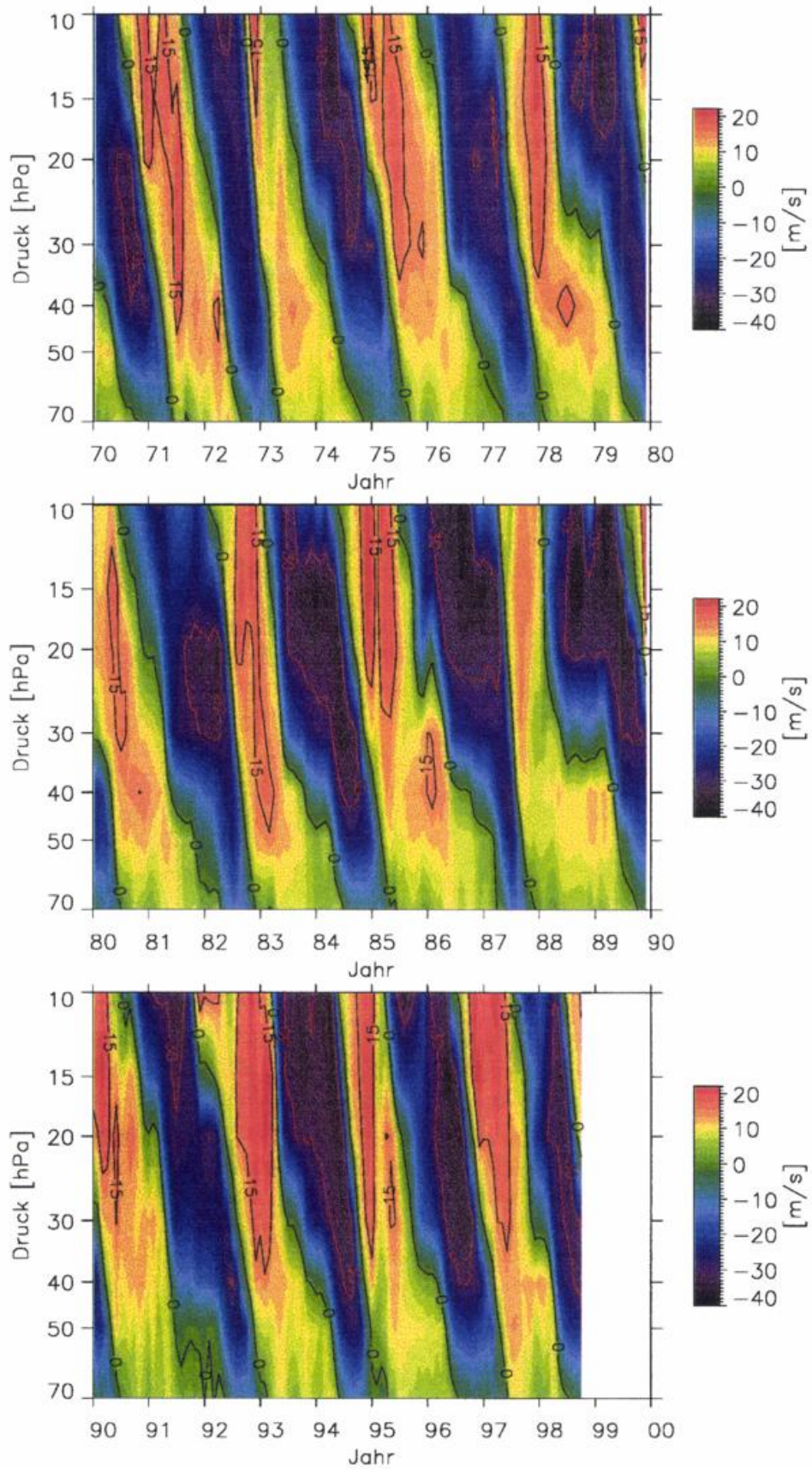


Abbildung 7: Quasi-Biennale-Oszillation (QBO) des zonalen Windes am Äquator. Westwinde sind gelb/rot dargestellt. Daten wurden freundlicherweise von B. Naujokat, FU Berlin, zur Verfügung gestellt.

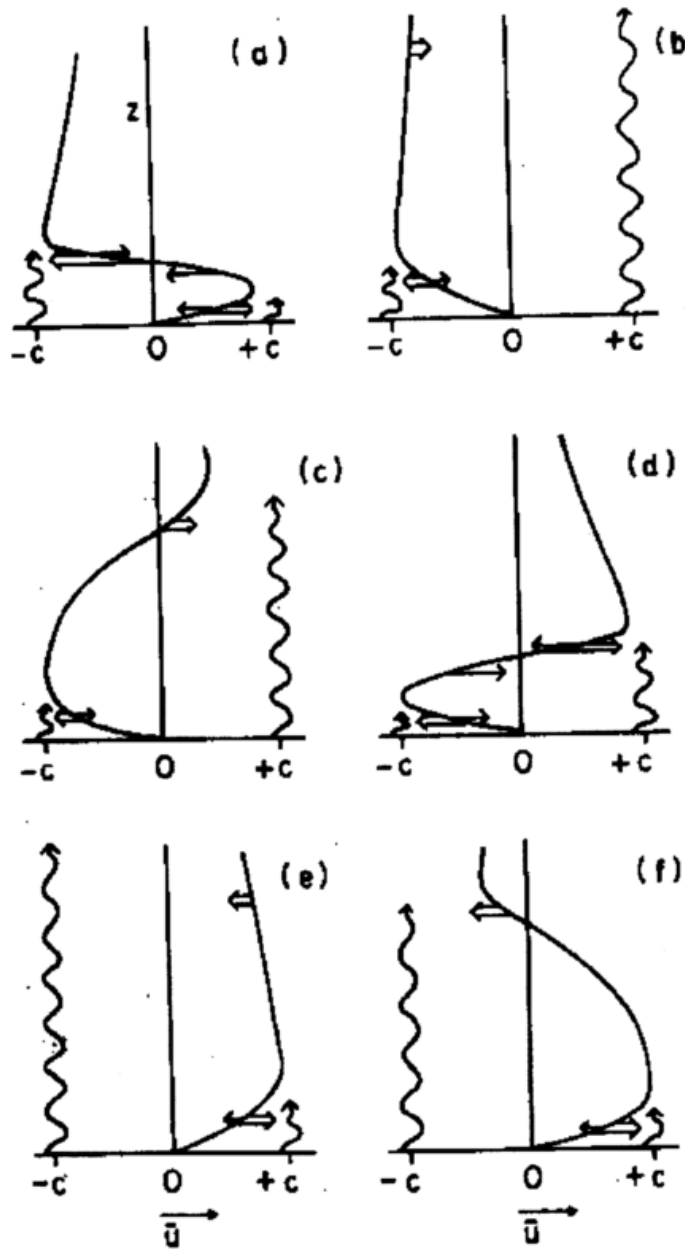


Abbildung 8: Schema zur Erklärung des Entstehungsmechanismus der QBO. Nach *Andrews et al.*, 1987.

7). Die gewellten Pfeile bei  $\pm c$  symbolisieren westwärts laufende Rossby-Schwere- und ostwärts laufende Kelvin-Wellen. Diese Wellen werden in der Troposphäre durch tropische Wettersysteme oder durch Überströmung von Gebirgsketten erzeugt. Sie können sich nur so hoch nach oben ausbreiten, bis ihre Phasengeschwindigkeit in den Bereich der Windgeschwindigkeit kommt. Dann werden die Wellen besonders stark dissipiert und übertragen Impuls und Energie an die Strömung. Dissipation der Rossby-Schwere-Welle ( $-c$ ) führt zu einer Ostbeschleunigung des Windes, Dissipation der Kelvinwelle ( $+c$ ) zu einer Westbeschleunigung (wave mean flow interaction). Doppelpfeile in Abbildung 8 deuten diese Beschleunigungen an. Daneben führt turbulente Reibung ebenfalls zu einem Abbremsen/Beschleunigen der Strömung, und zwar in Bereichen starker vertikaler Windscherung, besonders in niedriger Höhe, wegen der dort großen Luftdichte (einfache Pfeile in Abb. 8).

Die Bildfolge a) bis f) zeigt nun einen typischen QBO-Zyklus. In a) findet man unten Westwinde, darüber Ostwinde, wie im Winter 1993/94. Unten bremst turbulente Reibung die Westwinde. In ihrer kritischen Höhe beschleunigt die Rossby-Welle ( $-c$ ) den Wind weiter nach Osten. So entwickeln sich in Bild b) Ostwinde, die in Bild c) in der ganzen Stratosphäre vorliegen - wie im Sommer 1994. Jetzt kann die Kelvin-Welle ( $+c$ ) bis in große Höhe vordringen. Dort wird sie gedämpft und beschleunigt den Wind nach Westen. Die Situationen von Bild c) und d) entstehen, mit Ostwind in niedrigen Höhen, darüber Westwind. Sie entsprechen der äquatorialen Stratosphäre im Winter 1994/95. In Bild e) herrscht in der ganzen Stratosphäre Westwind (Sommer 1995). Nun kann die Rossby-Welle ( $-c$ ) bis in große Höhen vordringen, wird dort gedämpft und beschleunigt den Wind nach Osten (Bild f, Herbst 1995). Anfang 1996 liegt dann wieder die Situation von Bild a) vor, der Zyklus hat sich geschlossen.

Die QBO wirkt sich auf Ozon und Temperatur aus, und zwar nicht nur im Bereich des Äquators, sondern auch in mittleren Breiten. Zu Zeiten mit der Höhe zunehmender Ostwinde (z.B. Anfang 1994) findet man im Äquatorbereich etwas niedrigere Gesamtozonwerte und in der Stratosphäre auch etwas niedrigere Temperaturen, in den Subtropen dagegen etwas höheres Gesamtozon und höhere Temperaturen. Bei mit der Höhe zunehmendem Westwind (Anfang 1995) ist es umgekehrt. Die Peak-to-Peak Amplitude beträgt im Äquatorbereich 10 bis 20 DU beim Ozon, 6 bis 10 K bei der Temperatur, in den Subtropen 10 bis 15 DU, bzw. 5 bis 7 K bei der Temperatur [Andrews et al., 1987; Zerefos et al., 1992].

Mit der QBO geht ein vertikales Windprofil mit periodisch wiederkehrender vertikaler Windscherung einher. Ihren zeitlichen Verlauf zeigt Abbildung 9. Die thermische Windrelation verlangt, daß ein Bereich mit der Höhe zunehmender Westwinde auch mit einem meridionalen Temperaturgradienten verbunden sein muß. Während QBO-Westwindscherung muß demnach die Temperatur am Äquator höher sein als in den Subtropen. Ohne adiabatische Heizung durch absinkende Luftmassen würde ein solcher Temperaturgradient jedoch durch Wärmeaustausch über Strahlungsprozesse innerhalb einiger Tage oder Wochen abgebaut. Um die vertikale Windscherung wie beobachtet über Monate aufrecht zu erhalten, muß die QBO während der Phase mit der Höhe zunehmender Westwinde mit verstärkten Absinken im Äquatorbereich verbunden sein. Massenerhaltung erfordert, daß am oberen Rand dieses Absinkbereichs Luft aus den Subtropen nachströmt, und daß die abgesunkene Luft am unteren Rand wieder in die Subtropen abfließt. So entsteht eine Sekundärzirkulation die am Äquator ozonreiche Luft nach unten bringt und dort den Gesamtozongehalt erhöht. In den Subtropen bringt sie ozonarme Luft nach oben und erniedrigt den Gesamtozongehalt [Andrews et al., 1987; Zerefos et al., 1992].

Während der Phase mit der Höhe zunehmender Ostwinde verlangt die thermische Windrelation in den Subtropen höhere Temperatur als am Äquator. Dann läuft die Sekundärzirkulation in die entgegengesetzte Richtung. Absinken in den Subtropen erhöht dort Gesamtozongehalt und Temperatur, während Aufsteigen in den Tropen beide erniedrigt. Die Stärke der Scherung ist ein Maß für die Temperaturanomalie und die Stärke der Sekundärzirkulation am Äquator.

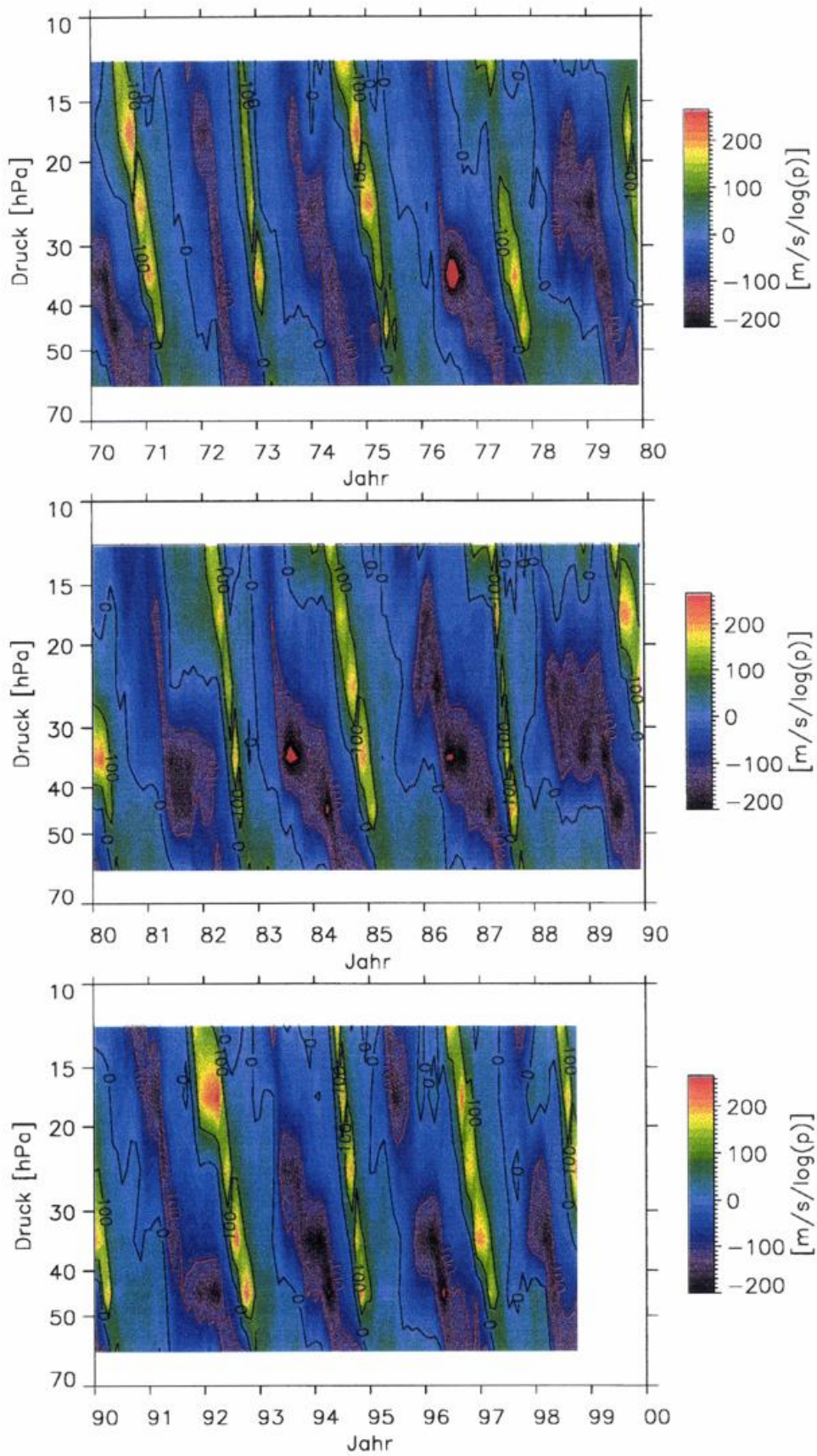


Abbildung 9: Zeitlicher Verlauf der QBO-Windscherung. Mit der Höhe zunehmende Westwinde sind gelb/rot dargestellt, mit der Höhe zunehmende Ostwinde blau/violett.

Der Einfluß der QBO auf die globale Zirkulation beschränkt sich nicht auf die Tropen und Subtropen und nicht auf die beschriebene Sekundärzirkulation. QBO-Effekte bei Ozon und Temperatur werden bis in hohe Breiten beobachtet. In Zusammenspiel mit dem 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität beeinflusst die QBO wahrscheinlich das Auftreten polarer winterlicher Stratosphärenwärmungen. Die Entstehungsmechanismen dieser QBO-Effekte sind bei weitem nicht verstanden. Klar ist jedoch, daß QBO induzierte Anomalien durch globale Meridionalzirkulation und durch Planetare Wellen bis in hohe Breiten transportiert werden können. Außerdem beeinflusst die QBO die Rahmenbedingungen für die Ausbreitung atmosphärischer Wellen: Planetarische Rossby-Wellen aus der Troposphäre können sich nur bei Westwind, also im Winter, bis in die Stratosphäre ausbreiten. Befindet sich die QBO in der Phase äquatorialer Westwinde, so bedeutet das, daß planetare Wellen bis in die Sommerhemisphäre vordringen können. Während der QBO-Ostwindphase ist dagegen der Ausbreitungsbereich planetarer Wellen auf Breiten polwärts von etwa  $15^\circ$  beschränkt. Nachdem planetare Wellen einer der Hauptträger für den Austausch von Luftmassen zwischen niedrigen und hohen Breiten sind, gewinnt die QBO über die Beeinflussung der Wellenausbreitung zusätzliche Bedeutung für den Meridionalaustausch in der gesamten Winterhemisphäre [Labitzke und van Loon, 1992].

Neben der meridionalen Hintergrundzirkulation sorgen vor allem Planetare Wellen für den Transport von QBO-Anomalien aus den Subtropen in mittlere Breiten. Weil sich planetare Wellen nur zu Zeiten stratosphärischer Westwinde, also im Winter, bis in die Stratosphäre ausbreiten können, findet man in mittleren Breiten die stärksten QBO-Auswirkungen vor allem in den Wintermonaten. Um diese jahreszeitliche Abhängigkeit darzustellen, zeigt Abbildung 10 eine modulierte Zeitreihe des äquatorialen Windes in 30 hPa. In den Sommermonaten wurde der Wind jeweils auf einen festen Mittelwert gesetzt. Diese Darstellung hebt die Phase der QBO in den Wintermonaten hervor und schließt einen QBO Einfluß im Sommer aus. Sie zeigt deutlicher, wann in mittleren Breiten welche QBO induzierten Abweichungen zu erwarten sind.

Das Leistungsspektrum der QBO, anhand des Windes im 30 hPa Niveau, ist in Abbildung 11 gezeigt. Nahezu die gesamte Varianz findet sich in einem einzigen Peak bei etwa 28 Monaten. Schwach ausgeprägt sind höhere Harmonische bei 14 und 9 Monaten, sowie einige andere Frequenzen. Hochfrequente Varianzanteile mit Perioden kürzer als 6 Monaten kommen praktisch nicht vor und sind nicht gezeigt. In anderen Höhen sieht das Varianzspektrum ganz ähnlich aus. Für den kürzeren Zeitraum der Lidarmessungen (gestrichelte Kurve) erscheint der QBO-Peak wesentlich breiter. Berücksichtigt man beim Leistungsspektrum eine jahreszeitliche Modulation der QBO, wie die von Abbildung 10, so zeigen sich neben dem Zentralpeak bei 28 Monaten noch deutliche Seitenbänder bei 21 und 8.4 Monaten (Abb. 12). Das Auftreten dieser Seitenbänder ist unabhängig von der genauen Art der Jahresgang-Modulation. Letztere beeinflusst aber die genaue Form der Seitenbänder. Wichtig ist, daß für den kurzen Zeitraum der Lidarmessungen das Seitenband bei 21 Monaten nicht vom Zentralpeak bei 28 Monaten getrennt werden kann, sondern beide zu einem breiten Peak verschmelzen. Zu einer sauberen Trennung ist offenbar eine längere Meßreihe nötig.

Der Vergleich des Jahresgang-modulierten QBO Spektrums von Abbildung 12 mit dem Hohenpeissenberger Ozon- und Temperaturspektren von Abb. 3 und 4 zeigt recht deutlich, wie und in welchen Höhen die QBO-Peaks bei 28, 21, 8.4 und 7.5 Monaten auch in den Hohenpeissenberger Meßreihen auftreten. Wie erwartet, lassen sich der 28 und 21 Monats Peak bei den Lidardaten oberhalb von 30 km nicht auflösen, der 8.4 Monats Peak erscheint ebenfalls verbreitert und in den Ozon-Lidardaten etwas nach rechts verschoben.

Abbildung 13 zeigt einen Versuch den Einfluß der QBO auf das Ozon in Mitteleuropa (Hohenpeissenberg) mit Hilfe ihrer nun bekannten spektralen Signatur zu isolieren. Dazu wurden die beobachteten monatlichen Ozonabweichungen mit einem Bandpaßfilter gefiltert, welches genau die Frequenzen passieren läßt, die im Bereich der QBO ( $T_0 \approx 28$  Monate) und ihrer Jahresgang-

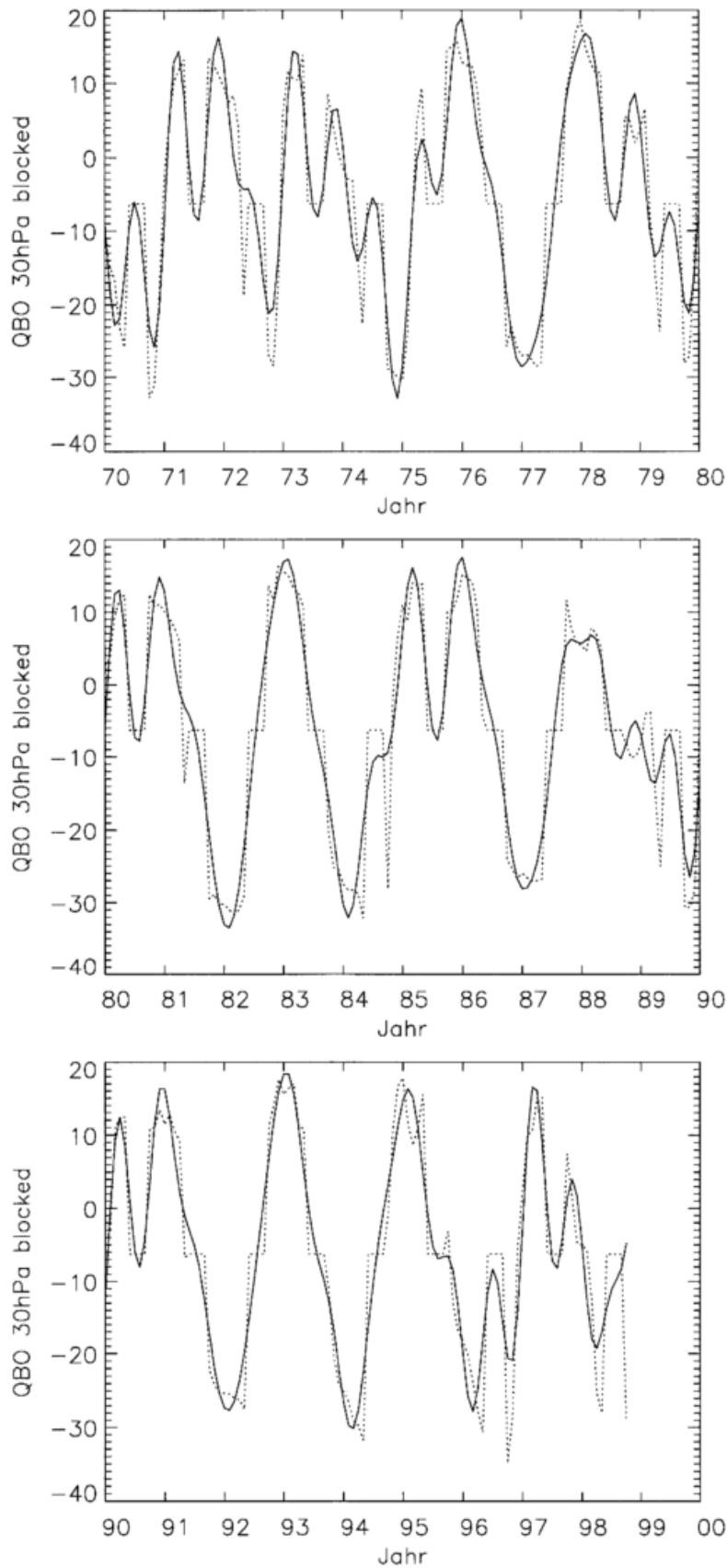


Abbildung 10: Zonaler Wind am Äquator in 30 hPa (25 km), zusätzlich moduliert durch Setzen auf einen festen Wert für die Sommermonate Juni bis September. Damit wird der erwartete Jahresgang des QBO-Einflusses in mittleren Breiten simuliert. Gestrichelt: Monatsmittel. Durchgezogen: Gefiltert mit einem 7-Monats Tiefpaß.

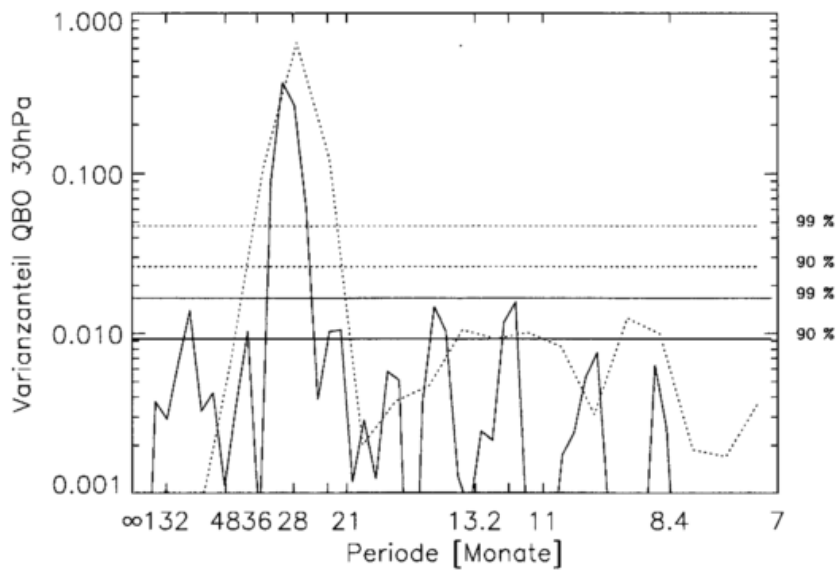


Abbildung 11: Niederfrequenter Teil des Leistungsspektrums des zonalen Windes am Äquator in 30 hPa (25 km). Ein eventueller linearer Trend wurde vorher abgezogen. Durchgezogen: Ca. 55 Frequenzintervalle, berechnet aus Daten seit Juni 1966. Dies entspricht dem Zeitraum der Ozonsondierungen. Gestrichelt: Daten seit Juni 1987, ca. 18 Frequenzintervalle. Dies entspricht dem Zeitraum der Lidarmessungen.

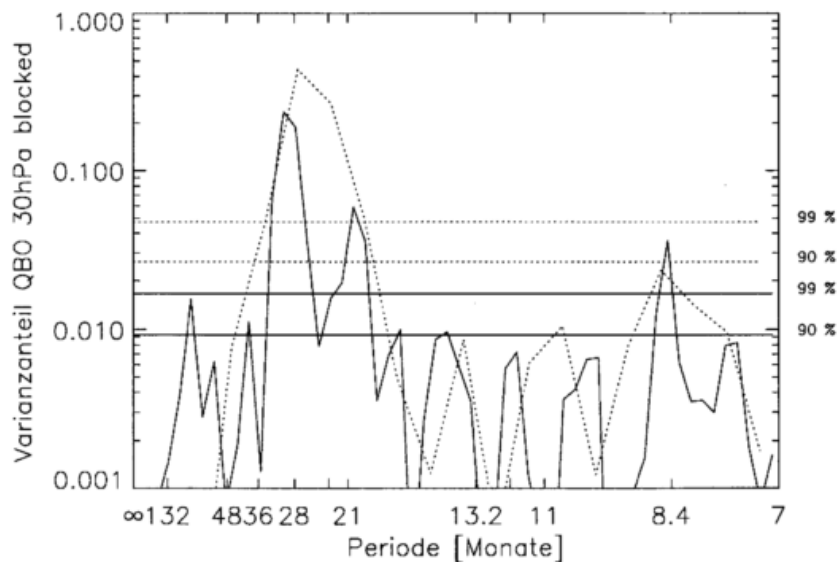


Abbildung 12: Niederfrequenter Teil des Spektrums der modulierten QBO-Zeitreihe von Abbildung 10. Durchgezogen: Für Daten seit Juni 1966. Gestrichelt: Für Daten seit Juni 1987. Ein eventueller linearer Trend wurde vorher abgezogen.

Seitenbänder ( $T = (1/12 \pm 1/T_0)^{-1} \approx 8.4$  und 20 Monate) liegen.

Abbildung 13 zeigt mindestens zwei unterschiedliche Bereiche:

Oberhalb von 25 km treten hohe Ozonwerte am Hohenpeißenberg etwa 3 bis 6 Monate nach Zeiten maximalen äquatorialen Ostwinds (in der entsprechenden Höhe) auf, niedrige Ozonwerte etwa 3 bis 6 Monate nach maximalem Westwind am Äquator. Die Amplitude beträgt etwa 8% zwischen Ozon-Maximum und Minimum. Wie bei der QBO selbst, wandert die Nulllinie mit der Zeit nach unten. Ozon in diesem Höhenbereich ist vor allem photochemisch geprägt, denn die Relaxationszeit, mit der Ozon (eigentlich von  $O_x = O, O_3$ ) ins photochemische Gleichgewicht findet, liegt in 40 km im Bereich von Tagen, in 30 km im Bereich von Wochen, und in 25 km bei etwa einem Monat. Diese Zeitskalen sind zu kurz, als daß das beobachtete QBO-Signal im Ozon auf direkten Ozontransport zurückgeführt werden könnte. Stattdessen spielt der Einfluß der QBO auf den Transport von Stickoxiden  $NO_y = NO, NO_2, N_2O_5, NO_3, HNO_3, HO_2NO_2, ClONO_2$  eine Rolle. Er verschiebt oberhalb von 30 km das photochemische Gleichgewicht durch veränderten lokalen Ozonabbau ( $O_x$  Abbau durch  $NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$ ;  $NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$ ; Netto:  $O + O_3 \rightarrow 2 O_2$ ). SAGE II Daten zeigen, daß hohe  $NO_2$  Werte in mittleren Breiten etwa 6 Monate nach maximalem äquatorialen Westwind auftreten. Diese Beobachtung wird zurückgeführt auf erhöhtes  $NO_x = NO, NO_2$  [Chipperfield et al., 1994], das in relativ komplexen Prozessen auf die QBO zurückzuführen ist. Dementsprechend findet man dann auch am Hohenpeißenberg etwa 3 bis 6 Monate nach QBO Westwindmaxima weniger Ozon wegen des verstärkten Abbaus durch  $NO_x$ .

Im Bereich zwischen 25 und 30 km spielt die Veränderung der Temperatur durch die QBO über der Temperaturabhängigkeit der Ozonabbaureaktionen durch  $NO_x$  und  $O$  eine zusätzliche Rolle: In den Subtropen erzeugt der absteigende Ast der QBO-Sekundärzirkulation etwa 7 Monate nach äquatorialen Westwindmaxima erhöhte Temperaturen. Durch Verschiebung des photochemischen Gleichgewichts führt dies zu niedrigeren Ozonwerten in den Subtropen, die aufgrund der längeren Lebensdauer von Ozon im Höhenbereich zwischen 25 und 30 km vor allem im Winter auch in mittlere Breiten exportiert werden. Wie der  $NO_x$  Transport, so führt auch dieser Effekt am Hohenpeißenberg zu verringerten Ozonwerten etwa ein halbes Jahr nach äquatorialen Westwindmaxima, bzw. erhöhten Ozonwerte etwa ein halbes Jahr nach Ostwindmaxima.

Unterhalb von 25 km verändert sich das Bild: Hier ist die photochemische Relaxationszeit des Ozons erheblich länger (etwa 1 Jahr in 18 km), Transportprozesse spielen eine Hauptrolle. Ozon am Hohenpeißenberg wird durch Transport von QBO-induzierten Ozonanomalien aus den Subtropen, aber auch vom durch die QBO modulierten Meridionaltransport beeinflusst [Gray und Dunkerton, 1990]. Entsprechend dem Wechsel von photochemischem zu dynamischem Regime zeigen die Ozondaten in Abbildung 13 in den 70er und vor allem in den 90er Jahren einen deutlichen Phasensprung bei etwa 25 km Höhe. In den 80er Jahren ist dieser Phasensprung nicht zu erkennen, wohl wegen der anderen Phasenlage zwischen QBO und Jahresgang. In den 80ern traten QBO Windmaxima (in 30 hPa) meist im Winter auf, nicht gehäuft im Sommer wie in den 70er und 90er Jahren (Vergleiche Abbildung 7 und 10).

Im Höhenbereich um 20 km treten Ozonmaxima am Hohenpeißenberg vor allem im Winter und in der Regel kurz (0 bis 2 Monate) nach Zeiten maximaler äquatorialer Ostwindscherung (in 70 bis 40 hPa, 19 bis 22 km) auf, also genau dann wenn durch die QBO-induzierte Sekundärzirkulation in den Subtropen ozonreiche Luft absinkt (West nach Ost Nulldurchgang des Windes in 70 hPa). Besonders im Winter werden diese Ozonanomalien schnell in höhere Breiten transportiert. Zeiten maximaler äquatorialer Westwindscherung in 70 bis 40 hPa (Ost nach West Nulldurchgang des Windes in 30 hPa) sind dagegen am Hohenpeißenberg mit niedrigem Ozon verbunden. Die Amplitude von Minimum zu Maximum liegt bei 10 bis 20%. Sie schwankt jedoch erheblich von einem Zyklus zum Anderen. Dies ist eine Folge der sich über die Jahre verändernden Phasenlage

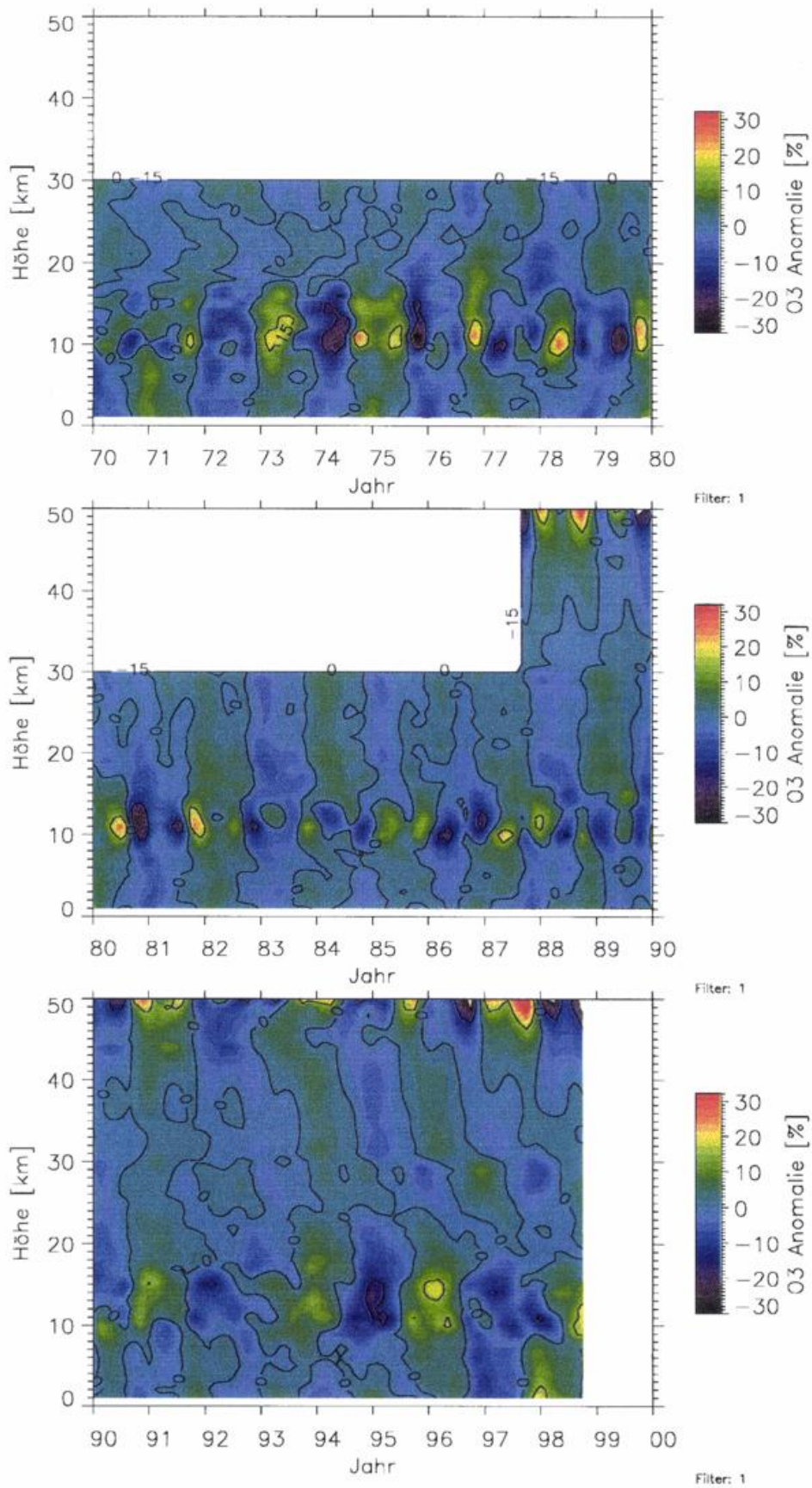


Abbildung 13: Auswirkung der QBO auf das Ozon am Hohenpeißenberg. Monatsmittel wurden mit einem Bandpaßfilter behandelt, welches nur Frequenzen durchläßt im Bereich der QBO und ihrer durch den Jahresgang induzierten Seitenbänder.

zwischen QBO und Jahresgang der Gesamtzirkulation [Gray und Dunkerton, 1990].

Wegen der hohen tropischen Tropopause ist unterhalb von 17 km am Äquator keine quasibiennale Windoszillation mehr zu beobachten. Dementsprechend reicht auch die von der QBO induzierte Sekundärzirkulation nicht wesentlich tiefer als 20 km. Dennoch zeigt die Hohenpeißenberger Ozonmeßreihe in Abbildung 13 auch unterhalb von 17 km quasi-zweijährige Fluktuationen. In der Regel zeigt sich dieselbe Abweichung für den gesamten Höhenbereich von der Tropopause bis etwa 20 km. Extrema treten vor allem in den Wintermonaten auf. Zum Einen liegt dies daran, daß die globale Zirkulation im Winter und gerade in Breiten zwischen  $40^\circ$  und  $50^\circ$  Ozon, und Ozonanomalien, nach unten transportiert. Damit werden QBO-Anomalien aus dem Höhenbereich 20 bis 25 km im Winter nach unten weitergegeben [Gray und Dunkerton, 1990]. Andererseits deutet die Hohenpeißenberger Temperaturmeßreihe auch auf einen möglichen, aber nicht verstandenen QBO-Einfluß auf troposphärische Temperatur (Peak bei 8.4 Monaten im Temperaturspektrum von Abb. 4) und Tropopausenhöhe hin. Auch dies würde das Ozon im Höhenbereich von der Tropopause bis ca. 20 km beeinflussen [Steinbrecht et al., 1998]. In der Tat zeigen die QBO-gefilterten Daten relativ zur Tropopause (Abbildung 14) wesentlich schwächere Fluktuationen in der unteren Stratosphäre.

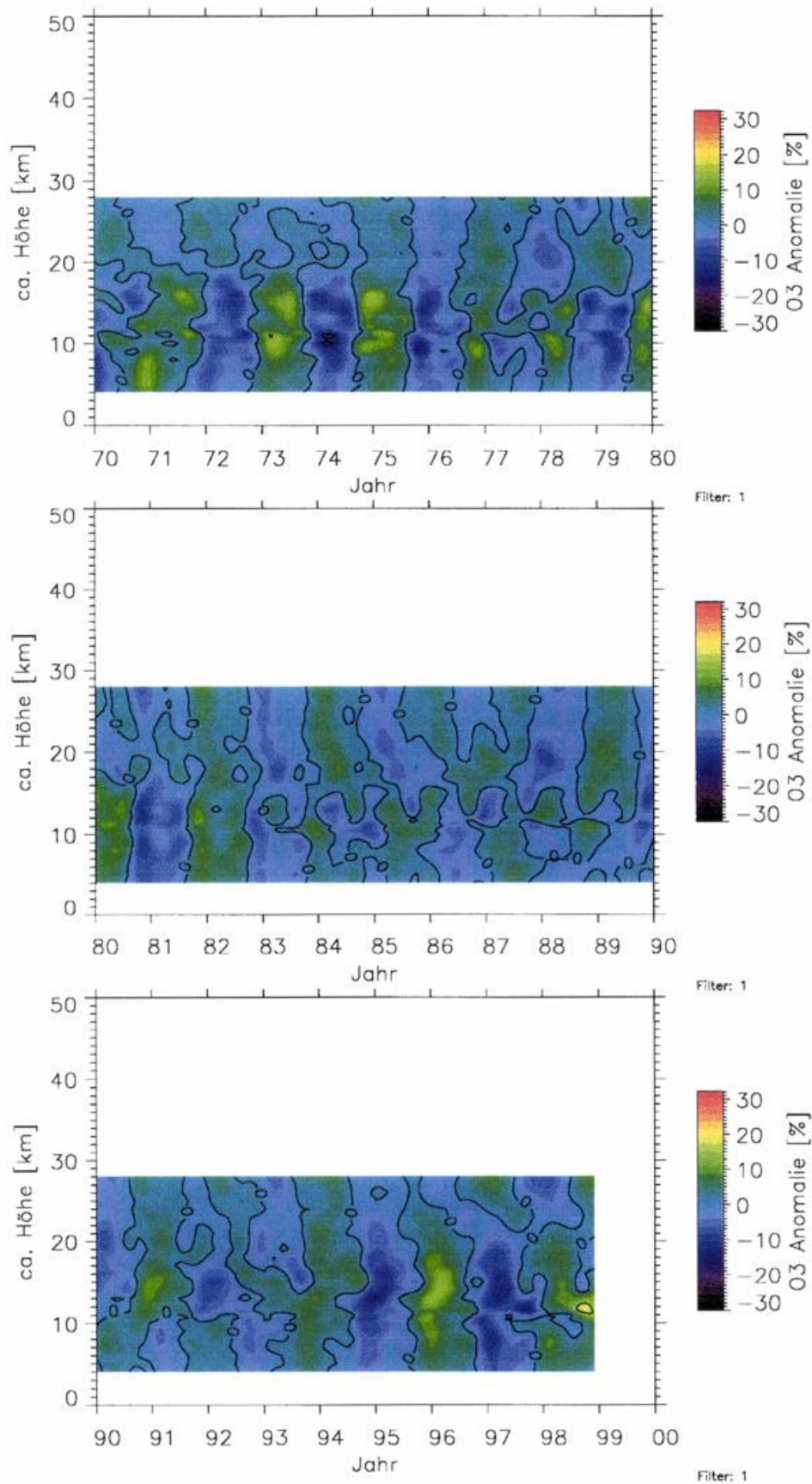


Abbildung 14: QBO-gefilterte Ozonzeitreihen wie in Abbildung 13, jedoch wurden alle Daten relativ zur Tropopausenhöhe gerechnet. Zur Darstellung wurden die Daten relativ zur Tropopausenhöhe dann wieder um die mittlere Tropopausenhöhe (11 km) nach oben verschoben.

### 2.3 El-Nino, Southern Oscillation

Das El-Nino Southern Oscillation Phänomen (ENSO) ist eine gekoppelte Schwingung von Meereszirkulation und Atmosphäre im tropischen Pazifik. Im Gegensatz zur QBO spielt sich die ENSO hauptsächlich in der Troposphäre ab. Die ENSO zeigt große Auswirkungen auf Wetter und Klima in Australien, Indonesien, Nord-, Mittel- und Südamerika [Neelin and Latif, 1998]. Es gibt Anzeichen, daß stratosphärische Auswirkungen der ENSO bis nach Mitteleuropa reichen [van Loon und Labitzke, 1987; Zerefos et al., 1992].

Im Normalzustand führt warmes Oberflächenwasser über dem westlichen Pazifik dort zu starker Konvektion mit entsprechend starken Niederschlägen in Indonesien und Australien. Massenkontinuität verlangt horizontales Nachströmen von Luft aus dem östlichen Pazifik (Walker Zirkulation) und führt zu Verstärkung der Passat-Ostwinde. Mit dem Ostwind wird weiteres warmes Oberflächenwasser in den Westpazifik geschoben, während im Ostpazifik kaltes Wasser nachströmt. Diese Phase verstärkter Passatwinde und kalten Oberflächenwassers im Ostpazifik bezeichnet man als La-Nina. Nach einer gewissen Zeit wandert die westpazifische Warmwasseranomalie in etwa 100 bis 200 m Tiefe in den Ostpazifik, wo sie an die Oberfläche aufsteigt. Jetzt wird die El-Nino Phase erreicht. Sie zeichnet sich durch warmes Oberflächenwasser im Ostpazifik, verstärkte Konvektion dort und starke Niederschläge in Mittel-, Nord- und Südamerika aus. Die Passatwinde schwächen sich ab, in Australien und Indonesien fällt weniger Niederschlag als normal. Allmählich schieben die äquatorialen Ostwinde jedoch das warme ostpazifische Oberflächenwasser nach Westen, der Normalzustand stellt sich ein und der Zyklus beginnt sich zu wiederholen.

Abbildung 15 zeigt die zeitliche Entwicklung des atmosphärischen Southern-Oscillation Indexes (SOI), der sich aus der Bodendruckdifferenz zwischen Tahiti, im Pazifik, und Darwin, Australien, ergibt. El-Nino Phasen fallen mit Minima des SOI zusammen. Sie traten in den Wintern 1972/73, 77/78, 82/83, 91/92 und 97/98 auf. Deutliche La-Nina Phasen, Maxima des SOI, traten in den Wintern 1973/74, 75/76, 88/89 und 98/99 auf. Ein wesentlicher Unterschied zur vorher behandelten QBO ist, daß gerade die El-Nino Phasen jeweils als kurze aber intensive Pulse auftreten. Eine Isolation des ENSO Signals in den Hohenpeißenberger Ozonmeßreihen wird mit Sicherheit dadurch erschwert. Zusätzlich fanden zwei der drei starken El-Nino's jeweils im Winter nach den Vulkanausbrüchen von El-Chichon (April 1982) und Pinatubo (Juni 1991) statt. Diese Vulkanausbrüche zeigten bekanntermaßen erhebliche Auswirkungen auf Ozon und Temperatur in der Stratosphäre und ein El-Nino Einfluß dürfte auch aus diesem Grund schwer zu isolieren sein.

Beim Spektrum der SOI in Abbildung 16 und 17 sind deutliche Unterschiede zu erkennen, je nachdem, ob man den langen Zeitraum der Sondierungen (Spektrum seit Juni 1966) oder den kurzen Zeitraum der Lidarmessungen (Spektrum seit Juni 1987) betrachtet. In beiden Fällen liefern aber langsame Schwingungen mit Perioden länger als 1 Jahr die wesentlichen Varianzbeiträge. Für den langen Zeitraum zeigt das Spektrum die höchsten Peaks bei 55, 30 und ca. 180 Monaten. Weitere Peaks bei 12, 20 und 16 Monaten deuten auf einen Jahresgang und Kopplung des SOI an den Jahresgang hin. Letzteres ist nicht verwunderlich, praktisch alle El-Ninos treten im Nord-Winter auf. Der SOI-Peak bei 30 Monaten, mit Seitenpeak bei 27 Monaten könnte auf eine Kopplung zwischen QBO und SOI hindeuten, was durchaus zu erwarten wäre [van Loon und Labitzke, 1987].

Das SOI Spektrum für den kurzen Zeitraum der Lidarmessungen zeigt sich wesentlich anders. Hier herrscht ein breiter Peak von ca. 140 bis 70 Monaten vor, der sich wohl aus ungenauer Auflösung der El-Ninos von 1987, 1991/92 und 1997/98 mit Abstand von 54 bis 72 Monaten

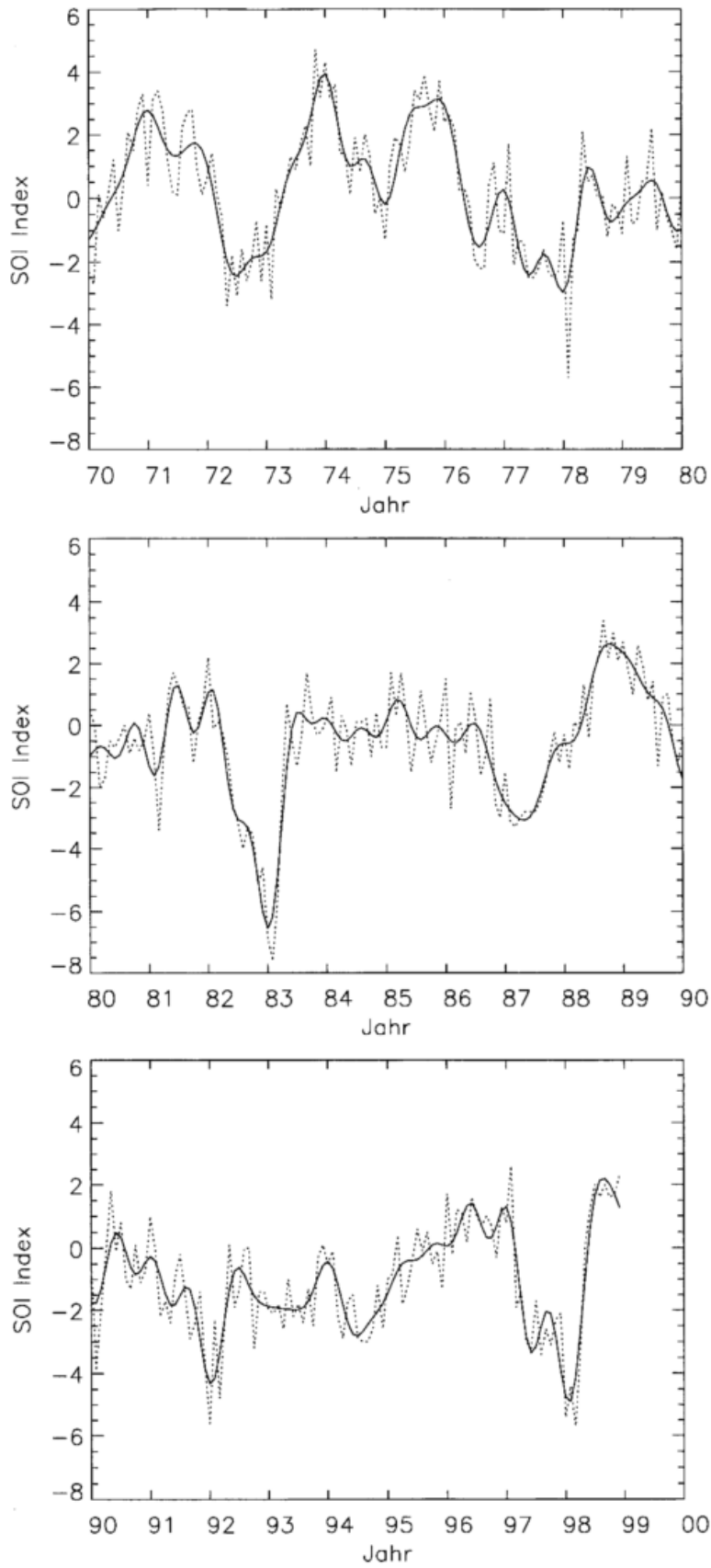


Abbildung 15: Zeitreihe des Southern-Oszillation Indexes. Gestrichelt: Monatsmittel. Durchgezogen: Gefiltert mit 7-Monats Tiefpaß.

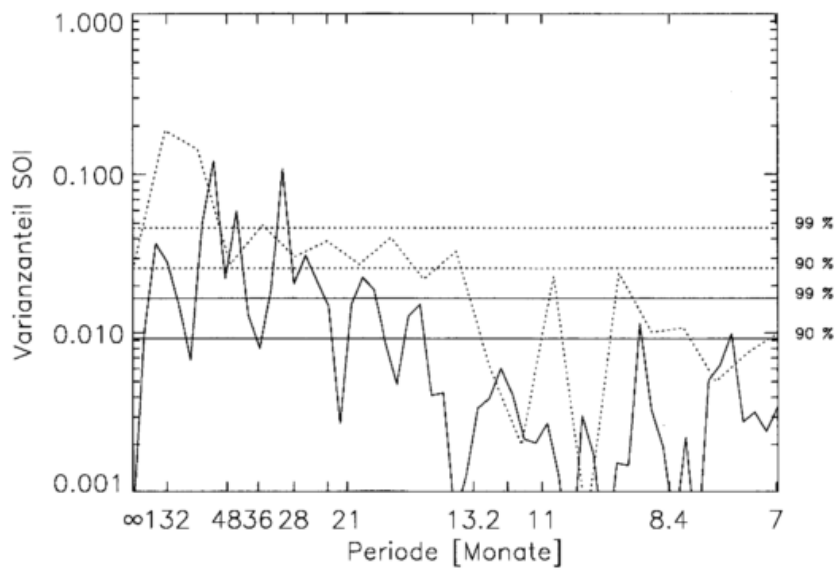


Abbildung 16: Niederfrequenter Teil des Leistungsspektrums des Southern-Oszillation Indexes. Durchgezogen: Für Daten seit Juni 1966. Gestrichelt: Für Daten seit Juni 1987. Ein eventueller linearer Trend wurde vorher abgezogen.

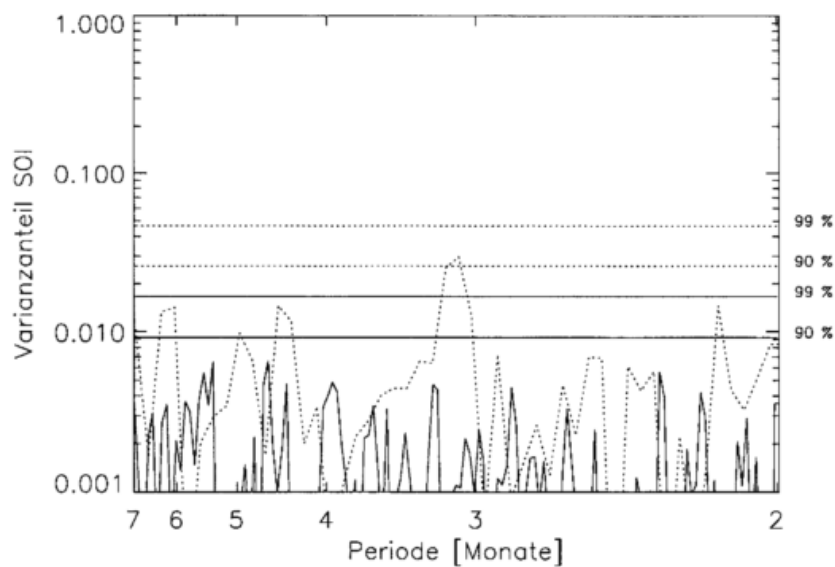


Abbildung 17: Hochfrequenter Teil des Spektrums von Abbildung 16.

ergibt. Daneben treten Peaks bei weiteren Harmonischen von 72 Monaten auf (36, 24, 18 und 14 Monate). Auffällig ist auch noch ein Peak bei ca. 3.1 Monaten.

Findet sich die spektrale Signatur des SOI in den Hohenpeißenberger Meßreihen wieder? Beim Vergleich mit dem Hohenpeißenberger Ozonspektrum (Abb. 3) fällt zunächst auf, daß der starke SOI Peak bei 30 Monaten nicht zu trennen ist vom höchstwahrscheinlich durch die QBO verursachten Peak bei 28 Monaten im Ozonspektrum. Ebenso ist der Peak im Ozonspektrum bei 21 Monaten (Jahresgang-QBO) kaum vom SOI-Peak bei 24 Monaten zu trennen. Zwischen 25 und 30 km zeigt das Ozonspektrum jedoch Peaks, die mit den SOI Peaks bei 55 und 19.5 Monaten zusammenfallen. Der Peak im Ozonspektrum zeigt, wie der SOI Peak bei 55 Monaten eine kleine Spitze bei 42 Monaten. Dies könnte auf einen SOI Einfluß am Hohenpeißenberg hindeuten. Betrachtet man die Zeitreihen von Ozon (Abb. 1) und SOI (Abb. 15), so fällt auf, daß während aller starken El-Nino's, mit Ausnahme von 1997/98, am Hohenpeißenberg zwischen 25 und 30 km leicht erhöhte (5 bis 10%) Ozonwerte auftraten. Dasselbe trifft allerdings auch für die La-Ninas 1976 und 1989 zu. Beim Temperaturspektrum (Abb. 4) sind keine Peaks auffindbar, die auch beim SOI auftreten, höchstens die troposphärischen Peaks bei 20 und 16 Monaten.

Das Lidar-Ozonspektrum zeigt im Höhenbereich 33 bis 38 km Peaks bei 70 bis 100, 24 und 14 Monaten, die mit SOI-Peaks zusammenfallen. Peaks im Lidar-Temperaturspektrum bei 36 Monaten (45 bis 50 km), und bei 24 Monaten (36 bis 43 km) fallen ebenfalls mit SOI Peaks zusammen. Im Höhenbereich 30 bis 35 km zeigen die Lidardaten nach den El-Ninos 1991/92 und 97/98 leicht erhöhte Ozonwerte. Die Lidar-Temperaturwerte waren nach den El-Ninos 1987, 1991/92 und 97/98 ebenfalls erhöht, während sie nach den La-Ninas von 1989 und 1996 niedrig waren.

Insgesamt ist jedoch zu bemerken, daß es nach den bisherigen Ergebnissen verfrüht erscheint, auf einen deutlichen SOI Einfluß am Hohenpeißenberg zu schließen. Außerdem zeigt sich, daß die Fourieranalyse nur wenig dafür geeignet ist, periodische bis aperiodische Phänomene nachzuweisen.

## 2.4 11-jähriger Sonnenzyklus

Es gibt nur sehr wenige stratosphärische Meßreihen, die lang genug sind, mehrere Zyklen des 11-jährigen Sonnenzyklus zu enthalten. Die Hohenpeißenberger Sondierungsreihe ist eine davon. Sie erstreckt sich fast über drei Zyklen. Die Lidarmeßreihe überdeckt mittlerweile auch fast einen Zyklus. Der 11-jährige Sonnenzyklus führt zu einer Modulation der Sonneneinstrahlung, die im Sichtbaren und bei Wellenlängen oberhalb 300 nm unter einem Prozent liegt, im Bereich zwischen 200 und 300 nm aber einige Prozent erreicht und bei 190 nm sogar bei 10% liegt. Dies läßt Auswirkungen vor allem in der oberen Stratosphäre erwarten. Durch eine beobachtete, aber kaum verstandene Kopplung mit der QBO scheint der 11-jährige Sonnenzyklus Auswirkungen auf die Stabilität des winterlichen stratosphärischen Polarwirbels zu haben [Labitzke, 1988].

Auch die Hohenpeißenberger Daten sind vom 11-jährigen Sonnenzyklus beeinflusst. Allerdings findet sich lediglich beim Ozon bei etwa 25 km ein statistisch signifikanter Spektralpeak bei 11 Jahren (132 Monaten, vgl. Abb. 3). Trotzdem zeigen Abbildung 20 und 21 einen Versuch, den Einfluß des elfjährigen Sonnenzyklus auf die Hohenpeißenberger Ozon- und Temperaturdaten zu isolieren. Wie bei der QBO wurde wieder ein Bandpaßfilter verwendet, diesmal mit Durchlaß nur bei der Frequenz, die dem 11-jährigen Zyklus am besten entspricht. Diese Vernachlässigung anderer Frequenzen, z.B. höherer Harmonischer, könnte bedeuten, daß in Abbildungen 20 und 21 der tatsächliche Einfluß des 11-jährigen Sonnenzyklus auf die Hohenpeißenberger Daten etwas verzerrt wird.

Abbildungen 20 und 21 lassen einen deutlichen Einfluß auf Ozon und Temperatur erkennen. In der gesamten Stratosphäre zeigen treten zu Zeiten des solaren Maximums höhere Ozonwerte auf, als während des solaren Minimums. In den meisten Höhen beträgt die Ozonänderung typischerweise 5 bis 8% von Minimum zu Maximum. Oberhalb von 40 km wird die Amplitude größer und erreicht Werte über 20%. Im Gegensatz zur Stratosphäre werden in der Troposphäre hohe Ozonwerte während des solaren Minimums gefunden. Hier beträgt der Unterschied von Minimum zu Maximum ebenfalls etwa 5%. In der ganzen Stratosphäre liegt ein Effekt mit annähernd gleicher Stärke und Phasenlage vor. Dies scheint unabhängig davon zu sein, ob man Lidar- oder Sondendaten betrachtet. An der Tropopause findet ein abrupter Phasenwechsel um 180° statt. All dies sind starke Indizien dafür, daß die Ergebnisse von Abbildung 20 tatsächlich die Auswirkung des 11-jährigen Sonnenzyklus auf das Ozon am Hohenpeißenberg darstellen.

Abbildung 20 ist qualitativ konsistent mit anderen Untersuchungen, basierend auf SBUV, TOMS oder Dobson Daten, die alle auf eine Ozonvariation in Phase mit dem 11-jährigen Sonnenzyklus hindeuten [Zerefos et al., 1997; Hood, 1997a]. Im Höhenbereich oberhalb von 40 km wurde auch in den SBUV und SAGE Daten ein Effekt von 4 bis 8% gefunden. Die Auswirkungen auf das Gesamtozon liegen in den anderen Untersuchungen jedoch nur bei 1 bis 3%, während Abbildung 20 eher auf eine Gesamtozonschwankung von ca. 5% hindeutet.

Abbildung 21 deutet an, daß sich der 11-jährige Sonnenzyklus auch bei der Temperatur auswirkt. Von der Tropopause bis in etwa 30 km Höhe zeigen die Daten eine Fluktuation in Phase mit Ozon und Solarem Fluß. Die Unterschied zwischen Minimum und Maximum beträgt etwa 0.5 bis 1 K, in guter Übereinstimmung mit einer Untersuchung von 12 Radiosondenstationen über den Zeitraum 1965 bis 1990, und mit MSU-Daten in 100 hPa (0.8 K) [Hood, 1997a]. Die Lidardaten zeigen in Höhen oberhalb von 40 km ebenfalls eine Temperaturfluktuation in Phase mit dem Sonnenzyklus. Der Unterschied zwischen Minimum und Maximum erreicht 6 K in 47 km Höhe. Im Höhenbereich zwischen 30 und 40 km liegt die Temperaturfluktuation von Abbildung 21 um 90° außer Phase mit dem Sonnenzyklus. Dort beträgt der maximale Effekt 2 K in 36 km Höhe.

Dieses Ergebnis unterscheidet sich von Resultaten aus der langen Meßreihe des französischen

Haute Provence Lidars : Dort wurden zwischen 35 und 50 km um ca 1.5 K niedrigere Temperaturen während des solaren Minimums gefunden, als während des solaren Maximum. Konsistent zu den Ergebnissen von Abbildung 21 fanden allerdings *Hood et al.* [1997a] in NMC Daten bei 5° N in 50 km Höhe einen Effekt des Sonnenzyklus auf die Temperatur von 5 K, sowie bei etwa 35 km eine Phasenänderung.

Auch die Troposphärischen Temperaturdaten zeigen einen schwachen Effekt des Sonnenzyklus mit Peak-to-Peak Amplitude von ca. 0.5 K. An der Tropopause springt die Phase um 90° gegenüber der Stratosphäre. Ein weiterer Phasensprung um ca 90° findet sich in 3 bis 4 km Höhe. Zur Zeit ist ungeklärt ob diese Effekte realistisch sind und tatsächlich auf den Sonnenzyklus zurückführbar sind. Auch ein Vergleich mit anderen Untersuchungen steht noch aus.

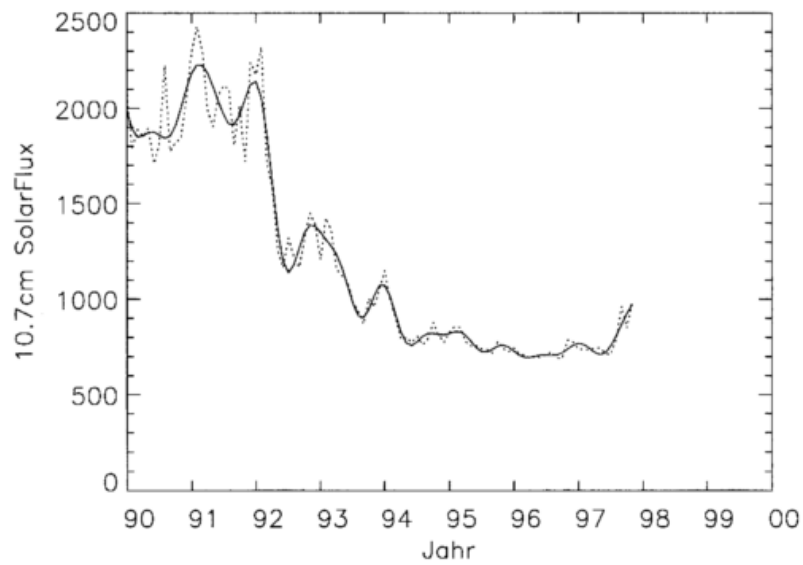
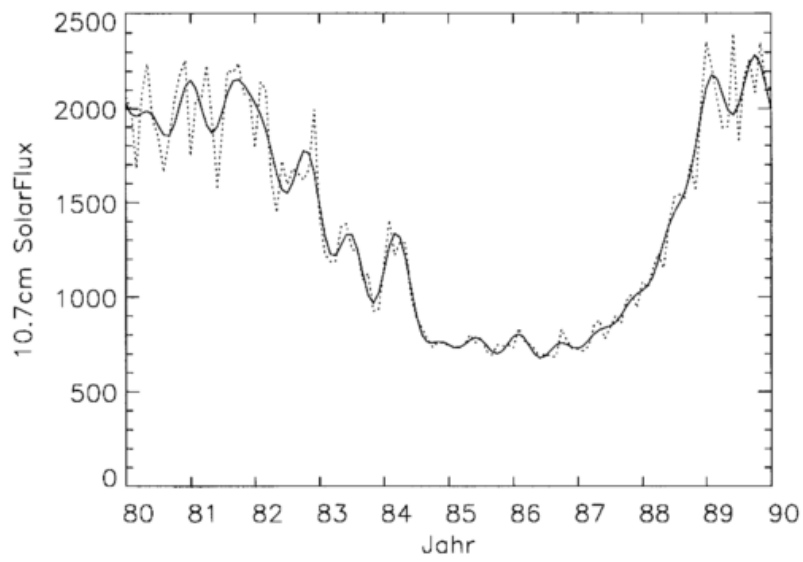
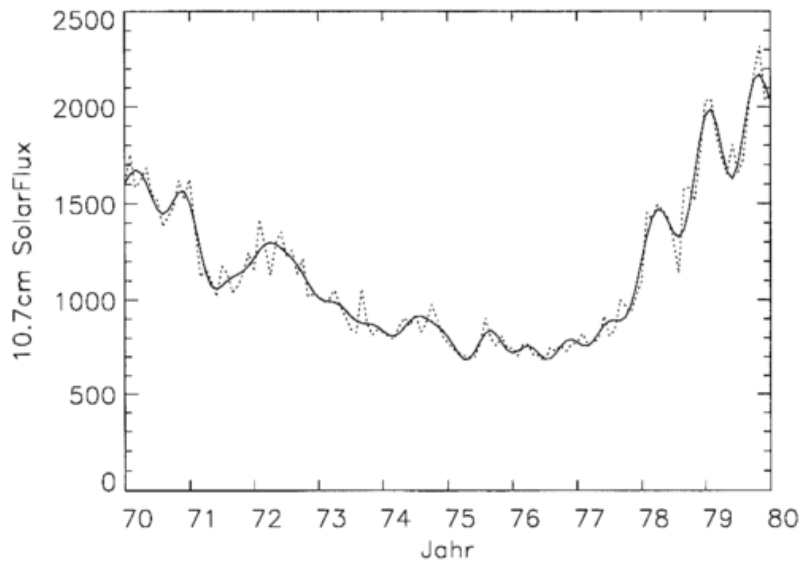


Abbildung 18: Zeitreihe des solaren Radiowellen-Flusses bei 10.7 cm. Gestrichelt: Monatsmittel. Durchgezogen: Gefiltert mit 7-Monats Tiefpaß.

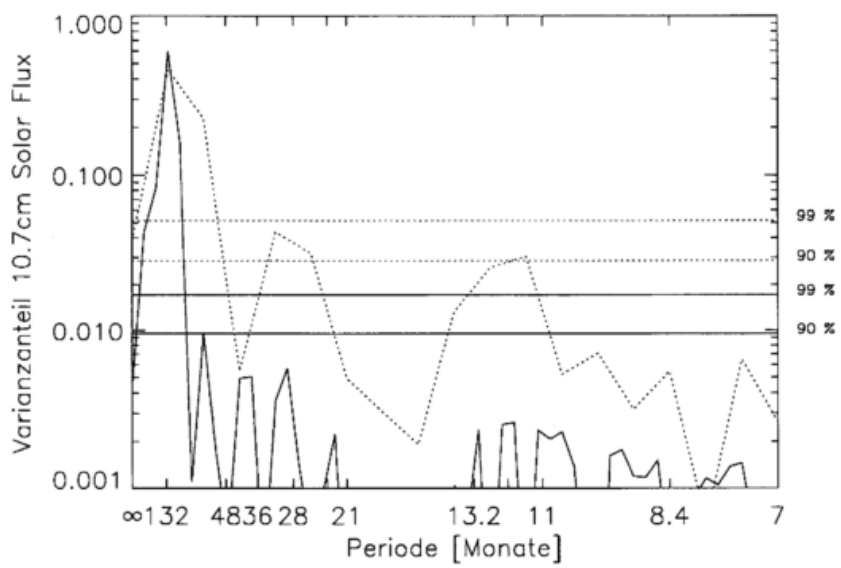


Abbildung 19: Niederfrequenter Teil des Leistungsspektrums des monatlichen solaren Flusses bei 10.7 cm. Durchgezogen: Für Daten seit Juni 1966. Gestrichelt: Für Daten seit Juni 1987. Ein eventueller linearer Trend wurde vorher abgezogen.

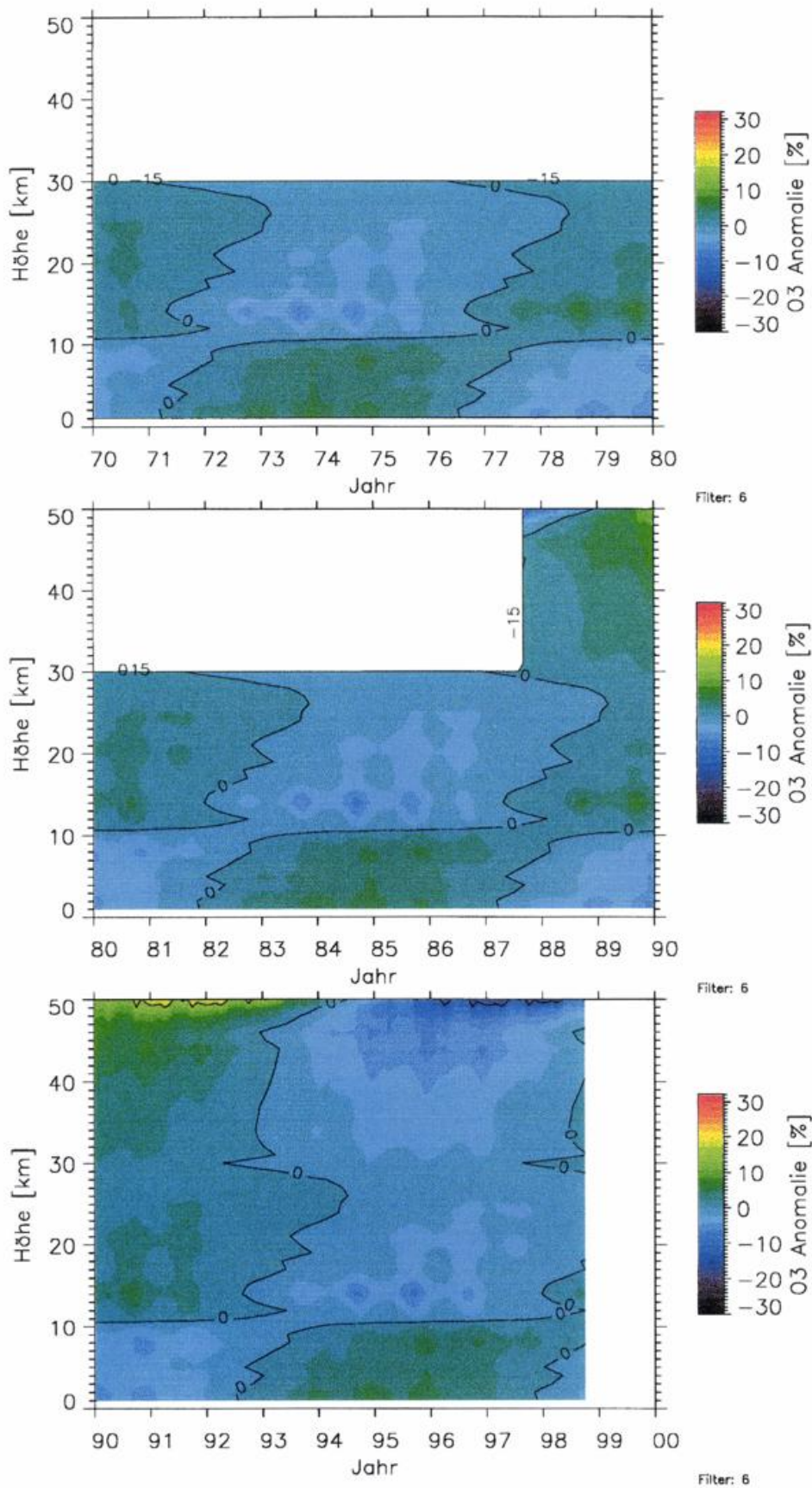


Abbildung 20: Auswirkung des 11-jährigen Sonnenzyklus auf das Ozon am Hohenpeißenberg. Monatsmittel wurden mit einem Bandpaßfilter behandelt, das nur eine Frequenz in der Nähe des 11-jährigen Sonnenzyklus durchläßt.

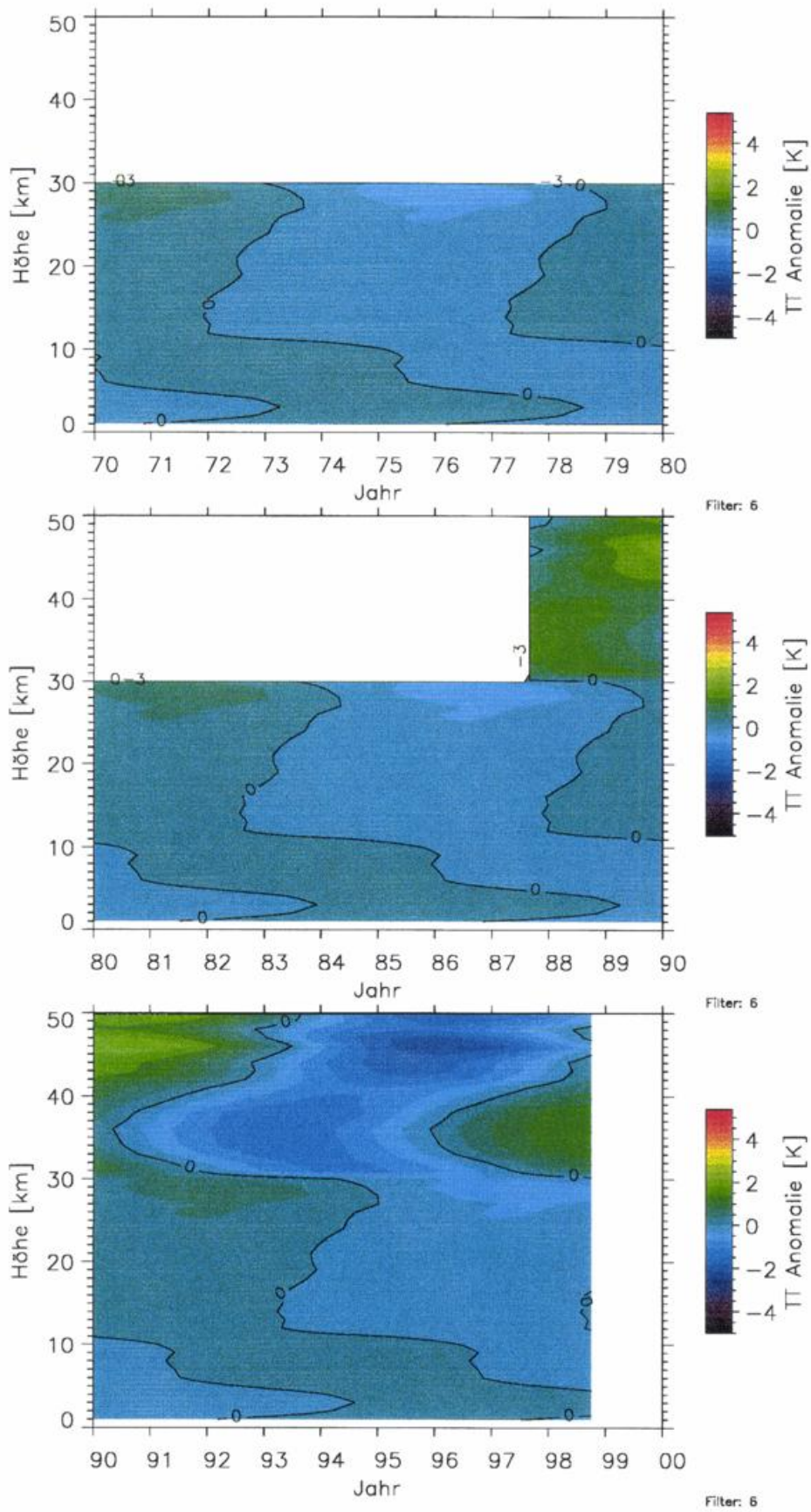


Abbildung 21: Wie Abbildung 20, aber für die Temperatur.

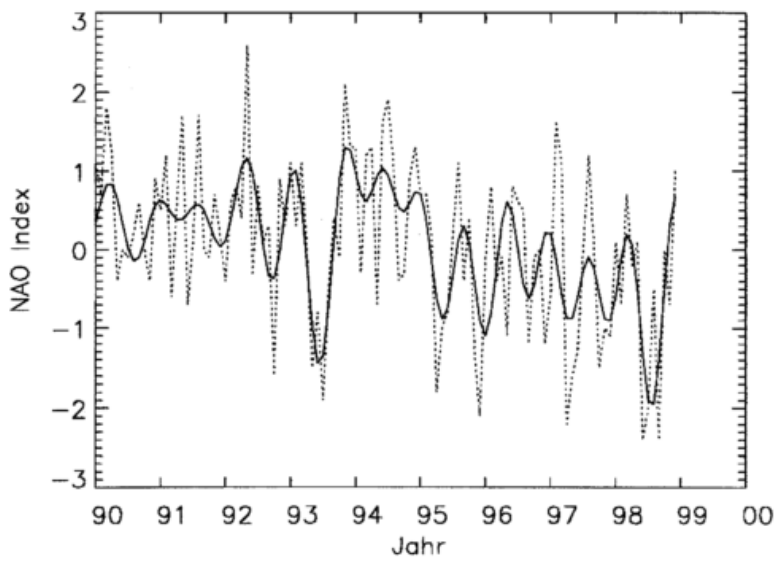
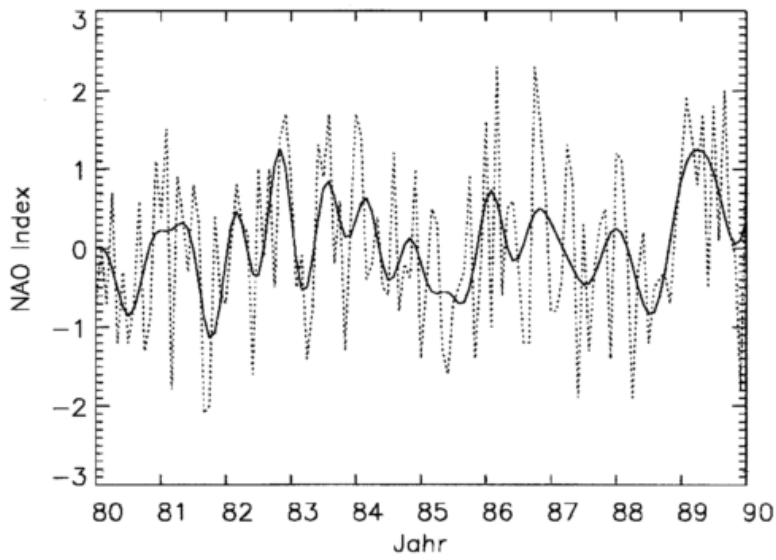
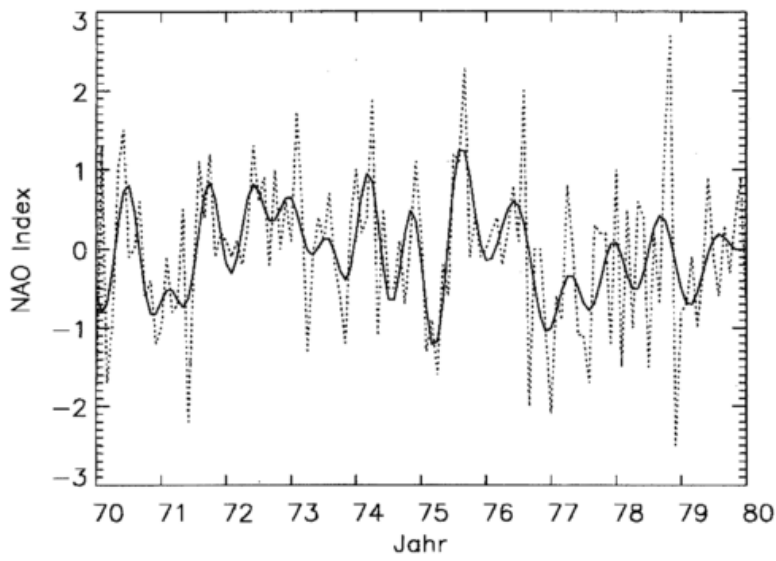


Abbildung 22: Zeitreihe des Nord-Atlantik-Oszillations Indexes. Gestrichelt: Monatsmittel. Durchgezogen: Gefiltert mit 7-Monats Tiefpaß.

## 2.5 Nord-Atlantik Oszillation

Bei der Nord-Atlantik Oszillation (NAO) handelt es sich um die Beschreibung eines zunächst troposphärischen Phänomens. Als Index verwendet man die Druckdifferenz oder den Druckgradient zwischen Azorenhoch und Islandtief. Beim hier gewählten Index (vgl. die viel detailliertere Analyse im Abschnitt 4) bedeuten hohe Werte verstärkte Zufuhr von Meeresluft nach Mittel- und Nordeuropa (warm im Winter, kühl im Sommer) und verstärkte Zufuhr polarer Kaltluft nach Nordost-Kanada, Neufundland und über dem nordwestlichen Atlantik [Hurrell, 1996].

Abbildung 22 zeigt die zeitliche Entwicklung dieses NAO-Indexes für die letzten 30 Jahre. Er fluktuiert sehr stark und unterscheidet sich ganz erheblich von wesentlich regelmäßigeren Phänomenen wie QBO und ENSO. Im Gegensatz zu diesen geht bei den tiefpaß-gefilterten Zeitreihen ein erheblicher Anteil der ursprünglichen Zeitreihe verloren. Dieser Unterschied zeigt sich auch im Leistungsspektrum (Abb. 23). Während beim Hohenpeißenberger Ozon-, QBO- und ENSO-Spektrum der größte Teil der Varianz auf langen Zeitskalen liegt, verteilt sich bei der Nord-Atlantik Oszillation die Varianz recht gleichmäßig auf alle Zeitskalen. Das Spektrum entspricht sehr viel mehr dem von weißem Rauschen.

Viele der NAO-Spektralpeaks finden sich im Hohenpeißenberger Ozon- und Temperaturspektrum, sowohl der Sondierungs-, als auch der Lidardaten. Eine sinnvolle Zuordnung ist aber kaum möglich und deswegen ist ein anderer Ansatz zur Klärung des NAO Einflusses geboten. Im Abschnitt 4 wird deshalb ein Regressionsverfahren eingesetzt um eine gute Beschreibung auch nichtperiodischer Einflüsse auf die Ozonschicht zu erhalten.

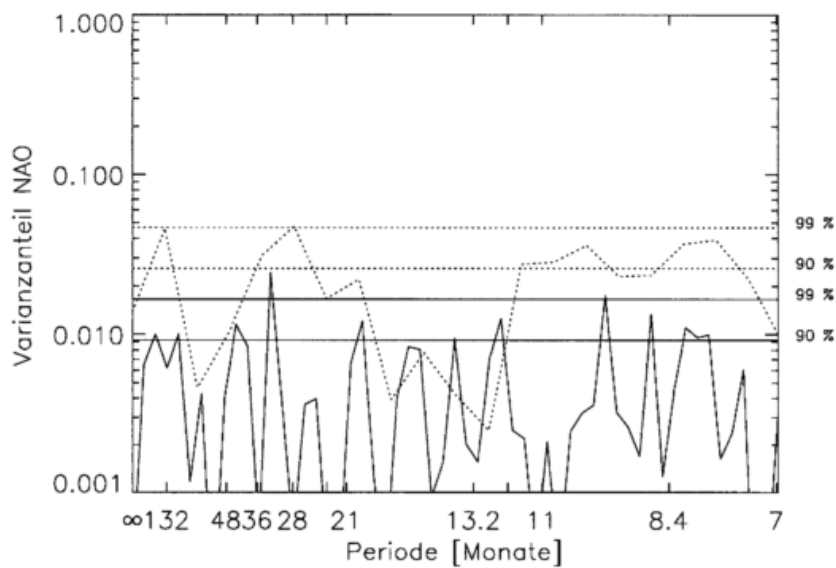


Abbildung 23: Niederfrequenter Teil des Leistungsspektrums des Nord-Atlantik-Oszillations Indexes. Durchgezogen: Für Daten seit Juni 1966. Gestrichelt: Für Daten seit Juni 1987. Ein eventueller linearer Trend wurde vorher abgezogen.

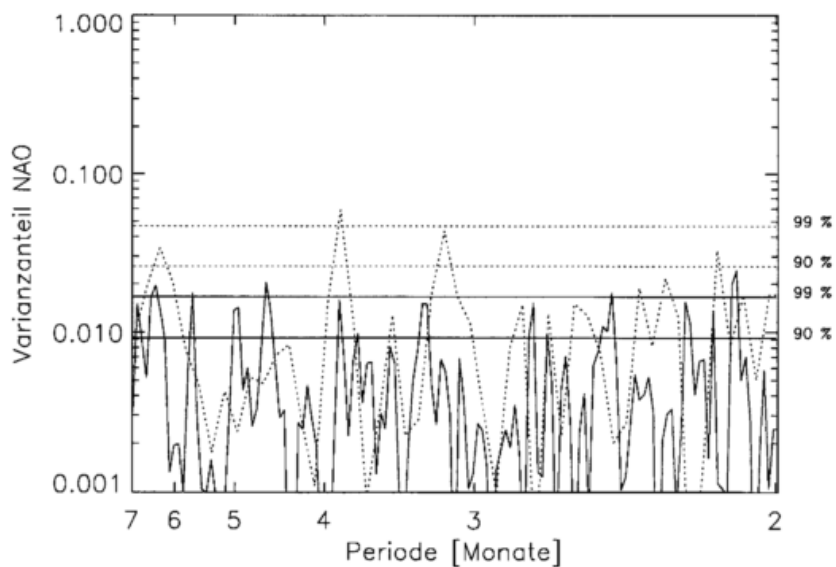


Abbildung 24: Hochfrequenter Teil des Spektrums von Abbildung 23.

### 3 Zusammenhang zwischen Tropopausenhöhe und Gesamtozon

Ein wesentlicher Unterschied zwischen verschiedenen Höhen in der Atmosphäre liegt in der Einstellzeit, mit der Ozon auf photochemische Veränderungen reagiert. Diese Zeit liegt in 40 km Höhe im Bereich von Tagen, in der unteren Stratosphäre (10 bis 20 km) dagegen im Bereich von Monaten und Jahren [Brasseur und Solomon, 1984]. Diese Zeitskalen bedeuten, daß meteorologische Transportprozesse das Ozon in der unteren Stratosphäre ganz wesentlich beeinflussen. Ozonvariationen von einem Tag zum Anderen sind sogar fast ausschließlich auf meteorologische Veränderungen zurückzuführen [Dobson et al., 1929; Salby und Callaghan, 1993]. Aber auch langfristige meteorologische Veränderungen, z.B. der Häufigkeit bestimmter Wetterlagen, können auf diese Weise zu langfristigen Ozonänderungen in der unteren Stratosphäre beitragen. Ein besonders wichtiger meteorologischer Parameter ist dabei die Tropopausenhöhe [Dameris et al., 1995]. Schließlich trennt die Tropopause die ozonreiche untere Stratosphäre von der ozonarmen Troposphäre.

Um den Zusammenhang von Ozon mit troposphärischen Wetterparametern zu untersuchen, wurde zunächst der mittlere Einfluß der Tropopausenhöhe durch Mittelung vieler Profile mit etwa gleicher Tropopausenhöhe (Tropopausenklassen) isoliert. Für die Monate November, Dezember, Januar zeigen Abbildungen 25 bis 27 das mittlere Temperatur-, Ozonmischungsverhältnis- und Ozonteilchendichteprofil bei niedriger Tropopause, 8.5 bis 9.5 km, sowie bei hoher Tropopause, 11.5 bis 12.5 km. Ganz ähnliche Ergebnisse wurden aber auch für die Sommermonate Mai bis Juli gefunden. Bei der Temperatur ist in Abbildung 25 eine deutliche Antikorrelation zwischen der Troposphäre und der unteren Stratosphäre erkennbar: Eine warme Troposphäre geht in der Regel mit hoher Tropopause und kalter unterer Stratosphäre einher, eine kalte Troposphäre mit tiefer Tropopause und warmer unterer Stratosphäre. Dieses Phänomen wurde bereits 1948 von Scherhag als „stratosphärische Kompensation“ bezeichnet. Beim Ozon (Abb. 26) geht die Verschiebung der Tropopause mit einer entsprechenden Verschiebung des Ozonmischungsverhältnis-Profils in der unteren Stratosphäre einher. Die Verschiebung ist am ausgeprägtesten an der Tropopause. Sie wird mit zunehmender Höhe schwächer und ist oberhalb von 20 bis 25 km nicht mehr erkennbar. Das Mischungsverhältnisprofil paßt sich bei einer Verschiebung der Tropopause den veränderten Bedingungen so an, daß unterhalb der verschobenen Tropopause wieder niedrige troposphärische Ozonwerte gefunden werden. In der unteren Stratosphäre steigt das Ozon wieder an, bis in etwa 25 km unabhängig von der Tropopausenhöhe immer das gleiche Mischungsverhältnis erreicht wird. Das erscheint verständlich, denn in der mittleren Stratosphäre wird das Ozonmischungsverhältnis einerseits wesentlich stärker photochemisch geprägt als in der untersten Stratosphäre (chemische Lebensdauer von Wochen in 25 km im Vergleich zu Jahren in 15 km Höhe), andererseits klingt dort auch der Einfluß troposphärischer Wettersysteme ab, die Vertikalbewegungen in der unteren Stratosphäre beeinflussen [Salby und Callaghan, 1993; Wege und Claude, 1997] und die Tropopausenhöhe stark mitbestimmen.

Wegen der exponentiellen Abnahme der Luftdichte mit der Höhe wirkt sich die Höhenverschiebung des Ozonmischungsverhältnisses mit der Tropopause besonders stark auf die Ozonteilchendichte aus. Dies ist in Abbildung 27 dargestellt. Bei hoher Tropopause ist die Ozonanzahldichte zwischen 10 und 20 km deutlich reduziert, typischerweise um 20 bis 50 %. Integration des Teilchendichteprofiles über die Höhe ergibt das Gesamtozon. Die starke Änderung der Profile von Abbildung 27 führt zu einer entsprechend starken Ab- und Zunahme des Gesamtozons.

Zusammenfassend ist in Abbildung 28 die Veränderung des Gesamtozons mit der Tropopausenhöhe gezeigt, wie sie für die mittleren Profile der verschiedenen Tropopausenklassen gefunden wurde. Im Winter, wie im Sommer, ändert sich das Gesamtozon um etwa -16 DU, wenn sich

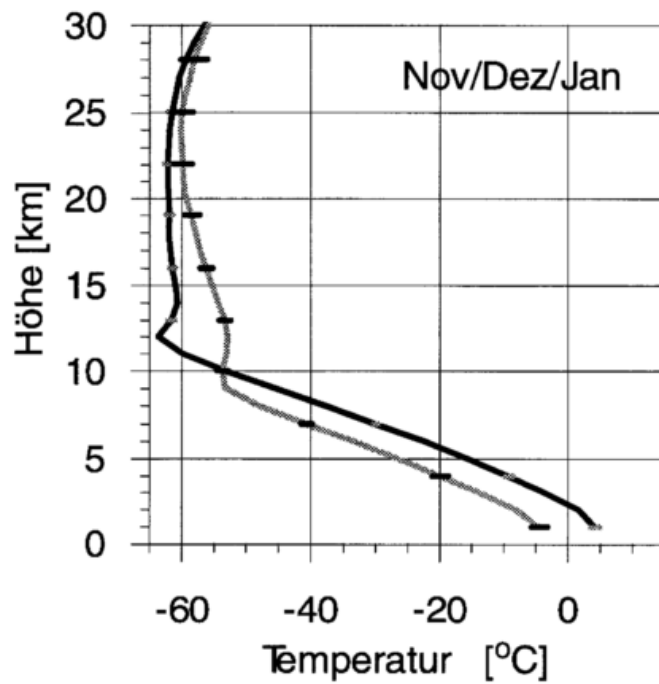


Abbildung 25: Mittleres Temperaturprofil bei niedriger (8.5 bis 9.5 km, grau) und bei hoher Tropopause (11.5 bis 12.5 km, schwarz) für die Hohenpeißenberger Sondierungen der Jahre 1967 bis 1997.

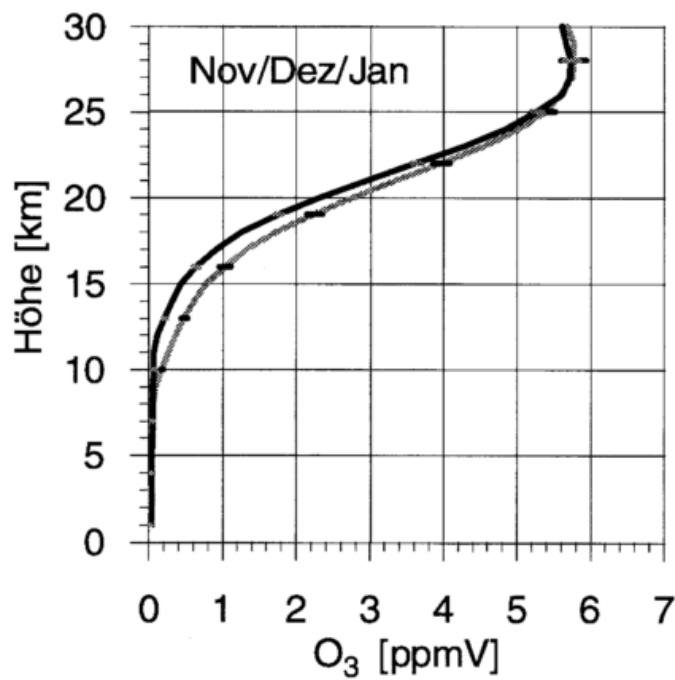


Abbildung 26: Wie Abbildung 25, aber für das mittlere Profil des Ozonmischungsverhältnisses.

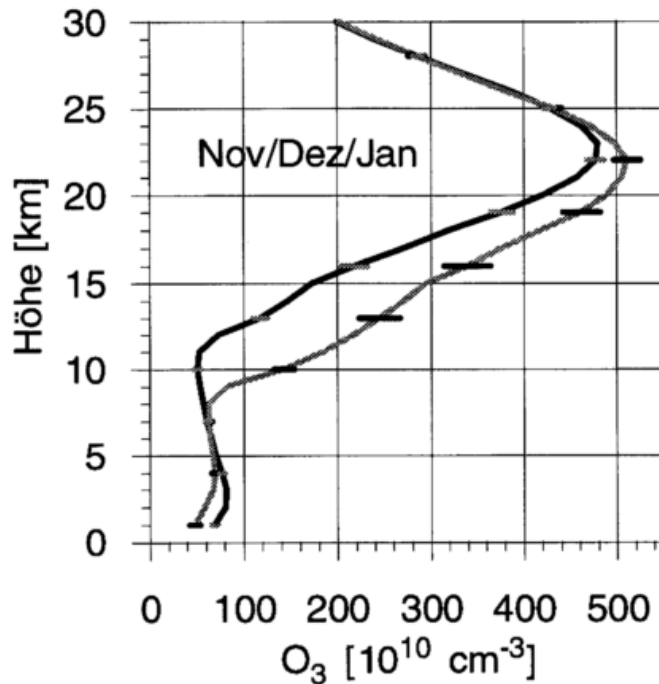


Abbildung 27: Wie Abbildung 25, aber für das mittlere Profil der Ozonteilchendichte.

die Tropopause um 1 km verschiebt. Diese Beziehung zwischen Gesamtozon und Tropopause wird zunächst für relativ kurzfristige Veränderungen gefunden, auf der Zeitskala von Tagen und Wochen. Es ist aber klar, daß auch auf langen Zeitskalen ein ähnlicher Zusammenhang bestehen muß: Oberhalb von etwa 25 km Höhe ist die Ozonmenge im wesentlichen durch photochemische Prozesse festgelegt. Knapp unterhalb der Tropopause muß die Ozonkonzentration auf niedrigen troposphärischen Werten liegen. Unabhängig von der Tropopausenlage wird sich auf allen Zeitskalen ein Ozonprofil einstellen müssen, das einen glatten Übergang vom festgelegten niedrigen Wert an der Tropopause zum festgelegten hohen Wert in 25 km Höhe schafft. Dementsprechend wird das Gesamtozon immer mit einer Veränderung in der Größenordnung der Werte von Abbildung 28 auf eine Verschiebung der Tropopausenhöhe reagieren.

Für längere Zeitskalen ist dies in Abbildung 29 zu sehen. Sie enthält die zeitliche Entwicklung des Gesamtozons und der Tropopausenhöhe für die letzten 30 Jahre über dem Hohenpeißenberg. Der mittlere Jahresgang wurde bereits abgezogen. Die Skala für Tropopausenhöhe ist invertiert und so gewählt, daß 1 km Tropopausenhöhenänderung -20 DU Ozonänderung entspricht (zum Vergleich -16 DU/km in Abb. 28). Auch bei der langen Zeitreihe fällt eine hohe Tropopause in der Regel mit niedrigen Gesamtozonwerten zusammen. Die Korrelation zwischen den Monatsmitteln von Tropopausenhöhe und Gesamtozon beträgt 0.58, was bedeutet, daß etwa 30 % der Variabilität von Gesamtozon und Tropopause zusammenhängen. Der lineare Regressionskoeffizient beträgt -19 DU/km. Er gilt auf der Zeitskala von Monaten und Jahren und ist ähnlich groß, wie der oben für die verschiedenen Tropopausenklassen gefundene Wert von -16 DU/km.

Neben der Tropopausenhöhe wirken sich natürlich auch noch andere Einflüsse auf das Gesamtozon aus. Sie werden im Detail in Abschnitt 4 untersucht. Erkennbar sind besonders niedrige Gesamtozonwerte nach den großen Vulkanausbrüchen von El Chichon 1982 und Pinatubo 1991 [Hofmann, 1987; Jäger und Wege, 1990; Bojkov et al., 1993]. Eine weitere Einflußgröße ist der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus (vgl. 2.4, mit dem die hohen Gesamtozonwerte um 1970 und um 1981 zusammenhängen dürften [Zerefos et al., 1997; Hood, 1997a]). Dabei fällt in Abbildung 29 auf, daß beim solaren Maximum 1991 keine besonders hohen Gesamtozonwerte auftraten.

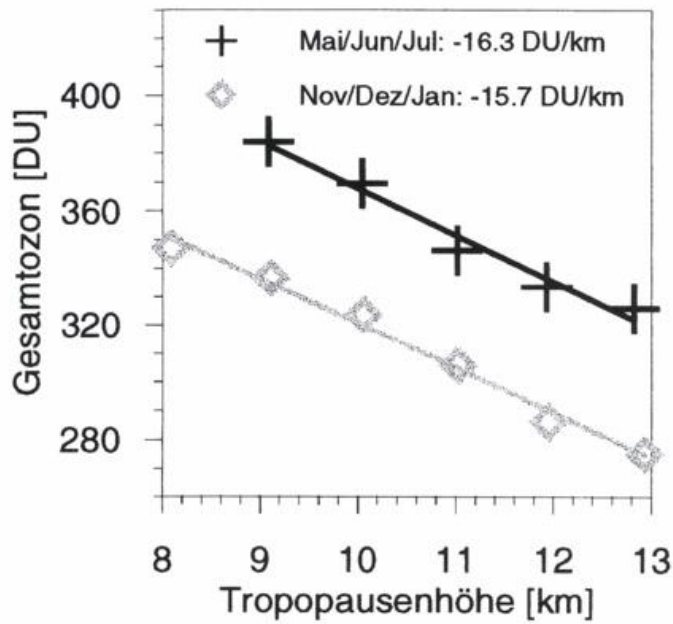


Abbildung 28: Empirischer Zusammenhang zwischen Gesamtozon und Tropopausenhöhe, wie er sich für Sommer- und Wintermonate aus den mittleren Profilen der verschiedenen Tropopausenklassen ergibt.

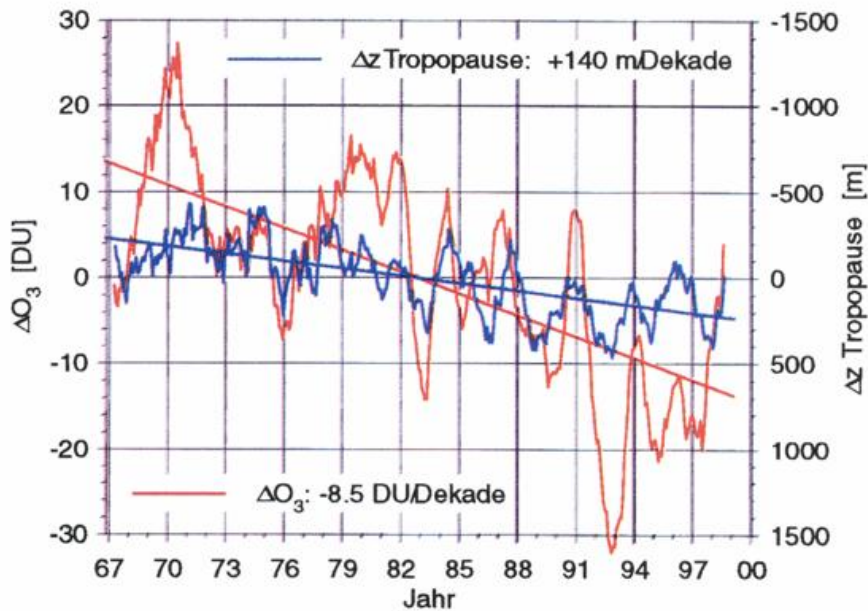


Abbildung 29: Zeitreihen von Gesamtozon und Tropopausenhöhe (invertierte Skala, rechts) am Hohenpeißenberg. Die Abbildung geht aus von Monatsmitteln, wobei der Jahresgang abgezogen wurde. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die Daten mit einem gleitenden Mittel über 13 Monate geglättet.

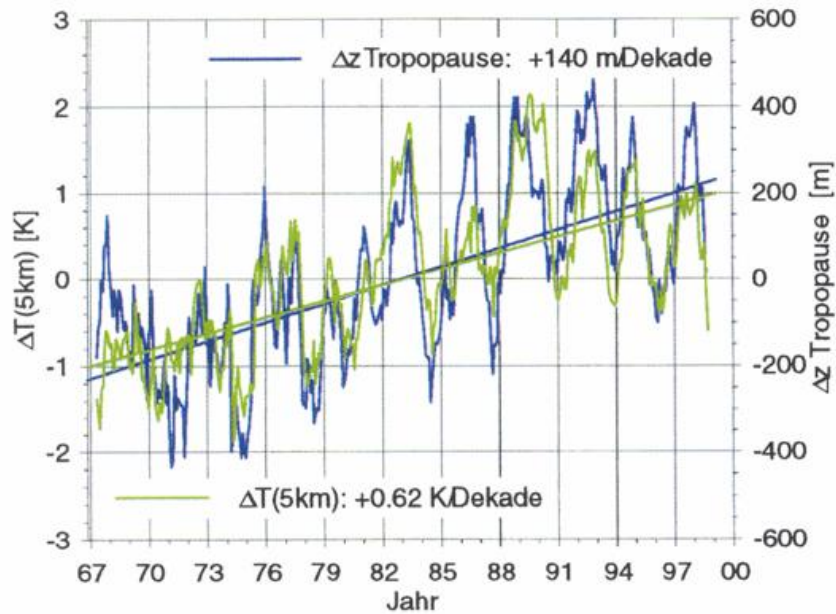


Abbildung 30: Wie Abbildung 29 jedoch für Temperatur in 5 km Höhe und Tropopausenhöhe. Im Gegensatz zu Abb. 29 ist die Skala für Tropopausenhöhe gespreizt und nicht invertiert.

Außerdem sind natürlich auch Auswirkungen der QBO erkennbar (vgl. Abschnitt 2.2).

Neben den genannten Fluktuationen zeigt Abbildung 29 auch eine längerfristige Abnahme des Gesamtozons und eine längerfristige Zunahme der Tropopausenhöhe. Durch lineare Regression berechnete Ausgleichsgeraden haben eine Steigung von  $-10$  DU pro Dekade beim Ozon und  $+150$  m pro Dekade bei der Tropopausenhöhe. Die Ozonabnahme um  $10$  DU pro Dekade entspricht etwa  $3\%$  Abnahme pro Dekade und steht in sehr guter Übereinstimmung mit Beobachtungen anderer Stationen und mit Satelliteninstrumenten in mittleren Breiten [WMO, 1999]. Während das Gesamtozon abnimmt, nimmt am Hohenpeißenberg die Tropopausenhöhe langfristig zu. Diese Zunahme wird, unter anderem, durch unabhängige Radiosondierungen der Station München bestätigt. Dort wurde eine Zunahme um  $180$  m pro Dekade gefunden [Hoinka et al., 1996].

Wenn die in Abbildung 28 für kurze Zeitskalen gefundene Beziehung zwischen Gesamtozon und Tropopausenhöhe ( $-16$  DU/km) auch auf langer Zeitskala gilt, dann sollte die beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe ( $150$  m/Dekade) mit einer Ozonabnahme von  $2.4$  DU/Dekade verbunden sein. So könnte die beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe etwa  $25\%$  der beobachteten Gesamtozonabnahme erklären [Steinbrecht et al., 1998]. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß die modernen photochemischen Modelle Schwierigkeiten haben, die gesamte, in mittleren Breiten beobachtete Ozonabnahme vor allem in der unteren Stratosphäre zu erklären [Solomon et al., 1996; Jackman et al., 1996]. So erklärt Solomon et al.'s Modell lediglich etwa zwei Drittel der in  $45^\circ$  N beobachteten Gesamtozonabnahme. Die beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe in Verbindung mit der beobachteten Kopplung zwischen Tropopausenhöhe und Gesamtozon kann das verbleibende Drittel erklären.

Wichtig ist die Frage nach der Ursache der beobachteten Zunahme der Tropopausenhöhe. Dazu zeigt Abbildung 30 den Verlauf von Tropopausenhöhe und  $5$  km Temperatur über die letzten  $30$  Jahre am Hohenpeißenberg. Gegenüber Abbildung 29 ist die Skala für Tropopausenhöhe gespreizt und nicht mehr invertiert. Beide Größen sind hoch korreliert (Korrelationskoeffizient  $0.84$ , Regressionskoeffizient  $211$  m/K), eine hohe Tropopause geht mit hoher Temperatur in  $5$  km einher. Die bereits erwähnte langfristige Zunahme der Tropopausenhöhe um  $150$  m pro

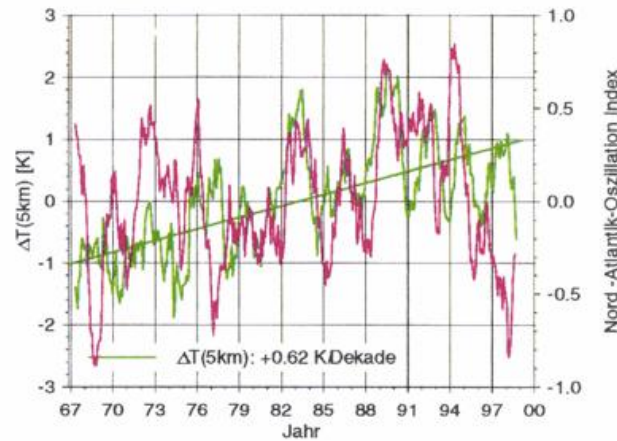


Abbildung 31: Zeitreihe der Temperaturabweichung in 5 km Höhe am Hohenpeißenberg, und des NAO-Indexes. Zur Darstellung wurden die Daten über 13 Monate gleitend gemittelt.

Dekade hängt eng mit der beobachteten Erwärmung der Troposphäre, um 0.7 K/Dekade in 5 km, zusammen.

Korrelation allein sagt natürlich noch nichts über einen ursächlichen Zusammenhang aus. Zum Beispiel könnten Zunahme der Tropopausenhöhe und troposphärische Erwärmung beides Folgen einer veränderten Wetterlagenhäufigkeit und damit ein mehr regionales Phänomen sein. Letzlich sind andere Informationen nötig, um Aussagen über einen kausalen Zusammenhang zu machen. Strahlungstransfer-Modelle sagen bei photochemischer Ozonabnahme eine Abkühlung der unteren Stratosphäre [McCormack und Hood, 1994; Forster und Shine, 1997] und damit möglicherweise eine Zunahme der Tropopausenhöhe voraus [Manabe und Strickler, 1964]. Damit könnte photochemischer Ozonabbau mitverantwortlich sein für die Zunahme der Tropopausenhöhe. Diese Modelle gehen jedoch von einer Reihe von vereinfachenden Annahmen aus, insbesondere wird der Einfluß der globalen Zirkulation auf das Temperaturprofil kaum betrachtet. Eine neue Studie mit einem globalen Zirkulationsmodell [Thuburn und Craig, 1997] fand entgegen den Strahlungstransfer-Modellen nur geringe Änderung der Tropopausenhöhe bei verändertem Ozonprofil, aber eine starke Zunahme der Tropopausenhöhe bei Veränderung der Erdoberflächentemperatur um 200 m/K in 45° N - nahezu derselbe Wert wie in Abbildung 30 gefunden. In diesem Falle wäre die beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe auf Veränderungen in der Troposphäre zurückzuführen, z.B. veränderte Wetterlagen oder verstärkten Treibhauseffekt [Graf et al., 1995]. Einen Hinweis in letztere Richtung gibt Abbildung 31. Hier ist ein Zusammenhang zu erkennen zwischen der am Hohenpeißenberg beobachteten Temperatur in 5 km Höhe und der Nord-Atlantik-Oszillation, welche die großräumige Zirkulation beschreibt. Natürlich hat die großräumige Zirkulation einen ganz wesentlichen Einfluß auf das Temperaturprofil über Hohenpeißenberg. Deswegen ist auch zu erwarten, dass langfristige Zirkulationsänderungen, wie vom Index in Abbildung 31 beschrieben, sich auf Temperaturtrends am Hohenpeißenberg auswirken. Eine genauere Untersuchung dieser Zusammenhänge ist Gegenstand der nächsten Abschnitte (4 und 5).

## 4 Untersuchung der verschiedenen Einflüsse mit Hilfe eines Regressionsverfahrens

Die vorangegangenen Untersuchungen haben einen sehr deutlichen Einfluß der troposphärischen Wetterlage auf das Ozon in der unteren Stratosphäre gezeigt. Eine genauere, jahreszeitliche Aufschlüsselung dieses Einflusses fehlt aber noch. Andere, mehr oder weniger periodische Einflußgrößen, wie der elfjährige Sonnenzyklus oder die QBO, konnten mit Hilfe der Fourieranalyse bereits recht gut untersucht werden (Abschnitt 2). Meteorologische Einflüsse, wie die Nord-Atlantik Oszillation, sind aber meist nicht periodisch. Hier war die Fourieranalyse kaum hilfreich. Es lag also nahe, aufbauend auf den Ergebnissen von Abschnitt 2 und 3, einen weiteren Ansatz zur Untersuchung der Einflüsse auf die Ozonvariabilität zu wählen. Dieser Ansatz sollte auch Aussagen über jahreszeitliche Abhängigkeit liefern. Zur Vereinfachung und aus Zeitgründen wurde dabei nur das Gesamtozon untersucht, das aber Ozonveränderungen in der meteorologisch geprägten unteren Stratosphäre in summarischer Form sehr gut widerspiegelt.

### 4.1 Beschreibung der meteorologischen Situation

Für eine quantitative Erfassung des meteorologischen Einflusses war es wichtig, Größen zu finden, die eine kompakte numerische Beschreibung der meteorologischen Situation liefern. Zum Einen wurden dazu Monatsmittel lokaler Parameter verwendet, nämlich Tropopausenhöhe und 5 km Temperatur. Ihr Einfluß war nach den vorangegangenen Untersuchungen recht klar. Wie z.B. in Abbildung 31 angedeutet, kann eine gute Beschreibung der meteorologischen Situation auf der gesamten Nordhemisphäre aber auch von Zirkulationsindizes geliefert werden, die das Auftreten typischer Großwetterlagen beschreiben. Solche Indizes werden zum Beispiel vom Climate Prediction Center (CPC) des Amerikanischen Wetterdienstes NOAA regelmäßig im Internet veröffentlicht (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>). Das NOAA-CPC verwendet dabei als Basisfunktionen einen vorher festgelegten Satz großräumiger Zirkulationsmuster („teleconnection patterns“). Die Wetterlage eines jeden Monats wird als Linearkombination dieser Basisfunktionen dargestellt, wobei die Basiskoeffizienten angeben, wie stark eine bestimmte Basisfunktion, d.h. ein bestimmtes Zirkulationsmuster, in diesem Monat auftritt. Zeitreihen der Indizes beschreiben dann die Entwicklung der meteorologischen Situation über lange Zeiträume [Barnston und Livezey, 1987].

Die NOAA-CPC Zirkulationsindizes gehen vom Geopotentialfeld der 700 hPa Fläche auf der Nordhalbkugel aus. Die verwendeten Basisfunktionen (Zirkulationsmuster oder teleconnection patterns) sind Eigenfunktionen der beobachteten Varianz dieses Geopotentialfeldes und wurden aus langen Beobachtungszeitreihen mithilfe der Methode der „rotated principle component analysis“ ermittelt. Von Kalendermonat zu Kalendermonat verändern sich die eingesetzten Basisfunktionen etwas. Alle Basisfunktionen beschreiben großräumige langanhaltende Zirkulationsmuster, die einen großen Teil der Zirkulation über der Nordhalbkugel betreffen.

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Korrelation der verschiedenen meteorologischen Parameter mit dem Gesamtozon und über die in jedem Monat verwendeten Zirkulationsmuster.

Zusätzlich zeigen Abbildungen 32 bis 35 die zwei am stärksten mit den Hohenpeißenberger Gesamtozonwerten korrelierten Zirkulationsmuster. Diese verändern sich im Laufe des Jahres. Wie zu erwarten sind vor allem atlantische Muster bedeutend. Im Januar und Februar ist das Polar-Eurasia Muster am wichtigsten. Mit einer Tiefdruckanomalie über Grönland/Nordkanada und gekoppelten Hochdruckanomalien über Mitteleuropa und Nordost China/Japan) beschreibt

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
hTropopause	<b>-0.72</b>	<b>-0.56</b>	<b>-0.57</b>	<b>-0.52</b>	-0.29	<b>-0.54</b>
T(5km)	<b>-0.70</b>	<b>-0.70</b>	<b>-0.59</b>	<b>-0.65</b>	-0.26	-0.28
1. Muster	POL, <b>-0.53</b>	POL, <b>-0.61</b>	EA, <b>-0.52</b>	EP, <b>0.53</b>	EP, <b>0.38</b>	NP, <b>-0.37</b>
2.	WP, -0.34	WP, <b>-0.37</b>	NAO, <b>-0.51</b>	NP, <b>-0.41</b>	NAO, <b>0.36</b>	EA-JET, -0.34
3.	EA, -0.33	SCA, 0.32	EP, <b>0.35</b>	EA/WR, -0.23	EA/WR, -0.33	WP, 0.26
4.	TNH, 0.32	EA, -0.29	WP, 0.10	WP, 0.17	NP, -0.25	EP, 0.21
5.	NAO, -0.30	EA/WR, -0.23	SCA, -0.10	EA-JET, 0.04	PT, -0.08	NAO, -0.13
	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
hTropopause	-0.34	<b>-0.49</b>	<b>-0.46</b>	<b>-0.73</b>	-0.24	<b>-0.47</b>
T(5km)	-0.25	-0.17	<b>-0.39</b>	<b>-0.75</b>	-0.33	<b>-0.42</b>
1. Muster	EA-JET, -0.32	EA-JET, <b>-0.45</b>	EA, -0.34	EA/WR, <b>-0.48</b>	EA/WR, <b>-0.48</b>	EA/WR, <b>-0.45</b>
2.	EP, 0.32	PT, <b>-0.44</b>	NAO, -0.32	WP, <b>0.41</b>	EA, -0.29	WP, -0.29
3.	PT, 0.27	WP, 0.32	WP, -0.28	NAO, -0.32	WP, 0.19	EP, 0.28
4.	NAO, -0.21	SZ, 0.31	SCA, 0.16	EP, 0.30	NAO, 0.14	POL, -0.26
5.	WP, -0.05	NAO, -0.07	SZ, -0.14	EA, -0.12	SCA, 0.12	SCA, 0.22

Tabelle 1: Korrelation meteorologischer Parameter mit dem Gesamt Ozon am Hohenpeißenberg. Für 32 unabhängige Datenpunkte (Jahre) liegen die 99, 95 und 90% Signifikanzgrenzen bei Korrelationen von  $\pm 0.449$ ,  $\pm 0.349$  und  $\pm 0.296$ . Korrelationen mit mehr als 95% Signifikanz sind fett gedruckt. Abkürzungen der Muster wie vom NOAA-CPC verwendet: POL = Polar/Eurasia, EA = East Atlantic, EA-JET = East Atlantic Jet, NAO = Nord Atlantic Oscillation, EA/WR = East Atlantic/ West Russia, SCA = Scandinavia, TNH = Tropical Northern Hemisphere, SZ = Subtropical Zonal WP = West Pacific, EP = East Pacific, NP = North Pacific, PT = Pacific Transition.

es vor allem die Stärke der zirkumpolaren Zirkulation. Das Westpazifikmuster ist ebenfalls im Januar und Februar von Bedeutung. Es beschreibt die Stärke des Aleutenhochs, das in der Regel einen starken Einfluß auf die Lage des stratosphärischen Polarwirbels ausübt. Im März sind das Ost Atlantik Muster und Nordatlantikoszillation wichtig. Beide bestehen aus einer Tiefdruckanomalie über dem Nordatlantik (bei 50 bis 60°N, 40°W) gekoppelt mit einer sehr großen Hochdruckanomalie über dem Atlantik (von 0° bis 30°N, 60° bis 15°W). Beide beschreiben subtropische Einflüsse. Erfahrungsgemäß zeigen sich gerade im Frühjahr solche Einflüsse als subtropische ozonarme Zungen (Streamers) und als Miniholes über ostwärts wandernden atlantischen Hochdruckgebieten. Von April bis Juni spielen Nordatlantische und Pazifische Muster eine wesentliche Rolle. Bei letzteren dürfte das mit dem Zusammenbruch des winterlichen Polarwirbels im Spätfrühjahr zusammenhängen. Oft wird dieses „final warming“ ja von einer Verstärkung des Aleuten-Hochs ausgelöst. Da das Auftreten dieser Muster auch mit dem El-Nino/Southern Oscillation Phänomen (ENSO) zusammenhängt, ist aber auch möglich, daß sich hier ein ENSO-Einfluß auf das Ozon am Hohenpeißenberg andeutet. Für den Rest des Jahres (Juli bis Dezember) spielen dann wieder Atlantische Muster die Hauptrolle. Das Ost-Atlantik-Jet Muster (Juli/August), mit Hochdruckanomalie über Nordafrika/Spainien und Tiefdruckanomalie von Island bis Skandinavien, beschreibt die Stärke der Westwindzirkulation oder das Auftreten blockierender Hochdrucklagen über den britischen Inseln. Von Oktober bis Dezember ist das Ost-Atlantik/ Westrussland Muster bedeutend. Es zeichnet sich durch eine Hochdruckanomalie über Mitteleuropa und gekoppelte Tiefdruckanomalien über dem Ural und dem Westatlantik (45°N, 45°W) aus. Auch dieses Muster liefert einen starken Einfluß auf das Wettergeschehen über Mitteleuropa. Im Dezember zeigt sich schließlich wieder ein deutlicher Einfluß des West Pazifik Musters, wahrscheinlich aufgrund seines Einflusses auf die Lage des stratosphärischen Polarwirbels.

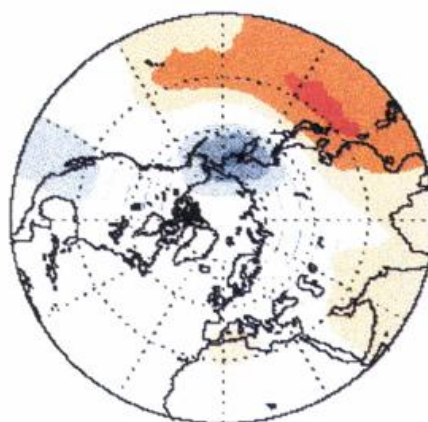
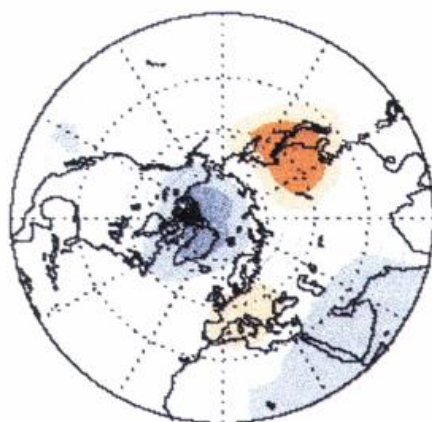
Auffallend ist, daß die bekannte Nord-Atlantik-Oszillation nur eine geringe Bedeutung für die Hohenpeißenberger Ozonwerte hat. Mit Sicherheit liegt dies an der speziellen Definition des NOAA-CPC, bei der die Anomaliezentren in der Regel im Atlantik bei 45 bis 50°W liegen, und in Europa nur noch sehr abgeschwächt auftreten. Viele der wichtigen Muster liefern Druckgegensätze zwischen Island und Portugal. Die klassisch mit diesem Druckunterschied definierte Nord-Atlantik Oszillation würde mit Sicherheit eine größere Bedeutung für die Hohenpeißenberger Ozonwerte haben (vgl. [Appenzeller *et al.*, 1999]).

Am Beispiel des Februar Monatsmittelwerte von 1967 bis 1999 zeigt Abbildung 36 noch einmal die enge Korrelation zwischen niedrigen Gesamtozonwerten und hoher Tropopause oder hoher troposphärischer Temperatur (z.B. in 5 km Höhe). Diese beiden meteorologischen Parameter werden bei den Hohenpeißenberger Ozonsondierungen gemessen. Sie liefern eine Aussage über die meteorologische Situation in einem begrenzten Gebiet um Hohenpeißenberg. Im unteren Teil von Abbildung 36 ist dagegen der Polar-Eurasia Index gezeigt, der wichtigste Zirkulationsindex für die Wintermonate. Offensichtlich sind die lokalen meteorologischen Parameter stark mit dem großräumigen Index korreliert. Das Gesamtozon ist stark antikorreliert.

Monat  
Januar und  
Februar

1. Muster  
POL/EUR

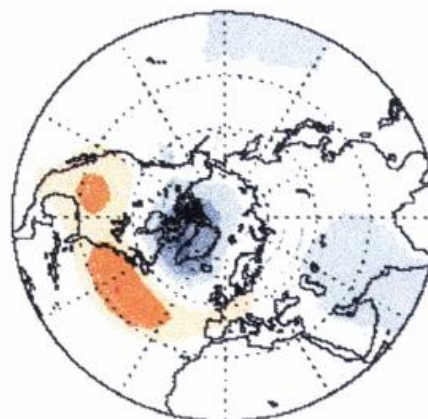
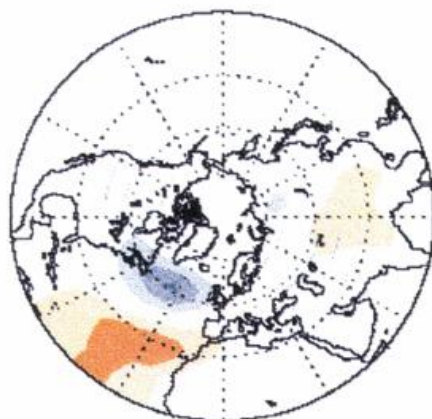
2. Muster  
WP



März

EA

NAO



April

EP

NP

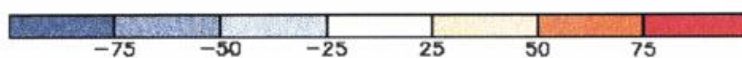
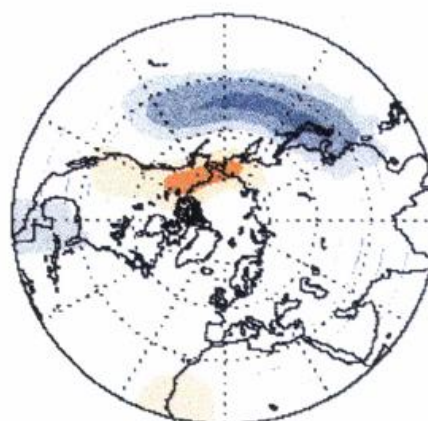
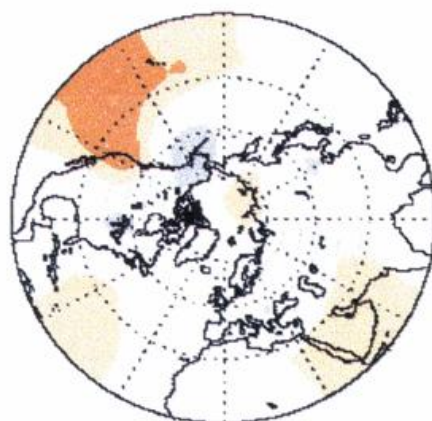
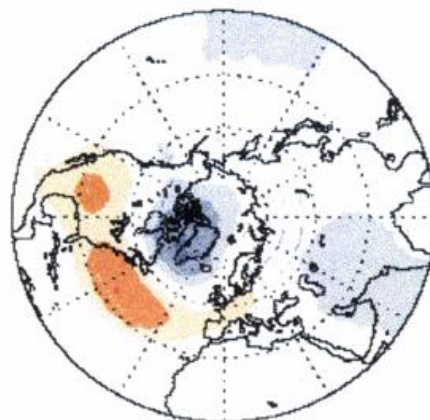
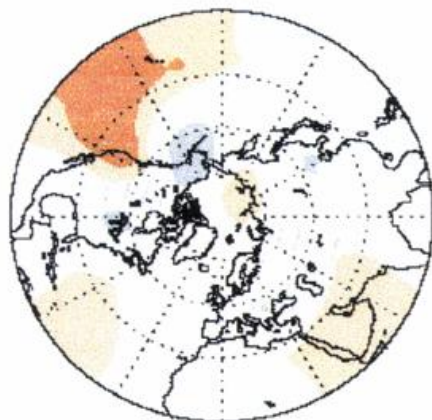


Abbildung 32: Geographische Verteilung der 700 hPa Geopotential-Anomalien des erst- und zweitwichtigsten Zirkulationsmusters für die Monate Januar bis April. Die Farbskala ist in geopotentiellen Metern. Die Karten stammen vom NOAA Climate Prediction Center. Sie sind nur für die Monate Januar, April, Juli und Oktober verfügbar. Die Januar Karte wurde deshalb für die Monate Dezember bis Februar verwendet, die April Karte für März bis Mai, usw.

Monat  
Mai

1. Muster  
EP

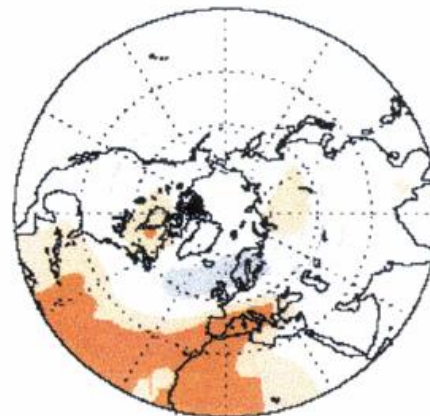
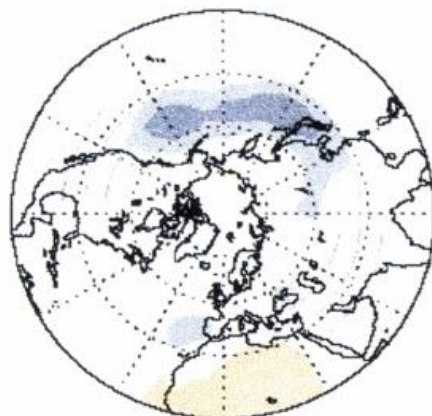
2. Muster  
NAO



Juni

NP

EA-JET



Juli

EA-JET

EP

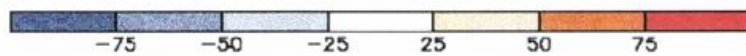
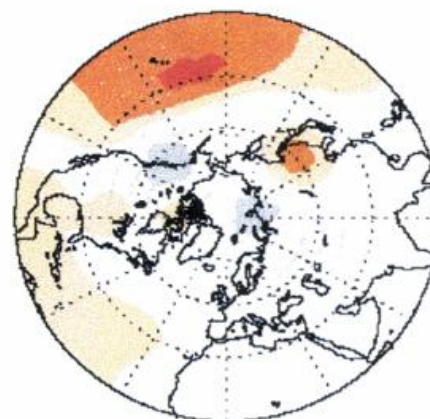
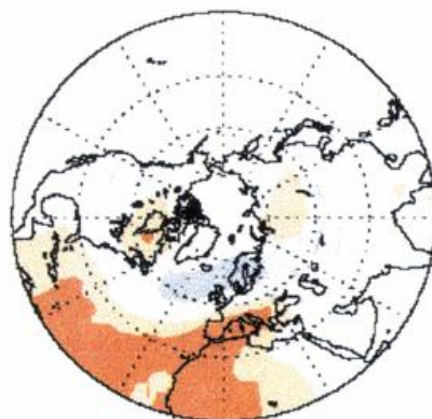
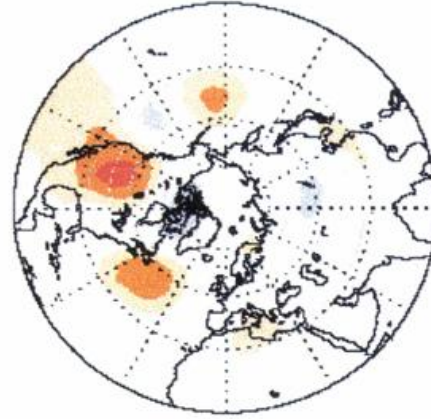
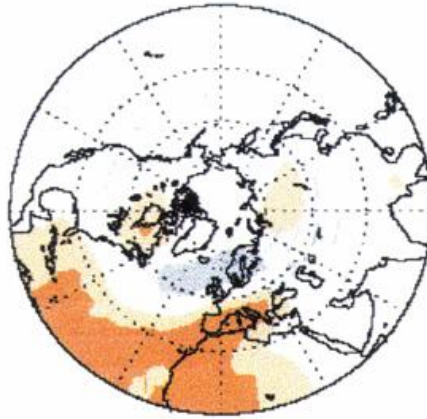


Abbildung 33: Wie Abbildung 32, aber für die Monate Mai bis Juli.

Monat  
August

1. Muster  
EA-JET

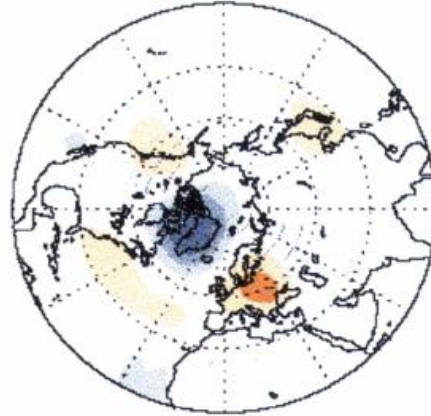
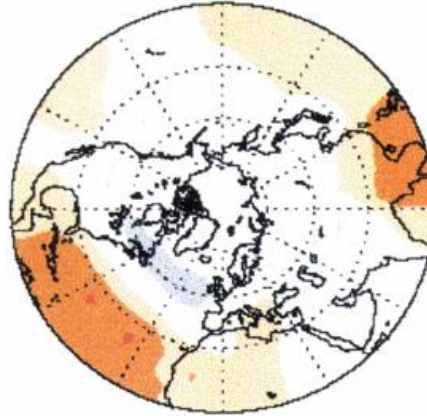
2. Muster  
PT



September

EA

NAO



Oktober

EA/WR

WP

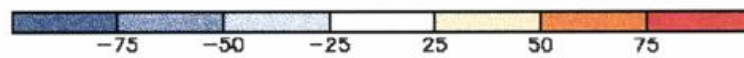
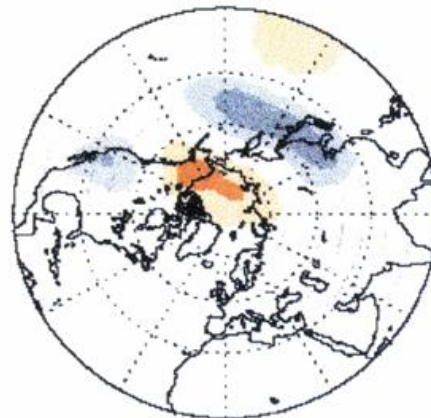
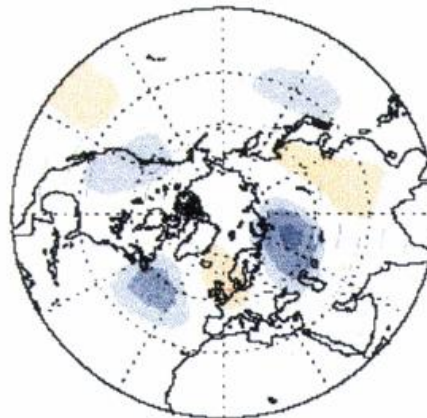
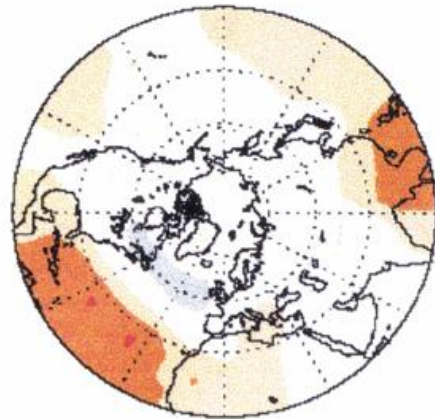
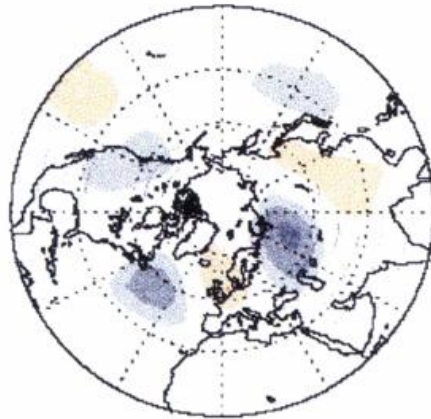


Abbildung 34: Wie Abbildung 32, aber für die Monate August bis Oktober.

Monat  
November

1. Muster  
EA/WR

2. Muster  
EA



Dezember

EA/WR

WP

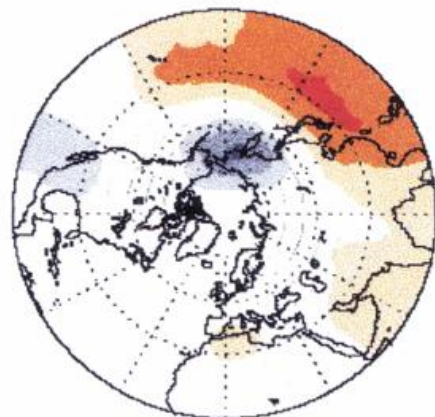
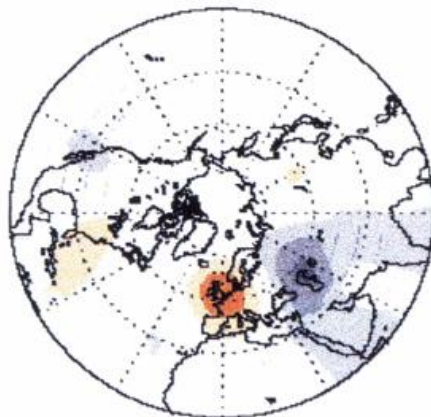


Abbildung 35: Wie Abbildung 32, aber für die Monate November und Dezember.

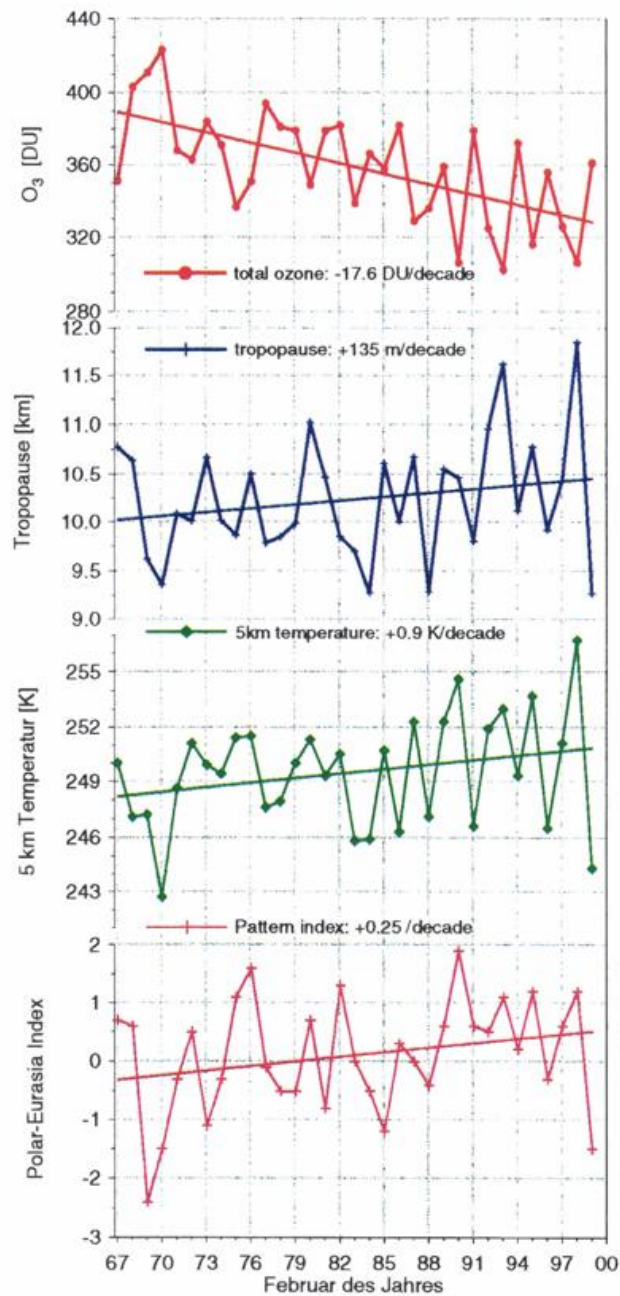


Abbildung 36: Februar Monatsmittel des Gesamtozons, der Tropopausenhöhe und der Temperatur in 5 km Höhe am Hohenpeißenberg. Im untersten Bild sind die Februarmittel des Polar-Eurasia Zirkulationsindexes dargestellt.

## 4.2 Regressionsmodell

Zur Beschreibung der meteorologischen Einflüsse auf das Gesamtozon wurde eine Erweiterung der üblichen Ozontrendanalyse verwendet [WMO, 1999]. Dazu wird das beobachtete Gesamtozon  $O_3$  eines jeden Monats  $m$  ( $m = 1 \dots 12$ ) und eines jeden Jahres  $J$  ( $J = 1967 \dots 1999$ ) als Summe verschiedener Einflußgrößen dargestellt. Als wichtige Einflußgrößen werden meist der 11-jährige Sonnenzyklus  $F_{11}$ , die QBO, die (vulkanische) stratosphärische Aerosolbelastung  $A$  und ein linearer Trend  $J$  verwendet (erste fünf Terme in Gleichung 6). Um auch den meteorologischen Einflüssen Rechnung zu tragen, wurde dieser Ansatz um meteorologische Terme  $p_i P_i$  (rechts in Gleichung 6) erweitert, wobei  $P_i$  ein meteorologischer Parameter ist (Tropopausenhöhe, 5 km Temperatur, Zirkulationsindex).

$$O_3(m, J) = jJ + fF_{11}(m, J) + aA(m, J) + qQBO(m, J, l_q) + o + \sum_i p_i P_i \quad (6)$$

Für jeden Monat  $m$  lassen sich dann die freien Parameter  $j$ ,  $f$ ,  $a$ ,  $q$ ,  $o$ ,  $p_i$  und  $l_q$  so bestimmen, daß der mittlere quadratische Abstand zwischen gemessenem und modelliertem Ozon möglichst klein wird.

$$\sum_J \{O_{3, \text{gemessen}}(m, J) - O_{3, \text{Modell}}(m, J)\}^2 \rightarrow \text{Min} \quad (7)$$

Im Gegensatz zu den anderen Einflußgrößen, muß bei der QBO auch eine zeitliche Verschiebung um  $l_q$  Monate berücksichtigt werden, denn der QBO Einfluß am Hohenpeißenberg könnte gerade dann am größten sein, wenn der QBO-Index am Äquator Null ist (QBO in Gleichung 6 = zonaler Wind in 30 hPa, vgl. Abschnitt 2.2). Beim Sonnenzyklus, beim Aerosol und bei den meteorologischen Parametern kann auf eine solche Zeitverschiebung verzichtet werden. Für alle Kalendermonate wurde dann die Minimierung in Gleichung 7 mit linearer Regression für verschiedene Werte von  $l_q$  durchgeführt, wobei das  $l_q$  der besten Anpassung schließlich verwendet wurde.

Für den linearen Trend wurde das jeweilige Jahr  $J$  als Parameter verwendet. Dies beschreibt annäherungsweise die beobachtete Zunahme der stratosphärischen Chlorbelastung. Wie im Abschnitt 2 wurden für  $F_{11}$  in Kanada gemessene Monatsmittel der 10.7 cm Radiowellenstrahlung [ $W/m^2$ ] der Sonne verwendet, ein gutes Maß für langfristige Variationen der Sonnenstrahlung auch im Sichtbaren und Ultravioletten ([ftp.ngdc.noaa.gov/stp/solar\\_data/solar\\_radio/flux/](ftp.ngdc.noaa.gov/stp/solar_data/solar_radio/flux/)). Für die QBO wurden Monatsmittel des zonalen Windes [ $m/s$ ] in 30 hPa über Singapur verwendet (freundlicherweise bereitgestellt von B. Naujokat, FU Berlin). Als Aerosolmaß  $A$  wurden Monatsmittel des stratosphärischen Aerosolrückstreuquerschnitts [ $cm^2/km/sr$ ], integriert von der Tropopause bis 30 km Höhe [Einheit damit  $1/sr$ ], verwendet. Diese Daten aus langjährigen Lidarmessungen wurden freundlicherweise überlassen von H. Jäger (IFU-Garmisch) und M.T. Osborn (NASA-Langley).

Das erweiterte Regressionsmodell von Gleichung 6 wurde einmal ganz ohne meteorologische Parameter (WMO Standard-Modell), dann mit drei Sätzen von meteorologischen Parametern getestet. Dies waren:

- Nur die Tropopausenhöhe, genauer die Monatsmittel der ersten thermischen Tropopause aus den Hohenpeißenberger Ozonsondierungen.
- Nur die Monatsmittel der Temperatur in 5 km Höhe.

- Die Zirkulationsindizes der 5 wichtigsten Zirkulationsmuster eines jeden Monats (Tabelle 1). Es zeigt sich aber, daß bereits ein oder zwei Zirkulationsindizes den allergrößten Teil des meteorologischen Einflusses auf das Gesamt Ozon enthalten.

### 4.3 Ergebnisse des Regressionsmodells

Das Ergebnis des Regressionsmodells von Gleichung 6 ist für einige ausgewählte Monate in Abbildung 37 zu sehen. Im oberen Teil ist jeweils das beobachtete und das modellierte Gesamt Ozon dargestellt. Darunter sind die Einzelbeiträge der verschiedenen Einflußterme gezeichnet. Von den meteorologischen Termen ist lediglich der Gesamtbeitrag und der Beitrag des führenden Terms dargestellt. In der Regel gibt das Regressionsmodell die beobachteten Daten sehr gut wieder. Deutlich erkennbar ist, daß der meteorologische Anteil an den Variationen mit  $\pm 10$  bis  $\pm 30$  DU meistens größer ist als die anderen Einzelbeiträge. Wie zu erwarten, treten die stärksten Aerosol-bedingten Ozonabnahmen nach den Vulkanausbrüchen von El-Chichon (Februar 1982, bis zu -20 DU) und Pinatubo (Juni 1991, bis zu -40 DU) auf. QBO und 11-jähriger Sonnenzyklus liefern Ozonschwankungen im Bereich von  $\pm 5$  bis  $\pm 10$  DU, in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Abschnitte 2.2 und 2.4. Der lineare Trend (chemischer Trend) liefert langfristige Ozonänderungen im Bereich von  $\pm 5$  bis  $\pm 15$  DU. Wichtig ist, daß auch der meteorologische Gesamtbeitrag in den meisten Monaten einen linearen Trend aufweist. Nach den Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen Gesamt Ozon und Tropopausenhöhe (Abschnitt 3) war dies zu erwarten. Meteorologische Veränderungen tragen somit neben der chemischen Veränderung zur insgesamt beobachteten langfristigen Ozonänderung bei. Bevor darauf näher eingegangen wird, soll aber zunächst ein Überblick über die untersuchten Regressionsansätze und über den Jahresverlauf der verschiedenen Einflußterme gegeben werden.

Abbildung 38 zeigt, welcher Anteil der beobachteten Ozonvarianz von den verschiedenen Regressionsmodellen erklärt werden kann. Deutlich erkennbar ist, daß das Standardverfahren (Gleichung 6 ohne meteorologische Terme) nur einen wesentlich geringeren Bruchteil der Varianz erklären kann, in der Regel unter 60%, als die drei Verfahren mit meteorologischen Termen. Letztere erklären meist über 60% der beobachteten Varianz. Bei Verwendung der Zirkulationsindizes werden die besten Ergebnisse erzielt, vor allem im Sommer und Herbst. Einsatz von 5 km Temperatur oder Tropopausenhöhe als alleinigem meteorologischem Parameter liefert im Frühjahr etwa die gleichen Ergebnisse, im Sommer und Herbst etwas schlechtere. Das mag daran liegen, daß im Sommer, zur Zeit stratosphärischer Ostwinde, die Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre nicht so stark ist, weswegen ein einziger lokaler Parameter keine so gute Beschreibung der stratosphärischen Vorgänge liefert.

Auffällig ist der Monat November, wo alle Regressionsverfahren nur einen geringen Varianzanteil erklären können. Eine mögliche Erklärung ist, daß gute Bedingungen für Dobson-Gesamt Ozonmessungen im November selten auftreten: Im November steht die Sonne bereits sehr tief, häufig findet man anhaltenden Nebel und Hochnebel. Die gemessenen Monatsmittel weichen so möglicherweise stärker vom wahren Wert ab, als in anderen Monaten mit besseren Meßbedingungen.

Abbildung 39 gibt einen Überblick über den jahreszeitlichen Verlauf der Ozonvariabilität. Für jeden Kalendermonat ist die zweifache Standardabweichung der beobachteten Ozonmonatsmittel dargestellt, und zwar für Beobachtungen, Einzelterme und Gesamtergebnis des Regressionsmodells mit den fünf Zirkulationsmustern. Ganz ähnliches gilt aber für 5 km Temperatur oder Tropopausenhöhe als alleinigem meteorologischen Parameter. Die zweifache Standardabweichung ( $2\sigma$ ) gibt ein gutes Maß für den Streubereich eines Wertes. Für eine Gaußverteilung sollten 95% aller Werte innerhalb eines Bereichs der Breite  $\pm 2\sigma$  liegen.

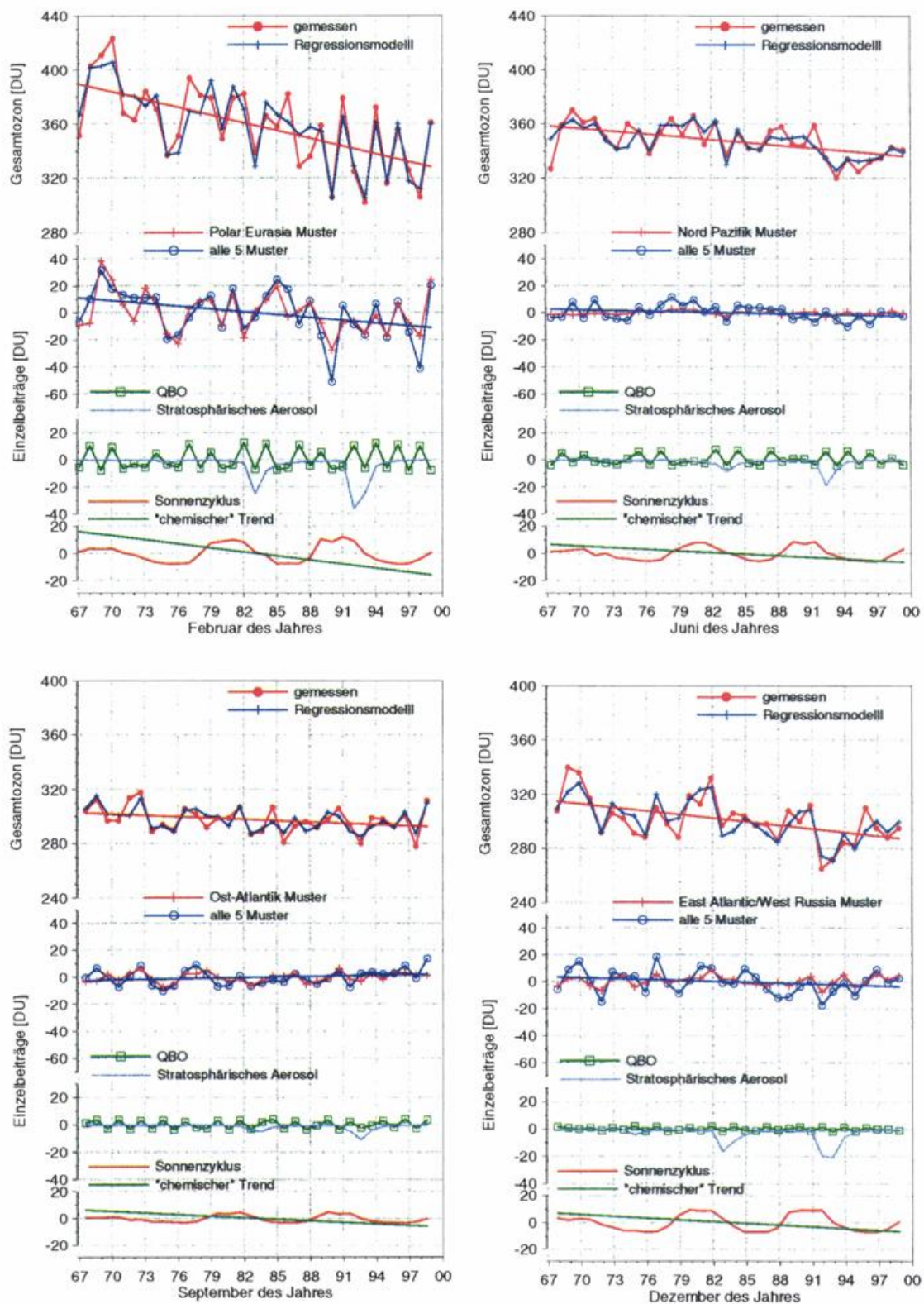


Abbildung 37: Zeitliche Entwicklung von beobachtetem Gesamtozon, dem Ergebnis des Regressionsmodells mit 5 Zirkulationsmustern und der Einzelbeiträge der verschiedenen Einflußterme für die Monate Februar, Juni, September und Dezember.

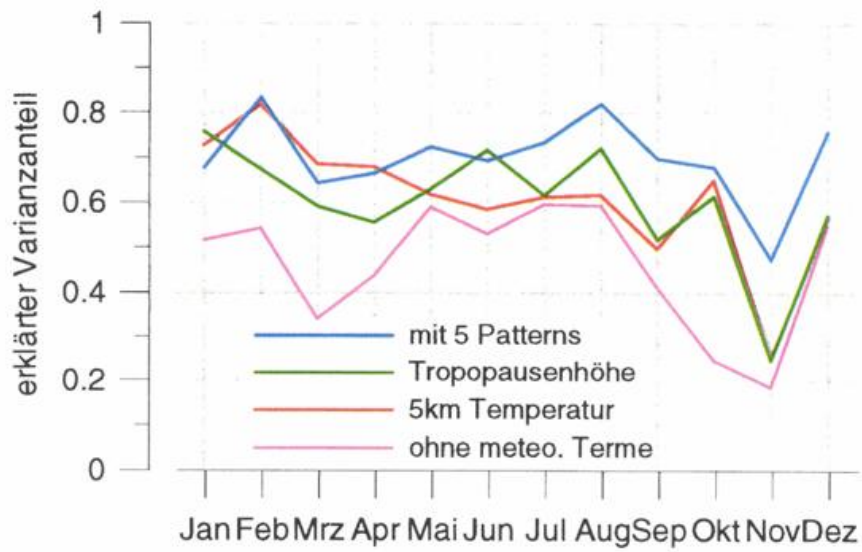


Abbildung 38: Jahrgang des Varianzanteils, der durch die verschiedenen Regressionsmodelle erklärt wird.

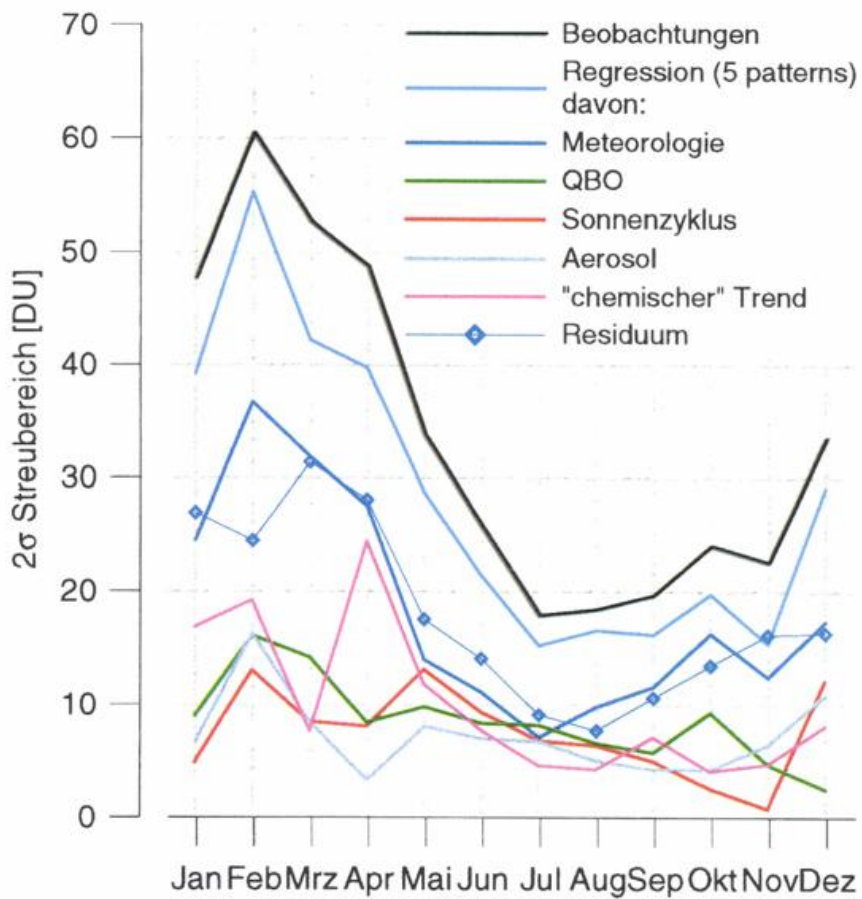


Abbildung 39: Zweifache Standardabweichung der beobachteten Gesamtozonwerte, sowie des Gesamtergebnisses und der Einzelterme des Regressionsmodells nach Gleichung 6.

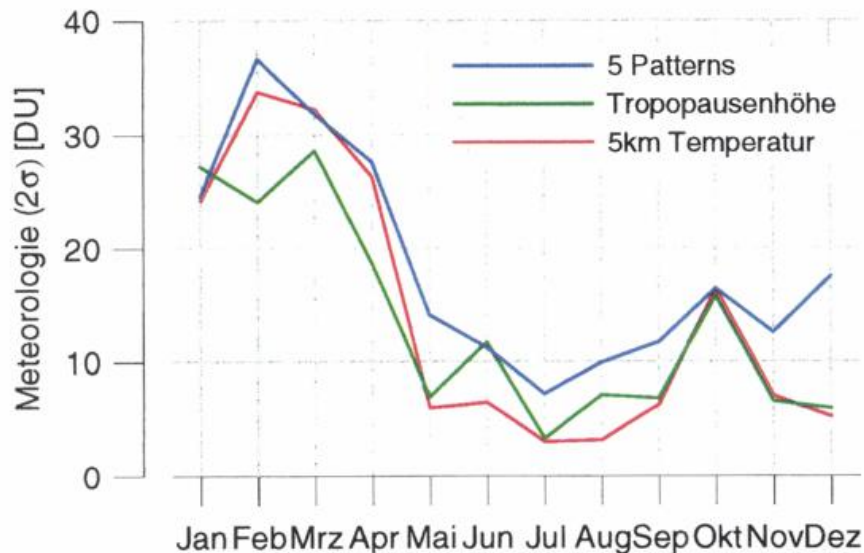


Abbildung 40: Zweifache Standardabweichung des meteorologischen Beitrags als Funktion des Monats im Jahr, für die drei Modelle mit meteorologischen Parametern.

Die Ozonwerte streuen offensichtlich im Spätwinter und Frühjahr am meisten, im Sommer am wenigsten. Dieser Jahreszeitliche Verlauf wird vom Regressionsmodell sehr gut reproduziert. Mit geringen Unterschieden zeigen alle Einflußterme im Regressionsmodell ebenfalls diesen jahreszeitlichen Verlauf. Der größte Beitrag zur Streuung der Ozonwerte kommt fast das ganze Jahr über vom meteorologischen Einflußterm. Alle anderen Beiträge (QBO, Sonnenzyklus, Aerosol, chemischer Trend) liefern kleinere Beiträge. Auch diese Terme sind im Spätwinter/Frühjahr am größten und im Sommer/ Herbst am kleinsten.

Abbildung 40 (wie auch die folgenden Abbildungen) zeigt, daß die Ergebnisse weitgehend unabhängig davon sind, ob fünf Zirkulationsmuster, nur 5 km Temperatur oder nur Tropopausehöhe als meteorologische Parameter verwendet werden. Diese gute Übereinstimmung ist wichtig. Sie zeigt, daß die Ergebnisse des Regressionsmodelle kaum davon abhängen, mit welchen Parametern der meteorologische Einfluß auf die Ozonschicht beschrieben wird. Der  $2\sigma$  Streubereich der mit dem 11-jährigen Sonnenzyklus zusammenhängenden Ozonschwankungen ist in Abbildung 41 dargestellt. Vor allem im Frühjahr bewirkt der 11-jährige Sonnenzyklus Ozonschwankungen bis zu  $\pm 15$  DU, im Herbst ist der Einfluß dagegen wesentlich geringer ( $\pm 5$  DU). Ähnliches, sowohl beim Jahresverlauf, als auch bei der Übereinstimmung der verschiedenen Regressionsmodelle, findet man auch für den Aerosoleinflußterm in Abbildung 42. Dargestellt ist die maximale Ozonveränderung, die in den Jahren 1992 und 1993 nach dem Pinatubo Vulkanausbruch erreicht wird. Typischerweise sinken die Ozonwerte um -30 DU im Spätwinter ab, im Herbst nur um etwa -10 DU. Bei allen Regressionsmodellen fallen die Novemberwerte etwas aus diesem Rahmen heraus (siehe auch oben). Zusätzlich liefert das Regressionsmodell mit fünf Zirkulationsmustern im April einen unrealistischen Wert, nämlich eine Ozonzunahme um 8 DU, allerdings mit großem Fehlerbalken.

Auch der QBO-Term in Abbildung 43 zeigt den mittlerweile bekannten Jahresgang, mit starkem Einfluß im Spätwinter ( $\pm 15$  DU) und geringerem Effekt im Herbst ( $\pm 7$  DU). Diese Werte stimmen gut mit den Ergebnissen aus Abschnitt 2.2 überein. Wie gehabt, stimmen alle Regressionsmodelle sehr gut überein, selbst bei der nur ungenau bestimmbaren Phasenlage zwischen QBO und Ozonveränderung. Nach Abbildung 43 werden im Januar am Hohenpeißenberg etwa 5 Monate vor dem Auftreten eines QBO Westwindmaximums geringe Ozonwerte erreicht, also zur Zeit maximaler Westwindscherung in der äquatorialen Stratosphäre. Wie bereits im Ab-

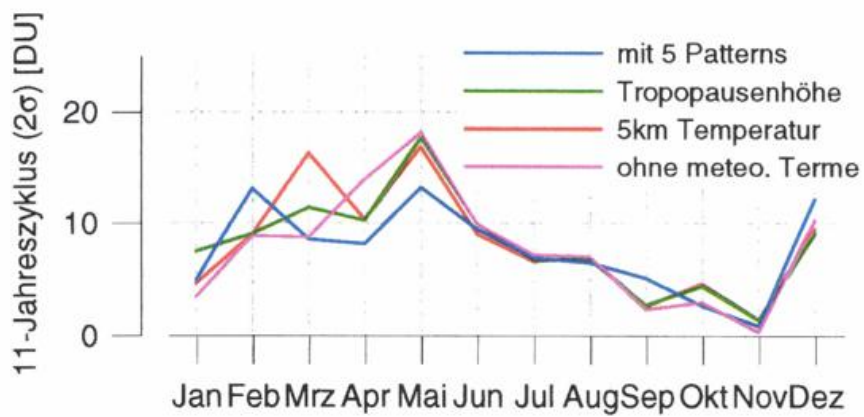


Abbildung 41: Zweifache Standardabweichung des Ozonbeitrags vom 11-jährigen Sonnenzyklus als Funktion des Kalendermonats.

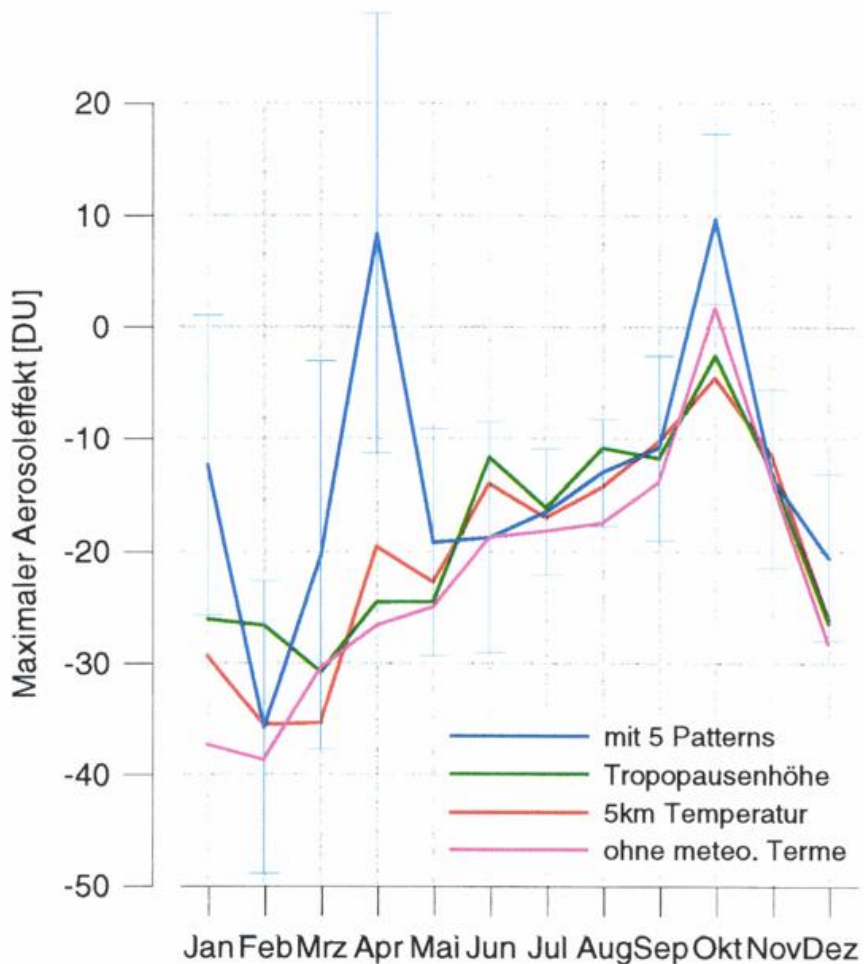


Abbildung 42: Maximale Ozonveränderung als Folge stratosphärischer Aerosolbelastung (nach dem Pinatubo Vulkanausbruch) als Funktion des Kalendermonats, für die vier Regressionsmodelle. Für das Modell mit fünf Zirkulationsindizes sind zusätzlich 1σ Fehlerbalken angegeben.

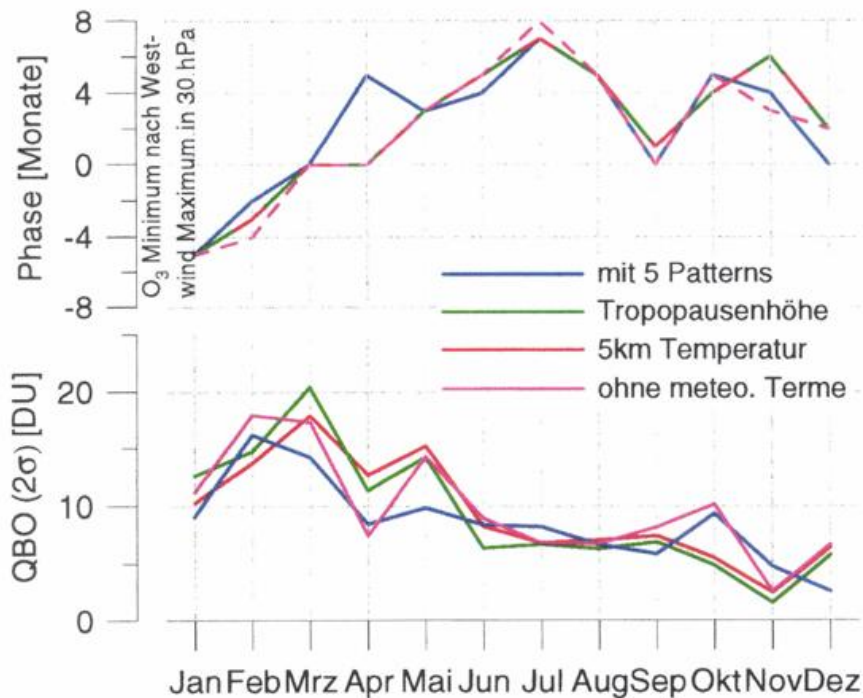


Abbildung 43: Unten: Zweifache Standardabweichung der Ozonveränderung infolge der QBO als Funktion des Kalendermonats, für die vier Regressionsmodelle. Oben: Phasenverschiebung zwischen QBO Westwindmaximum (in 30 hPa) und Ozonminimum (am MOHp). Negative Werte bedeuten, daß das Ozonminimum vor dem 30 hPa Westwindmaximum erreicht wird.

schnitt 2.2 beschrieben, induziert zu dieser Zeit die QBO in den Subtropen eine aufsteigende Sekundärzirkulation, die ozonarme Luft nach oben bringt. Durch planetare Wellen kann diese Luft dann in höhere Breiten gebracht werden. Dieser Prozess führt zu einer Erniedrigung des Ozongehalts vor allem in der unteren Stratosphäre, unterhalb von 25 km.

Von Januar bis Juni verschiebt sich die Phasenlage: Im März tritt das Ozonminimum bereits zur Zeit des 30 hPa Westwindmaximums auf, also etwa 5 Monate nach dem Auftreten maximaler Westwindscherung in der äquatorialen Stratosphäre unterhalb von 30 hPa. Im Juni tritt das Ozonminimum etwa 4 Monate nach dem 30 hPa Westwindmaximum auf. Diese Verschiebung deutet einen gewissen Gedächtniseffekt an, bei dem die QBO-Situation am Winteranfang bis in den Sommer Auswirkungen auf das Ozon am Hohenpeißenberg hat. Weil die Phasenlage sich sehr stark ändert, um über 8 Monate in nur 5 Kalendermonaten, müssen aber andere Effekte, z.B. die Stärke des meridionalen Austauschs, auch noch eine wichtige Rolle spielen.

Im Sommer und Herbst tritt am Hohenpeißenberg ein Ozonminimum etwa 4 Monate nach dem QBO Westwindmaximum (in 30 hPa) auf, also etwa zum Beginn stratosphärischer Ostwindscherung (bei 30 hPa). Hier zeigen sich beim Gesamtozon die niedrigen Ozonwerte, die in den Lidarmessungen oberhalb von 30 km beobachtet werden (vgl. Abbildung 13).

Der Beitrag des linearen Trendterms, der im Regressionsmodell die chemische Ozonabnahme darstellt, ist in Abbildung 44 gezeigt. Chemische und insgesamt beobachtete Ozonabnahme zeigen ebenfalls einen ausgeprägten Jahresgang mit hohen Raten im Spätwinter und geringen im Herbst. Bemerkenswert ist, daß die Regressionsverfahren mit meteorologischen Parametern von Januar bis April einen deutlich geringeren Trend liefern (-2 bis -3% pro Dekade), als das Regressionsmodell ohne meteorologische Parameter. Im Herbst liefern alle Verfahren praktisch die gleichen Ergebnisse. Grund dafür ist, daß der meteorologisch Einflußterm in der Regel eben-

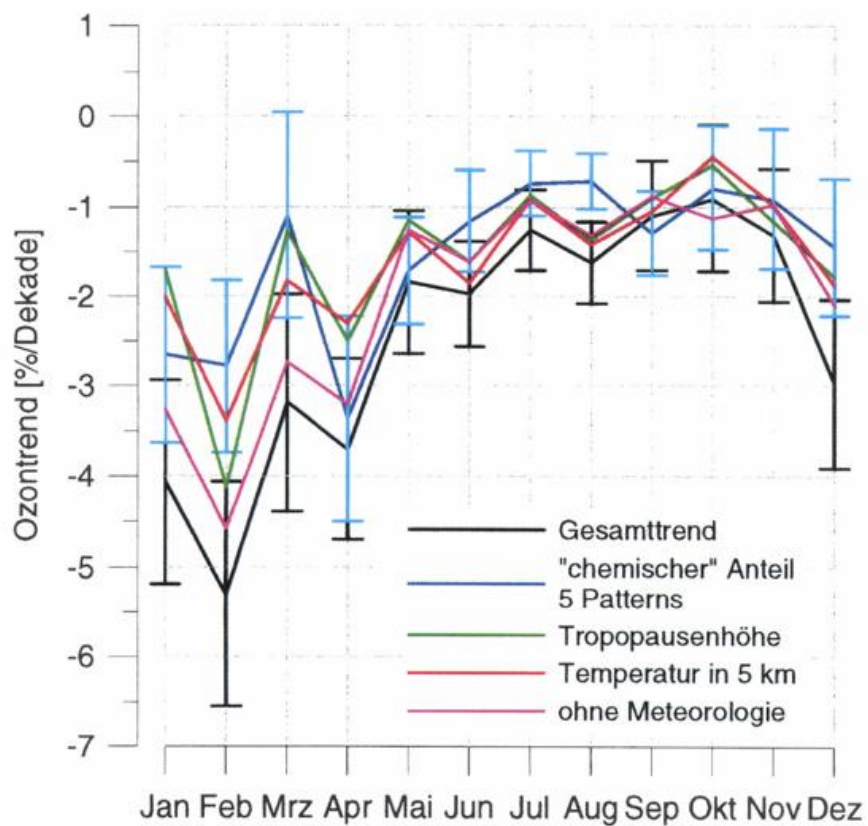


Abbildung 44: Linearer Trendterm (in % pro Dekade) in den vier Regressionsmodellen und insgesamt beobachtete Ozonabnahme. Die Fehlerbalken zeigen den  $\pm 1\sigma$  Unsicherheitsbereich.

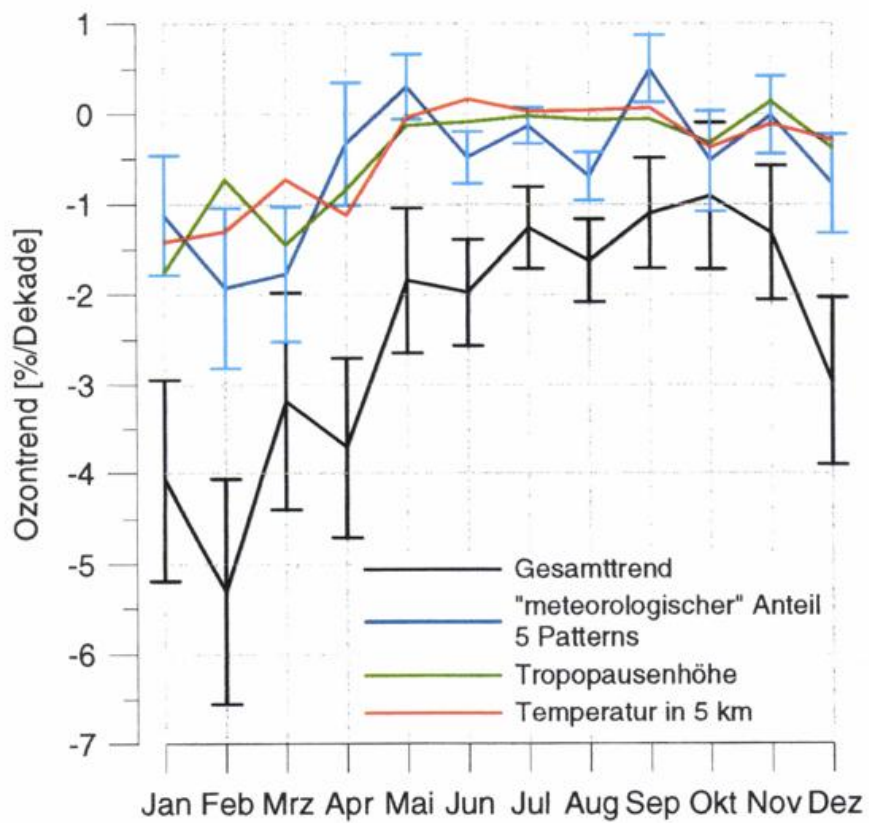


Abbildung 45: Linearer Trend des meteorologischen Ozonbeitrags (in % pro Dekade) und insgesamt beobachtete Ozonabnahme. Die Fehlerbalken zeigen den  $\pm 1\sigma$  Unsicherheitsbereich.

falls eine langfristige Ozonabnahme liefert, die mit meteorologischen Veränderungen einhergeht. Dieser meteorologisch bedingte Ozontrend ist in Abbildung 45 zu sehen. Demnach haben von Dezember bis April meteorologische Veränderungen zu einer Ozonabnahme von -0.5 bis -2% pro Dekade geführt. Der meteorologische Anteil am Gesamttrend ist in diesen Monaten erheblich und liegt bei rund einem Drittel. Von Mai bis November tragen meteorologische Veränderungen dagegen praktisch nicht zur beobachteten Gesamtozonabnahme bei. Wie bei den anderen Einflußtermen sind auch diese Aussagen weitgehend unabhängig davon, welche Parameter zur Charakterisierung der meteorologischen Einflüsse gewählt werden.

## 5 Zusammenfassung

Durch eine Reihe sich gegenseitig ergänzender Untersuchungen konnte die Auswirkung verschiedener Phänomene auf die Variationen in den Hohenpeißenberger Ozonmeßreihen wesentlich genauer festgelegt werden als bisher. Einflüsse der troposphärischen meteorologischen Situation auf die untere Stratosphäre liefern mit bis zu  $\pm 40$  DU ( $\pm 13\%$ ) den Hauptbeitrag der im Winter und Frühjahr beobachteten Gesamtozon Schwankungen. Die Quasi-Zweijährige Oszillation der äquatorialen Winde führt am Hohenpeißenberg zu Schwankungen der Ozonsäule in der Größenordnung von  $\pm 5$  bis  $\pm 15$  DU (2 bis 5%). Der größte Beitrag stammt aus dem Höhenbereich 15 bis 30 km. Am deutlichsten sichtbar ist der QBO Einfluß aber in den Lidarmessungen im Höhenbereich zwischen 30 und 45 km. Im Winter treten Gesamtozonminima etwa zur Zeit maximalen stratosphärischen Westwinds (in 30 hPa) auf. Im Rest des Jahres treten die Gesamtozonmaxima etwa 4 Monate nach den Westwindmaxima auf, dann wenn Ozonminima oberhalb von 30 km beobachtet werden. Der 11-jährige Sonnenzyklus führt ebenfalls zu Ozon Schwankungen von etwa  $\pm 10$  DU ( $\pm 3\%$ ), wobei im solaren Maximum auch das meiste Ozon beobachtet wird. Die Schwankung betrifft die gesamte Stratosphäre, wobei die größten Amplituden oberhalb von 40 km ( $> \pm 10\%$ ) und knapp oberhalb der Tropopause gefunden werden ( $\pm 5\%$ ). Beim troposphärischen Ozon wird eine genau gegenläufige Schwankung in etwa derselben Größenordnung beobachtet. Die bekannte Abnahme des Ozongehalts bei erhöhter stratosphärischer Aerosolbelastung nach Vulkanausbrüchen konnte ebenfalls gezeigt werden. Die größten Abnahmen, bis zu -40 DU, traten im Winter 1991/92, nach dem Pinatubo Ausbruch auf. Die Abnahme beschränkt sich in der Regel auf den Höhenbereich, in dem das Aerosol auftritt, was auf chemischen Abbau als hauptsächlichen Mechanismus hinweist. Praktisch alle Einflüsse zeigen einen deutlichen Jahresverlauf mit großen Beiträgen zu Ozon Schwankungen im Spätwinter und Frühjahr und nur geringen Auswirkungen im Herbst.

QBO und 11-jähriger Sonnenzyklus zeigen Auswirkungen auf die Temperatur, signifikant ist aber wohl nur die Temperaturänderung um  $\pm 2$  K oberhalb von 45 km Höhe, in Phase mit dem Sonnenzyklus. Insgesamt gleichen die Temperaturvariationen sehr viel mehr weißen Rauschen als die Ozonvariationen. Während das Ozonmischungsverhältnis bei Transportvorgängen über längere Zeiträume erhalten bleibt, ist das natürlich für die Temperatur eines Luftpakets keineswegs der Fall. Die Temperatur der Troposphäre und unteren Stratosphäre ist jedoch sehr eng mit meteorologischen Vorgängen korreliert. So geht die am Hohenpeißenberg beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe um etwa 150 m/Dekade seit 1967 Hand in Hand mit troposphärischer Erwärmung um etwa 0.7 K/Dekade (in 5 km Höhe).

Große Fortschritte konnten bei der Beschreibung meteorologischer Einflüsse auf die Ozonschicht erzielt werden. Besonders deutlich läßt sich dieser Einfluß durch die beobachtete Verschiebung des Ozonmischungsprofils mit der Tropopausenhöhe beschreiben. Dies führt dazu, daß Wetterlagen mit hoher Tropopause mit niedrigen Gesamtozonwerten, Wetterlagen mit tiefer Tropopause mit hohen Gesamtozonwerten einhergehen. Die Gesamtozonänderung liegt bei etwa -20 DU (-6%) pro Kilometer Tropopausenverschiebung. Mit der beobachteten Zunahme der Tropopausenhöhe läßt sich demnach etwa ein Drittel der insgesamt beobachteten Ozonabnahme von etwa -10 DU pro Dekade (-3%/Dekade) erklären.

Langfristige Zirkulationsänderungen im Nordatlantischen Raum gehen einher mit dieser Zunahme von 5 km Temperatur und Tropopausenhöhe. Letztlich können sie etwa ein Drittel der beobachteten Gesamtozonverluste erklären, vor allem im Spätwinter und Frühjahr. Zwei Drittel der Gesamtozonabnahme über Mitteleuropa wären demnach auf chemischen Abbau durch anthropogenes Chlor zurückzuführen. Diese neue Erkenntnis ist wichtig, da die bisher zur

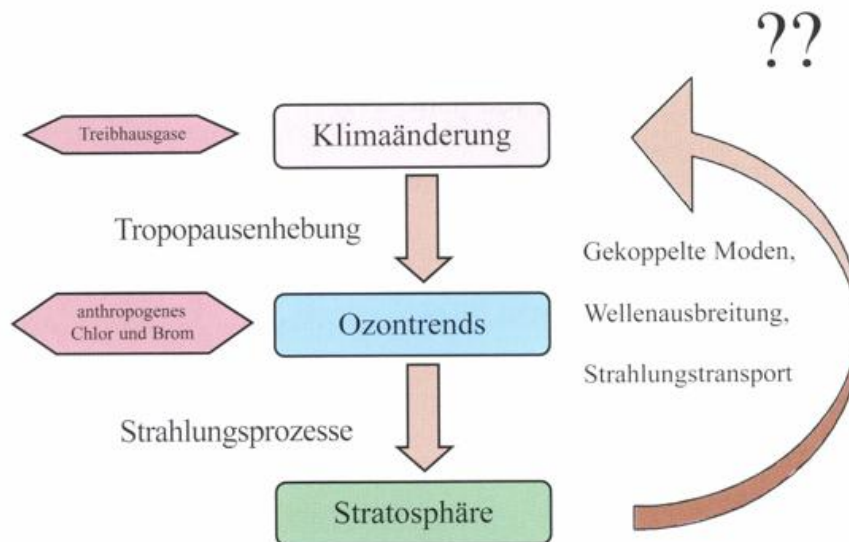


Abbildung 46: Schematische Darstellung der Zusammenhänge von Klimaänderung und Ozonänderung.

quantitativen Beschreibung eingesetzten 2-dimensionalen photochemischen Modelle weder die volle Größe noch den Jahresgang der beobachteten Ozonabnahme erklären können [Jackman *et al.*, 1996]. Der wichtigste meteorologische Beitrag zum Gesamtozontrend stammt dabei vom veränderten Auftreten des Polar-Eurasia Musters, welches Anomalien der Zirkulation über Europa und der Arktis beschreibt. Diese natürliche Eigenschwingung der Atmosphäre ähnelt stark der Nord-Atlantik Oszillation, oder der Arktischen Oszillation [Thompson und Wallace, 1999]. Sie trägt den Hauptanteil der Klimaveränderung im nordhemisphärischen Winter [Thompson *et al.*, 1999; Graf *et al.*, 1995].

Durch die Veränderung der Ozonwerte verändert sich natürlich auch der Strahlungstransport in der Atmosphäre. In mittleren Breiten ist eine Abkühlung der unteren Stratosphäre zu erwarten [McCormack und Hood, 1994], die auch beobachtet wird (am Hohenpeißenberg etwa -0.5 K/Dekade). Dies kann zu Veränderungen der stratosphärischen Zirkulation führen, die, z.B. durch Veränderung der oberen Randbedingung oder durch andere Ausbreitungsbedingungen für planetare Wellen, wieder in die Troposphäre zurückwirken können. Anzeichen für diesen in Abbildung 46 skizzierten Rückkopplungskreis finden sich in neueren Untersuchungen von Graf *et al.* [1998] oder Shindell *et al.* [1999], wenn auch eine quantitative Erklärung nicht gegeben wird. Laut Shindell kann die beobachtete troposphärische Klimaänderung nur in einem Modell mit guter Behandlung stratosphärischer Prozesse nachvollzogen werden. Insgesamt deutet sich damit eine viel engere Verflechtung zwischen Klimaänderung und Ozonänderung an. In diesem Bericht wurden wesentliche Vorarbeiten geleistet, auf denen weitergehende Untersuchungen zu den Kopplungsmechanismen zwischen Stratosphäre und Troposphäre („downward control“) aufbauen können.

## 6 Literatur

- Andrews, D.G., J.R. Holton und C.B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, 489 S., Academic Press, San Diego, CA., 1987.
- Appenzeller, C., A.K. Weiss und J. Stähelin, North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends, *J. Geophys. Res.*, submitted, 1999.
- Barnston und Livezey, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083–1126, 1987.
- Bojkov, R.D. et al., Record low total ozone during northern winters of 1992 and 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1351–1354, 1993.
- Brasseur, G. und S. Solomon, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, 441 S., D. Reidel, Norwell, Mass., 1984.
- Chipperfield M.P. et al., A two-dimensional model study of the QBO-signal in SAGE II  $NO_2$  and  $O_3$ . *Geophys. Res. Lett.*, 21, 589–592, 1994.
- Claude, H., W. Steinbrecht und G. Reich, Impact of radiosonde changes on a long-term ozone record: The Hohenpeissenberg experience, in *Proc. 5th European Workshop on Stratospheric Ozone, St. Jean de Luz, France*, 1999.
- Dameris, M., D. Nodorp und R. Sausen, Correlation between tropopause height pressure and TOMS-data for the EASOE-winter 1991/1992, *Contrib. Atmosph. Phys.*, 68, 227–232, 1995.
- Dobson, G.M.B., D.N. Harrison und J. Lawrence, Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, *Proc. Roy. Soc. London A*, 122, 456–486, 1929.
- Forster, P.M. de F. und K.P. Shine, Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone trends. *J. Geophys. Res.*, 102, 10,841–10,855, 1997.
- Fortuin, J.P.F. und H. Kelder, Possible links between ozone and temperature profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1517–1520, 1996.
- Godin, S., Differential Absorption Ozone Lidar Algorithm Intercomparison, *Appl. Opt.* 38, 6225–6236, 1999.
- Graf, H.-F. et al., Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse-gas forcing, *Contrib. Atmos. Phys.*, 68, 233–248, 1995.
- Graf, H.-F., I. Kirchner und J. Perlwitz, Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse-gases, *J. Geophys. Res.*, 103, 11,251–11,261, 1998.
- Gray L.J. und T.J. Dunkerton. The role of the seasonal cycle in the quasi-biennial oscillation of ozone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2429–2451, 1990.
- Hoinka, K.P., H. Claude und U. Köhler, On the correlation between tropopause pressure and ozone above Central Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1753–1756, 1996.
- Hofmann, D.J., Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichón volcanic eruption of 1982, *Rev. Geophys.*, 25, 743–759, 1987.

- Hood, L.L. und D.A. Zaff, Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter, *J. Geophys. Res.*, 100, 25,791–25,800, 1995.
- Hood, L.L., The solar cycle variation of total ozone: Dynamical forcing in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102, 1355–1370, 1997a.
- Hood, L.L., J.P. McCormack und K. Labitzke, An investigation of dynamical contributions to midlatitude ozone trends in winter, *J. Geophys. Res.*, 102, 13,079–13,093, 1997b.
- Hurrell, J.W., Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665–668, 1996.
- Jackman, C.H. et al., Past, present and future modeled ozone trends with comparison to observed trends, *J. Geophys. Res.*, 101, 28,753–28,767, 1996.
- Jäger, H. und K. Wege, Stratospheric Ozone Depletion at Northern Midlatitudes after Major Volcanic Eruptions, *J. Atmos. Chem.*, 10, 273–287, 1990.
- Köhler, U. und H. Claude, Homogenized records at Hohenpeissenberg, in *Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium 1996 in L'Aquila, Italy*, edited by R.D. Bojkov and G. Visconti, pp. 57–60, Intl. Ozone Commission, 1998.
- Labitzke, K., B. Naujokat und K. Petzold (Eds.), Meteorologie der Mittleren Atmosphäre, *Pro-met*, 22, Nr. 2-4, 1992.
- Labitzke, K. und H. van Loon, On the association between the QBO and the extratropical stratosphere, *J. Atm. Terr. Phys.*, 54, 1453–1463, 1992.
- Labitzke, K. und H. van Loon, Trends of temperature and geopotential height between 100 and 10 hpa on the northern hemisphere, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 72, 643–652, 1994.
- Labitzke, K. und H. van Loon, A note on the distribution of trends below 10 hpa: The extratropical northern hemisphere, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 73, 883–889, 1995.
- Manabe, S. und R.F. Strickler, Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361–385, 1964.
- McCormack, J.P. und L.L. Hood, Relationship between ozone and temperature trends in the lower stratosphere: Latitudinal and seasonal dependences. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1615–1618, 1994.
- Neelin, J.D. und M. Latif, El Nino Dynamics, *Physics Today*, 51, 32–36, 1998.
- Normand, C., Atmospheric ozone and the upper-air conditions, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 39–50, 1953.
- Peters, D., G. Entzian und G. Schmitz, Ozone anomalies over the North Atlantic-European region during January 1979–1992: Linear modeling of horizontal and vertical ozone transport by ultra-long waves, *Contrib. Atmos. Phys.*, 69, 477–489, 1996.
- Reed, R.J., The role of vertical motions in ozone-weather relationship, *J. Meteor.*, 7, 263–267, 1950.
- Salby, M.L. und P.F. Callaghan, Fluctuations of total ozone and their relationship to stratospheric air motions, *J. Geophys. Res.*, 98, 2715–2727, 1993.

- Scherhag, R., *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose*, 424 S., Springer-Verlag, Berlin, 1948.
- Shindell, D. et al., Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing, *Nature*, *399*, 452–455, 1999.
- Solomon, S. et al., The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, *101*, 6713–6727, 1996.
- Spänkuch, D. und E. Schulz, Diagnosing and forecasting total column ozone by statistical relations, *J. Geophys. Res.*, *100*, 18,873–18,885, 1995.
- Steinbrecht W. et al., Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for longterm changes, *J. Geophys. Res.*, *103*, 19,183–19,192, 1998.
- Steinbrecht W. et al., Results of the 1998 Ny-Ålesund Ozone Monitoring Intercomparison, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30,515–30,523, 1999.
- Steinbrecht W. et al., Interannual changes of total ozone and northern hemisphere circulation patterns, *submitted to Geophys. Res. Lett.*, 1999.
- Thompson D.W.J. und J.M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1297–1300, 1998.
- Thompson D.W.J. und J.M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Clim.*, *12*, in press, 1999a.
- Thompson D.W.J., J.M. Wallace und G.C. Hegerl, Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *J. Clim.*, *12*, in press, 1999b.
- Thuburn, J. und G.C. Craig, GCM tests of theories for the height of the tropopause, *J. Atmos. Sci.*, *54*, 869–882, 1997.
- van Loon, H. und K. Labitzke, The Southern Oscillation, Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation., *Mon. Weather Rev.*, *115*, 357–369, 1987.
- Wege, K. und H. Claude, Über Zusammenhänge zwischen stratosphärischem Ozon und meteorologischen Parametern mit Folgerungen für die Zeiträume nach den Ausbrüchen von El Chichon und Pinatubo. *Meteorol. Zeitschr.*, *6*, 73–87, 1997.
- World Meteorological Organization (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, Rep. No. 44, Global Ozone Research and Monitoring Project, Geneva, 1999.
- Zerefos, C.S. et al., On the relative importance of Quasi-Biennial Oscillation and El Nino/Southern Oscillation in the revised Dobson total ozone records. *J. Geophys. Res.*, *97*, 10,135–10,144, 1992.
- Zerefos, C.S., K. Tourpali, R.B. Bojkov, D.S. Balis, B. Rognerud und I.S.A. Isaksen, Solar activity-total column ozone relationships: Observations and model studies with heterogeneous chemistry, *J. Geophys. Res.*, *102*, 1561–1569, 1997.

## **Danksagung**

Die Arbeit war eingebettet in das Deutsche Ozonforschungsprogramm und wurde gefördert mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie unter Förderkennzeichen 01 LO 95099.