

Zur Variabilität der Dynamik in  
der Stratosphäre - Eine  
Untersuchung auf Grundlage der  
Varianz von chemischen Tracern



Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim

Fachbereich Geowissenschaften / Geographie  
der Johann Wolfgang Goethe-Universität  
in Frankfurt am Main

von

Dipl. Met. Hans-Peter Haase  
aus Darmstadt

Frankfurt am Main, 2004

(DF1)

Vom Fachbereich Geowissenschaften / Geographie der Johann Wolfgang  
Goethe-Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Ulrich Schmidt  
Gutachter: Prof. Dr. Ulrich Schmidt, Universität Frankfurt  
Prof. Dr. Martin Riese, FZ Jülich

Datum der Disputation: 28. Oktober 2004

*Der Mensch ist ein Teil der Natur und nicht etwas, das zu ihr im Widerspruch steht.*  
(Bertrand Russell, britischer Mathematiker und Philosoph (1872-1979))



# Inhaltsverzeichnis

<b>Überblick</b>	<b>1</b>
<b>1 Einführung</b>	<b>5</b>
1.1 Dynamik der Stratosphäre . . . . .	5
1.1.1 Das Bild der allgemeinen Zirkulation . . . . .	6
1.1.2 Die tropischen Breiten und deren Kopplung mit den mittleren Breiten . . . . .	10
1.1.3 Die extratropischen Breiten . . . . .	11
1.2 Atmosphärische Spurengase . . . . .	12
1.2.1 Methan ( $\text{CH}_4$ ) . . . . .	13
1.2.2 Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) . . . . .	15
1.2.3 F12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) . . . . .	16
1.2.4 Ozon ( $\text{O}_3$ ) . . . . .	17
1.3 Die Variabilität der dynamischen Prozesse in der Stratosphäre	19
1.4 Equivalent Displacement Height . . . . .	22
1.4.1 Bisherige Arbeiten . . . . .	22
1.4.2 Allgemeine Überlegungen . . . . .	28
<b>2 Die Datenbasis</b>	<b>31</b>
2.1 Der kryogene Luftprobensammler . . . . .	31
2.2 Das Satellitenexperiment HALOE . . . . .	35
2.3 Das Simulationsmodell KASIMA . . . . .	37
<b>3 EDH aus den Daten des kryogenen Luftprobensammlers</b>	<b>39</b>
3.1 Das Verfahren zur Berechnung der EDH . . . . .	39
3.2 Ergebnisse . . . . .	41
3.2.1 Hohe Breiten . . . . .	41
3.2.2 Mittlere Breiten . . . . .	42
3.3 Diskussion . . . . .	46

<b>4 Die EDH aus <i>HALOE</i>-Daten</b>	<b>51</b>
4.1 Das Verfahren . . . . .	51
4.2 Jahrgang der Verteilung der mittleren EDH . . . . .	56
4.2.1 CH <sub>4</sub> . . . . .	56
4.2.2 O <sub>3</sub> . . . . .	67
4.2.3 Diskussion . . . . .	73
4.3 Vergleich zwischen dem <i>HALOE</i> - und <i>KASIMA</i> -Datensatz . . . . .	77
4.3.1 Januar/Juli . . . . .	78
4.3.2 April/Oktober . . . . .	81
4.3.3 Diskussion . . . . .	84
4.4 Zusammenfassung . . . . .	87
<b>5 Fallstudien</b>	<b>91</b>
5.1 Fallstudie : März 1996/1997 . . . . .	92
5.2 Ein Vergleich zwischen der mittleren EDH und mittleren EDL . . . . .	97
5.3 Die mittlere EDH von Distickstoffoxid (N <sub>2</sub> O) . . . . .	99
<b>6 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>103</b>
<b>Anhang</b>	<b>109</b>
<b>A Theoretische Grundlagen</b>	<b>109</b>
A.1 Potentielle Temperatur . . . . .	109
A.2 Potentielle Vorticity . . . . .	109
A.3 Mischungslängentheorie . . . . .	110
A.4 Treibhauspotential . . . . .	110
A.5 Equivalent Latitude . . . . .	111
<b>B Statistische Grundlagen</b>	<b>113</b>
B.1 $\chi^2$ -Anpassungstest . . . . .	113
B.2 Kolmogoroff-Smirnov-Anpassungstest . . . . .	114
B.3 F-Test . . . . .	114
<b>C Formen der Stratosphärenerwärmungen</b>	<b>117</b>
<b>D Ergänzung zum Kapitel 3</b>	<b>119</b>
D.1 Übersicht über die Kryosammler-Flüge . . . . .	119
D.2 Programmbeschreibung . . . . .	121
D.2.1 kryo03.exe . . . . .	122
D.2.2 boden03.exe . . . . .	123

---

<b>E</b>	<b>Ergänzenden Abbildungen zur EDH aus <i>HALOE</i>-Daten</b>	<b>127</b>
E.1	Ergebnisse des F-Testes . . . . .	127
E.1.1	O <sub>3</sub> . . . . .	127
E.1.2	CH <sub>4</sub> . . . . .	130
E.2	Ergebnisse der Fehlerabschätzung . . . . .	132
E.2.1	O <sub>3</sub> . . . . .	132
E.2.2	CH <sub>4</sub> . . . . .	134
E.3	EDL . . . . .	137
<b>F</b>	<b>Ergänzenden Abbildungen zur EDH aus <i>KASIMA</i>-Daten</b>	<b>139</b>
F.1	Die mittlere EDH von O <sub>3</sub> . . . . .	139
F.2	Die mittlere EDH von CH <sub>4</sub> . . . . .	141
F.3	Die mittlere EDH von N <sub>2</sub> O . . . . .	142
F.4	Verteilung des modifizierten Datensatzes . . . . .	146
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>147</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>151</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>153</b>





# Überblick

Die Atmosphäre besteht zu ca. 78% aus Stickstoff ( $N_2$ ), ca. 21% aus Sauerstoff ( $O_2$ ) und ca. 0,93% Argon, die verbliebenen ca. 0,07% werden unter verschiedenen überwiegend langlebigen Spurengasen, wie z.B. Kohlendioxid ( $CO_2$ ), Ozon ( $O_3$ ), Methan ( $CH_4$ ) und Distickstoffoxid ( $N_2O$ ) aufgeteilt. Trotz ihres geringen Anteils an der gesamten Atmosphäre spielen diese Spurengase eine große Rolle. Das Ozon absorbiert die solare UV-Strahlung in einem Wellenlängenbereich von etwa 210 bis 310 nm und schützt damit die Lebewesen in der Biosphäre vor der schädlichen UV-Strahlung der Sonne. Die dabei absorbierte Energie der UV-Strahlung sorgt für eine thermisch stabile Schichtung in einem Höhenbereich zwischen ca. 10 und 50 km. Dieser Bereich der Atmosphäre wird als Stratosphäre bezeichnet [z.B. *Seinfeld & Pandis* [1998]]. Ein Effekt, der durch die Absorption von infraroter Strahlung durch Spurengase wie  $CO_2$  und Wasserdampf ( $H_2O$ ) hervorgerufen wird, ist der natürliche Treibhauseffekt. Durch diesen liegt die mittlere Globaltemperatur bei ca. 15°C. Ohne diesen Treibhauseffekt hätte die mittlere Globaltemperatur einen Wert von ca. -18°C [z.B. *Graedel & Crutzen* [1994]].

Aufgrund der global zunehmenden Industrialisierung werden eine Vielzahl von Spurengasen zusätzlich in die Atmosphäre emittiert. Die Emission umfasst nicht nur natürliche Spurengase wie z.B.  $CO_2$ ,  $CH_4$  und  $N_2O$ , sondern auch anthropogene Spurengase wie die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW). Diese zusätzliche Emission führt nicht nur zu einer Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes [z.B. *IPCC* [1990], *IPCC* [1995] und *IPCC* [2001]], sondern fördert auch den Abbau des stratosphärischen  $O_3$  über direkte oder indirekte Effekte [z.B. *WMO* [1986], *WMO* [1995] und *WMO* [1999]].

Die Verteilungen und die zeitlichen Entwicklungen der verschiedenen Spurengase werden mit Hilfe von unterschiedlichen Methoden in der Atmosphäre gemessen. Eine genaue Charakterisierung der Messinstrumente ist für die Interpretation der Messungen genauso wichtig, wie die genaue Kenntnis über die chemischen Prozesse an denen die verschiedenen Spurengase beteiligt sind. In der Atmosphäre sind sowohl die chemischen als

auch die dynamischen Prozesse von den lokalen Bedingungen und unter Umständen auch von der entsprechenden Jahreszeit abhängig. So herrschen z.B. in der Stratosphäre im Winter andere dynamische Bedingungen als im Sommer. Ähnliches gilt für verschiedene chemische Prozesse im Winter bei fehlender solarer Einstrahlung. Um die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Spurengasen untersuchen zu können, ist es wichtig nicht nur ihre Verteilung genau zu kennen, sondern auch ihre räumliche und zeitliche Varianz. So besteht z.B. in der Troposphäre ein Zusammenhang zwischen der räumlichen und zeitlichen Varianz eines Spurengases und seiner troposphärischen Verweilzeit, wenn die Verteilung seiner Quellen und Senken ähnlich ist [Junge, 1974]. In der Stratosphäre haben Spurengase mit einer langen Verweilzeit auf das Klima und den stratosphärischen O<sub>3</sub>-Abbau einen besonders nachhaltigen Einfluss. Um diesen prognostizieren zu können, müssen die Abhängigkeit der verschiedenen chemischen und dynamischen Prozesse von Raum und Zeit durch Modelle, welche für die Simulation des zukünftigen Zustandes der Atmosphäre entwickelt werden, mit hoher Genauigkeit wiedergegeben werden. Für die Kontrolle dieser Modelle werden Verteilungen von Spurengasen, welche durch diese berechnet worden sind, mit repräsentativen Messungen verglichen.

Das Ziel dieser Arbeit ist es auf Grundlage der Varianz von verschiedenen Spurengasen die Variabilität der dynamischen Prozesse in der Stratosphäre zu untersuchen. Für die Untersuchung wird das „alte“ Konzept der „Equivalent Displacement Height“ zur Bestimmung der Varianz der Spurengase auf drei verschiedene Datensätze angewendet. Damit soll gleichzeitig die Aussagekraft dieses Konzeptes und die Möglichkeit, die vorhandenen Datensätze zur Untersuchung der Varianz einzusetzen, überprüft werden. Das erste Kapitel gibt eine Einführung in die Thematik. Am Anfang werden in Kapitel 1.1 die Transportprozesse in der Stratosphäre besprochen. Das Kapitel 1.2 beinhaltet die Vorstellung der Spurengase, deren Varianz im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden soll. Diese Spurengase sind CH<sub>4</sub> (siehe Kapitel 1.2.1), N<sub>2</sub>O (siehe Kapitel 1.2.2), der Fluorchlorkohlenwasserstoff F12 (CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub>) (siehe Kapitel 1.2.3) und O<sub>3</sub> (siehe Kapitel 1.2.4). Das Kapitel 1.3 geht auf die großräumige Variabilität in der Stratosphäre ein. Das Prinzip des EDH-Konzeptes und die Arbeiten, die sich damit beschäftigt haben, stellt das Kapitel 1.4 vor. Eine Beschreibung der für die Arbeit zur Verfügung stehenden Datensätze wird im Kapitel 2 gegeben. Die Datensätze stammen von einem kryogenen Luftprobensammler (siehe Kapitel 2.1), dem Satellitenexperiment HALOE (siehe Kapitel 2.2) und dem Simulationsmodell KASIMA (siehe Kapitel 2.3). Die Ergebnisse, die sich aus den Berechnungen der EDH mit den drei Datensätzen ergeben haben,

werden in den Kapiteln 3 bis 5 gezeigt und diskutiert. Zum Abschluss dieser Arbeit erfolgt im Kapitel 6 eine Zusammenfassung und ein Ausblick.



# Kapitel 1

## Einführung

Die Atmosphäre ist ein komplexes System, in dem sich in Abhängigkeit der Jahreszeiten und Regionen eine Vielzahl von chemischen und dynamischen Prozessen abspielen. Für das Verständnis der Zusammenhänge zwischen den einzelnen Prozessen ist es sinnvoll die zeitlichen und räumlichen Skalen immer weiter zu verkleinern. So bietet sich für die Untersuchung der dynamischen Prozesse ausgehend von der globalen Zirkulation dann eine Trennung zwischen den tropischen, extratropischen und polaren Breiten an. Für die Untersuchung der dynamischen Prozesse können die Verteilungen und die Variabilitäten von unterschiedlichen Spurengasen hilfreiche Informationen liefern.

### 1.1 Dynamik der Stratosphäre

Basierend auf dem vertikalen Temperaturverlauf ist die Atmosphäre in mehrere Bereiche gegliedert. Der unterste Bereich ist die Troposphäre, darüber befinden sich die Stratosphäre, die Mesosphäre und die Thermosphäre. Die Grenzen zwischen den einzelnen Bereichen werden durch die Tropopause, die Stratopause und die Mesopause beschrieben. Die untere Grenze der Stratosphäre, die Tropopause, befindet sich über den Tropen in einer Höhe von ca. 17 km und über den mittleren und hohen Breiten in 7 bis 9 km Höhe. Die Temperatur schwankt an der Tropopause zwischen  $-80^{\circ}\text{C}$  über den Tropen und  $-50^{\circ}\text{C}$  im Sommer über den hohen Breiten [z.B. *Liljequist & Cechak* [1984]]. Die Stratopause beschreibt die Grenze zur Mesosphäre und liegt im Mittel in einer Höhe von ca. 50 km. Die mittlere Temperatur schwankt im Stratopausenbereich zwischen  $-18^{\circ}\text{C}$  am Winterpol und  $+12^{\circ}\text{C}$  am Sommerpol. In einer Höhe zwischen 80 und 90 km befindet sich die Mesopause bei einer Temperatur zwischen  $-50^{\circ}\text{C}$  und  $-90^{\circ}\text{C}$ . Die Mesopause ist über der Sommerhemisphäre der kälteste Punkt in der Atmosphäre [*Seinfeld & Pan-*

*dis*, 1998]. Während in der Troposphäre die Temperatur im Mittel mit der Höhe abnimmt, bleibt die Temperatur in der Stratosphäre bis in eine Höhe von ca. 25 km nahezu konstant und nimmt darüber bis in eine Höhe von ca. 50 km wieder zu. Der Grund für diese Temperaturverteilung in der Stratosphäre ist die Absorption der UV-Strahlung durch das Ozon [z.B. *Seinfeld & Pandis* [1998]]. Dieser mittlere, positive Temperaturgradient bedingt eine stabile thermische Schichtung [*Brasseur & Solomon*, 1986]. Die starken zonalen Winde sorgen trotz dieser hohen Stabilität in einem Zeitraum von Tagen und Monaten für eine gute zonale Durchmischung in der Stratosphäre [*Brasseur & Solomon*, 1986]. Die meridionale und vertikale Durchmischung dauert in der Stratosphäre dagegen Monate bis Jahre. Die Stratosphäre darf nicht als isolierter Bereich angesehen werden, sondern ist mit der Troposphäre und der Mesosphäre gekoppelt. In der Mesosphäre nimmt die Temperatur, vergleichbar mit der Troposphäre, wieder bis zur Mesopause mit der Höhe ab. In der darüberliegenden Thermosphäre steigt die Temperatur mit der Höhe an.

### 1.1.1 Das Bild der allgemeinen Zirkulation

In der Mitte des letzten Jahrhunderts wurde mit Hilfe von globalen Wasserdampf- und Ozonmessungen eine erste qualitative Beschreibung des stratosphärischen Massentransportes vorgenommen. *Brewer* [1949] argumentierte auf Grundlage von globalen Wasserdampfmessungen und thermodynamischen Überlegungen, dass die von ihm beobachteten geringen Mischungsverhältnisse des Wasserdampfes in der gesamten Stratosphäre nur über den Transport durch die besonders kalte tropische Tropopause erreicht werden können, wo der Wasserdampf gewissermaßen wie in einer „Kühlfalle“ ausgefroren wird. Unter diesen Voraussetzungen schlug *Brewer* [1949] eine Zirkulation mit aufsteigender Luft oberhalb der Tropen, einen polwärts gerichteten horizontalen Transport und, wegen der Massenerhaltung, absinkender Luft in mittleren und hohen Breiten vor. *Dobson et al.* [1929] zeigte, dass Ozon aufgrund der stärkeren Sonneneinstrahlung innerhalb der tropischen Stratosphäre produziert wird, die höchsten Werte des Gesamt Ozons aber in den hohen Breiten beobachtet werden<sup>1</sup>. Das aus beiden Überlegungen resultierende Konzept des großräumigen meridionalen Massentransportes wird als Brewer-Dobson-Zirkulation bezeichnet. Unterstützt wurde dieses Konzept durch Modellrechnungen von *Murgatroyd & Singleton* [1961]. Die Autoren schätzten den großräumigen, meridionalen Transport nur unter der

---

<sup>1</sup>Die Gesamt ozonmenge über einem Ort gibt die Dicke der Ozonschicht an, wenn das gesamte Ozon über diesem Ort auf Normalbedingungen ( $T=273,0$  K;  $p=1012$  hPa) reduziert wird. 1 mm Ozonschichtdicke entsprechen 100 Dobson Unit (D.U.).

Berücksichtigung der Netto-Erwärmungsrate durch stratosphärische Strahlungsprozesse ab. Die Temperaturverteilung in der Stratosphäre, welche die Stratosphäre im Strahlungsgleichgewicht haben sollte, weicht von der gemessenen Temperaturverteilung ab [z.B. *Andrews et al.* [1987]]. Die Stratosphäre ist über den hohen Breiten im Winter wärmer und im Sommer kälter als im Strahlungsgleichgewicht. Diese Abweichungen werden durch die großräumige meridionale diabatische Zirkulation hervorgerufen, die in der oberen Stratosphäre ein Aufsteigen der Luftmassen über der Sommerhemisphäre, ein Absinken über der Winterhemisphäre und eine meridionale Strömung von der Sommer- in die Winterhemisphäre beinhaltet. In der unteren Stratosphäre findet im Rahmen der großräumigen Zirkulation ein Aufsteigen der Luftmassen über dem Äquator und ein Absinken über beiden Hemisphären in den extratropischen Breiten statt, das über der jeweiligen Winterhemisphäre stärker ist. Wegen der adiabatischen Prozesse, die mit diesen Vertikalbewegungen verbunden sind (Abkühlen durch adiabatische Expansion beim Aufsteigen und entsprechende Erwärmung bei der adiabatischen Kompression), wird die Temperatur der Stratosphäre von der Temperatur im Strahlungsgleichgewicht weggetrieben. Die Unterschiede in der mittleren Temperaturverteilung bedingen einen meridionalen Druckgradienten. Dieser führt im geostrophischen Gleichgewicht zu zonalen Westwinden in der Winterhemisphäre und zu zonalen Ostwinden in der Sommerhemisphäre. Zusätzlich zu diesem großräumigen, meridionalen Massentransport finden weitere Mischungsprozesse statt. Diese werden durch das „Brechen“ von planetaren Rossby-Wellen und Schwerewellen, welche von der Troposphäre bis in die extratropische Stratosphäre reichen, hervorgerufen [*McIntyre & Palmer*, 1983]. Da in der sommerlichen Stratosphäre das vorherrschende Ostwindregime die Ausbreitung von Wellen verhindert [*Charney & Drazin*, 1961], sind die Mischungsprozesse in der winterlichen Stratosphäre stärker ausgeprägt. Diese beschriebenen Prozesse sind in der Abbildung 1.1 im globalen Zusammenhang dargestellt.

Durch die Forschung der beiden letzten Jahrzehnte konnte das Bild des atmosphärischen Massentransportes immer weiter erweitert werden (siehe Abbildung 1.2).

Der Teil der Stratosphäre zwischen der Tropopause und der 380 K isentropen Fläche<sup>2</sup> wird als unterste Stratosphäre, engl. *lowermost stratosphere* [*Holton et al.*, 1995], bezeichnet. Die isentrope Fläche von 380 K entspricht etwa der mittleren Höhe der tropischen Tropopause in ca. 17 km bzw. einem Luftdruck von ca. 100 hPa. Der Massentransport in die unterste Stratosphäre erfolgt das ganze Jahr einerseits durch das großräumige Absinken der Brewer-Dobson-Zirkulation (weiße Pfeile in der Abbildung 1.2) und anderer-

---

<sup>2</sup>Isentrope Fläche = Fläche gleicher potentieller Temperatur.

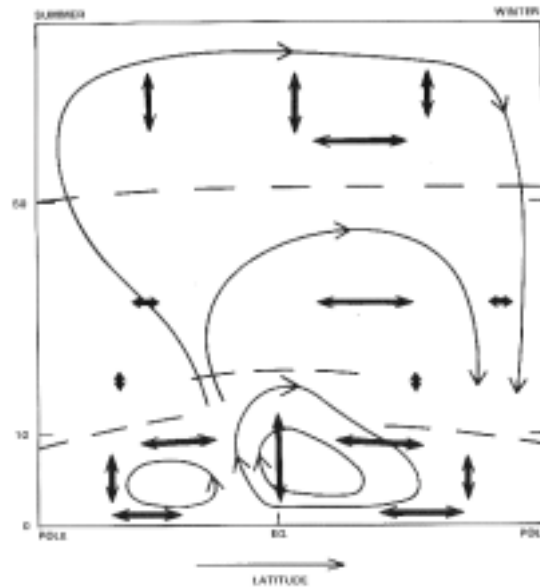


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der meridionalen Zirkulation von der Troposphäre bis zur Mesosphäre [WMO, 1986]. Der großräumige Transport wird durch die dünnen Pfeile gekennzeichnet, die dicken Pfeile beschreiben die Mischung durch das Brechen planetarer Wellen. Die Länge dieser Pfeile ist ein Maß für die Stärke der Mischung. Die Tropopause und die Stratopause werden durch die beiden gestrichelten Linien angedeutet.

seits über isentrope Austauschprozesse mit der Troposphäre (gewellte Pfeile in der Abbildung 1.2) [Holton *et al.*, 1995].

In den Tropen findet das makroskalige Aufsteigen von Luftmassen im Rahmen der Brewer-Dobson-Zirkulation in einem von den mittleren Breiten nahezu isolierten Bereich statt („tropical pipe“ nach Plumb [1996]). In der oberen Stratosphäre erzeugen das Brechen von planetarischen Wellen und das Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre in einer geographischen Breite von ca.  $15^\circ$  eine zonal gerichtete Kraft auf die Luftmassen [Haynes, 1998], die dann durch die Corioliskraft in Richtung der Pole „abgelenkt“ werden. In den mittleren und hohen Breiten findet in der Stratosphäre auf der Winterhemisphäre und in der unteren Stratosphäre auf der Sommerhemisphäre das großräumige Absinken der Luftmassen im Rahmen der Brewer-Dobson-Zirkulation statt (siehe Abbildung 1.2). Der durch Brechung von Wellen dominierte meridionale Transport vom Äquator zu den hohen Breiten besitzt seinen Antrieb in der extratropischen Stratosphäre, der sog. Extratropischen Pumpe, engl. Extratropical Pump, [Holton *et al.*, 1995]. Die Effektivität die-



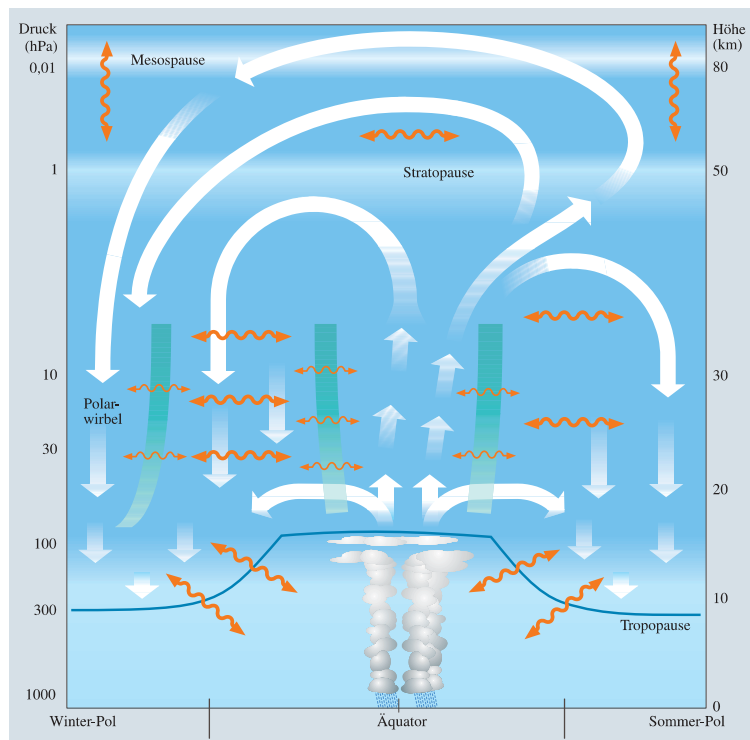


Abbildung 1.2: Schematische Darstellung des aktuellen Kenntnisstandes der atmosphärischen Zirkulation [Schmidt *et al.*, 2001]. Die durchgezogene, blaue Linie markiert den Bereich der Tropopause. Die grünen Balken beschreiben Barrieren für den direkten dynamischen Austausch von Luftmassen. Der großräumige Transport wird durch die weißen Pfeile gekennzeichnet. Die gewellten Doppelpfeile zeigen den großräumigen turbulenten Austausch.

ser Pumpe wird von der Wellenaktivität in den mittleren Breiten kontrolliert. Haynes *et al.* [1991] und Holton *et al.* [1995] bezeichneten diese Kontrolle als „Downward Control“. Das makroskalige Aufsteigen über den Tropen bzw. das Absinken über den mittleren und hohen Breiten ist eine Folge dieser extratropischen Pumpe und wird durch das diabatische Aufheizen bzw. Abkühlen der Luftmassen verstärkt [Plumb & Eluszkiewicz [1999], Plumb [2002]]. Das Absinken und der meridionale Transport sind aufgrund der größeren Wellenaktivität über der Winterhemisphäre stärker ausgeprägt als über der Sommerhemisphäre [McIntyre & Palmer, 1983].

Innerhalb der Stratosphäre befinden sich, durch die dynamischen Bedingungen hervorgerufen, Mischungsbarrieren (grüne Balken in der Abbildung 1.2), die den direkten meridionalen dynamischen Massenaustausch verhindern. Über den subtropischen Breiten liegt die sog. subtropische Transport-

barriere. Diese trennt die Stratosphäre über den mittleren Breiten von dem Bereich über den tropischen Breiten. Im Winter bildet sich aufgrund des stärkeren Absinkens über den polaren Breiten im Übergang zu den mittleren Breiten eine weitere Transportbarriere aus. Eine Einmischung von Luftmassen aus dem Rand der Mischungsbarrieren in die mittleren Breiten und umgekehrt findet in Verbindung mit Wellenphänomenen (gewellte Pfeile in Abbildung 1.2) statt. In welchem Umfang dieser Transport über die Mischungsbarrieren stattfindet, kann zurzeit noch nicht geklärt werden. Im Sommer findet innerhalb der Stratosphäre ein großräumiger Austausch von den mittleren bis hin zu den hohen Breiten statt, im Winter nur über den mittleren Breiten.

### 1.1.2 Die tropischen Breiten und deren Kopplung mit den mittleren Breiten

Die relativ konstante Intensität der solaren Einstrahlung ist der Grund dafür, dass es in den Tropen keine ausgeprägten Jahreszeiten gibt. Über der tropischen Tropopause erfolgt in der Stratosphäre der makroskalige Vertikaltransport von Luftmassen als Teil der Brewer-Dobson-Zirkulation in einem von den mittleren Breiten nahezu isolierten Bereich, den *Plumb* [1996] als „tropical pipe“ bezeichnen. Ein Hinweis auf die Isolation findet sich auch in der vertikalen Verteilung des Mischungsverhältnisses von Wasserdampf wieder, dessen saisonale Veränderung, die abhängig von dem Jahreszyklus der Temperatur an der tropischen Tropopause ist, durch die untere tropische Stratosphäre wie auf eine Art vertikal laufenden Band aufgezeichnet wird, sog. „tape recorder“ [*Mote et al.*, 1996].

*McIntyre & Palmer* [1983] schlossen auf Grundlage der Verteilung der Potentiellen Vorticity<sup>3</sup> (PV) auf die Existenz einer Mischungsbarriere zwischen dem tropischen Bereich und den mittleren Breiten, die den direkten horizontalen Austausch von Luftmassen zwischen diesen beiden Bereichen verhindert. Trotz der vorhandenen subtropischen Mischungsbarriere gelangen Luftmassen aus dem Randbereich der Tropen in die mittleren Breiten und werden dort irreversibel vermischt. Der Transport tritt in Verbindung mit sogenannten Streamern auf. Diese fingerähnlichen Strukturen werden in Modellrechnungen [*Kouker et al.*, 1999b] gefunden und auch durch Messungen [*Offermann et al.*, 1999] bestätigt. Sie treten im Höhenbereich zwischen der Tropopause und der mittleren Stratosphäre auf. Ein direkter, polwärts gerichteter Transport zwischen den Tropen und den mittleren Breiten findet lediglich in der unteren Stratosphäre knapp oberhalb der tropischen Tropo-

---

<sup>3</sup>Siehe Anhang A.

pause statt [Volk *et al.*, 1996].

### 1.1.3 Die extratropischen Breiten

In der Abbildung 1.2 sind Unterschiede zwischen der extratropischen Stratosphäre im Winter und im Sommer zu erkennen, die im Folgenden detaillierter beschrieben werden.

#### Winter

In Kapitel 1.1.1 ist der großräumige Transport von der oberen tropischen Stratosphäre in die Winterstratosphäre erklärt worden. Dieser Transport und das Absinken über den mittleren bzw. hohen Breiten wird durch die „Extratropische Pumpe“ kontrolliert [Holton *et al.*, 1995]. Aufgrund der höheren Wellenaktivität sind der Transport und das Absinken im Winter stärker. Über den hohen Breiten wird das Absinken der Luftmassen durch die fehlende solare Einstrahlung im Winter und die dadurch zunehmende Dichte der Luft weiter verstärkt. Das auf diese Weise in der Stratosphäre über den hohen Breiten entstandene Tiefdruckgebiet wird als polarer Vortex bezeichnet. Der Rand des polaren Vortex bildet zugleich eine Barriere für den direkten Transport in den Vortex und aus dem Vortex hinaus.

Eine Einmischung von polarer Luft aus dem Rand des Vortex in die mittleren Breiten findet im Zusammenhang mit filamentartigen Strukturen statt. Diese Filamente sind von ihrer Umgebung abgegrenzte Luftmassen und unterscheiden sich in den vorherrschenden Konzentrationen verschiedener Spurengase deutlich von der umgebenden Luft. Sie werden durch das Brechen von planetaren Wellen [Vaugh *et al.*, 1994] am Vortexrand aus diesem abgelöst und dringen bis in die mittleren Breiten vor. Mit der Zeit werden die Filamente durch Advektion immer länger und dünner gezogen, bis sie schließlich durch Diffusion aufgelöst werden [z.B. Vaugh *et al.* [1994]; Strahan *et al.* [1999]; Manney *et al.* [2000]]. Die Einmischung von Luft aus mittleren Breiten in den äußeren Bereich des Vortex ist selten und wurde nur in Einzelfällen nachgewiesen [Plumb *et al.*, 1994]. Während solche Mischungsprozesse den äußeren Vortexbereich beeinflussen können [*persönliche Mitteilung: Holger Klein (Universität Frankfurt)*] ist der innere Kern des Vortex von den mittleren Breiten nahezu isoliert [WMO, 1999].

In der winterlichen Stratosphäre befindet sich über den mittleren Breiten zwischen dem tropischen Bereich und dem Rand des polaren Vortex die „surf zone“, deutsch: Brandungszone, [McIntyre & Palmer, 1983]. Bei der Untersuchung der horizontalen Verteilung der Potentiellen Vorticity (PV)<sup>4</sup>

---

<sup>4</sup>Siehe Anhang A.

fanden *McIntyre & Palmer* [1983] eine Abnahme des horizontalen Gradienten von den polaren hin zu den mittleren Breiten. Die Abnahme ist die Folge einer durch starke Wellenaktivität hervorgerufenen, guten isentropen Durchmischung der mittleren Breiten [*McIntyre & Palmer*, 1983].

## Sommer

Im Rahmen der Brewer-Dobson-Zirkulation findet in der Stratosphäre im Sommer nicht nur ein großräumiges Absinken von Luftmassen über den mittleren und hohen Breiten statt, sondern auch ein Aufsteigen von Luftmassen aus der oberen Stratosphäre in die darüberliegende Mesosphäre (siehe Abbildungen 1.1 und 1.2). Die Stratosphäre wird im Sommer durch das vorherrschende Ostwindregime geprägt, das die vertikale Ausbreitung von planetaren Wellen verhindert [*Charney & Drazin*, 1961]. Nur Wellen mit einer westwärtsgerichteten Phasengeschwindigkeit, die unterhalb eines kritischen Wertes liegt, können sich vertikal nach dem sog. Charney-Drazin Theorem in die Stratosphäre fortpflanzen [*Wagner & Bowman*, 2000]. *Haynes & Shuckburgh* [2000] und *Allen & Nakamura* [2001] haben für den Sommer unter Verwendung der effektiven Diffusivität eine vertikale Abnahme der Effektivität der Mischung ab einer Höhe von 20 km nachgewiesen.

## 1.2 Atmosphärische Spurengase

In der Atmosphäre ist die Verteilung eines Spurengases abhängig von seinen Quellen, seinen Senken und dem atmosphärischen Transport. Aufgrund ihrer Senkenverteilung besitzen einige Spurengase eine so lange Lebenszeit<sup>5</sup> in der Atmosphäre, dass sie innerhalb einer Luftmasse mit Hilfe der globalen atmosphärischen Zirkulation durch die verschiedenen Regionen der Atmosphäre, z.B. der Stratosphäre, transportiert werden können. Ist die atmosphärische Lebenszeit eines Spurengases länger oder zumindestens in der gleichen Größenordnung, wie die mittlere Transportzeit zwischen zwei Regionen, kann dieses Spurengas für die Untersuchung von atmosphärischen Transportprozessen eingesetzt werden. Ein solches langlebiges Spurengas wird als langlebiger Tracer bezeichnet. Zu diesen Tracern gehören u.a. Methan ( $\text{CH}_4$ ) (siehe Kapitel 1.2.1), Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) (siehe Kapitel 1.2.2) und der Fluorchlorkohlenwasserstoff F12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) (siehe Kapitel 1.2.3). Im Gegensatz zu

---

<sup>5</sup>Die atmosphärische Lebenszeit eines Spurengases beschreibt die Zeitdifferenz zwischen der Emission oder Bildung des Spurengases und seiner Zerstörung. Die Lebenszeit ist der Quotient aus der gesamten atmosphärischen Menge des Spurengases und der gesamten Verlustrate [z.B. *Dessler* [2000]].

diesen drei Tracern steht das Ozon ( $O_3$ ) (Kapitel 1.2.4), dessen Verteilung in der Stratosphäre je nach Region und Jahreszeit entweder durch chemische oder dynamische Prozesse bzw. aus der Kombination von beiden kontrolliert wird.

### 1.2.1 Methan ( $CH_4$ )

In der Atmosphäre ist Methan ( $CH_4$ ) der Kohlenwasserstoff mit dem aktuell höchsten Mischungsverhältnis<sup>6</sup>. Aufgrund seiner chemischen und physikalischen Eigenschaften beeinflusst  $CH_4$  nicht nur das Klima, sondern auch das stratosphärische Ozon.

$CH_4$  gehört zu den sog. Treibhausgasen und wurde 1997 mit Kohlendioxid ( $CO_2$ ), Distickstoffoxid ( $N_2O$ ), Fluorkohlenwasserstoffen (HFCs), Perfluorkohlenstoffen (PFCs) und Schwefelhexafluorid ( $SF_6$ ) in das Protokoll zum Klimaschutz von Kyoto aufgenommen. Die atmosphärische Lebenszeit von  $CH_4$  beträgt  $8,9 \pm 0,6$  Jahre [WMO, 1999].  $CH_4$  besitzt auf Molekülbasis für einen Zeithorizont von 100 Jahren ein direktes Treibhauspotential<sup>7</sup>, engl.: Global Warming Potential (GWP), das relativ zum Kohlendioxid 23-mal höher ist [IPCC, 2001]. Die Prozesse, die in dem indirekten Treibhauspotential eine Rolle spielen, sind die Produktion von  $O_3$ , die Produktion des stratosphärischen Wasserdampfes ( $H_2O$ ), die Produktion von Kohlendioxid von verschiedenen  $CH_4$ -Quellen und die zeitliche Variation von  $CH_4$  in der Atmosphäre [IPCC, 2001]. Eine quantitative Bestimmung des indirekten Treibhauspotentials von  $CH_4$  ist aufgrund der großen Unsicherheiten in der quantitativen Bestimmung der erwähnten Prozesse zurzeit nicht möglich [IPCC, 2001].

$CH_4$  besitzt sowohl natürliche als auch anthropogene Quellen. Die größten natürlichen Quellen sind mikrobiologische Prozesse in Feuchtgebieten, Ozeanen und durch Termiten [IPCC, 2001]. Die anthropogenen Quellen sind der Reisanbau, Viehzucht und Biomassenverbrennung [IPCC, 2001]. Die Senken in der Troposphäre sind Reaktionen mit dem Hydroxylradikal (OH) [z.B. Seinfeld & Pandis [1998]], Reaktionen mit Chloratomen in der marinen Grenzschicht [Singh et al., 1996] und die Aufnahme durch den Erdboden [Ridgwell et al., 1999]. In der Stratosphäre wird  $CH_4$  durch Oxidation abgebaut, die gleichzeitig Quelle für den stratosphärischen Wasserdampf ist [z.B. Brasseur & Solomon [1986]].

---

<sup>6</sup>In der atmosphärischen Chemie wird der Spurengasgehalt einer Luftmasse durch das Mischungsverhältnis (ein druck- und temperaturunabhängiges Teilchenzahlverhältnis) angegeben: 1 ppm = 1 Teil auf  $10^6$  Teile (parts per million), 1 ppb = 1 Teil auf  $10^9$  Teile (parts per billion), 1 ppt = 1 Teil auf  $10^{12}$  Teile (parts per trillion).

<sup>7</sup>Siehe Anhang A.

Das troposphärische Hintergrundmischungsverhältnis stieg von 700 ppb, vor der Industrialisierung im Jahr 1750, auf einen geschätzten Wert zwischen 1752 ppb [Dlugogencky *et al.*, 2001] und 1784 ppb [Cunnold *et al.*, 2002] im Jahr 2000 an. Die mittlere troposphärische Wachstumsrate betrug von 1984 bis 2000  $7,9 \pm 0,1$  ppb/Jahr mit allerdings starken Jahr zu Jahr Variationen [Dlugogencky *et al.*, 2001]. Von 1999 bis 2000 betrug die Wachstumsrate weniger als 2 ppb/Jahr [WMO, 2003]. Die Gründe für diese Variationen sind zur Zeit noch unklar [WMO, 2003].

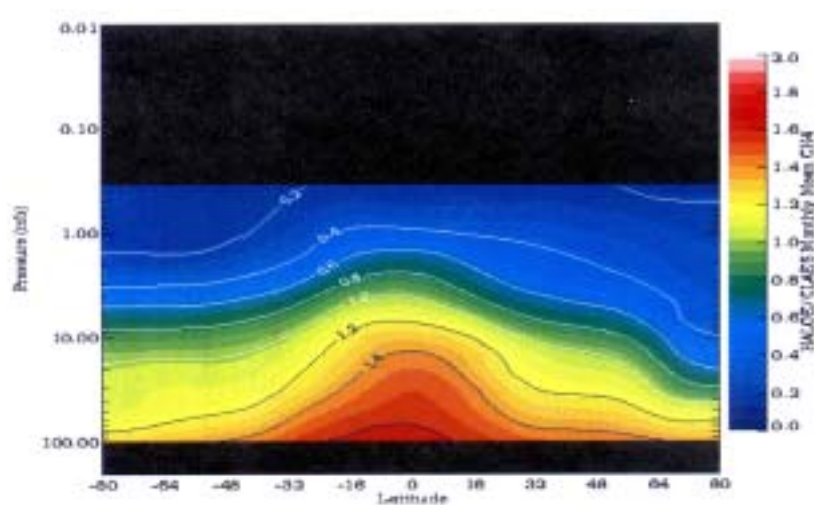


Abbildung 1.3: Die zonal gemittelte Verteilung von  $\text{CH}_4$  für Januar 1992. Das Mischungsverhältnis von  $\text{CH}_4$  (in ppm) ist in Abhängigkeit des atmosphärischen Druckes (in mb) und der „Equivalent Latitude“ (Siehe Anhang A) dargestellt (100 mb entsprechen ungefähr einer Höhe von ca. 15 km, 10 mb einer Höhe von ca. 30 km und 1 mb ca. 50 km). Die Verteilung ist mit Hilfe der Daten der Satellitenexperimente *HALOE* (siehe Kapitel 2.2) und *CLAES* (*Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer*) [Roche *et al.*, 1993] erstellt worden. Beide Experimente befinden sich an Bord von *UARS* [adaptiert: <http://haloedata.larc.nasa.gov/home.html>].

Die großräumige Verteilung von  $\text{CH}_4$  ist typisch für die eines langlebigen Spurengases in der Stratosphäre (siehe Abbildung 1.3). Die beiden Spurengase  $\text{N}_2\text{O}$  (siehe Kapitel 1.2.2) und F12 (siehe Kapitel 1.2.3) besitzen eine vergleichbare Verteilung, die durch dynamischen Bedingungen bestimmt wird (siehe Kapitel 1.1). Anhand des Verlaufes der Isoplethen<sup>8</sup> von  $\text{CH}_4$  kann zwischen den unterschiedlich dynamisch geprägten Regionen der Stratosphäre,

<sup>8</sup>Isoplethen = Linien gleicher Mischungsverhältnisse.

welche in den Kapiteln 1.1.2 und 1.1.3 beschrieben werden, unterschieden werden. Das großräumige Aufsteigen über den Tropen in dem nahezu isolierten Bereich der „tropical pipe“ ist durch die höhere Lage der Isoplethen von  $\text{CH}_4$  im Vergleich zu den mittleren Breiten erkennbar. Als Hinweis für die Lage der subtropischen Mischungsbarrieren und dem Rand des polaren Vortex dienen horizontale Gradienten in den Isoplethen eines langlebigen Spurengases [z.B. *Randel et al.* [1993]]. Diese Gradienten werden in der Abbildung 1.3 in der Nordhemisphäre über einer geographischen Breite von  $20^\circ$  und im Übergang von den mittleren zu den polaren Breiten bei etwa  $60^\circ$  wiedergefunden. Diese Mischungsbarrieren sind auch durch Messungen von Aerosolen bestätigt worden [*Grant et al.*, 1994]. Das großräumige Absinken der Luftmassen im Bereich des polaren Vortex wird durch die im Vergleich zu den mittleren Breiten nach unten versetzten Isoplethen von  $\text{CH}_4$  sichtbar. Über der Südhemisphäre ist der Übergang zwischen den Tropen und den mittleren Breiten in den Isoplethen von  $\text{CH}_4$  deutlich weniger ausgeprägt. Dies ist ein Anzeichen für eine geringere Wellenaktivität im Sommer (siehe Kapitel 1.1.3).

### 1.2.2 Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ )

Das Spurengas Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ), sog. Lachgas, gehört zu den Treibhausgasen und ist ein wichtiges Quellgas für die stratosphärischen Stickoxide.  $\text{N}_2\text{O}$  wurde aufgrund seiner klimawirksamen Eigenschaften 1997 in das Klimaschutzprotokoll von Kyoto aufgenommen.  $\text{N}_2\text{O}$  besitzt auf Molekülbasis für einen Zeithorizont von 100 Jahren ein direktes Treibhauspotential, das relativ zum Kohlendioxid 296-mal höher ist [*IPCC*, 2001]. Die atmosphärische Lebenszeit liegt bei ca. 120 Jahren [*IPCC* [1995]; *Volk et al.* [1997]; *WMO* [1999]].

Das troposphärische Mischungsverhältnis von  $\text{N}_2\text{O}$  stieg von einem vorindustriellen Wert von 270 ppb [*Machida et al.*, 1995] auf einen Wert zwischen 315 bis 317 ppb im Januar 2001 an [*Hall & al.*, 2002]. Die Anstiegsrate beträgt  $\sim 0,8$  ppb/Jahr mit geringen Variationen von Jahr zu Jahr [*WMO*, 2003].

Die Quellen von  $\text{N}_2\text{O}$  sind hauptsächlich natürlichen Ursprungs. Diese sind mikrobiologische Prozesse in den Ozeanen, dem tropischen Regenwald und dem Wald in gemäßigten Breiten. Die größten anthropogenen Quellen sind kultivierte Böden, Tierhaltung und industrielle Quellen [*IPCC*, 2001]. Innerhalb der Troposphäre ist  $\text{N}_2\text{O}$  inert und weist keinen vertikalen Gradienten auf. Die Senken in der Stratosphäre sind die Photodissoziation (ca. 90%) in einem Wellenlängenbereich zwischen 180 nm und 230 nm und die Oxidation mit dem angeregten Sauerstoff  $\text{O}(^1D)$  (ca. 10%) [z.B. *Seinfeld &*

*Pandis* [1998]]. Die Oxidation ist die Hauptquelle für das stratosphärische  $\text{NO}_x$ <sup>9</sup>, das am katalytischen Ozonabbau beteiligt ist [z.B. *Seinfeld & Pandis* [1998]].

Entsprechend der Verteilung der Quellen und Senken ergibt sich für  $\text{N}_2\text{O}$  eine, mit dem  $\text{CH}_4$  vergleichbare Verteilung in der Stratosphäre (siehe Abbildung 1.3).

### 1.2.3 F12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ )

F12<sup>10</sup> ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) ist ein vollständig halogener Fluorchlorkohlenwasserstoff (deutsch: FCKW, engl.: CFC). Die FCKWs sind wirksame Treibhausgase, da sie die solare Strahlung im infraroten Spektralbereich, insbesondere im Bereich des atmosphärischen „Fensters“<sup>11</sup>, absorbieren und somit zu einer Änderung des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre beitragen. F12 ist ein Quellgas für das stratosphärische Chlor, das wiederum am Ozonabbau in der Stratosphäre beteiligt ist [WMO, 1995].

Die Quellen von F12 sind allein anthropogene Emissionen. F12 wird als Kältemittel in der Kälte- und Klimatechnik, zur Herstellung von Dämmstoffen sowie von Treib- und Lösungsmitteln eingesetzt [WMO, 1995]. Die einzige Senke ist die Photodissoziation in der Stratosphäre [*Seinfeld & Pandis*, 1998].

Aufgrund der zunehmenden Emission und seiner Lebenszeit in der Atmosphäre von 100 Jahren [WMO, 2003] lag der Trend des troposphärischen F12-Mischungsverhältnisses von Ende der 70er Jahre bis zum Ende der 80er Jahre bei 17 ppt/Jahr. 1990 betrug der Trend noch 16 ppt/Jahr und für den Zeitraum von 1999 bis 2000 wurde ein troposphärischer Trend zwischen 1,8 und 2,3 ppt/Jahr festgestellt [WMO, 2003]. Diese Verlangsamung des jährlichen Trends ist eine direkte Folge der politischen Umsetzung des Montrealler Protokolls [UNEP, 1987], das die Produktion und Verwendung von FCKWs reglementierte und seit 1989 in Kraft ist. Das troposphärische Hintergrundmischungsverhältnis lag im Jahr 2000 zwischen 534 und 542,9 ppt [WMO, 2003]. Die Verlangsamung des jährlichen Trends wird auch in der unteren Stratosphäre beobachtet. Während der F12-Anstieg in Zeitraum von 1978 bis 1990 noch bei  $18,5 \pm 1,8$  ppt/Jahr lag, nahm er im Zeitraum von 1990 bis 1997 auf  $11,9 \pm 4,2$  ppt/Jahr ab [*Engel et al.*, 1998]. Von 1997 bis 2000 lag der Trend bei 2 bis 3 ppt/Jahr [WMO, 2003].

---

<sup>9</sup> $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$

<sup>10</sup>Code für FCKW: F-xyz mit x = Anzahl der C-Atome - 2, y = Anzahl der H-Atome + 1, z = Anzahl der F-Atome.

<sup>11</sup>Zwischen einer Wellenlänge von etwa 8 bis 13  $\mu\text{m}$  ist die Atmosphäre für langwellige Strahlung durchlässig. Dieser Bereich wird als atmosphärisches Fenster bezeichnet.



### 1.2.4 Ozon ( $O_3$ )

In der Atmosphäre wird zwischen dem troposphärischen und dem stratosphärischen Ozon ( $O_3$ ) unterschieden. Diese Unterscheidung ist wegen den unterschiedlichen Eigenschaften des  $O_3$  in den beiden Regionen notwendig.

Das troposphärische  $O_3$  ist nach Kohlendioxid ( $CO_2$ ), Wasserdampf ( $H_2O$ ) und Methan ( $CH_4$ ) das wichtigste Treibhausgas. Die Quellen des troposphärischen  $O_3$  sind der Luftmassentransport aus der Stratosphäre und die photochemische Produktion durch die Oxidation von Kohlenwasserstoffen und Kohlenmonoxid in Anwesenheit von  $NO_x$ . Die Senken sind der photolytische Abbau, katalytische Reaktion mit OH und  $HO_2$ , die Aufnahme durch die Vegetation und unter bestimmten Bedingungen Reaktionen unter Mitwirkung von Halogenradikalen und Aerosolen in der polaren marinen Grenzschicht. Das bodennahe Mischungsverhältnis liegt je nach Nähe zu den Quellen zwischen 25 und 70 ppb [WMO [1999]] und besitzt keinen einheitlichen Trend. Aufgrund der starken solaren Strahlung können im Sommer in industriellen Gebieten erhöhte Mischungsverhältnisse bis zu 500 ppb, sog. Sommersmog, gemessen werden [z.B. Seinfeld & Pandis [1998]]. In der oberen Troposphäre werden saisonale Schwankungen des Mischungsverhältnisses von 40 bis 100 ppb beobachtet [Thouret et al., 1998]. Wegen des starken positiven Gradienten im Übergang von der Troposphäre in die unterste Stratosphäre kann  $O_3$  in der Troposphäre in Abwesenheit von heterogenen Prozessen als Tracer für den Zustrom von stratosphärischer Luft verwendet werden.

In der Stratosphäre befindet sich ca. 90% des gesamten atmosphärischen  $O_3$ . Die Absorption der solaren UV-Strahlung durch das  $O_3$  ist der Grund für die stabile Schichtung der Stratosphäre. Dort wird  $O_3$  durch die Photo dissoziation von molekularem Sauerstoff<sup>12</sup> produziert [z.B. Solomon [1999]]. Weitere Quellen sind Reaktionen von Kohlenmonoxid (CO) und  $CH_4$ , die allerdings im gesamten Haushalt eine untergeordnete Rolle spielen. Der Abbau erfolgt in der Stratosphäre durch katalytische Reaktionen mit Stickstoff-, Wasserstoff-, Chlor- und Bromradikalen [z.B. Solomon [1999]]. Die Verteilung von  $O_3$  in der Stratosphäre wird sowohl durch chemische Prozesse, als auch durch verschiedene dynamische Prozesse bestimmt. Das Maximum im  $O_3$ -Mischungsverhältnis befindet sich etwa in einer Höhe von 30 km über den Tropen, dem Ort der größten Produktionsrate von  $O_3$ . Der meridionale Transport (siehe Kapitel 1.1.1) sorgt dafür, dass das  $O_3$  in die mittleren und hohen Breiten transportiert wird. Die sich aus dem Transport und den unterschiedlichen chemischen Prozessen resultierende Verteilung von  $O_3$  in der Stratosphäre für Januar 1992 zeigt die Abbildung 1.4.

Das  $O_3$  wird mit dem atomaren Sauerstoff (O) in die Familie  $O_x$  zusam-

---

<sup>12</sup>sog. Chapman-Zyklus

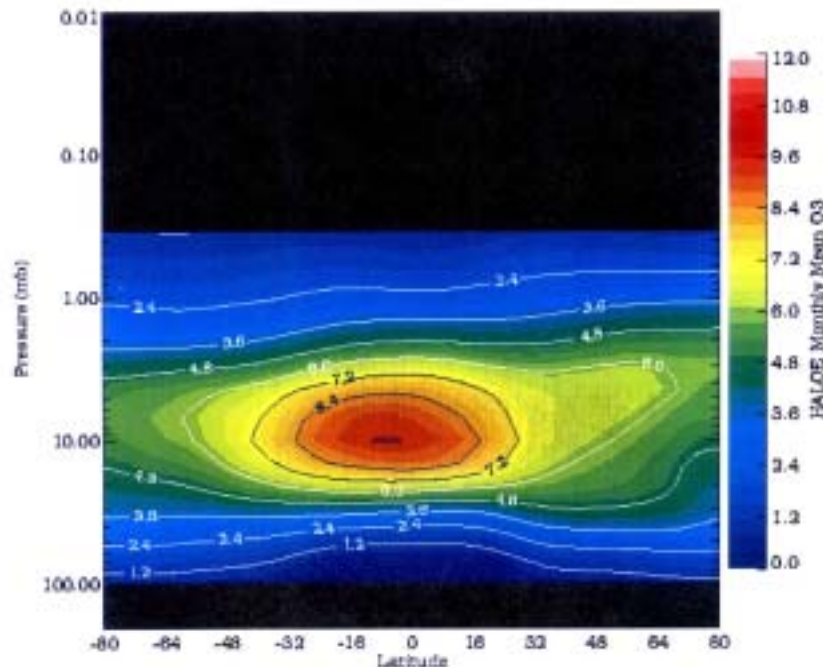


Abbildung 1.4: Die zonal gemittelte Verteilung von O<sub>3</sub> (in ppm) für Januar 1992. Das Mischungsverhältnis von Ozon ist in Abhängigkeit des atmosphärischen Druckes (in mb) und der „Equivalent Latitude“ (Siehe Anhang A) dargestellt (100 mb entsprechen ungefähr einer Höhe von ca. 15 km, 10 mb einer Höhe von ca. 30 km und 1 mb ca. 50 km). Die Verteilung ist mit Hilfe der Daten des Satellitenexperimentes *HALOE* (siehe Kapitel 2.2) erstellt worden [adaptiert: <http://haloedata.larc.nasa.gov/home.html>].

mengefasst. Die Abhängigkeit der Lebenszeit von O<sub>x</sub> von den dynamischen und chemischen Prozessen zwischen 16 und 116 km Höhe ist in der Abbildung 1.5 dargestellt. Diese Abbildung entstand aus der Untersuchung von *Garcia & Solomon* [1985] über die Auswirkung von Wellen auf die Dynamik und die Chemie der oberen Atmosphäre mit Hilfe eines gekoppelten zweidimensionalen dynamischen/chemischen Modells. Die Ursachen für die dynamische Kontrolle von O<sub>x</sub> in der unteren Stratosphäre sind die meridionale Advektion und in der oberen Atmosphäre die Diffusion. Bei der Bestimmung der atmosphärischen Lebenszeit der O<sub>x</sub>-Familie müssen alle Mitglieder und deren unterschiedlichen chemische Eigenschaften in den verschiedenen Bereichen der Atmosphäre berücksichtigt werden. Da die Konzentration von atomarem Sauerstoff in der Stratosphäre sehr viel niedriger als die von O<sub>3</sub> ist, gilt dort

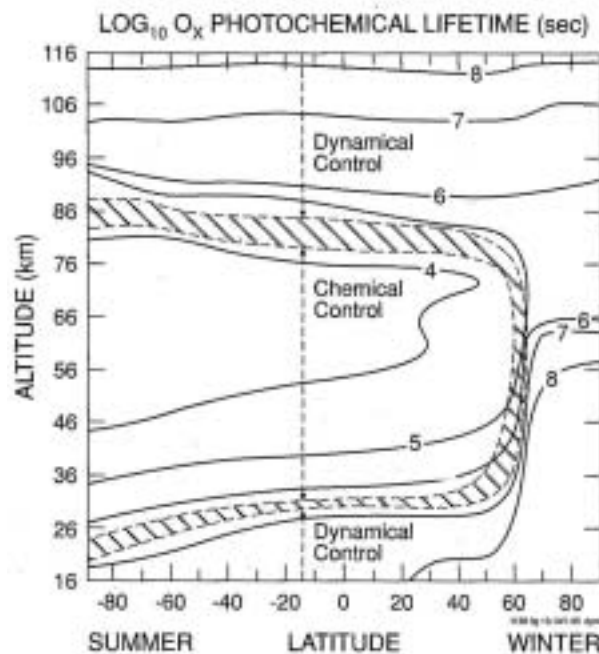


Abbildung 1.5: Photochemische Lebenszeit der  $O_x$ -Familie in Abhängigkeit von der Höhe und der geographischen Breite zum Zeitpunkt der Sonnenwende. Der gestrichelte Bereich zeigt den Übergang zwischen dem dynamischen und chemisch kontrollierten Bereich [Garcia & Solomon, 1985].

$O_x$ -Konzentration  $\approx$   $O_3$ -Konzentration [Brasseur & Solomon, 1986].

### 1.3 Die Variabilität der dynamischen Prozesse in der Stratosphäre

Die Transportprozesse in der Stratosphäre unterliegen sowohl einer saisonalen als auch interanueeller Variabilität. Norton & Chipperfield [1995] fanden im arktischen Winter eine starke Abhängigkeit der Transportprozesse von der Dynamik des polaren Vortex. In den Jahren mit intensiven Stratosphärenwärmungen traten dabei erhöhte Transportaktivitäten auf. Diese Stratosphärenwärmungen werden durch Phasen hoher Wellenaktivität verursacht und können Auswirkungen auf die Zirkulation der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre haben [z.B. Labitzke [1999]]. Sie werden nach dem äußeren Erscheinungsbild und der Folge für die Zirkulation in „Major Midwinter Warmings“, „Minor Warmings“, „Canadian Warmings“ und „Final Warmings“

eingeteilt<sup>13</sup>. In der oberen Stratosphäre über der Nordhemisphäre treten die Erwärmungen in den unterschiedlichen Formen im Zeitraum von November bis März auf und zeigen starke Variationen von Jahr zu Jahr. Über der Südhemisphäre sind bis einschließlich des Jahres 2001 nur „Final Warmings“ beobachtet worden, die in der Stratosphäre zu einer Umstellung von der Winter- in die Sommerzirkulation führen [z.B. *Labitzke* [1999]]. Im Jahr 2002 zeigten die Messungen zum ersten Mal eine „Major Midwinter Warming“ über der Antarktis [z.B. *Hoppel et al.* [2003]]. Diese Phasen der Erwärmung sorgen im Winter in der oberen Stratosphäre über der Nordhemisphäre für eine höhere Temperaturvariabilität als über der Südhemisphäre [z.B. *Labitzke* [1999]].

Im Mittel ist der polare Vortex über der Antarktis in seiner Form und über einen längeren Zeitraum stabiler als über der Arktis, wodurch innerhalb des antarktischen Vortex deutlich niedrigere Temperaturen erreicht werden. Der hemisphärische Unterschied ist auf die Land-See-Verteilung zurückzuführen. In der Nordhemisphäre sorgen Wellenphänomene, die durch orographische Hindernisse hervorgerufen werden, für eine starke Störung des Vortex. Die Erosion des Vortex und die Umstellung in die Sommerzirkulation beginnt in der oberen Stratosphäre und setzt sich im Verlauf des Frühjahrs nach unten fort. In der Nordhemisphäre beginnt sie in dem Zeitraum der Tages- und Nachtgleiche im Frühjahr [WMO, 1999], unterliegt dabei aber einer starken Variation von Jahr zu Jahr<sup>14</sup>. Auf der Südhemisphäre besteht der Vortex ein bis zwei Monate länger [Manney et al., 1994], was wiederum eine Folge der geringeren Störung durch Wellenphänomene ist.

Nach der Erosion des polaren Vortex und der beginnenden Umstellung in das Ostwindregime der Sommerzirkulation werden im Frühjahr einzelne Luftmassen aus den polaren bis in die mittleren Breiten transportiert. Dabei können diese ihre eigene Identität weitgehend erhalten und in den mittleren Breiten als isolierte Luftmassen existieren, die durch die Sommerzirkulation der mittleren Breiten kaum vermischt werden. Ihre Eigenschaften werden sozusagen „eingefroren“. Diese sog. „frozen variances“ [Hess & Holton, 1985] sind sowohl in Spurengasmessungen u.a. von *Ehhalt et al.* [1983] *Fairlie et al.* [1999], *Pierce et al.* [1999] und *Strunk et al.* [2000], als auch in den Modellrechnungen von *Orsolini* [2001] wiedergefunden worden. Unterstützt wird die These von den „eingefrorenen Varianzen“ durch die Arbeiten zur Verteilung der effektiven Diffusivität von *Nakamura & Ma* [1997] und *Haynes & Shuckburgh* [2000]. Auch im Sommer können diese Luftmassen

---

<sup>13</sup>Eine detaillierte Beschreibung der unterschiedlichen Formen befindet sich im Anhang C.

<sup>14</sup>Siehe Kapitel 5.1.

noch in der Stratosphäre über den hohen und mittleren Breiten auftauchen.

Auch der Luftmassenaustausch zwischen dem Rand der Tropen und den mittleren Breiten in Verbindung mit Streamern (siehe Kapitel 1.1.3) zeigt eine vertikale, saisonale und hemisphärische Abhängigkeit [Waugh [1996], Chen *et al.* [1994] und Eyring *et al.* [2002]]. In der Nähe der Tropopause ist dieser stärker als in den größeren Höhen, was Waugh [1996] durch die stärkere Störung dieses Bereiches durch Wellen zurückführt. Die höhere Wellenaktivität im Winter während der Westwindphase ist auch der Grund für das häufigere Auftreten von Streamern zu dieser Jahreszeit. Über der Nordhemisphäre ist in der Mitte des Winters die Anzahl an Streamern am größten, über der Südhemisphäre im späten hemisphärischen Winter [Eyring *et al.*, 2002]. Im Sommer ist die Anzahl von Streamern über beiden Hemisphären dagegen sehr gering [Eyring *et al.*, 2002]. Die Untersuchungen von Chen *et al.* [1994], Waugh [1996] und Eyring *et al.* [2002] zeigen alle keinen Zusammenhang zwischen den meteorologischen Bedingungen in der Stratosphäre und dem Auftreten von Streamern. Es scheint, dass synoptische Wellen aus der Troposphäre der Antrieb von Streamern in der unteren Stratosphäre sind [Eyring *et al.*, 2002]. Auch die subtropische Transportbarriere zeigt eine saisonale Variabilität. Im Winter befindet sich diese näher am Äquator und ist schmaler als im Sommer, in der sie zwischen 35 bis 60% der entsprechenden Sommerhemisphäre einnehmen kann [Neu *et al.*, 2003].

Über den Tropen findet in der Stratosphäre in einer Periode von 22 bis 34 Monaten ein Wechsel zwischen der vorherrschenden West- und Ostzirkulation statt. Diese quasi zweijährige Oszillation wird als QBO bezeichnet, engl. quasi-biennial-oscillation. Der Wechsel propagiert im Verlauf der Periode mit einer Geschwindigkeit von ca. 1 km pro Monat von der oberen in die untere Stratosphäre [z.B. Jones *et al.* [1998]]. Als Grund für die QBO werden westwärts- bzw. ostwärtsgerichtete Impulsverlagerungen von vertikal propagierenden Kelvin- und Rossbywellen in den Tropen vermutet [Holton & Lindzen, 1972]. Die QBO beeinflusst hauptsächlich die Stratosphäre in einem Bereich zwischen 70 und 10 hPa (ca. 17 und 30 km). Während der Ostwindphase ist der Transport oberhalb einer Höhe von 28 km stärker; während der Westwindphase unterhalb dieser Höhe [z.B. Jones *et al.* [1998]]. Diese Unterschiede im Transport haben auch Folgen für die Verteilung von Spurengasen [z.B. Gray & Russell III [1999]]. In der Zeit der Ostwindphase bildet sich in der Verteilung von CH<sub>4</sub> über den subtropischen Breiten eine „Doppelspitze“ aus [z.B. Ruth *et al.* [1997], Randel *et al.* [1998], Gray [2000]], in der Zeit der Westwindphase „Treppenstufen“ [Gray, 2000]. Die Phasen

der QBO sind auch in den zonalen Anomalien des Gesamt Ozons wiederzufinden. Während der Westwindphase sind die negativen Anomalien über den mittleren und polaren Breiten deutlich ausgeprägter als die positiven Anomalien während der Ostwindphase [z.B. *WMO* [1999], *Randel & Wu* [1996]]. Die Bedingungen in der oberen Stratosphäre und der Mesosphäre werden durch eine halbjährige Oszillation im äquatorialen, zonalen Wind, engl. semiannual oscillation (SAO), beeinflusst [z.B. *Andrews et al.* [1987]], welche die Auswirkungen der QBO auf die Verteilung von  $\text{CH}_4$  je nach Phase abschwächt oder verstärkt [z.B. *Ruth et al.* [1997]].

Weitere Auswirkung auf die Variabilität der Stratosphäre haben u.a. auch der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus [z.B. *Labitzke* [2003]], El Nino [z.B. *WMO* [1999]] oder Vulkanausbrüche [z.B. *Luo et al.* [1997]].

Wenn die Varianz von Spurengasen dazu verwendet werden, die Prozesse in der Stratosphäre zu untersuchen, muss auf den Zeitraum geachtet werden, über den die Variabilitäten betrachtet werden. Denn viele Spurengase besitzen einen zeitlichen Trend in der Stratosphäre, der unter Umständen dann heraus korrigiert werden muss. Ein anderes Problem sind die unterschiedlichen Mischungsverhältnisse der Spurengase. Um z.B. die Variabilität in den Verteilungen von verschiedenen Spurengase miteinander vergleichen zu können, müssen diese auf eine gemeinsame Einheit umgerechnet werden. Eine mögliche Methode dafür ist das Konzept der „Equivalent Displacement Height“, das im anschließenden Kapitel vorgestellt wird.

## 1.4 Das Konzept der „Equivalent Displacement Height“

Neben der Verteilung von Spurengasen ist auch die Kenntnis ihrer Varianz von Bedeutung. Die Varianz kann in Form der „Equivalent Displacement Height“, kurz EDH, berechnet werden. Eine Einführung in das Konzept der EDH und eine kurze Vorstellung der Arbeiten, die sich mit diesem Konzept befassen, wird im Kapitel 1.4.1 gegeben. Zum Abschluss folgen im 1.4.2 einige allgemeine Überlegungen zur EDH.

### 1.4.1 Bisherige Arbeiten

*Ehhalt et al.* [1983] untersuchten auf Grundlage von Profilmessungen, die im Sommer der mittleren Breiten über der Nordhemisphäre durchgeführt wurden, die Variabilität von verschiedenen Spurengasen. Sie beobachteten eine

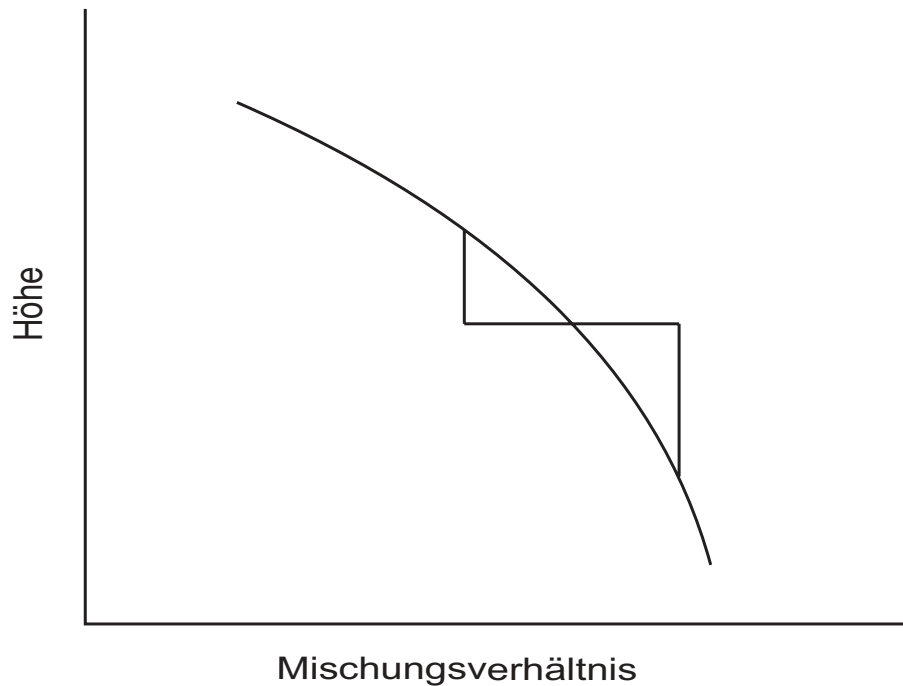


Abbildung 1.6: Geometrische Definition der EDH (nach *Ehhalt et al.* [1983]).

Korrelation zwischen der lokalen Standardabweichung des Mischungsverhältnisses eines Spurengases und dem lokalen vertikalen Gradienten. *Ehhalt et al.* [1983] normierten die lokale Standardabweichung mit dem lokalen vertikalen Gradienten und definierten die „Equivalent Displacement Height“

$$EDH = \Delta = \frac{\sigma_{\mu}(z)}{\left| \frac{\partial \mu(z)}{\partial z} \right|}. \quad (1.1)$$

$\sigma_{\mu}(z)$  ist die lokale Standardabweichung und  $\mu(z)$  ist das geglättete vertikale Profil des Spurengases. Geometrisch betrachtet erhält man zwei Werte für die EDH,  $\Delta_+$  bzw.  $\Delta_-$ . Die beiden Werte sind somit die Differenz zwischen der Höhe mit dem Mischungsverhältnis  $\mu$  und der Höhe mit dem Mischungsverhältnis  $\mu \pm \sigma$  (siehe Abbildung 1.6). Um einen eindeutigen Wert zu erhalten, bildeten *Ehhalt et al.* [1983] den Mittelwert aus beiden Werten.

Durch die Unabhängigkeit der Dimension der EDH von der Art des Spurengases, können die EDH-Profile verschiedener Spurengase miteinander verglichen werden. In der Abbildung 1.7 sind die EDH-Profile von  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , F11 ( $\text{CFCl}_3$ ), F12 und  $\text{O}_3$  von *Ehhalt et al.* [1983] dargestellt. In allen Profilen ist ein C-förmiger Verlauf zu erkennen. Diesen erklärten *Ehhalt et al.* [1983] mit dynamischen Prozessen, welche auf die Verteilung von langlebigen

Spurengasen dieselben Auswirkungen haben. Einen Messfehler als mögliche Ursache für den C-förmigen Verlauf schlossen *Ehhalt et al.* [1983] dagegen aus, da die Mischungsverhältnisse der Spurengase mit Hilfe von unterschiedlichen Methoden bestimmt wurden.

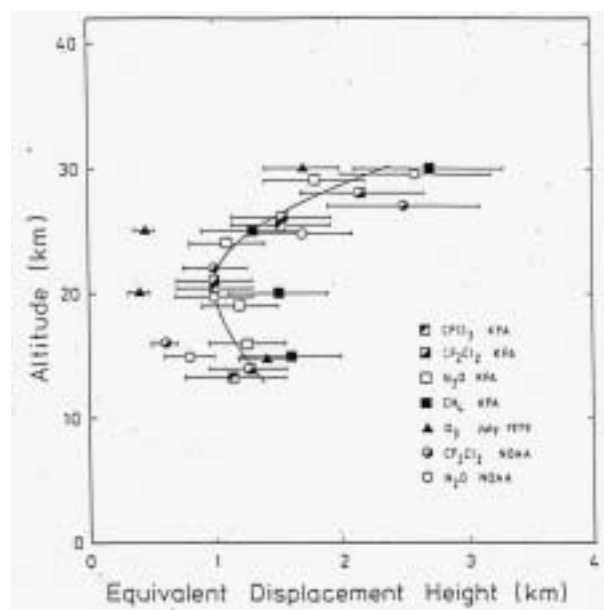


Abbildung 1.7: Vertikales Profil der EDH verschiedener Spurengase nach *Ehhalt et al.* [1983].

Im Winter werden die dynamischen Prozesse durch die planetaren Wellen hervorgerufen. Im Sommer, zum Zeitpunkt der Messungen von *Ehhalt et al.* [1983], verhindert das vorherrschende Ostwindregime die Ausbreitung dieser planetaren Wellen (siehe Kapitel 1.1.3). Aus diesem Grund vermuteten *Hess & Holton* [1985] daher, dass die gefundenen Varianzen von *Ehhalt et al.* [1983] durch die „frozen variances“ verursacht werden (siehe Kapitel 1.3). *Hess & Holton* [1985] untersuchten ihre These mit einem einfachen dreidimensionalen Modell und dem Spurengas  $\text{N}_2\text{O}$ . Die Modellergebnisse entsprachen nicht der von *Ehhalt et al.* [1983] gefundenen C-Form, sondern zeigten eine vertikale Zunahme der Varianz. Dieser Unterschied kann eine Folge der nicht korrekten Beschreibung der Mischungsprozesse durch das Modell sein [*Hess*, 1990].

Eine bessere Übereinstimmung von Daten aus Modellrechnungen mit den Ergebnissen von *Ehhalt et al.* [1983] erzielten *Mahlmann et al.* [1986]. Sie verwendeten ein dreidimensionales „general circulation/tracer model“, um die Variation von  $\text{N}_2\text{O}$  in der Stratosphäre zu untersuchen. Zu diesem Zweck bestimmten sie eine prozentuale, zonale Standardabweichung [*Levy et al.*, 1979]



$$V_\lambda = 100 \frac{\sqrt{\langle (R - \langle R \rangle_\lambda)^2 \rangle_\lambda}}{\langle R \rangle_\lambda}, \quad (1.2)$$

wobei  $R$  das Mischungsverhältnis beschreibt und  $\langle \rangle_\lambda$  das zonale Mittel. Diese Varianz rechneten *Mahlmann et al.* [1986] in die EDH um und verglichen die Ergebnisse mit den Beobachtungen. Dabei ergab sich, die oben erwähnte, gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen von *Ehhalt et al.* [1983]. Im Weiteren zeigten *Mahlmann et al.* [1986] durch theoretische Überlegungen, dass Spurengase mit dem gleichen vertikalen Gradient und der gleichen atmosphärischen Lebenszeit auch die gleiche EDH haben müssen.

Verschiedene Spurengase, die zur gleichen Zeit gemessen wurden, zeigen gleiche Strukturen in ihren vertikalen EDH-Profilen, die durch Transporteffekte hervorgerufen werden [*Ehhalt et al.*, 1983]. *Schmidt et al.* [1987] verglichen vertikale Profile der Mischungsverhältnisse von  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , F11 und F12, die fast parallel mit zwei kryogenen Luftprobensammlern gesammelt wurden. Die Trajektorienanalyse ergab, dass die Transporteffekte die gleichen Auswirkungen auf die beiden Profile hatten. Die Abweichung der beiden Profile voneinander konnte nur durch den experimentellen Fehler zustande gekommen sein. Um diesen Fehler abzuschätzen, definierten *Schmidt et al.* [1987] eine EDH der einzelnen Punkte, die durch

$$EDH(Ges.)_{i,j,z} = \Delta(Ges.)_{i,j,k} = \Delta(Trans.(z)) + \Delta(Exp.)_{i,j,k} \quad (1.3)$$

berechnet wird. Die EDH der Substanz  $i$  des Luftprobensammlers  $j$  in der Höhe  $z$  ist die Summe aus der EDH, der durch den Transport  $\Delta(Trans.(z))$  in der Höhe  $z$  bedingt wird, und dem Anteil der EDH, der durch den experimentellen Fehler  $\Delta(Exp.)$  hervorgerufen wird. Durch die statistische Unabhängigkeit des Anteiles aus dem experimentellen Fehler kann  $\Delta(Trans.(z))$  aus allen Messungen,  $n_{i,j}$ , in einer Höhe berechnet werden:

$$\Delta(Trans.(z)) = \frac{\sum_{i,j} \Delta(Exp.)_{i,j,k}}{n_{i,j}} \quad (1.4)$$

Der Anteil des experimentellen Fehlers an der EDH in der Höhe  $z$  ergibt sich dann durch

$$\Delta(Exp.)_{i,j,z} = \sqrt{\frac{1}{n_z} \sum \Delta(Ges.)_{i,j,z} - \Delta(Trans.(z))} \quad (1.5)$$

*Schmidt et al.* [1987] weisen daraufhin, dass der mit der Gleichung 1.5 bestimmte experimentelle Fehler den analytischen Fehler, den eventuellen

Fehler bei der Probenahme und durch die Lagerung etc. beinhaltet. Ein systematischer Fehler kann hiermit nicht erkannt werden.

Eine saisonale Untersuchung der EDH der Spurengase CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, F11 und F12 über den mittleren Breiten führten *Röth & Schmidt* [1990] durch (siehe Abbildung 1.8). In sämtlichen Profilen der einzelnen Monate existiert ein Minimum der EDH in einer Höhe zwischen 20 und 22 km. Im Juni und September zeigt sich ein ausgeprägtes Maximum in einer Höhe von 26 km, welches im Juni aufgrund großer experimenteller Unsicherheit weniger signifikant ist [*Röth & Schmidt*, 1990]. Das Maximum im September ist durch die in diesem Bereich erwartete gesteigerte dynamische Aktivität während des Überganges von der Sommer- in die Winterzirkulation zu erklären. Von Frühling bis September ist oberhalb von 27 km eine Verringerung der Varianz aufgrund eines schwächer werdenden Transporteffektes zu erkennen. Die geringen Werte der EDH im Oktober in allen Höhen zeigen die stabile Situation in der unteren und mittleren Stratosphäre während dieser Zeitperiode, in der sich die Winterzirkulation bereits etabliert hat.

Bei der Definition der EDH nach *Ehhalt et al.* [1983] kommt es zu Fehlinterpretationen, wenn das Referenzprofil ein Extremum aufweist, d.h. wenn  $\frac{\partial \mu(z)}{\partial z} \approx 0$  ist. Geometrisch betrachtet erhält man z.B. für  $\Delta_+$  zwei Werte, für  $\Delta_-$  keinen Wert. Um dieses Problem zu umgehen, führte *Röth* [1991] mit Hilfe eines statistischen Ansatzes eine erweiterte Definition der EDH ein. Diese erweiterte Definition berücksichtigt auch die Krümmung des Referenzprofils und führt zur Gleichung

$$\sigma^2 = (\mu'_0)^2 \Delta^2 + \frac{3}{4} (\mu''_0)^2 \Delta^4. \quad (1.6)$$

$\sigma$  ist die Standardabweichung,  $\mu'_0$  und  $\mu''_0$  stehen für die erste und zweite Ableitung des Referenzprofils. In Fall  $\mu''_0 = 0$  ergeben die Gleichungen 1.1 und 1.6 identische EDH-Werte. Für  $\mu''_0 \neq 0$  ist die EDH gegeben durch

$$EDH^2 = \Delta^2 = -\frac{2}{3} \left( \frac{\mu'_0}{\mu''_0} \right)^2 + \sqrt{\frac{4}{9} \left( \frac{\mu'_0}{\mu''_0} \right)^4 + \frac{4}{3} \left( \frac{\sigma}{\mu''_0} \right)^2}. \quad (1.7)$$

Den Unterschied in den beiden Definitionen zeigt die Abbildung 1.9 mit Hilfe einer aus Ozon-Messungen erstellten vertikalen EDH-Verteilung. Unter der Berücksichtigung der Krümmung des Referenzprofils (siehe Abbildung 1.9(a)) ergeben sich in einer Höhe oberhalb 30 km und in etwa 14 km Höhe deutlich niedrigere EDH-Werte als ohne die Berücksichtigung der Krümmung (siehe Abbildung 1.9(b)).

Mit Hilfe der erweiterten Definition nach *Röth* [1991] und den Daten des Satellitenexperiments LIMS [*Gille et al.*, 1980] berechnete *Markus* [1993] ei-

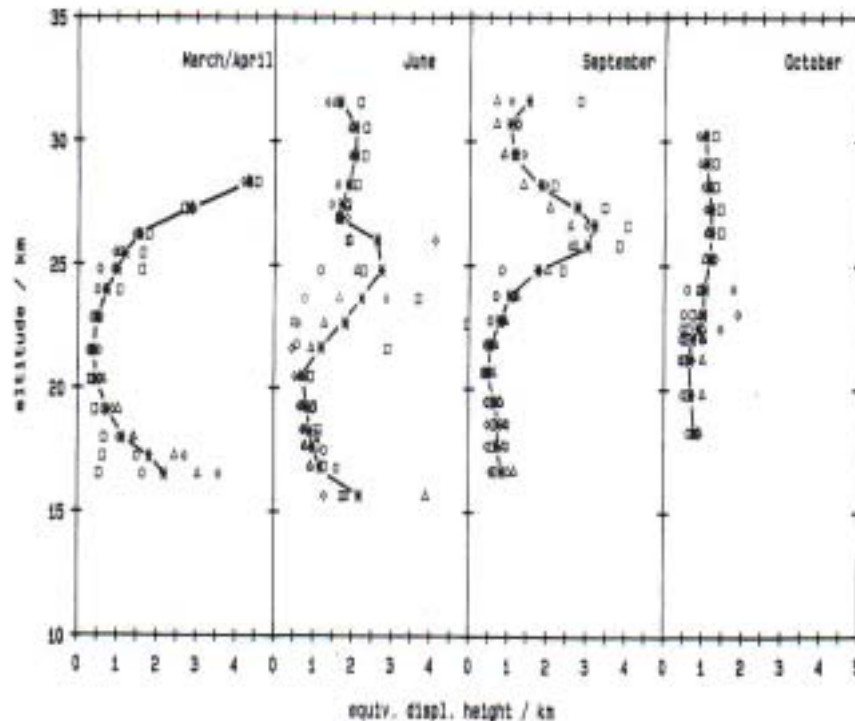


Abbildung 1.8: Vertikale Verteilung der EDH für Frühling (März/April), Juni, September und Oktober aus Röth & Schmidt [1990]. Die durchgezogene Linie beschreibt den Mittelwert der einzelnen EDH von  $\text{CH}_4$  ( $\square$ ),  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\triangle$ ), F11 ( $\circ$ ) und F12 ( $\diamond$ ).

ne breiten- und jahreszeitabhängige Verteilung der EDH von  $\text{O}_3$  und der potentiellen Temperatur<sup>15</sup>. In beiden Fällen zeigt die EDH hohe Werte in der Winterstratosphäre der hohen Breiten. Dies führte Markus [1993] auf die dynamisch und chemisch aktive Stratosphäre zu dieser Jahreszeit zurück. Die EDH der potentiellen Temperatur war ungefähr um einen Faktor 10 kleiner als die EDH von Ozon. Die Ursache dafür ist die Dominanz des adiabatischen Transportes, der in der EDH der potentiellen Temperatur nicht erkannt werden kann.

Luo *et al.* [1997] untersuchten mit Hilfe des EDH-Konzeptes von Ehhalt *et al.* [1983] und den HALOE-Daten (siehe Kapitel 2.2) die Auswirkungen der vulkanischen Aerosole, die im Jahr 1992 nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo bis in die Stratosphäre transportiert wurden, auf Prozesse in der unteren tropischen Stratosphäre. Die vulkanischen Aerosole beeinflussen dort

<sup>15</sup>Siehe Anhang A.

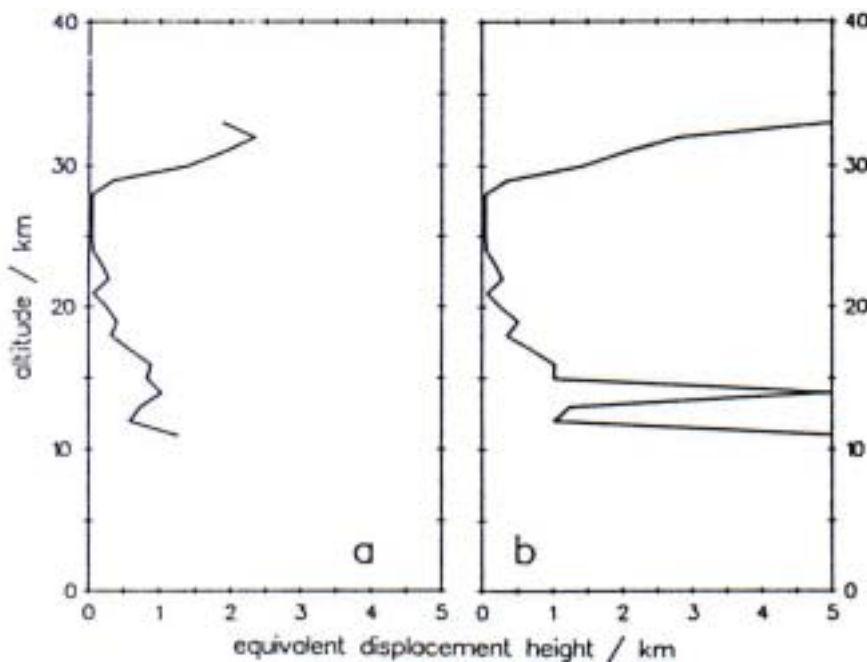


Abbildung 1.9: Vergleich der vertikalen Verteilung von  $O_3$  berechnet (a) unter Berücksichtigung der Krümmung nach der Gleichung von *Röth* [1991] und (b) der linearen Betrachtung nach der Gleichung von *Ehhalt et al.* [1983] [*Röth*, 1991].

einerseits die dynamischen Prozesse durch Veränderung des Strahlungshaushaltes, andererseits führen sie zu einer effektiveren heterogenen Chemie [z.B. [*Dessler*, 2000]]. Um die Stärke der beiden Effekte abzuschätzen, wählte *Luo et al.* [1997] die Spurengase  $HCl$ ,  $NO_2$ ,  $O_3$ ,  $HF$  und  $CH_4$  aus. Die ersten drei Spurengase werden in der unteren Stratosphäre sowohl durch den Transport als auch durch die chemischen Prozesse beeinflusst, die beiden letzteren hauptsächlich durch den Transport. *Luo et al.* [1997] berechneten für ein fixes Mischungsverhältnis der ausgewählten Spurengase die vertikale Versetzung in Abhängigkeit der Zeit. Für den Zeitraum von 1992 bis 1995 ergab sich für alle Spurengase qualitativ derselbe zeitliche Verlauf mit einer nach oben gerichteten vertikalen Versetzung der fixen Mischungsverhältnisse.

### 1.4.2 Allgemeine Überlegungen

Die EDH ist ein rein mathematisches Konstrukt zur Beschreibung der Varianz. Die Definition der EDH versagt, wenn das Referenzprofil ein Extremum aufweist oder der vertikale Gradient zu gering ist, so dass er nicht mehr aufgelöst werden kann (siehe Gleichung 1.1). Die Größe der EDH

wird durch das Verhältnis der lokalen Standardabweichung zu dem lokalen, vertikalen Gradienten bestimmt (siehe Gleichung 1.1). Bei einem langlebigen Spurengas werden diese beiden Parameter durch den Transport kontrolliert. Ändert sich in einer Höhe im Verlauf eines Jahres die EDH eines langlebigen Spurengases, ist dies nicht eindeutig auf eine der beiden Parameter zurückzuführen, sondern es muss genau analysiert werden, inwieweit diese durch die atmosphärischen Prozesse unterschiedlich beeinflusst worden sind.

Die EDH wird in dieser Arbeit dazu verwendet, die Varianz von verschiedenen Spurengasen in der Stratosphäre zu untersuchen und miteinander zu vergleichen. Diese Vergleichsmöglichkeit zwischen der Varianz verschiedener Spurengase ist der große Vorteil des Konzeptes. Der Nachteil liegt in dem Zeitraum über den die Standardabweichung und das entsprechende Referenzprofil berechnet werden. Dieser Zeitraum bzw. die Prozesse, die in diesem Zeitraum eine Rolle spielen, müssen in der Interpretation und dem Vergleich verschiedener Ergebnisse berücksichtigt werden. So können z.B. bei den Untersuchungen wie sie in dieser Arbeit durchgeführt werden (siehe Kapitel 3 bis 5) keine Aussagen über Komponenten der Varianz getroffen werden, die auf Zeitskalen über einem Monat ablaufen (z.B. Jahr zu Jahr Variationen, solare Zyklen). In die Berechnung der EDH geht mit der lokalen Standardabweichung des Mischungsverhältnisses eines Spurengases eine statistische Größe ein. Die Signifikanz dieser Größe sollte vorher mit Hilfe der entsprechenden statistischen Verfahren überprüft werden. Die Größe der Standardabweichung wird u.a. auch durch den experimentellen Fehler bestimmt, der in den verwendeten Mischungsverhältnissen beinhaltet ist. Der Einfluss des experimentellen Fehlers auf die Größe der EDH muss für die Interpretation der Ergebnisse abgeschätzt werden.

Da die stabile Schichtung in der Stratosphäre nur bedingt vertikalen Transport zulässt, kann die EDH keine rein vertikale Versetzung beschreiben, sondern beinhaltet Informationen über den gesamten Transport. Dies zeigten *Ehhalt et al.* [1983] durch theoretische Überlegungen mit Hilfe der Mischungslängentheorie<sup>16</sup>. Im Falle eines langlebigen Spurengases ist die EDH, abgesehen von der horizontalen Steigung der Isoplethen, nur noch von Parametern abhängig die den allgemeinen Transport beschreiben. Wird das Spurengas während des Transportes durch chemische Prozesse beeinflusst, gehen diese mit in die EDH ein. Wenn langlebige Spurengase nur einen sehr geringen meridionalen Gradienten der Isoplethen zeigen (z.B. in der „surf zone“), wird ein horizontaler Transport keine Varianz erzeugen.

---

<sup>16</sup>Siehe Anhang A.

Im Gegensatz dazu wird im Falle einer starken Neigung der Isoplethen eine hohe Varianz erwartet. Eine solche starke Neigung der Isoplethen eines langlebigen Spurengases deutet auf eine Transportbarriere hin. Diese Transportbarrieren liegen nicht fest über einem Ort, sondern zeigen eine zonale Variabilität. Diese zonale Variabilität spiegelt sich in der zonalen Varianz eines Spurengases wieder und findet in einem Zeitraum statt, der mit der EDH untersucht werden kann.

# Kapitel 2

## Die Datenbasis

In dieser Arbeit soll die Variabilität der Dynamik in der mittleren Atmosphäre auf Grundlage der Varianz von Spurengasen in Form der „Equivalent Displacement Height“ (siehe Kapitel 1.4) untersucht und diskutiert werden. Für diesen Zweck stehen drei unterschiedliche Datensätze zur Verfügung. Der erste Datensatz ist mit Hilfe eines ballongestützten kryogenen Luftprobensammlers entstanden (siehe Kapitel 2.1), der zweite ist mit Hilfe von Messungen eines Satellitenexperiments erstellt worden (siehe Kapitel 2.2) und der dritte Datensatz stammt von einem Simulationsmodell für die Atmosphäre (siehe Kapitel 2.3). Der Datensatz mit der geringsten zeitlichen und räumlichen Abdeckung ist der des kryogenen Luftprobensammlers, das Simulationsmodell liefert den Datensatz mit der besten zeitlichen und räumlichen Abdeckung.

### 2.1 Der kryogene Luftprobensammler

Basierend auf die Arbeit von *Lueb et al.* [1975], der das Verfahren des kryogenen Sammelns von Luftproben beschreibt, wurden zwei kryogene Luftprobensammler (*BONBON I + II*) am Institut für Stratosphärische Chemie (ICG-1) des Forschungszentrums Jülich gebaut [*Schmidt et al.*, 1987].

Der Aufbau der beiden Sammler ist nahezu identisch (siehe Abbildung 2.1). Insgesamt befinden sich 15 Probenbehälter in einem superisolierten Dewarbehälter. Das Innere des Dewargefäßes wird mit flüssigem Neon auf eine Temperatur von 27 K, ca. -246°C, herunter gekühlt. Die Behälter bestehen aus Edelstahl und ihre Wände sind electropoliert, um Ausgasungen und Reaktionen zu verhindern. In jedem Sammler befinden sich jeweils zehn 0,35 l und fünf 0,58 l Behälter. Jeder dieser Behälter besitzt zwei Ausgänge, wobei ein Ausgang mit einem Ventil verschlossen ist und bei der späteren Analyse

im Labor zur Entnahme der Proben dient, an dem anderen Ausgang befindet sich das Einlassrohr. Dieses besteht aus einem mit einem Edelstahleinsatz verbundenen Goldrohr und wird mit einer Glaskappe abgeschlossen. Die Außendurchmesser der Goldrohre betragen 3,5 und 6 mm bzw. am *BONBON II* auch 8 mm. Für das Öffnen der Probenbehälter wird die Glaskappe mit einem darüberliegenden Hämmerchen abgeschlagen, das von einem Draht gehalten wird, der mit Hilfe einer Seilkappvorrichtung durchtrennt wird <sup>1</sup>. Zum Schließen der Behälter wird das Goldrohr mit Hilfe von zwei Klemmbacken, die durch eine kleine Sprengladung gegeneinander gedrückt werden, kalt verschweißt.

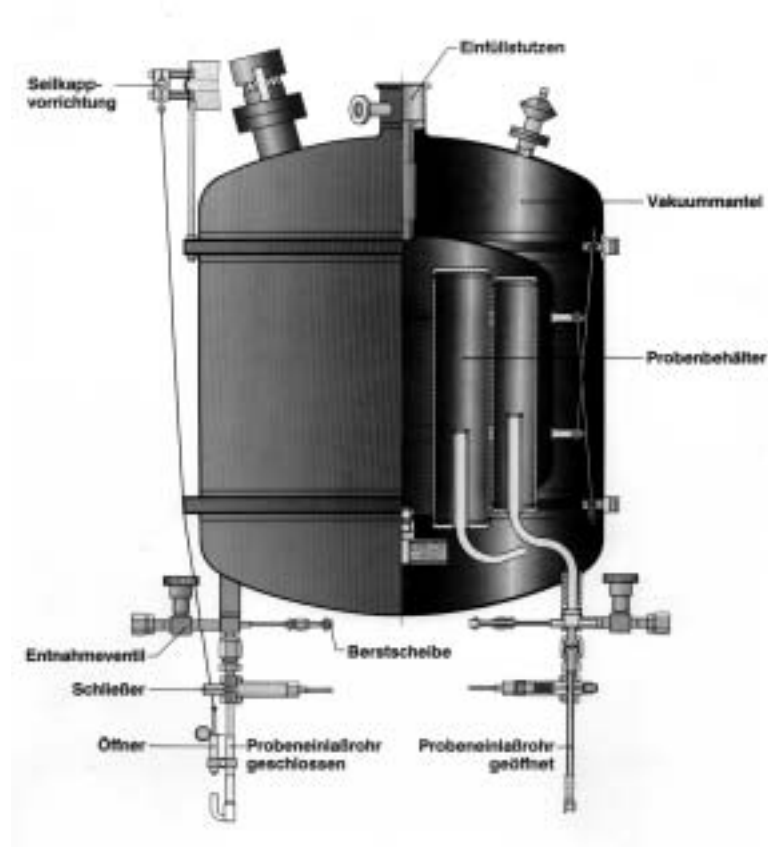


Abbildung 2.1: Der Aufbau des kryogenen Luftprobensammlers [*Persönliche Mitteilung : Prof. Schmidt (Universität Frankfurt)*]

Vor dem Flug werden die Behälter auf einen Druck von mindestens

<sup>1</sup>Im Rahmen dieser Arbeit ist dieser Mechanismus verändert worden. Seit dem Flug B39 wird ein Teil des Drahtes mit Hilfe eines starken Stromes durchgeglüht.



$10^{-6}$ hPa evakuiert. Nach dem Abschlagen der Glaskappe strömt die Luft in den evakuierten Behälter (sog. *whole air sampling*). Die einströmende Luft kondensiert an den tieftemperierten, inneren Oberflächen der Behälter. Unter Laborbedingungen (ca.  $20^{\circ}\text{C}$ ) erwärmen sich die Proben und die Komponenten der kondensierten Luft gehen entsprechend ihrer thermodynamischen Eigenschaften wieder in die Gasphase über. Nach ca. einer Woche ist die ursprüngliche, homogene Zusammensetzung erreicht [Schmidt, 1990]. Die Mischungsverhältnisse der langlebigen Spurengase F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  werden weder durch das kryogene Sammelverfahren noch durch Wandeffekte beeinflusst [Engel, 1993]. Die Analyse der einzelnen Luftproben wird bzw. wurde am eigenen Institut, am Forschungszentrum (FZ) Jülich und am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg mit verschiedenen gaschromatographischen Verfahren durchgeführt.

Das Gesamtgewicht des Sammlers, inkl. des flüssigen Neons, beträgt vor dem Start ca. 80 kg. Der Sammler befindet sich in einer Gondel, die mit Hilfe eines Ballons auf eine Höhe bis ca. 35 km gebracht werden kann, dessen Hülle aus ca. 15 Mikrometer dicker Polyethylenfolie besteht und mit Helium gefüllt wird. An dem höchsten Punkt besitzt der Ballon einen maximalen Durchmesser von ca. 100 m. Die Flughöhe wird über ein Klappenventil auf der Oberseite der Ballonhülle gesteuert. Die Geschwindigkeit während des Sinkfluges beträgt zwischen 1 m/s und 4 m/s. Vorzugsweise werden die Luftproben während des Sinkfluges genommen. Dadurch werden Kontaminationen vermieden, die durch Ausgasungen des Ballons oder Materialien, die sich an der Gondel befinden, entstehen können.

Vor dem Flug wird mit Hilfe eines Computerprogrammes ein Sammelplan für die Probennahme erstellt. In diesem Plan wird die Reihenfolge der Proben festgelegt und die jeweilige Sammelzeit für die einzelnen Proben berechnet. Diese ist abhängig von der Sinkgeschwindigkeit des Ballons, dem Außendruck, dem Volumen des jeweiligen Probenbehälters und dem Durchmesser des Einlassrohres. Durch einen größeren Durchmesser des Einlassrohres wird in großen Höhen ein gesteigerter Durchfluss erreicht, wodurch die Sammelzeit verkürzt wird. Diese beträgt je nach Höhe zwischen 1 und 8 Minuten. Die Höhenauflösung der einzelnen Proben, in Abhängigkeit von dem Außendruck und der Sammelzeit, liegt zwischen 100 m und 1 km. Die Probennahme wird vom Erdboden durch einen Operator gesteuert (siehe weiter unten). Der Ballonstart wird von der französischen Weltraumagentur Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) durchgeführt.

Aufgrund technischer Änderungen der CNES bei der Übertragung des Telekommandos wurde es notwendig, für den Kryosammler eine neue Elektronik zur Steuerung der Probennahme zu entwickeln, damit der Sammler weiter, z.B. zu Validierungsmessungen des Forschungssatelliten *ENVISAT*,

eingesetzt werden kann. Die Elektronik befindet sich wie der Sammler selbst auf der Gondel. Zusätzlich zu den Funktionen der alten Elektronik, mit deren Hilfe die Probenahme und verschiedenen Temperaturen kontrolliert wurde, soll die neue noch verschiedene atmosphärische und interne Messgrößen aufzeichnen. Ein Teil dieser Doktorarbeit bestand darin, bei der Entwicklung und dem Bau der neuen Elektronik mitzuwirken und ein Programm zur Steuerung der neuen Elektronik zu entwickeln. Das Konzept für die technische Umsetzung der Elektronik wurde in Zusammenarbeit mit dem Elektroniklabor des Institutes ausgearbeitet, welches zusammen mit der mechanischen Werkstatt des Institutes auch den Bau der Elektronik übernahm. Für die Steuerung mussten zwei Programme entwickelt werden. Ein Programm steuert die Elektronik direkt, mit dem anderen wird die Probenahme vom Boden aus durch einen Benutzer durchgeführt. Beide Programme können über die Eingabe eines Telekommandos und über Telemetriesignale miteinander kommunizieren<sup>2</sup>. Nach einigen Tests, u.a. während einer Simulation des Temperatur- und Druckverlaufes, die während eines Ballonfluges vorkommen können, in der Klimakammer des ICG-2 des FZ Jülich, wurde die neue Elektronik während des Fluges mit der Flugnummer B39 im September 2002 erfolgreich eingesetzt. Alle Behälter wurden erfolgreich geöffnet und wieder geschlossen.

Der für diese Arbeit zur Verfügung stehende Datensatz umfasst vertikale Profile verschiedener Spurengase von insgesamt 38 Flügen. Nachdem die Flüge in hohen bzw. mittleren Breiten und nach der Jahreszeit unterteilt worden sind, werden in dieser Arbeit die Daten von 27 Flügen berücksichtigt. Die Flüge in den hohen Breiten wurden von Kiruna, Schweden (67,87°N, 21,06°O) aus gestartet, die Startorte in den mittleren Breiten waren Aire sur l'Adour, Frankreich (43,7°N, 0,25°W) und Gap, Frankreich (44,45°N, 6,09°O). Die Tabelle 2.1 zeigt die Aufteilung der 27 berücksichtigten Flüge.

Monat	Hohe Breiten	Mittlere Breiten
Februar	8	-
März/April	-	3
Juni	-	3
September	-	4
Oktober	-	5
November	-	4

*Tabelle 2.1:* Monatliche Aufteilung der Ballonflüge (Siehe auch Anhang D).

Mit Hilfe dieser Daten sind die vertikalen Verteilungen der EDH von F12,

<sup>2</sup>Eine detaillierte Beschreibung der beiden Programme befindet sich im Anhang D.

$\text{N}_2\text{O}$  und  $\text{CH}_4$  für die mittleren und hohen Breiten in den einzelnen Monaten berechnet worden, die im Kapitel 3 vorgestellt und diskutiert werden.

## 2.2 Das Satellitenexperiment HALOE

Die Abkürzung *HALOE* steht für *HAL*ogen *O*ccultation *E*xperiment. Das Experiment befindet sich auf dem *Upper Atmosphere Research Satellite*, kurz *UARS*. Der Satellit wurde im September 1991 gestartet und befindet sich auf einer Umlaufbahn um die Erde in einer Höhe von 585 km bei einer Inklination von  $57^\circ$ <sup>3</sup>. *UARS* ist die erste Satellitenmission, die speziell zur Erforschung der mittleren und hohen Atmosphäre entwickelt wurde.

Das Satellitenexperiment *HALOE* verwendet das Prinzip der solaren Okkultation, um vertikale Profile der Absorption der solaren Strahlung zu messen (siehe Abbildung 2.2). Aus diesen Spektren können vertikale Profile der Spurengase  $\text{O}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ , der Aerosol Extinktion und der Temperatur abgeleitet werden. Ein Vorteil dieses Prinzips ist es, dass die gemessenen Absorptionen der Atmosphäre mit der Messung ohne die Atmosphäre, d.h. mit einer Nullmessung, verglichen werden können. Der Nachteil ist, dass nur während des Sonnenaufganges bzw. -unterganges relativ zum Satelliten gemessen werden kann. Aufgrund dieser Limitierung sind pro Tag maximal 30 Okkultationen möglich, jeweils 15 pro Sonnenaufgang bzw. -untergang auf der gegenüberliegenden Hemisphäre.

Das Satellitenexperiment besitzt zwei Messmethoden, um die Absorption der solaren Strahlung durch die verschiedenen Spurengase zu bestimmen. Die Absorption der Spurengase  $\text{NO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$  wird mit der Breitbandradiometrie und  $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}$  mit der Gasfiltrerradiometrie gemessen. Bei der Breitbandradiometrie wird eine Kombination von Filtern und Photozellen verwendet. Dieses Verfahren kann nur angewendet werden, wenn auf den interessierenden Emissionsbanden keine weiteren Banden anderer Spurengase liegen. Sollte dies der Fall sein, kann die Gasfiltrerradiometrie eingesetzt werden. Das Prinzip dabei ist Folgendes: Der einfallende Strahl wird geteilt und ein Teil durch eine Zelle geleitet, in der sich nur das entsprechende Gas befindet. Dadurch wird der Strahl genau auf der interessierenden Wellenlänge geschwächt. Die Differenz der Intensität der beiden Strahlen hinter der Zelle ist nur auf die Absorption der entsprechenden Wellenlänge zurückzuführen. Die Ergebnisse werden dann mit den Messungen außerhalb der Atmosphäre verglichen. Mit Hilfe der gemessenen Absorption in dem entsprechenden Wellenlängenbereich kann auf die Konzentration des entsprechenden Spurengases geschlossen werden. Der von *HALOE* gemessene Spektralbereich liegt

---

<sup>3</sup>Inklination : Neigung des Satellitenorbits gegenüber dem Äquator.

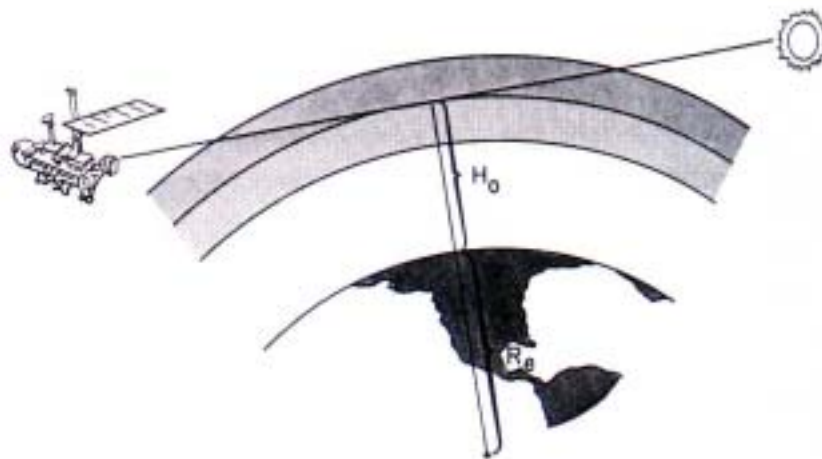


Abbildung 2.2: Das Prinzip der solaren Okkultation [Russell III et al., 1993].  $R_E$  beschreibt den Erdradius und  $H_0$  die vertikale Höhe.

zwischen  $2,45$  und  $10,04 \mu\text{m}$ . In Abhängigkeit von der Wellenlänge können durch *HALOE* vertikale Konzentrationsprofile erstellt werden, die zwischen einer Höhe von  $15$  und  $60$ - $130$  km liegen. Die Kombination aus der Erdrotation, Bewegung des Orbits und den einzelnen Okkultationen ergibt eine geographische Verteilung der Messungen wie sie Abbildung 2.3 für das Jahr 1993 zeigt. Insgesamt liegt die breitenabhängige Verteilung der Messungen im Verlauf eines Jahres zwischen  $80^\circ\text{N}$  und  $80^\circ\text{S}$ .

Für diese Arbeit sind von dem *HALOE*-Datensatz die Level 2 Daten der Version 19 (V19) verwendet worden<sup>4</sup>. Der Datensatz umfasst den Zeitraum von Dezember 1992 bis November 2000. In diesem Zeitraum steht pro Tag ein Datenfile zur Verfügung. Dieser Datenfile beinhaltet u.a. die vertikalen Profile sämtlicher Messgrößen für jede der Okkultationen an diesem Tag, maximal 30 Stück. Der absolute Fehler in den Daten beträgt für  $\text{O}_3$  unterhalb des  $\text{O}_3$ -Maximums  $15\%$  [Brühl et al., 1996], über dem  $\text{O}_3$ -Maximum  $5\%$  [Brühl et al., 1996] und für  $\text{CH}_4$   $15\%$  [Park et al., 1996]. Die vertikale Auflösung der Messungen liegt für  $\text{O}_3$  bei  $1,5$  km und für  $\text{CH}_4$  bei  $4,5$  km [Russell III et al., 1993]. Die gemessenen Profile werden mit Hilfe eines Auswertalgo-

<sup>4</sup>Insgesamt werden die Daten vom Level 0 bis zum Level 3 prozessiert. Die Level 0 Daten entsprechen den Rohdaten; im Level 1 werden aus den Rohdaten die Instrumenteneffekte herauskorrigiert und die Spektren den verschiedenen Höhen und Drücken zugeordnet; die Level 2 Daten beinhalten die aus den Spektren abgeleiteten Mischungsverhältnisse der einzelnen Spurengase, im Level 3 sind die Daten zu festen Zeitpunkten und geographischen Breiten zugeordnet.

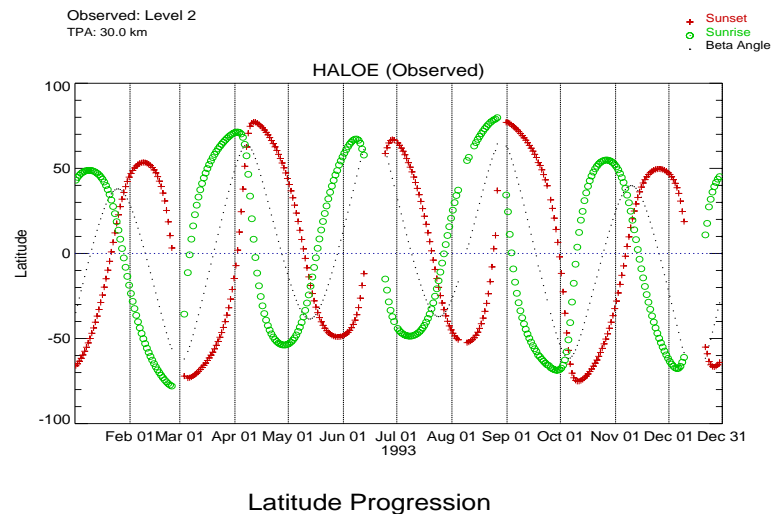


Abbildung 2.3: Die breitenabhängige Verteilung der *HALOE*-Messungen für das Jahr 1993. Dargestellt sind die einzelnen Okkultationen während des Sonnenaufganges (Kreise) und des Sonnenunterganges (Kreuze) [adaptiert : <http://haloedata.larc.nasa.gov/home.html>].

rhythmus auf eine vertikale Auflösung von 0,3 km umgerechnet. Aufgrund der vertikalen Auflösungen und der Interpolation können einige Informationen verloren gehen bzw. kleinräumige Strukturen in den vertikalen Profilen nicht aufgelöst werden. So ist es zur Zeit für Satelliten auch nicht möglich, eine hohe horizontale Auflösung während eines sich zeitlich rasch verändernden Prozesses, z.B. ein Streamer, zu messen. Insgesamt besitzt die zur Verfügung stehende Datenmenge eine Größe von ca. 12 Gbyte. Die daraus berechneten monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  und  $\text{O}_3$  werden in Kapitel 4 vorgestellt. Zusätzlich dazu sind noch zwei Fallstudien durchgeführt worden, die helfen sollen die Variabilität in der Stratosphäre im Hinblick auf eine bestimmte Fragestellung zu untersuchen (siehe Kapitel 5.1 und 5.2).

## 2.3 Das Simulationsmodell KASIMA

In der Atmosphärenforschung werden unterschiedliche Typen von Modellen verwendet. Diese werden für die Interpretation atmosphärischer Messungen eingesetzt. Einer dieser Typen ist das Chemie-Transport-Modell (CTM). Mit diesem Modell wird mit Hilfe einer dreidimensionalen Simulation von chemischen Prozessen und unter der Verwendung von meteorologischen Analysedaten die räumliche und zeitliche Verteilung von chemischen Spurengase

berechnet.

Das *K*arlsruher *S*imulationsmodell der *M*ittleren *A*tmosphäre, kurz *KASIMA*, gehört zu diesem Typ Modell. *KASIMA* ist ein dreidimensionales mechanistisches Modell für die mittlere Atmosphäre, d.h. für die Stratosphäre, die Mesosphäre und die untere Thermosphäre. Das Modell ist am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Forschungszentrums (FZ) Karlsruhe entwickelt worden und wird für die Untersuchung der stratosphärischen Dynamik und Chemie eingesetzt [z.B. *Ruhnke et al.* [1999], *Reddmann et al.* [2001]].

Das Modell besteht aus drei Komponenten; der meteorologischen Komponente, einem Strahlungsmodell und einer chemischen Komponente. Die meteorologische Komponente ist ein prognostisches Modell zur Lösung des meteorologischen Grundgleichungssystemes in einem Druckbereich kleiner als 10 hPa. In einem Druckbereich größer als 10 hPa bilden die Analysen des europäischen Zentrums für mittelfristige Vorhersage (ECMWF) die untere Randbedingung. Diese unteren Randbedingungen und die Nettoerwärmungsrate treiben das Modell an. Die Nettoerwärmungsrate wird durch das Strahlungsmodell aus der Summe der solaren Erwärmung und der Abkühlung durch die Atmosphäre bestimmt. Die solare Erwärmung umfasst im UV-Bereich die Absorption von O<sub>3</sub> und molekularem Sauerstoff, im infraroten Spektrum die Absorption von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>. Die Simulation der Abkühlung beinhaltet den Einfluss von CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> und H<sub>2</sub>O. Das in das Modell integrierte chemische Modul berücksichtigt insgesamt 58 chemische Spurengase und Familien in 101 bi- und termolekularen Reaktionen, 39 Photolysen und 10 heterogene Reaktionen auf Oberflächen polarer Stratosphärenwolken (PSC) und flüssiger Schwefelsäureaerosolen [*Kouker et al.*, 1999a]. Die horizontale Auflösung des Modells beträgt etwa 3°, vertikal 1 bis 5 km.

Der Datensatz, der für diese Arbeit zur Verfügung gestellt worden ist, umfasst die Spurengase O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub>O. Für die Jahre 1993 bis 1999 steht pro Tag eine Verteilung des jeweiligen Spurengases zur Verfügung, die der räumlichen Auflösung entspricht. Insgesamt besitzt der untersuchte Datensatz eine Größe von ca. 13 Gbyte. Die daraus berechneten Verteilungen der mittleren EDH der drei Spurengase werden im Kapitel 4.3 und 5.3 vorgestellt.

# Kapitel 3

## EDH aus den Daten des kryogenen Luftprobensammlers

Die erste Untersuchung zur Variabilität der Stratosphäre über der Nordhemisphäre wird mit dem Datensatz durchgeführt, der mit Hilfe des *kryogenen Luftprobensammlers* erstellt worden ist (siehe Kapitel 2.1). Für die Untersuchung werden die vertikalen Verteilungen der EDH der Spurengase CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O aus den mittleren und hohen Breiten in unterschiedlichen Monaten berechnet und diskutiert.

### 3.1 Das Verfahren zur Berechnung der EDH

Das Verfahren zur Berechnung der vertikalen Verteilung der EDH der Spurengase CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O entspricht dem von *Röth & Schmidt* [1990]. Durch die Anwendung desselben Verfahrens ist später ein besserer Vergleich zwischen den Ergebnissen von *Röth & Schmidt* [1990] und den Ergebnissen dieser Arbeit möglich. Der einzige Unterschied zwischen den Arbeiten ist das Verfahren zur Korrektur der Langzeittrends in den Mischungsverhältnissen der Spurengase. *Röth & Schmidt* [1990] benutzten die Trendfaktoren aus *WMO* [1986], um die zeitlichen Trends in den Mischungsverhältnissen zu korrigieren. In dieser Arbeit wird die Methode von *Plumb et al.* [1999] für die Korrektur verwendet, welche in der Korrektur das „Alter“ der Luft und dessen spektrale Verteilung (Altersspektrum) berücksichtigt.

Der erste Schritt in der Berechnung der EDH ist die Bestimmung eines mittleren, monatlichen Referenzprofils für das jeweilige Spurengas in einer geographischen Breite. Zu diesem Zweck wird innerhalb eines vertikalen Abschnittes von 5 km von allen, für diesen Monat und die jeweilige geographische Breite, vorliegenden vertikalen Profilen das mittlere

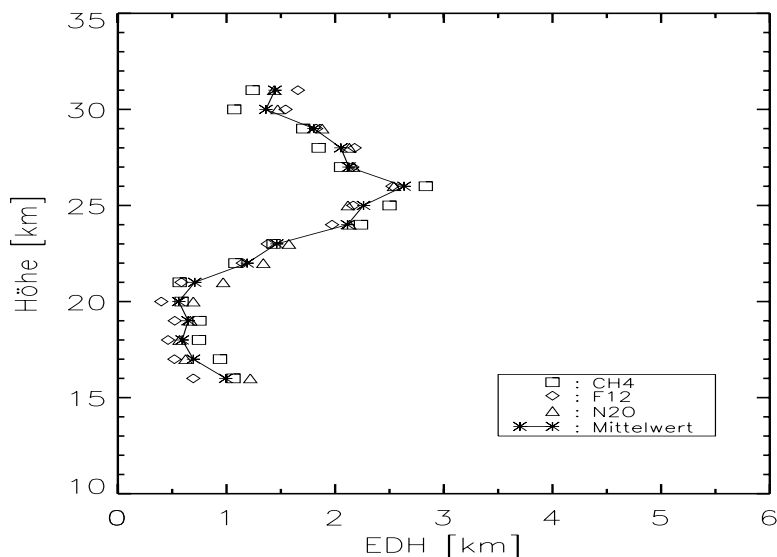


Abbildung 3.1: Vertikale Profile der EDH für September, die mit der Methode und den Daten von *Röth & Schmidt* [1990] berechnet worden sind. Die durchgezogene Linie zeigt die mittlere EDH (\* – \*) der Spurengase  $\text{CH}_4$  ( $\square$ ), F12 ( $\diamond$ ) und  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\triangle$ ). (Vgl. Abbildung 1.8).

Mischungsverhältnis des jeweiligen Spurengases und die dazugehörige Standardabweichung berechnet. Der erhaltene Mittelwert ist der Referenzwert für den Mittelpunkt dieses Fensters. Im nächsten Schritt wird das Fenster um 1 km vertikal nach oben verschoben und erneut der Mittelwert bzw. die Standardabweichung aus den daran befindlichen Messpunkten bestimmt usw.. Mit Hilfe des sog. laufenden Mittelwertes entsteht ein vertikales Referenzprofil für das jeweilige Spurengas, dabei ist jeder fünfte Wert statistisch unabhängig. Für die Berechnung der EDH werden die Mittelwerte innerhalb eines vertikalen Abschnittes von 5 km berücksichtigt. Durch die Mittelwerte wird mit Hilfe der linearen Regression eine Gerade gelegt, die zur Bestimmung der Steigung des Referenzprofils benötigt wird. Danach wird für jeden Punkt in diesem vertikalen Abschnitt die EDH aus der dazugehörigen Steigung des Referenzprofils und der dazugehörigen Standardabweichung berechnet. Aus diesen Werten wird dann der Mittelwert der EDH in diesem vertikalen Abschnitt bestimmt. Der erhaltene Mittelwert entspricht der EDH für den Mittelpunkt des vertikalen Abschnittes. Jetzt wird der vertikale Abschnitt um 1 km nach oben verschoben und wieder die mittlere EDH für diesen Abschnitt bestimmt usw.. In der Berechnung der EDH der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  werden nur die Messpunkte



berücksichtigt, für die auch die Mischungsverhältnisse aller drei Spurengase vorliegen.

Vor der Präsentation der Ergebnisse wird die korrekte Umsetzung des oben beschriebenen Verfahrens getestet. Für diesen Test wird das Verfahren auf die Daten für den September aus den mittleren Breiten angewendet, die auch *Röth & Schmidt* [1990] zur Verfügung standen. Das Ergebnis des durchgeführten Tests ist in der Abbildung 3.1 dargestellt. Die vertikalen Verteilungen der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  sind nahezu identisch mit denen von *Röth & Schmidt* [1990] in der Abbildung 1.8. In beiden Abbildungen ist eine Zunahme der EDH ab einer Höhe von ca. 22 km und ein Maximum in einer Höhe von ca. 25 km zu erkennen. Die Verwendung verschiedener Verfahren für die Korrektur der Langzeittrends in den Mischungsverhältnissen der Spurengase hat anscheinend keine Auswirkung.

Durch die erfolgreiche Umsetzung des Verfahrens kann vermieden werden, dass mögliche Unterschiede, die zwischen den Ergebnissen dieser Arbeit und der von *Röth & Schmidt* [1990] auftreten, aufgrund verschiedener Berechnungsmethoden zustandekommen.

## 3.2 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die vertikalen Profile der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  getrennt nach den hohen (siehe Kapitel 3.2.1) und mittleren Breiten (siehe Kapitel 3.2.2) vorgestellt.

### 3.2.1 Hohe Breiten

Aufgrund des Datensatzes können für die hohen Breiten nur die vertikalen Profile der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  aus dem Monat Februar vorgestellt werden<sup>1</sup>. In diesem Monat wird die Stratosphäre über den hohen Breiten durch eine hohe dynamische Aktivität in Verbindung mit dem arktischen Vortex geprägt. In der Abbildung 3.2 sind die einzelnen Profile der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$ , die sich für diesen Monat aus dem Datensatz ergeben haben, zusammengefasst. Weiterhin ist auch die mittlere EDH, die aus den EDH-Werten der drei Spurengase resultiert, in der Abbildung beinhaltet. Die vertikalen Profile können in zwei Abschnitte untergliedert werden. Unterhalb einer Höhe von 24 km nimmt die EDH von allen drei Spurengase einen Wert um 2 km an, darüber ist bei allen drei Spurengasen ein Anstieg in der EDH zu

---

<sup>1</sup>Siehe Anhang D.

verzeichnen. Die größten Werte werden in einer Höhe von 27 km erreicht. Dort ist auch die größte Differenz zwischen der EDH von  $\text{CH}_4$  und den anderen Spurengasen zu erkennen. Während die EDH von  $\text{CH}_4$  in einer Höhe von 27 km einen Wert von ca. 3,5 km hat, ist die EDH von F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  mit einem Wert über 5 km deutlich größer.

### 3.2.2 Mittlere Breiten

Der Datensatz des *kryogenen Luftprobensammlers* enthält die Daten von einer Vielzahl von Flügen aus den mittleren Breiten<sup>2</sup>. Diese stammen aus unterschiedlichen Monaten und sind dementsprechend auch gruppiert worden. Zuerst werden die Ergebnisse für das Frühjahr vorgestellt, in dem die Monate März und April zusammengefasst sind. Im Anschluss daran folgen die Ergebnisse für die Monate Juni, September, Oktober und November.

Im Frühjahr stellt sich die Dynamik in der Stratosphäre von der Winterzirkulation in die Sommerzirkulation um. In der Abbildung 3.3 sind die vertikalen Profile der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12,  $\text{N}_2\text{O}$  und der mittleren EDH zusammengefasst, die aus den Daten der Monate März und April berechnet worden sind. Die EDH aller drei Spurengase nimmt unter einer Höhe von 19 km von einem Wert kleiner als 0,5 km bis auf einen Wert von ca. 1,5 km zu. Darüber folgt bis in eine Höhe von 25 km ein Bereich, in dem Werte zwischen 1 km und 1,5 km erreicht werden, mit einem geringen negativen vertikalen Gradienten. Im Anschluss daran zeigt die EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  bis in eine Höhe von 27 km nur einen geringeren Anstieg auf einen Wert von 2 km, über einer Höhe von 27 km ist dann ein stärkerer Anstieg in die EDH aller drei Spurengase bis auf einen Wert von ca. 4 km zu erkennen. Im Unterschied zu der Verteilung in der Abbildung 3.2 ist die EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  über den gesamten Höhenbereich annähernd gleich. Die Verteilung kann vertikal ebenfalls in zwei Abschnitte untergliedert werden. Unter einer Höhe von 27 km sind die EDH-Werte der drei Spurengase kleiner als 2 km, oberhalb dieser Höhe ist ein Anstieg in den Werten der EDH aller drei Spurengase zu erkennen.

Der Zeitraum Juni bis November beschreibt in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre die Phase, in der sich die Zirkulation über den mittleren Breiten aus der Ostwindphase des Sommers in die Westwindphase des Winter umstellt. Im Juni ist die Sommerzirkulation noch voll ausgeprägt; im Zeitraum vom September bis Oktober findet die Umstellung statt; im November ist diese abgeschlossen. In den Abbildungen 3.3 bis 3.7 sind die berechneten

---

<sup>2</sup>siehe Anhang D.

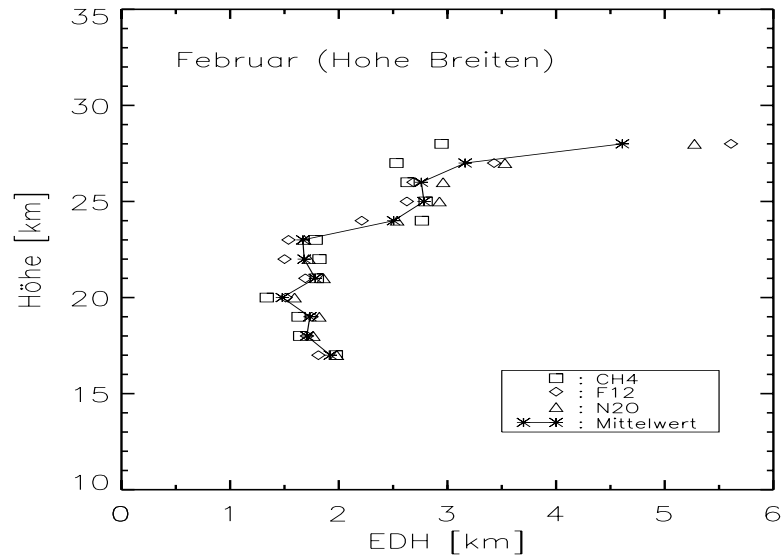


Abbildung 3.2: Vertikale Profile der EDH im Februar über den hohen Breiten. Unterhalb einer Höhe von 23 km ist die EDH von CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O kleiner als 2 km, oberhalb dieser Höhe nimmt die EDH aller drei Spurengase zu. Die Profile sind mit Hilfe der Daten von acht Flügen berechnet worden (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

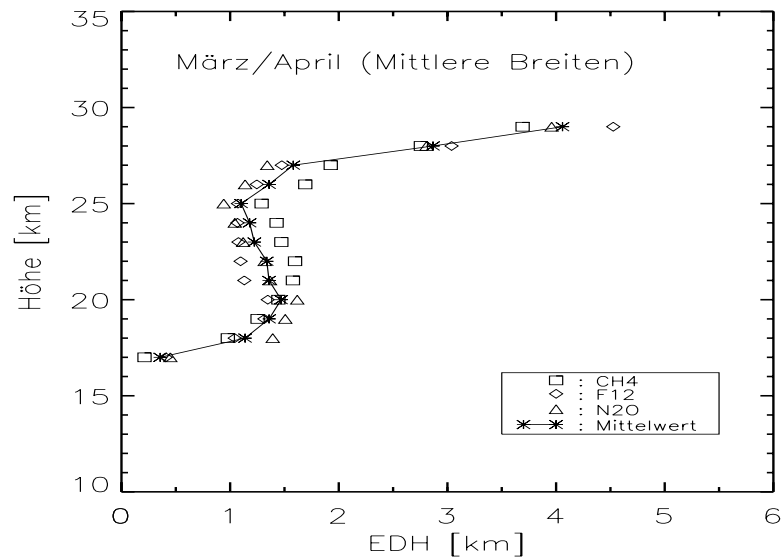


Abbildung 3.3: Vertikale Profile der EDH für März/April über den mittleren Breiten. Aus den Daten von drei Flügen ist eine S-förmige Verteilung der EDH von CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O berechnet worden (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

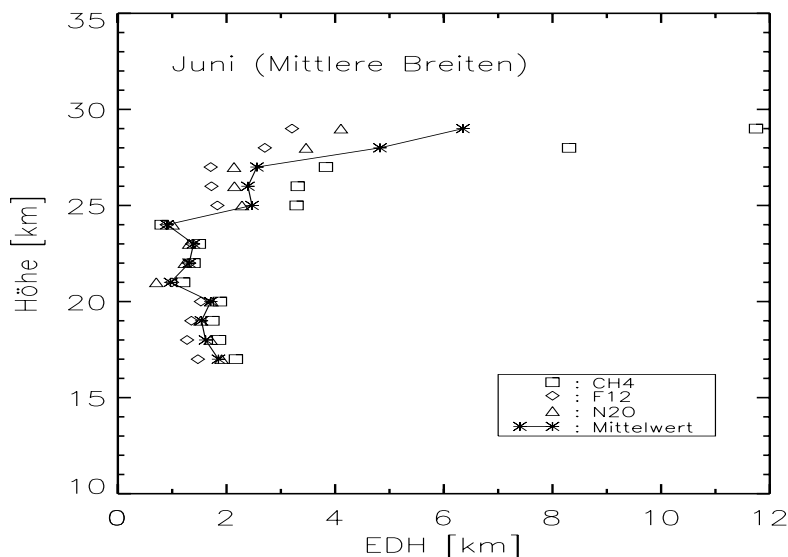


Abbildung 3.4: Vertikale Profile der EDH für den Juni über den mittleren Breiten. Auf der Grundlage von Daten drei Flüge hat sich für die EDH der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  unterhalb einer Höhe von 24 km einen Wert von ca. 2 km ergeben, oberhalb dieser Höhe ist in der EDH aller Spurengase ein starker Anstieg zu verzeichnen (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

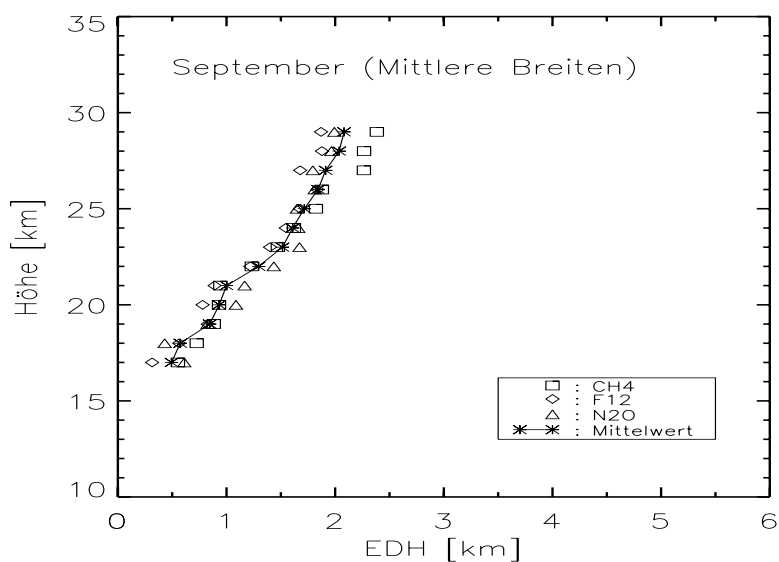


Abbildung 3.5: Im September nimmt die EDH der drei Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  über den mittleren Breiten linear mit der Höhe zu. Diese Zunahme ist mit Daten von vier Flügen berechnet worden (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

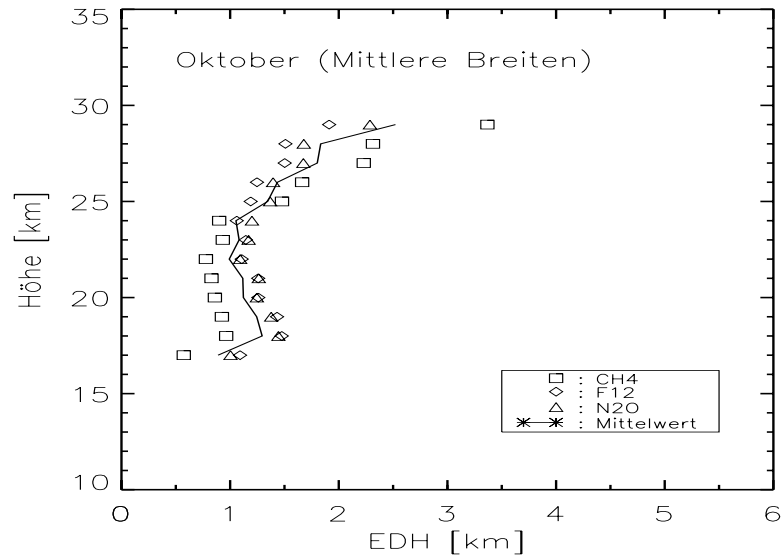


Abbildung 3.6: Vertikale Profile der EDH für den Oktober über den mittleren Breiten. Unterhalb einer Höhe von 24 km ist die EDH der Spurengase CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O kleiner als 1,5 km, oberhalb dieser Höhe nimmt die EDH aller drei Spurengase zu. Für die Berechnung der Profile standen Daten von insgesamt fünf Flügen zur Verfügung (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

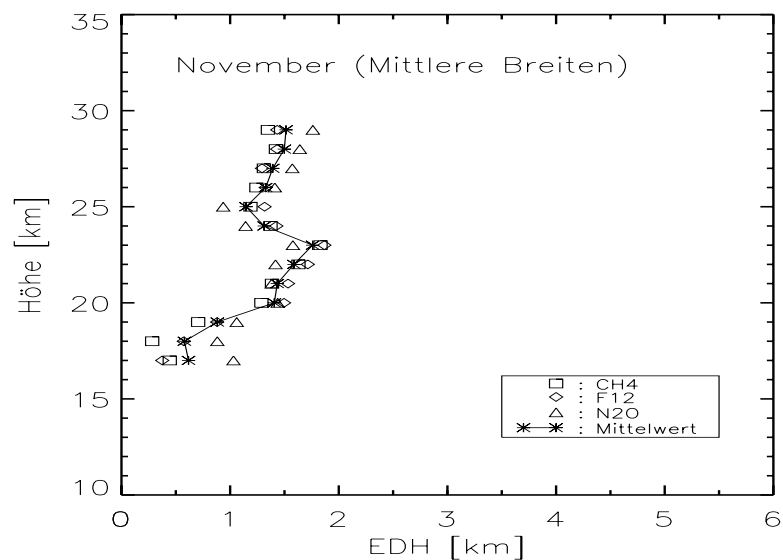


Abbildung 3.7: Vertikale Profile der EDH für den November über den mittleren Breiten. Aus den Daten von vier Flügen sind für die Spurengase CH<sub>4</sub>, F12 und N<sub>2</sub>O eine EDH kleiner als 2 km berechnet worden (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

vertikalen Profile der EDH der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  und die mittlere EDH für die Monate Juni, September, Oktober und November über den mittleren Breiten zusammengefasst.

Die vertikalen Profile der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  im Juni in der Abbildung 3.4 zeigen eine vergleichbare Zweiteilung im Verlauf wie die beiden Profile aus den beiden vorhergehenden Abbildungen. Bis in eine Höhe von 24 km besitzt die EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  fast die gleichen Werte von unter 2 km. Ab einer Höhe von 25 km variiert die EDH der drei Spurengase untereinander sehr stark. Die mittlere EDH steigt bis auf einen Wert von 6 km in 29 km Höhe an. In dem ganzen Bereich ist die EDH von F12 am kleinsten und von  $\text{CH}_4$  am größten. Beim Vergleich der einzelnen Profile ist darauf hinzuweisen, dass die Skalierung der Abszisse, im Vergleich zu den anderen Monaten, im Juni am größten ist.

Im September sind die Differenzen zwischen der EDH von  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  in den unterschiedlichen Höhen kleiner als 0,5 km (siehe Abbildung 3.5). In diesem Monat ist in der EDH aller Spurengase ein fast linearer Anstieg zu verzeichnen, von ca. 0,5 km in 17 km Höhe auf ca. 2 km in 29 km Höhe.

Der nahezu lineare Anstieg der einzelnen EDH-Profile aus dem September wird im Oktober nicht mehr gefunden (siehe Abbildung 3.6). Im Oktober liegen die EDH-Werte bis in einer Höhe von 26 km unter 2 km. Oberhalb dieser Höhe nimmt die EDH aller Spurengase zu. Die EDH von F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  ist unterhalb einer Höhe von 25 km identisch, die EDH von  $\text{CH}_4$  ist etwas kleiner. Oberhalb dieser Höhe liegt die EDH von  $\text{N}_2\text{O}$  zwischen der niedrigen EDH von  $\text{CH}_4$  und der etwas höheren EDH von F12.

Die vertikalen Profile im November in der Abbildung 3.7 besitzen ein Maximum in einer Höhe von 28 km mit einer mittleren EDH von ca. 2 km. Ab einer Höhe von 17 km bis in eine Höhe von 28 km zeigen alle drei Spurengase ein Anstieg ihrer EDH von kleiner als 1 km zu dem oben erwähnten maximalen Wert. Die Differenz zwischen der EDH der drei Spurengase ist zwischen 17 und 19 km Höhe am größten, darüber sind die Unterschiede deutlich kleiner. Oberhalb des Maximums nehmen die Werte der einzelnen EDHs auf etwa 1 km ab, darüber ist wieder ein leichter Anstieg zu erkennen.

### 3.3 Diskussion

In den vertikalen EDH-Profilen der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  in den Abbildungen 3.2 bis 3.7 sind Unterschiede zwischen den einzelnen Verteilungen erkennbar. Diese Unterschiede werden durch die jeweiligen dynamischen Bedingungen in der Stratosphäre hervorgerufen. Diese EDH-Profile zeigen teilweise aber einen anderen vertikalen Verlauf als die von *Röth & Schmidt*

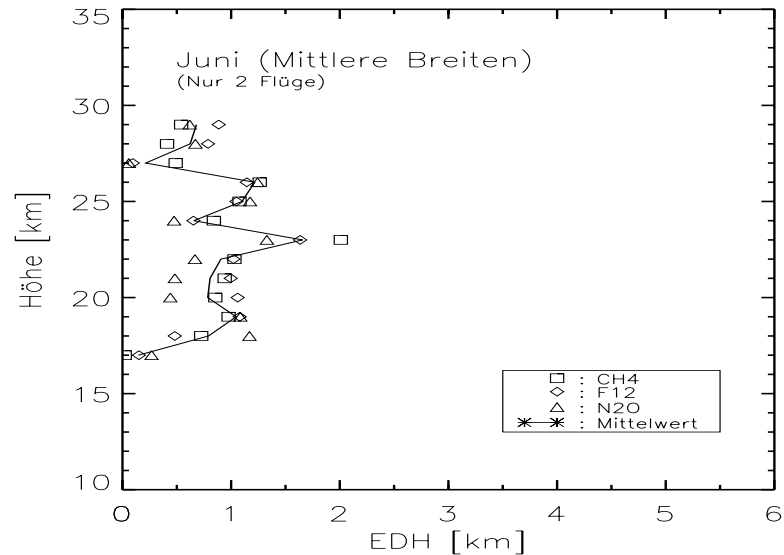


Abbildung 3.8: Die vertikalen Profile der EDH für Juni. Die Verteilung ist mit Hilfe der Daten von zwei Flügen erstellt worden, im Gegensatz zu der Abbildung 3.4, die Daten aus drei Flügen beinhaltet (Symbole: siehe Abbildung 3.1).

[1990] (siehe Abbildung 1.8). Die folgende Diskussion beschäftigt sich mit den möglichen Gründen für die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der beiden Arbeiten.

Das Sammelverfahren kann als Ursache für die Abweichungen ausgeschlossen werden, denn sowohl für diese Arbeit als auch für *Röth & Schmidt* [1990] wurden dieselben Kryosammler zum Sammeln der Luftproben eingesetzt. Das Auftreten eines Fehlers in der Sammelmethode wäre somit systematisch. *Engel* [1993] zeigte, dass die Mischungsverhältnisse der langlebigen Spurengase F12 und N<sub>2</sub>O weder durch das kryogene Sammelverfahren noch durch Wandeffekte beeinflusst werden. Ein Fehler in der Analyse kann ausgeschlossen werden, denn die Mischungsverhältnisse der drei Spurengase werden mit Hilfe von verschiedenen gaschromatographischen Analyseverfahren bestimmt. Da die individuelle EDH der drei Spurengase aber eine ähnliche vertikale Verteilung zeigt, müssen die Ursachen für die Abweichungen in Effekten liegen, die auf alle Spurengase wirken.

Für die Berechnung der einzelnen Profile der EDH wird für diese Arbeit die Methode von *Röth & Schmidt* [1990] verwendet. Die korrekte

Anwendung der Methode ist im Kapitel 3.1 vorgeführt worden. Der Unterschied zwischen dieser Arbeit und *Röth & Schmidt* [1990] liegt in der Korrektur der zeitlichen Trends in den Mischungsverhältnissen der einzelnen Spurengase. Im Gegensatz zu *Röth & Schmidt* [1990], welche die Trendfaktoren aus *WMO* [1986] verwendeten, um die zeitlichen Trends zu korrigieren, wird auf die Daten für diese Arbeit das Verfahren von *Plumb et al.* [1999] angewendet (siehe Kapitel 3.1). Die gute Übereinstimmung zwischen den Profilen der EDH in der Abbildung 3.1 mit denen von *Röth & Schmidt* [1990] zeigt, dass dadurch keine Unterschiede hervorgerufen werden.

Der Unterschied zwischen dieser Arbeit und der Arbeit von *Röth & Schmidt* [1990] ist die Anzahl der für die Berechnung der vertikalen EDH-Profile zur Verfügung stehenden Flüge bzw. höhere Anzahl an Messpunkten. Für diese Arbeit liegen z.B. für September Daten von insgesamt vier Flügen vor. *Röth & Schmidt* [1990] verwendeten für den September Daten von nur drei Flügen, um die vertikalen Profile der EDH für diesen Monat zu bestimmen. Durch Berücksichtigung eines zusätzlichen Fluges und der sich daraus ergebenden höheren Anzahl an Luftproben, ergibt sich für den September in dieser Arbeit eine andere vertikale Verteilung der EDH als in der Arbeit von *Röth & Schmidt* [1990] (siehe Abbildungen 1.8 und 3.5). Welche Rolle die Anzahl der Luftproben spielt, wird auch an dem Beispiel für den Juni in der Abbildung 3.8 deutlich. Die Abbildung zeigt erneut die vertikalen EDH-Profile der drei Spurengase für den Juni über den mittleren Breiten. Der Unterschied im Vergleich zu denen in der Abbildung 3.4 liegt in der Anzahl der berücksichtigten Flüge. Für die Profile in der Abbildung 3.4 sind die Luftproben von drei Flügen berücksichtigt worden, für die in der Abbildung 3.8 dagegen nur von zwei Flügen. In der Abbildung 3.8 liegen, bis auf die EDH von  $\text{CH}_4$  in einer Höhe von 23 km, alle EDH-Werte unter 2 km. Die starke Zunahme der EDH ab einer Höhe von 25 km, die noch in der Abbildung 3.4 zu erkennen ist, fehlt in dieser. Der Grund für den veränderten vertikalen Verlauf liegt demnach in dem bei der Berechnung nicht berücksichtigten Flug BI32<sup>3</sup>. Bei diesem Flug sind oberhalb einer Höhe von 20 hPa (ca. 22 km) sehr niedrige Mischungsverhältnisse in den Spurengasen  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  gemessen worden [*Strunk et al.*, 2000]. *Strunk et al.* [2000] erklärten diese niedrigen Mischungsverhältnisse durch eine Luftmasse aus dem Bereich des arktischen Vortex, die nach dem Aufbrechen des Vortex bis in die mittleren Breiten transportiert worden ist. Durch die geringeren Mischungsverhältnisse der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 und  $\text{N}_2\text{O}$  werden das berechnete, laufende Mittel bzw. die dazugehörigen

---

<sup>3</sup>Siehe Anhang D.



Standardabweichungen der drei Spurengase beeinflusst, wodurch eine Abweichung in den Werten der EDH in den betreffenden Höhen hervorgerufen wird.

Die Beispiele für den Juni und den September zeigen die Abhängigkeit des Verlaufs der vertikalen EDH-Profile von der Anzahl der zur Verfügung stehenden Flüge bzw. der Messpunkte. Durch die geringe Anzahl an Datenpunkten für einen Bereich ist der Datensatz nur beschränkt zur Untersuchung der Varianz von Spurengasen brauchbar. Die Nutzbarkeit für die Untersuchung der Varianz wird auch durch die meteorologischen Bedingungen während eines Fluges weiter eingeschränkt. Zum einen wird auf bestimmte meteorologische Bedingungen in der Stratosphäre gewartet, in denen die Verteilung der Spurengase untersucht werden soll, diese repräsentieren niemals den mittleren Zustand der Atmosphäre; zum anderen gibt es nur bestimmte meteorologische Bedingungen, bei denen ein Start bzw. Flug möglich ist. Um den Datensatz für Varianzstudien nutzbar machen zu können, müssten noch eine Vielzahl von Daten von Ballonflügen integriert werden, bei denen auf die meteorologische Situation, zu mindestens auf die in der Stratosphäre, keine Rücksicht genommen wird. Der sehr große Vorteil des Datensatzes ist die hohe Messgenauigkeit der Mischungsverhältnisse der verschiedenen Spurengase. Die Spurengase  $\text{N}_2\text{O}$  und F12 werden mit einem absoluten Fehler von maximal 1,5% bzw. 1,4% [Müller, 2001] gemessen, die absolute Genauigkeit im  $\text{CH}_4$  liegt bei 2% [Levin et al., 1999]. Diese hohe Messgenauigkeit ist eine Voraussetzung für die Untersuchung von zeitlichen Trends der Spurengase, dadurch können auch schon kleinste Veränderungen erkannt werden.

Zusammenfassend lässt sich aus den Ergebnissen dieses Kapitels feststellen, dass sowohl die Qualität als auch die Quantität der Messungen für die Untersuchung der Variabilität der Stratosphäre wichtig ist. Je mehr Messungen zur Verfügung stehen, desto besser werden die statistischen Bedingungen für die Berechnung der EDH. Für die Qualität der Messungen gilt, dass je besser diese ist, desto geringer wird der Einfluss von möglichen Messfehlern auf die Größe der EDH. Im folgenden Kapitel wird der Datensatz vom Satellitenexperiment *HALOE* mit Hilfe von verschiedenen statistischen Prüfverfahren auf die erforderliche Datenmenge und den Einfluss der Qualität der Messungen auf die Größe der EDH untersucht.



# Kapitel 4

## Die EDH aus *HALOE*-Daten

Mit Hilfe der Messungen von unterschiedlichen Experimenten auf verschiedenen Forschungssatelliten ist es möglich geworden, globale Verteilungen von Spurengasen zu bestimmen. Eines dieser Satellitenexperimente ist *HALOE* an Bord von *UARS* (siehe Kapitel 2.2). Durch die Messungen dieses Experimentes ist ein zeitlich und räumlich gut aufgelöster Datensatz u.a. der beiden Spurengase  $O_3$  und  $CH_4$  entstanden, der in dieser Arbeit dazu verwendet wird, die Varianz dieser beiden Spurengase in Form der EDH in der Stratosphäre zu bestimmen und damit eine Aussage über die Variabilität der dynamischen Prozesse in der Stratosphäre machen zu können (siehe Kapitel 4.2).

### 4.1 Das Verfahren zur Berechnung der mittleren EDH eines Spurengases

Der Datensatz von *HALOE*, der für diese Arbeit zur Verfügung stand, umfasst den Zeitraum von Dezember 1992 bis November 2000. Für jeden der im Zeitraum liegenden Monate stehen eine Vielzahl von Datenpunkten der beiden Spurengase aus unterschiedlichen geographischen Breiten bzw. Längen und geometrischen Höhen zur Verfügung. Um diesen Datensatz mit Hilfe von statistischen Verfahren bearbeiten und daraus die EDH der beiden Spurengasen berechnen zu können, mussten zuerst die einzelnen Datenpunkte in den verschiedenen Monaten sortiert und an bestimmten Gitterpunkten zusammengefasst werden. Damit an den jeweiligen Gitterpunkten eine ausreichende Menge an Datenpunkten zur Verfügung stand, hat sich ein horizontaler Abstand von 5 Breitengraden und ein vertikaler Abstand von 1 km als sinnvoll erwiesen.

Die statistische Voraussetzung für die Berechnung der EDH an einem

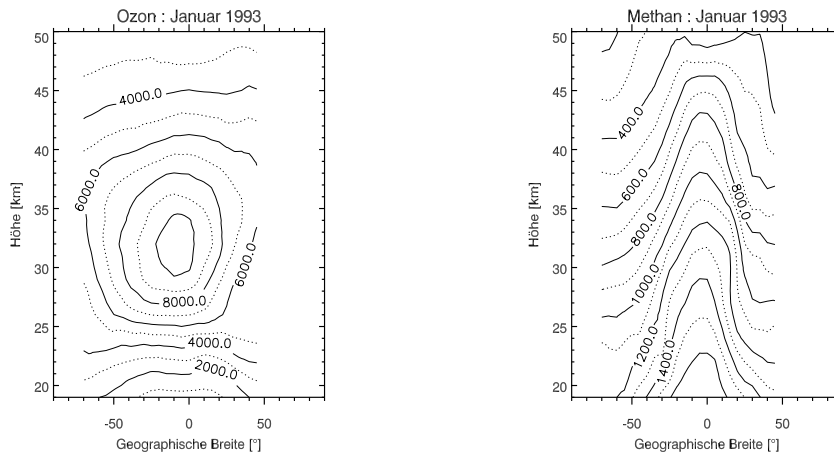


Abbildung 4.1: Die Verteilung des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $O_3$  (in ppb) (links) und  $CH_4$  (in ppb) (rechts) in einer Höhe zwischen 19 und 50 km für den Januar 1993. Die Verteilungen sind auf der Grundlage des Datensatzes vom Satellitenexperiment *HALOE* berechnet worden.

Gitterpunkt nach der Gleichung 1.7 ist eine Gauss-Verteilung der zugeordneten Daten. Mit Hilfe des  $\chi^2 - Test$ <sup>1</sup> und dem Kolmogoroff-Smirnov-Test<sup>2</sup> werden für jeden Monat die Datenmengen an den einzelnen Gitterpunkten auf die vorgegebene Verteilung untersucht. Wenn die Untersuchung keine signifikanten Abweichung von der vorausgesetzten Verteilung ergeben, somit die statistischen Grundbedingungen erfüllt sind, wird aus den Daten für jeden Monat das zonal gemittelte Mischungsverhältnis und die dazugehörige zonale Standardabweichung der Spurengase  $O_3$  und  $CH_4$  an den einzelnen Gitterpunkten berechnet. In der Abbildung 4.1 sind am Beispiel des Monats Januar aus dem Jahr 1993 die daraus hervorgegangenen Verteilungen der zonal gemittelten Mischungsverhältnisse von  $O_3$  und  $CH_4$  in einem Höhenbereich zwischen 19 und 50 km zusammengefasst.

Das Ergebnis des vorangegangenen Kapitels 3 ist, dass der Datensatz des Kryosammlers eine zu geringe Anzahl an Messpunkten beinhaltet, um mit ihm eine repräsentative Untersuchung der Varianz dieser Spurengase in einer geographischen Breite zu einer bestimmten Jahreszeit durchführen zu können. Der Datensatz von *HALOE* besitzt im Vergleich dazu eine Vielzahl von vertikalen Profilen der beiden Spurengase  $O_3$  und  $CH_4$ . Dennoch stellt sich die Frage nach der Anzahl an Datenpunkten an einem Gitterpunkt, die notwendig ist, um eine repräsentative Aussage über die Varianz eines Spu-

<sup>1</sup>Siehe Anhang B.

<sup>2</sup>Siehe Anhang B.

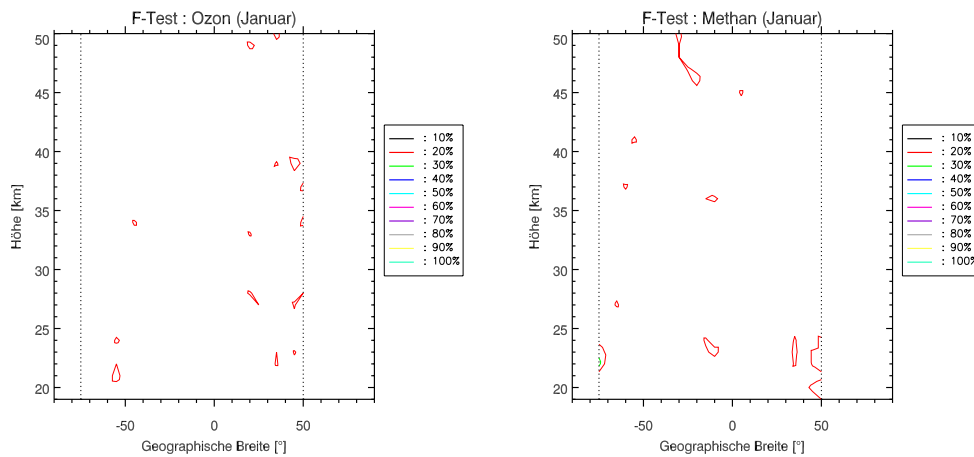


Abbildung 4.2: Die linke Abbildung zeigt das Ergebnis des F-Tests für  $O_3$  am Beispiel des Monats Januar; die rechte Abbildung für denselben Monat für  $CH_4$ . Für beide Spurengase ist an den meisten Gitterpunkten für eine mittlere Varianz von 10% der gesamten Datenpunkte kein signifikanter Unterschied im Vergleich zu der Varianz der gesamten Datenpunkte festgestellt worden.

rengases machen zu können. Für die Beantwortung dieser Frage erfolgt mit Hilfe des F-Testes<sup>3</sup> eine Überprüfung der Datenmenge jedes Gitterpunktes. Mit dem Test besteht die Möglichkeit zwei Varianzen auf einen signifikanten Unterschied zu überprüfen. Zum Beginn des Testes werden 10% der gesamten Datenmenge zufällig ausgewählt, wird ein signifikanter Unterschied zwischen der Varianz dieser Stichprobe und der Varianz der gesamten Datenmenge festgestellt, erfolgt eine Erhöhung der Stichprobe um weitere 10%. Dies wird solange fortgesetzt, bis sich kein signifikanter Unterschied mehr ergibt. In der Abbildung 4.2 werden die Ergebnisse des Testes am Beispiel des Monats Januar vorgestellt<sup>4</sup>. In diesem Monat sind für beide Spurengase an den meisten Gitterpunkten für die Berechnung der Varianz im Mittel 10% der gesamten Datenpunkte ausreichend, damit keine signifikanten Unterschiede mehr zu der Varianz der gesamten Datenpunkte gefunden werden können<sup>5</sup>. Eine Einschränkung der Ergebnisse ergibt sich aus der Geometrie der Satellitenlaufbahn (siehe Kapitel 2.2). Die Ergebnisse beziehen sich an einigen Gitterpunkten nur auf einen eingeschränkten Zeitraum des Monats und können keine Aussage über den gesamten Monat geben.

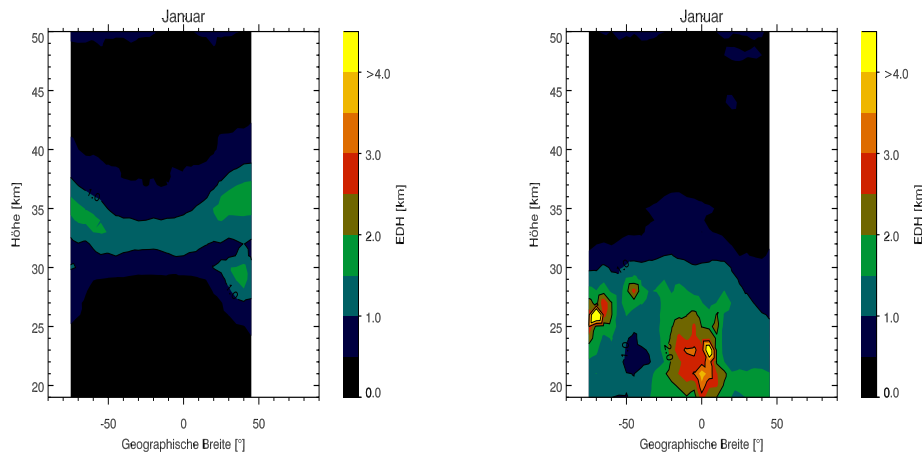
<sup>3</sup>Siehe Anhang B.

<sup>4</sup>Die übrigen Ergebnisse können im Anhang E eingesehen werden.

<sup>5</sup>Diese 10% entsprechen je nach Gitterpunkt einer Anzahl zwischen 10 und 50 Datenpunkten.

Der nächste Schritt ist die Bestimmung der lokalen Referenzprofile des entsprechenden Spurengases. Die Referenzprofile werden aus der Verteilung eines saisonalen Mittelwerts berechnet. Zu diesem Zweck werden drei Monate zu je einem saisonalen Abschnitt zusammengefasst. Eine Saison umfasst die Monate Dezember aus dem Vorjahr, Januar und Februar; die nächste setzt sich aus den Monaten März, April und Mai zusammen; die Monate Juni, Juli und August beschreiben einen weiteren Abschnitt; in der vierten Saison werden die Monate September, Oktober und November zusammengefasst. Die saisonalen Mittelwerte werden an den Gitterpunkten zwischen einer Höhe von 19 bis 52 km berechnet. Durch die Mittelwerte an den Gitterpunkten werden die Referenzprofile bestimmt. An die Gitterpunkte wird ein Polynom 4. Grades angepasst, dessen Faktoren mit Hilfe der Multiplen Regression berechnet werden [z.B. *Hartung et al.* [1998]]. Die Bestimmung erfolgt separat für zwei Höhenbereiche. In der Bestimmung des Referenzprofils für den unteren Höhenbereich gehen die Gitterpunkte ein, die sich in einer Höhe zwischen 19 und 32 km befinden; für den oberen Bereich die Gitterpunkte in einer Höhe zwischen 28 und 52 km. Durch die Zweiteilung wird eine höhere Genauigkeit in der Berechnung des Referenzprofils erreicht. Mit Hilfe des Referenzprofils und der lokalen, zonalen Standardabweichung des mittleren Mischungsverhältnisses können mit der Gleichung 1.7 die monatlichen Verteilungen der EDH von beiden Spurengasen an den Gitterpunkten berechnet werden. Aus diesen monatlichen Verteilungen der einzelnen Jahre wird eine zonal gemittelte EDH für jeden Monat berechnet. Diese setzt sich für die Monate Januar bis November aus den Jahren 1993 bis 2000 zusammen, in die Berechnung der Verteilung für den Dezember gehen die Jahre 1992 bis 1999 ein.

Ein Anteil der mittleren EDH wird durch den statistischen Fehler der Messungen im Datensatz hervorgerufen, der in den berechneten zonalen Standardabweichungen beinhaltet ist. Dieser Messfehler liegt für  $O_3$  zwischen 7 % in der unteren Stratosphäre und 9 % in der oberen Stratosphäre [*Brühl et al.*, 1996]. Für  $CH_4$  liegt der statistische Fehler zwischen ca. 3 % in der oberen Stratosphäre und ca. 14 % in der unteren Stratosphäre [*Park et al.*, 1996]. Um eine Aussage darüber treffen zu können, wie groß die EDH ist, die durch diesen Fehler verursacht wird, wird eine Fehlerbetrachtung durchgeführt. Für diese Studie werden für jeden Monat zufallsgenerierte Datensätze von beiden Spurengasen erstellt. Jeder dieser Datensätze besteht aus der gleichen Anzahl an vertikalen Profilen wie der richtige Datensatz des entsprechenden Monats. In dem künstlichen Datensatz entspricht ein vertikales Profil dem Referenzprofil aus dieser Breite, das mit einer zufällig ausgewählten Varianz versehen ist, die maximal dem statistischen Fehler entspricht. Mit Hilfe dieser künstlichen Datensätze erfolgt eine Berechnung der monatlichen Verteilun-



*Abbildung 4.3:* In der Abbildung sind die Ergebnisse der Fehlerbetrachtung für den Januar dargestellt. Die Verteilung der mittleren EDH von O<sub>3</sub> (links) und von CH<sub>4</sub> (rechts) wird durch die Größe des jeweiligen statistischen Fehlers in den Messungen bestimmt. Die Farbcodierung ist so gewählt, dass je heller die Farbe ist, desto größer ist die mittlere EDH.

gen der zonal gemittelten EDH von beiden Spurengasen. In der Abbildung 4.3 sind diese berechneten Verteilungen für die mittlere EDH von O<sub>3</sub> und CH<sub>4</sub> am Beispiel des Monats Januar dargestellt<sup>6</sup>. Hohe Werte der mittleren EDH von O<sub>3</sub> in der mittleren Stratosphäre (siehe Abbildung 4.3 (links)) und der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> in der unteren Stratosphäre (siehe Abbildung 4.3 (rechts)) werden somit allein schon durch den entsprechenden statistischen Fehler in den Messungen hervorgerufen, ohne dass atmosphärische Varianz einen Beitrag leistet. Diese „zufällige“ EDH wird in den einzelnen Verteilungen herausgerechnet.

Im Kapitel 1.4.2 werden einige grundsätzliche Überlegungen betreffend der möglichen Aussagekraft der EDH unternommen. Eine dieser Überlegungen beschäftigt sich mit dem Zeitraum über den die Varianz und das entsprechende Referenzprofil berechnet wird. In dem Verfahren zur Berechnung der mittleren EDH eines Spurengases, das in diesem Kapitel beschrieben wird, gehen die monatlichen, zonalen Standardabweichungen des Mischungsverhältnisses und die zonalen Mittelwerte des Mischungsverhältnisses über einen Zeitraum von drei Monaten eines Jahres ein. Aufgrund dieses betrachteten Zeitraumes können nur Prozesse mit der EDH untersucht werden, die sich in diesem Zeitraum abspielen. So kann mit diesem Verfahren z.B. die durch QBO verursachte Varianz, die sowohl im O<sub>3</sub> [WMO, 1999] als auch im

<sup>6</sup>Die Ergebnisse der anderen Monate befinden sich im Anhang E.

CH<sub>4</sub> beobachtet werden [z.B. *Randel et al.* [1998], *Patra et al.* [2003]], nicht aufgelöst werden. Um diese Auswirkung zu untersuchen, müssten die zonalen, monatlichen Standardabweichung des Mischungsverhältnisses im Bezug auf einen monatlichen Mittelwert berechnet werden, in welche die Verteilungen aus mehreren Jahren eingegangen sind. Um dann zwischen den Auswirkungen der beiden QBO-Phasen unterscheiden zu können, dürften dann in der Berechnungen nur die Monate mit den entsprechenden Phase berücksichtigt werden.

## 4.2 Jahrgang der Verteilung der mittleren EDH

Im folgenden Kapitel werden die Jahrgänge der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> (siehe Kapitel 4.2.1) und O<sub>3</sub> (siehe Kapitel 4.2.2), getrennt nach Nordhemisphäre, Südhemisphäre und Tropen, vorgestellt und anschließend diskutiert. Die Stratosphäre wird dabei in drei Bereiche unterteilt: die untere Stratosphäre zwischen 20 bis 30 km, die mittlere Stratosphäre zwischen 30 bis 40 km und die obere Stratosphäre zwischen 40 bis 50 km Höhe. Die obere Grenze der Stratosphäre in einer Höhe von 50 km entspricht der mittleren Höhe der Stratopause. Diese kann als Folge von Stratosphärenenerwärmungen über der Nordhemisphäre um 20 km absinken [*Labitzke*, 1999]. Somit ist diese Einteilung aus meteorologischer Betrachtungsweise nicht in allen Jahreszeiten korrekt, hat sich aber für die Beschreibung der Ergebnisse für diese Arbeit als sinnvoll erwiesen.

### 4.2.1 CH<sub>4</sub>

Die Verteilung bzw. die Varianz von CH<sub>4</sub> wird in der Stratosphäre hauptsächlich durch dynamische Prozesse kontrolliert (siehe Kapitel 1.2.1). Um den Zusammenhang zwischen der Verteilung der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> und der Dynamik besser diskutieren zu können, werden in diesem Abschnitt die monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> (siehe Abbildungen 4.4, 4.6, 4.8 und 4.10) mit den entsprechenden Verteilungen der zonal gemittelten Mischungsverhältnisse von CH<sub>4</sub> (siehe Abbildungen 4.5, 4.7, 4.9 und 4.11) verglichen, die auch auf Grundlage des HALOE-Datensatzes berechnet worden sind. Bei der Berechnung des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses ist kein zeitlicher Trend von CH<sub>4</sub> berücksichtigt worden (siehe Kapitel 1.2.1).



## Nordhemisphäre

Für die Wintermonate (Dezember bis Februar) haben die Berechnungen mit dem Datensatz von *HALOE* für die obere Stratosphäre der Nordhemisphäre über den mittleren Breiten ein Maximum in der Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  ergeben, mit einem Wert größer als 4 km (siehe Abbildung 4.4). Das Maximum gewinnt im Verlauf des Winters immer mehr an Fläche. Der Vergleich mit dem zonal gemittelten Mischungsverhältnis von  $\text{CH}_4$  zeigt, dass in diesem Bereich der nordhemisphärischen Stratosphäre die Isoplethen<sup>7</sup> im Verlauf der Jahreszeit ihre Lage zueinander ändern, was auf dynamische Aktivitäten in diesem Bereich zurückzuführen ist (siehe Abbildung 4.5). In der unteren und mittleren Stratosphäre ist in den Verteilungen eine horizontale Zunahme der mittleren EDH von den subtropischen in die hohen Breiten zu erkennen. In der mittleren Stratosphäre ist der horizontale Gradient stärker als in der unteren Stratosphäre. In den Subtropen über der Nordhemisphäre zeigen die Isoplethen von  $\text{CH}_4$  eine starke vertikale Neigung, was ein Hinweis auf die Lage der subtropischen Transportbarriere ist (siehe Abbildung 4.5). Die Zunahme der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  in der unteren Stratosphäre findet somit im Bereich der „surf zone“ statt.

Im Monat März, zum Beginn des Frühjahrs, hat sich das Maximum von der oberen in die mittlere Stratosphäre verschoben (siehe Abbildung 4.6 (oben)). Ein weiteres Maximum befindet sich nun auch über den hohen Breiten in der unteren Stratosphäre. Inwieweit dieses Maximum schon im Winter vorhanden war, kann nicht geklärt werden, da für den Winter aus diesen geographischen Breiten keine Daten zur Verfügung stehen. Im Verlauf der Jahreszeit nimmt die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  in der gesamten nordhemisphärischen Stratosphäre kontinuierlich ab (siehe Abbildung 4.6 (oben) bis Abbildung 4.6 (unten)). Am Ende des Frühjahrs erstreckt sich nur noch ein schmales Band über den subtropischen Breiten von der mittleren bis in die obere Stratosphäre in dem die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  größer als 2 km ist. Der Vergleich mit den Isoplethen zeigt, dass sich dieses Band im Bereich der subtropischen Transportbarriere befindet (siehe Abbildung 4.7).

Zum Beginn des Sommers (Juni) ist die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  über der Nordhemisphäre nur in einem schmalen Bereich in der oberen Stratosphäre größer als 1 km (siehe Abbildung 4.8 (oben)). Dieser schmale Bereich über den subtropischen Breiten dehnt sich im Verlauf der Jahreszeit immer weiter in der oberen Stratosphäre aus. Gleichzeitig dazu findet innerhalb des Bereiches eine Zunahme der mittleren EDH statt. Im Juni liegt dort der maximale Wert noch etwas unter 3 km (siehe Abbildung 4.8 (oben)), im

---

<sup>7</sup>Isoplethen: Linien gleicher Mischungsverhältnisse.

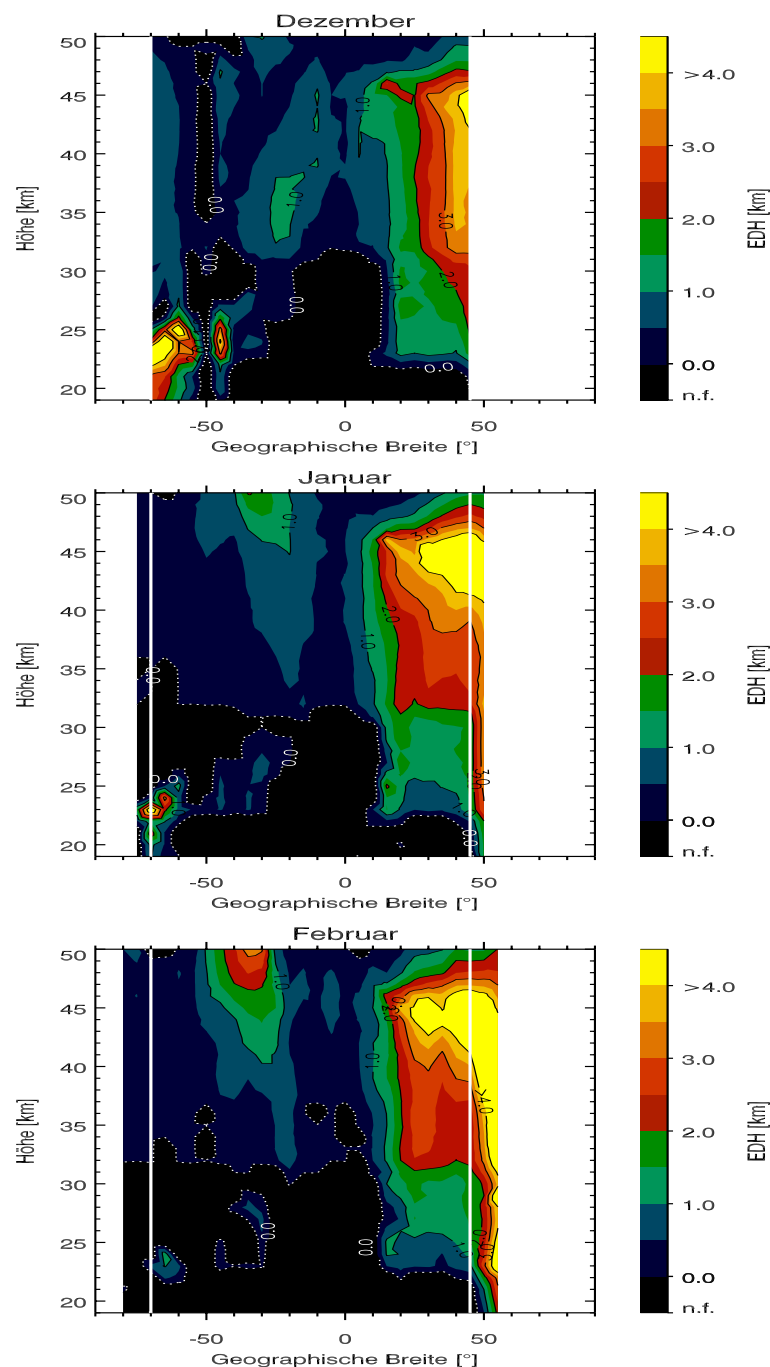


Abbildung 4.4: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  für die Monate Dezember (oben), Januar (Mitte) und Februar (unten), die mit dem HALOE-Datensatzes berechnet worden sind. Sie beschreiben den Mittelwert aus den Jahren 1993 bis 2000 (Dezember: 1992 - 1999). Die Farbcodierung ist so gewählt, dass helle Farben einer hohen EDH entsprechen. Im Bereich der schwarzen Farbe hat der statistische Fehler in den Messungen eine höhere EDH zur Folge als die atmosphärischen Prozesse. Somit kann der absolute Wert der EDH in diesen Bereichen nicht festgestellt (n.f.) werden (siehe Kapitel 4.1). Innerhalb der weißen Linien liegen aus allen drei Monaten Daten vor.

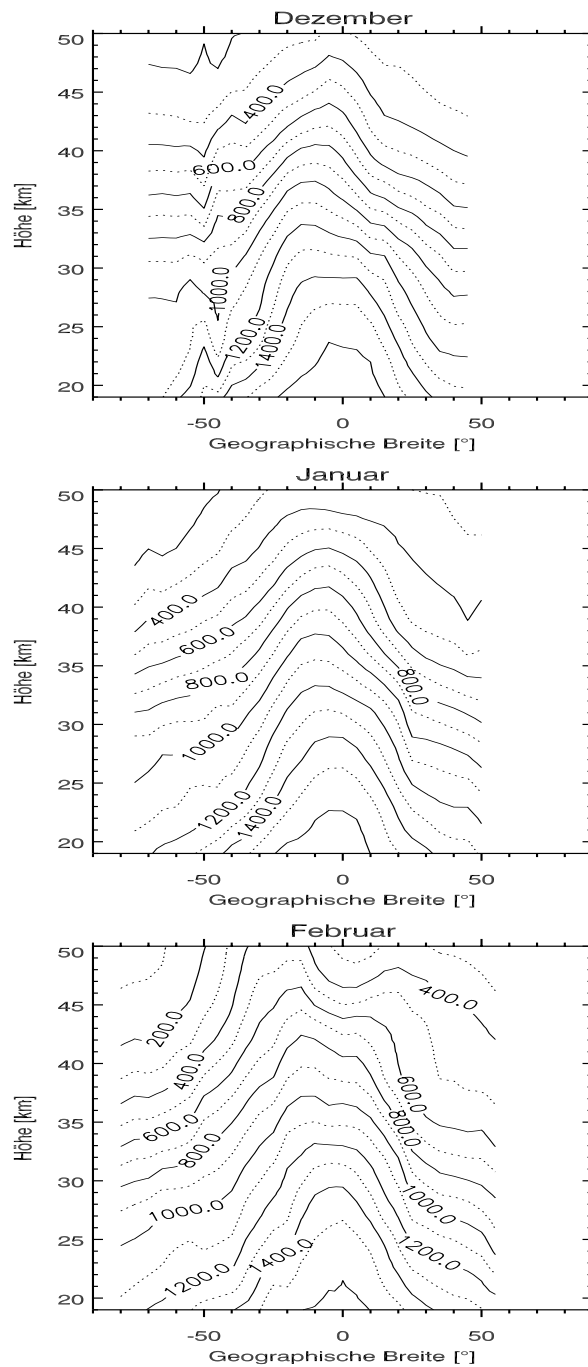


Abbildung 4.5: Die Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von CH<sub>4</sub> (in ppb) in der Stratosphäre für Dezember (oben), Januar (Mitte) und Februar (unten). Die Verteilungen sind mit Hilfe des Datensatzes von HALOE für die Jahre 1993 bis 2000 berechnet worden (Dezember : Mittelwert von 1992 bis 1999).

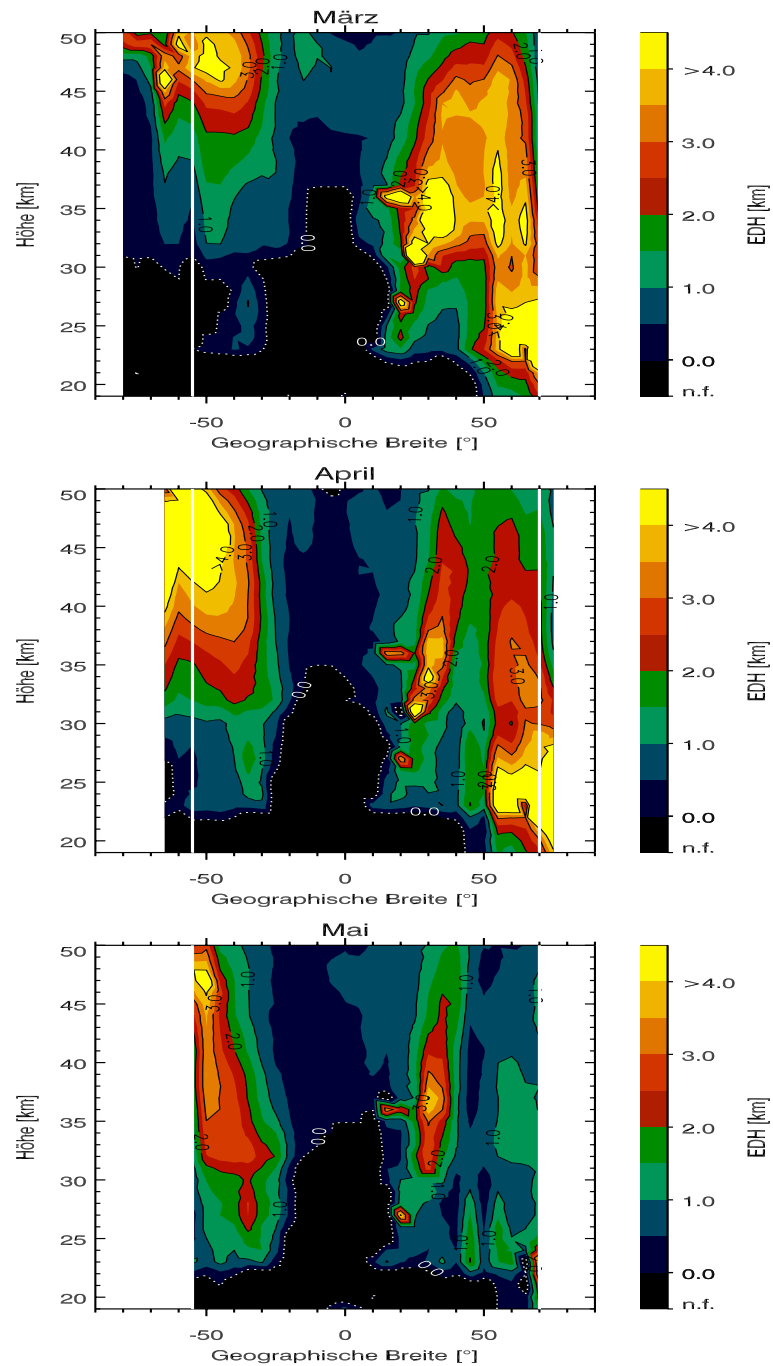


Abbildung 4.6: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> für die Monate März (oben), April (Mitte) und Mai (unten). Siehe auch Abbildung 4.4.

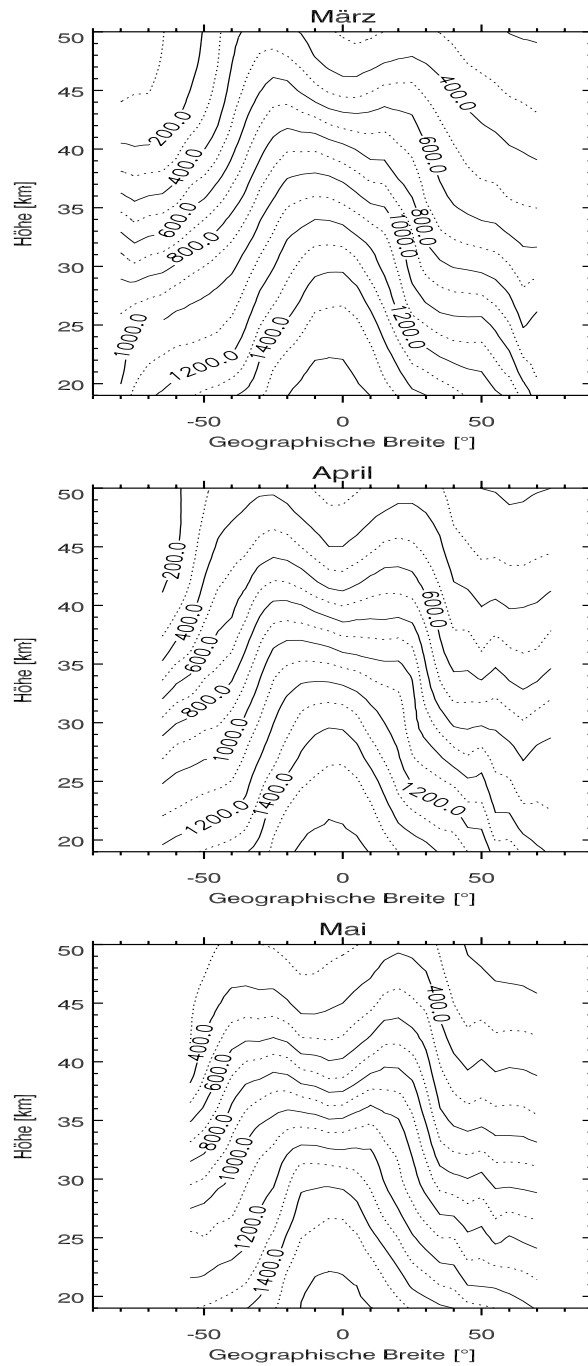


Abbildung 4.7: Die Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von CH<sub>4</sub> (in ppb) in der Stratosphäre für März (oben), April (Mitte) und Mai (unten). Siehe auch Abbildung 4.5.

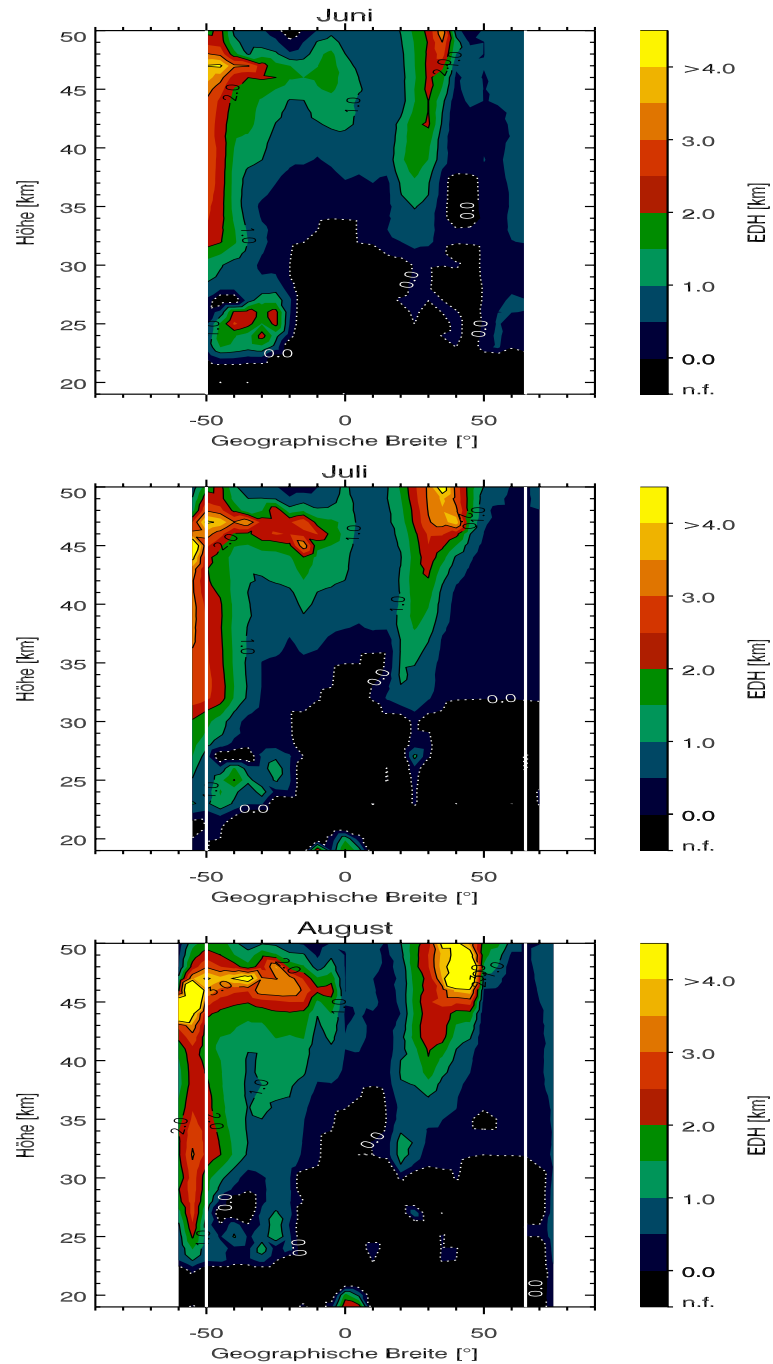


Abbildung 4.8: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  für die Monate Juni (oben), Juli (Mitte) und August (unten). Siehe auch Abbildung 4.4.

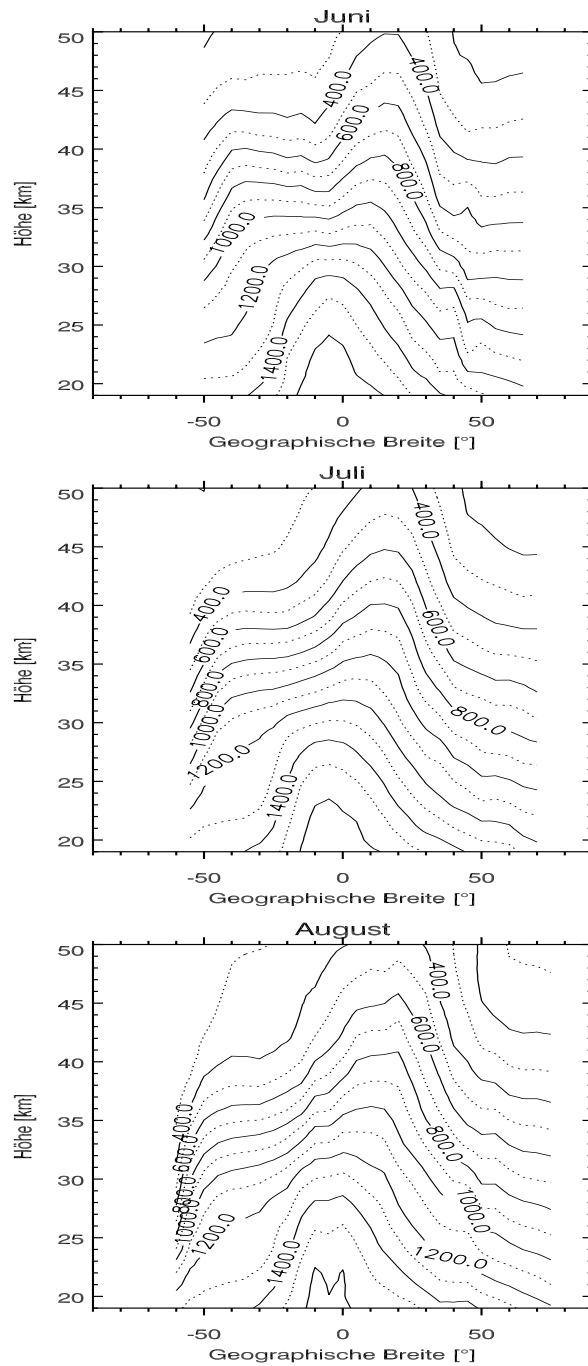


Abbildung 4.9: Die Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  (in ppb) in der Stratosphäre für Juni (oben), Juli (Mitte) und August (unten). Siehe auch Abbildung 4.5.

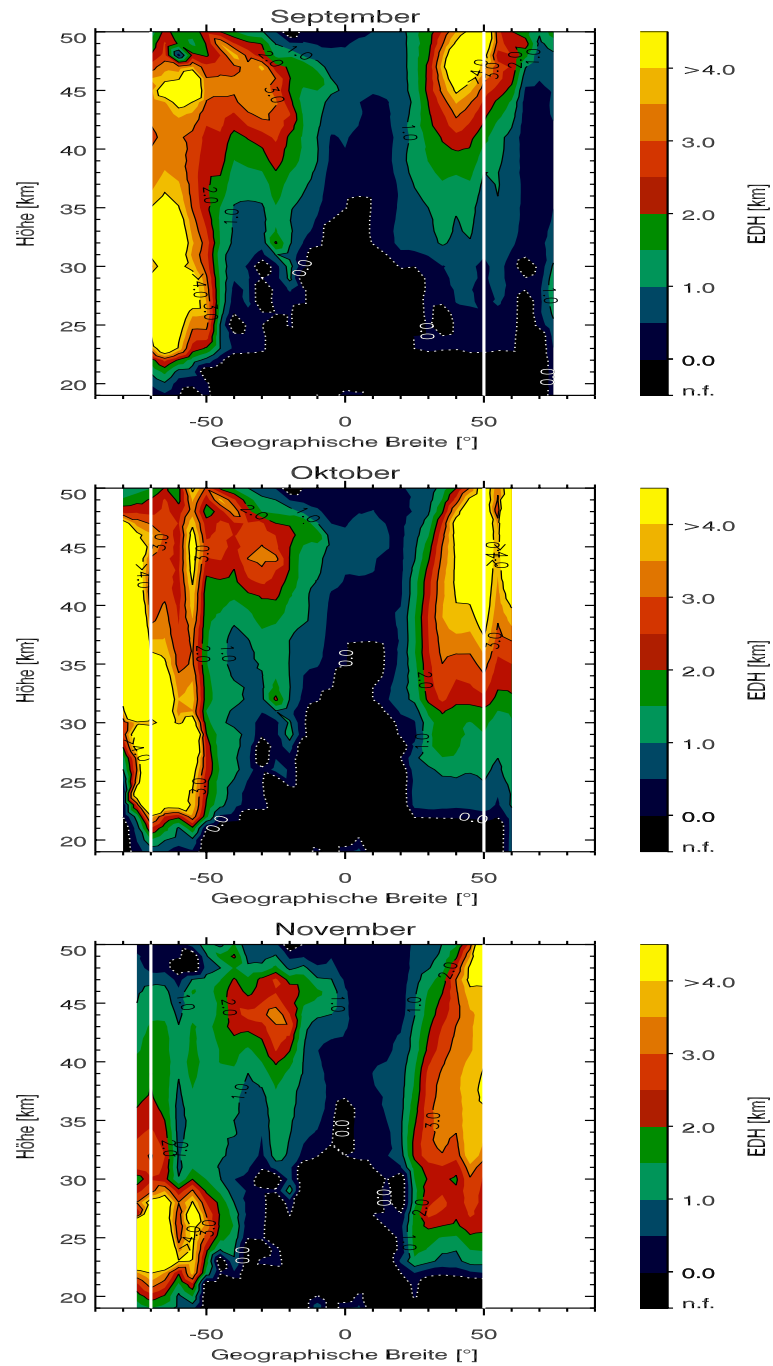


Abbildung 4.10: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> für die Monate September (oben), Oktober (Mitte) und November (unten). Siehe auch Abbildung 4.4.



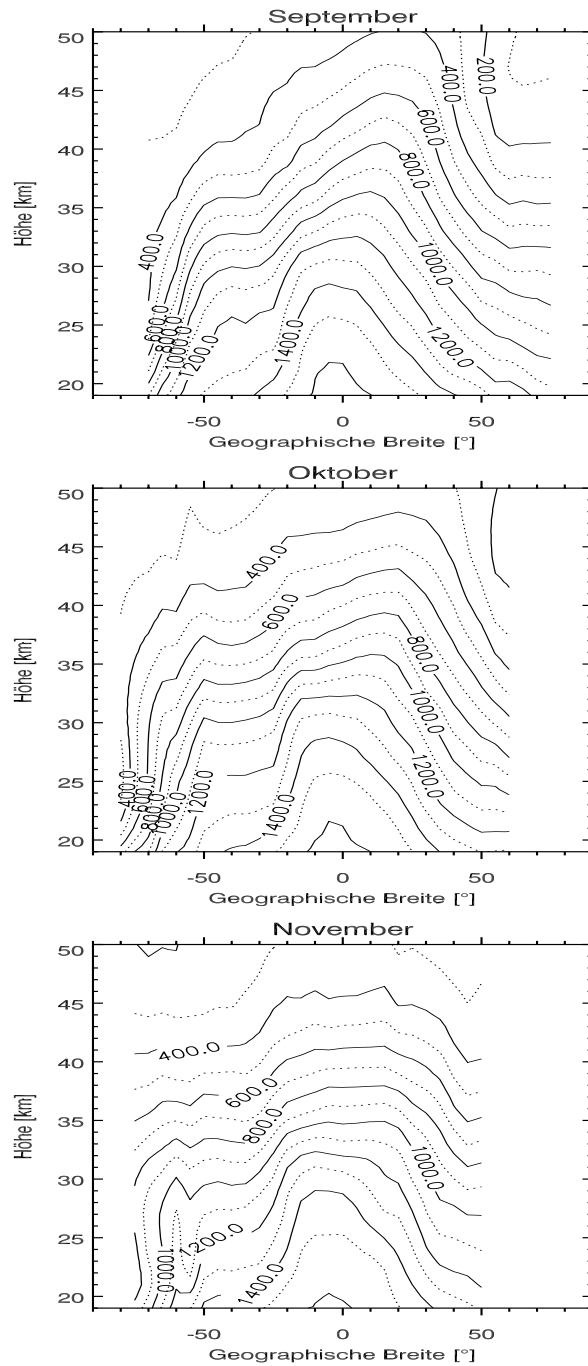


Abbildung 4.11: Die Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von CH<sub>4</sub> (in ppb) in der Stratosphäre für September (Oben), Oktober (Mitte) und November (Unten). Siehe auch Abbildung 4.5.

August ist er größer als 4 km (siehe Abbildung 4.8 (unten)). Die Isoplethen von  $\text{CH}_4$  besitzen in diesen Breiten eine starke vertikale Neigung, die ein Hinweis auf die Lage des aufsteigenden Astes der Brewer-Dobson-Zirkulation im Sommer und der damit verbunden größeren dynamischen Aktivität ist (siehe Abbildung 4.9).

Im Verlauf des Herbstes (September bis November) setzt sich die Zunahme der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  weiter fort (siehe Abbildung 4.10). Allerdings ist sie nicht nur auf die obere Stratosphäre beschränkt, sondern pflanzt sich im Verlauf der Jahreszeit von der oberen Stratosphäre bis in die untere Stratosphäre fort. Am Ende der Jahreszeit ist wieder eine ähnliche Verteilung erreicht wie zum Beginn des Winters. Die Zunahme findet im Bereich der sich bildenden „surf zone“ statt (siehe Abbildung 4.11).

### Südhemisphäre

Über der Südhemisphäre werden im Winter (Juni bis August), wie über der Nordhemisphäre, die höchsten Werte der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  in der oberen Stratosphäre gefunden, wobei die Maximalwerte mit 3 km deutlich unter dem nordhemisphärischen Maximalwert (über 4 km) liegen (siehe Abbildung 4.8). In der unteren und mittleren Stratosphäre nimmt die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  mit der Breite zu. Diese Zunahme findet nicht im Bereich des subtropischen Gradienten des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  sondern im Bereich des polaren Gradienten statt, der ein Hinweis auf den Rand des Vortex ist (siehe Abbildung 4.9).

In den ersten beiden Monaten des Frühjahrs (September und Oktober) verändern sich die Verteilungen über den mittleren Breiten kaum (siehe Abbildung 4.10 (oben) und 4.10 (Mitte)). In der oberen Stratosphäre ist die mittlere EDH mit Werten von 3 km am größten, in der unteren und mittleren Stratosphäre ist die mittlere EDH kleiner als 2 km. Eine ähnliche Verteilung für diese beiden Monate ergibt sich auch in der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten, in der ein Maximum mit Werten größer als 4 km zu finden ist. Nur in der mittleren und oberen Stratosphäre über den hohen Breiten nimmt die mittlere EDH ab, wobei ein Vergleich mit dem Winter aufgrund der unterschiedlichen meridionalen Abdeckung des Datensatzes nicht möglich ist. Im letzten Monat der Jahreszeit sind die Werte in der unteren Stratosphäre immer noch unverändert hoch (siehe Abbildung 4.10 (unten)). Diese hohen Werte befinden sich im Bereich des Vortexrandes, dessen Lage durch die starke vertikale Neigung der Isoplethen angedeutet wird (siehe Abbildung 4.11). In der mittleren und oberen Stratosphäre hat

sich die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  weiter verringert. Dort hat sich auch der horizontale Gradient des Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  im Verlauf der Jahreszeit abgeschwächt (siehe Abbildung 4.11). Diese Abschwächung kann auf die Umstellung der Zirkulation in das Sommerregime zurückgeführt werden.

Zu Beginn des Sommers (Dezember) befindet sich in der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten noch ein Maximum in der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$ , was über der Nordhemisphäre dort nicht vorhanden ist (siehe Abbildung 4.4). Vergleichbar mit der Nordhemisphäre nimmt in der oberen Stratosphäre die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  im Verlauf des Sommers kontinuierlich zu, wobei die Werte niedriger sind (siehe Abbildung 4.4). Diese Zunahme findet in dem Bereich der Stratosphäre statt, in welchem die Isoplethen von  $\text{CH}_4$  eine starke vertikale Neigung zeigen, was wie im Sommer über der Nordhemisphäre wieder ein Hinweis auf den aufsteigenden Ast der Brewer-Dobson-Zirkulation ist (siehe Abbildung 4.5).

Im Verlauf des Herbstes (März bis Mai) breiten sich die hohen Werte der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  bis in die untere Stratosphäre aus (siehe Abbildung 4.6). In der oberen Stratosphäre nimmt der Bereich der maximalen EDH größer 4 km bis zur Mitte der Jahreszeit an Fläche zu und zum Ende der Jahreszeit wieder ab. Die hohen Werte der mittleren EDH liegen im Bereich eines starken horizontalen Gradienten des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  (siehe Abbildung 4.7).

## Tropen

Über den Tropen ist in den Abbildungen 4.4, 4.6, 4.8 und 4.10 kein Jahresgang in der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  zu erkennen. Die Werte liegen immer unter 2 km. Diese Aussage bezieht sich nur auf die mittlere und obere Stratosphäre. In der unteren Stratosphäre ist der statistische Fehler in den Messungen zu groß, um eine Aussage über die Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  machen zu können (siehe Fehlerbetrachtung im Kapitel 4.1).

### 4.2.2 $\text{O}_3$

Die Verteilung von  $\text{O}_3$  in der Stratosphäre wird in Abhängigkeit von der Jahreszeit, der Höhe und der geographischen Breite von chemischen und/oder dynamischen Prozessen kontrolliert. Mit Hilfe der Abbildungen 4.12 bis 4.15 soll der Jahresgang der mittleren EDH von  $\text{O}_3$  untersucht werden.

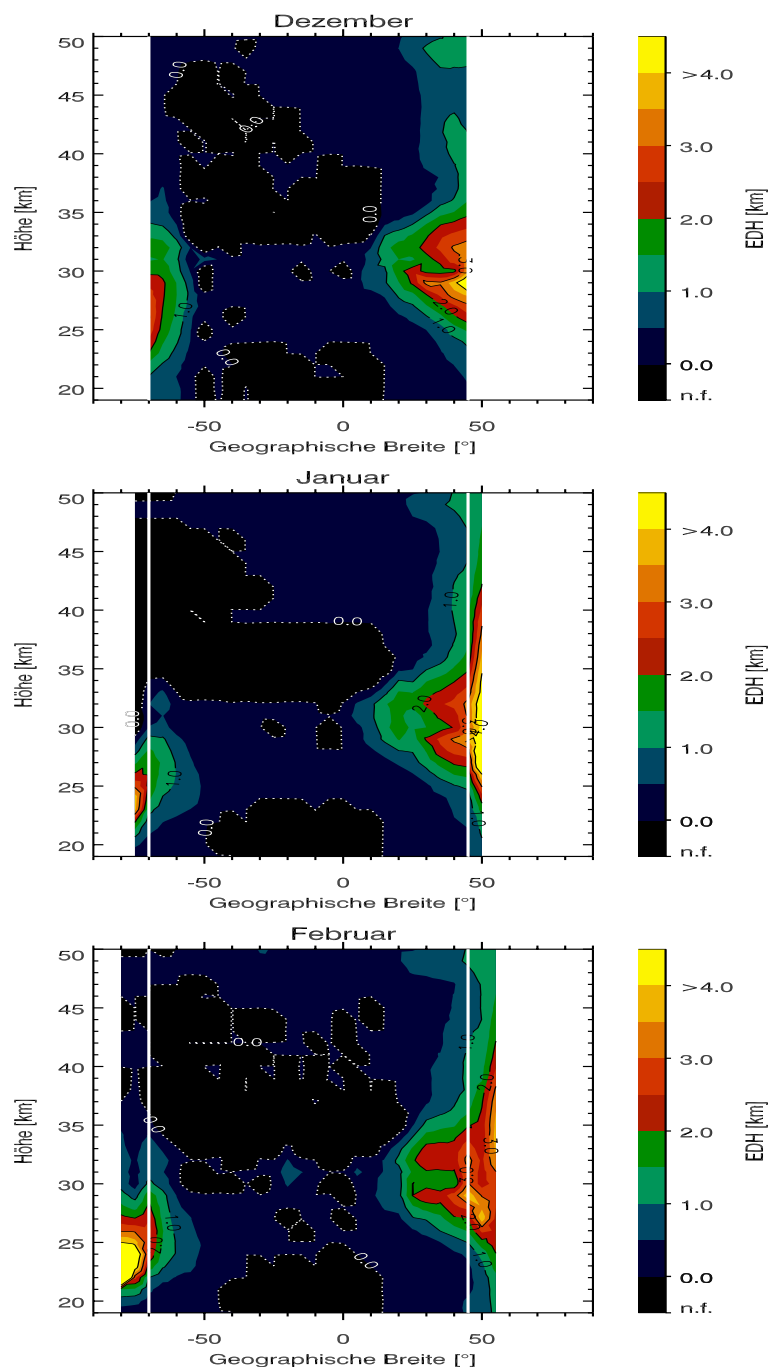


Abbildung 4.12: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  für die Monate Dezember (oben), Januar (Mitte) und Februar (unten), die mit dem *HALOE*-Datensatzes berechnet worden sind. Sie beschreiben den Mittelwert aus den Jahren 1993 bis 2000 (Dezember: 1992 - 1999). Die Farbcodierung ist so gewählt, dass helle Farben einer hohen EDH entsprechen. Im Bereich der schwarzen Farbe hat der statistische Fehler in den Messungen eine höhere EDH zur Folge als die atmosphärischen Prozesse. Somit kann der absolute Wert der EDH in diesen Bereichen nicht festgestellt (n.f.) werden (siehe Kapitel 4.1). Innerhalb der weißen Linien liegen aus allen drei Monaten Daten vor.

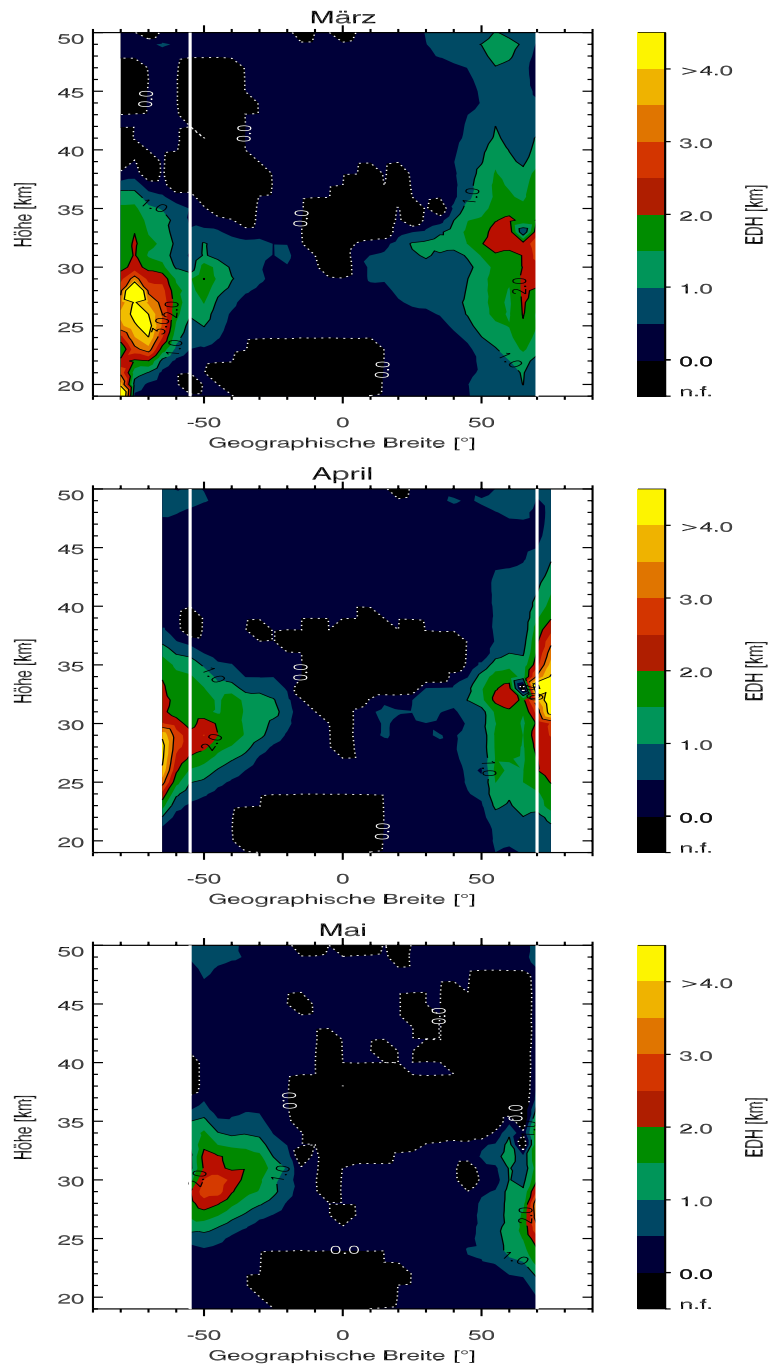


Abbildung 4.13: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  für die Monate März (oben), April (Mitte) und Mai (unten). Siehe auch Abbildung 4.12.

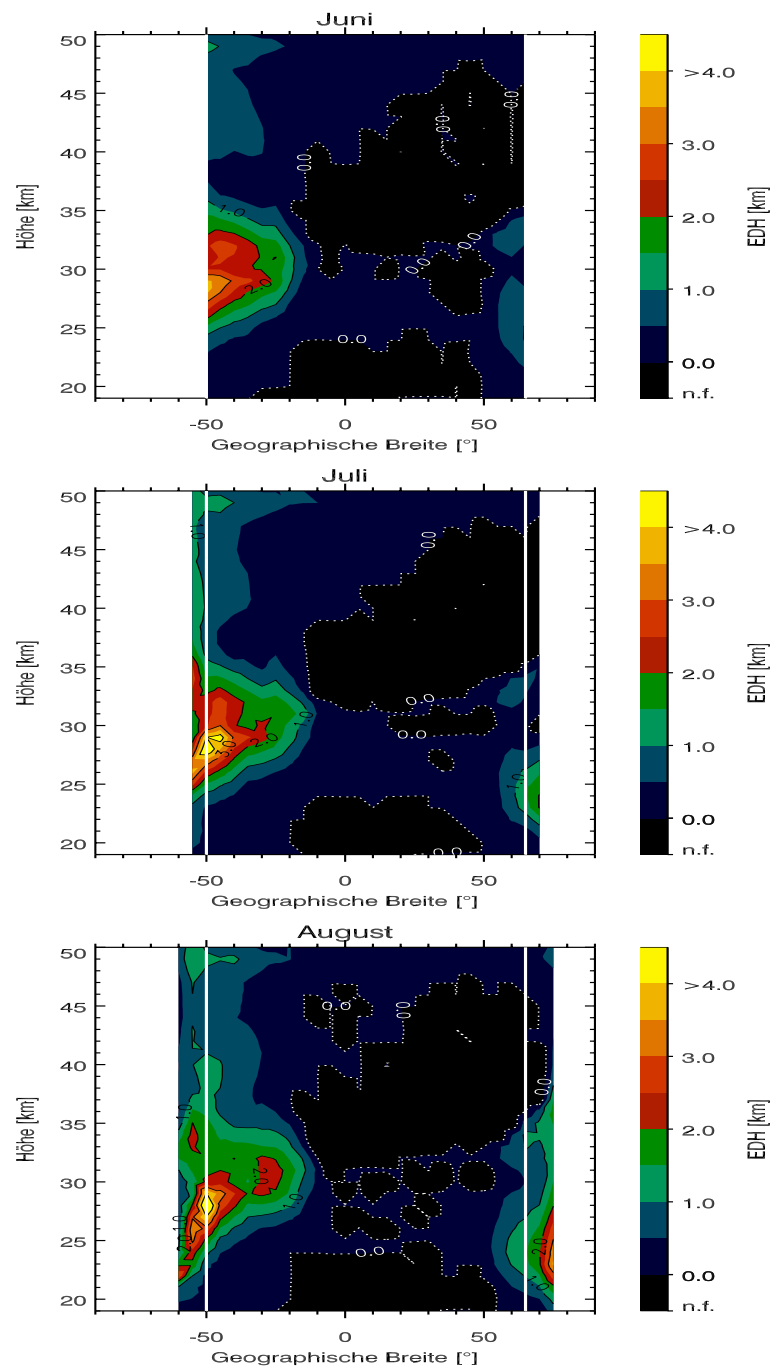


Abbildung 4.14: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O<sub>3</sub> für die Monate Juni (oben), Juli (Mitte) und August (unten). Siehe auch Abbildung 4.12.

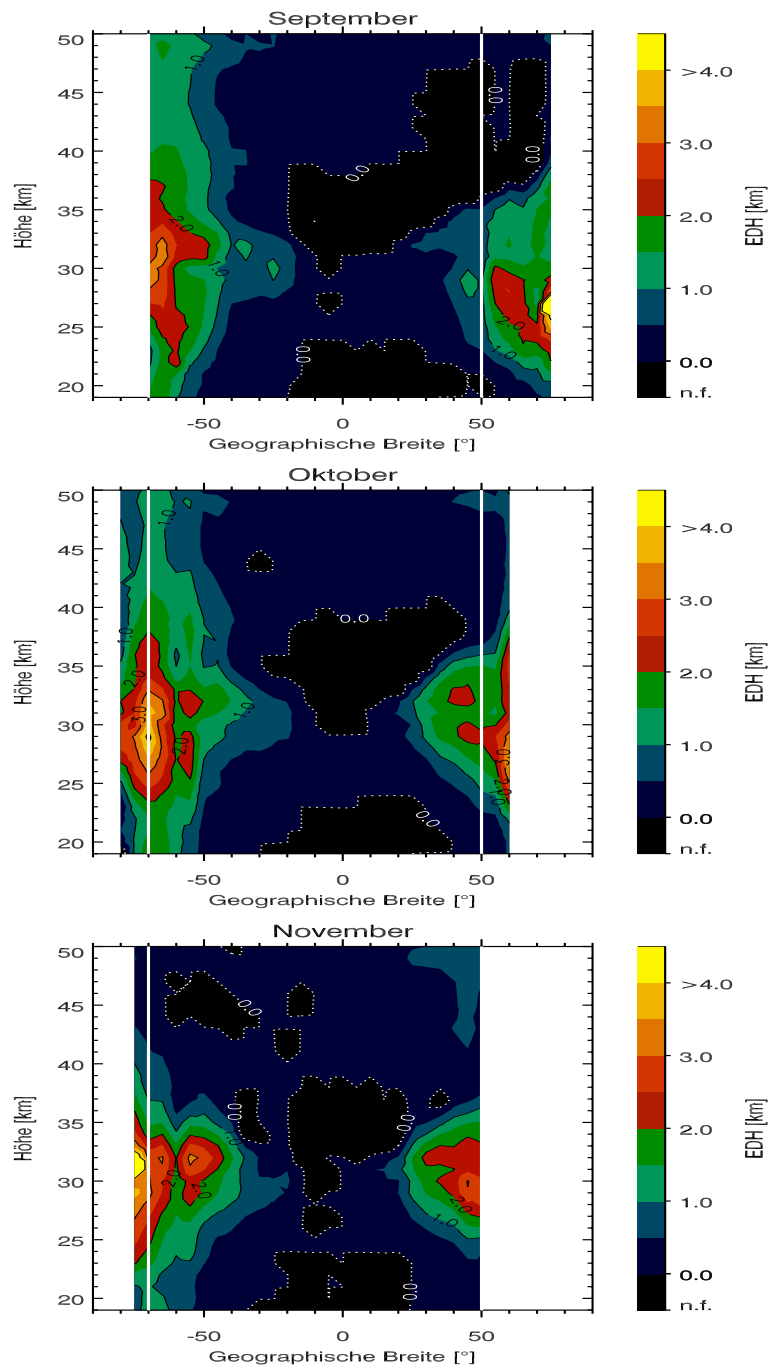


Abbildung 4.15: Die meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O<sub>3</sub> für die Monate September (oben), Oktober (Mitte) und November (unten). Siehe auch Abbildung 4.12.

### Nordhemisphäre

Für die Nordhemisphäre haben die Berechnungen mit dem *HALOE*-Datensatz im Winter (Dezember bis Januar) ein Maximum für die mittlere EDH von  $O_3$  ergeben, welches sich über den mittleren Breiten von der unteren bis in die mittlere Stratosphäre erstreckt und in dem die mittlere EDH von  $O_3$  einen Wert größer als 4 km erreicht (siehe Abbildung 4.12). In den drei Frühlingsmonaten März bis Mai verschiebt sich das Maximum in die hohen Breiten und in die untere Stratosphäre, wobei gleichzeitig ein Rückgang der Maximalwerte zu beobachten ist (siehe Abbildung 4.13). Im ersten Sommermonat Juni hat sich das Maximum aufgelöst und in der gesamten Stratosphäre über der Nordhemisphäre ist die mittlere EDH kleiner als 1 km (siehe Abbildung 4.14 (oben)). Im darauf folgenden Monat Juli ist in der Abbildung 4.14 (Mitte) wieder ein Maximum in der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten zu erkennen, das sich in den anschließenden Monaten verstärkt und wieder in die mittleren Breiten verlagert.

### Südhemisphäre

Auch für die Südhemisphäre ist für den Winter (Juni bis August) ein Maximum in der mittleren EDH von  $O_3$  aus dem Datensatz berechnet worden, was sich analog zur Nordhemisphäre in der mittleren Stratosphäre über den mittleren und hohen Breiten befindet (siehe Abbildung 4.14). Im Unterschied zur Nordhemisphäre ist der maximale Wert der mittleren EDH über der Südhemisphäre kleiner als 4 km. Auch in der Südhemisphäre findet während der Frühlingsmonate (September bis November) eine Verlagerung des Maximums in die untere Stratosphäre über den hohen Breiten und gleichzeitig dazu eine Abnahme der Werte statt (siehe Abbildung 4.15). Zum Beginn des Sommers löst sich das Maximum im Gegensatz zur Nordhemisphäre nicht auf, sondern bleibt während der gesamten Jahreszeit in der unteren Stratosphäre erhalten, verringert im Verlauf der Jahreszeit aber seine Fläche (siehe Abbildung 4.12 (oben)). Im Februar, am Ende des Sommers, bedeckt das Maximum nur noch einen kleinen Teil der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten (siehe Abbildung 4.12 (unten)). In den südhemisphärischen Herbstmonaten März bis Mai nimmt die mittlere EDH von  $O_3$  über den mittleren Breiten in der unteren Stratosphäre wieder zu und verlagert sich wieder in die mittlere Stratosphäre (siehe Abbildung 4.13).

### Tropen

In der Stratosphäre über den Tropen ist die mittlere EDH von  $O_3$ , soweit eine Aussage aufgrund des zu hohen statistischen Fehlers in den Messungen



getroffen werden kann (siehe schwarze Bereiche in den Abbildungen 4.12 bis 4.15), kleiner als 1 km.

### 4.2.3 Diskussion

In der folgenden Diskussion wird versucht die Prozesse zu identifizieren, welche für die in den vorangegangenen Abschnitten vorgestellten Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  und  $\text{O}_3$  verantwortlich sein können. Um diese übersichtlicher zu gestalten, werden die Jahreszeiten und die Tropen separat betrachtet.

#### Winter

Im Winter wird die Stratosphäre aus dynamischen Gründen in den Bereich der „surf zone“ über den mittleren Breiten und dem Bereich des polaren Vortex über den hohen Breiten unterteilt (siehe Kapitel 1.1.3). Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen bildet der Rand des Vortex, durch den ein direkter meridionaler Transport von Luftmassen behindert wird. Im Übergang zu den äquatorialen Breiten behindert die subtropische Transportbarriere den direkten Austausch von Luftmassen zwischen der „surf zone“ und den tropischen Breiten.

Während des jeweiligen Winters nimmt die mittlere EDH bzw. die Varianz von  $\text{CH}_4$  über beiden Hemisphären mit der geographischen Breite zu (siehe Abbildung 4.4 und 4.8). Der Vergleich mit den jeweiligen Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  zeigt, dass diese Zunahme der Varianz über der Nordhemisphäre im Bereich der „surf zone“ und über der Südhemisphäre am Rand des polaren Vortex stattfindet (siehe Abbildung 4.5 und 4.9). Der Unterschied über den beiden Hemisphären ist eine Folge der geringeren dynamischen Aktivität in der „surf zone“ über der Südhemisphäre, des stabileren Vortex über der Antarktis und der damit zusammenhängenden geringeren Vortexerosionen. Dieselben Gründe sind auch für die höhere Varianz von  $\text{O}_3$  im Winter über den mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Vergleich zur Südhemisphäre verantwortlich (siehe Abbildung 4.12 und 4.14). Ähnliche Ergebnisse für die Varianz von  $\text{O}_3$  finden auch *Appenzeller & Holton* [1997] bei der Untersuchung des saisonalen Auftretens von laminaren Strukturen in der  $\text{O}_3$ -Verteilung und *Markus* [1993] mit Hilfe der EDH von  $\text{O}_3$ . Einen vergleichbaren hemisphärischen Unterschied beobachten *Haynes & Shuckburgh* [2000] in der Verteilung der effektiven Diffusion in der Stratosphäre und begründeten dies mit der höheren Wellenaktivität über der Nordhemisphäre zu dieser Jahreszeit. Der Einfluss von Streamern (siehe Kapitel 1.1.2) und die Variabilität der subtropischen Transportbarriere

re (siehe Kapitel 1.3) auf die Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  ist in den Ergebnissen sicherlich beinhaltet, kann aber aufgrund der zonalen und meridionalen Abdeckung des Datensatzes nicht vollständig erfasst werden.

In den Verteilungen der Varianz von  $\text{CH}_4$  ist für die obere Stratosphäre noch ein weiterer Unterschied zwischen den beiden Hemisphären zu finden. Über der Nordhemisphäre ist die Varianz in diesem Bereich der Stratosphäre größer als in einer vergleichbaren Breite über der Südhemisphäre. Dieser Unterschied kann auf die höhere dynamische Aktivität, und die damit zusammenhängenden Stratosphärenenerwärmungen, zurückgeführt werden, welche über der Nordhemisphäre häufiger auftreten als über der Südhemisphäre (siehe Kapitel 1.3).

Über die Verteilung der Varianz beider Spurengase innerhalb des arktischen und antarktischen Vortex kann in dieser Arbeit keine Aussage getroffen werden, da aus den polaren Breiten für die jeweiligen Wintermonate keine Daten von *HALOE* zur Verfügung stehen (siehe Abbildung 4.4 und 4.8).

## Frühjahr

Im Frühjahr wird die Stratosphäre über den entsprechenden Hemisphären dynamisch durch die Auflösung des polaren Vortex und die Umstellung in die Sommerzirkulation geprägt, die über der Nordhemisphäre zu einem früheren Zeitpunkt beginnt als über der Südhemisphäre (siehe Kapitel 1.1.3).

Die Varianz von  $\text{CH}_4$  nimmt im Verlauf des jeweiligen Frühlings über beiden Hemisphären von der oberen in die untere Stratosphäre ab (siehe Abbildung 4.6 und 4.10). Über der Südhemisphäre beginnt diese Abnahme aber erst am Ende der Jahreszeit, während in den ersten beiden Frühlingsmonaten die Varianz dort über den mittleren Breiten noch sehr hoch ist. *Choi et al.* [2002] untersuchten den Transport von  $\text{CH}_4$  unter der Berücksichtigung der Erosion des polaren Vortex über der Antarktis im Jahr 1996 und fanden einen Zusammenhang zwischen der normalisierten zonalen Standardabweichung und dem Zusammenbrechen des antarktischen Vortex. In einer Höhe ist der Übergang von einer hohen Standardabweichung zu einer niedrigen gleich bedeutend mit dem völligen Zusammenbruch des Vortex in dieser Höhe bzw. der Umstellung in die Sommerzirkulation. Die in den Frühlingsmonaten von der oberen in die untere Stratosphäre abnehmende Varianz in den Abbildungen 4.6 und 4.10 ließe sich demzufolge durch die Erosion des jeweiligen polaren Vortex erklären, die in der oberen Stratosphäre beginnt. Der Unterschied in dem zeitlichen Ablauf dieser Abnahme wäre dann eine Folge des späteren Zusammenbruchs des antarktischen Vortex. Die hohe Varianz über den hohen Breiten der Südhemisphäre in den ersten beiden Monaten der Saison wird, der Argumentation folgend, durch den noch existierenden

polaren Vortex verursacht.

Dieser Unterschied in der zeitlichen Entwicklung der Varianz zwischen den beiden Hemisphären wird auch für das  $O_3$  wiedergefunden (siehe Abbildung 4.13 und 4.15). Über der Südhemisphäre ist die Varianz von  $O_3$  in den mittleren und hohen Breiten während des gesamten Frühjahrs hoch. Eine vergleichbare Varianz zeigt sich über der Nordhemisphäre nur in den ersten beiden Monaten der Jahreszeit. Auch im Fall von  $O_3$  lässt sich der Unterschied auf den stabileren Vortex über der Südhemisphäre zurückführen.

### Sommer

Im Sommer ist die dynamische Aktivität in der Stratosphäre aufgrund des vorherrschenden Ostwindregimes deutlich reduziert (siehe Kapitel 1.1.3). Aufgrund dieser reduzierten dynamischen Aktivität liegt die Varianz von  $CH_4$  unter der Varianz, die alleine durch den statistischen Fehler in den Messungen hervorgerufen wird (siehe Abbildungen 4.4 und 4.8). Nur über der Südhemisphäre ist für den ersten Monat in der Sommersaison in der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten eine hohe Varianz festzustellen (siehe Abbildungen 4.4 und 4.8), welche wahrscheinlich durch die sog. „frozen variances“ verursacht wird (siehe Kapitel 1.3). Aufgrund des Unterschieds zwischen den beiden Hemisphären und der meridionalen Abdeckung der Daten von *HALOE* lässt sich aus dieser Arbeit die Schlussfolgerung ziehen, dass diese „frozen variances“ in der unteren Stratosphäre über der Südhemisphäre im Mittel häufiger auftreten als über der Nordhemisphäre. Der Grund dafür könnte die höhere Stabilität und das, im Vergleich zu der Nordhemisphäre, spätere Aufbrechen des antarktischen Vortex sein, das in einer Phase stattfindet, in der die Umstellung von der Winterzirkulation in die Sommerzirkulation schon sehr weit fortgeschritten ist. Durch die geringere dynamische Aktivität dauert es länger, bis sich die Luftmassen vermischt haben. Auf der Nordhemisphäre bricht der Vortex am Beginn dieser Umstellung auf. Durch die höhere dynamische Aktivität zu diesem Zeitpunkt ist die Vermischung der Luftmassen wesentlich effektiver.

Diese Aussage wird durch die Verteilung der Varianz von  $O_3$  unterstützt. Diese ist zu Beginn des Sommers in der unteren Stratosphäre über der Südhemisphäre größer als über der Nordhemisphäre. Im Verlauf des Sommers nimmt die Varianz über der Nordhemisphäre wieder zu. Diese Zunahme beginnt über der Südhemisphäre erst am Ende der Jahreszeit. Über beiden Hemisphären liegen die hohen Varianzen von  $O_3$  in einem Bereich der Stratosphäre der von *Wagner & Bowman* [2000] als „region of maximum variance“ bezeichnet wird. Ähnliche Ergebnisse werden auch von *Miles et al.* [1994], *Elson et al.* [1994], *Park & Russell III* [1994] und *Wagner & Bowman*

[2000] mit der Hilfe von Satellitendaten gefunden. Diese hohe Varianz von  $O_3$  wird durch das Brechen von großräumigen, westwärtsgerichteten Wellen in der unteren Stratosphäre in dem oben genannten Bereich hervorgerufen [Hoppel et al. [1999] und Wagner & Bowman [2000]]. Natarajan & Callis [1997] untersuchten die Variabilität von  $O_3$  in der Stratosphäre im arktischen und antarktischen Sommer mit Hilfe einer Trajektorienanalyse und eines photochemischen Modells. Sie zeigten, dass sich die gefundene Variabilität von  $O_3$  durch photochemische Prozesse alleine nicht erzeugen lässt, sondern der Transport die größte Rolle in der Erzeugung der  $O_3$ -Variabilität spielt. Rosenlof [1999] untersuchte die Abhängigkeit des  $O_3$ -Transports in der unteren Stratosphäre zwischen  $60^\circ$  und  $70^\circ$  nördlicher Breite im Verlauf eines Sommers. Am Beginn des Sommers sind die Luftmassen in diesen Breiten isoliert von den mittleren Breiten. Aus diesem Grund spielt die Chemie die größte Rolle in der Verteilung des  $O_3$ . Im Verlauf der Jahreszeit gewinnen dynamische Effekte immer mehr an Einfluss.

In der oberen Stratosphäre wird über beiden Hemisphären eine hohe Varianz von  $CH_4$  gefunden (siehe Abbildungen 4.4 und 4.8). Der Vergleich mit den Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $CH_4$  zeigt, dass sich diese hohe Varianz im Bereich eines Maximums des  $CH_4$ -Mischungsverhältnisses befindet. Dieses Maximum ist ein Hinweis auf den aufsteigenden Ast der Brewer-Dobson-Zirkulation über der Sommerhemisphäre und der damit verbundenen höheren dynamischen Aktivität in diesem Teil der Stratosphäre. Die Varianz von  $O_3$  ist dort sehr gering, was eine Folge der chemischen Prozesse, welche die Verteilung bzw. Varianz dort kontrollieren (siehe Abbildung 1.5), und der damit verbundenen kurzen lokalen Lebenszeit von wenigen Minuten ist [Brasseur & Solomon, 1986].

## Herbst

Im Herbst stellt sich die Zirkulation in der Stratosphäre von dem Sommerregime in das Winterregime um, was über beiden Hemisphären zu einer Zunahme der Varianz von  $CH_4$  führt (siehe Abbildungen 4.6 und 4.10) und  $O_3$  (siehe Abbildungen 4.13 und 4.15). Diese Zunahme der Varianz von  $CH_4$  beginnt in der oberen Stratosphäre und setzt sich im Verlauf der Jahreszeit bis in die untere Stratosphäre fort. Diese Entwicklung ist eine Folge der Zunahme des zonalen Windes, der sich im Verlauf des Herbstes von der oberen bis in die untere Stratosphäre fortsetzt. Die Varianz von  $O_3$  nimmt auch über beiden Hemisphären im Verlauf der Jahreszeit zu, allerdings findet dies über den hohen Breiten unterhalb einer Höhe von 35 km statt. Eine genaue Begründung für diese Entwicklung kann nicht gegeben werden, da die chemisch- und transportbedingten Effekte in dieser Jahreszeit schwierig zu trennen sind. Da

im Winter die Verteilung von  $O_3$  in der Stratosphäre über den hohen Breiten durch dynamische Prozesse kontrolliert wird, sollte deren Einfluss auf die Varianz im Herbst zunehmen.

### Tropen

Über den Tropen ist die Varianz von  $CH_4$  und  $O_3$  während der gesamten zwölf Monate in der mittleren und oberen Stratosphäre sehr gering. In der unteren Stratosphäre ist die Varianz, welche durch den statistischen Fehler in den Messungen hervorgerufen wird, größer als die natürliche Varianz von  $CH_4$  (siehe Fehlerbetrachtung in Kapitel 4.1). In diesem Bereich dürfte die Varianz dennoch etwas höher sein als in der mittleren bzw. oberen Stratosphäre, da dort ein direkter, polwärts gerichteter Transport etwas oberhalb der tropischen Tropopause stattfinden kann [Volk *et al.*, 1996]. Die geringe Varianz von  $CH_4$  in der mittleren und oberen Stratosphäre ist einerseits auf den von den mittleren Breiten nahezu isolierten Bereich der „tropical pipe“ (siehe Kapitel 1.1.1) andererseits auf die geringe zonale Abweichung der  $CH_4$ -Verteilung zurückzuführen. Durch die Isolation findet kein horizontaler Luftmassentransport statt. Dadurch besitzt das Mischungsverhältnis von  $CH_4$  in diesem Bereich fast keinen horizontalen Gradienten. Die vertikale Geschwindigkeit der Luftmassen im Rahmen der Brewer-Dobson-Zirkulation liegt in der „tropical pipe“ im Mittel bei ca.  $3 \cdot 10^{-3} m/sec$  [z.B. Mote *et al.* [1996]]. Aufgrund dieser geringen vertikalen Geschwindigkeit und der eingeschränkten zeitlichen Abdeckung des Datensatzes im Bereich der Tropen (siehe Abbildung 2.3) ist es nicht möglich, eine vertikale Veränderung mit Hilfe der verwendeten monatlichen Standardabweichung festzustellen. Die geringe Varianz von  $O_3$  in der tropischen Stratosphäre ist eine Folge der kurzen lokalen Lebenszeit.

## 4.3 Vergleich zwischen dem *HALOE*- und *KASIMA*-Datensatz

Für das Verständnis der chemischen und physikalischen Prozesse in der Stratosphäre spielen auch die Simulationen dieser Prozesse durch Modelle eine große Rolle. Mit Hilfe dieser Modelle ist es möglich geworden ein globales und zeitlich hoch aufgelöstes Bild von der Verteilung verschiedener Spurengase in der Stratosphäre zu berechnen. Die Ergebnisse von Modellen können aber nur verwendet werden, wenn sie anhand von atmosphärischen Beobachtungen validiert worden sind. Für die Validierung eines Modells werden meistens die Mischungsverhältnisse verschiedener Spurengase, die auf un-

terschiedliche Weise in der Atmosphäre gemessen werden, mit den durch das Modell berechneten Mischungsverhältnissen verglichen. In dieser Arbeit wird eine andere Methode der Validierung verwendet. Mit Hilfe des Konzeptes der EDH und dem Datensatz des chemischen Transportmodells *KASIMA* (siehe Kapitel 2.3) soll untersucht werden, inwieweit dieses Modell die atmosphärische Varianz der Spurengase  $O_3$  und  $CH_4$  (siehe Kapitel 4.3) simulieren kann. Zum Vergleich werden die Verteilungen der EDH aus dem Kapitel 4.2 herangezogen und eventuelle Unterschiede diskutiert. Die Verteilungen, die mit dem *KASIMA*-Datensatz nach demselben Verfahren berechnet wurden, sind repräsentativ für die Jahre 1993 bis 1999.

Der Vergleich zwischen den beiden Datensätzen erfolgt mit Hilfe der Verteilungen aus den Monaten Januar, April, Juli und Oktober. Um die Beschreibung übersichtlicher zu gestalten, werden die Monate Januar und Juli bzw. April und Oktober zusammengefasst<sup>8</sup>. Die ersten beiden Monate repräsentieren die Mitte des Winters bzw. Sommers, die beiden anderen die Mitte des Frühlings bzw. Herbstes. Zum Beginn jedes Abschnittes werden zuerst die entsprechenden Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  und  $CH_4$  aus dem Kapitel 4.2 miteinander verglichen.

### 4.3.1 Januar/Juli

#### Vergleich zwischen $CH_4$ und $O_3$

Über den mittleren Breiten der jeweiligen Winterhemisphäre (Nordhemisphäre: Januar, Südhemisphäre: Juli) besitzen die Spurengase  $O_3$  und  $CH_4$  eine unterschiedliche Verteilung ihrer mittleren EDH (siehe Abbildungen 4.16 (Oben) und 4.17 (Oben)). Diese Unterschiede sind eine Folge der verschiedenen Prozesse, durch welche die mittleren EDHs der beiden Spurengase bestimmt werden. Die mittlere EDH von  $O_3$  wird über den mittleren Breiten durch chemische Prozesse kontrolliert. Im Gegensatz zum  $CH_4$  spielen dabei dynamische Prozesse nur einer untergeordnete Rolle (siehe Kapitel 4.2.3).

Für die jeweiligen Sommermonate kann für die untere Stratosphäre ein Vergleich zwischen den beiden Spurengasen nur mit Hilfe einer Abschätzung der mittleren EDH von  $CH_4$  durchgeführt werden. In diesem Bereich ist die mittlere EDH von  $CH_4$ , die durch den statistischen Fehler der Messungen hervorgerufen wird, größer als die tatsächlich beobachtete (siehe Abbildung 4.3). Daraus kann gefolgert werden, dass die atmosphärische Varianz von  $CH_4$ , analog zur der beobachteten Varianz von  $O_3$ , sehr klein ist

---

<sup>8</sup>Die Verteilungen der übrigen Monate befinden sich im Anhang F.

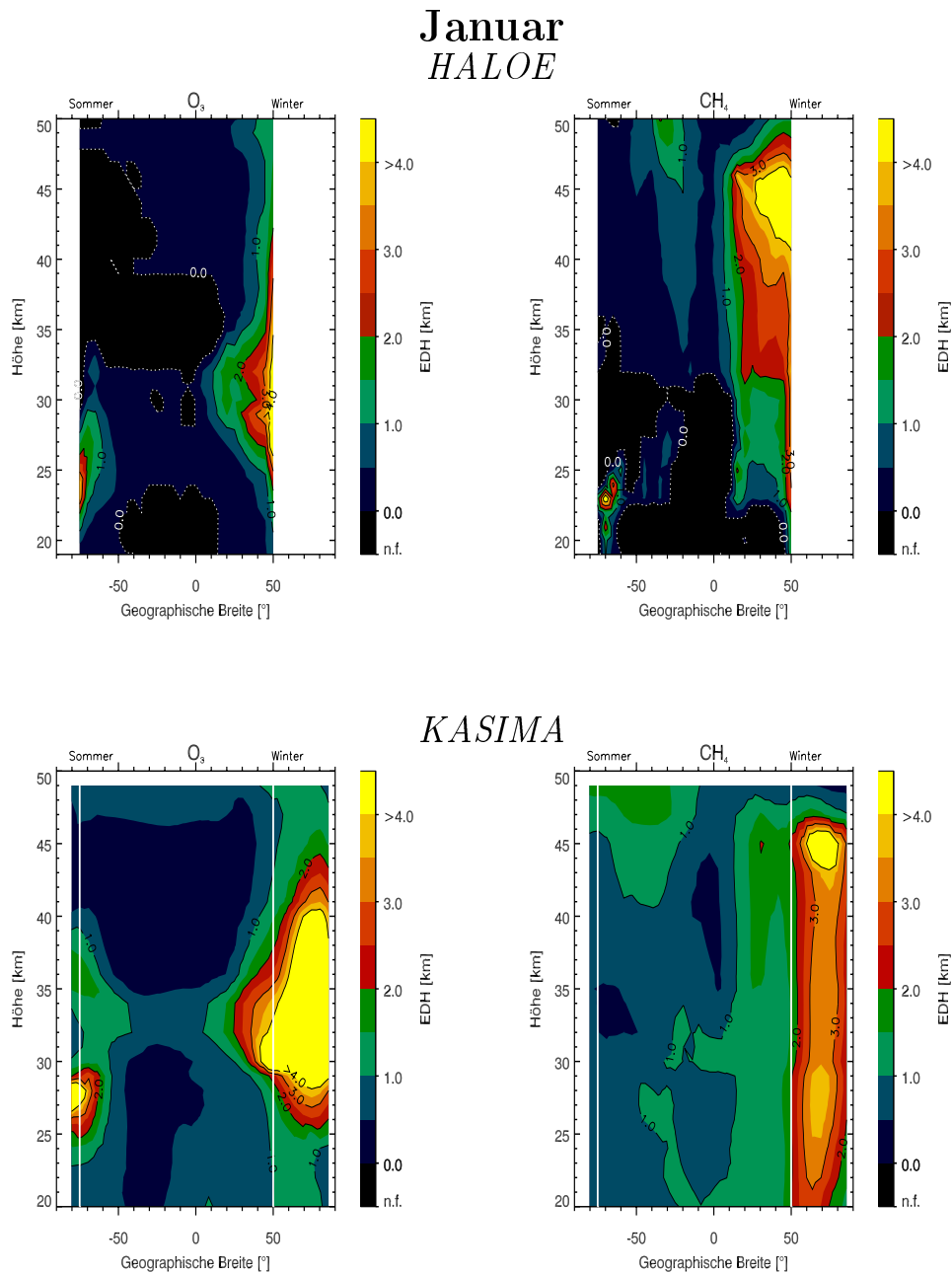


Abbildung 4.16: Die beiden oberen Abbildungen zeigen ein weiteres Mal die mittlere EDH von  $O_3$  (links) und  $CH_4$  (rechts) im Januar, die mit dem *HALOE*-Datensatz berechnet worden sind (vgl. Abbildung 4.12 (Mitte) und 4.4(Mitte)). Die unteren Abbildungen zeigen jeweils die entsprechenden Verteilungen, welche aus den Berechnungen mit dem *KASIMA*-Datensatz hervorgegangen sind ( $O_3$  : links,  $CH_4$  : rechts). Die *KASIMA*-Daten beschreiben den Mittelwert zwischen den Jahren 1993 bis 1999. Die weißen Linien in den unteren Abbildungen entsprechen der meridionalen Abdeckung in den oberen Abbildungen. Die Farben sind so gewählt, dass helle Farben einer hohen mittleren EDH entsprechen.

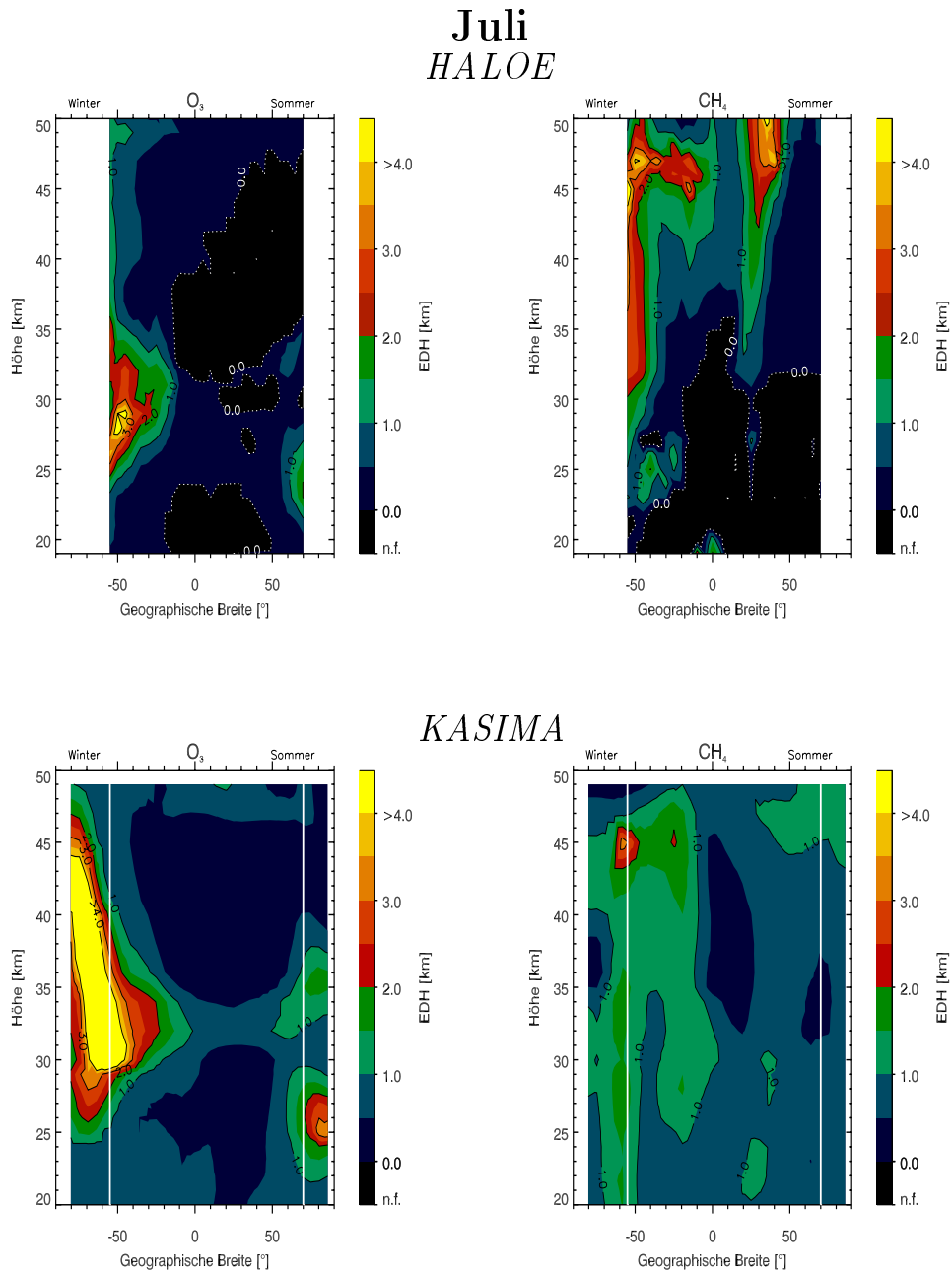


Abbildung 4.17: In der oberen Abbildung sind die Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  (links) und  $CH_4$  (rechts) dargestellt, die mit dem *HALOE*-Datensatz für den Juli berechnet worden sind. Die unteren Abbildungen zeigen die dazu gehörigen Verteilungen aus dem *KASIMA*-Datensatz. Siehe auch Abbildung 4.16.



### Vergleich zwischen *HALOE* und *KASIMA*

Die Berechnungen mit dem *KASIMA*-Datensatz haben für die mittlere EDH von  $O_3$  im Winter über den mittleren bis in die hohen Breiten jeder Hemisphäre ein Maximum ergeben (siehe Abbildungen 4.16 (unten) und 4.17(unten)), das auch in den *HALOE*-Daten auftaucht. Die *KASIMA*-Daten besitzen in derselben Breite aber die höheren absoluten Werte. Für die Sommerhemisphären zeigen die Modelldaten jeweils ein Maximum in der unteren Stratosphäre über den hohen Breiten, welches allerdings deutlich geringere EDH-Werte zeigt als das Wintermaximum. Diese Maxima sind auch in den Satellitendaten vorhanden, befinden sich dort aber in einer niedrigeren Höhe. Über dem Äquator ist in beiden Monaten ein Band in den modellierten Daten zu erkennen, das sich durch seine höheren Werte von der Umgebung unterscheidet und beide Hemisphären miteinander zu verbinden scheint (siehe Abbildungen 4.16 (unten) und 4.17 (unten)). In den *HALOE*-Daten findet sich dieses Band nicht wieder (siehe Abbildungen 4.16 (oben) und 4.17 (oben)).

Die mittlere EDH von  $CH_4$  ist in den Verteilungen der *KASIMA*-Daten in den jeweiligen Winterhemisphären über den mittleren Breiten nahezu konstant (siehe Abbildungen 4.16 (unten) und 4.17 (unten)). Das Maximum, das in den Satellitendaten in der oberen Stratosphäre über diesen Breiten auftaucht, fehlt in den Modelldaten. Die *KASIMA*-Daten in dieser Höhe beruhen auf einem mechanistischen Modell, welches nicht durch beobachtete meteorologische Parameter angetrieben wird. Offensichtlich sind die Prozesse die zu der beobachteten Varianz führen im Modell nicht berücksichtigt oder falsch parametrisiert. Es findet sich überhaupt keine Übereinstimmung für die Winterhemisphäre zwischen den beiden Datensätzen wieder. Für die jeweiligen Sommerhemisphären ist dies nicht mehr der Fall. In beiden Datensätzen sind die EDH-Werte in der oberen Stratosphäre am höchsten, allerdings erstrecken sich die hohen Werte in den Modelldaten über einen größeren Bereich. Die maximalen Werte sind in den Satellitendaten über der Nordhemisphäre größer als in den Modelldaten.

#### 4.3.2 April/Oktober

##### Vergleich zwischen $CH_4$ und $O_3$

In den Frühlingsmonaten sind die hohen Werte der mittleren EDH von  $CH_4$  (siehe Abbildungen 4.18 (oben) und 4.19 (oben)) eine Folge der Umstellung von der Winter- in die Sommerzirkulation in der Stratosphäre (siehe Kapitel 4.2.3). Die mittlere EDH von  $O_3$  ist, mit Ausnahme der mittleren Stratosphäre über den hohen Breiten, kleiner als die von  $CH_4$ .

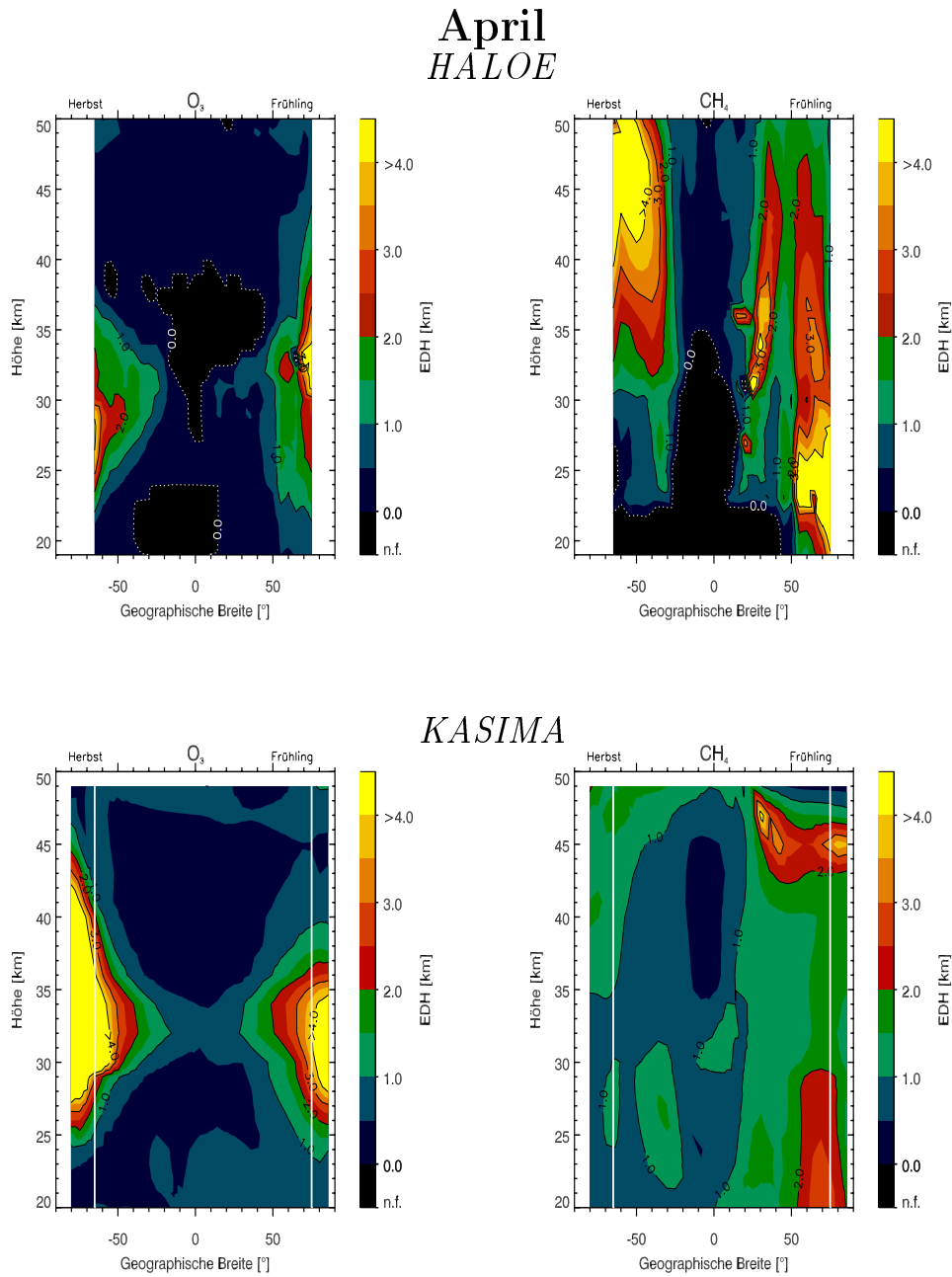


Abbildung 4.18: In der oberen Abbildung sind die Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  (links) und  $CH_4$  (rechts) dargestellt, die mit dem *HALOE*-Datensatz für den April berechnet worden sind. Die unteren Abbildungen zeigen die dazu gehörigen Verteilungen aus dem *KASIMA*-Datensatz. Siehe auch Abbildung 4.16.

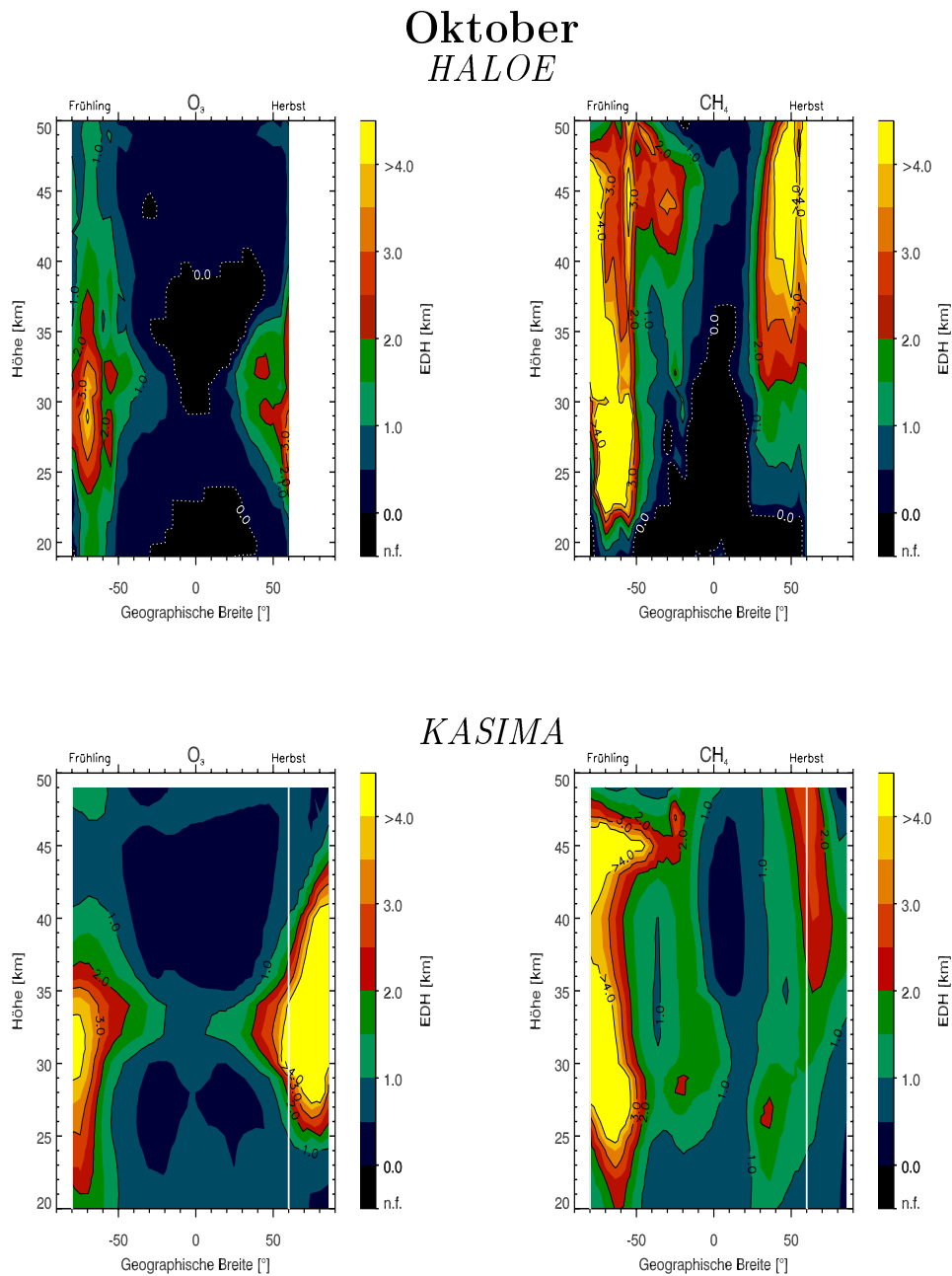


Abbildung 4.19: In der oberen Abbildung sind die Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  (links) und  $CH_4$  (rechts) dargestellt, die mit dem *HALOE*-Datensatz für den Oktober berechnet worden sind. Die unteren Abbildungen zeigen die dazu gehörigen Verteilungen aus dem *KASIMA*-Datensatz. Siehe auch Abbildung 4.16.

Im jeweiligen Herbst sind die Verteilungen der mittleren EDH von  $O_3$  und  $CH_4$  ebenfalls unterschiedlich. In der oberen Stratosphäre sorgt die beginnende Umstellung von der Sommer- in die Winterzirkulation für die hohen Werte der mittleren EDH von  $CH_4$  (siehe Kapitel 4.2.3). In diesem Teil der Stratosphäre ist die Varianz von  $O_3$  aufgrund seiner kurzen lokalen Lebenszeit sehr gering. Unterhalb einer Höhe von 23 km zeigen beide Spurengase sehr niedrige EDH-Werte.

### Vergleich zwischen *HALOE* und *KASIMA*

Auch in den Monaten April und Oktober haben die Berechnungen mit dem *KASIMA*-Datensatz über den hohen Breiten beider Hemisphären jeweils ein Maximum in der mittleren EDH von  $O_3$  ergeben (siehe Abbildung 4.18 (unten) und 4.19 (unten)), das auch in den Verteilungen der *HALOE*-Daten vorhanden ist, sofern für die jeweiligen Breiten Daten vorliegen. In den modellierten Daten bedecken die Maxima eine größere Fläche, die Isolinien verlaufen symmetrischer und die absoluten Werte sind höher. Die Unterschiede in den  $O_3$ -EDH-Werten sind dieselben wie in den Monaten Januar und Juli (siehe Kapitel 4.3.1). Das schmale Band in den Modelldaten, das in den Monaten Januar und Juli über den tropischen Breiten zu finden ist, taucht auch in den Verteilungen der Monate April und Oktober auf.

Ähnlich wie in den Winter- und Sommermonaten ist die Übereinstimmung zwischen den beobachteten und modellierten EDH-Verteilungen von  $CH_4$  schlecht. Lediglich im südhemisphärischen Frühjahr zeigen beide Datensätze Ähnlichkeiten.

### 4.3.3 Diskussion

Die folgende Diskussion ist wie die Vorstellung der Ergebnisse in zwei Abschnitte untergliedert. Der erste Abschnitt beschäftigt sich mit dem Vergleich der mittleren EDH von  $CH_4$  und  $O_3$  (siehe Kapitel 4.3.3), der zweite Abschnitt mit dem Vergleich der Ergebnisse, die aus den Datensätzen von *HALOE* und *KASIMA* bestimmt worden sind (siehe Kapitel 4.3.3).

#### Vergleich der mittleren EDH von $CH_4$ und $O_3$

Der Vorteil des Konzeptes der EDH ist, dass die Varianzen von verschiedenen Spurengase miteinander verglichen werden können. Da die dynamischen Prozesse auf alle Spurengase gleich wirken, können Unterschiede in der Verteilung der EDH nur durch chemische Prozesse hervorgerufen werden. Der Einfluss der dynamischen Prozesse auf die EDH eines Spurengases kann

mit Hilfe eines langlebigen Spurengases wie  $\text{CH}_4$  bestimmt werden. Während  $\text{CH}_4$  fast ausschließlich durch dynamische Prozesse kontrolliert wird, spielen für  $\text{O}_3$  je nach Jahreszeit, Breite und Höhe sowohl dynamische als auch chemische Prozesse eine Rolle.

In den jeweiligen Wintermonaten zeigen die Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{O}_3$  ein Maximum in der mittleren Stratosphäre über den mittleren bis in die hohen Breiten. In diesem Maximum sind die Werte der mittleren EDH höher als in der gleichen Breite und Höhe die Werte der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$ . Dieser Unterschied ist ein Hinweis, dass die chemischen Prozesse eine höhere zonale Varianz von  $\text{O}_3$  verursachen als durch dynamische Prozesse hervorgerufen wird. In den Frühlingsmonaten sind die Verteilungen umgekehrt. In dieser Jahreszeit ist die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  in der selben Höhe und Breite größer als die mittlere EDH von  $\text{O}_3$ . Die chemischen Prozesse, die das  $\text{O}_3$  kontrollieren, wirken offenbar den dynamischen Prozesse entgegen. Im Sommer zeigt die Verteilung der mittleren EDH von  $\text{O}_3$  eine erhöhte Varianz in der unteren Stratosphäre. *Natarajan & Callis* [1997] folgerten, dass die hohe Varianz von  $\text{O}_3$  im Sommer in der unteren Stratosphäre nicht alleine durch chemische Prozesse erklärt werden kann, sondern auch dynamische Prozesse eine Rolle spielen müssen. Diese Schlussfolgerung von *Natarajan & Callis* [1997] kann in dieser Arbeit nur für die Südhemisphäre bestätigt werden, wo die Varianz von  $\text{CH}_4$  im Sommer über den hohen Breiten erhöht ist. Für die Nordhemisphäre erzeugt der statistische Fehler in den Messungen eine höhere Varianz als die atmosphärischen Prozesse (siehe Anhang E).

In den Herbstmonaten weisen beide Spurengase unterhalb von 23 km übereinstimmend sehr niedrige EDH-Werte auf, allerdings mit einer unterschiedlichen Verteilung. Diese Unterschiede weisen darauf hin, dass nur die chemischen Prozesse für die EDH von  $\text{O}_3$  eine Rolle spielen. Der Einfluss der dynamischen Prozesse auf die Varianz von  $\text{O}_3$  sollte im Verlauf der Jahreszeit zunehmen, denn im Winter wird die Varianz von  $\text{O}_3$  fast ausschließlich durch diese kontrolliert (siehe Abbildung 1.5).

### Vergleich zwischen *HALOE* und *KASIMA*

Der Vergleich zwischen den beiden Datensätzen hat für die Varianz von  $\text{O}_3$  eine qualitativ gute Übereinstimmung in den Verteilungen ergeben, die absoluten Werte sind in den *KASIMA*-Daten allerdings etwas höher. Die Verteilungen der Varianz von  $\text{CH}_4$  sind dagegen, mit Ausnahme des Oktobers über der Südhemisphäre, zwischen den beiden Datensätzen unterschiedlich.

Eine mögliche Erklärung für die Unterschiede in beiden Spurengasen könnte die, aufgrund der besseren Auflösung, größere Anzahl an Datenpunkten sein, die in die Verteilungen aus dem *KASIMA*-Datensatz eingegangen sind. Die erneute Berechnung für die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  im Januar mit einem modifizierten Datensatz, in dem dieselbe Anzahl an Datenpunkten aus den gleichen Breiten-, Längen- und Höhenintervallen und denselben Tagen wie im *HALOE*-Datensatz berücksichtigt worden sind, ergab eine ähnliche Verteilung wie mit dem gesamten Datensatz<sup>9</sup>. Dadurch kann die höhere Anzahl an Datenpunkten als mögliche Ursache ausgeschlossen werden.

Eine weitere mögliche Ursache für die Unterschiede könnte die vertikale Auflösung der Messungen durch *HALOE* sein. *HALOE* misst mit einer Auflösung von 1,5 km das  $\text{O}_3$ -Mischungsverhältnis und vom 4,5 km das  $\text{CH}_4$ -Mischungsverhältnis (siehe Kapitel 2.2). Durch diese Auflösung und die anschließende Interpolation zwischen den einzelnen Messpunkten wird eventuell ein Teil der atmosphärischen Varianz nicht erfasst (siehe Kapitel 2.2). Die vertikale Auflösung sollte dennoch ausreichen, um die großräumigen Verteilungen der Varianz zu erfassen. Die Mittelung bei der Messung könnte allerdings zu einer Unterschätzung der natürlichen Varianz führen. Da diese Mittelung vor allem bei  $\text{CH}_4$  stattfindet, sollte der Effekt hier ausgeprägter sein. Da das Modell aber vor allem die Variabilität von  $\text{CH}_4$  in vielen Bereichen unterschätzt, kann die vertikale Auflösung als Ursache für die beobachteten Diskrepanzen weitgehend ausgeschlossen werden.

Ein Unterschied in den Berechnungen der Daten ist der statistische Fehler in den Messungen der bei den *HALOE*-Daten berücksichtigt wird (siehe Kapitel 4.1). Eine vergleichbare Korrektur mit den *KASIMA*-Daten ist nicht möglich, da diese nicht mit einem Fehler behaftet sind. Aber auch für diese mögliche Ursache gilt, dass dadurch nur ein quantitativer Unterschied entstehen sollte und nicht ein qualitativer. Diese nicht durchführbare Fehlerbetrachtung ist aber der Grund für das schmale Band in den Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{O}_3$  über dem Äquator, die mit Hilfe der Modelldaten erstellt worden sind und in den Satellitendaten nicht auftauchen (Abbildung 4.16 bis 4.19). Die Ursache des Bandes kann anhand des Definitionsbereiches der EDH erklärt werden. Die EDH ist nur für den Bereich definiert, in dem die Steigung des Referenzprofils nicht Null ist. Das Band befindet sich ungefähr in dem Bereich des  $\text{O}_3$ -Maximums, wodurch die Steigung des Referenzprofils sehr gering wird, was somit zu

---

<sup>9</sup>Das Ergebnis dieser Berechnung kann im Anhang F.4 eingesehen werden.

einer Überschätzung der EDH von  $O_3$  führt. Dieses Phänomen wird in den *HALOE*-Daten mit Hilfe der Berücksichtigung des statistischen Fehlers in den Messungen herauskorrigiert.

Die Ursache für die höheren absoluten Werte der mittleren EDH von  $O_3$  in den Modelldaten sind unter Umständen aber auch eine Folge der Überschätzung der  $O_3$ -Mischungsverhältnisse durch das Modell *KASIMA*. Die Gründe für diese Überschätzung können dynamische oder auch chemische Prozesse sein und sind momentan Bestandteil einer Untersuchung [*persönliche Mitteilung: Thomas Reddmann (FZ Karlsruhe)*]. Die Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen in den Verteilungen der mittleren EDH von  $CH_4$  werden eventuell durch den zu geringen vertikalen Transport in einer Höhe zwischen 30 und 40 km hervorgerufen, der durch das Modell simuliert wird. In diesem Höhenbereich findet der Übergang zwischen dem chemischen Transportmodell und dem mechanistischen Modell statt. Aufgrund des zu geringen Vertikaltransports stellt das Modell die  $CH_4$ -Mischungsverhältnisse in diesen Höhen prozentual zu klein dar [*persönliche Mitteilung : Thomas Reddmann (FZ Karlsruhe)*]. Diese Auswirkungen müssen dann auch in der mittleren EDH von  $CH_4$  wiedergegeben werden.

Bemerkenswert ist die gute Übereinstimmung zwischen den beiden Datensätzen in der Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$  über der Südhemisphäre im Oktober. Wodurch diese gute Übereinstimmung zustande kommt, kann leider nicht geklärt werden. Anscheinend kann das Modell *KASIMA* die Variabilität in der Stratosphäre während des Frühjahrs über der Südhemisphäre besser simulieren als über der Nordhemisphäre.

## 4.4 Zusammenfassung

Der erste Abschnitt des Kapitels befasst sich mit den monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von  $CH_4$  und  $O_3$ , die mit Hilfe des Datensatzes des Satellitenexperimentes *HALOE* berechnet worden sind.

Die Verteilung der mittleren EDH von  $O_3$  wird über jeder Hemisphäre von einem Maximum geprägt, das sich im Winter in der mittleren Stratosphäre über den mittleren Breiten befindet. Im Verlauf des Frühlings und des Sommers wandert es in die untere Stratosphäre über den hohen Breiten und schwächt sich dabei ab. Im Herbst beginnt sich das Maximum wieder zu verstärken und wandert wieder in die Ausgangslage des Winters zurück. Der Unterschied zwischen den beiden Hemisphären ist, dass sich das

Maximum über der Nordhemisphäre in der Mitte des Sommers aufgelöst hat. Dies ist über der Südhemisphäre nicht der Fall. Die möglichen Prozesse, die für den Jahresgang verantwortlich sind, konnten in der Diskussion teilweise mit Hilfe der Literatur herausgearbeitet werden. So sind z.B. die hemisphärischen Unterschiede im Sommer auf das Aufbrechen des polaren Vortex zurückzuführen. Über der Südhemisphäre bricht der Vortex in einer Phase auf, in der sich die Sommerzirkulation in der Stratosphäre schon sehr stark ausgebildet hat. Aufgrund der geringeren dynamischen Aktivitäten und der schwächeren Vermischung der Luftmassen, werden in den hohen Breiten über der Südhemisphäre noch bis in den Sommer hinein hohe zonale Varianzen entdeckt. Über der Nordhemisphäre findet der Zusammenbruch des polaren Vortex im Mittel zu einem Zeitpunkt statt, in dem die Umstellung zur Sommerzirkulation gerade beginnt. Die höhere dynamischen Aktivitäten führen zu einer schnelleren und besseren Durchmischung der Luftmassen, wodurch die zonale Varianz im Sommer über der Nordhemisphäre sehr gering wird. Da die Verteilung und die Varianz von  $O_3$  in der Stratosphäre entweder durch chemische oder dynamische Prozesse oder aus der Kombination von beiden kontrolliert wird, ist in der Interpretation der Ergebnisse eine Trennung zwischen den einzelnen Prozessen nicht immer möglich.

Eine hemisphärische Symmetrie in den Verteilungen der mittleren EDH ist für  $CH_4$  nicht wiedergefunden worden. Zwischen den beiden Hemisphären ergaben sich in den jeweiligen Jahreszeiten voneinander abweichende Verteilungen. In der Diskussion hat sich gezeigt, dass diese Abweichungen auf die dynamischen Prozesse zurückzuführen sind, welche die Varianz von  $CH_4$  kontrollieren und über den Hemisphären unterschiedlich ausgeprägt sind. So führt z.B. das häufigere Auftreten von Stratosphärenenerwärmungen in der oberen Stratosphäre im Winter über der Nordhemisphäre zu einer höheren Varianz von  $CH_4$  als zu einem vergleichbaren Zeitpunkt über der Südhemisphäre.

Im zweiten Abschnitt des Kapitels werden die Verteilungen der mittleren EDH verglichen, die für beide Spurengase aus dem *HALOE*- und dem *KASIMA*-Datensatz berechnet worden sind. Für die mittlere EDH von  $O_3$  ergeben sich in der qualitativen Verteilung gute Übereinstimmungen zwischen den beiden Datensätzen, die absoluten Werte sind in den *KASIMA*-Daten höher. Diese guten Übereinstimmungen zwischen den Datensätzen gibt es für die mittleren EDH von  $CH_4$  nicht. Aus den Datensätzen sind, mit der Ausnahme des Oktobers über der Südhemisphäre, unterschiedliche Verteilungen berechnet worden. Da  $O_3$  in der Stratosphäre meist durch chemische Prozesse kontrolliert wird und  $CH_4$  durch die dynamischen, lässt



sich daraus und den Resultaten dieses Abschnittes folgern, dass das Modell die chemischen Prozesse besser simulieren kann als die dynamischen Prozesse.

Zum Abschluss dieses Kapitels muss noch darauf hingewiesen werden, dass die vorgestellten Ergebnisse nur für den betrachtenden Zeitraum gelten. Sie stellen zwar einen Mittelwert dar, aber inwieweit sie den mittleren Zustand der Stratosphäre beschreiben, kann erst im Verlauf der nächsten Jahre beurteilt werden, wenn dann noch die Daten aus weiteren Jahren in die Berechnungen integriert worden sind. Denn gerade die Stratosphäre über der Nordhemisphäre weist in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen eine starke Variation von Jahr zu Jahr auf. Wie groß der Unterschied in der Verteilung der EDH von  $\text{CH}_4$  über der Nordhemisphäre aufgrund zweier unterschiedlicher meteorologischer Situationen sein kann, wird im Kapitel 5.1 anhand einer Fallstudie diskutiert.



# Kapitel 5

## Fallstudien

Die Datensätze von *HALOE* und *KASIMA* besitzen eine so gute räumliche und zeitliche Abdeckung, dass sie nicht nur für die Untersuchung der globalen Verteilung verschiedener Spurengase eingesetzt werden, sondern auch für verschiedene Fallstudien. So zeigten *Gray & Russell III* [1999] mit Hilfe des *HALOE*-Datensatzes die Auswirkungen der unterschiedlichen QBO-Phasen auf die Verteilung von  $\text{CH}_4$  über den Subtropen. Mit dem *KASIMA*-Datensatz untersuchte z.B. *Eyring et al.* [2002] das saisonale Auftreten von Streamer.

Im Rahmen dieser Arbeit werden mit Hilfe der beiden Datensätze drei Fallstudien durchgeführt, mit denen die Variabilität in der Stratosphäre unter drei verschiedenen Gesichtspunkten untersucht werden soll. In der ersten Fallstudie werden die monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  aus dem März 1996 und 1997 verglichen, die mit Hilfe des *HALOE*-Datensatzes erstellt worden sind, und unter Berücksichtigung der unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen in diesen beiden Monaten diskutiert (siehe Kapitel 5.1). Die zweite beschäftigt sich mit einem Vergleich zwischen der Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  und der Verteilung einer mittleren „Equivalent Displacement Length“, kurz EDL, von  $\text{CH}_4$ , die ebenfalls aus dem Datensatz von *HALOE* berechnet worden ist. Auf Grundlage des *KASIMA*-Datensatzes wird in der dritten Fallstudie ein Vergleich zwischen der monatlichen Verteilung der mittleren EDH von  $\text{N}_2\text{O}$  und  $\text{CH}_4$  durchgeführt (siehe Kapitel 5.3).

## 5.1 Die Auswirkungen der unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen im März 1996 und 1997 auf die Verteilung der EDH von CH<sub>4</sub>

Im Kapitel 4 ist der Zusammenhang zwischen der Verteilung der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> und den großräumigen dynamischen Prozessen diskutiert worden. Inwieweit eine ausgesuchte meteorologische Situation in der Verteilung der EDH wieder gefunden werden kann, soll in diesem Kapitel mit Hilfe einer Fallstudie untersucht werden. Dafür werden die Verteilungen der EDH von CH<sub>4</sub> aus dem März 1996 und 1997 miteinander verglichen. In diesen beiden Monaten waren die meteorologischen Bedingungen in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre sehr unterschiedlich.

Der Winter im Jahr 1995/1996 war der kälteste in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre, der bis zu diesem Zeitpunkt beobachtet worden ist. Der Grund dafür waren blockierende Hochdruckgebiete, sog. „blocking events“<sup>1</sup>. Diese sorgen für eine nordwärtsgerichtete Verschiebung des polaren Jetstreams bis in die untere Stratosphäre [Manney *et al.*, 1996]. Die Verschiebung führte im Winter zu einer kalten, hohen Tropopause unter einer ungewöhnlichen kalten Region in der unteren Stratosphäre [z.B. Petzoldt *et al.* [1994]]. Aufgrund dieser tiefen Temperaturen lag der stratosphärische Ozonabbau in einer Größenordnung, die typisch für die Südhemisphäre ist [Manney *et al.*, 1996]. Die Umstellung in die Sommerzirkulation begann im Monat März, was einen charakteristischer Zeitpunkt für die Nordhemisphäre darstellt.

Im Winter 1996/1997 war der Vortex über der Arktis ungewöhnlich langlebig und stabil. Gebildet hat sich der Vortex erst am Ende des Dezembers und lag von Februar bis in den späten April symmetrisch um den Pol [Coy *et al.*, 1997]. Der Grund für diesen stabilen und symmetrischen Vortex war die reduzierte Wellenaktivität [Coy *et al.*, 1997]. Das Aufbrechen des Vortex begann erst in der Mitte des Monats Mai. Die große Stabilität war der Grund für extrem niedrige Temperaturen innerhalb des Vortex und mit dem damit verbundenen sehr geringen Mengen des Gesamtzons [z.B. Manney *et al.* [1997]].

Diese unterschiedlichen dynamischen Bedingungen hatten zwei unter-

---

<sup>1</sup>Die Höhenströmung dieser Hochdruckgebiete ähnelt dem griechischen Buchstaben Omega ( $\Omega$ ), weshalb man auch von einer Omegasituation spricht.

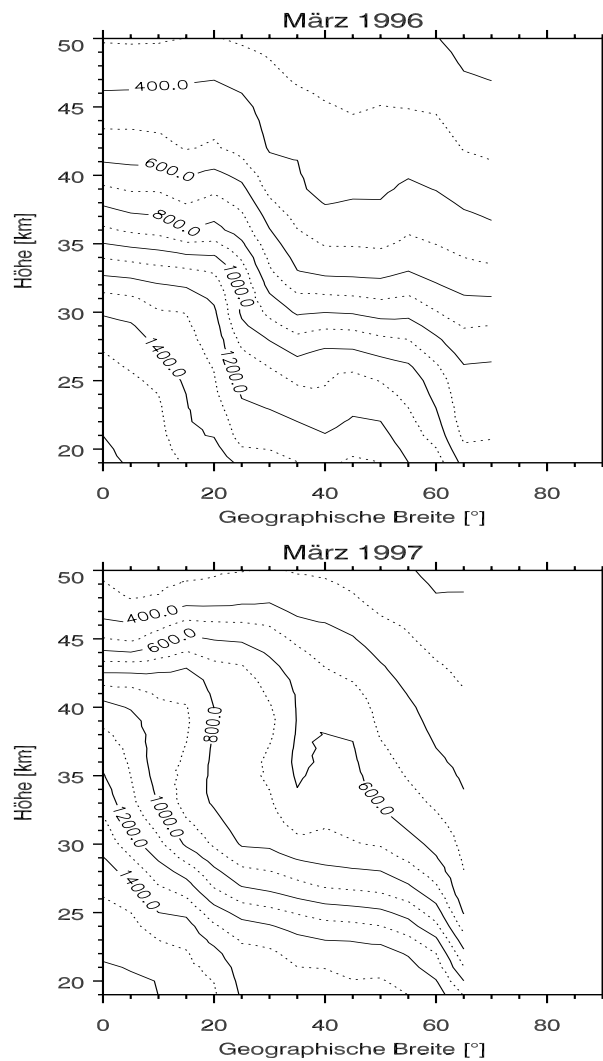


Abbildung 5.1: Die meridionalen Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  (in ppb) im März 1996 (oben) und März 1997 (unten) in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre. Die Verteilungen sind mit Hilfe des Datensatzes von *HALOE* berechnet worden.

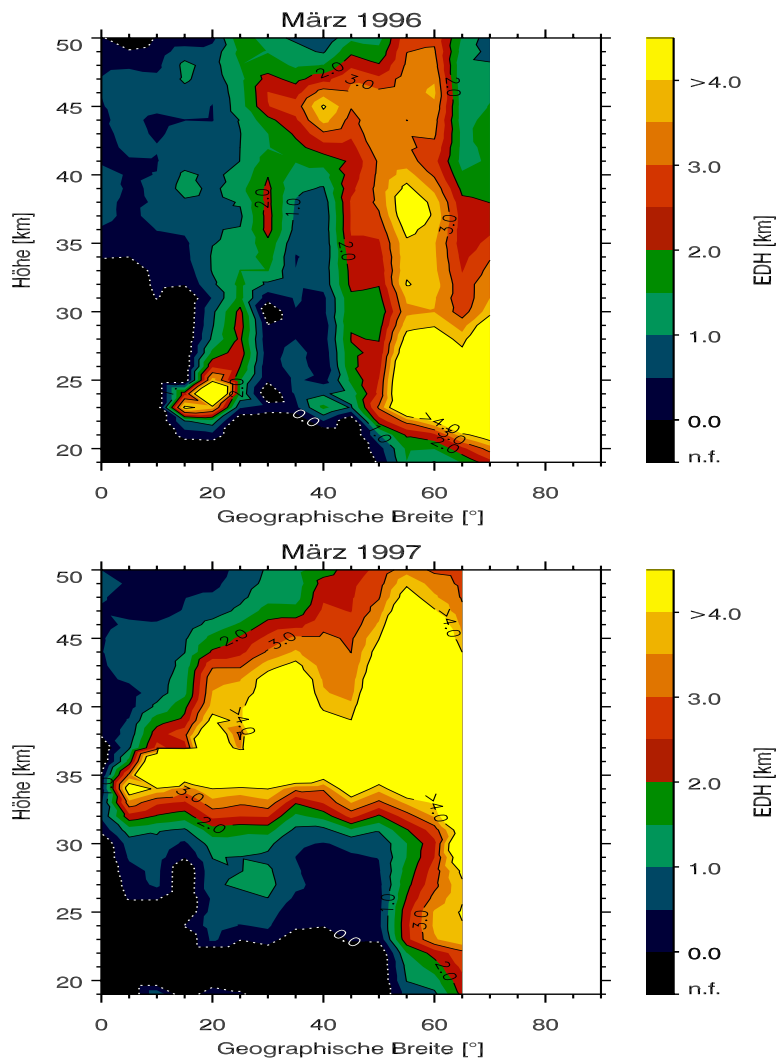


Abbildung 5.2: Die meridionalen Verteilungen der EDH von  $\text{CH}_4$  in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre für den März 1996 (oben) und den März 1997 (unten).

schiedliche Verteilungen des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses von  $\text{CH}_4$  zur Folge (siehe Abbildung 5.1). In der Verteilung für den März 1997 (siehe Abbildung 5.1 (unten)) ist über den subtropischen und hohen Breiten ein deutlich stärkerer horizontaler Gradient in dem Verlauf der Isoplethen von  $\text{CH}_4$  zu erkennen als in der für den März 1996 (siehe Abbildung 5.1 (oben)). In diesen Breitenbereichen ist der Gradient ein Hinweis auf die geographische Lage der subtropischen Transportbarriere bzw. dem Rand des polaren Vortex. Dieser stärkere Gradient im März 1997 kann durch die noch nicht begonnene Umstellung in die Sommerzirkulation erklärt werden. Während dieser Umstellung schwächt sich der Gradient über den subtropischen Breiten ab und der polare Vortex löst sich auf.

Die dazugehörigen Verteilungen der EDH von  $\text{CH}_4$  sind in der Abbildung 5.2 dargestellt. In der unteren Stratosphäre ist die EDH im März 1996 größer als im März 1997. In der mittleren Stratosphäre ist es umgekehrt. Dort ist die EDH von  $\text{CH}_4$  in den meisten Gebieten im März 1997 größer als im März 1996.

Der Unterschied in der unteren Stratosphäre zwischen den beiden Verteilungen der EDH von  $\text{CH}_4$  ist eine Folge des aufgebrochenen Vortex im März 1996 bzw. des noch sehr stabilen Vortex im März 1997. Nach dem Aufbruch des Vortex können Luftmassen aus den hohen Breiten in die mittleren Breiten transportiert werden. Während dieses Transportes behalten sie weitgehend ihre chemischen Eigenschaften, wodurch eine hohe zonale Varianz im Mischungsverhältnis des Spurengases entsteht, sog. „frozen variances“ (siehe Kapitel 1.3). Durch den noch sehr stabilen Vortex wird dieser Transport im März 1997 verhindert und die EDH-Verteilung ist mit der Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  im Januar vergleichbar (Siehe Abbildung 4.4 (Mitte)). Der Unterschied in den Verteilungen in der mittleren und oberen Stratosphäre kann durch die Umstellung in die Sommerzirkulation erklärt werden, die in der oberen Stratosphäre beginnt und sich im Verlauf des Frühlings nach unten fortpflanzt. Diese führt erst zu einer Erhöhung der zonalen Varianz, wenn Luftmassen aus den hohen Breiten in die mittleren Breiten transportiert werden, mit zunehmender Vermischung der Luftmassen nimmt die zonale Varianz dann im Laufe des Frühlings ab. Im März 1996 war die Umstellung in der oberen und mittleren Stratosphäre schon weiter fortgeschritten als im März 1997, worauf die hohe zonale Varianz in diesem Monat zurückgeführt werden kann.

Die Unterschiede zwischen den beiden Verteilungen können nur eine Folge der verschiedenen meteorologischen Bedingungen in diesen beiden Monaten sein. Eine andere mögliche Erklärung wären eine unterschiedliche

zeitliche bzw. räumliche Abdeckung des Datensatzes. Mit Hilfe der Abbildung 5.3, welche die meridionale und zeitliche Verteilung der Okkultationen in diesen beiden Monaten zeigt, kann dies aber ausgeschlossen werden. Die meridionale und zeitliche Verteilung der Okkultationen ist in diesen beiden Monaten nahezu identisch. Die meridionale Abdeckung ist aber auch eine Schwäche des *HALOE*-Datensatzes. Denn für die mittleren Breiten stehen nur aus einem sehr begrenzten Zeitraum des jeweiligen Monats Daten zur Verfügung. Inwieweit diese repräsentativ für den jeweiligen Monat sind, kann nur durch den Vergleich mit einem Datensatz beantwortet werden, der den gesamten Monat umfasst. Eine weitere Einschränkung des Datensatzes von *HALOE* in der Untersuchung von Fallstudien sind die Lücken in dem Datensatz. So konnte für diese spezielle Fallstudie kein Vergleich mit den jeweiligen Februar bzw. April durchgeführt werden, da der Datensatz für diese Monate über der Nordhemisphäre Lücken in den mittleren und hohen Breiten aufweist.

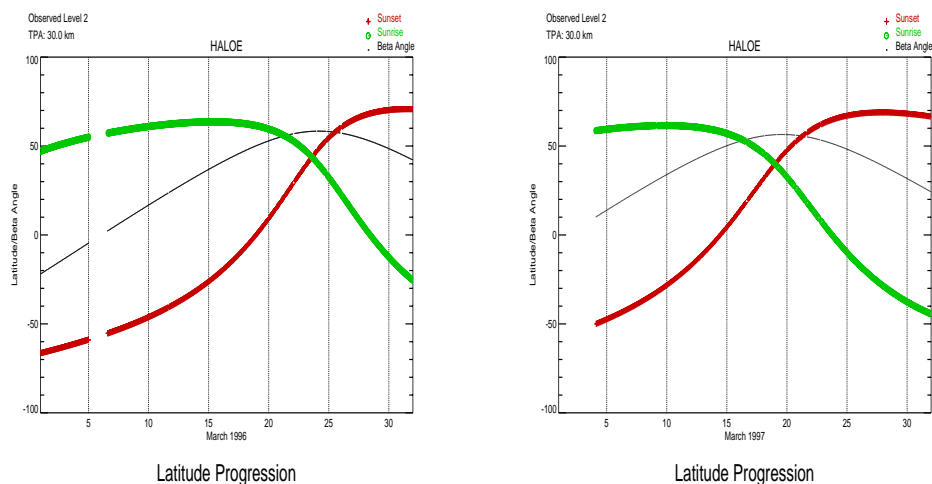


Abbildung 5.3: Meridionale Abdeckung der Okkultationen von *HALOE* für den März 1996 (links) und den März 1997 (rechts). Die roten Kreuze zeigen die Okkultationen während des Sonnenuntergangs, die grünen Kreise während des Sonnenaufgangs [adaptiert: <http://haloedata.larc.nasa.gov/home.html>].



## 5.2 Ein Vergleich zwischen der mittleren EDH und mittleren EDL

In der Stratosphäre wird die Varianz eines langlebigen Spurengases hauptsächlich durch den horizontalen Transport bestimmt. Aus diesem Grund liegt es nahe eine sog. „Equivalent Displacement Length“, kurz EDL, zu bestimmen. Die EDL beschreibt die mit dem lokalen, horizontalen Gradienten normierte lokale Varianz eines Spurengases. Für diese Arbeit sind aus dem Datensatz von *HALOE* die monatlichen Verteilungen der mittleren EDL von  $\text{CH}_4$  berechnet worden. Die Berechnung erfolgte nach demselben Verfahren, das auch schon in der Berechnung der mittleren EDH verwendet worden ist, und im Kapitel 4.1 beschrieben wird. Das horizontale Referenzprofil in einer Höhe wird separat für beide Hemisphären bestimmt. Die EDL wird in der Dimension eines Breitengrades angegeben.

Die Abbildung 5.4 zeigt die berechneten Verteilungen der mittleren EDL von  $\text{CH}_4$  für den Januar und Juli<sup>2</sup>. Im Januar ist über der Nordhemisphäre in der Abbildung 5.4 (oben) eine Zunahme der mittleren EDL beim Übergang von den subtropischen in die mittleren Breiten zu erkennen. Diese Zunahme erfolgt in der mittleren und oberen Stratosphäre stärker als in der unteren Stratosphäre. In der oberen Stratosphäre ist für die mittlere EDL über den subtropischen Breiten ein Maximum berechnet worden. In diesem Maximum beträgt der höchste Wert  $3^\circ$ . Über dem Äquator und den tropischen Breiten der Südhemisphäre erreicht die EDL nur in der oberen Stratosphäre einen Wert der etwas über  $1^\circ$  liegt. Im Juli erstreckt sich über den tropischen Breiten der Nordhemisphäre von der mittleren bis in die obere Stratosphäre ein schmaler Bereich, in dem die mittlere EDL von  $\text{CH}_4$  größer als  $1^\circ$  ist (siehe Abbildung 5.4 (unten)). In der übrigen Stratosphäre über der Nordhemisphäre und über dem Äquator ist die EDL in diesem Monat kleiner als dieser Wert. Über der Südhemisphäre erfolgt eine polwärtsgerichtete Zunahme der mittleren EDL. Die höchsten Werte sind dort für einen Bereich in der oberen Stratosphäre über den mittleren Breiten berechnet worden.

Die Verteilungen der mittleren EDL von  $\text{CH}_4$  in diesen beiden Monaten zeigen ähnliche Strukturen wie die der mittleren EDH (siehe Abbildung 4.4 (Mitte) und 4.8 (Mitte)). Im Januar nehmen die Werte der EDH über der Nordhemisphäre in Richtung der hohen Breiten zu. Diese Zunahme ist in der mittleren und oberen Stratosphäre stärker als in der unteren

---

<sup>2</sup>Die Verteilungen der mittleren EDL für die übrigen Monate können im Anhang E eingesehen werden.

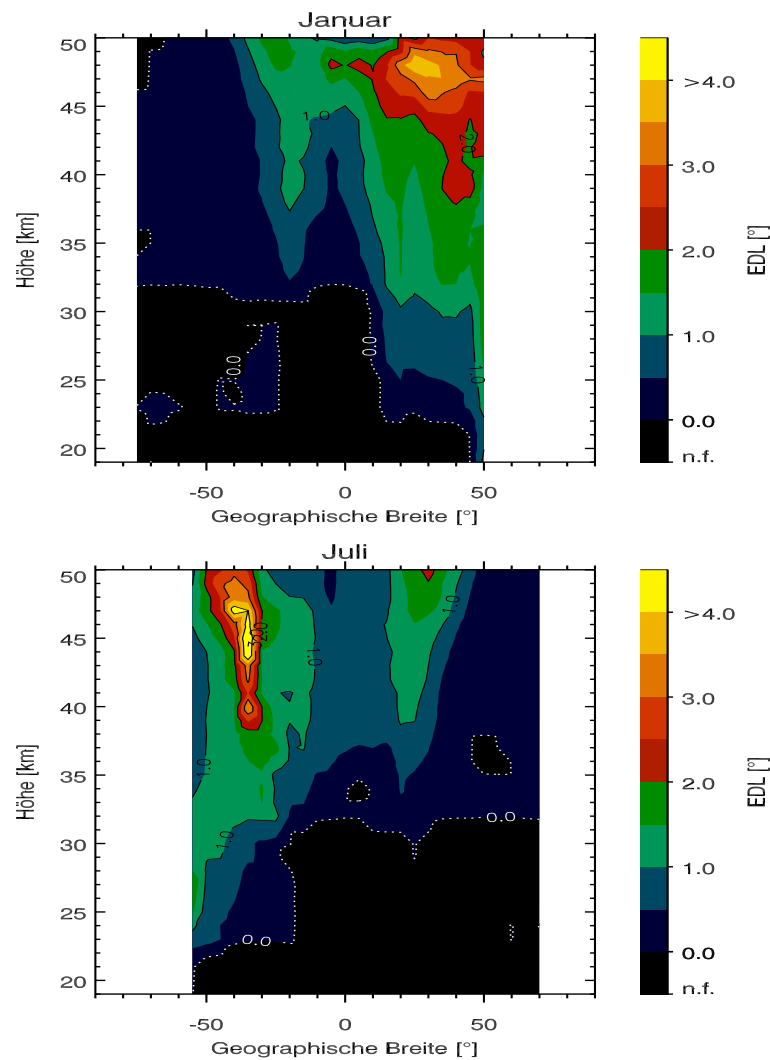


Abbildung 5.4: Die Verteilung der mittleren EDL von  $\text{CH}_4$  für die Monate Januar (oben) und Juli (unten). Die Verteilungen sind mit Hilfe des *HALOE*-Datensatzes berechnet worden und beschreiben den Mittelwert aus den Jahren 1993 bis 2000. Die Farbcodierung ist dieselbe wie in den Abbildungen für die mittlere EDH (siehe Abbildung 4.4).

Stratosphäre. Über der Südhemisphäre sind die Werte der EDH vergleichbar gering. Der Unterschied im Januar zwischen den Verteilungen der mittleren EDL und mittleren EDH von  $CH_4$  ist die Lage des Maximums in der oberen Stratosphäre über der Nordhemisphäre. Das Maximum der EDH befindet sich näher am Pol als das der EDL. Im Juli ist auch in der Verteilung der mittleren EDH über der Nordhemisphäre ein schmaler Bereich zu erkennen, der höhere Werte besitzt als die übrige Stratosphäre über dieser Hemisphäre. Über der Südhemisphäre weichen die Verteilungen der beiden Größen voneinander ab. In der Verteilung der mittleren EDH bedeckt der Bereich mit den höchsten Werten eine deutlich größere Fläche als in der Verteilung der mittleren EDL.

Ein quantitativer Vergleich der beiden Größen ist nicht möglich. Dennoch deuten diese guten Übereinstimmungen zwischen den relativen Verteilungen der mittleren EDL und der mittleren EDH von  $CH_4$  darauf hin, dass beide Größen dieselben Informationen über den Transport beinhalten. Diese Aussage gilt nur für Bereiche in denen auch beide Größen definiert sind. Beide Größen sind ein mathematische Konstrukt zur Beschreibung der Varianz. Weder die EDH noch die EDL beschreiben eine rein vertikale bzw. horizontale Versetzung, sondern in beiden Größen stecken Informationen über den Transport. Dies wird von *Ehhalt et al.* [1983] durch eine theoretische Überlegung zur EDH bestätigt. Sie zeigten mit Hilfe der Mischungslängentheorie, dass die EDH abgesehen von der horizontalen Steigung der Isoplethen eines Spurengases nur noch von Parametern abhängig ist, die den allgemeinen Transport beschreiben. Die Entscheidung, welche der beiden Größen zu bevorzugen ist, hängt von dem zur Verfügung stehenden Datensatz ab. In dem Fall des *HALOE*-Datensatzes bietet sich die EDH an, da es aufgrund der Satellitenlaufbahn nicht möglich ist, eine Aussage über die meridionale Verteilung der Spurengase an einem Tag machen zu können. Diese wird für die Bestimmung des horizontalen Gradient benötigt. Unter der Einschränkung, dass sich die meridionale Verteilung während eines Monats nicht ändert, kann die EDL dennoch aus diesem Datensatz berechnet werden.

### 5.3 Die mittlere EDH von Distickstoffoxid ( $N_2O$ )

Im Rahmen der Diskussion in Kapitel 4.2.3 über den Zusammenhang zwischen der Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$  und den dynamischen

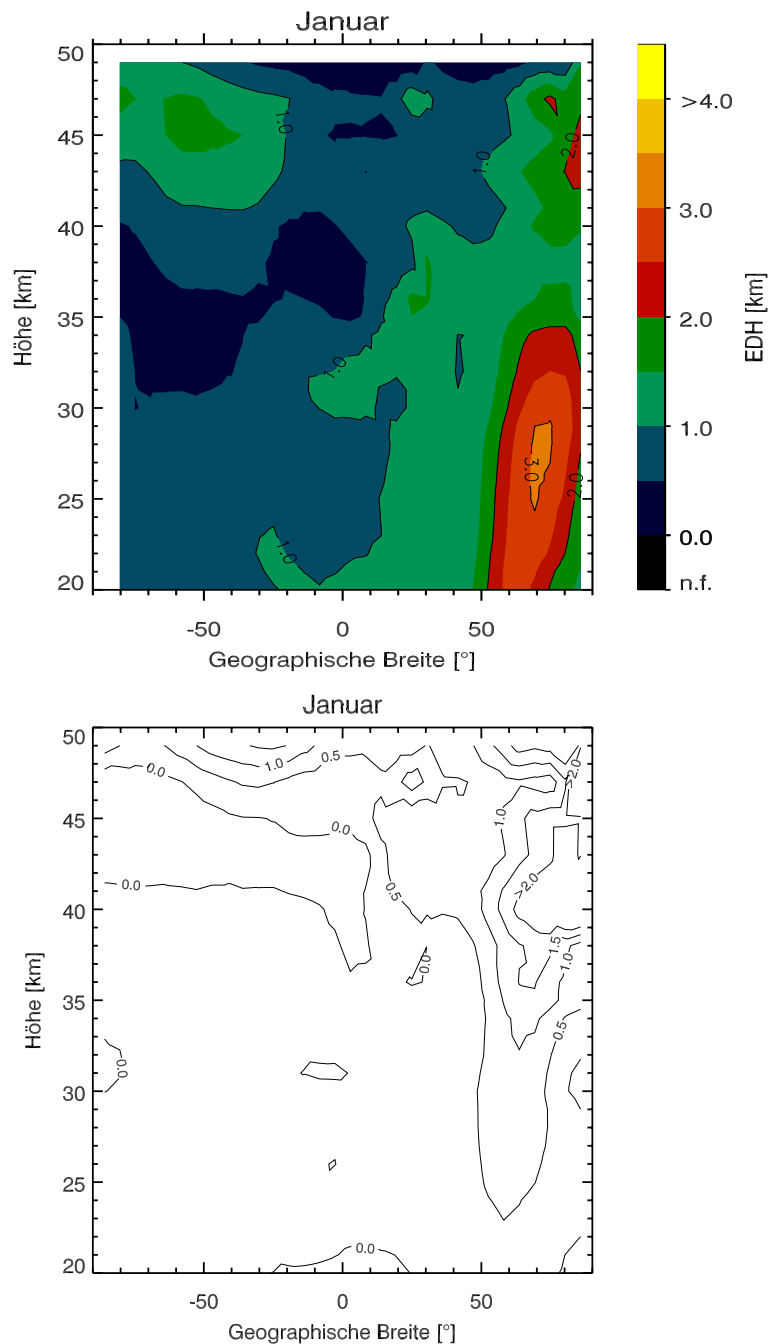


Abbildung 5.5: Die obere Abbildung zeigt die mittlere EDH von  $N_2O$  im Januar, die mit Hilfe des Datensatzes von *KASIMA* für den Zeitraum zwischen 1993 und 1999 berechnet worden ist. Je heller die Farbe ist, desto größer ist die mittlere EDH. In der unteren Abbildung ist die dazugehörige Differenz zwischen der mittleren EDH von  $CH_4$  und  $N_2O$  dargestellt (vgl. Abbildung 4.16 (rechts unten)). Im Bereich der durchgezogenen Linien ist die mittlere EDH von  $CH_4$  größer; im Bereich der gestrichelten Linie die EDH von  $N_2O$ .

Prozessen wäre die mittlere EDH eines weiteren langlebigen Spurengases hilfreich gewesen, um diesen Zusammenhang zu unterstützen. Der Datensatz von *KASIMA* beinhaltet mit  $N_2O$  ein weiteres Spurengas mit einer langen atmosphärischen Lebenszeit (siehe Kapitel 1.2.2). Im Rahmen einer Fallstudie ist in dieser Arbeit die mittlere EDH von  $N_2O$  und die Differenz zu der mittleren EDH von  $CH_4$  im Januar aus dem Datensatz berechnet worden. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 5.5 zusammengefasst.<sup>3</sup>

Im Januar besitzt die mittlere EDH von  $N_2O$  über den hohen Breiten der Nordhemisphäre in der unteren Stratosphäre ein Maximum mit einem Wert von 3 km (siehe Abbildung 5.5 (oben)). In der oberen und mittleren Stratosphäre ist die mittlere EDH von  $N_2O$  kleiner als 2 km, mit Ausnahme eines kleinen Bereiches in der oberen Stratosphäre über den hohen Breiten. Über der Südhemisphäre liegen die Werte in diesem Monat in der unteren und mittleren Stratosphäre unter 1 km, in der oberen Stratosphäre zwischen 1 und 2 km. Die Differenz zwischen der mittleren EDH von  $N_2O$  und  $CH_4$  ist in diesem Monat in der oberen Stratosphäre und über den hohen Breiten der Nordhemisphäre am größten (siehe Abbildung 5.5 (unten)). Die mittlere EDH von  $CH_4$  besitzt dort die höheren Werte (vgl. Abbildung 4.16 (rechts unten)).

Eine mögliche Erklärung für die berechneten Differenzen wäre eine unterschiedliche räumliche und zeitliche Abdeckung der verwendeten Datensätze. Diese kann jedoch ausgeschlossen werden, denn die Datensätze beider Spurengase sind mit derselben Version des Modells *KASIMA* erstellt worden, besitzen somit eine identische zeitliche und räumliche Abdeckung. Aufgrund der Verwendung derselben Modellversion, kann ebenfalls die Simulation von unterschiedlichen dynamischen Prozessen als mögliche Erklärung für die gefundenen Differenzen ausgeschlossen werden. Bei der Erstellung der Verteilungen der beiden Spurengase sind Auswirkungen derselben dynamischen Prozessen berücksichtigt worden.

Eine Differenz zwischen der EDH von zwei Spurengasen, die mit derselben Methode berechnet worden ist, kann nur durch chemische Prozesse verursacht werden, welche die Verteilung der Spurengase unterschiedlich beeinflussen. Dieser Einfluss muss dann in den lokalen chemischen Lebenszeiten der beiden Spurengase zu erkennen sein. In der Abbildung 5.6 ist die vertikale Verteilung der lokalen Lebenszeiten (in Tagen) von  $CH_4$  und  $N_2O$  im Januar in einer geographischen Breite von  $70^\circ N$  dargestellt. Die lokale Lebenszeit von  $N_2O$  (grüne Linie) ist in der oberen Stratosphäre deutlich kürzer als die von  $CH_4$

---

<sup>3</sup>Die Ergebnisse für die anderen 11 Monate können im Anhang F eingesehen werden.

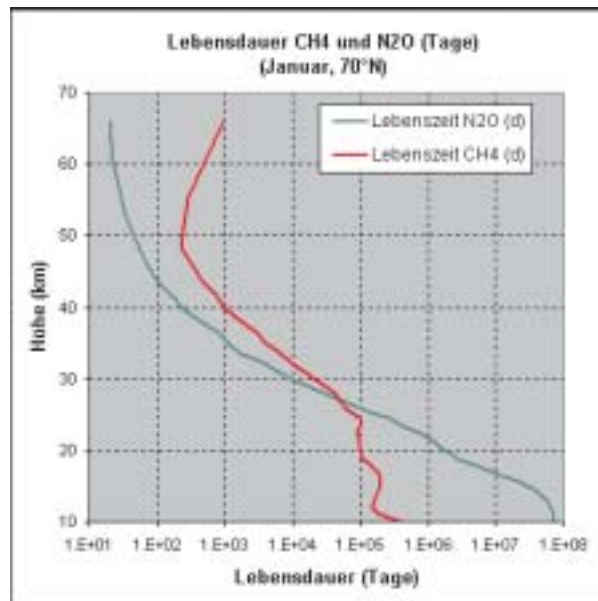


Abbildung 5.6: Vergleich der vertikalen Verteilung der lokalen atmosphärischen Lebenszeit (in Tagen) von  $\text{CH}_4$  (rote Linie) und  $\text{N}_2\text{O}$  (grüne Linie) im Januar in einer geographischen Breite von  $70^\circ\text{N}$  [persönliche Mitteilung: Roland Ruhnke (FZ Karlsruhe)]. Die Abbildung ist auf Grundlage von Berechnungen des Modells *KASIMA* erstellt worden.

(rote Linie). Dieser Unterschied hat eine Differenz in der EDH zur Folge, da derselbe dynamische Prozess zu einer unterschiedlichen Abweichung vom mittleren Mischungsverhältnis der beiden Spurengase führt. Die chemische Lebenszeit geht indirekt in die EDH eines Spurengases ein [Markus, 1993].

# Kapitel 6

## Zusammenfassung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit leistet einen Beitrag zur Untersuchung der Variabilität der Stratosphäre auf der Grundlage der Varianz von Spurengasen, die in Form der „Equivalent Displacement Height“, kurz: EDH, dargestellt wird. Die EDH ist die mit Hilfe des lokalen vertikalen Gradienten normierte lokale Standardabweichung des Mischungsverhältnisses eines Spurengases [Ehhalt *et al.*, 1983] und besitzt die Dimension einer Länge. Durch die Normierung kann die Varianz von unterschiedlichen Spurengasen miteinander verglichen werden. Allerdings ist mit der EDH nur die Diagnose der Variabilität möglich und keine Quantifizierung der dafür verantwortlichen Prozesse. Für die Untersuchung in dieser Arbeit standen insgesamt drei Datensätze zur Verfügung, welche die Verteilung von verschiedenen Spurengasen mit einer unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Abdeckung beinhalten.

Der Datensatz des *kryogenen Luftprobensammlers* hat von allen drei Datensätzen die niedrigste zeitliche und räumliche Abdeckung. Es konnte gezeigt werden, dass die Abdeckung nicht ausreicht, um eine repräsentative Aussage über die Varianz der Spurengase  $\text{CH}_4$ , F12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) und  $\text{N}_2\text{O}$  in den mittleren und hohen Breiten zu treffen. Der große Vorteil dieses Datensatzes sind die geringen Messfehler, mit denen die Mischungsverhältnisse der drei Spurengase behaftet sind. Dadurch eignet sich der Datensatz u.a. sehr gut für die Untersuchung von langfristigen Veränderungen in den mittleren Mischungsverhältnissen der Spurengase in der Stratosphäre über den mittleren Breiten.

Eine bessere zeitliche und räumliche Abdeckung besitzt der Datensatz des Satellitenexperimentes *HALOE*, der in dieser Arbeit verwendet wurde die monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  und  $\text{O}_3$  in einem Höhenbereich zwischen 19 und 50 km für einen Zeitraum von 1993 bis 2000 zu

berechnen. Die Berechnungen für die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  haben über den Hemisphären in den jeweiligen Jahreszeiten unterschiedliche Verteilungen ergeben. In der Diskussion sind die verschiedenen dynamischen Bedingungen über den Hemisphären als Ursache für die Unterschiede herausgearbeitet worden, die u.a. in der Verteilung für den jeweiligen Winter in der oberen Stratosphäre zum Tragen kommen. Für diesen Teil der Stratosphäre wurde gezeigt, dass die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  während des nordhemisphärischen Winters höher ist als zur entsprechenden Jahreszeit über der Südhemisphäre, was auf die höhere dynamische Aktivität in der Nordhemisphäre und die dort häufiger auftretenden Stratosphärenenerwärmungen zurückgeführt wird.

Im Vergleich dazu wurden für die mittleren EDH von  $\text{O}_3$  in den jeweiligen Jahreszeiten die deutlich symmetrischeren Verteilungen gefunden. Im Winter befindet sich über beiden Hemisphären ein Maximum in der mittleren Stratosphäre über den mittleren bis hohen Breiten. Dieses wandert bis zur Mitte des jeweiligen Sommers in die untere Stratosphäre und löst sich über der Nordhemisphäre im Gegensatz zur Südhemisphäre komplett auf. Im Verlauf des jeweiligen Herbstes bildet bzw. verstärkt sich das Maximum wieder und wandert in die mittlere Stratosphäre zurück. Dieser Jahresgang ist eine Folge der chemischen und dynamischen Prozesse bzw. der Kombination aus beiden, welche die Verteilung bzw. die Varianz von  $\text{O}_3$  in der Stratosphäre kontrollieren.

Obwohl  $\text{O}_3$  und  $\text{CH}_4$  unterschiedliche chemische Eigenschaften besitzen, sind die Auswirkungen der längeren Lebenszeit des südhemisphärischen polaren Vortex in den Verteilungen der Varianz beider Spurengase wiedergefunden worden, die zu hemisphärischen Unterschieden führen, welche bis in den Sommer Bestand haben.

Der Datensatz mit der höchsten zeitlichen und räumlichen Abdeckung, der für diese Arbeit zur Verfügung stand, stammt vom Simulationsmodell *KASIMA*. Die daraus berechneten monatlichen Verteilungen der mittleren EDH von  $\text{O}_3$  zeigen ähnliche Strukturen wie die aus dem *HALOE*-Datensatz, allerdings mit höheren absoluten Werten. Für die mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  werden die guten Übereinstimmungen zwischen beiden Datensätzen nicht wiedergefunden.  $\text{O}_3$  hat eine kürzere Lebenszeit als  $\text{CH}_4$  und wird in den meisten Teilen der Stratosphäre eher chemisch kontrolliert. Da die von *HALOE* beobachtete Varianz von  $\text{O}_3$  durch das Modell deutlich besser wiedergegeben wird als die für  $\text{CH}_4$  kann daraus geschlossen werden, dass das Modell die chemischen Prozesse besser simuliert als den atmosphärischen Transport.

Welche Möglichkeiten mit dem Konzept der EDH und den beiden Daten-



---

sätzen von *HALOE* und *KASIMA* noch bestehen, ist mit der Durchführung von drei Fallstudien abgeschätzt worden.

Die erste Fallstudie beschäftigt sich mit den interannualen Unterschieden in der Varianz von Spurengasen in der Nordhemisphäre im Frühjahr in Abhängigkeit vom Zeitpunkt der Auflösung des polaren Vortex. Im März 1996 konnte die hohe Varianz von  $\text{CH}_4$  in der unteren Stratosphäre auf den schon aufgebrochenen polaren Vortex zurückgeführt werden, wohingegen im März 1997 die niedrige Varianz in diesen Breiten in Verbindung mit dem noch stabilen Vortex gebracht worden ist. Diese monatlichen Unterschiede machen deutlich, wie stark die Bedingungen von Jahr zu Jahr in der Stratosphäre über der Nordhemisphäre variieren können.

In einer zweiten Fallstudie wird der Frage nachgegangen, ob die Normierung auf den vertikalen Gradienten bei der Berechnung der EDH sinnvoll ist, da horizontale Transportprozesse in der Stratosphäre dominieren. Es wurde daher zum Vergleich die „Equivalent Displacement Length (EDL)“ berechnet, bei der die Varianz auf den horizontalen Gradienten normiert wurde. Für beide Größen sind ähnliche Verteilungen gefunden worden, was darauf zurückgeführt wird, dass in der Stratosphäre nicht eindeutig zwischen dem horizontalen und vertikalen Transport getrennt werden kann, sondern eine Kombination von beiden eine Rolle spielt. Somit enthalten sowohl die EDH als auch die EDL eine Information über den gesamten Transport.

In der dritten Fallstudie wird die Verteilung der mittleren EDH von  $\text{N}_2\text{O}$  mit der von  $\text{CH}_4$  verglichen. Obwohl beide Spurengase eine lange atmosphärische Lebenszeit besitzen, ist in der oberen Stratosphäre die EDH von  $\text{CH}_4$  höher als die von  $\text{N}_2\text{O}$ , was auf die kürzere lokale Lebenszeit von  $\text{N}_2\text{O}$  im Vergleich zum  $\text{CH}_4$  in diesem Bereich der Stratosphäre zurückgeführt wird.

In dieser Arbeit ist zum ersten Mal das Konzept der EDH auf zwei Datensätze angewendet worden, die eine sehr große räumliche und zeitliche Abdeckung besitzen. Die guten Ergebnisse, die mit dem Datensatz des Satellitenexperimentes *HALOE* berechnet worden sind, zeigen die hohe Qualität dieses Datensatzes. Trotz der teilweise geringen räumlichen Abdeckung in einigen Breiten und des relativ hohen Messfehlers ist es möglich, Variabilitätsstudien damit durchzuführen. Für diese Studien ist zum ersten Mal in einer Arbeit der Anteil in der Variabilität berücksichtigt worden, der nur durch den statistischen Anteil im Messfehler hervorgerufen wird, also nicht durch atmosphärische Prozesse verursacht wird. Die guten Ergebnisse sprechen auch für das Konzept der EDH, das sich als ein hilfreiches Werkzeug für die Untersuchung der Fragestellung dieser Arbeit bewährt hat. Mit der erstmaligen Anwendung des Konzeptes der EDH auf den Datensatz eines Simulationsmodells wird in dieser Arbeit am Beispiel von *KASIMA*

gezeigt, dass die Validierung von Simulationsmodellen ein weiterer möglicher Anwendungsbereich des Konzeptes sein kann.

Die Fragestellungen, die mit dem Konzept der EDH untersucht werden können, werden hauptsächlich durch die zur Verfügung stehenden Daten eingeschränkt. So ist es z.B. nicht möglich mit dem *HALOE*-Datensatz eine zonale Verteilung der Varianz zu untersuchen, da die Datenmenge dafür nicht ausreichend ist. Je besser die Abdeckung des Datensatzes ist und je mehr Spurengase er beinhaltet, desto größer werden die Möglichkeiten mit dem Konzept verschiedene Prozesse zu untersuchen. In der nahen Zukunft wird durch Messungen der Experimente auf dem Umweltsatelliten *ENVISAT* (*Environmental Satellite*) der Europäischen Weltraum Organisation (ESA) ein Datensatz zur Verfügung stehen, der eine sehr hohe zeitliche und räumliche Abdeckung der Verteilung von verschiedenen Spurengasen aufweist. Mit diesem Datensatz können dann aktuelle Fragen in dem Bereich der Variabilität der Stratosphäre besser untersucht und vielleicht neue Fragestellungen aufgeworfen werden. Die Computerprogramme, welche für diese Arbeit zur Berechnung der EDH entwickelt worden sind, können dabei sicherlich von großen Nutzen sein.

# Anhang



# Anhang A

## Theoretische Grundlagen

### A.1 Potentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur  $\theta$  ist die Temperatur in Kelvin, die ein Luftpaket annimmt, wenn man es adiabatisch auf ein Druckniveau von 1000 hPa bringt. Sie wird mit folgender Gleichung berechnet [z.B. *Liljequist & Cehak* [1984]]

$$\theta \equiv T \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^\kappa \quad (\text{A.1})$$

$$\text{mit } \kappa \equiv \frac{R}{c_p} = \frac{c_p - c_v}{c_p}.$$

Hier ist  $T$  die aktuelle Temperatur des Luftpaketes in Kelvin [K],  $p$  der aktuelle Luftdruck des Luftpaketes und  $R$  die allgemeine Gaskonstante,  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck,  $c_v$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen. Für trockene Luft ergibt sich für  $\kappa$  ein Wert von 0,286.

### A.2 Potentielle Vorticity

Die potentielle Vorticity (PV) wurde in den vierziger Jahren von dem deutschen Meteorologen *Ertel* [1942] eingeführt. Die PV ist eine Verknüpfung der Bewegungsgleichung mit dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik. Sie kann für isentrope<sup>1</sup> Koordinaten folgendermaßen definiert werden [*Holton*, 1992] :

$$PV \equiv (\zeta_\theta + f) \left( -g_0 \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (\text{A.2})$$

---

<sup>1</sup>Isentrope = Linien gleicher potentieller Temperatur

In der Gleichung beschreibt  $\theta$  die potentielle Temperatur,  $g_0$  die Erdbeschleunigung,  $p$  den Luftdruck,  $f$  den Coriolisparameter und  $\zeta_\theta$  bezeichnet die vertikale Komponente der relativen Vorticity auf einer isentropen Fläche. Die potentielle Vorticity wird in PVU, Potentielle Vorticity Unit, angegeben ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ ). Für die Nordhemisphäre ist sie positiv definiert, für die Südhemisphäre negativ. Die PV ist das Produkt der absoluten Wirbelstärke ( $\zeta_\theta + f$ ) auf einer isentropen Fläche und der isentropen Massendichte, die ein Kriterium für die Schichtungsstabilität der Atmosphäre darstellt. Da die Schichtungsstabilität aufgrund der Temperaturverteilung oberhalb der Tropopause zunimmt, nimmt auch die PV zu. Sie ist für reibungsfreie und adiabatische Vorgänge eine konservative Größe. Da in der Stratosphäre adiabatische Bedingungen über 1 Woche bis 10 Tage erhalten bleiben, kann die PV für den Zeitraum entlang isentroper Flächen als Erhaltungsgröße angesehen werden.

### A.3 Mischungslängentheorie

Die Mischungslängentheorie, die *Ehhalt et al.* [1983] für ihre theoretischen Überlegungen zur EDH verwendeten, stammt von *Reed & German* [1965]. Ein Luftpaket, das sich mit seiner Umgebung im Gleichgewicht befindet, legt isoliert eine Strecke auf einer Mischungsfläche zurück und vermischt sich dann plötzlich und vollkommen mit seiner Umgebung. Während des Transportes behält das Luftpaket seine Eigenschaften, wie Temperatur und Zusammensetzung der Spurenstoffe, bei. Für die Zeit des Transportes gilt folgende Beziehung

$$\mu' = -\mathbf{l} \cdot \nabla \bar{\mu}. \quad (\text{A.3})$$

$\bar{\mu}$  steht für eine zeitliche gemittelte Spurengasgröße und  $\mu'$  für die Abweichung von ihr.  $\mathbf{l}$  gibt die Richtung und Länge des Transportweges an.

### A.4 Treibhauspotential

Das Treibhauspotential, engl. Global Warming Potential (GWP), ist ein Maß für den relativen Strahlungsantrieb der Substanz  $x$  im Vergleich zu dem

Strahlungsantrieb einer Referenzsubstanz  $r$  über einen gewissen Zeithorizont (oft 100 Jahre). Der Strahlungsantrieb ist der Anteil einer Substanz an der Störung des Strahlungsbudget des Erdklimas. Das Treibhauspotential berechnet sich mit Hilfe der Gleichung [IPCC, 2001]

$$GWP(x) = \frac{\int_0^{TH} a_x \cdot [x(t)] dt}{\int_0^{TH} a_r \cdot [r(t)] dt}. \quad (\text{A.4})$$

In der Gleichung A.4 beschreibt  $TH$  den Zeithorizont,  $a_x$  den Beitrag der Substanz  $x$  zum Strahlungsantrieb bei einer Massenzunahme von 1 kg zum Zeitpunkt  $t=0$ ,  $[x(t)]$  ist der zeitliche Abfall eines Massenanteils der Substanz  $x$  vom Zeitpunkt  $t=0$ .  $a_r$  und  $[r(t)]$  sind die äquivalenten Größen für die Referenzsubstanz  $r$ . Als Referenzsubstanz wird in den meisten Fällen das Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) angegeben.  $\text{CO}_2$  ist, bedingt durch seine große Konzentration, das wichtigste Treibhausgas. Die Genauigkeit mit der das direkte Treibhauspotential bestimmt werden kann, liegt bei etwa 35% [IPCC, 2001]. Diese Genauigkeit wird in der Bestimmung des indirekten Treibhauspotentials eines Spurengases nicht erreicht, da hier eine Vielzahl von Prozessen einfließen, z.B. beim  $\text{CH}_4$  u.a. die Produktion des stratosphärischen Wasserdampfes [IPCC, 2001], und dadurch eine höhere Unsicherheit entsteht.

## A.5 Equivalent Latitude

Der Begriff „Equivalent Latitude“ wurde von *Nash et al.* [1996] eingeführt. Für die Berechnung der „Equivalent Latitude“ werden die Konturen der Potentielle Vorticity (PV) auf eine geographische Karte übertragen. Dann werden die Flächen berechnet, die durch die einzelnen Isolinien eingeschlossen sind. Diese Flächen werden als Bruchteil der gesamten hemisphärischen Fläche symmetrisch um den Pol gelegt. Der Größenbereich reicht von 1 am Äquator bis 0 am Pol. Somit liegen die Isolinien der transformierten PV ebenfalls symmetrisch um den Pol, mit einer monotonen Zunahme vom Äquator zum Pol. Die geographische Breite auf diese Art von Karte wird als „Equivalent Latitude“ bezeichnet.





# Anhang B

## Statistische Grundlagen

Die Datensätze von *HALOE* und von *KASIMA* sind mit Hilfe von statistischen Prüfverfahren im Hinblick auf verschiedene Fragestellungen untersucht worden. Diese Prüfverfahren werden im folgenden Kapitel kurz vorgestellt. Für eine detaillierte Beschreibung wird auf die entsprechende Fachliteratur verwiesen, z.B. *Schönwiese* [2000], *Hartung et al.* [1998].

### B.1 $\chi^2$ -Anpassungstest

Mit Hilfe des  $\chi^2$ -Anpassungstestes besteht die Möglichkeit zu prüfen, ob eine Stichprobe mit dem Umfang  $n$  einer Normalverteilung genügt. Der Wertebereich der Stichprobe wird mit Hilfe der Klasseneinteilung nach Sturges in  $k$  Klassen eingeteilt ( $k = 1 + 3,32 \lg n$ ) [*Schönwiese*, 2000]. Die beobachtete Klassenhäufigkeiten  $h_i$  gehen dann in die Testfunktion

$$\hat{\chi}^2 = \sum_{i=1}^k \frac{h_i^2}{np_i} - n \quad (\text{B.1})$$

ein.  $p_i$  beschreibt die nach der vorausgesetzten Verteilung erwartete Wahrscheinlichkeit, dass ein Ereignis der Klasse  $i$  eintritt. Die Zufallsgröße  $\hat{\chi}^2$  ist für große Stichprobenumfänge näherungsweise  $\chi^2$ -verteilt mit  $(k-1)$ -Freiheitsgraden. Die Stichprobe genügt bei einer vorgegebenen Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$  einer Normalverteilung, wenn

$$\hat{\chi}^2 < \chi_{\alpha; k-1}^2 \quad (\text{B.2})$$

gilt, wobei  $\chi_{\alpha; k-1}^2$  das  $(1 - \alpha)$ -Quantil der  $\chi^2$ -Verteilung mit  $(k-1)$ -Freiheitsgraden darstellt.

## B.2 Kolmogoroff-Smirnov-Anpassungstest

Mit Hilfe des Kolmogoroff-Smirnov-Tests kann, ähnlich wie mit dem  $\chi^2$ -Anpassungstest, die Hypothese überprüft werden, ob eine unbekannte Verteilungsfunktion  $F(x)$  mit einer hypothetischen Verteilungsfunktion  $F_0(x)$  übereinstimmt, in diesem Fall einer Normalverteilung. Die Nullhypothese wird zum Niveau  $\alpha$  verworfen, falls [Hartung et al., 1998]

$$\sqrt{n}D_n \geq d_{n; 1-\alpha} \text{ mit } D_n = \sup_x |F_0(x) - S_n(x)|. \quad (\text{B.3})$$

Die Funktionswerte  $S_n(x)$  der empirischen Verteilungsfunktion  $S_n$  sind definiert als die relative Häufigkeit der Stichprobenwerte, die kleiner oder gleich  $x$  sind [Hartung et al., 1998] :

$$S_n(x) = \begin{cases} 0 & x < x_i \text{ für alle } i = 1, \dots, n \\ \frac{k}{n}, & \text{falls } x \geq x_i \text{ für genau } k \text{ Beobachtungen } x_i \text{ aus } x_1, \dots, x_n \\ l & x \geq x_i \text{ für alle } i = 1, \dots, n. \end{cases} \quad (\text{B.4})$$

Die Größe  $D_n$  gibt den größten vertikalen Abstand zwischen hypothetischer und empirischer Verteilungsfunktion an. Der Vorteil dieses Tests im Vergleich zum  $\chi^2$ -Anpassungstest ist, dass keine Klassen untersucht werden, sondern jeder einzelne Wert.

## B.3 F-Test

Mit Hilfe des F-Tests können die Varianzen zweier Stichproben  $s_a$  und  $s_b$  auf einen zufälligen oder signifikanten Unterschied hin geprüft werden. Die Voraussetzung für diesen Test ist, dass beide Stichproben in guter Näherung normalverteilt sind und die Stichproben nicht zu klein sind (Richtwert:  $n > 30$ ). Die Testfunktion zum Vergleich der Varianzen ist [Schönwiese, 2000]

$$\hat{F} = \frac{s_a^2}{s_b^2} \text{ mit } s_a > s_b. \quad (\text{B.5})$$

Der Vergleich des Parameters  $\hat{F}$  mit den Quantilen einer Fisher-Verteilung [Hartung *et al.*, 1998] führt zur Entscheidung, ob die Varianzen einen zufälligen oder statistisch signifikanten Unterschied zeigen.



# Anhang C

## Formen der Stratosphärenenerwärmungen

Die Stratosphärenenerwärmungen werden nach äußerem Erscheinungsbild, Ausbildung der Erwärmung und Auswirkungen der Erwärmung auf die gesamte Zirkulation in der Stratosphäre in insgesamt vier Gruppen eingeteilt [Labitzke, 1999] :

- **Minor Warmings:** Eine in manchen Fällen intensive Form der Erwärmung, die zu einer Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten führen kann, aber nicht zu einer Umstellung der Zirkulation im 10-hPa-Niveau oder darunter. Diese Form der Erwärmung wird über beiden Hemisphären beobachtet.
- **Canadian Warmings:** Eine Form der Erwärmungen, die oft im frühen Winter auftreten und zu einer Umkehr des Temperaturgradienten und einer kurzfristigen Umkehr des Windes führen können, dabei kommt es nicht zum Zusammenbruch des Vortex. Die Ursache für die *Canadian Warmings* ist eine Verstärkung und eine polwärts gerichtete Verschiebung des Aläutenhochs.
- **Major Midwinter Warmings:** Die *Major Midwinter Warmings* treten im Januar/Februar über der Nordhemisphäre auf. Über der Südhemisphäre ist zum ersten Mal im Winter 2002 diese Form der Erwärmung beobachtet worden. Während dieser Form tritt zusätzlich zu der Erwärmung des Polargebietes ein Zusammenbrechen des Vortex auf.
- **Final Warmings:** Die *Final Warmings* führen im Frühjahr zu einer Umstellung aus der Westwindzirkulation im Winter in die Ostwindzirkulation im Sommer. Je nach Intensität und Zeitpunkt werden die

*Final Warmings* in „major“ und „minor“, „early“ und „late“ eingeteilt.  
Diese Erwärmungsformen treten über der Arktis und Antarktis auf.

# Anhang D

## Ergänzung zum Kapitel 3

### D.1 Übersicht über die Kryosammler-Flüge

Hohe Breiten			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
BII11.KFA	05.02.1987	Kiruna (Schweden)	68°N
BI13.KFA	01.02.1988	Kiruna (Schweden)	68°N
BI26.KFA	01.02.1994	Kiruna (Schweden)	68°N
BI29.KFA	03.02.1995	Kiruna (Schweden)	68°N
BI31.FFM	11.02.1997	Kiruna (Schweden)	68°N
BII34.FFM	06.02.1999	Kiruna (Schweden)	68°N
BII36.FFM	27.01.2000	Kiruna (Schweden)	68°N
BI37.FFM	01.03.2000	Kiruna (Schweden)	68°N
BII40.FFM	06.03.2003	Kiruna (Schweden)	68°N
BI41.FFM	09.06.2003	Kiruna (Schweden)	68°N

*Tabelle D.1:* Übersicht über die Flüge in den hohen Breiten. Die Flüge B40 und B41 sind für diese Arbeit nicht berücksichtigt worden.

<b>Mittlere Breiten : März/April</b>			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
BI4.KFA	13.04.1984	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI7.KFA	31.03.1985	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI24.KFA	15.03.1993	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N

*Tabelle D.2:* Übersicht über die Flüge im Frühjahr in den mittleren Breiten

<b>Mittlere Breiten : Juni</b>			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
BII16.KFA	20.06.1989	Gap (Frankreich)	44°N
BI21.KFA	26.06.1991	Gap (Frankreich)	44°N
BII32.FFM	23.06.1997	Gap (Frankreich)	44°N

*Tabelle D.3:* Übersicht über die Flüge im Juni in den mittleren Breiten

<b>Mittlere Breiten : September</b>			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
BI3.KFA	10.09.1983	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI5.KFA	27.09.1984	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BII12.KFA	16.09.1987	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BII25.KFA	20.09.1993	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI39.FFM	24.09.2002	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N

*Tabelle D.4:* Übersicht über die Flüge im September in den mittleren Breiten. Der Flug BI39 ist in dieser Arbeit nicht berücksichtigt worden.



Mittlere Breiten : Oktober			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
BI2.KFA	21.10.1982	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI8.KFA	21.10.1985	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI27.KFA	07.10.1994	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BII28.KFA	12.10.1994	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BII38.FFM	09.10.2001	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N

Tabelle D.5: Übersicht über die Flüge im Oktober in den mittleren Breiten

Mittlere Breiten : November			
Flugkennung	Flugdatum	Ort	geographische Breite
B15.KFA(I)	25.11.1988	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
B15.KFA(II)	25.11.1988	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BII19.KFA	05.11.1990	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N
BI20.KFA	10.11.1990	Aire sur l'Adour (Frankreich)	44°N

Tabelle D.6: Übersicht über die Flüge im November in den mittleren Breiten

## D.2 Programmbeschreibung

Ein Teil dieser Arbeit war es, ein Steuerungsprogramm für eine neue Elektronik zu entwickeln, um den Kryosammler weiter betreiben zu können. Dieses neue Programm mit dem Namen „kryo03.exe“ überwacht bzw. steuert die Probennahme und erfasst einige Messgrößen. Der Operator kann vom Boden die Probennahme in Form eines Telekommandos interaktiv steuern und die einzelnen Messgrößen überwachen. Dafür steht ihm das Programm „boden03.exe“ zur Verfügung. Die Entwicklung dieses Programms war ebenfalls ein Teil dieser Arbeit.

Als Grundlage für beide Programme dient das Betriebssystem MS-DOS 6.22. Die Programme sind in klassischem C nach *Kernighan & Ritchie* [1983] geschrieben. Als Compiler dient Borland C/C++ Version 3.1. Zusätzlich kommt der Real-Time-Kernel RTK 4.5 der Firma On Time zum Einsatz. Dieser liegt in Form von Bibliotheken vor, die den Umfang von C erweitern. Die Vorteile dieses Systems werden in *Riediger* [2000] näher beschrieben. Insgesamt sind bis zu dem Zeitpunkt des Endes dieser Arbeit mit Hilfe der neuen Elektronik und den entsprechenden Programmen die Probennahmen während drei Flügen erfolgreich durchgeführt worden.

### D.2.1 kryo03.exe

Das Programm „kryo03.exe“ steuert die Elektronik, die sich auf der Gondel in der unmittelbaren Nähe zum Kryosammler befindet. In dieser neuen Steuerelektronik kommt als Steuerungsrechner ein Industrie-PC im AT96-Format zum Einsatz. Dieser Rechner hat ein Pentium MMX Prozessor mit 200 MHz Systemtakt und 32 MB Arbeitsspeicher. Als Festplatte dient ein Disk-On-Chip mit einer Kapazität von 48 MB.

Die Probenahme wird nicht direkt von dieser Steuerelektronik ausgeführt, sondern von einer externen Zündelektronik. Diese ist von dem Elektroniklabor des Institutes entwickelt und gebaut worden. Die Kommunikation mit dieser Zündelektronik findet über eine serielle Schnittstelle statt. Sollte der Fall eintreten, dass eine der beiden Elektroniken ausfällt, befindet sich an Bord der Gondel eine zweite Zündelektronik. Diese zweite Zündelektronik kann direkt von der Bodenstation durch den Benutzer angesprochen werden. Damit ist dann allerdings nur noch die Probenahme möglich.

Das Steuerungsprogramm „kryo03.exe“ erfüllt folgende Aufgaben:

- Empfang eines Telekommandos
- Bestätigung des Empfanges
- Ausführen des Telekommandos bzw. Weiterleitung an eine externe Elektronik nach dem erneuten Empfang
- Rückmeldung, ob die Probenahme erfolgreich war oder ob ein Fehler aufgetreten ist
- Im Falle eines Fehlers: Anzeige der Art des Fehlers
- Erfassung und Speicherung verschiedener Messgrößen
- Übertragung der Messgrößen an den Boden im Form eines Telemtrie-signales
- Speicherung der empfangenen Telekommandos

Empfängt das Programm „kryo03.exe“ ein Telekommando für die Probenahme vom Benutzer, wird dieses an die externe Elektronik weitergeleitet, von ihr bestätigt und wieder über das Programm an den Boden zurückgesendet. Der Grund für die Bestätigung ist, dass Fehler durch falsche Telekommandos vermieden werden. Nach der endgültigen Bestätigung durch den Benutzer wird das Telekommando durch die externe Elektronik ausgeführt. Diese überwacht auch, inwieweit die Probenahme erfolgreich abgelaufen ist,

indem der geflossene Zündstrom gemessen wird. Bei Erfolg oder Misserfolg sendet sie das entsprechende Resultat an die neue Elektronik, diese leitet es dann an den Benutzer am Boden weiter. Solange das Programm kein Telekommando erhält, werden die 17 Messgrößen alle 5 Sekunden zum Boden gesendet und auf der Festplatte gespeichert. Die Messgrößen sind:

- Außentemperatur
- Füllstand des flüssigen Neons
- Druck in der neuen Elektronik
- Druck im Dewar des Kryosammlers
- Außendruck (Messbereiche: 1000-100 hPa, 100-1 hPa)
- Temperatur des Prozessors
- Temperaturen von zwei Batterien
- Temperatur des Drucksensors
- Temperatur der Zündelektronik
- 2 Temperaturen im Dewar des Kryosammlers
- 4 Temperaturen am Sammler

### D.2.2 boden03.exe

Das Programm „boden03.exe“ kann auf jedem Notebook installiert werden, das eine serielle Schnittstelle besitzt und auf dem Betriebssystem DOS installiert ist. Das Programm erfüllt folgende Aufgaben:

- Anzeige Datum, Uhrzeit [UTC], CPU-Ticks, CPU-Auslastung [%]
- Anzeige des Telemetriesignals
- Interaktive Eingabe eines Telekommandos für die Probennahme
- Empfang der Bestätigung des Telekommandos zur Kontrolle
- Senden des endgültigen Telekommandos zur Ausführung des Telekommandos

- Empfang der Rückmeldung, ob eine erfolgreiche Probennahme stattgefunden hat, ein Fehler aufgetreten ist und Art des Fehlers
- Anzeige des Statuses der Probenbehälter (Leer/Voll) bzw. der verstrichenen Sammelzeit
- Anzeige der einzelnen Messgrößen
- Speicherung der Messgrößen und der gesendeten Telekommandos (zeitliche Abfolge)

Die Abbildung D.1 zeigt eine schematische Darstellung der Benutzeroberfläche des Programms „boden03.exe“. In dem oberen Teil werden das aktuelle Datum, die Zeit in UTC, die Ticks der CPU seit dem Start des Programmes und die CPU-Auslastung angezeigt. Mit Hilfe des Fensters „Signal“ kann der Operator erkennen, ob eine Verbindung mit dem Programm „kryo03.exe“ in Form eines Telemetriesignals besteht oder nicht. Auf der rechten Seite der Benutzeroberfläche befinden sich die Anzeigen für die 17 Messgrößen. Die linke Seite ist für die Eingabe des Telekommandos und die Anzeige des Statuses der einzelnen Behälter vorgesehen. Die Eingabe des Telekommandos erfolgt in Form von 3 Ziffern. Mit Hilfe der ersten beiden Ziffern wird der entsprechende Behälter ausgewählt (01 bis 15), die letzte Ziffer ist entweder eine „1“ zur Öffnung des entsprechenden Behälters oder eine „2“ zur Verschließung des Behälters. Nachdem eine Bestätigung des Telekommandos durch „kryo03.exe“ empfangen worden ist, wird mit Hilfe der F1-Taste das endgültige Ausführen des Telekommandos eingeleitet. Ist das Öffnen des Behälters erfolgreich durchgeführt worden, wird in dem entsprechenden Fenster eines Behälters die Sammelzeit in Sekunden angezeigt. Das Schließen des Behälters erfolgt nach dem gleichen Schema. Ist der Behälter erfolgreich geschlossen worden, zeigt das entsprechende Fenster ein „Voll“ an.

Datum,UTC,CPU-Ticks	CPU-Ausl.[%]	Signal
<ol style="list-style-type: none"><li>1. Eingabe eines Telekommandos</li><li>2. Anzeige der Bestätigung</li><li>3. Erfolg/Misserfolg (Art des Fehlers)</li></ol>	Anzeige von 17 Messgrößen z.B. Außendruck	
Status der 15 Behälter : <ol style="list-style-type: none"><li>1. Leer</li><li>2. Sammelzeit in sec.</li><li>3. Voll</li></ol>		

Abbildung D.1: Schematische Darstellung der Benutzeroberflächen des Steuerungsprogramms „boden03.exe“.



# Anhang E

## Ergänzenden Abbildungen zur EDH aus *HALOE*-Daten

In diesem Kapitel sind die übrigen Ergebnisse des F-Testes, der Fehlerbeurteilung und der EDL zusammengefasst.

### E.1 Ergebnisse des F-Testes

#### E.1.1 $O_3$

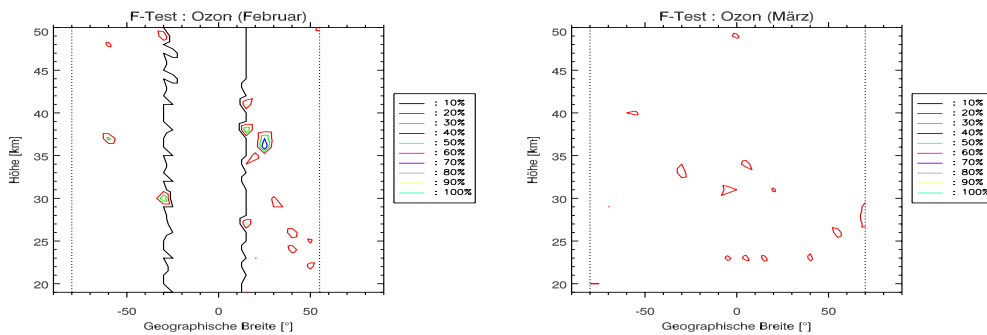


Abbildung E.1: Ergebnisse des F-Testes für den *HALOE*-Datensatz von  $O_3$  in den Monaten Februar und März.

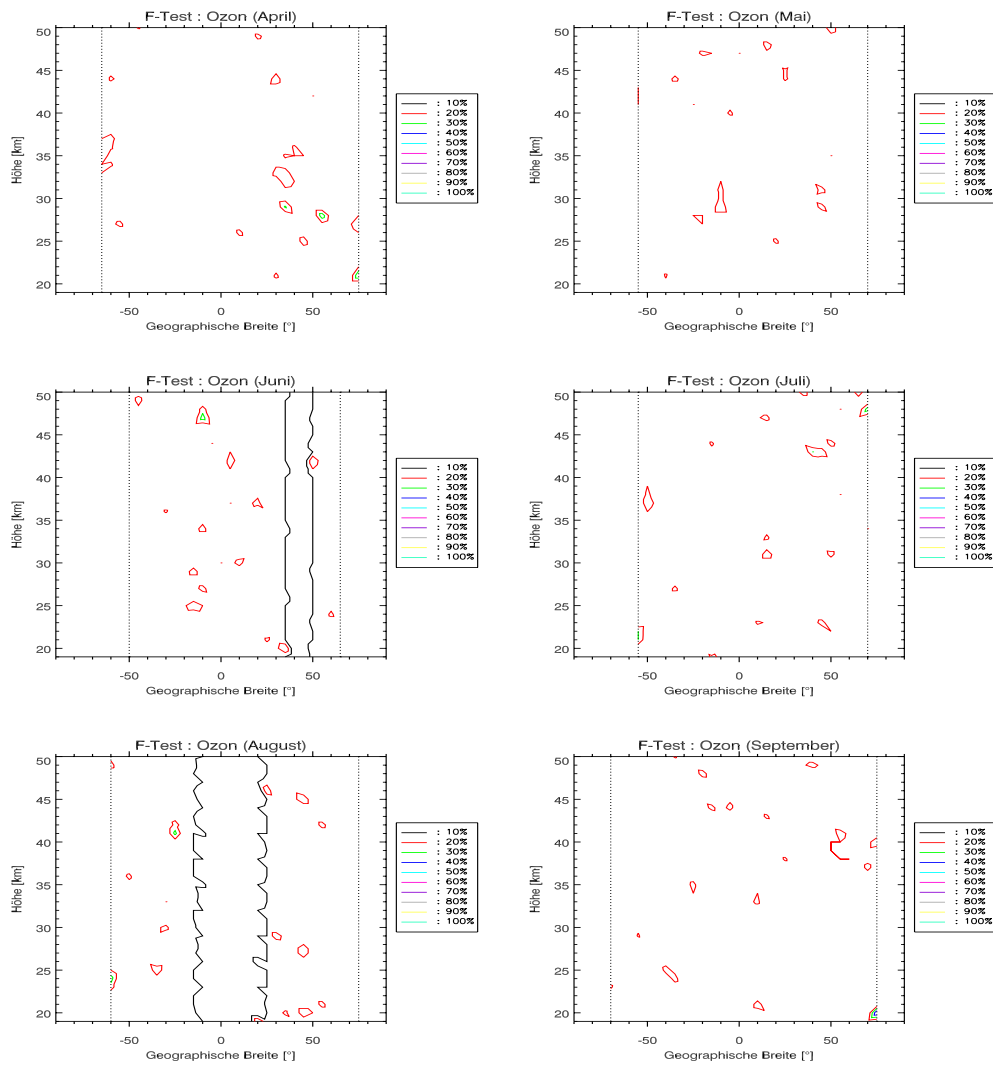


Abbildung E.2: Ergebnisse des F-Testes für den HALOE-Datensatz von  $O_3$  in den Monaten April und September.



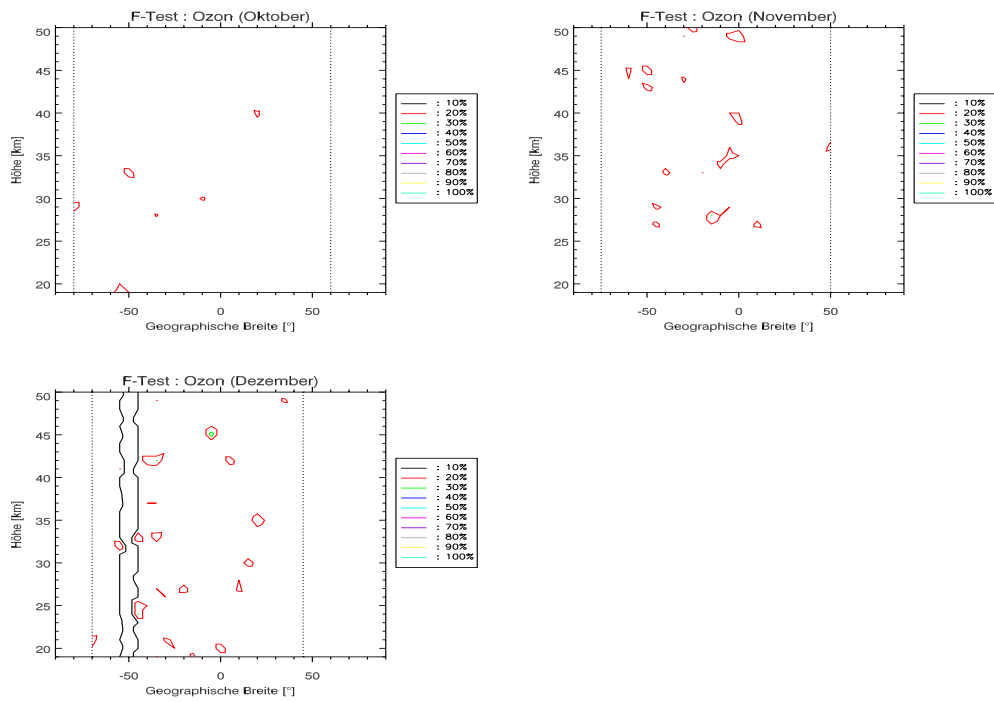


Abbildung E.3: Ergebnisse des F-Testes für den *HALOE*-Datensatz von  $O_3$  in den Monaten Oktober und Dezember.

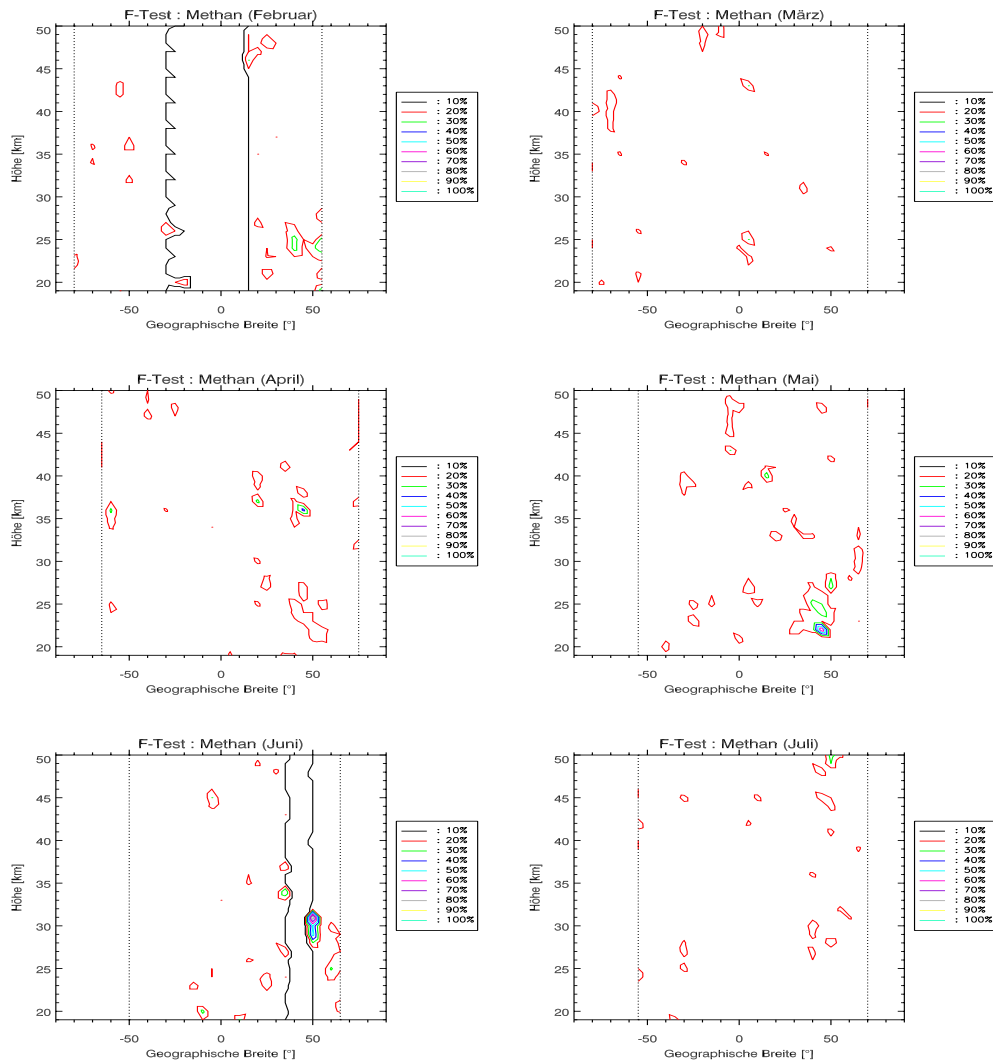
E.1.2 CH<sub>4</sub>

Abbildung E.4: Ergebnisse des F-Testes für den HALOE-Datensatz von CH<sub>4</sub> in den Monaten Februar und Juli.

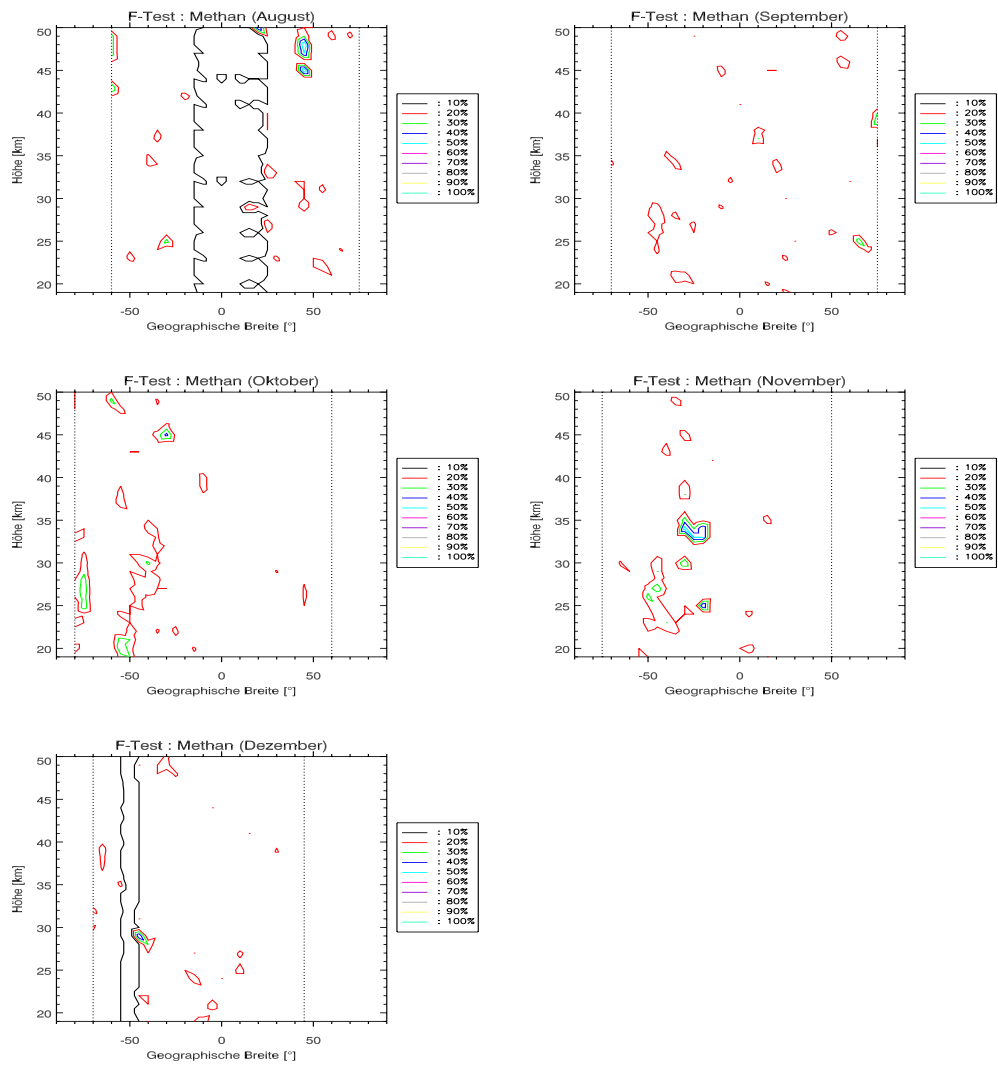


Abbildung E.5: Ergebnisse des F-Testes für den *HALOE*-Datensatz von  $\text{CH}_4$  in den Monaten August und Dezember.

## E.2 Ergebnisse der Fehlerabschätzung

Diese Kapitel beinhaltet die übrigen Ergebnisse der Abschätzung der mittleren EDH, die durch den statistischen Fehler der Messungen im Datensatz hervorgerufen wird.

### E.2.1 $O_3$

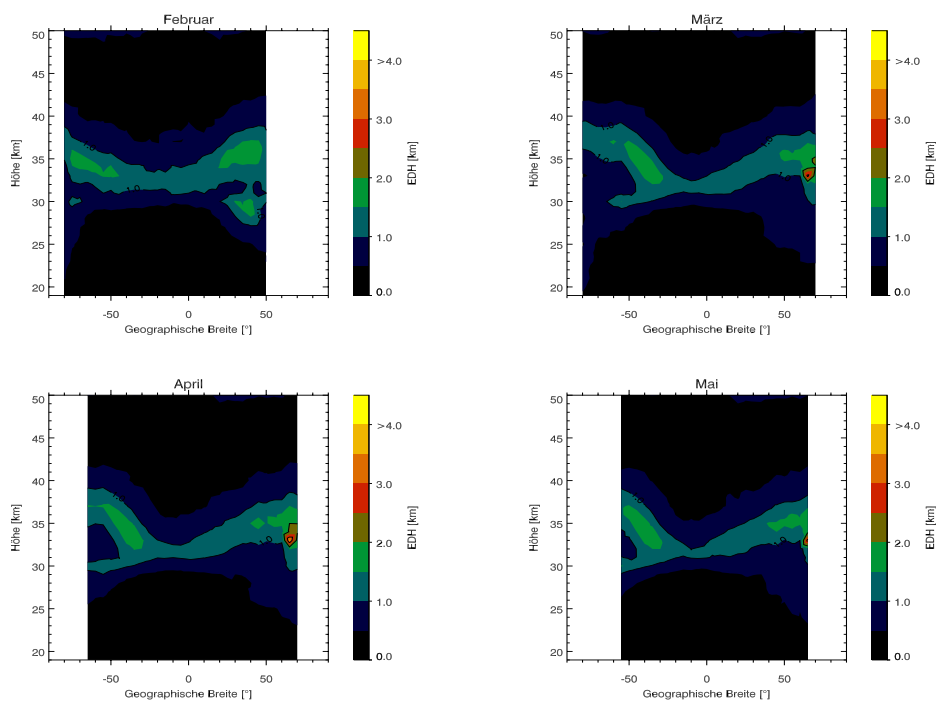


Abbildung E.6: Fehlerabschätzung für die EDH von  $O_3$  der Monate Februar bis Mai.

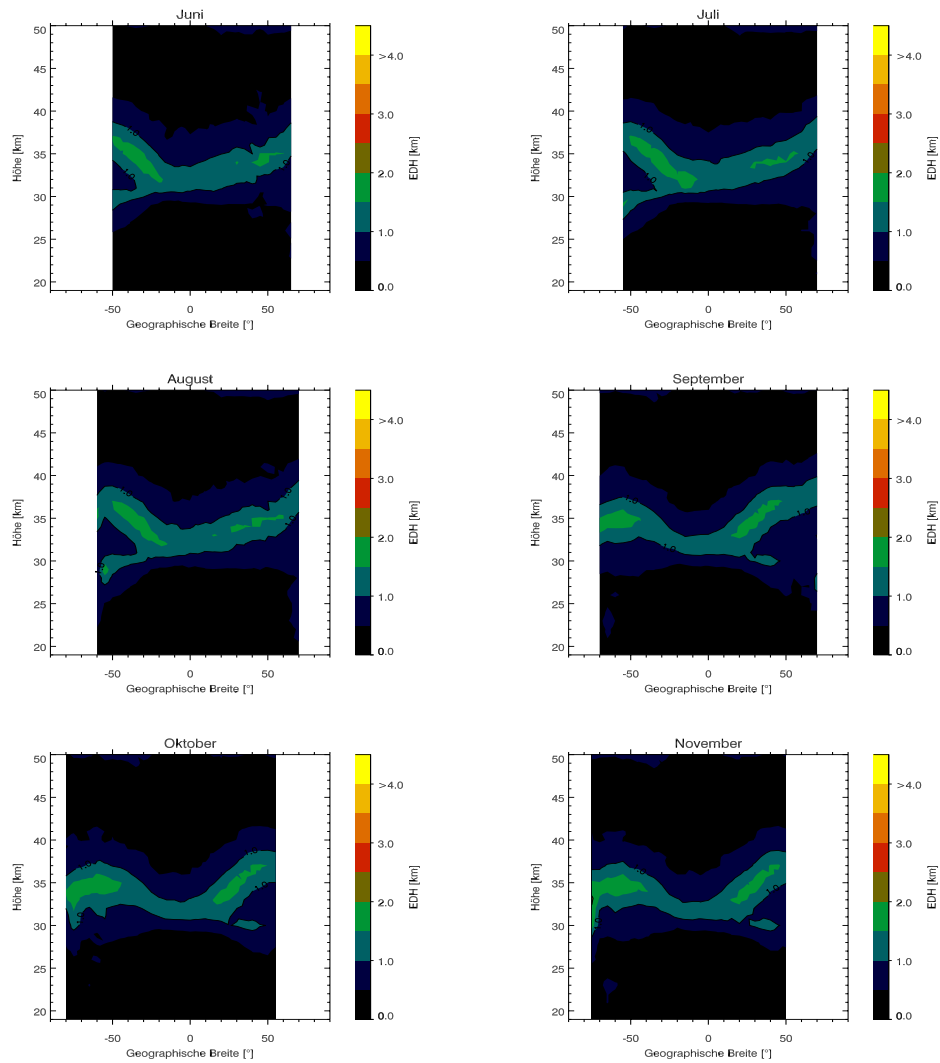


Abbildung E.7: Fehlerabschätzung für die EDH von O<sub>3</sub> der Monate Juni bis November.

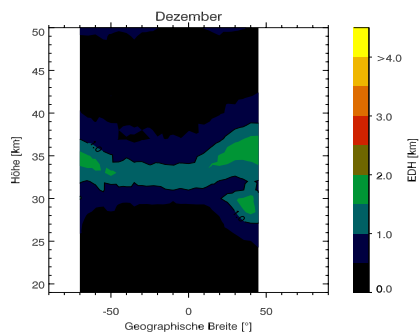


Abbildung E.8: Fehlerabschätzung für die EDH von  $O_3$  des Monats Dezember.

## E.2.2 $CH_4$

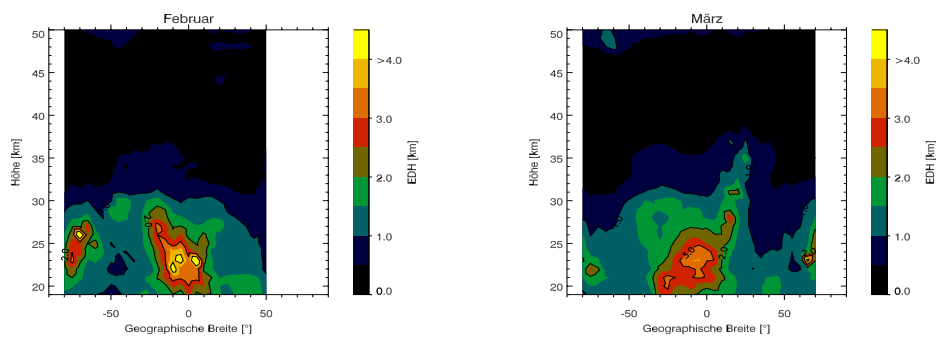


Abbildung E.9: Fehlerabschätzung für die EDH von  $CH_4$  der Monate Februar und März.

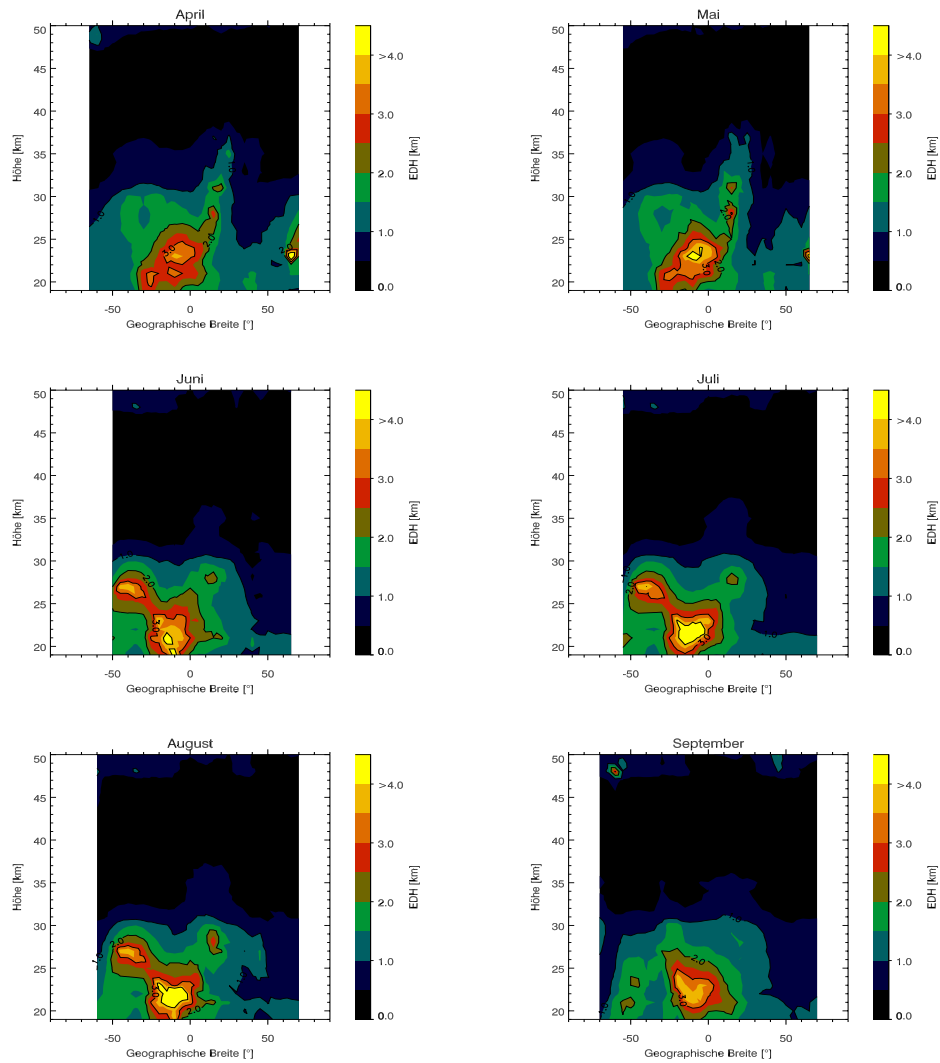


Abbildung E.10: Fehlerabschätzung für die EDH von CH<sub>4</sub> der Monate April bis September.

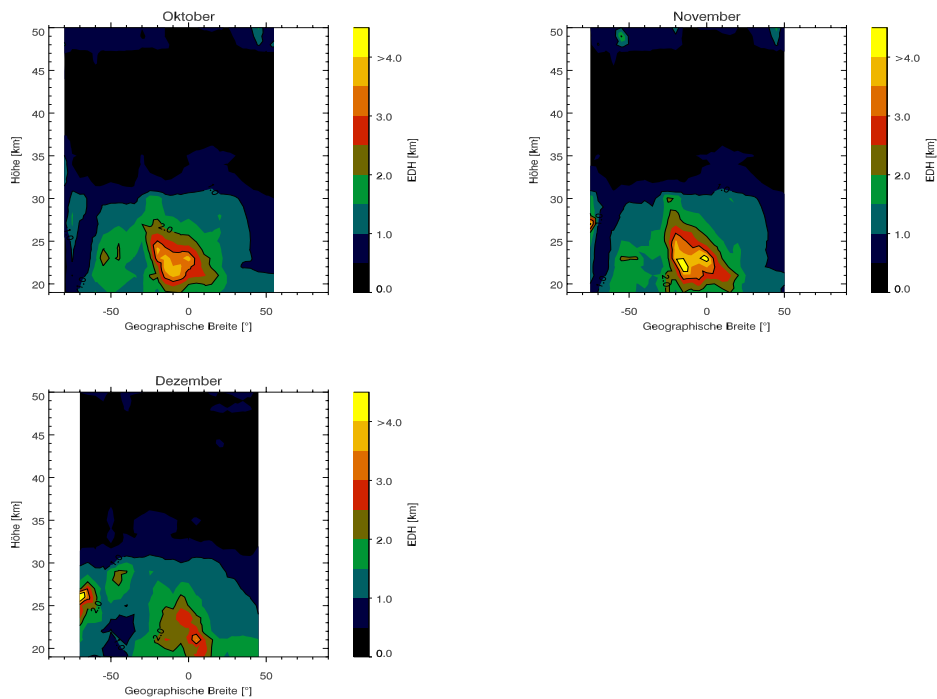


Abbildung E.11: Fehlerabschätzung für die EDH von  $\text{CH}_4$  der Monate Oktober bis Dezember.



## E.3 EDL

In diesem Abschnitt befinden sich die übrigen monatlichen Verteilungen der EDL, die im Kapitel 5.2 nicht gezeigt werden.

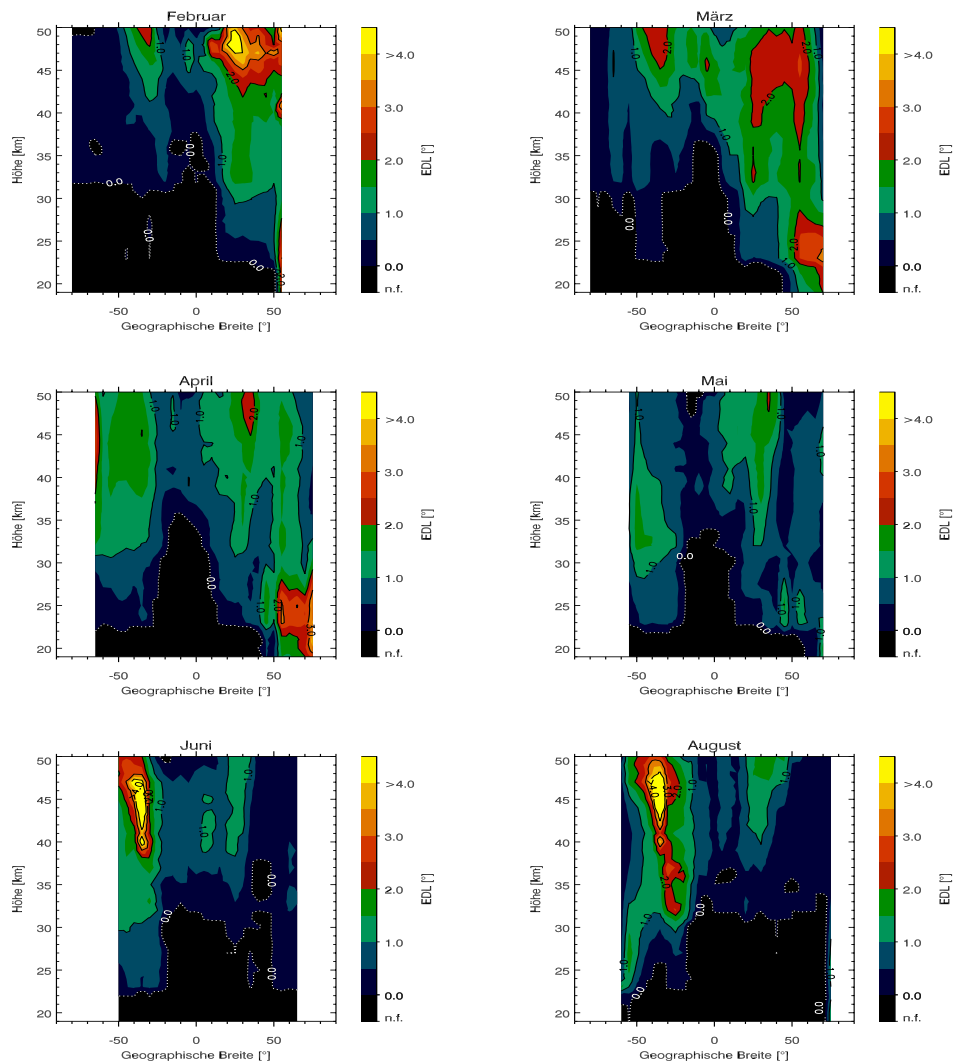


Abbildung E.12: Die monatlichen Verteilungen der mittleren EDL von CH<sub>4</sub> aus den Monaten Februar bis Juni und August.

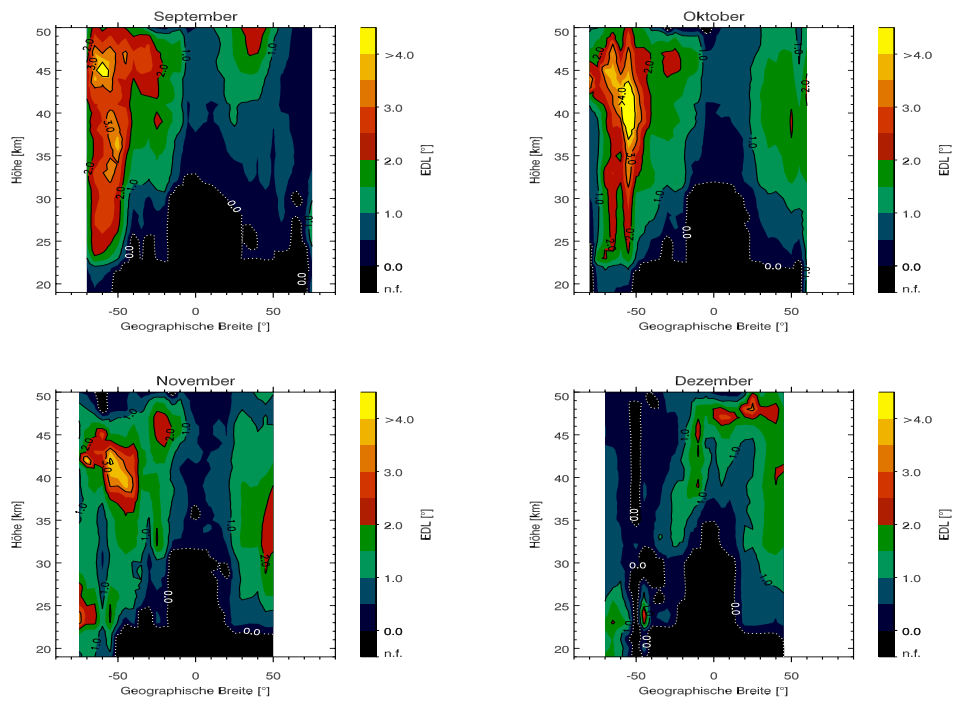


Abbildung E.13: Die monatlichen Verteilungen der mittleren EDL von CH<sub>4</sub> aus den Monaten September bis Dezember.

# Anhang F

## Ergänzenden Abbildungen zur EDH aus *KASIMA*-Daten

Dieses Kapitel beinhaltet die monatlichen Verteilungen der mittleren EDH der Spurengase  $O_3$ ,  $CH_4$  und  $N_2O$ , die mit Hilfe des Datensatzes von *KASIMA* berechnet worden sind.

### F.1 Die mittlere EDH von $O_3$

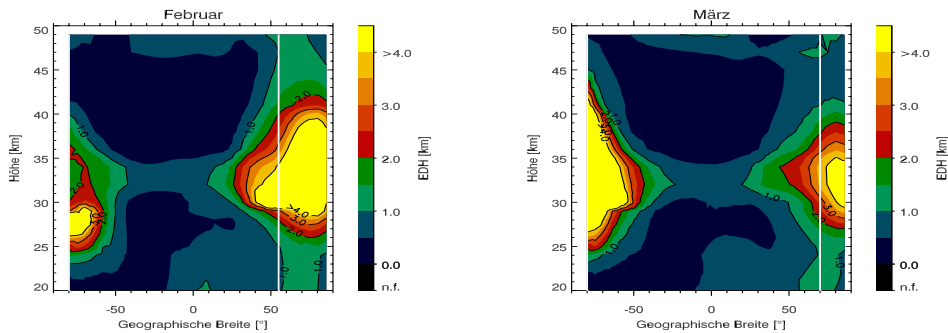


Abbildung F.1: Die Verteilungen der mittlere EDH von  $O_3$  (*KASIMA*) im Februar und März.

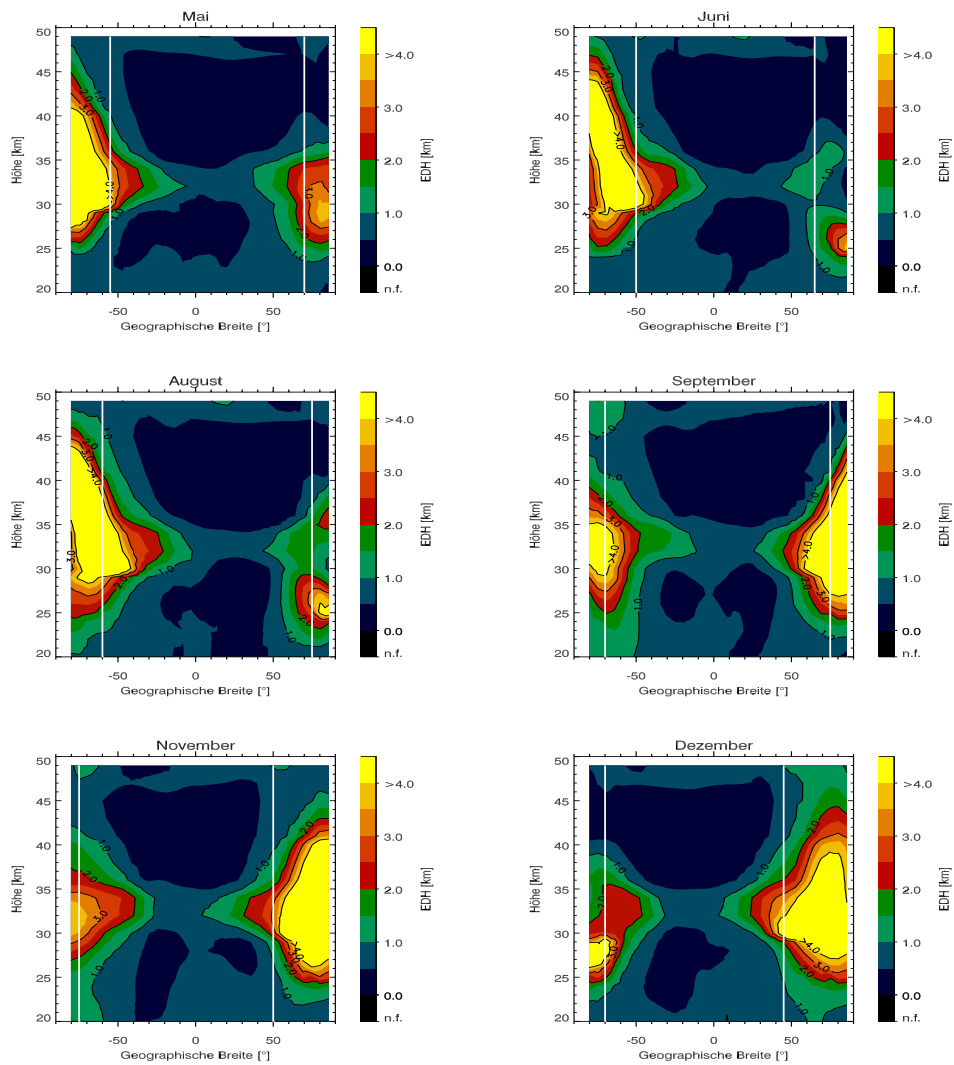


Abbildung F.2: Die Verteilungen der mittlere EDH von O<sub>3</sub> (KASIMA) im Mai, Juni, August, September, November und Dezember.

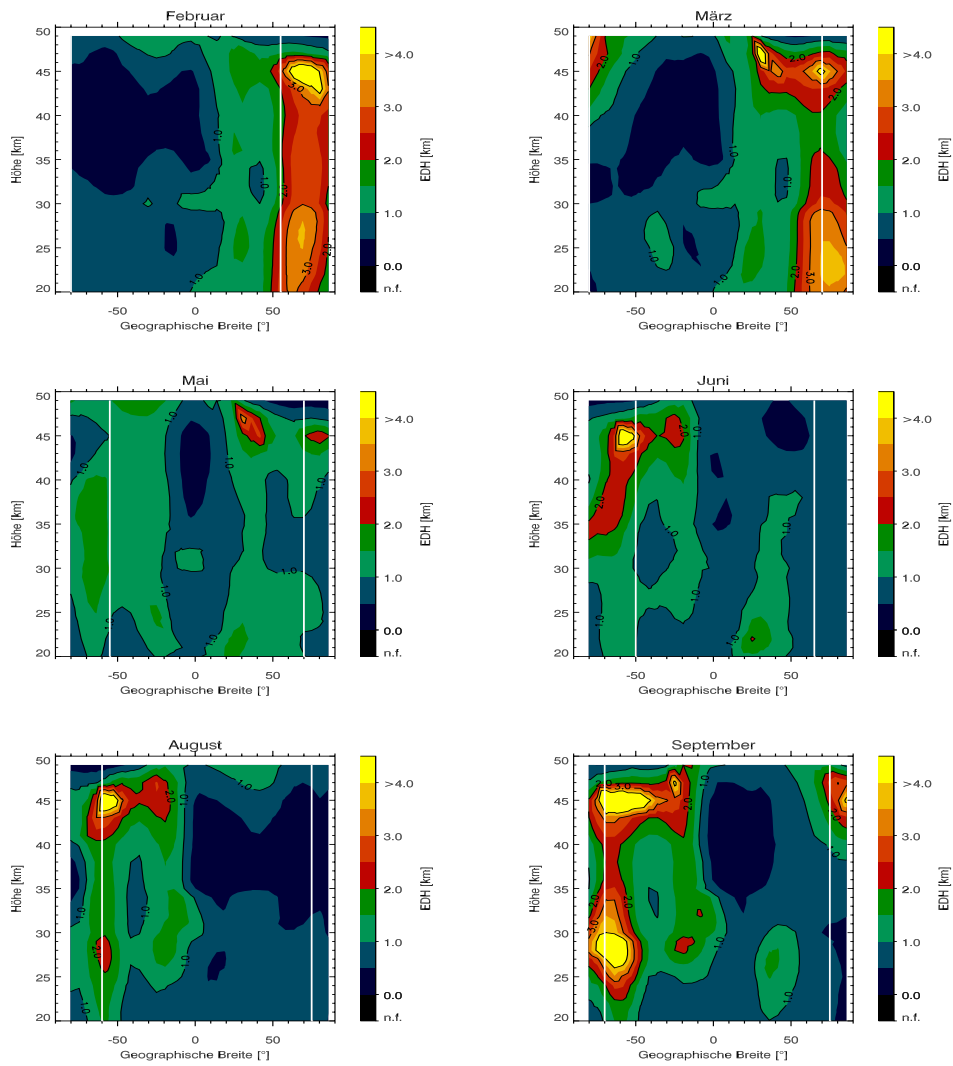
F.2 Die mittlere EDH von CH<sub>4</sub>

Abbildung F.3: Die Verteilungen der mittlere EDH von CH<sub>4</sub> (KASIMA) im Februar, März, Mai, Juni, August und September.

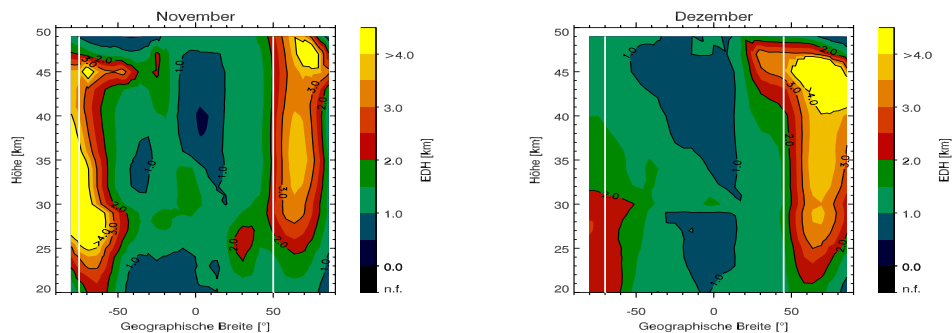


Abbildung F.4: Die Verteilungen der mittlere EDH von  $\text{CH}_4$  (KASIMA) im November und Dezember.

### F.3 Die mittlere EDH von $\text{N}_2\text{O}$

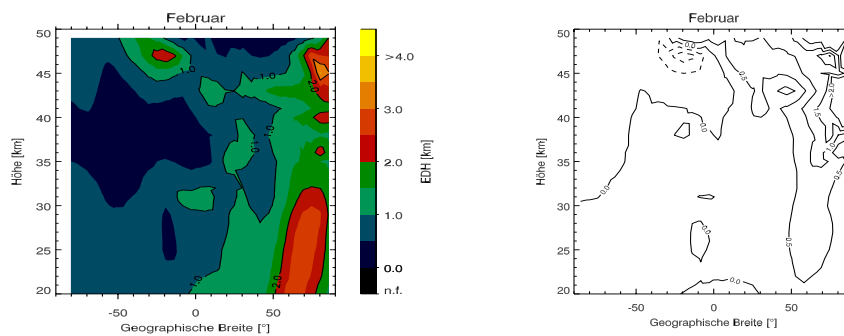


Abbildung F.5: Die Verteilung der mittlere EDH von  $\text{N}_2\text{O}$  (KASIMA)(links) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von  $\text{CH}_4$  (rechts) im Februar.

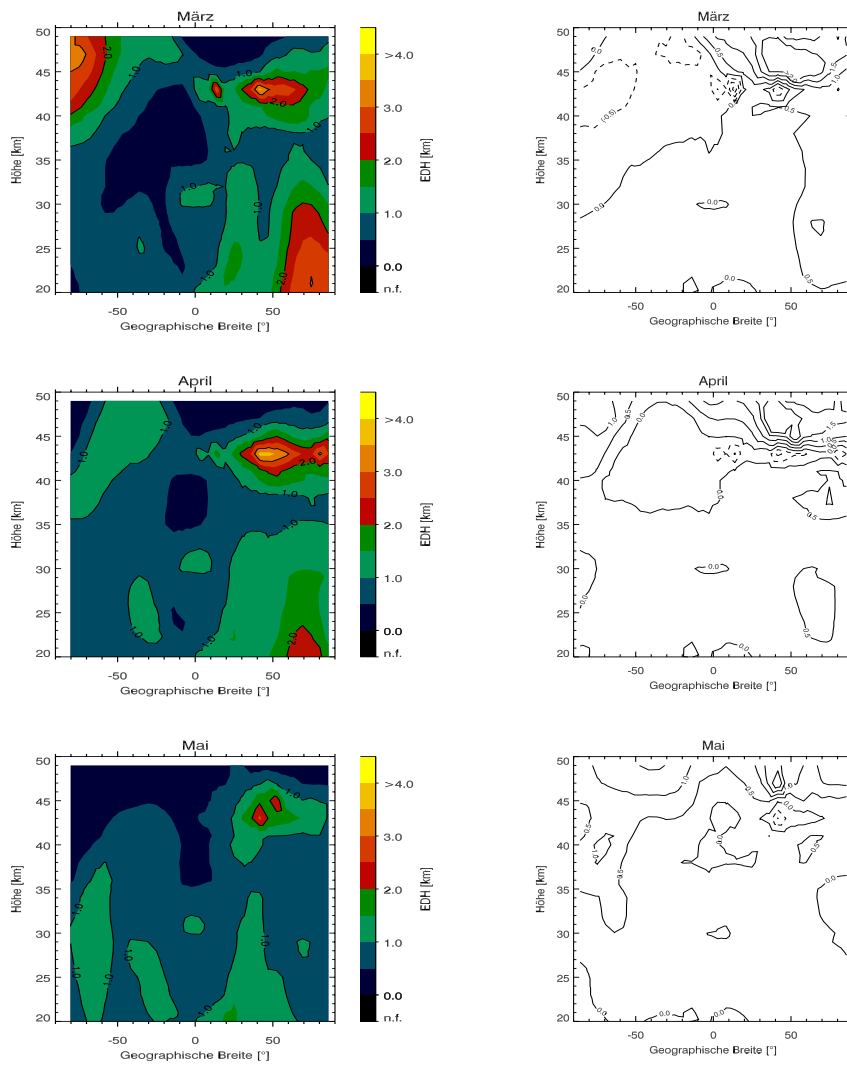


Abbildung F.6: Die Verteilung der mittlere EDH von N<sub>2</sub>O (KASIMA)(links) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH<sub>4</sub> (rechts) im März, April und Mai.

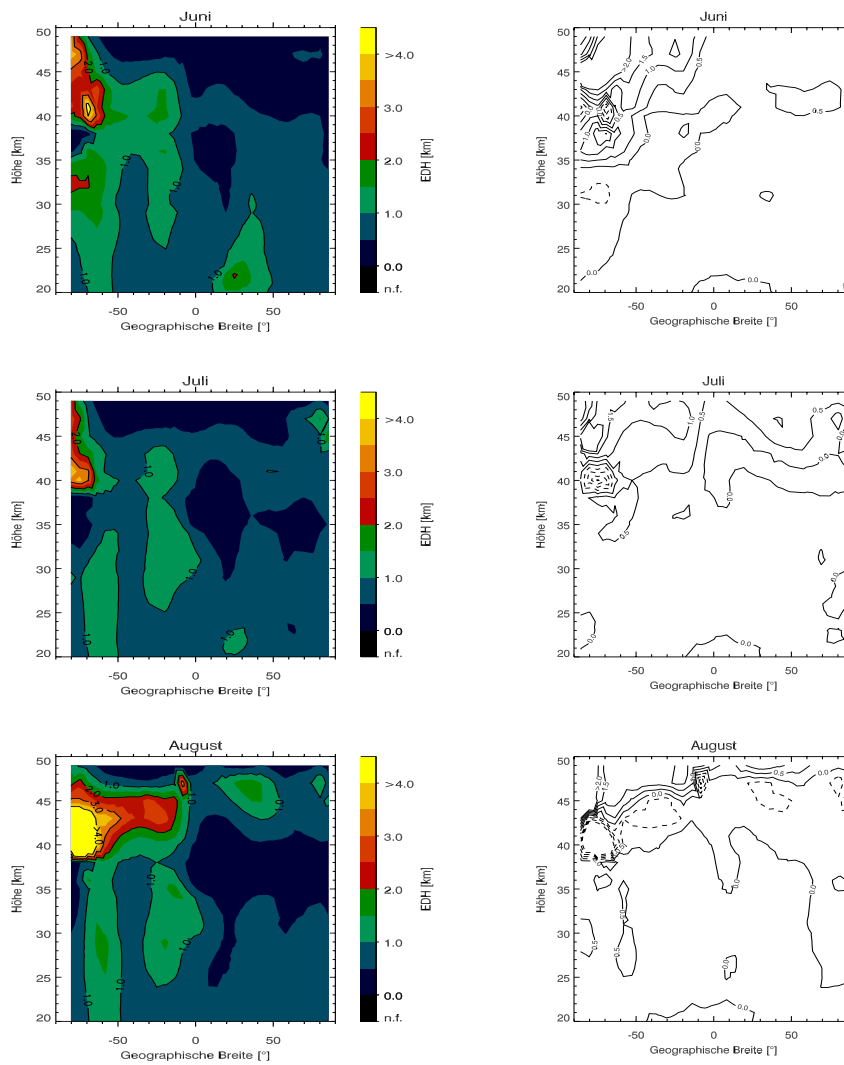


Abbildung F.7: Die Verteilung der mittlere EDH von  $N_2O$  (KASIMA)(links) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$  (rechts) im Juni, Juli und August.



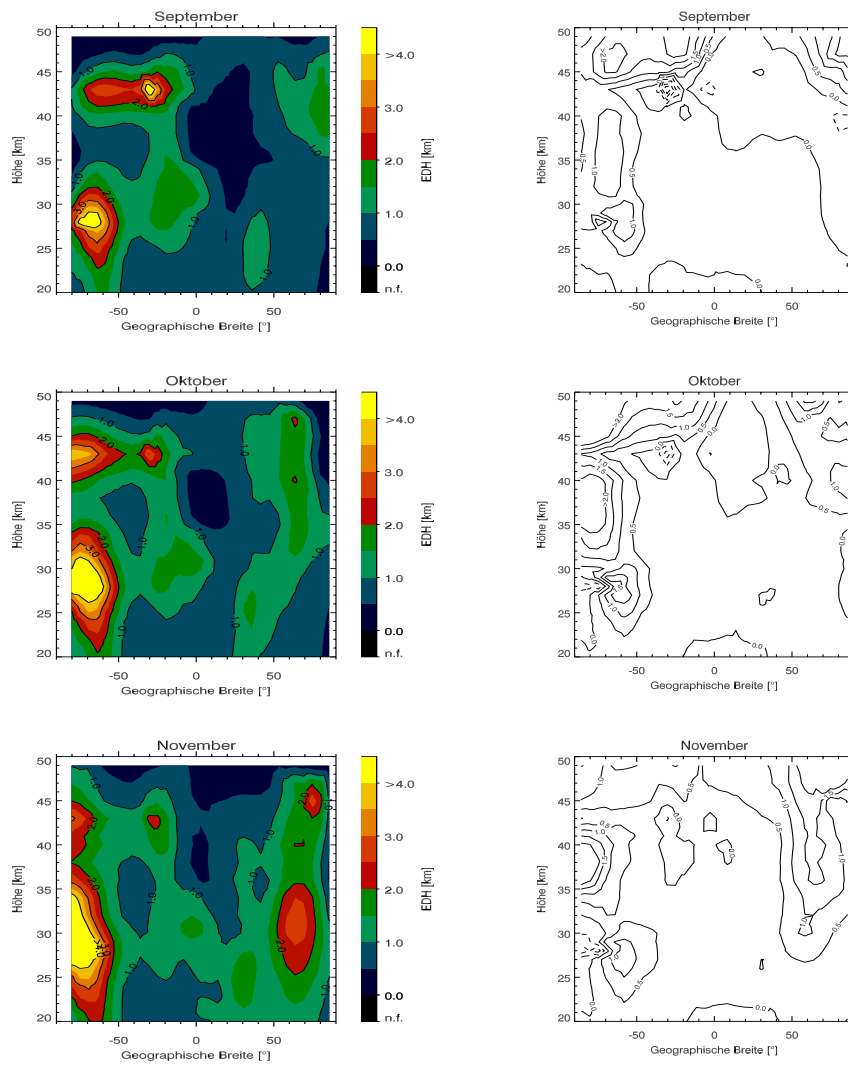


Abbildung F.8: Die Verteilung der mittlere EDH von  $N_2O$  (KASIMA)(links) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$  (rechts) im September, Oktober und November.

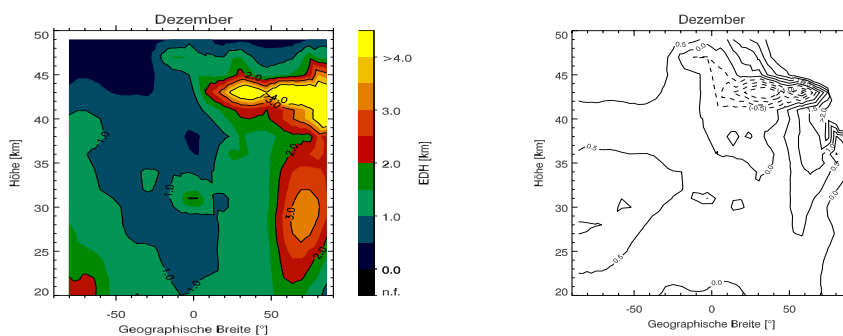


Abbildung F.9: Die Verteilung der mittlere EDH von  $N_2O$  (KASIMA)(links) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$  (rechts) im Dezember.

## F.4 Verteilung des modifizierten Datensatzes

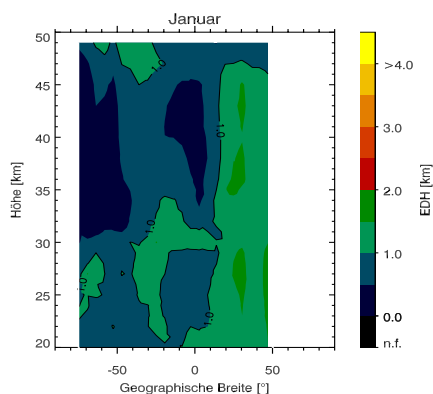


Abbildung F.10: Verteilung der mittleren EDH von  $CH_4$ , die mit einem modifizierten Datensatz von KASIMA für den Januar berechnet worden ist. In die Berechnung ist die selbe Anzahl an Datenpunkten aus den selben Breiten-, Längen- und Höhenintervallen und dem selben Tag eingegangen, die auch in der entsprechenden Verteilung aus dem HALOE-Datensatz berücksichtigt worden sind.

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Schema der atmosphärischen Zirkulation WMO 1986 . . . . .	8
1.2	Erweitertes Schema der atmosphärischen Zirkulation . . . . .	9
1.3	Zonal gemittelte Verteilung von CH <sub>4</sub> für Januar 1992 . . . . .	14
1.4	Zonal gemittelte Verteilung von O <sub>3</sub> für Januar 1992 . . . . .	18
1.5	Photochemische Lebenszeit der O <sub>x</sub> -Familie . . . . .	19
1.6	Geometrische Definition der EDH . . . . .	23
1.7	Vertikales EDH-Profil . . . . .	24
1.8	Vertikale Verteilung der EDH in verschiedenen Jahreszeiten . .	27
1.9	Vergleich der EDH . . . . .	28
2.1	Aufbau des kryogenen Luftprobensammler . . . . .	32
2.2	Das Prinzip der solaren Okkultation . . . . .	36
2.3	Breitenabhängige Abdeckung von HALOE . . . . .	37
3.1	Kontrolle des Berechnungsmethode . . . . .	40
3.2	Vertikale Profile der EDH im Februar über den hohen Breiten	43
3.3	Vertikale Profile der EDH für März/April über den mittleren Breiten . . . . .	43
3.4	Vertikale Profile der EDH für den Juni über den mittleren Breiten . . . . .	44
3.5	Vertikale Profile der EDH für den September über den mitt- leren Breiten . . . . .	44
3.6	Vertikale Profile der EDH für den Oktober über den mittleren Breiten . . . . .	45
3.7	Vertikale Profile der EDH für den November über den middle- ren Breiten . . . . .	45
3.8	Vertikale Profile der EDH für Juni aus zwei Flügen . . . . .	47
4.1	Zonal gemittelte Verteilung von O <sub>3</sub> und CH <sub>4</sub> für Januar 1993 .	52
4.2	Ergebnis des F-Tests . . . . .	53
4.3	Ergebnisse der Fehlerbetrachtung . . . . .	55

---

4.4	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> für Dezember, Januar und Februar . . . . .	58
4.5	Zonal gemittelttes Mischungsverhältnis von CH <sub>4</sub> in der Stratosphäre für Dezember, Januar und Februar . . . . .	59
4.6	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> für März, April und Mai . . . . .	60
4.7	Zonal gemittelttes Mischungsverhältnis von CH <sub>4</sub> in der Stratosphäre für März, April und Mai . . . . .	61
4.8	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> für Juni, Juli und August . . . . .	62
4.9	Zonal gemittelttes Mischungsverhältnis von CH <sub>4</sub> in der Stratosphäre für Juni, Juli und August . . . . .	63
4.10	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> für September, Oktober und November . . . . .	64
4.11	Zonal gemittelttes Mischungsverhältnis von CH <sub>4</sub> in der Stratosphäre für September, Oktober und November . . . . .	65
4.12	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O <sub>3</sub> für Dezember, Januar und Februar . . . . .	68
4.13	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O <sub>3</sub> für März, April und Mai . . . . .	69
4.14	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O <sub>3</sub> für Juni, Juli und August . . . . .	70
4.15	Meridionalen Verteilungen der mittleren EDH von O <sub>3</sub> für September, Oktober und November . . . . .	71
4.16	Vergleich der Verteilungen im Januar . . . . .	79
4.17	Vergleich der Verteilungen im Juli . . . . .	80
4.18	Vergleich der Verteilungen im April . . . . .	82
4.19	Vergleich der Verteilungen im Oktober . . . . .	83
5.1	Zonal gemittelttes Mischungsverhältnis von CH <sub>4</sub> in der Stratosphäre für den März 1996 und 1997 . . . . .	93
5.2	Meridionalen Verteilungen der EDH von CH <sub>4</sub> für März 1996 und März 1997 . . . . .	94
5.3	Meridionale Abdeckung der Okkultation von HALOE für März 1996/97 . . . . .	96
5.4	Verteilung der mittleren EDL von CH <sub>4</sub> für Januar und Juli . . . . .	98
5.5	Mittlere EDH von N <sub>2</sub> O im Januar und die Differenz zu der EDH von CH <sub>4</sub> . . . . .	100
5.6	Vergleich der lokalen Lebenszeit von CH <sub>4</sub> und N <sub>2</sub> O . . . . .	102

---

D.1	Schematische Darstellung der Benutzeroberfläche von boden03.exe . . . . .	125
E.1	Ergebnisse des F-Testes für den <i>HALOE</i> -Datensatz von O <sub>3</sub> in den Monaten Februar und März. . . . .	127
E.2	Ergebnisse des F-Testes für den <i>HALOE</i> -Datensatz von O <sub>3</sub> in den Monaten April und September. . . . .	128
E.3	Ergebnisse des F-Testes für den <i>HALOE</i> -Datensatz von O <sub>3</sub> in den Monaten Oktober und Dezember. . . . .	129
E.4	Ergebnisse des F-Testes für den <i>HALOE</i> -Datensatz von CH <sub>4</sub> in den Monaten Februar und Juli. . . . .	130
E.5	Ergebnisse des F-Testes für den <i>HALOE</i> -Datensatz von CH <sub>4</sub> in den Monaten August und Dezember. . . . .	131
E.6	Fehlerabschätzung für die EDH von O <sub>3</sub> der Monate Februar bis Mai. . . . .	132
E.7	Fehlerabschätzung für die EDH von O <sub>3</sub> der Monate Juni bis November. . . . .	133
E.8	Fehlerabschätzung für die EDH von O <sub>3</sub> des Monats Dezember. . . . .	134
E.9	Fehlerabschätzung für die EDH von CH <sub>4</sub> der Monate Februar und März. . . . .	134
E.10	Fehlerabschätzung für die EDH von CH <sub>4</sub> der Monate April bis September. . . . .	135
E.11	Fehlerabschätzung für die EDH von CH <sub>4</sub> der Monate Oktober bis Dezember. . . . .	136
E.12	Die monatlichen Verteilungen der mittleren EDL von CH <sub>4</sub> aus den Monaten Februar bis Juni und August. . . . .	137
E.13	Die monatlichen Verteilungen der mittleren EDL von CH <sub>4</sub> aus den Monaten September bis Dezember. . . . .	138
F.1	Die Verteilungen der mittlere EDH von O <sub>3</sub> (KASIMA) im Februar und März. . . . .	139
F.2	Die Verteilungen der mittlere EDH von O <sub>3</sub> (KASIMA) im Mai, Juni, August, September, November und Dezember. . . . .	140
F.3	Die Verteilungen der mittlere EDH von CH <sub>4</sub> (KASIMA) im Februar, März, Mai, Juni, August und September. . . . .	141
F.4	Die Verteilungen der mittlere EDH von CH <sub>4</sub> (KASIMA) im November und Dezember. . . . .	142
F.5	Die Verteilung der mittlere EDH von N <sub>2</sub> O (KASIMA) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> im Februar . . . . .	142

---

F.6	Die Verteilung der mittlere EDH von N <sub>2</sub> O (KASIMA) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> im März, April und Mai . . . . .	143
F.7	Die Verteilung der mittlere EDH von N <sub>2</sub> O (KASIMA) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> im Juni, Juli und August . . . . .	144
F.8	Die Verteilung der mittlere EDH von N <sub>2</sub> O (KASIMA) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> im September, Oktober und November . . . . .	145
F.9	Die Verteilung der mittlere EDH von N <sub>2</sub> O (KASIMA) und die Differenz zu der Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> im Dezember . . . . .	146
F.10	Verteilung der mittleren EDH von CH <sub>4</sub> , die mit einem modifizierten Datensatz für den Januar berechnet worden ist . . . .	146

# Tabellenverzeichnis

2.1	Monatliche Aufteilung der Ballonflüge . . . . .	34
D.1	Übersicht über die Flüge in den hohen Breiten . . . . .	119
D.2	Übersicht über die Flüge im Frühjahr in den mittleren Breiten	120
D.3	Übersicht über die Flüge im Juni in den mittleren Breiten . .	120
D.4	Übersicht über die Flüge im September in den mittleren Breiten	120
D.5	Übersicht über die Flüge im Oktober in den mittleren Breiten	121
D.6	Übersicht über die Flüge im November in den mittleren Breiten	121





# Literaturverzeichnis

- Allen, D. R. & N. Nakamura. A seasonal climatology of effective diffusivity in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, *106*, 7917–7935, 2001.
- Andrews, D. G., J. R. Holton & C. Leovy. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, New York, 2. Aufl., 1987.
- Appenzeller, C. & J. R. Holton. Tracer lamination in the stratosphere : A global climatology. *J. Geophys. Res.*, *102*, 13 555–13 569, 1997.
- Brasseur, G. & S. Solomon. *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. D. Seidel Publishing Company, Netherlands, 2. Aufl., 1986.
- Brewer, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *75*, 351–363, 1949.
- Brühl, C., S. R. Drayson, J. M. Russell III, P. J. Crutzen, J. McInerney, P. N. Purcell, H. Claude, H. Gernand, T. McGee, I. McDermid & M. R. Gunson. HALOE Ozone Channel Validation. *J. Geophys. Res.*, *101*, 10 217–10 240, 1996.
- Charney, J. G. & P. G. Drazin. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, *66*, 83–109, 1961.
- Chen, P., J. R. Holton, A. O'Neill & R. Swinbank. Isentropic mass exchange between the tropics and extratropics in the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 3006–3018, 1994.
- Choi, W., S. Kim, W. B. Grant, M. Shiotani, Y. Sasano & M. R. Schoeberl. Transport of methane in the stratosphere associated with the breakdown of the Antarctic polar vortex. *J. Geophys. Res.*, *107*, 8029, 10.1029/2001JD000 644, 2002.

- Coy, L., E. R. Nash & P. A. Newman. Meteorology of the polar vortex : Spring 1997. *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2693–2696, 1997.
- Cunnold, D. M., L. P. Steele, P. J. Fraser, P. G. Simmonds, R. G. Prinn, R. F. Weiss, L. W. Porter, S. O'Doherty, R. L. Langenfels, P. B. Krummel, H. J. Wang, L. Emmons, X. X. Tie & E. J. Dlugokencky. In situ measurements of atmospheric methane at Gage/AGAGE sites during 1985 to 2000 and resulting source inferences. *J. Geophys. Res.*, *107*, 4225, doi:10.1029/2001JD001226, 2002.
- Dessler, E. D. *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone*. Academic Press, New York, 1. Aufl., 2000.
- Dlugokencky, E. J., B. Walter, K. Masarie, P. Lang & E. Kasischke. Measurements of an anomalous global methane increase during 1998. *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 499–502, 2001.
- Dobson, G. M. B., D. Harrison & 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*, 456–486, 1929.
- Ehhalt, D. H., P. Röth & U. Schmidt. On the temporal variance of stratospheric trace gas concentrations. *J. Atmos. Chem.*, *1*, 27–51, 1983.
- Elson, L. S., G. L. Manney, L. Froidevaux & J. W. Waters. Large-scale variations in ozone from the first two years of UARS MLS data. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2867–2876, 1994.
- Engel, A. *Untersuchung zur Vertikalverteilung von Carbonylsulfid (COS)*. Dissertation, Rheinische Westfälische Technische Hochschule Aachen, 1993.
- Engel, A., U. Schmidt & D. McKenna. Stratospheric trends of CFC-12 over the past two decades: Recent observational evidence of declining growth rates. *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3319–3322, 1998.
- Ertel, H. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, *59*, 277–281, 1942.
- Eyring, V., M. Dameris, V. Grewe, I. Langbein & W. Kouker. Climatologies of streamer events derived from a transport model and a coupled chemistry-climate model. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, *2*, 2297–2342, 2002.

- Fairlie, T. D., R. B. Pierce, J. A. Al-Saadi, W. L. Grose, J. M. Russell III, M. H. Proffitt & C. R. Webster. The contribution of mixing in Langrangian photochemical predictions of polar ozone loss over the Arctic in summer 1997. *J. Geophys. Res.*, *104*, 26 597–26 609, 1999.
- Garcia, R. R. & S. Solomon. The Effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of the Mesosphere and lower Thermosphere. *J. Geophys. Res.*, *90*, 3850–3868, 1985.
- Gille, J. C., P. L. Bailey, R. A. Craig, F. B. House & G. P. Anderson. Sounding the stratosphere and mesosphere by infrared limb scanning from space. *Science*, *208*, 397–399, 1980.
- Graedel, T. E. & P. J. Crutzen. *Chemie der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 1994.
- Grant, W. B., E. V. Browell, J. Fishmann, V. G. Brackett, R. E. Veiga, D. Nganga, A. Minga, B. Cors, C. F. Butler, M. A. Fenn, C. S. Long & L. L. Stowe. Aerosol-associated changes in tropical stratospheric ozone following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, *99*, 8197–8211, 1994.
- Gray, L. J. A model study of the influence of the quasi-biennial oscillation on trace gas distributions in the middle and upper stratosphere. *J. Geophys. Res.*, *105*, 4539–4551, 2000.
- Gray, L. J. & J. M. Russell III. Interannual variability of trace gases in the subtropical winter stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, *50*, 977–993, 1999.
- Hall, B. D. & al. Halocarbons and other atmospheric trace species. Summary Report 2000-2001 26, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, U.S. Department of Commerce, NOAA/ERL, Boulder, Colorado, 2002.
- Hartung, J., B. Elpelt & K.-H. Klösener. *Statistik*. Oldenbourg, München, 11. Aufl., 1998.
- Haynes, P. The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *124*, 2645–2670, 1998.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd & K. P. Shine. On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, *48*, 651–678, 1991.

- Haynes, P. H. & E. Shuckburgh. Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport 1. Stratosphere. *J. Geophys. Res.*, *105*, 22 777–22 794, 2000.
- Hess, P. G. Variance in trace constituents following the final stratospheric warming. *J. Geophys. Res.*, *95*, 13 765–13 779, 1990.
- Hess, P. G. & J. R. Holton. The origin of temporal variance in long-lived trace constituents in the summer stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, *42*, 1455–1463, 1985.
- Holton, J. R. *An introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, Inc., San Diego, 3. Aufl., 1992.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood & L. Pfister. Stratosphere-Troposphere Exchange. *Reviews of Geophysics*, *33*, 403–439, 1995.
- Holton, J. R. & R. S. Lindzen. An updated theory for the Quasi-Biennial Oscillation of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, *29*, 1076–1080, 1972.
- Hoppel, K., R. Bevilacqua, D. Allen & G. Nedoluha. POAM II observations of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole. *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1394, doi:10.1029/2003GL016 899, 2003.
- Hoppel, K. W., K. P. Bowman & R. M. Bevilacqua. Northern hemisphere summer ozone variability observed POAM II. *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 827–830, 1999.
- IPCC. *Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate change: the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, New York, 1990. Edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins, and J. Ephraums.
- IPCC. *Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change in 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge University Press, New York, 1995. Edited by J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris, and K. Maskell.
- IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, New York, 2001. Edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson.

- Jones, D. B. A., H. R. Schneider & M. B. McElroy. Effects of the quasi-biennial oscillation on the zonally averaged transport of tracers. *J. Geophys. Res.*, 103, 11 235–11 249, 1998.
- Junge, C. E. Residence time and variability of tropospheric trace gases. *Tellus*, 26, 477–488, 1974.
- Kernighan, B. W. & D. M. Ritchie. *Programmieren in C mit dem C reference manual*. Carl Hanser Verlag, München, 1. Aufl., 1983.
- Kouker, W., I. Langbein, T. Reddmann & R. Ruhnke. The Karlsruhe simulation model of the middle atmosphere (KASIMA). *Wiss. Ber. 6278*, Forsch. Karlsruhe, Karlsruhe, Germany, 1999a.
- Kouker, W., D. Offermann, V. Küll, T. Reddmann, R. Ruhnke & A. Franzen. Streamers observed by the CRISTA experiment and simulated in the KASIMA model. *J. Geophys. Res.*, 104, 16 045–16 418, 1999b.
- Labitzke, K. The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere : When do we need the QBO? *Meteor. Z.*, 12, 209–216, 2003.
- Labitzke, K. G. *Die Stratosphäre*. Springer Verlag, Berlin, 1. Aufl., 1999.
- Levin, I., H. Glatzel-Mattheier, T. Marik, M. Cuntz, M. Schmidt & D. Worthy. Verification of German Methane emission inventories and their recent changes based on atmospheric observations. *J. Geophys. Res.*, 104, 3447–3456, 1999.
- Levy, H., J. Mahlmann & W. Moxim. A preliminary report on the numerical simulation of the three-dimensional structure and variability of atmospheric N<sub>2</sub>O. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 155–158, 1979.
- Liljequist, G. H. & K. Cihak. *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig, 3., überarbeitete und erweiterte Aufl., 1984.
- Lueb, R. A., D. H. Ehhalt & L. E. Heidt. Balloon borne low temperature air sampler. *Rev. scient. Instrum.*, 46, 702, 1975.
- Luo, M., J. M. Russell III & T. Y. W. Huang. Halogen Occultation Experiment observations of the quasi-biennial oscillation and the effects of Pinatubo aerosols in the tropical stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 102, 19 187–19 198, 1997.

- Machida, T., T. Nakazawa, Y. Fujji, S. Aoki & O. Watanbe. Increase in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 250 years. *Geophys. Res. Lett.*, *22*, 2921–2924, 1995.
- Mahlmann, J. D., H. Levy II & W. J. Moxim. Three-dimensional simulations of stratospheric N<sub>2</sub>O predictions for other trace constituents. *J. Geophys. Res.*, *91*, 2687–2707, 1986.
- Manney, G. L., M. L. Froidevaux, M. L. Santee, R. W. Zurek & J. W. Waters. MLS observations of Arctic ozone loss in 1996-97. *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2697–2700, 1997.
- Manney, G. L., H. A. Michelsen, F. W. Irion, G. C. Toon, M. R. Gunson & A. E. Roche. Lamination and polar vortex development in fall from ATMOS long-lived trace gases observed during November 1994. *J. Geophys. Res.*, *105*, 29 023–29 038, 2000.
- Manney, G. L., M. L. Santee, J. W. Froidevaux, J. W. Waters & R. W. Zurek. Polar vortex conditions during the 1995-96 Arctic winter : Meteorology and MLS ozone. *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 3203–3206, 1996.
- Manney, G. L., R. W. Zurek, A. O'Neill & R. Swinbank. On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2973–2994, 1994.
- Markus, F. *Untersuchung der Streubreite des Ozonmischungsverhältnisses und der potentiellen Temperatur in der Stratosphäre mit Hilfe des Versetzungshöhen-Äquivalents*. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät Köln, 1993.
- McIntyre, M. E. & T. N. Palmer. Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, *305*, 593–600, 1983.
- Miles, T., W. Grose, E. Remsberg & G. Lingenfelter. Evolution of the Southern Hemisphere subpolar middle atmosphere during summer and autumn. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 677–693, 1994.
- Müller, M. *Untersuchungen stratosphärischer Transportprozesse mittels der Verteilung langlebiger Spurengase*. Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, 2001.
- Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnerson, H. C. Pumphrey, J. M. Russel III & J. W. Waters.

- An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, *101*, 3989–4006, 1996.
- Murgatroyd, R. & F. Singleton. Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *87*, 125–135, 1961.
- Nakamura, N. & J. Ma. Modified lagrangian-mean diagnostics of the stratospheric polar vortices. Part II Nitrous oxide and seasonal barrier migration in the CLAES and SKYHI GCM. *J. Geophys. Res.*, *102*, 25 172–25 735, 1997.
- Nash, E. R., P. A. Newman, J. E. Rosenfield & M. R. Schoeberl. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. *J. Geophys. Res.*, *101*, 9471–9478, 1996.
- Natarajan, M. & L. Callis. Ozone variability in the high latitude summer stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 1191–1194, 1997.
- Neu, J. L., L. C. Sparling & R. A. Plumb. Variability of the subtropical "edges" in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, *108*(D15), 4482, doi:10.1029/2002JD002 706, 2003.
- Norton, W. & M. Chipperfield. Quantification of the transport of chemically activated air from northern hemisphere polar vortex. *J. Geophys. Res.*, *100*, 25 817–25 840, 1995.
- Offermann, D., K. Grossmann, P. Barthol, P. Knieling, M. Riese & R. Trant. The Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) experiment and middle atmosphere variability. *J. Geophys. Res.*, *104*, 16 311–16 325, 1999.
- Orsolini, Y. J. Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3855–3858, 2001.
- Park, J. H. & J. M. Russell III. Summer polar chemistry observations made by HALOE. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2903–2913, 1994.
- Park, J. H., J. M. Russell III, L. L. Gordley, S. R. Drayson, C. Benner, J. McInerney, M. R. Gunson, G. G. Toon, B. Sen, J. F. Blavier, C. R. Webster, E. C. Zipf, P. Erdman, U. Schmidt & C. Schiller. Validation of Halogen Occultation Experiment CH<sub>4</sub> Measurements from the UARS. *J. Geophys. Res.*, *101*, 10 183–10 203, 1996.

- Patra, P. K., S. Lal, S. Venkataramani & D. Chand. Halogen Occultation Experiment (HALOE) and balloon-borne in situ measurements of methane in the stratosphere and their relation to the quasi-biennial oscillation (QBO). *Atmos. Chem. Phys.*, *3*, 1051–1062, 2003.
- Petzoldt, K., B. Naujokat & K. Neugeboren. Correlation between stratospheric temperature, total ozone, and tropospheric weather systems. *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 1203–1206, 1994.
- Pierce, R. B., J. A. Al-Saadi, T. D. Fairlie, J. R. Olson, R. S. Eckman, W. L. Grose, G. S. Lingenfelter & J. M. Russell III. Large-scale stratospheric ozone photochemistry and transport during the Polaris Campaign. *J. Geophys. Res.*, *104*, 26 525–26 545, 1999.
- Plumb, I. C., P. F. Vohralik & K. R. Ryan. Normalization of correlations for atmospheric species with chemical loss. *J. Geophys. Res.*, *104*, 11 723–11 732, 1999.
- Plumb, R. & J. Eluszkiewicz. The Brewer-Dobson Circulation : Dynamics of the Tropical Upwelling. *J. Aerosol. Sci.*, *56*, 868–890, 1999.
- Plumb, R. A. A “tropical pipe” model of stratospheric transport. *J. Geophys. Res.*, *101*, 3957–3972, 1996.
- Plumb, R. A. Stratospheric Transport. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, *80*, 793–809, 2002.
- Plumb, R. A., D. W. Waugh, R. J. Atkinson, P. A. Newman, L. R. Lait, M. R. Schoeberl, E. V. Browell, A. J. Simmons & M. Loewenstein. Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991/1992. *J. Geophys. Res.*, *99*, 1089–1105, 1994.
- Randel, W. J., J. C. Gille, A. E. Roche, J. B. Kumer, J. L. Mergenthaler, J. W. Waters, E. F. Fishbein & W. A. Lahoz. Stratospheric transport from the tropics to middle latitudes by planetary-wave mixing. *Nature*, *365*, 533–535, 1993.
- Randel, W. J., J. M. Russell III, A. Roche & J. W. Waters. Seasonal Cycles and QBO Variations in Stratospheric CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>O Observed in UARS HALOE Data. *J. Aerosol. Sci.*, S. 163–185, 1998.
- Randel, W. J. & F. Wu. Isolation of ozone QBO in SAGE II data by singular decomposition. *J. Aerosol. Sci.*, S. 2546–2559, 1996.



- Reddmann, T., R. Ruhnke & W. Kouker. Three dimensional model simulations of SF<sub>6</sub> with mesospheric chemistry. *J. Geophys. Res.*, *106*, 14 525–14 537, 2001.
- Reed, R. J. & K. E. German. A contribution to the problem of stratospheric diffusion of large-scale mixing. *Mon. Weather Rev.*, *6*, 313–321, 1965.
- Ridgwell, A. J., S. J. Marshall & K. Gregson. Consumption of methane by soils: A process-based model. *Global Biogeochem. Cycles*, *13*, 59–70, 1999.
- Riediger, O. *Entwicklung und Einsatz eines flugzeuggetragenen Instrumentes zur in-situ-Messung langlebiger Spurengase in der Stratosphäre*. Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, 2000.
- Roche, A. E., J. B. Kumer, J. L. Mergenthaler, G. A. Ely, W. G. Uplinger, J. F. Potter, T. C. James & L. W. Sterritt. The cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer CLAES on UARS: Experiment Description und Performance. *J. Geophys. Res.*, *98*, 10 763–10 775, 1993.
- Rosenlof, K. H. Estimates of the seasonal cycles of mass and ozone transport at high northern latitude. *J. Geophys. Res.*, *104*, 26 511–26 533, 1999.
- Röth, E. P. An improved concept of the equivalent displacement height for curved traced profiles. *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 2003–2006, 1991.
- Röth, E. P. & U. Schmidt. Seasonal variation of the temporal variance of long-lived trace gases measured during MAP. *Adv. Space. Res.*, *10*, 10 167–10 170, 1990.
- Ruhnke, R., W. Kouker & T. Reddmann. The influence of the OH + NO<sub>2</sub> + M reaction on the NO<sub>y</sub> partitioning in the late Arctic winter 1992/1993 as studied with KASIMA. *J. Geophys. Res.*, *104*, 3755–3772, 1999.
- Russell III, J. M., L. L. Gordley, J. H. Park, S. R. Drayson, A. F. Tuck, J. E. Harries, R. J. Cicerone, P. J. Crutzen & J. E. Frederick. The Halogen Occultation Experiment. *J. Geophys. Res.*, *98*, 10 777–10 797, 1993.
- Ruth, S., R. Kennaugh, L. J. Gray & J. M. Russell III. Seasonal, semiannual, and interannual variability seen in measurements of methane made by the UARS Halogen Occultation Experiment. *J. Geophys. Res.*, *102*, 16 189–16 199, 1997.
- Schmidt, U. Untersuchung der Vertikalverteilung von langlebigen Spurengasen in mittleren und hohen Breiten in der Stratosphäre. *Abschlussbericht zum Vorhaben 0745001*, 1990.

- Schmidt, U., A. Engel & M. Volk. Ist der globale Ozonabbau gestoppt? *Forschung Frankfurt*, S. 11–19, 2001.
- Schmidt, U., G. Kulesa, E. Klein, E.-P. Röth, P. Fabian & R. Borchers. Intercomparison of balloon borne cryogenic whole air samplers during MAP/GLOBUS 1983 campaign. *Planet. Space Sci.*, 35, 647–656, 1987.
- Schönwiese, C. D. *Praktische Statistik*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 3. Aufl., 2000.
- Seinfeld, J. H. & S. N. Pandis. *Atmospheric Chemistry and Physics – From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1. Aufl., 1998.
- Singh, H. B., A. N. Thakur, Y. E. Chen & M. Kanakidou. Tertrachloroethylene as an indicator of low Cl atom concentrations in the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1529–1532, 1996.
- Solomon, S. Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History. *Reviews of Geophysics*, 37, 275–316, 1999.
- Strahan, S. E., M. Loewenstein & J. R. Podolske. Climatology and small-scale structure of lower stratospheric N<sub>2</sub>O based on in situ observations. *J. Geophys. Res.*, 104, 2195–2208, 1999.
- Strunk, M., A. Engel, U. Schmidt, T. Wetter, I. Levin & H. Glatzel-Mattheier. CO<sub>2</sub> and SF<sub>6</sub> as stratospheric age tracers: consistency and the effect of mesospheric SF<sub>6</sub>-loss. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 341–344, 2000.
- Thouret, V., A. Marenco, P. Nédélec & C. Grouhel. Ozone climatologies at 9–12km altitude as seen by the MOZAIC airborne program between September 1994 and August 1996. *J. Geophys. Res.*, 103, 25 653–25 679, 1998.
- UNEP. Montreal Protocol on substances that deplete the ozone layer. United Environmental Programme, Nairobi, 1987.
- Volk, C. M., J. W. Elkins, D. W. Fahey, G. S. Dutton, J. M. Gilligan, M. Loewenstein, J. R. Podolske, K. R. Chan & M. R. Gunson. Evaluation of source gas lifetimes from stratospheric observations. *J. Geophys. Res.*, 102, 25 543–25 564, 1997.
- Volk, C. M., J. W. Elkins, D. W. Fahey, R. J. Salawitch, G. S. Dutton, J. M. Gilligan, M. H. Proffitt, M. Loewenstein, J. R. Podolske, K. Minschwaner,

- J. J. Margitan & K. R. Chan. Quantifying Transport Between the Tropical and Mid-Latitude Lower Stratosphere. *Science*, 272, 1763–1768, 1996.
- Wagner, R. E. & K. P. Bowman. Wavebreaking and mixing in the Northern Hemisphere summer stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 105, 24 799–24 807, 2000.
- Waugh, D. W. Seasonal variation of isentropic transport out of the tropical stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 101, 4007–4023, 1996.
- Waugh, D. W., R. A. Plumb, R. J. Atkinson, M. R. Schoeberl, P. A. Lait, L. R. Newman, M. Loewenstein, D. W. Toohey, L. M. Avallone, C. R. Webster & R. D. May. Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby Waves. *J. Geophys. Res.*, 99, 1071–1088, 1994.
- WMO. Atmospheric Ozone: 1985. Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 16, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1986.
- WMO. Scientific assessment of ozone depletion: 1994. Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 37, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1995.
- WMO. Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 44, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1999.
- WMO. Scientific assessment of ozone depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 47, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2003.



# Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Universität unter der wissenschaftlichen Leitung von Herrn Prof. Dr. Ulrich Schmidt durchgeführt, dem ich für die interessante Themenstellung und der guten Betreuung danken möchte.

Herrn Prof. Dr. Martin Riese danke ich für die freundliche Übernahme des zweiten Gutachtens zu dieser Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Andreas Engel für die vielen hilfreichen Diskussionen über das Thema der Arbeit und die sehr gute Zusammenarbeit während der Ballonkampagnen.

Herzlichst danken möchte ich auch Herrn Dr. James R. Russell III (Atmospheric Sciences Division, NASA Langley Research Center, Hampton, Virginia) für die Bereitstellung des *HALOE*-Datensatzes und Herrn Dr. Thomas Reddmann (Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe) für die Bereitstellung des *KASIMA*-Datensatzes.

Anja Werner und Silke Trömel danke ich für die seit dem 1. Semester gemeinsam besuchten universitären und kulturellen Veranstaltungen. Ich wünsche beiden viel Erfolg für die in Kürze anstehenden Abschlüsse ihrer Arbeiten. Harald Bönisch möchte ich für die Rettung meiner Daten von der kaputten Festplatte danken und für die zwei Jahre, in denen wir das Büro geteilt haben. Ich wünsche ihm weiterhin viel Erfolg für seine Arbeit. Seinem Vorgänger in Sachen Büro, Oliver Riediger, danke ich für die Einführung in C und die Real-Time Programmierung. Selbst nachdem er das Institut verlassen hatte, stand er immer für Fragen zur Verfügung.

Die Entwicklung der neuen Elektronik für den Kryosammler wäre ohne das technische Wissen von Vera Fischer und Rainer Rossberg aus der Elektronikwerkstatt nicht zustande gekommen. Gleichzeitig bekam ich durch beide noch eine hervorragende Einführung in die Welt der Elektronik. Der

feinmechanischen Werkstatt unter Leitung von Robert Röder danke ich für den Bau der neuen Elektronik und für die Hilfe vor und nach den Kampagnen.

Allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe „Physik der Atmosphäre“ möchte ich für die gute Arbeitsatmosphäre und die stete Unterstützung während dieser Arbeit danken: Frau Stickler-Schmidt für die Bearbeitung der organisatorischen Angelegenheiten; Katja Ivanova für das Fotografieren während zahlreicher Veranstaltungen; Ulrich Bundke bei Computer- und Netzwerkfragen; Heinz Bingemer für die gemeinsame Betreuung des Anfänger-Praktikums; Thomas Wetter für die gute Zusammenarbeit im Labor; den Übrigen vom HAGAR-Team Janina Baehr, Anna-Christina Kuhn, C. Michael Volk; meiner BONBON-Vorgängerin Melanie Müller, den Ehemaligen Martin Strunk, Martin Steinbacher, Graeme Handisides, Xiaobin Xu; den Diplomandinnen Ute Buchholz, Tanja Möbius und dem Diplomand Holger Klein; und nicht zuletzt Frau Lidzba. Die Betriebsausflüge, die Klausurtagung, die Weihnachtsfeiern und sonstige gemeinsamen Veranstaltungen bzw. Unternehmungen werden mir immer in Erinnerung bleiben.

Den Mitarbeitern des Forschungszentrums Jülich Susanne Rohs, Markus Boremski, Jochen Barthel, Fred Stroh, Serhiy Hrechnanyy, Cornelius Schiller und Erich Klein danke ich für die gute Atmosphäre, die auf den Kampagnen nicht nur während der Arbeitszeit herrschte, und für die helfenden Hände, die alle immer zur Verfügung hatten. Leider waren die Kampagnen immer zu schnell vorbei.

Der CNES-Ballonabteilung gilt mein Dank für die Durchführung der Ballonflüge während der Kampagnen.

An dieser Stelle möchte ich der Herrmann Willkomm-Stiftung meinen Dank aussprechen, die durch ihre finanzielle Unterstützung die Anschaffung einer Turbomolekular-Pumpe ermöglicht hat.

Zum Schluss möchte ich noch den Menschen danken, die nicht direkt mit dieser Arbeit zu tun hatten, aber auf die ein oder andere Weise zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben. Das wären zum einem meine Eltern, die mich während meines gesamten Studiums immer unterstützt haben, meine Schwester Sabine und meine Freunde Nina, Claudia, Andreas, Bettina, Kerstin, Oliver, Jörg, Dorian, Kai, Kiki, Sandra, Markus, Sibille, Winnie, Tibor, Annika.

# Lebenslauf

Name: Hans-Peter Haase  
Geburtsdatum: 18. Mai 1972  
Geburtsort: Darmstadt  
Nationalität: deutsch  
Familienstand: ledig

Juni 1991 **Justus-Liebig-Schule Darmstadt**  
Abitur

Oktober 1991 –  
Februar 1993 **Deutsches Rotes Kreuz (DRK) Darmstadt**  
Zivildienst im Rettungsdienst

1993 – 2000 **Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt**  
Studium der Meteorologie

Oktober 1995 Vordiplom Meteorologie

September 1998 –  
Oktober 1999 **Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt**  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Diplomarbeit: *SF<sub>6</sub> als atmosphärischer Tracer : Untersuchung zur Verteilung von SF<sub>6</sub> in der Troposphäre und der untersten Stratosphäre*  
Betreuer: Prof. Dr. U. Schmidt

Januar 2000 Abschluss: Diplom Meteorologe  
Nebenfächer: Physikalische Chemie, Geophysik

April 2000 –  
April 2004 **Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt**  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Dissertation: *Zur Variabilität der Dynamik in der Stratosphäre - Eine Untersuchung auf Grundlage der Varianz von chemischen Tracern.*  
Betreuer: Prof. Dr. U. Schmidt

