

Kapitel 2

Transportprozesse in der Stratosphäre

In diesem Kapitel wird eine Übersicht über Transportprozesse in der Stratosphäre gegeben. Beginnend mit der Darstellung der Brewer-Dobson Zirkulation wird der globale meridionale Transport von Spurenstoffen beschrieben. Dieser wird auch oft mit der resultierenden Meridionalzirkulation (englisch: „Residual Mean Circulation“) aus der dynamisch bedingten Abweichung vom Strahlungsgleichgewicht erklärt¹. Das Brechen planetarischer Wellen, als „Extratropical Pump“ oder auch „Wave Driving“ (deutsch: extratropische Pumpe oder Wellenantrieb) bezeichnet, treibt die *Residual Mean Circulation* wie eine Art Staubsauger an: das Aufsteigen von Luftmassen in den Tropen, den meridionalen Transport zum Winterpol und das Absinken über dem Winterpol. Dieser Zusammenhang wurde von Haynes et al. (1991) und Holton et al. (1995) als eine nach unten gerichtete Kontrolle (englisch: „Downward Control“) bezeichnet. Diese *Downward Control* steuert z.B. über das Maß des Absinkens über dem Winterpol auch die Dynamik des stratosphärischen Polarwirbels² (siehe 2.2) und damit die mögliche Ozonzerstörung. In Jahren mit verstärktem Absinken über dem Pol wird, neben dem rein dynamischen Effekt der Erwärmung auf den Ozonabbau, der chemische Ozonverlust in der unteren Stratosphäre durch das Absinken von hohen Ozonkonzentrationen aus der mittleren bis oberen Stratosphäre maskiert. In Jahren mit geringen Absinkraten wird der beobachtete chemische Ozonabbau in der unteren Stratosphäre weniger stark maskiert (wie z.B. im Winter 1995/96) (Dessler, 2000). Diese zwischenjährliche Variabilität spielt in der Nordhemisphäre eine große Rolle. Dagegen kommt es in der Südhemisphäre während der Mitte des Winters zu keiner starken Absinkbewegung. Die Temperatur des antarktischen Wirbels ist nahe am Strahlungsgleichgewicht, so dass hier der chemische Ozonabbau nur geringfügig durch Transportprozesse verdeckt wird.

¹Die mittlere diabatische Restzirkulation wird theoretisch als „Transformed Eulerian Mean“ (TEM) Zirkulation formuliert (siehe Kapitel 4).

²Von der Anregung planetarischer Wellen in der Troposphäre ist die Wellenaktivität der Stratosphäre und damit aber auch die Dynamik der Stratosphäre abhängig. Ein indirekter Einfluss des *Downward Controls* auf die troposphärische Zirkulation und damit auf die Quellregion planetarischer Wellen kann nicht ausgeschlossen werden.

Die Abweichungen vom Schema der Brewer Dobson Zirkulation sind von Interesse für diese Arbeit. So ist der Anteil horizontaler Transportprozesse von Spurengasen (inkl. Ozon) am beobachteten Ozonverlust in mittleren und hohen Breiten während des arktischen Winters noch immer nicht gut quantifiziert. Darauf hinarbeitend wird der neueste Stand der Forschung bezüglich des Stratosphären-Troposphären Austausches und der Transportbarrieren betrachtet. Anschließend wird das Auftreten von charakteristischen Transportprozessen in der winterlichen Stratosphäre, wie „Tropische-Subtropische Streamer“ (deutsch: Zungen), „Polarwirbel Streamer“ und „Cat Eyes“ (deutsch: Katzenaugen) analysiert und diskutiert.

2.1 Die globale Meridionalzirkulation

Die globale Zirkulation der Atmosphäre wird vollständig mit den zonalen und meridionalen Komponenten der Zirkulation beschrieben. Aspekte der globalen zonalen Zirkulation, dargestellt durch den zonalen Wind, werden im Detail in Kapitel 4 behandelt. In diesem Kapitel sollen nun Aspekte der globalen Meridionalzirkulation untersucht werden, dargestellt durch das Bild der Brewer-Dobson Zirkulation, die hier auch als globale Zirkulation bezeichnet wird.

Die Vorstellungen von der globalen Zirkulation der Stratosphäre gehen auf den Transport von Spurengasen zurück, und zwar auf den beobachteten Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre, dessen Konzentration hier wesentlich niedriger ist als in der Troposphäre. Brewer (1949) erklärte die beobachtete Trockenheit der Stratosphäre mit der Kondensation des Wasserdampfes beim Aufsteigen der Luft aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Ausschlaggebend für die Kondensation sind die extrem niedrigen Tropopausentemperaturen, die die Luftpakete durchschreiten müssen. Ausreichend kalt ist jedoch nur der Bereich der tropischen Tropopause, um die niedrigen Wasserdampfkonzentrationen der Stratosphäre annähernd zu erklären, während laut Temperaturverteilung der Tropopause die Wasserdampfkonzentration der mittleren und hohen Breiten höher ausfallen müsste. Resultierend aus diesem Gedankenexperiment schlug Brewer eine Zirkulation vor, die in den Tropen einen aufsteigenden und in hohen Breiten einen absinkenden Ast besitzt. Einige Zeit später wies Dobson (1956) darauf hin, dass Ozon auf Grund der höheren Sonneneinstrahlung in der tropischen Stratosphäre produziert wird, die höchsten Werte des Gesamt Ozons aber in hohen Breiten beobachtet werden. Daraus ergibt sich eine Meridionalzirkulation in Richtung Pol und Absinken über dem Winterpol. Dieses Konzept der resultierenden Meridionalzirkulation wird als *Brewer-Dobson* Zirkulation bezeichnet. Ergänzend zu der bis dahin qualitativ untersuchten Brewer-Dobson Zirkulation ist von Murgatroyd und Singleton (1961) eine auf Berechnungen beruhende Abschätzung der meridionalen Zirkulation erstellt worden. Die Autoren berechneten die Meridionalzirkulation aus den Netto-Erwärmungsraten stratosphärischer Strahlungsprozesse. Die Temperaturverteilung im Strahlungsgleichgewicht ist in Abb. 2.1 dargestellt, die sich durch besonders niedrige Temperaturen über dem Winterpol in der Mesosphäre und einem Maximum der Temperatur in der Stratopause über dem Sommerpol auszeichnet.

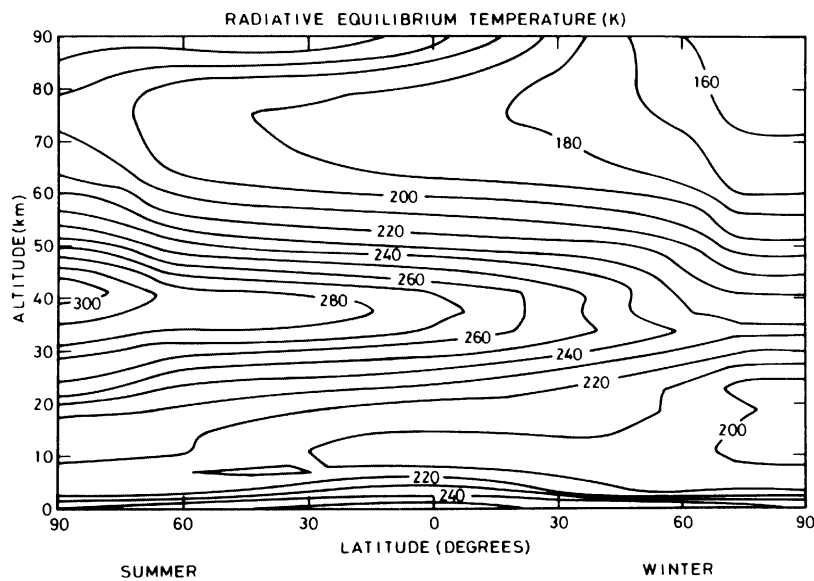


Abbildung 2.1. Strahlungsgleichgewichtstemperatur in K, die sich auf Grund strahlungsaktiver Spurengase wie z.B. Ozon, O_2 , N_2O , H_2O und CO_2 einstellt (Geller, 1983).

Abbildung 2.2 zeigt die rein diabatische Meridionalzirkulation, die sich auf Grund des Strahlungsgleichgewichts ohne Berücksichtigung von Wellen einstellen würde. Qualitativ entspricht diese der Brewer-Dobson Zirkulation. Neu hierbei war der mesosphärische Ast der Meridionalzirkulation, der auch als Murgatroyd-Singleton Ast der globalen Zirkulation bezeichnet wird (McIntyre, 2001) und den Luftmassentransport vom Sommer- zum Winterpol in der Mesosphäre beschreibt.

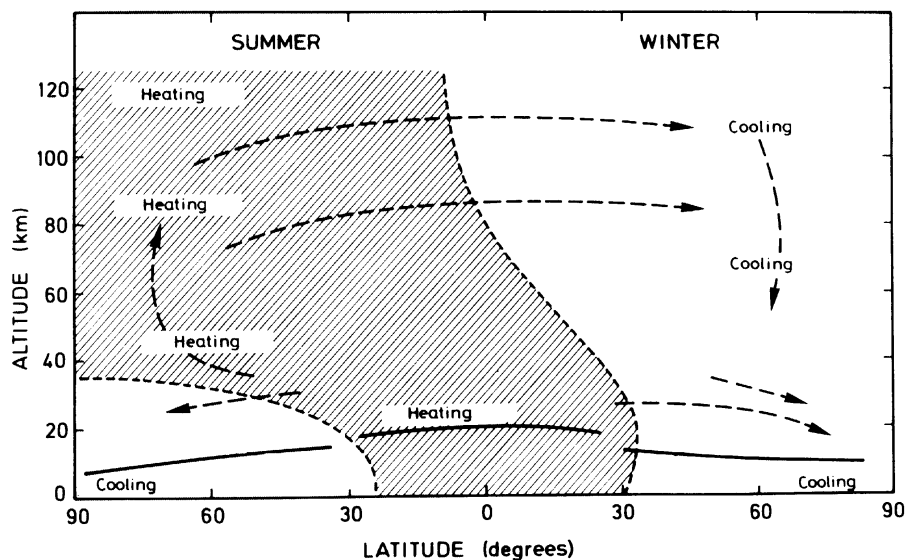


Abbildung 2.2. Diabatische Meridionalzirkulation nach Murgatroyd und Singleton (1961).

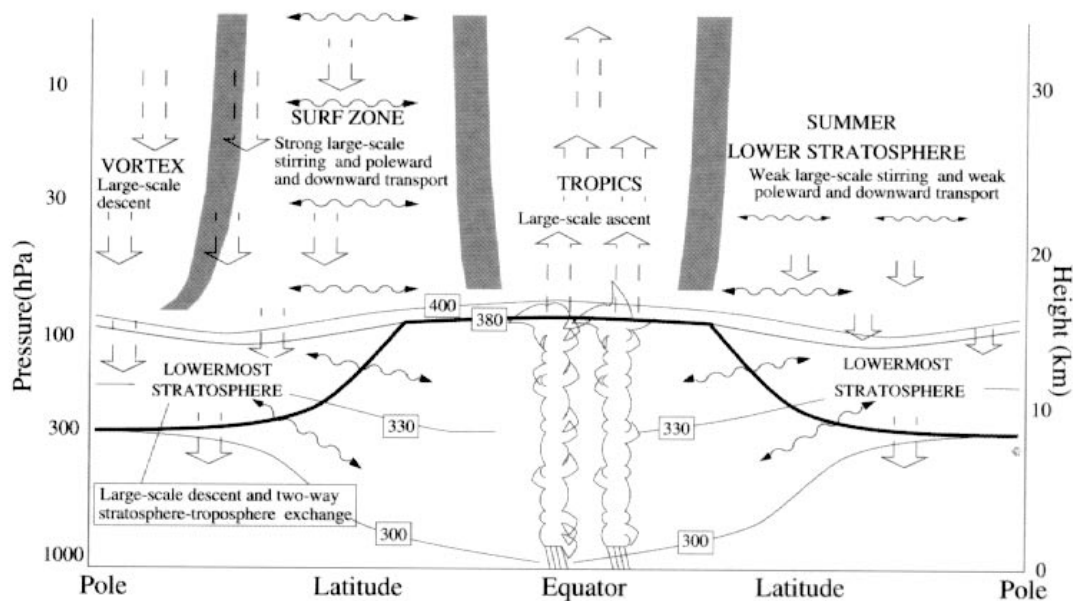


Abbildung 2.3. Globale Zirkulation: Die dicken Pfeile markieren die diabatische Zirkulation, bzw. Absinken oder Transport auf wechselnden isentropen Flächen. Dicke Balken stellen Barrieren der isentropen Durchmischung dar. Gewellte Pfeile markieren adiabatische Prozesse, Transport entlang von isentropen Flächen (WMO-Assessment, Abb.7–6, WMO, 1999).

Die globale meridionale Zirkulation, dargestellt durch das klassische Bild der *Brewer-Dobson* Zirkulation, hat sich seitdem stark gewandelt und soll hier mit Abb. 2.3 des Ozon WMO-Assessments neu definiert werden (WMO, 1999). In dieser Arbeit konzentriere ich mich auf die großräumige Winterzirkulation der Stratosphäre.

Das Brechen planetarischer Wellen in der oberen Stratosphäre und das Brechen interner Schwerewellen in der Mesosphäre erzeugen eine westwärts gerichtete zonale Kraft $\bar{K} < 0$ auf Luftmassen ab ca. 15° Entfernung vom Äquator (Haynes, 1998). Diese erfahren durch die Corioliskraft in der NH eine „Rechtsablenkung“ in Richtung Pol, was zu einem meridionalen Transport von den Tropen zum Winterpol in der Stratosphäre führt, das sogenannte *Wave Driving*. Unterwegs durchlaufen die Luftmassen großskalige Mischungsprozesse, Polwärts- und Abwärtstransport in der sogenannten „Surf Zone“ (deutsch: Wellenbrecherzone). Diese Zone ist gekennzeichnet durch einen schwachen Gradienten der Spurengaskonzentrationen, was gleichbedeutend mit starker Durchmischung ist. Während der Polarnacht tritt großräumiges Absinken im Polarwirbel auf (siehe Abschnitt 2.2). Die Luftmassen werden beim Absinken adiabatisch komprimiert und erwärmen sich dabei auf Temperaturen oberhalb des Strahlungsgleichgewichts. Daraus resultiert die warme Stratopause über dem Winterpol. Deutlich wird dies in der Januar-Temperatur der CIRA-Klimatologie mit 250 K (Abb. 2.4 oben), im Vergleich zu der Strahlungsgleichgewichtstemperatur von 190 K (Abb. 2.1). Als Ausgleich zu diesem meridionalen Luftmassentransport in Richtung Pol findet ein großskaliger Aufwärtstransport in der tropischen Troposphäre statt. Die Luft dehnt sich dabei adiabatisch aus, was

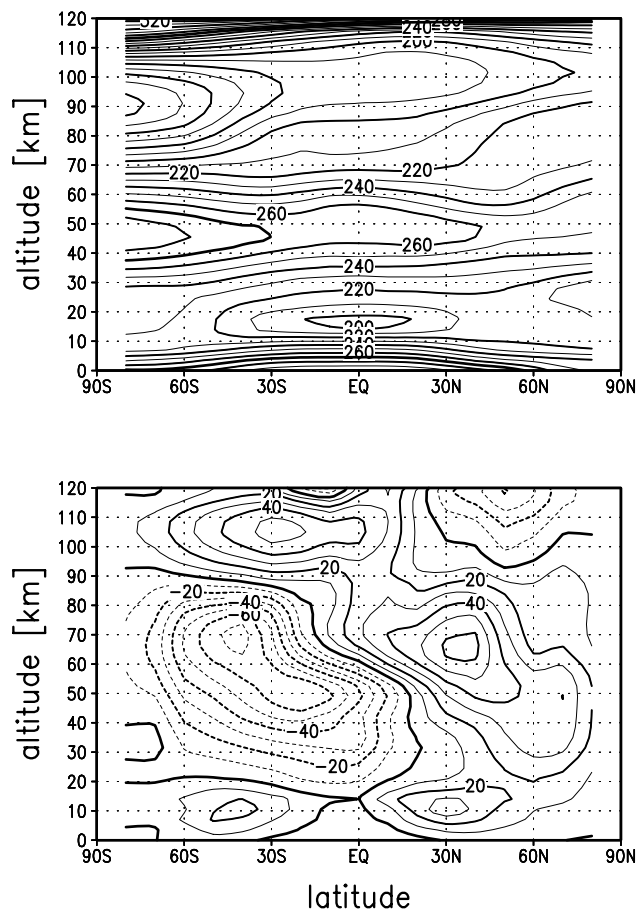


Abbildung 2.4. CIRA Klimatologie für Januar: Oben: Zonal gemittelte Temperatur in (K); unten: zonal gemittelter zonaler Wind in (m/s); Isolinienintervall jeweils in 10 Einheiten (Fleming et al., 1990).

zur Abkühlung unter die Strahlungsgleichgewichtstemperatur führt. Dieser bekannte Effekt ist sichtbar in der kalten tropischen Tropopause (siehe das ausgeprägte Minimum von 200 K in Abb. 2.4 im Vergleich zu Abb. 2.1). Darüber erkennt man das großräumige diabatische Aufsteigen in der tropischen Stratosphäre. Durch das Überschießen hochreichender Konvektionszellen über die Tropopause hinweg findet ein Austausch troposphärischer Luftmassen mit der Stratosphäre statt. Der Stratosphären-Troposphären Austausch (englisch: „Stratosphere Troposphere Exchange“, STE) wird charakterisiert durch die entlang der meridionalen Ebene stark variierende Tropopausenhöhe mit einem Maximum an Höhe in ca. 16 km am Äquator und einem Absinken der isentropen Flächen in Richtung zu den Polen bis 7 km Höhe. Die unterste Stratosphäre, der Bereich zwischen Tropopause (380 K) und 400 K potentieller Temperatur, ist gekennzeichnet durch die zweifache Möglichkeit des Stratosphären-Troposphären Austausches: zum einen durch den adiabatischen Transport entlang von Isentropen, die die Tropopause kreuzen, und zum anderen durch großräumiges diabatisches Absinken. Die Subtropische

sowie die Polarwirbelbarriere, charakterisiert durch einen starken Gradienten im Spurengasmischungsverhältnis (siehe Abschnitt 2.4), werden gelegentlich durch Intrusionen oder auch Extrusionen von Luftmassen durchquert (siehe Abschnitt 2.5), die durch das Brechen von planetarischen Wellen angeregt werden. Dabei ist die subtropische Barriere durchlässiger als die Polarwirbelbarriere. Der innere Kern des Polarwirbels scheint bisher unberührt von Durchmischung zu sein, wohingegen der Rand des Polarwirbels häufig mit Luft mittlerer Breiten durchmischt wird (WMO, 1995, 1999).

In der Sommerhemisphäre herrschen Ostwinde in der Strato- und Mesosphäre vor (siehe Abb. 2.4), so dass sich ostwärts wandernde Schwerewellen ausbreiten können. Das Brechen dieser Schwerewellen führt zu einer zonalen ostwärts gerichteten Kraft $\overline{K} > 0$. Durch die „Linksablenkung“ der Corioliskraft in der SH resultiert ein äquatorwärts gerichteter Transport, der den Ast der Zirkulation von der Sommer- zur Wintermesosphäre schließt (Murgatroyd-Singleton Zirkulation). Zum Ausgleich steigt Luft in der polaren Mesosphäre auf, die Luft dehnt sich in der instabilen Schichtung aus und kühlt dabei sehr stark ab entgegen der strahlungsbedingten Erwärmung. Dieser Mechanismus wird von McIntyre (2001) auch als „Refrigeration Action“ (deutsch: Gefrier-Wirkung) bezeichnet. Resultierend aus dieser *Refrigeration Action* wird der kälteste Punkt der Erdatmosphäre, die Sommermesopause mit Minimumtemperaturen bis zu 105 K in 80–90 km Höhe, beobachtet (Lübken, 1999), also bis zu 100 K unterhalb der Strahlungsgleichgewichtstemperatur (siehe Abb. 2.1), bzw. bis zu 40 K unterhalb der CIRA-Klimatologie (Abb. 2.4). Wie in der Darstellung der erweiterten Brewer-Dobson Zirkulation (Abb. 2.3) angedeutet wird, finden auch in der Sommerhemisphäre schwach ausgeprägte horizontale Transportprozesse in der untersten bis mittleren Stratosphäre statt. Der Transport ist zurückzuführen

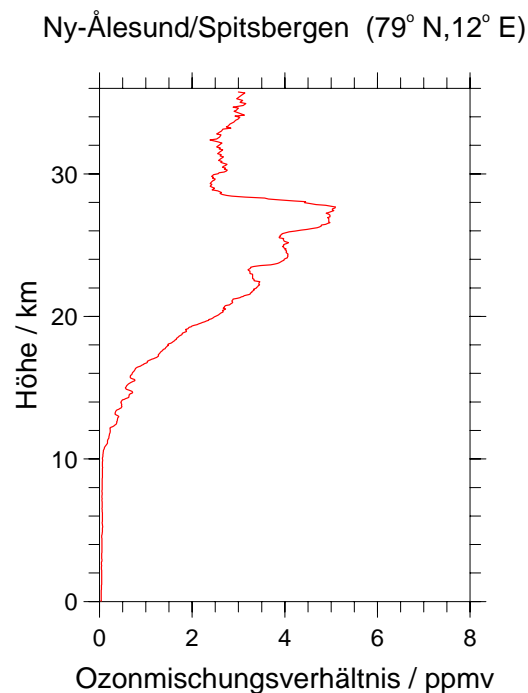


Abbildung 2.5. Ozonsondenaufstieg vom 17. September 2001 über Ny Ålesund, Abbildung produziert am AWI-Potsdam (persönliche Mitteilungen, Schulz, 2002).

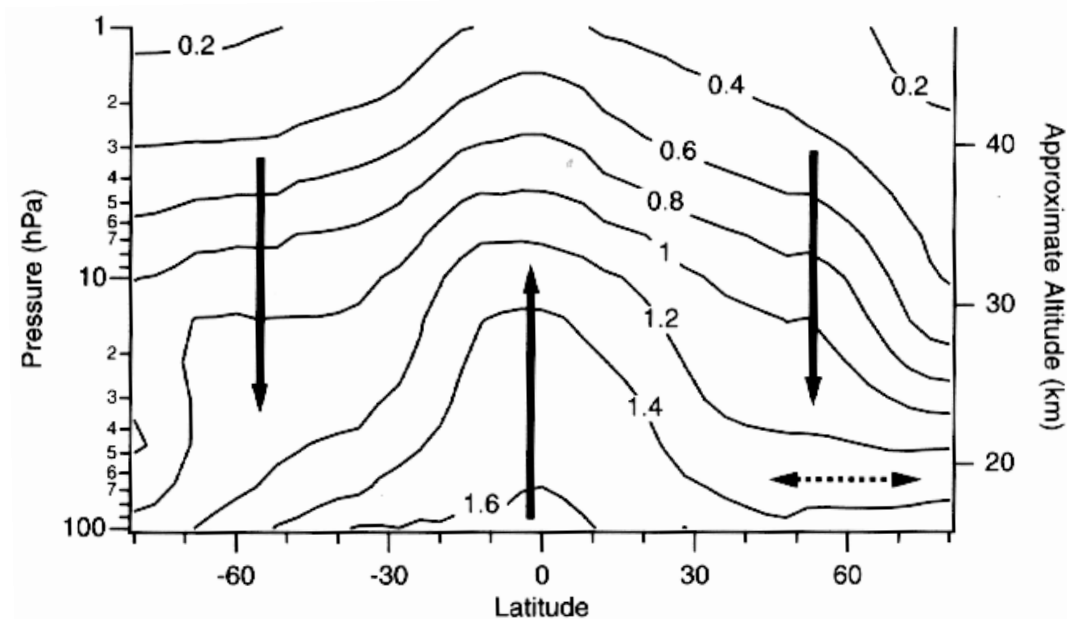


Abbildung 2.6. Spurengasverteilung des passiven Spurengases CH₄: Die Pfeile markieren die Wirkung der Brewer-Dobson Zirkulation (Dessler, 2000).

auf das Brechen planetarischer Wellen in der unteren Stratosphäre (Orsolini und Grant, 2000; Haynes und Shuckburgh, 2000; Wahl, 2001), die sich dank schwacher Westwinde in der NH bis dorthin ausbreiten können, sowie auf das Brechen westwärts wandernder Wellen, auch freilaufende Rossby Wellen oder Normalmoden genannt, die sich bei Ostwinden bis in die Stratosphäre ausbreiten können (Bowman, 1996; Wagner und Bowman, 2000; Wahl, 2001). Ein Beispiel für ein beobachtetes Transportphänomen im Spätsommer wird in Abbildung 2.5 gegeben. Dargestellt ist das am 17. September 2001 über Ny Ålesund, Spitzbergen, gemessene Ozonmischungsverhältnis, das in einer Höhe von ca. 29 km eine scharfe Kante aufweist. Diese Ozonkante markiert den Übergang zwischen einem chemisch kontrollierten oberen Regime, in dem der Ozongehalt kontinuierlich im Sommer abnimmt, und einem dynamisch kontrollierten unteren Regime, in dem der horizontale Transport dem photochemischen Abbau entgegenwirkt (Wahl, 2001). Der resultierende Effekt der Brewer-Dobson Zirkulation auf den Transport von passiven Spurengasen ist noch einmal in Abb. 2.6 zusammengefaßt.

Wie man anhand der Brewer-Dobson Zirkulation feststellen kann, finden signifikante Transportphänomene in der untersten (englisch: „Lowermost Stratosphere“, LMS), unteren („Lower Stratosphere“, LS), mittleren („Middle Stratosphere“, MS) und oberen Stratosphäre („Upper Stratosphere“, US) statt, so dass es sich entsprechend anbietet, die Analyse horizontaler Transportprozesse im Modell in diese signifikanten Regionen zu unterteilen (siehe Kapitel 7).

2.2 Der stratosphärische Polarwirbel

In diesem Unterkapitel wird die meridionale Zirkulation, die innerhalb des stratosphärischen Polarwirbels stattfindet, beschrieben. Während der Polarnacht tritt großräumiges Absinken im Polarwirbel auf. Die Luftmassen werden dabei adiabatisch komprimiert und erwärmen sich auf Temperaturen oberhalb des Strahlungsgleichgewichts. Somit resultiert den gesamten Winter über ein polwärts und abwärts gerichteter Transport von der oberen Stratosphäre in die mittlere-untere Stratosphäre. In den Jahren mit stärkerem Absinken ist der Winter wärmer. Niedrige Temperaturen stellen eine notwendige Bedingung für die Bildung von polaren Stratosphärenwolken (englisch: „Polar Stratospheric Clouds“, PSCs) dar, an deren Partikeloberflächen Chloraktivierung stattfindet, was schließlich zu Ozonabbau führt. In Wintern mit geringem Absinken sind die Temperaturen im Polarwirbel niedriger, wodurch schließlich der Ozonabbau verstärkt wird. Dieser Zusammenhang wurde von Randel und Wu (1999) sehr deutlich in einer hohen Korrelation von negativem Ozontrend und negativem Temperaturtrend in den 1990er Jahren des arktischen und antarktischen Polarwirbels gezeigt. Ein Beispiel für verstärktes Absinken während der Entwicklung einer Stratosphärenwärmung – also einer Periode starker Wellenaktivität – wird in Abb. 2.7 gegeben. Zu Beginn der Erwärmung am 24. Januar 1991 erkennt man auf der 10 hPa Druckfläche einen stark ausgeprägten Trichter, der sich von über 30 km Höhe in der Antizyklone auf unter 28 km im Zentrum des Polarwirbels erstreckt. Im Verlauf der Erwärmung reduziert sich der Höhenunterschied um fast die Hälfte. Ein einheitliches Bild der Zirkulation innerhalb des Polarwirbels wurde von Schoeberl et al. (1992) auf Basis zweier Kampagnen mit in situ Flugzeug-Messungen im antarktischen Winters 1987 und im arktischen Winter 1988/89 entwickelt (Abb. 2.8a).

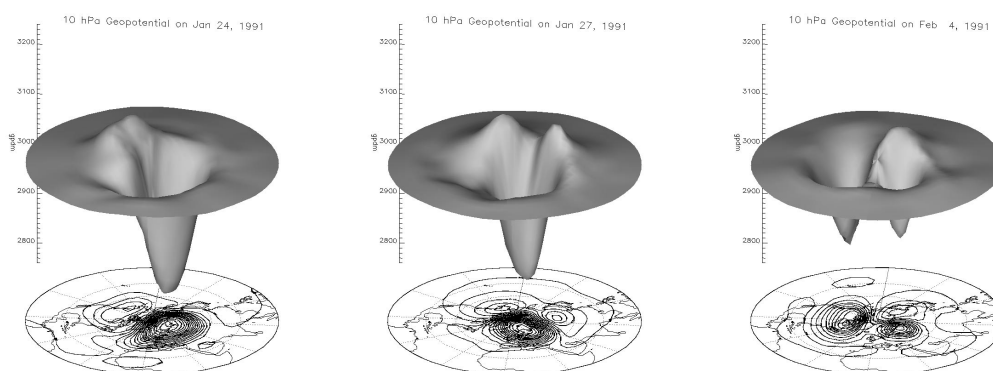


Abbildung 2.7. Zeitliche Entwicklung der geopotentiellen Höhe auf der 10 hPa Druckfläche, während des Major Warmings im Januar/Februar 1991 (FUB Daten): links: 24. Januar; Mitte: 27. Januar; rechts: 4. Februar 1991. Die Isolinien auf der polarstereographischen Darstellung geben die geopotentielle Höhe in 10 hPa an (Marquardt, 1998).

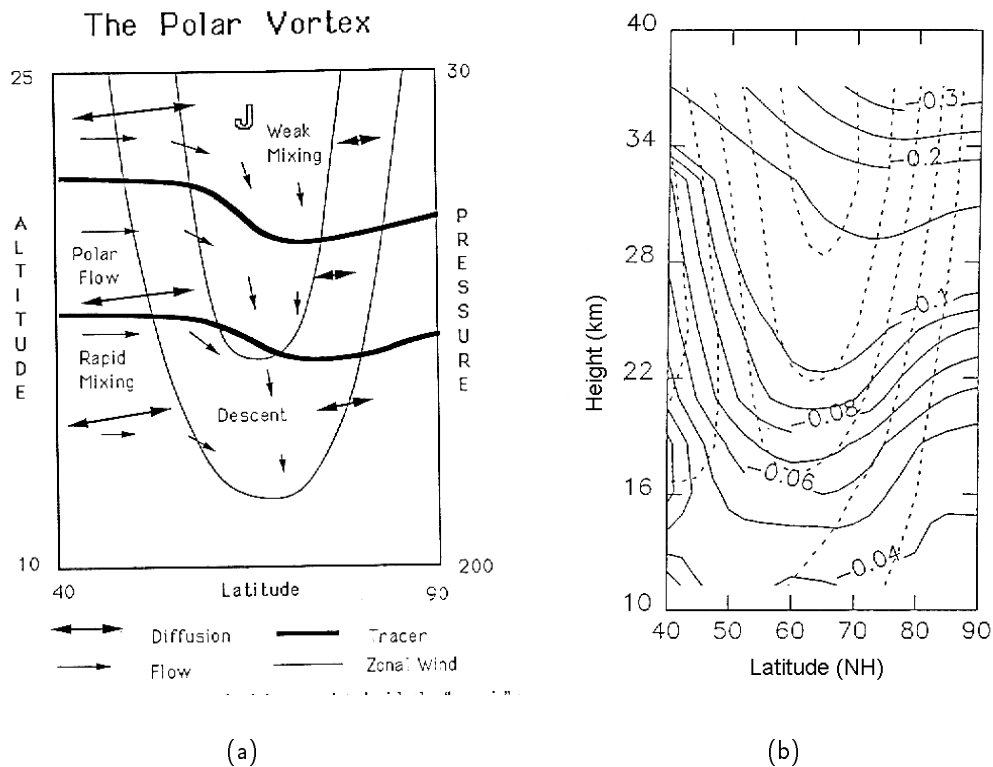


Abbildung 2.8. (a): Schematische Darstellung der Zirkulation des Polarwirbels. Ein-gezeichnet sind der polare stratosphärische Jet, die Isolinien eines Tracers, sowie die Zirkulation des Polarwirbels. (b): Vertikale und zonale Geschwindigkeit für die NH abgeleitet aus Flugzeug in situ Messungen für den 03.01.–10.02.1989. Die durchgezogene Linie stellt \bar{w}^* in cm/s dar, abgeschätzt aus Kühlraten, und die gestrichelte Linie den zonal gemittelten Wind in m/s (Schoeberl et al., 1992).

Dargestellt ist der Strahlstrom (englisch: „Jet“) zusammen mit den Isolinien eines Tracers, der den Polarwirbelrand mit einem starken Gradienten in ca. 60° markiert. Wie man hier sehr deutlich erkennen kann, fällt das Zentrum des Jets mit dem Polarwirbelrand zusammen (Nash et al., 1996).

Aufgrund diabatischen Absinkens von Luftmassen im Polarwirbel sind die Isolinien eines Tracers innerhalb des Wirbels etwa 2–3 km gegenüber den Luftmassen mittlerer Breiten verschoben. Während des antarktischen Winters und arktischen Spätwinters findet das stärkste Absinken im Zentrum des Jets bzw. am Rande des Polarwirbels, insbesondere auf der der Antizyklone zugewandten Seite, statt. Dagegen sinken die Luftmassen im Frühwinter der NH am stärksten im Zentrum des Polarwirbels ab, mit Ausnahmen von Perioden erhöhter Wellenaktivität (Schoeberl et al., 1992; Manney et al., 1994). Wie in Abb. 2.8b zu erkennen ist, ist die Achse des Maximums vertikalen Absinkens – hier dargestellt durch \bar{w}^* , der mittleren großskaligen Vertikalgeschwindigkeit der TEM Zirkulation – mit der Höhe geneigt. Die in Abb. 2.8a dargestellte Zirkulation des Polarwirbels bezieht sich nur auf die untere Stratosphäre. Von der unteren bis oberen Stratosphäre neigt sich

die Zone stärksten Absinkens vom Zentrum des Jets (Rand des Polarwirbels) hin zum Zentrum des Polarwirbels (Schoeberl et al., 1992). Bis ca. 26 km Höhe korreliert das Maximum des Jets sehr gut mit maximalen \overline{w}^* Werten. Manney et al. (1994) ergänzten diese Untersuchung und zeigten mit Hilfe von Trajektorienrechnungen für jeweils zwei aufeinander folgende Winter (1992 und 1993) der SH und NH, daß oberhalb der 900 K Isentrope stärkstes Absinken im Zentrum des Polarwirbels, zwischen 600 und 900 K nahe des Polarwirbelrandes und unterhalb von 600 K entlang des Polarwirbelrandes stattfindet. Diese Ergebnisse stimmen gut mit dem von Schoeberl et al. (1992) entwickelten Bild der Zirkulation des Polarwirbels für die Süd- und Nordhemisphäre überein.

2.3 Stratosphären-Troposphären-Austausch

Eine Übersicht zum Stratosphären-Troposphären-Austausch wird in Holton et al. (1995) gegeben. Der Eintrag troposphärischer Luftmassen in die Stratosphäre erfolgt im wesentlichen in den Tropen durch das Überschießen von sogenannten Konvektionstürmen. Diese weisen einen Jahresgang mit dem Wandern der Innertropischen Konvergenzzone (englisch: „Innertropical Convergence Zone“, ITCZ) auf, die im Nordwinter bis in 25° S über den Kontinenten reichen kann. Der Nachweis für die „Freeze-Drying“ Hypothese³ (deutsch: „Gefrier-Austrocknen“) (Brewer, 1949) wurde erstmals von Mote et al. (1996) mit dem sogenannten „Tape Recorder“ Signal (deutsch: Bandaufzeichnung) erbracht. Der *Tape Recorder* markiert den Jahresgang von niedrigem Wasserdampfgehalt – so wie ein Signal auf einem Tonband aufgezeichnet wird – oberhalb der tropischen Tropopause (siehe Abb. 2.9). Diese Beobachtung erbrachte gleichzeitig auch die Quantifizierung der Aufwärtsbewegung \overline{w}^* im tropischen Ast der Brewer-Dobson Zirkulation. Das Signal bleibt für ca. 2 Jahre in einem Höhenbereich von 15 km bis in die mittlere Stratosphäre hinein erhalten. Die daraus abgeleiteten Aufstiegsraten variieren dabei von $\overline{w}^* = 0,2 \text{ mm/s}$ im Nordsommer bis $\overline{w}^* = 0,4 \text{ mm/s}$ im Nordwinter.

Der Rückfluß stratosphärischer Luft in die Troposphäre findet zum größten Teil durch Tropopausenfaltungen – Zungen stratosphärischer Luft – statt, die sich an der polwärtigen Flanke starker Westwindjets bilden und tief in die Troposphäre hinein reichen können. Bevorzugte Region für solche Prozesse ist der Subtropische Strahlstrom, der mit dem Tropopausenbruch der Subtropen zusammenfällt. Tropopausenfaltungen werden auch in mittleren und hohen Breiten beobachtet und treten meist in Verbindung mit Kaltlufttropfen (englisch: „Cut Off Cyclones“) auf. Hierbei handelt es sich um die Bildung eines abgeschlossenen Höhenwirbels (Kaltlufttropfens) in der oberen Troposphäre, der für mehrere Tage quasi-stationär bleibt. Ein aktuelles Beispiel eines Kaltlufttropfens über Europa ist in Abb. 2.10 für den 20. und 22. September 2001 dargestellt. Dabei wölbt sich die Tropopause (hier mit 2 PVU gekennzeichnet) tief in die Troposphäre hinein, die darin eingeschlossenen Luftmassen stratosphärischer Herkunft bilden lange Zungen (gelb-rote Farben westlich von Europa). Ein Teil der enthaltenen Luft wird im Verlauf der Tage irreversibel mit der umgebenden troposphärischen Luft vermischt und verbleibt

³Die besagt, dass die Kondensation troposphärischen Wasserdampfes beim Eintrag in die Stratosphäre und Aufsteigen in den Tropen stark temperaturabhängig und entsprechend der Tropopausentemperatur einen Jahresgang aufweisen muss.

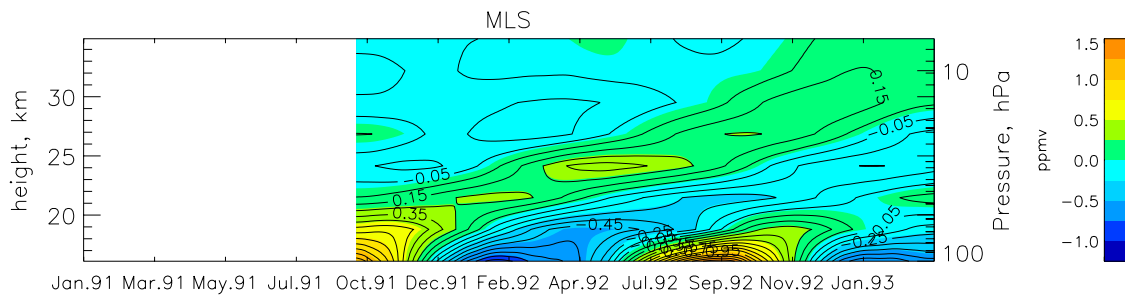


Abbildung 2.9. Der *Tape Recorder*: Dargestellt ist der Jahresgang der Abweichung vom zeitlichen Mittel des Wasserdampfverhältnisses gemessen mit dem Microwave Limb Sounder (MLS) Instrument in einem tropischen Band von 30° S – 30° N (persönliche Mitteilung, Nissen, 2001).

danach in der Troposphäre (siehe Appenzeller et al., 1996). Dies ist zu erkennen an der PV Struktur über Spanien. Es kommt zu großräumigen Austauschprozessen zwischen hohen und mittleren Breiten, die entlang der 350 K Isentropen zu einem adiabatischen Austausch von Luftmassen der Stratosphäre (Konturen > 2 PVU) in die Troposphäre (Konturen < 2 PVU) führen.

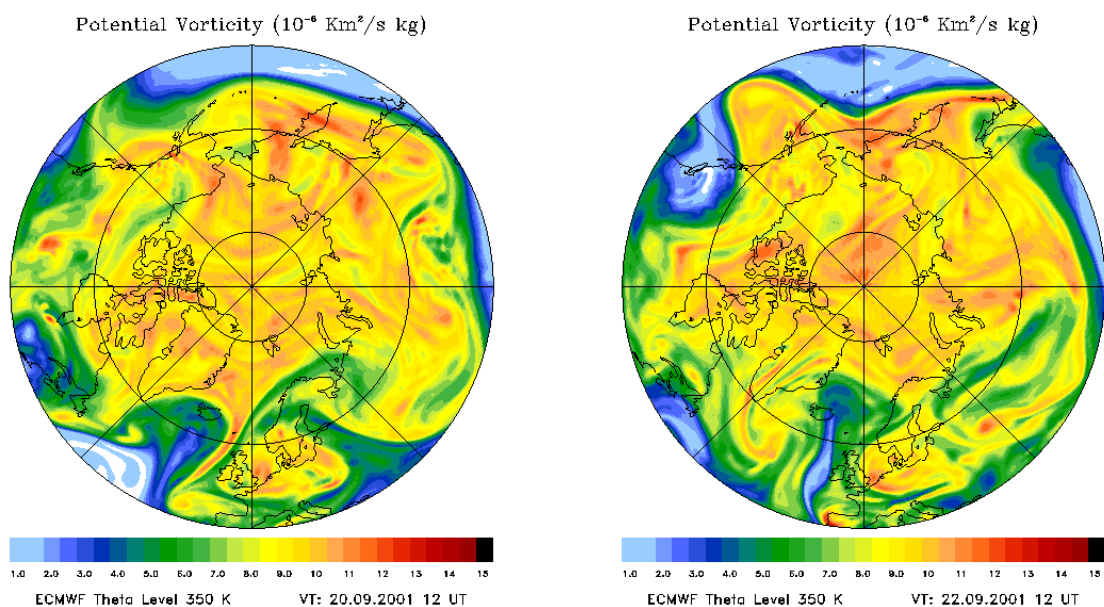


Abbildung 2.10. Potentielle Vorticity (PV) auf der 350 K Isentrope, dargestellt mit hochaufgelösten ECMWF-Analysen: links: 20.09.01; rechts: 22.09.01. Die Einheiten sind in „Potential Vorticity Units“ (PVU) angegeben ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$). Die Tropopause fällt ungefähr mit der 2 PVU Kontur zusammen (persönliche Mitteilungen, Dörnbrack, 2002.)

2.4 Die Transportbarrieren

Es wurde bereits am Anfang dieses Kapitels darauf hingewiesen, dass das Brechen planetarischer Wellen in der *Surf Zone* der Stratosphäre zu hoher Durchmischung von Spurengasen bzw. der Potentiellen Vorticity⁴ (PV) führt. Dadurch bildet sich polwärts der *Surf Zone* ein starker meridionaler Gradient im Spurengas aus, gleichbedeutend mit sehr langsamer Durchmischung, und zwar am Rand des Polarwirbels. Dieser Gradient wird als Indiz für eine Transportbarriere des Polarwirbels interpretiert. Ähnliches wird auch äquatorwärts der *Surf Zone* beobachtet. Wie aus Beobachtungsdaten von Vulkanaerosolen deutlich wurde, bildet sich ein scharfer Gradient im Meridionalschnitt zwischen 20° bis 30° N und S aus (Trepte und Hitchman, 1992, persönliche Mitteilungen, von Zahn, 1992). Dieser sehr deutlich erkennbare Gradient wird als „subtropische Transportbarriere“ bezeichnet. Die subtropische Transportbarriere wurde auch in transportdominierten Spurengasen wie N₂O, CH₄, H₂O in der mittleren und oberen Stratosphäre wiedergefunden (Randel et al., 1993). Ein Beispiel für die subtropische Barriere sowie den Polarwirbelrand für den N₂O Gehalt nach dem Mt. Pinatubo Ausbruch im Juni 1991 gibt Abb. 2.11. Wie nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo beobachtet wurde, fand in der untersten Stratosphäre ein sehr rascher meridionaler Austausch von Luftmassen statt (Jäger, 1992), ganz im Gegensatz zu der darüberliegenden Stratosphäre. Der Grund

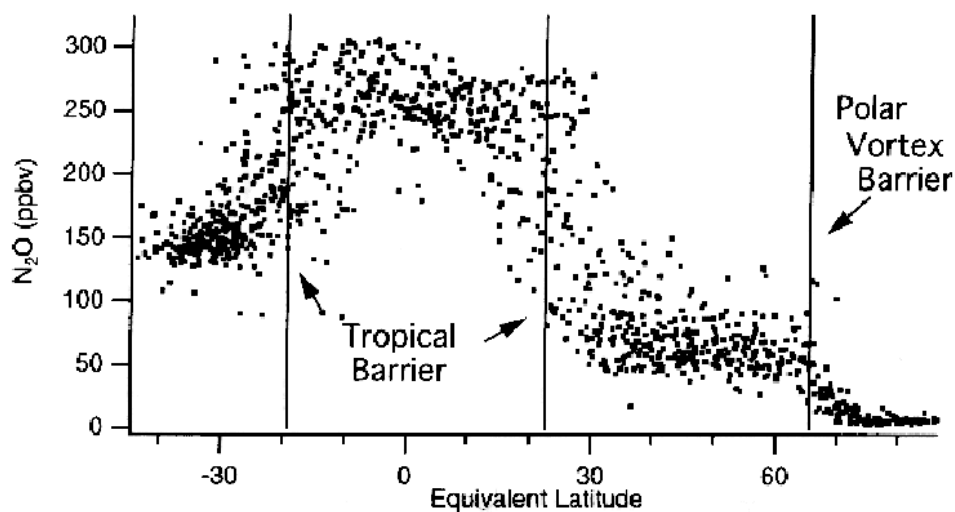


Abbildung 2.11. N₂O Gehalt vom 20. Februar 1992 auf der 800 K Isentrope. N₂O wurde vom Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer (CLAES) an Bord des Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) gemessen. Die äquivalente Breite wurde mit United Kingdom Meteorological Office (UKMO) Daten für diesen Tag bestimmt (Dessler, 2000).

⁴Die Potentielle Vorticity wird quasi als dynamischer Tracer für wenige Tage betrachtet und wird ausführlicher in Kapitel 4 untersucht.

hierfür ist die ausgeprägte subtropische Transportbarriere. Ein ausschlaggebendes Argument für die Existenz der subtropischen Barriere wurde durch die Entdeckung des *Tape Recorder* geliefert (Mote et al., 1996). Da die Wasserdampfkonzentration der Stratosphäre außerhalb der Tropen höher liegt als in den Tropen, kann der *Tape Recorder* nur dann auftreten, wenn kein nennenswerter Eintrag von Luftmassen mittlerer Breiten in die Tropen erfolgt. Die Tropen müssen durch eine Art Transportbarriere von den mittleren Breiten getrennt sein – die subtropische Barriere. Somit kann die Luft in den Tropen – als ein Teil der Brewer-Dobson Zirkulation – in relativer Isolation von den mittleren Breiten aufsteigen. Dieses Konzept wurde von Plumb (1996) als „Tropical Pipe“ (deutsch: tropischer Kamin) bezeichnet.

Einen ausführlichen Überblick zur QBO („Quasi Biennial Oscillation“, siehe Kapitel 4) Modulation von Spurengasen geben Baldwin et al. (2001). Der Hinweis, dass die QBO den Spurengastransport über die subtropische Barriere moduliert, wurde in jüngster Zeit von Shuckburgh et al. (2001) geliefert. Die Autoren stellten in dieser Untersuchung fest, dass während der QBO Ostphase die Durchmischung von Spurengasen in den Tropen limitiert ist, während es in der QBO Westphase jedoch zu verstärkter Durchmischung in den Subtropen kommt.

2.5 Spezifische Transportprozesse in der Stratosphäre

In der Literatur herrscht einige Verwirrung bezüglich Phänomenen, welche die Transportprozesse in der winterlichen Stratosphäre beschreiben. Dabei werden zum Teil uneinheitliche Bezeichnungen für gleiche Phänomene verwendet. In diesem Abschnitt soll das Phänomen eines *Streamers* beschrieben und zu dem gebräuchlicheren Term des Filaments abgegrenzt werden. *Streamer* beschreiben großskalige horizontale Transportprozesse, Filamente hingegen feinskalige. Für die Zwecke dieser Arbeit bietet sich die Unterteilung in „Tropische-Subtropische Streamer“, „Polarwirbel Streamer“ und „Cat Eyes“ an.

2.5.1 Tropische-Subtropische Streamer

Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit soll auf *Streamern* liegen, da nur diese vom Berliner Modell aufgelöst werden. Eine vorläufige Definition von *Streamern* – wie man sie in der Literatur findet – wird in diesem Abschnitt gegeben und später im Ergebniskapitel 6 erweitert.

Streamer werden zum einen in der Literatur als „Zungen“ von Spurenstoffkonzentrationen beschrieben, in denen tropische Luftmassen in großem Ausmaß bis in mittlere Breiten advehiert werden (Offerman et al., 1999; Riese et al., 1999; Kouker et al., 1999; BMBF, 1999). Dieses Phänomen soll hier als „Tropischer bzw. Subtropischer Streamer“ bezeichnet werden. Als Mechanismus für die Bildung von Tropischen *Streamern* wird von Marquardt (1998) die Scherinstabilität angeführt. Als *Streamer* werden aber auch kleinräumige STE Prozesse bezeichnet, bei denen stratosphärische Luft in die Troposphäre gelangt (siehe Abb. 2.10), z.B. durch Intrusionen von „Streamer-ähnlichen“ Systemen (siehe Appenzeller und Davies, 1992; Appenzeller et al., 1996; Naujokat

et al., 1997; Vaughan und Worthington, 2000; Vaughan et al., 2001).

In der vorliegenden Arbeit bezieht sich der Begriff *Streamer* auf großskalige Änderungen von Spurengasen, die in Luftmassen von niedrigen in höhere Breiten und umgekehrt advehiert werden. Im Nachfolgenden wird gelegentlich auch von *feinen Streamern* bzw. von Filamenten die Rede sein.

Erste Messungen von schmalen Ozon-Zungen, die aus den Tropen herausgezogen wurden, beobachteten Leovy et al. (1985) in der mittleren bis oberen Stratosphäre. Randel et al. (1993) konnten dieses für eine tropische Ozon-Zunge in der oberen Stratosphäre auf der 1100 K Isentrope (38 km Höhe) bestätigen. In einer Randel et al. (1993) begleitenden Veröffentlichung stellte Waugh (1993) in einer Fallstudie einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Injektionen tropischer Luft in mittlere Breiten mit der Verlagerung des Polarwirbels fest. Wenn sich der Polarwirbel genügend weit weg von seiner polzentrischen Lage an die subtropische Barriere heranschiebt, also eine starke zonale Wellenaktivität vorliegt, führt dies zu Extrusionen aus dem subtropischen Gürtel in höhere Breiten. Vergleichbare Zungen tropischen/subtropischen Ursprungs fanden auch Manney et al. (1995a,b) für passive Spurengase und für Ozon. Diese Beobachtungen können in Zusammenhang mit den hier definierten Streamern gesetzt werden.

Zu ähnlichen Aussagen gelangen auch diverse Modellstudien: Erste 2-D Modelluntersuchungen wurden von Norton (1994) und Polvani et al. (1995) mit Konturadvektionsimulationen durchgeführt, die sehr feinskalige tropische Strukturen zeigen. Die ersten Untersuchungen mit einem globalen Zirkulationsmodell (englisch: „General Circulation Model“, GCM), die eine zungenähnliche Struktur aufweisen, wurden von Mahlmann und Umscheid (1987) durchgeführt. Eine GCM Fallstudie wurde von Orsolini et al. (1995) für die Simulation eines Ozonminilochs im Januar 1992 erstellt. Das ARPEGE-GCM (T106: $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ horizontale Auflösung) konnte dabei Ozonzungen, die sich aus dem Polarwirbel herausschälten und von Satelliten beobachtet wurden, auflösen. Eine erfolgreiche Simulation eines *Streamers* mit einem 3-D mechanistischen Modell wurde von Kouker et al. (1999) durchgeführt. Dieses Modellexperiment hatte zum Ziel, die tatsächlich beobachtete Struktur eines Subtropischen *Streamers* zu simulieren. Während der NASA Mission ATLAS 3 (ATmospheric Laboratory for Applications and Science 3) vom 3.-14. November 1994 wurden an Bord des „Space Shuttle“ mit Hilfe des CRyogenic Infra-red Spectrometers and Telescope for the Atmosphere (CRISTA) Instrumentes – zeitlich und räumlich hochaufgelöst ($200 \text{ km} \times 650 \text{ km}$ am Äquator) – Spurengase gemessen (Offerman et al., 1999). In Abb. 2.12 ist die Originalmessung der Ozon-Konzentration für den 6. November 1994 dargestellt (Riese et al., 1999). Deutlich ist eine Zunge mit niedrigem Ozonmischungsverhältnis (gelb-grüne Farbe) von den Tropen über Nordamerika, den Atlantik bis nach Europa auszumachen. Dieser *Streamer* wurde von Offerman et al. (1999) als „Atlantik-Streamer“ bezeichnet. In Abb. 2.13 ist der zeitliche Verlauf der Streamerentwicklung jetzt mit HNO_3 -Konzentrationen der Kalman gefilterten Daten, die aus den Originalmesspunkten abgeleitet wurden, dargestellt. Die meridionale Verteilung von HNO_3 weist dabei ein Minimum in den Tropen auf. Die Zunge tropischen-subtropischen Ursprungs wird von den großskaligen Winden nach Nordosten advehiert. Während des zeitlichen Verlaufs wird der *Streamer* immer länger (mehrere tausend Kilometer lang) und dünner, so dass er schließlich als Filament aufgefaßt werden kann.

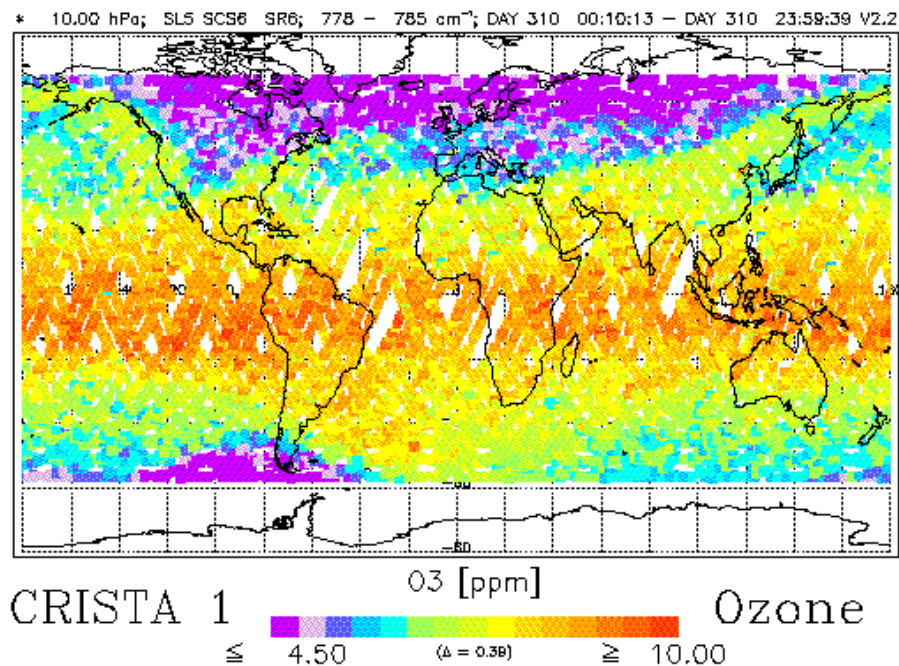


Abbildung 2.12. CRISTA Messungen des Ozonmischungsverhältnis für den 6. November 1994 in 10 hPa. Jeder Punkt auf der Projektion stellt ein komplettes Vertikalprofil für Ozon dar (Riese et al., 1999).

Filamente können sich dabei um den Polarwirbel ziehen (Norton, 1994), sogenannte „Cat Eyes“ formen (McIntyre und Palmer, 1983, 1984) oder sich einfach auflösen wie im Falle des „Atlantik-Streamers“ (Offerman et al., 1999). Dabei kommt es zu irreversiblen Mischungsprozessen – die abweichende Spurengaskonzentration wird mit der umgebenden Luft durchmischt – oder der „Tracer“ (deutsch: Indikator, Spurenstoff) kehrt zum Teil mit der Luftmasse reversibel zurück. Diese Prozessbeschreibung kann gleichermaßen für Subtropische, Polarwirbel – aber auch für *Streamer* der mittleren Breiten gelten (Offerman et al., 1999).

Mit der CRISTA-Messung gelang erstmals eine räumlich und zeitlich hohe globale Auflösung von einer *Streamerepisode*. Für Satelliten ist es kaum möglich, eine hohe horizontale Auflösung während eines sich zeitlich rasch verändernden Prozesses zu messen. In Abb. 2.13 ist ein weiterer HNO₃ *Streamer* von den Tropen über Ost-Asien bis in mittlere Breiten zu erkennen (zart lila Farbe) und wurde von den Autoren – entsprechend seiner Herkunft – „Ostasien-Streamer“ getauft, dessen Ende sich südlich der Aläuten zu einem „Cat Eye“ rollt (siehe Abb. 2.12). Gleichzeitig zu CRISTA fanden auch die Messungen des Atmospheric Trace MOleculE Spectroscopy (ATMOS) Instrumentes auf der ATLAS 3 Mission statt, wobei sehr hochreichende Messungen von Spurengasprofilen (ca. 6–80 km Höhe) durchgeführt wurden (Manney et al., 2001). In Abb. 2.14 ist das Vertikalprofil der CH₄ Messung vom 5. November 1994 (270° E, 42° N) – direkt gemessen im Gebiet des „Atlantik-Streamers“ – von ATMOS sowie von konventionellen Satellitenmessungen aufgetragen. Die meridionale Verteilung von CH₄ hat ein Maximum in den Tropen. Die graue dicke Kurve markiert die ATMOS Messung, die ein sehr ausgeprägtes

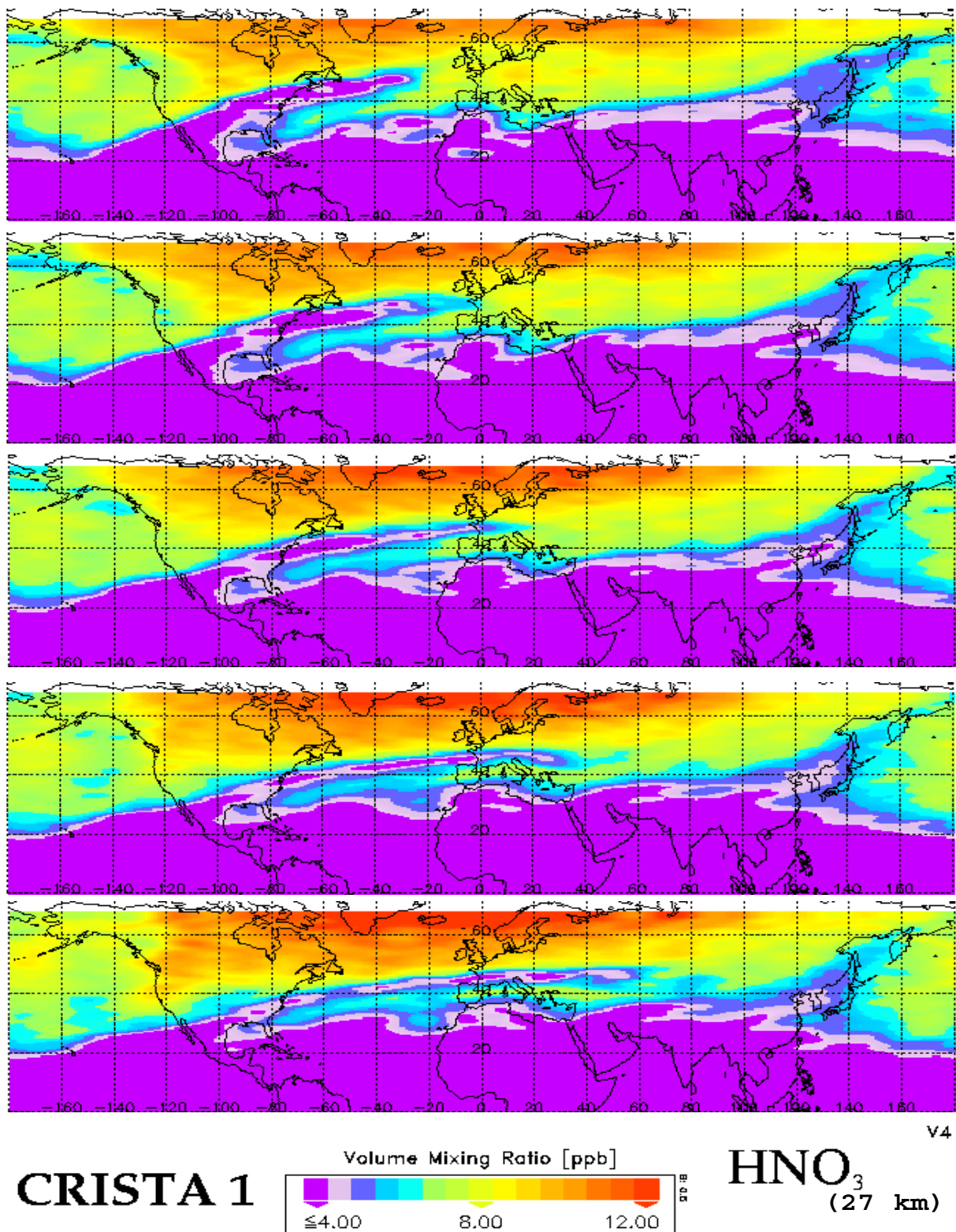


Abbildung 2.13. CRISTA Messungen vom HNO₃ Mischungsverhältnis [ppb] in 27 km Höhe für fünf aufeinander folgende Tage. Oben 6. November; unten 10. November 1994. Hier ist ein Update von CRISTA-Version 4 Daten aus Offerman et al. (1999) dargestellt.

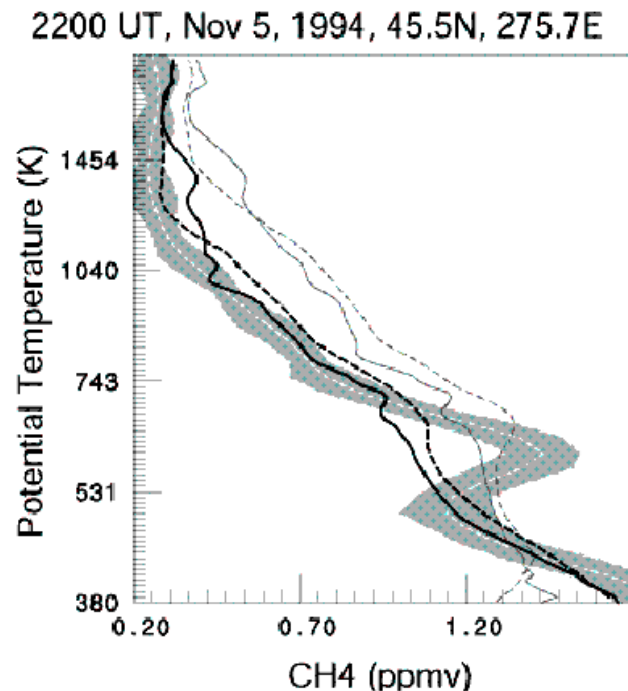


Abbildung 2.14. Volumenmischungsverhältnis von CH₄ (ppmv) für das ATMOS Vertikalprofil SS23 für den 5. November 1994. Die dicke weiße Linie mit der grauen Schattierung markiert die ATMOS Messung mit dem abgeschätzten Messfehler; schwarzgestrichelte Linie: RC („Low-Resolution Reconstructed“) Profile mit UKMO PV und ATMOS Tracern; schwarze Linie: Rückwärtstrajektorien (RT)-Rechnungen mit den RC-ATMOS Daten; gestrichelte und durchgezogene graue Linie: RC- und RT-Profile mit Tracern der UARS Klimatologie (siehe Manney et al., 2001).

Maximum des CH₄ Volumenmischungsverhältnisses zwischen 500–750 K aufweist, was einer vertikalen Erstreckung von ca. 10 km entspricht. Zusätzlich sind niedrig aufgelöste Rekonstruktions-Messungen (englisch: „Low-Resolution Reconstructed“, RC) und eine auf UARS basierende Klimatologie von Spurengasmessungen eingetragen, die das scharfe Vertikalprofil des *Streamers* kaum wahrnehmen können.

In Abb. 2.15 ist eine Sequenz von CH₄ Daten dargestellt, die mit einem hochaufgelösten (80×80 km) Rückwärtstrajektorien (RT-) Modell aus ATMOS Messungen und UKMO Winden hergestellt wurde (Manney et al., 2001). Diese Modellanalyse stimmt sehr gut mit den CRISTA-Messungen überein. Erkennbar sind die breite Zunge tropischer Luft (hohe Werte von 1,30 ppmv) über dem Atlantik sowie der zweite *Streamer* über Ostasien, der in Richtung Aläutenhoch advehiert wird, und mit dem hochaufgelösten RT-Modell sehr viel feinskaliger aufgelöst wird. Dementsprechend bezeichnen die Autoren den „ostasiatischen Streamer“ als Filament, wohingegen der „Atlantik-Streamer“ als Zunge bezeichnet wird. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Auflösung der Messung oder des Modells die Auflösung des Ergebnisses bestimmt. Warum manche *Streamer* zu dünnen Filamenten werden und zerbrechen, wie im Fall des „Ostasien-Streamers“, manche *Streamer* aber ihren großskaligen Maßstab erhalten, ist bisher in der Literatur nicht geklärt. Es kann sich also bei *Streamern* und Filamenten um ein und den gleichen Prozess handeln, je nachdem welches Entwicklungsstadium einer Zunge erreicht wurde.

Filamente-Laminae

Filamente bzw. Laminae sind in den meisten Fällen Ausdruck des besonders markanten Transports von Luftmassen über den Polarwirbelrand. Während Intrusionen von Luftmassen der mittleren Breiten in das Innere des Wirbels eher selten sind, treten beständig Extrusionen des Wirbels auf der synoptischen Skala auf. Die Erosion des Polarwirbels und das Brechen kleinskaliger Wellen an seinem Rand verursachen, dass Wirbelluftmassen in Form von Filamenten am äußeren Wirbelrand abgelöst und in der *Surf Zone* durchmischt werden. Wie in Abb. 2.15 ersichtlich, können sich auch Filamente (rote Farben) aus den Subtropen ablösen und bis in mittlere Breiten vorstoßen (Manney et al., 2001). Diese Filamente sind es, die in Höhenprofilen als Laminae sichtbar werden. Laminae resultieren aus dem Zusammenspiel von starken horizontalen Tracergradienten und starker vertikaler Windscherung (Appenzeller und Holton, 1997). Diese Voraussetzungen führen dazu, dass sich Laminae bevorzugt in drei Regionen bilden: am Polarwirbel, in der Tropopausenregion und in der unteren Stratosphäre der Subtropen, die durch vertikale Windscherung in den Tropopausenbrüchen gekennzeichnet ist (Appenzeller und Holton, 1997).

Globale Laminaeklimatologien von N_2O und Ozon-Konzentrationen wurden für mehrere Jahre von Reid und Vaughan (1991) und Appenzeller und Holton (1997) erstellt. Wahl (2001) führte eine 12-jährige Studie von zwei arktischen und einer antarktischen Station durch, die erstmals eine Laminaeklimatologie mit Ozonmischungsverhältnissen verwendete. Übereinstimmendes Ergebnis dieser Untersuchungen ist eine erhöhte Filamentaktivität während der Winter-Frühjahrsmonate, sowie maximales Auftreten im Höhenbereich zwischen 380 und 500 K in hohen Breiten. Ozon-Laminae wurden von Reid und Vaughan (1991) mit einer vertikalen Dicke von 200 m bis 2,5 km charakterisiert. Die horizontale Ausdehnung von Filamenten am Polarwirbelrand wurde von Orsolini (1995) und Orsolini et al. (1995) mit Hilfe eines hochaufgelösten Transportmodells mit mehreren hundert bis tausend Kilometern abgeschätzt. Es handelt sich also im Vergleich zu *Streamer*-Beobachtungen um sehr schmale und kurze Strukturen. Die Berechnung der Laminae mit z.B. der vertikalen Gradientenmethode – die bisher für Laminaeklimatologien verwendet wurde – würde das vertikale Ausmaß des „Atlantik-Streamers“, der ca. 10 km oder dicker ist (Abb. 2.14), gar nicht erfassen. Weiterhin schätzten Reid et al. (1998) die Lebensdauer von Laminae ab, in dem sie mit Ozonsondendaten das Laminae-Matchexperiment für den Winter 1994/95 durchführten, das 93 Laminae-Matche lieferte. Dies ergab eine 5–10 %ige Änderung des Ozonmischungsverhältnisses pro Tag, was einer gesamten Lebensdauer der Laminae von ca. 3 Wochen entspricht.

Dass auch Intrusionen von Luftmassen mittlerer Breiten in die Tropen stattfinden, wurde erst kürzlich in Messkampagnen beobachtet und von Orsolini und Grant (2000) in einer auf Chemie Transport Modell (CTM)-Rechnungen beruhenden Analyse der Jahre 1996 bis 1999 untersucht. In dieser globalen N_2O Laminae-Klimatologie, die sich hier auf den Höhenbereich 500-640 K beschränkt – also auf den Bereich reduzierter Laminae-Aktivität höherer Breiten – finden die Autoren eine erhöhte Aktivität über dem Pazifik an der Südflanke des Aläutenhochs während des borealen Winter-Frühjahrs sowie eine erhöhte Laminae Aktivität in den Extratropen der Sommerhemisphären.

Es lässt sich festhalten, dass reduzierte Transportprozesse während des Sommers statt-

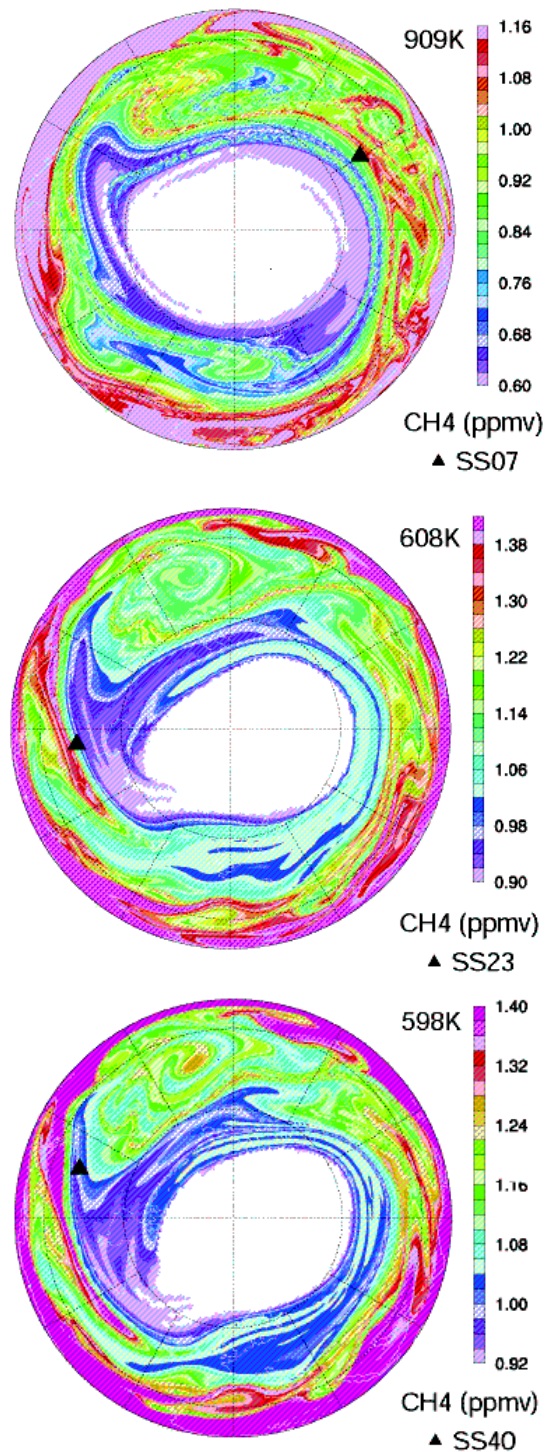


Abbildung 2.15. Hochaufgelöste Karten von CH_4 mit RT-Modellrechnungen auf verschiedenen isentropen Flächen der mittleren Stratosphäre; oben: 4. November 1994 auf 909 K; Mitte: 5. November 1994 auf 608 K; unten: 7. November 1994 auf 598 K. Orthographische Projektion dargestellt vom Äquator bis zum Pol mit dem Greenwich Meridian unten und 90° E auf der rechten Seite. Das schwarze Dreieck (in der Mitte) markiert die Position des SS23 Profil in Abb. 2.14 (Manney et al., 2001).

finden, mit der Ausnahme vom Auftreten sog. „Ozonnasen“ (Wahl, 2001, siehe Abschnitt 2.1) und von Intrusionen mittlerer Breiten in die Tropen (Orsolini und Grant, 2000). Insgesamt wird dabei in der NH eine höhere Transportaktivität gemessen als in der SH, wie auf Grund der unterschiedlichen Wellenaktivität auch zu erwarten ist.

2.5.2 Polarwirbel Streamer

Der Begriff „Polarwirbel Streamer“ wurde so in der Literatur noch nicht verwendet. Für die Zwecke dieser Arbeit bietet sich die Einführung des Begriffs „Polarwirbel Streamer“ an und wird deshalb kurz in diesem Abschnitt beschrieben.

In Abb. 2.12 ist direkt nördlich des „Atlantik-Streamers“ ein „Schweif“ arktischer Luft zu erkennen (blaue Farben), der sich aus dem Polarwirbel abschält, bzw. nicht mit dem Rest der Wirbelluftmassen rotiert und sich über den USA bis zum Pazifik erstreckt. In den hochaufgelösten RT-Modellanalysen auf der Basis der ATMOS-Daten erkennt man, dass auch dieser Schweif (blaue Farbe) immer länger und dünner wird. Von Süden kommend wird er um das Aläutenhoch herum in dieses hineingezogen, wickelt sich dabei mit dem subtropischen Filament im Uhrzeigersinn ein, um sich dann irreversibel mit den umgebenden Luftmassen zu vermischen (Abb. 2.15). Dieses Phänomen wird von Offerman et al. (1999) und Manney et al. (2001) mit unterschiedlichen Messungen und Modellrechnungen beschrieben und soll hier als „Polarwirbel Streamer“ bezeichnet werden. Wie man in Abb. 2.15 erkennt, wird auch dieser *Streamer* immer länger und dünner und erlangt schließlich eine feine Filament-Struktur.

Filamente-Laminae

Bisherige Transportberechnungen mit Konturadvektion (englisch: „Contour Advection With Surgery“, CAS) zeigen in hochaufgelösten ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) Rechnungen Extrusionen aus dem Inneren des Polarwirbels, die sich in sehr feinskaligen Filamenten um den Rand des Polarwirbels wickeln und durch das Brechen kleinskaliger Wellen am Rand des Polarwirbels entstehen (siehe Abb. 2.16) (Norton, 1994; Waugh und Plumb, 1994). Durch Flugzeug in-situ Messungen von Spurengasen konnte die Existenz solch filamentartiger Strukturen in hochaufgelösten Modellen bestätigt werden (Plumb et al., 1994; Waugh et al., 1994; Newman et al., 1996). Dabei wurden sowohl Intrusionen von Luft mittlerer Breiten in den Polarwirbel (Plumb et al., 1994) als auch Extrusionen von Wirbelluft außerhalb des Polarwirbels (Waugh et al., 1994) beobachtet. Norton und Chipperfield (1995) wiesen nach, dass chemisch aktivierte Luft aus dem Polarwirbel heraus transportiert wurde und quantifizierten diesen Anteil für drei arktische Winter. Eine detaillierte Analyse von dem Transport chemisch aktivierter Luft aus dem Polarwirbel in mittlere Breiten wurde für den arktischen Winter 1999/2000 von Marchand et al. (2002) durchgeführt. Die Autoren quantifizierten die Anteile des Ozonverlustes in mittleren Breiten, die vom Transport bzw. Durchmischung von Filamenten, Polarwirbelluft und von in-situ Ozonzerstörung stammen. Sie stellten fest, dass der Hauptanteil des beobachteten Ozonverlustes mittlerer Breiten durch in-situ Ozonzerstörung verursacht wird. Polare Luftmassen können maximal mit 50 % Anteil am Ozonverlust während starker Polarwir-

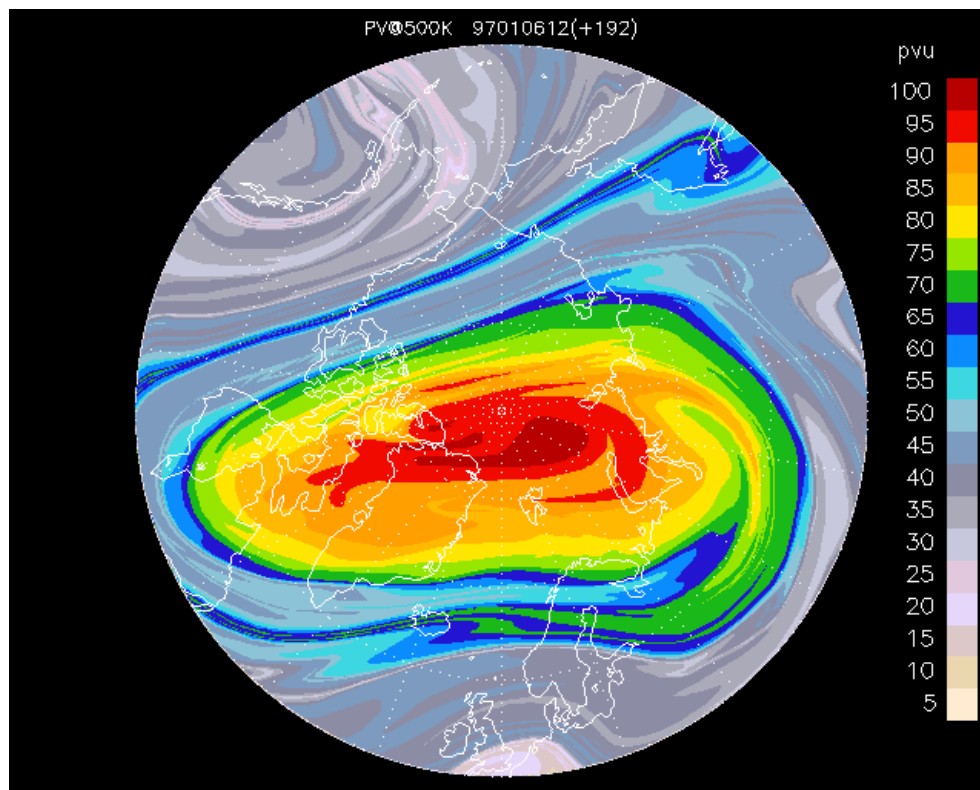


Abbildung 2.16. Konturadvektions-Simulation der PV für den 14. Januar 1997, basierend auf der PV-Analyse vom 6. Jan. 1997 + 192 h Advektion auf der 500 K Fläche (Müller, 2001).

bel Extrusionen in mittleren Breiten beitragen. Der Anteil filamentartiger Strukturen des Polarwirbels wurde hingegen als vernachlässigbar eingestuft, was mit dem sehr stabilen Winter 1999/2000 erklärt wurde.

Schoeberl und Newman (1995) untersuchten mit einem Transportmodell die 3-D Struktur von Filamenten und fanden dabei heraus, dass Extrusionen von Polarwirbelluft eine fast kohärente Struktur in der Vertikalen haben mit einer Ausdehnung über nahezu die gesamte Stratosphäre. Dagegen weisen Intrusionen in den Polarwirbel keine kohärente Struktur auf. Der innere Kern des Polarwirbels scheint unberührt von Mischungsprozessen zu sein, wohingegen der Rand des Polarwirbels mit Luft mittlerer Breiten durchmischt wird (WMO, 1999).

2.5.3 Cat Eyes – Zerbrecen der Streamer

Wie schon zuvor erwähnt wurde, werden lange Zungen subtropischer Luft oder Polarwirbelluft häufig von einer starken stationären Antizyklone herausgezogen, umwickeln diese und rollen sich zu einem *Cat Eye* zusammen. Der *Streamer* bricht in diesem *Cat Eye* zusammen, d.h. die Luftmassen werden irreversibel durchmischt. Dieser Prozess wird in

der nichtlinearen Theorie dem Brechen planetarischer Wellen zugeordnet. Das Kriterium dafür, dass eine Welle bricht, ist die irreversible Deformation von Materialkonturen, also der Isolinien eines Spurenstoffes (McIntyre und Palmer, 1983, 1984). In Abb. 2.12 und 2.15 ist das Einrollen des „Ostasien-Streamers“ um das Aläutenhoch in ein Cat Eye über dem Pazifik zu erkennen. Dieses Cat Eye reicht von den Tropen bis ca. 60° N und umfaßt dabei knapp $1/3$ der Hemisphäre.

Irreversible Mischungsprozesse sind interessant, da erst dann irreversibler Transport von den Tropen in die hohen Breiten oder umgekehrt stattfindet und einen Beitrag zum großräumigen Massenaustausch von klimarelevanten Spurengasen wie z.B. Ozon liefert. Es gibt bisher keine Veröffentlichung zu einer *Cat Eye*-Klimatologie. Den Versuch, irreversible Mischungsprozesse für mittlere Breiten zu quantifizieren, wurde von Marchand et al. (2002) mit Hilfe der Advektion mehrerer Ozontracer, die repräsentativ für einen bestimmten Ort sind, für den arktischen Winter 1999/2000 realisiert. Damit wurde Ende März 2000 ein 15%iger Anteil am Ozonverlust in den mittleren Breiten festgestellt.

2.5.4 Variabilität von Transportprozessen

Eine unterschiedliche zwischenjährige Variabilität von Transportprozessen wurde z.B. von Norton und Chipperfield (1995) in drei arktischen Wintern der 1990er Jahre in starker Abhängigkeit von der Dynamik des Polarwirbels festgestellt. In Jahren mit intensiven Stratosphärenenerwärmungen traten dabei erhöhte Transportaktivitäten auf (Leovy et al., 1985; Norton und Chipperfield, 1995). Reid et al. (1998) verglichen die mittlere Variabilität der Laminaefrequenz der Jahre 1970–1992 mit der gemittelten Temperatur im Januar in 30 hPa, die als Maß für die Variabilität des Polarwirbels herangezogen wurde. Die Laminaefrequenz wurde aus fünf kanadischen Stationen der Arktis bestimmt. Die Autoren stellten in Jahren mit intensiven Stratosphärenenerwärmungen ebenfalls eine höhere Korrelation fest. Laminae-Klimatologien, die an Hand von N_2O und Ozon Beobachtungen erbracht wurden (Reid und Vaughan, 1991; Appenzeller und Holton, 1997; Wahl, 2001), weisen in der Winter-Frühjahr Saison eine stärkere Laminaeaktivität als im Sommer auf, in der NH stärker als in der SH und in der untersten und mittleren Stratosphäre stärker als in der unteren Stratosphäre. Haynes und Shuckburgh (2000) stellten eine Klimatologie der effektiven Diffusivität als ein Maß der Durchmischung von Tracern auf, die sehr ähnliche Ergebnisse lieferte.

2.5.5 Zusammenfassung

Die für diese Arbeit relevanten Transportprozesse in der winterlichen Stratosphäre möchte ich noch einmal kurz zusammenfassen. In den folgenden Transportuntersuchungen (Kapitel 5–7) werde ich die Formation und Dauer einer breiten, langen Zunge als *Streamer* bezeichnen (siehe „Atlantik-Streamer“). Das Phänomen des länger und dünner Werdens bis hin zum Einrollen, werde ich als Filament oder als *Streamer-Filament* System bezeichnen. Die Beobachtung des Phänomens hängt dabei stark von der Auflösung des betrachtenden Mediums ab. Inwiefern hochauflösende Modellsimulationen von Filamenten die Wirklichkeit widerspiegeln oder nicht, wurde bisher nur für den Bereich des Po-

larwirbelrandes in Messkampagnen mit Flugzeug in-situ Messungen überprüft. *Streamer* wurden bisher mit einer Breite von bis zu 1.000 km, einer Länge von mehr als 10.000 km und einer vertikalen Erstreckung von mehr als 10 km beobachtet. Diese Angaben stützen sich alleine auf die ATLAS 3-Mission, die für eine Woche im November 1994 stattgefunden hat. Dagegen wurden Filamente-Laminae in unabhängigen Untersuchungen mit einer horizontalen Ausdehnung von 100–1.000 km und einer vertikalen Ausdehnung bis zu 2,5 km analysiert. Damit unterscheidet sich das zu untersuchende Phänomen *Streamer* deutlich von dem Phänomen eines Filaments bzw. Laminae. Das bedeutet dann aber auch, dass Laminae-Klimatologien, die sich bei der Analysemethode an der Laminae Definition, d.h. einer vertikalen Dicke von 200 m bis 2,5 km, orientierten, keine *Streamer* einbezogen haben. Demzufolge gibt es bisher keine Klimatologie, die ausschließlich großskalige Strukturen wie *Streamer* untersuchte. Die bisherige Auseinandersetzung mit *Streamern* und Filamenten zeigt jedoch, dass es einen engen Zusammenhang zwischen diesen gibt. Das Filament beschreibt demnach das Endstadium einer *Streamerepisode*.

