

Kapitel 8

Diskussion

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Ozonverluste der einzelnen Winter detailliert beschrieben wurden, schließt in diesem Kapitel eine Diskussion der beobachteten Effekte an. Eine Fehlerbetrachtung folgt im Kapitel 9.

In der Diskussion werden zunächst wesentliche Merkmale des gefundenen Ozonverlusts herausgestellt sowie ihre generelle Konsistenz mit der Theorie des arktischen Ozonverlusts überprüft (Abschnitt 8.1.1). Sodann werden aus den beobachteten Ozonverlusten Rückschlüsse auf den Verlauf der chemischen Aktivierung im Wirbel gezogen (Abschnitte 8.1.2 und 8.1.3). Die während der Deaktivierungsphase gefundenen Effekte erfordern eine eingehendere Betrachtung, der der gesonderte Abschnitt 8.1.4 gewidmet wird. Im Abschnitt 8.1.5 schließen sich einige Modellstudien an, die zur Untermauerung der im vorhergehenden Abschnitt vorgeschlagenen Mechanismen dienen. Die Ergebnisse der Analyse der Deaktivierungsphase legen eine Modifikation unseres Bildes von dem saisonalen Verlauf des Ozonabbaus in kalten arktischen Wintern nahe. Das erhaltene Gesamtbild wird in Abschnitt 8.2 zusammengefaßt und dem Verlauf des antarktischen Ozonverlusts gegenübergestellt.

8.1 Diskussion der beobachteten Ozonverluste

8.1.1 Diskussion des generellen Verlaufs des gefundenen Ozonabbaus anhand der grundlegenden Mechanismen polaren Ozonverlusts

Die auffälligste Eigenschaft des beobachteten chemischen Ozonverlusts ist, daß er ausnahmslos in allen Wintern und allen Höhenbereichen von dem Vorhandensein von PSC-Bedingungen eingeleitet wurde. Weiterhin führte das Auftreten von signifikanten Bereichen mit PSC-Bedingungen ausnahmslos zu schnellem Ozonverlust, sobald die betroffene Luftmasse der Sonne ausgesetzt wurde. Es zeigte sich auch die Umkehrung, daß der Ozonabbau zu allen untersuchten Zeiträumen auf die sonnenbeschienenen Zeiten in den einzelnen Lufpaketen beschränkt war. In dem hier untersuchten Höhenbereich hat sich demnach in allen drei Wintern bestätigt, daß das Auftreten von PSC-Bedingungen und Sonnenlicht eine notwendige und hinreichende Bedingung zur Einleitung von schnellem Ozonabbau in der Arktis ist.

Der beobachtete Ozonabbau stimmt demnach ausgesprochen gut mit dem Verhalten überein, welches von der Theorie des durch heterogene Chemie induzierten und durch Halogene katalysierten Ozonabbaus vorausgesagt wird. Zusammen mit den Ergebnissen der vielen in den letzten Jahren erfolgten Spurengasmessungen kann dieser grundlegende Mechanismus inzwischen als weitgehend gesichert betrachtet werden. Es bestehen allerdings noch Probleme der quanti-

tativen Erklärung des beobachteten Ozonabbaus, die der Klärung bedürfen. Auf diese Diskrepanzen wird bei der Diskussion der durchgeführten Modellstudien im Abschnitt 8.1.5 eingegangen.

8.1.2 Rückschlüsse auf den Grad und den Verlauf der Chloraktivierung

Da nach der gängigen Theorie die Ozonabbaurate bei konstantem szw tagsüber im wesentlichen vom Quadrat der ClO_x -Konzentration bestimmt wird (siehe Abschnitt 3.4), können aus den beobachteten Ozonabbauraten Rückschlüsse auf den Grad und den Verlauf der Chloraktivierung gezogen werden.

Trotz der bei den drei Wintern deutlich unterschiedlichen Ausdehnung der Bereiche mit PSC-Bedingungen und der Länge ihres Bestehens wurden in allen drei Wintern in 475 K ähnliche maximale Ozonabbauraten L_s um 7-10 ppbv pro Sonnenstunde oder L_t um 50-60 ppbv pro Tag gegen Mitte/Ende Januar beobachtet. Auffällig ist, daß die maximale Rate L_s im kältesten Winter 1996 am kleinsten ist - wobei der Unterschied zu den Vorjahren jedoch nicht signifikant ist - und das Maximum in diesem Jahr am frühesten erreicht wird. 1995 trat die größte Rate L_t auf, was sich jedoch allein daraus erklärt, daß in diesem Jahr zur Zeit des Maximums des Ozonabbaus im Wirbel längere Sonnenzeiten pro Tag herrschten als in den anderen Jahren.

Die Ähnlichkeit der maximalen Verlustrate L_s in allen drei Wintern und besonders die Tatsache, daß sie offensichtlich unabhängig ist, von den in den verschiedenen Wintern doch sehr unterschiedlichen räumlichen Ausmaßen der Bereiche mit PSC-Bedingungen, läßt auf eine nahezu vollständige Chloraktivierung gegen Mitte/Ende Januar in allen Wintern schließen. Die vollständige Aktivierung führt zu einer Sättigung der Ozonabbaurate. Sobald hinreichend viele PSCs existierten, um diesen Zustand zu erreichen, ist die Ozonabbaurate auch bei weiterer PSC-Aktivität nicht mehr zu steigern. HCl-Beobachtungen von HALOE fanden einen nahezu völligen Verlust von HCl im 475 K Bereich in den Wintern 1991/92 und 1994/95. Dies bestätigt das Bild einer nahezu vollständigen Chloraktivierung in diesen Wintern [Müller et al., 1996]. Dies ist auch konsistent mit Modellläufen des SLIMCAT CTM [Chipperfield et al., 1996b], die in den gleichen Wintern ebenfalls eine nahezu vollständige Aktivierung zeigen. Der Winter 1995/96 wurde bei beiden Arbeiten nicht untersucht. In diesem Winter liegen jedoch am 25. Februar 1996 Messungen von ASUR vor, die in ca. 20 km Höhe ebenfalls HCl-Konzentrationen unter der Nachweisgrenze fanden [Urban et al., 1996].

Für den Januar 1992 läßt sich zeigen, daß die vollständige Aktivierung erst gegen Ende der PSC-Periode erreicht war: Während der beiden Perioden Anfang und Ende Januar war die Verteilung der entlang der Match-Trajektorien aufgetretenen relevanten szw in diesem Winter nahezu identisch (Abbildung 8.1). Die Abbildung zeigt, daß größere Abweichung zwischen beiden Perioden nur bei szw größer als 95° auftraten. Diese szw haben keinen Einfluß auf L_s . Die beobachtete deutliche Zunahme von L_s während des Januars 1992 (Abbildung 7.2) muß also auf einer weiteren Zunahme der ClO_x -Konzentration während dieses Zeitraums beruhen. Die Chloraktivierung scheint während dieser Periode also noch anzudauern, so daß die maximale Aktivierung erst gegen Ende der PSC-Periode erreicht worden war. Dies ist eine Bestätigung des entsprechenden SLMCAT CTM Laufs [Chipperfield et al., 1996b]. Für die Zunahme von L_s im Januar 1995 kann nicht so argumentiert werden, da gleichzeitig auch die mittlere Sonnenzeit pro Tag in diesem Januar durch die Verschiebung des Wirbels drastisch zunahm. Damit ist auch eine Erhöhung des Anteils kleinerer szw während der sonnenbeschienenen Zeiten verbunden (Abbildung 8.2), so daß gegen Ende Januar eine Sonnenstunde auch bei gleicher ClO_x -Konzentration für den Ozonabbau effektiver war als gegen Anfang Januar. Zumindest ein Teil

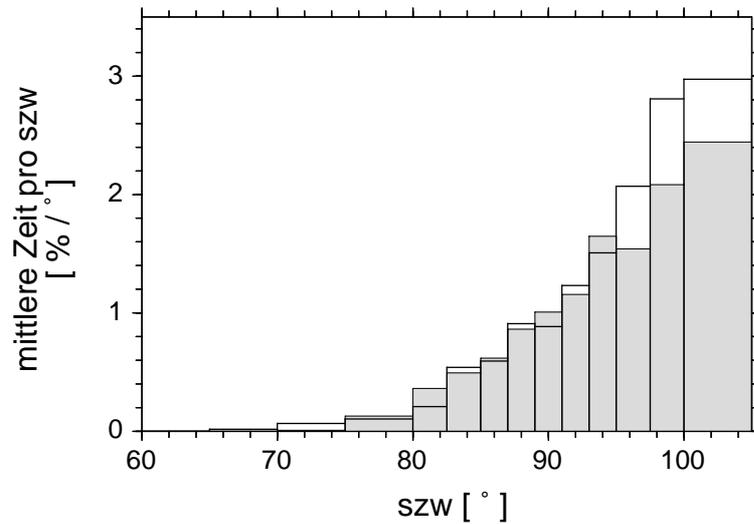


Abbildung 8.1: Relative Häufigkeiten der szw entlang der Trajektorien. Zur Berechnung wurden entlang der Trajektorien die Zeiten aufintegriert, die das Luftpaket in bestimmten szw Intervallen verbracht hat. Diese Zeiten wurden dann über alle Trajektorien aufaddiert und durch die Gesamtzeit aller Trajektorien sowie durch die Breite des szw Intervalls geteilt. Die ausgefüllten Balken geben diese Größe für die Matche an, die für den Punkt am Tag 10 der Abbildung 7.2 verwendet wurden. Die durchsichtigen Balken beziehen sich auf den Punkt am Tag 24 in Abbildung 7.2.

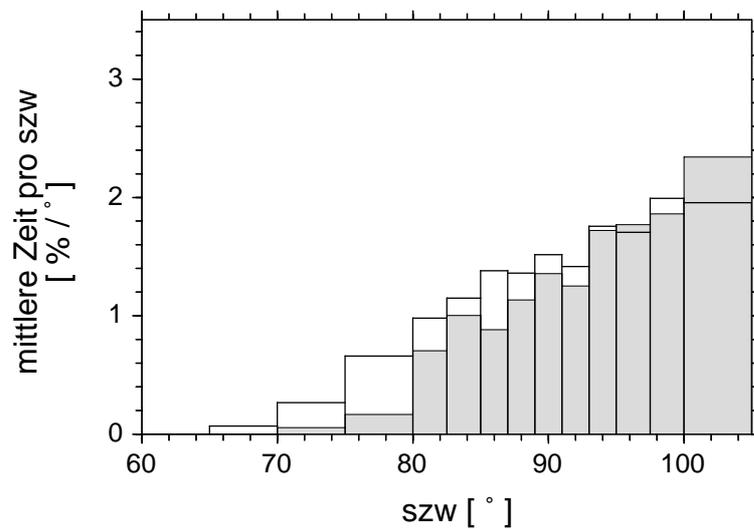


Abbildung 8.2: Wie Abbildung 8.1, aber für den Punkt am Tag 14 (ausgefüllte Balken) und am Tag 28 (durchsichtige Balken) der Abbildung 7.7.

der Zunahme von L_s während Januar 1995 muß diesem Effekt zugeschrieben werden. Es ist demnach möglich, daß 1995 die komplette Aktivierung bereits vor Ende Januar erreicht wurde. Gleiches gilt auch für 1996, wo keine Zunahme von L_s während des Januars beobachtet wurde.

8.1.3 Beobachtete Merkmale der Deaktivierungsphase

Der Rückgang der Ozonabbaurate während der Deaktivierungsphase läßt bedeutende Rückschlüsse auf die ablaufenden chemischen Mechanismen zu. In diesem Abschnitt werden die beobachteten Eigenschaften des zeitlichen Verlaufs der Deaktivierungsphase herausgestellt. Eine chemische Interpretation folgt im Abschnitt 8.1.4. Der schmale vertikale Bereich, in dem 1996 verlängerter Ozonabbau auftrat, bleibt aus der Diskussion in diesen Abschnitten ausgespart. In diesem Bereich herrschten vermutlich deutlich andere chemische Bedingungen und er wird deshalb im Abschnitt 8.1.6 gesondert behandelt.

Das auffälligste und bemerkenswerteste Merkmal des Rückgangs der Ozonabbaurate ist, daß er in allen Wintern nahezu zeitgleich gegen Ende Januar begann und im Verlauf des Februars zu sehr kleinen Raten L_s führte. Vergleicht man den Verlauf von L_s während Januar/Februar der drei Jahre (Abbildungen 7.2, 7.7 und 7.20) stellt man eine verblüffende Übereinstimmung der Kurven fest. Dabei ist der Rückgang der Ozonabbaurate offensichtlich relativ unabhängig vom Weiterbestehen von PSC-Bedingungen.

Im Februar 1992 ist noch etwa zwei Wochen nach dem Ende der PSC-Periode Ozonabbau zu finden, während 1996 der Rückgang der Abbaurate sehr ähnlich wie in den anderen Jahren verlief, obwohl PSC-Bedingungen unvermindert anhielten. Auch Beobachtungen von PSCs bestätigen die unverminderte PSC-Aktivität im Februar 1996: Die Lidar Stationen Ny-Ålesund [Stebel et al., 1996] und Alomar [Hansen, 1996] beobachteten in nahezu allen Messungen zwischen dem 1. Januar und 29. Februar 1996 PSCs, während im März in den fortgesetzten Messungen keine PSC-Beobachtungen mehr erfolgten. MLS fand bei allen Messungen während des Januar, Februars und bis zum 3. März ein beständiges lokales Minimum der HNO_3 -Konzentrationen in dem gleichen Bereich, in dem PSC-Bedingungen herrschten. Auch dies ist ein starker Hinweis darauf, daß sich im Bereich der PSC-Bedingungen während der gesamten Periode auch wirklich PSCs bildeten [Santee et al., 1996b].

Ein weiteres Indiz für die zeitliche Unabhängigkeit der Erholungsphase vom Ende der PSC-Periode findet sich bei Betrachtung der vertikalen Verteilung der Ozonabbauraten im Winter 1994/95 (Abbildung 7.9). Obwohl die PSC-Bedingungen im oberen Bereich deutlich früher zurückgingen, als weiter unten, findet sich ein solches Verhalten bei den Ozonabbauraten nicht. Wegen der Unsicherheiten, die mit der Bestimmung des tatsächlichen Endes der PSC-Periode verbunden sind, und der begrenzten zeitlichen Auflösung der gemessenen Ozonabbauraten ist diese Beobachtung allerdings nur als zusätzlicher Anhaltspunkt zu dem im letzten Absatz geschilderten deutlichen Effekt zu werten.

Ein weiteres gemeinsames Merkmal der Erholung in 1992 und 1996 ist, daß der Rückgang der Ozonabbaurate vom Rand des Wirbels her stattfand (Abbildungen 7.5 und 7.21). In beiden Jahren waren aber gerade dort die letzten PSC-Bedingungen aufgetreten (Abbildungen 6.4b und 6.14b).

Alle diese Beobachtungen legen nahe, daß der Rückgang der Ozonabbaurate im wesentlichen an die Verfügbarkeit von Sonnenlicht geknüpft ist und von der Existenz von PSCs relativ unbeeinflusst bleibt. Wenn gegen Ende Januar vom Wirbelrand her die verfügbare Menge an Sonnenlicht langsam zunimmt, setzt von dort ausgehend der Rückgang der Ozonverlustrate ein. Für

den Februar 1995 gilt dies nicht, in diesem Jahr fand die Erholung eher gleichmäßig in allen Teilen des Wirbels statt (Abbildung 7.13). Dies ist konsistent damit, daß in diesem Jahr zumindest in der ersten Februarhälfte kaum Unterschiede in den Beleuchtungsverhältnissen zwischen den verschiedenen Teilen des Polarwirbels bestanden (Abbildung 6.10).

Zwei weitere Beobachtungen bleiben anzumerken: Erstens erfolgte 1995 nach der ersten Deaktivierung im März bei neu auftretenden PSC-Bedingungen erneuter Ozonabbau, zweitens ist 1996 nach dem Auftreten extrem kalter Temperaturen während der Erholung um den 20. Februar herum eine erneute Beschleunigung des Ozonabbaus zu beobachten. Diese beiden Effekte werden weiter unten noch eingehender behandelt.

8.1.4 Die chemischen Mechanismen der Deaktivierungsphase

Die Beobachtung, daß die Deaktivierung an das Vorhandensein von Sonnenlicht geknüpft ist, ist konsistent mit unserem Verständnis der zugrundeliegenden chemischen Mechanismen. Im Verlauf des Winters wird ein Großteil des NO_y in HNO_3 überführt. Bei Rückkehr der Sonne beginnt das HNO_3 langsam zu photolysieren und NO_2 freizusetzen (R14). Dieses NO_2 führt nun über R5 die Deaktivierung durch den Aufbau des ClONO_2 -Reservoirs herbei. Die langsamste und somit zeitbestimmende Reaktion bei diesem Ablauf ist die Photolyse von HNO_3 .

Kommt die Luftmasse jedoch weiterhin mit PSCs in Kontakt, wird bisher vielfach angenommen, daß das gebildete ClONO_2 durch heterogene Prozessierung sofort wieder aktiviert wird und es somit bei Fortbestehen der PSCs nicht zu einer Erholung kommt. Die Beobachtungen stehen in deutlichem Widerspruch zu dieser Annahme. Im Folgenden wird diskutiert, warum es nicht zu einer effektiven erneuten Aktivierung des ClONO_2 kommt.

Die in Abschnitt 8.1.2 erwähnten Hinweise deuten darauf hin, daß in allen hier untersuchten Wintern im Höhenbereich der hauptsächlichen PSC-Aktivität Cl_y nahezu vollständig in ClO_x überführt wurde. Das gilt dann natürlich insbesondere für den extrem kalten Winter 1995/96. In dieser Situation erwartet man extrem niedrige HCl-Konzentrationen, die in allen Wintern auch durch Messungen bestätigt wurden [Müller et al., 1996; Urban et al., 1996]. In dieser Situation kann R9 wegen Mangel an HCl nicht mehr ablaufen. Dieses ist ansonsten die effektivste der heterogenen Reaktionen.

Es gibt nun nur zwei bekannte heterogene Mechanismen, die ClONO_2 in dieser Situation wieder aktivieren könnten. In der Gasphase ablaufende Mechanismen, wie die Photolyse von ClONO_2 sind jedenfalls in dieser Phase des Winters nicht effektiv genug, um den Aufbau des Chlornitratreservoirs zu verhindern, da sie sonst generell einen Aufbau des ClONO_2 -Reservoirs und damit einen Rückgang der Ozonabbaurate im Februar verhindern würden, was offensichtlich in den Jahre 1992 und 1995 nicht der Fall war.

Der erste der heterogenen Mechanismen ist eine Reaktivierung des ClONO_2 über R10 auf kaltem Hintergrundaerosol oder PSC II Partikeln. R10 ist sehr stark temperaturabhängig und die Reaktionswahrscheinlichkeit ist nur schlecht bekannt [Hanson und Ravishankara, 1993; Cox et al., 1994; Hanson und Lovejoy, 1995].

Der zweite denkbare Mechanismus ist die Bildung von HCl über R6 oder R8. Dieses HCl stände dann wieder für eine Reaktivierung des ClONO_2 über R9 zur Verfügung. R6 ist jedoch bei niedrigen Sonnenständen wegen der dann geringen Cl-Konzentration (vgl. Abschnitt 3.4) nicht effektiv. Die mögliche Reaktivierung des ClONO_2 mit über R8 gebildetem HCl wird eingehend bei Lary und Chipperfield [1995] diskutiert. Die Existenz eines Kanals der Reaktion von

$\text{ClO} + \text{OH}$, der ins HCl führt (also R8) ist nicht gesichert. Laboruntersuchungen geben bisher nur eine obere Grenze für die Wahrscheinlichkeit dieses Kanals an und sind auch mit der Annahme kompatibel, daß diese Reaktion nicht existiert [Leu und Lin, 1979; Burrows und Cox, 1981; Ravishankara et al., 1983; Hills und Howard, 1984; Poulet et al., 1986; Atkinson et al., 1992; De Moore et al., 1994]. Die Bedeutung dieser Reaktion konnte daher bisher nicht endgültig geklärt werden, neuere Modellstudien legen ihre Existenz jedoch nahe [Lary et al., 1995; Chance et al., 1996; Chipperfield et al., 1996a; Michelsen et al., 1996].

Der in der vorliegenden Arbeit gezeigte Rückgang der Ozonabbaurate im Februar 1996 legt nahe, daß beide oben genannten Mechanismen nicht effektiv genug sind, das gebildete ClONO_2 wieder in ClO_x zu überführen. Trotz weiterbestehender PSCs findet dann ein beständiger Verlust von ClO_x in ClONO_2 statt. Tatsächlich zeigen Messungen eines Fourier Transform Infrared Spectrometers (FTIR) in Ny-Ålesund ein Anwachsen der ClONO_2 -Säule von $0,9 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$ am 31. Januar auf $4,1 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$ am 4. März [Notholt, 1997]. Beide Messungen fanden dabei tief im Polarwirbel statt und Rückwärtstrajektorienrechnungen [Knudsen, 1996] zeigen, daß in beiden Fällen die in 475 K gemessenen Luftmassen wenige Tage vor der Messung durch Gebiete mit PSC-Bedingungen geströmt waren.

Diese Ergebnisse lassen vermuten, daß sobald Cl_y einmal vollständig aktiviert wurde, die weitere Präsenz von PSC I nur noch eine begrenzte Auswirkung auf den weiteren Ozonverlust hat. Dies würde die erwähnte Ähnlichkeit des zeitlichen Verlaufs der Erholung in den drei Jahren 1992, 1995 und 1996 erklären.

Treten allerdings während der Erholung noch einmal sehr kalte Temperaturen im Bereich der PSC II Bildungstemperatur auf, kann durch die nun wesentlich schneller ablaufende Reaktion R10 auf dem kalten Hintergrundaerosol oder gegebenenfalls auftretenden PSC II Partikeln das gebildete ClONO_2 eventuell erneut in ClO_x überführt werden. Einen Hinweis auf diesen Effekt erkennt man möglicherweise in dem Wiederanstieg der Ozonabbaurate gegen Ende Februar 1996, nachdem um den 20.2. im Wirbel erneut PSC II Temperaturen unterschritten worden waren (Abbildung 7.20). Durch die nun sehr langen täglichen Sonnenzeiten wirkt sich dieser Wiederanstieg von L_s besonders kräftig auf L_t aus (Abbildung 7.17). Es kann hier nicht geklärt werden, warum der Wiederanstieg von L_s und damit besonders auch von L_t im unteren Teil des untersuchten Bereichs stärker ausfällt als weiter oben. Als eine mögliche Erklärung kommt ein unterschiedlich intensives Auftreten von PSC II in Betracht, welches durch den hier verwendeten groben Indikator für PSC II Bedingungen nicht wiedergegeben wird.

In etwa 465 K ist die Abnahme von L_s im Februar besonders ausgeprägt. Dieses ist der Bereich, der im Januar direkt unterhalb des PSC II Auftretens lag. Es erscheint sinnvoll anzunehmen, daß die absinkenden PSC II Partikel in diesem Bereich verdunsteten. In diesem Falle würde das aus der darüberliegenden Schicht entfernte HNO_3 in dieser Schicht deponiert werden. Nach dem oben beschriebenen Mechanismus würde die so erhöhte HNO_3 -Konzentration zu einer Beschleunigung der ClONO_2 -Bildung führen. Konsistent mit der Beobachtung würde dies zu einem schnelleren Rückgang der Ozonabbaurate in dieser Schicht führen.

Die Ozonabbauphase im März 1995 gibt vermutlich einen Hinweis auf die Bedeutung der HCl -Bildung über R6 oder R8. Bei andauernder PSC-Aktivität wird das über diese Reaktionen gebildete HCl schnell mit ClONO_2 reagieren und dabei beständig kleinere Mengen an ClO_x produzieren. Da der Ozonabbau quadratisch von der ClO_x -Konzentration abhängt, machen sich diese kleineren Mengen im Ozonabbau nur schwach bemerkbar. Sind in der Luftmasse jedoch keine heterogenen Prozesse mehr möglich, bildet sich ein langsam wachsendes HCl -Reservoir

aus. Treten dann nach einer längeren Pause erneut PSCs auf, wird das gesamte HCl-Reservoir nahezu gleichzeitig zusammen mit einer entsprechenden Menge ClONO₂ reagieren und dabei ClO_x bilden. Die erreichten ClO_x-Konzentrationen sind dabei kurzzeitig wesentlich größer, als dies der Fall wäre, wenn keine PSC-Pause aufgetreten wäre. Es liegt nahe anzunehmen, daß der Ozonabbau im März 1995 von der schnellen heterogenen Reaktion eines auf diese Weise aufgestauten HCl-Reservoirs verursacht wurde.

8.1.5 Modellstudien

In Zusammenarbeit mit Ralph Lehmann (AWI Potsdam) wurden einige beispielhafte Box-Modellläufe durchgeführt, um die Existenz der im letzten Abschnitt aus allgemeinen Überlegungen heraus vorgeschlagenen Mechanismen in dem tatsächlich komplizierteren Zusammenspiel der stratosphärischen Chemie zu überprüfen. Es wurde dabei ein Chemiemodell [Lehmann und Notholt, 1996] verwandt, daß auf dem Chemiemodul von Guy Brasseur [Brasseur et al., 1997] basiert.

Analog zu Müller [1994] und Müller et al. [1994] wurden Box-Modellläufe auf einer idealisierten Trajektorie durchgeführt. Dabei wurde eine Trajektorie verwendet, die mit einer Periode von 6 Tagen zwischen 60° und 80° nördlicher Breite oszilliert. Die Sonnenzenithwinkelverteilung entlang dieser Trajektorie ist typisch für ein Luftpaket innerhalb des Wirbels im Winter 1995/96. Während der für den jeweiligen Modellauf angenommenen Periode mit PSC-Bedingungen wurde in der Luftmasse alle 6 Tage für 12 Stunden PSC-Bildung vorgeschrieben, wobei die PSC-Bildung jeweils während der Nordexkursion der Luftmasse angenommen wurde. Somit existierten in der modellierten Luftmasse während der PSC-Periode für 8% der Zeit PSCs.

Zunächst wurde ein Modellauf mit PSCs zwischen dem 1. Dezember und dem 31. Januar durchgeführt. Die Ergebnisse ab dem 1. Januar sind in Abbildung 8.3 dargestellt. Da die ClO_x und ClONO₂-Konzentrationen sowohl einen schwach ausgeprägten Tagesgang aufweisen, als auch zu jeweils festen Uhrzeiten etwas mit der 6-tägigen Breitenexkursion der Trajektorie variieren, wurden die Mischungsverhältnisse jeweils alle sechs Tage zu einer konstanten Uhrzeit ausgelesen. Die in Abbildung 8.3 eingezeichneten Linien interpolieren linear zwischen diesen Werten. Das Ozonmischungsverhältnis wurde zu den gleichen Zeitpunkten ausgelesen. Die eingezeichnete Ozonabbaurate wurde bestimmt, indem die Differenz dieses Wertes zum Ozonmischungsverhältnis zum letzten Zeitpunkt durch die in den sechs Tagen entlang der Trajektorie aufintegrierten Sonnenzeiten geteilt wurde. Die eingezeichnete Linie interpoliert wiederum linear zwischen diesen Werten. Durch diese Methode des Auslesens tauchen die durch Tagesgang und Form der Trajektorie verursachten Variationen nicht in der Abbildung auf und der saisonale Verlauf tritt klarer hervor, so daß die Mechanismen, die zu saisonalen Variationen führen, besser studiert werden können. Für die Effekte auf kürzerer Zeitskala sei hier auf Müller [1994] verwiesen. Die Ergebnisse des Laufs mit PSCs bis zum 31.1. sind im wesentlichen mit denen von Müller [1994a] vergleichbar, nur daß die vollständige Chloraktivierung hier durch das frühere Einsetzen der PSCs bereits Anfang Januar erreicht ist. Dieser Lauf gibt den qualitativen Verlauf von L_s während der Erholungsphasen im Februar 1992 und 1995 recht gut wieder. Dabei nimmt ClO_x wie nach Kapitel 3 zu erwarten zugunsten von ClONO₂ ab, welches gegen Mitte März ein deutliches Maximum erreicht. Die HCl-Erholung setzt dann wie erwartet erst Mitte März ein. Dieser Lauf zeigt, daß das verwendete Box-Modell die Ergebnisse bisheriger Studien gut rekonstruiert und einen qualitativ mit Beobachtungen übereinstimmenden Ozonabbau produziert.

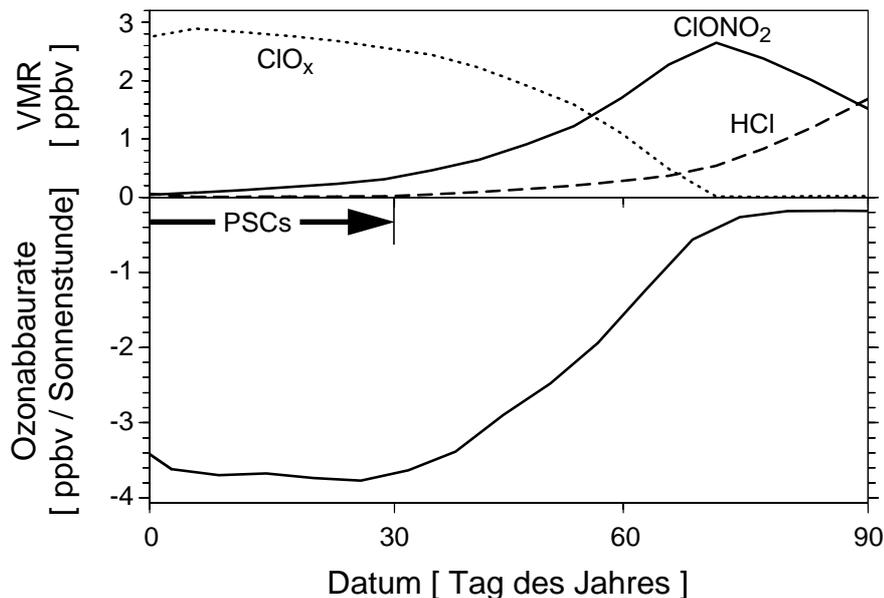


Abbildung 8.3: Ergebnisse des Modellaufs mit PSC-Bedingungen bis Ende Januar. Im oberen Teilbild sind die im Modell auftretenden zeitlichen Variationen der Mischungsverhältnisse von ClO_x (gepunktet), HCl (gestrichelt) und ClONO_2 (durchgezogen) dargestellt. Im unteren Teilbild ist die im Modell auftretende Ozonverlustrate L_s eingezeichnet.

Es muß jedoch festgestellt werden, daß das Modell quantitativ nur etwa die Hälfte der beobachteten Ozonabbaurate ergibt. Eine quantitative Übereinstimmung kann bei dieser Studie nicht unbedingt erwartet werden, da das Modell nur die Bedingungen entlang einer einzelnen künstlichen Trajektorie wiedergeben kann. Diese Art der Modellierung ist somit zwar geeignet, um grundsätzliche Mechanismen zu untersuchen, nicht jedoch um quantitative Aussagen zu machen [Müller, 1994]. Allerdings zeigen auch erste Ergebnisse zweier wesentlich umfangreicherer Arbeiten, bei denen Box-Modellläufe entlang der Trajektorien aller für Match verwendeten Luftpakete durchgeführt werden, erheblich kleinere Ozonabbauraten, als sie von Match gemessen wurden [Becker et al., 1997; Kilbane-Dawe, 1997]. Auch die Ergebnisse von Vergleichen zwischen Modellierungen mit CTMs und beobachtetem Ozonverlust zeigen, daß derzeitige CTMs den tatsächlich auftretenden Ozonverlust deutlich unterschätzen [Chipperfield et al., 1996c; Edouard et al., 1996]. Edouard et al. [1996] zeigten zwar, daß dieser Unterschied auf der zu geringen Gitterauflösung der CTMs beruhen kann, die durch die auftretende Gitterpunktdiffusion nicht in der Lage sind, lokale hohe ClO_x -Konzentrationen über längere Zeit zusammenzuhalten. Wenn sich jedoch bestätigt, daß auch Box-Modelle, bei denen dieser Effekt nicht auftritt, den Ozonabbau für die bei Match vermessenen Luftmassen nicht rekonstruieren können, scheint hier dringender weiterer Forschungsbedarf zu bestehen.

In Abbildung 8.4 sind die Ergebnisse eines Box-Modellaufs dargestellt, bei dem PSC-Bedingungen bis zum 7.3. angenommen wurden. Dieser Lauf soll die Existenz des in Abschnitt 8.1.4 vorgeschlagenen Mechanismus zur Reduktion von L_s bereits während der PSC-Periode untersuchen.

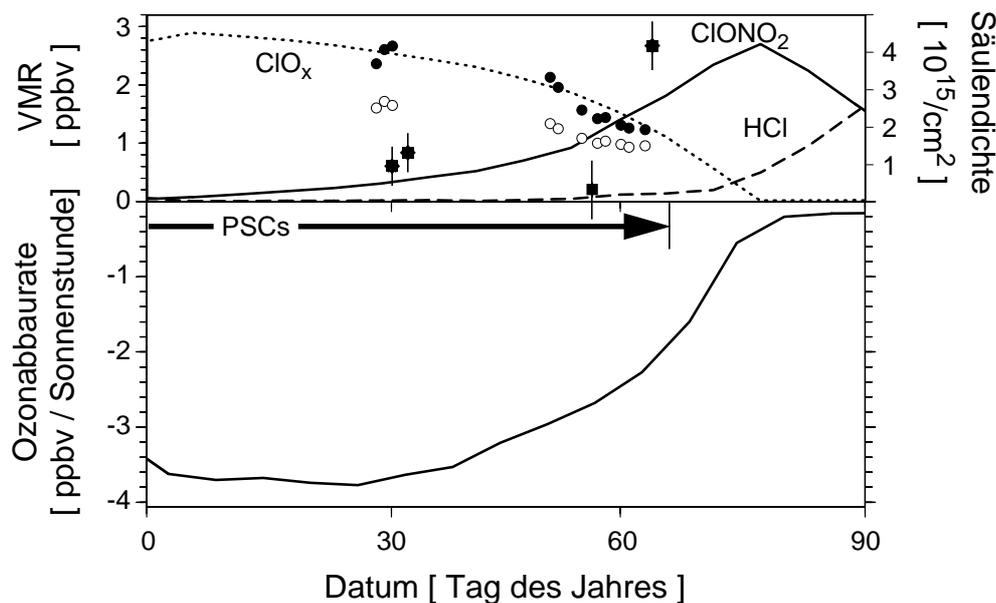


Abbildung 8.4: Die Ergebnisse des Modellaufs mit PSC-Bedingungen bis zum 7. März in gleicher Darstellung wie in Abbildung 8.3. Weiterhin sind folgende Meßwerte eingezeichnet: Wirbelmittel des ClO_x -Mischungsverhältnisses (ausgefüllte Punkte) die sich aus den MLS ClO -Daten (leere Punkte) ergeben haben; eine Messung des HCl-Mischungsverhältnisses von ASUR (ausgefülltes Quadrat) und Messungen der ClONO_2 -Säule von einem FTIR Gerät in Ny-Ålesund (ausgefüllte Sterne).

Zunächst fällt auf, daß sich L_s in diesem Lauf tatsächlich kaum von L_s im Lauf mit PSCs bis zum 31. Januar unterscheidet. L_s nimmt im Februar/Anfang März bereits deutlich ab, wobei die Abnahme gegenüber dem Lauf mit frühem PSC-Ende nur leicht verzögert ist. Die Rückbildung von ClONO_2 auf Kosten von ClO_x beginnt trotz der weiteren PSC-Aktivität bereits im Februar. Eine heterogene Reaktivierung dieses ClONO_2 ist im Modell offensichtlich nur zu einem sehr kleinen Teil möglich.

Die in Abschnitt 8.1.4 erwähnten Messungen des HCl-Mischungsverhältnisses und der ClONO_2 -Säule sind ebenfalls in Abbildung 8.4 eingezeichnet. Zusätzlich sind noch ClO -Mischungsverhältnisse eingetragen, die auf MLS Messungen beruhen [Santee et al., 1996b].

Die Orbitgeometrie des UARS Satelliten muß sorgfältig berücksichtigt werden, wenn aus den MLS Messungen Wirbelmittel gebildet werden sollen. Die Flugbahn des UARS Satelliten, auf dem MLS fliegt, ist so beschaffen, daß entlang eines Orbits zunächst nur nahezu konstante lokale Uhrzeiten auftreten. Die lokale Uhrzeit ändert sich dann beim Vorbeiflug am Pol sehr schnell, wobei sie in kurzer Zeit 12 Stunden überstreicht [Waters et al., 1993b]. Wenn also während einer Orbithälfte nahezu konstant um 11:00 Uhr lokaler Zeit gemessen wird, wird während der anderen Orbithälfte um ca. 23:00 Uhr gemessen. Die auf den beiden Orbithälften jeweils auftretenden lokalen Zeiten ändern sich dabei von Tag zu Tag langsam, so daß im Verlauf von ca. einem Monat alle lokalen Zeiten überdeckt werden. Da ClO einen ausgeprägten Tagesgang hat, hat diese Orbitgeometrie wichtige Konsequenzen für die Interpretation der ClO -Meßwerte. Santee et al. [1996b] zeigen Wirbelmittel des ClO -Mischungsverhältnisses, wobei über alle im Wirbel gelegenen Messungen des Astes des Orbits gemittelt wurde, bei dem jeweils mehr Messungen bei lokalen Uhrzeiten zwischen 6:00 Uhr und 18:00 Uhr erfolgten. Dabei wurden so-

wohl Messungen im Sonnenlicht als auch Messungen im Dunkeln verwendet. Durch die langsame Variation der lokalen Uhrzeiten entlang des Orbits und die Rückkehr der Sonne während des dargestellten Zeitraums variieren die szw, bei denen die verwendeten Messungen erfolgten, beträchtlich. Besonders deutlich wird das während der Periode Mitte Februar, während der die lokale Uhrzeit entlang der einen Orbithälfte 6:00 Uhr und auf der anderen Seite 18:00 Uhr betrug. In dieser Phase wird das Wirbelmittel von ClO nahezu nur aus Messungen in der Dämmerung und im Dunkeln gebildet. Der drastische Rückgang des in Santee et al. [1996b] dargestellten ClO-Wirbelmittels zu dieser Zeit beruht also ausschließlich auf der Orbitgeometrie.

In der vorliegenden Arbeit wurde aus den MLS Level 3A ClO-Daten [Santee, 1997] Wirbelmittel berechnet, wobei über alle im Wirbel erfolgten Messungen bei $szw < 87^\circ$ gemittelt wurde. Dabei wurde als Wirbelkante die auch sonst in der vorliegenden Arbeit verwendete Definition benutzt. Die ClO-Wirbelmittel wurden durch vertikale Interpolation in den MLS ClO-Profilen auf der gleichen diabatisch mit den Luftmassen absteigenden Fläche berechnet, auf der die in Abbildung 7.20 gezeigten Ozonverlustraten berechnet wurden. Durch die langsame Variation der lokalen Uhrzeiten entlang des UARS Orbits, ist die Überdeckung des Wirbels mit Messungen bei $szw < 87^\circ$ unterschiedlich gut. Die Wirbelmittel wurden nur an Tagen berechnet, bei denen der Wirbel ausreichend von Messungen überdeckt wurde. Daraus erklärt sich die Lücke in den Daten um Mitte Februar.

Messungen bei $szw < 60^\circ$ traten nicht auf. Die Variation der ClO-Konzentration zwischen 60° und 87° szw beträgt ca. 20 % im Gleichgewicht und bei konstantem ClO_x [Lehmann, 1997]. Es kann also nur eine im Extremfall bis zu 20 prozentige Variation in den gezeigten ClO-Daten auf die Änderung der szw während des Zeitraums am Ort der Messungen zurückgeführt werden. Da der Rückgang des ClO-Wirbelmittels (hier definiert als das Mittel über Flächen mit $szw < 87^\circ$) während des Februars 20% übersteigt, ist er nur durch ein Rückgang des mittleren ClO_x -Mischungsverhältnisses zu erklären. Dies ist ein weiterer starker experimenteller Hinweis darauf, daß im Februar 1996 die Chloraktivierung bereits während andauernder PSC-Aktivität zurückging.

Aus den ClO-Messungen mit $szw < 87^\circ$ und dem jeweiligen szw wurde unter der Annahme chemischen Gleichgewichts in dem System [$ClO + ClO \rightarrow Cl_2O_2$, $Cl_2O_2 + hv \rightarrow 2 ClO$, $Cl_2O_2 \rightarrow 2 ClO$ (thermische Zersetzung)] ClO_x berechnet. Aus den erhaltenen ClO_x -Werten wurden wiederum Wirbelmittel bestimmt und in Abbildung 8.4 eingetragen. Hier wird der Rückgang des ClO_x besonders deutlich. Die überraschend gute Übereinstimmung mit dem vom Box-Modell berechneten ClO_x zeigt, daß das Modell die Situation im Wirbel recht gut repräsentiert.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß alle Beobachtungen und das Box-Modell darauf hindeuten, daß ein beträchtlicher Teil des Cl_y Ende Februar 1996 im $ClONO_2$ gefangen war und auch bei weiterer PSC-Aktivität daraus nicht mehr freigesetzt werden konnte. Dieser Effekt, der besondere Bedeutung für den Ozonabbau der Arktis besitzt, wird hier Chlornitratfalle genannt.

8.1.6 Auswirkungen von Denitrifizierung auf den Ozonabbau in der Arktis

Während März / Anfang April 1996 wurde in ca. 470 K zum ersten Mal in der Arktis ein Andauern des Ozonverlusts noch vier Wochen nach dem letzten Auftreten von PSC-Bedingungen beobachtet (Abbildung 7.19). In diesem Abschnitt wird der Grund für dieses ungewöhnliche Verhalten diskutiert. Es soll hier nachgewiesen werden, daß es sich dabei um die Auswirkung von Denitrifizierung handelt, die in dieser Luftmasse im Januar erfolgte.

Wie in Abschnitt 6.6.3 erwähnt, lag die EZMW-Temperatur nach dem 11. März überall mindestens 4 K oberhalb der NAT-Gleichgewichtstemperatur, was weiteres signifikantes Auftreten von PSCs nahezu ausschließt. Verfolgt man die Geschichte der Luftmasse, in der der Ozonabbau bis in den April hinein andauerte, entlang der gestrichelten Linie in Abbildung 7.15 zurück, findet man, daß diese Luftmasse im Januar um 530 bis 550 K im oberen Bereich der extrem niedrigen, für PSC II Bildung ausreichend tiefen Temperaturen lag. PSC II Wolken wurden auch tatsächlich in diesem Zeitraum und Höhenbereich beobachtet. Sie fanden sich in drei von vier Messungen zwischen dem 10. und 25. Januar im Höhenbereich 525 K bis 585 K über Andøya, Norwegen [Hansen, 1996] und am 22. Januar über Sodankylä, Finnland [Vömel et al., 1997], wo PSC II in den Höhenbereichen 430 K bis 454 K und 487 K bis 547 K auftraten. Vömel et al. [1997] zeigten, daß die intensive PSC II Bildung zu einer Umverteilung von H₂O durch Absinken der großen PSC II Partikel führte. Sie fanden in 550 K eine etwa 500 m mächtige irreversibel dehydrierte Schicht. Dieses ist genau der Höhenbereich, aus dem die Luftschicht stammt, in der später der verlängerte Ozonabbau gefunden wurde. Obwohl es Hinweise gibt, daß unter bestimmten Voraussetzungen Dehydrierung auch ohne Denitrifizierung vorkommen kann [Fahey et al., 1990], ist es allgemein akzeptiert, daß in den meisten Fällen Dehydrierung mit einer Entfernung von HNO₃ aus der Luftmasse einhergeht, welches in den absinkenden PSC II Partikeln gelöst ist. Die HNO₃-Messungen von MLS geben einen weiteren allerdings schwachen Hinweis darauf, daß Denitrifizierung in diesem extrem kalten Winter stattgefunden haben könnte [Santee et al., 1996b]. Durch die geringe vertikale Auflösung der MLS HNO₃-Profile, die etwa 5 km beträgt [Santee et al., 1995], ist eine mögliche Denitrifizierung in einer ca. 500m mächtigen Schicht in diesen Daten allerdings kaum sichtbar. Denitrifizierung und Dehydrierung sind in der Antarktis in jedem Winter weit verbreitet [WMO, 1995]. Von gemessenen HNO₃-Profilen gibt es auch aus vergangenen, besonders kalten arktischen Wintern Hinweise darauf, daß begrenzte Denitrifizierung bereits früher auch in der Arktis stattgefunden hat [Hübler et al., 1990; Fahey et al., 1990; Arnold et al., 1995; Oelhaf et al., 1995]. Schwere Denitrifizierung hat einen entscheidenden Effekt auf den Ozonabbau in der betroffenen Luftmasse: wird in einer Luftmasse das HNO₃-Mischungsverhältnis stark reduziert, ist die Überführung des ClO_x in ClONO₂ während der Erholungsphase weniger effektiv, da nicht genügend NO₂ aus der Photolyse des HNO₃ freigesetzt werden kann. Wird das HNO₃-Mischungsverhältnis sogar auf Werte unterhalb des ClO_x-Mischungsverhältnisses reduziert (dies ist bei einer Denitrifizierung um etwa 80% der Fall) kann die endgültige Erholung nur noch über die erheblich langsamere HCl-Bildung im wesentlichen über die Reaktion $\text{Cl} + \text{CH}_4 \rightarrow \text{HCl} + \text{CH}_3$ erfolgen. In jedem Falle führt also eine Denitrifizierung zu einer Verlängerung der Ozonabbauperiode, wobei die Dauer der Verlängerung vom Grad der Denitrifizierung abhängt. Dieser Mechanismus ist nach allgemeinem Kenntnisstand die einzige mögliche Erklärung für eine Verlängerung des Ozonabbaus, wie sie 1996 beobachtet wurde. Da diese Verlängerung in einer Luftschicht beobachtet wurde, in der tatsächlich zuvor Dehydrierung nachgewiesen wurde, ist davon auszugehen, daß es sich dabei um die erste Beobachtung der Auswirkung von Denitrifizierung auf den Ozonabbau der Arktis handelt.

8.2 Konsequenzen für den arktischen Ozonverlust und Vergleich mit der Antarktis

Die im Maximum des chemischen Ozonverlusts im arktischen Polarwirbel gefundenen täglichen Ozonabbauraten bewegen sich in der gleichen Größenordnung wie die Raten, die für den antarktischen Polarwirbel berichtet wurden [Hofmann, 1996]. Dabei erreicht der antarktische Ozonabbau seine maximalen täglichen Raten um Äquinox, während in der Arktis das Maximum der Abbauraten im Mittel deutlich früher erreicht wird. Aufgrund der in der Arktis stärker verschobenen Lage des Wirbels wird jedoch ein mit der Antarktis vergleichbarer Sonnenanteil im Wirbel früher erreicht. Die Übereinstimmung der Abbauraten ist konsistent mit der Annahme, daß im Maximum des Ozonabbaus sowohl in der Antarktis als auch in der Arktis ein Großteil des Cl_y als ClO_x vorliegt. Die Situation in der Arktis im Maximum der Ozonabbaurate erscheint also zunächst genauso dramatisch zu sein, wie in der Antarktis, wo es dann im weiteren Verlauf des Winters zu der Ausbildung des Ozonlochs kommt. Der Hauptunterschied zwischen beiden Hemisphären ist die Zeitspanne, während der der Ozonabbau im Frühjahr anhält.

Diese Zeitspanne war in der Arktis bislang deutlich kürzer als in der Antarktis. In der Antarktis ist sowohl das Ende der Periode mit PSC Temperaturen im Frühjahr deutlich später, als auch das Auftreten von extrem tiefen Temperaturen (unterhalb des Frostpunktes) wesentlich verbreiteter. Die Erkenntnisse der letzten Abschnitte deuten darauf hin, daß dabei der zweite Punkt der Hauptgrund für den Unterschied des antarktischen Ozonabbaus zu dem der Arktis ist. Das längere Anhalten von PSC-Temperaturen allein, wenn dabei nicht der Frostpunkt erreicht wird, scheint den Beobachtungen nach nur eine mäßige Verlängerung des Ozonabbaus der Arktis bewirken zu können.

Die Überlegungen des letzten Abschnittes legen die Chlornitratfalle als plausiblen Mechanismus für diese Begrenzung des Abbaus auch bei verlängerten PSC I Bedingungen nahe. Dieser Effekt ist aus der Antarktis bislang unbekannt, da dort der Wirbel gegen Ende des Winters immer großflächig zu einem hohen Anteil denitrifiziert ist [WMO, 1995]. Daher ist der Aufbau des ClONO_2 -Reservoirs dort nicht möglich und der Rückgang der Ozonabbaurate findet erst spät durch die Bildung von HCl statt, die bei völligem Verlust von Ozon beschleunigt ist [Douglas et al., 1995; Santee et al., 1996a].

Das generelle Verhalten des Ozonabbaus muß durch die oben beschriebenen Unterschiede in der Arktis als qualitativ anders angesehen werden als das Verhalten des antarktischen Ozonabbaus. Der Verlauf des antarktischen Ozonverlusts ist typisch für einen katalytischen Abbau. Da der Katalysator ClO_x sich bei der Reaktion nicht verbraucht und da die Geschwindigkeit des Abbaus nach Z5 nicht von der Konzentration des Ozons abhängt, verläuft der Ozonabbau mit konstanter Geschwindigkeit, bis nahezu das gesamte Ozon zerstört ist, solange die äußeren Bedingungen unverändert sind. Die Ozonkonzentration nimmt also in diesem idealisierten Bild linear bis kurz vor dem völligen Ozonverlust ab. Erst dann ändert sich die Chemie derart, daß nun ClO_x durch Bildung von HCl verloren geht (Abschnitt 3.4).

Nach den Erkenntnissen der Abschnitte 8.1.3 bis 8.1.5 verhält sich der Ozonabbau in der Arktis demgegenüber deutlich anders. Der zeitliche Verlauf des Abbaus ist eher vergleichbar dem eines Abbrandprozesses, bei dem sich ein Brennstoff verbraucht. ClO_x ist natürlich nach wie vor ein bei dem Ozonabbauzyklus selbst unverbrauchter Katalysator. Sonneneinstrahlung scheint jedoch unter den bislang in der Arktis aufgetretenen Bedingungen unweigerlich einen Abbau von ClO_x zu bewirken. Der sonnenbedingte Abbau von ClO_x scheint in der Arktis auch bei weiter bestehenden PSCs stattzufinden, jedenfalls solange sich die Temperaturen in dem Bereich

bewegen, die im Winter 1995/96 aufgetreten sind. Da jedoch der Ozonabbau genauso wie der Abbau von ClO_x an die Sonne gekoppelt ist, können beide nur gleichzeitig stattfinden. Durch die Sonnenbestrahlung als gemeinsame Ursache ist der Verbrauch des den Ozonabbau treibenden ClO_x eng an den Ozonabbau selbst gekoppelt. Obwohl diese Koppelung nicht wie bei einem Abbrandprozeß kausaler Natur ist, erhält der zeitliche Verlauf des Prozesses damit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem zeitlichen Verlauf eines Brandes. Beiden Prozessen gemeinsam ist, daß der Prozeß nach einer gewissen Zeit wegen Mangel an Brennstoff (bzw. ClO_x) von selbst zum Erliegen kommt. Der Vergleich wird sinnvoll, da die Länge dieser Zeit bei beiden Prozessen von der Geschwindigkeit des Ablaufs des Prozesses bestimmt wird.

Gäbe es einen universellen quantitativen Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeiten des ClO_x -Abbaus und des Ozonabbaus, wäre die Gesamtmenge an Ozon, die von einer bestimmten Menge ClO_x in einem arktischen Winter zerstört wird, konstant und berechenbar. Dabei ist die Menge an ClO_x , die maximal durch Chloraktivierung zur Verfügung steht, durch Cl_y nach oben begrenzt. Die Kinetik des Ozonabbauzyklusses unterscheidet sich jedoch von der der Photolyse des HNO_3 , welche für den ClO_x -Abbau ausschlaggebend ist. Die genauen zeitlichen Verläufe des ClO_x -Abbaus und des Ozonabbaus sind von der genauen szw-Geschichte der einzelnen Luftmassen abhängig. Weiterhin sorgen die beiden in Abschnitt 8.1.4 erwähnten Mechanismen der Reaktivierung von ClONO_2 für ein Abweichen von diesem Bild. Modellrechnungen zufolge kann die Reaktivierung von ClONO_2 über R10 einen erheblichen Einfluß haben, wenn Temperaturen nahe des Frostpunktes auftreten [Portman et al., 1996]. Hinweise darauf finden sich wie erwähnt auch in den Matchdaten. Die Bildung von HCl über R6 oder R8 kann wie erwähnt hauptsächlich dann einen Einfluß haben, wenn sich in einer längeren PSC freien Periode ein HCl Vorrat ansammeln kann, der bei erneuter PSC-Bildung schlagartig hohe ClO_x -Konzentrationen hervorrufen kann.

Jedes Luftpaket erhält bei der Chloraktivierung im Laufe des Winters seinen individuellen Vorrat an ClO_x , wobei der Zeitpunkt dessen Verbrauchs von der szw-Geschichte des Luftpakets abhängt. Da die verschiedenen Luftvolumina des Wirbels unterschiedlich früh der Sonne ausgesetzt werden, findet der gekoppelte Ozon- und ClO_x -Abbau in den Luftpaketen zu verschiedenen Zeiten statt. Zu einem gegebenen Zeitpunkt befinden sich alle Luftpakete in unterschiedlichen Phasen des „Abbrennens“. Die in der vorliegenden Arbeit betrachteten Mittelwerte des Ozonabbaus mitteln über diese verschiedenen Luftpakete. Die Abklingrate dieser gemittelten Ozonabbaurate darf daher nicht mit dem Rückgang des Ozonabbaus in den einzelnen Luftpaketen verwechselt werden - genausowenig, wie die Dauer eines Scheunenbrands mit der Zeit verwechselt werden darf, die der einzelne Strohhallen in der Scheune brennt.

Dieses der Arktis eigene Verhalten des Ozonabbaus hat auch in dem ungewöhnlich langen arktischen Winter 1995/96 die Bildung eines Zustands verhindert, der mit dem antarktischen Ozonloch der letzten Jahre vergleichbar gewesen wäre.

Für eine Vergrößerung des über den Winter akkumulierten Ozonverlusts scheint eine reine Verlängerung der Periode mit PSC I Bedingungen in einem Winter nicht sehr effektiv zu sein. Die Beobachtung der Auswirkung von Denitrifizierung in einem engen Höhenbereich im arktischen Winter 1995/96 weist jedoch darauf hin, daß eine signifikante Verlängerung des Ozonverlusts auch in der Arktis eintreten kann, wenn die Temperatur in einem Winter längere Zeit unter die PSC II Bildungstemperatur fällt. Dieser Mechanismus könnte auch in der Arktis prinzipiell zu einem Zustand führen, der dem antarktischen Ozonloch vergleichbar wäre, wenn in einem zukünftigen Winter noch weiter ausgedehnte Bereiche mit Temperaturen unterhalb der PSC II Bildungstemperatur vorkommen. Solche Temperaturverhältnisse in der arktischen Stratosphäre

finden sich aber in der dreißigjährigen Berliner Reihe bisher nicht [Naujokat et al., 1996]. Für die weitere Entwicklung der arktischen Ozonschicht ist demnach von entscheidender Bedeutung, ob sich gewisse Hinweise auf einen Abkühlungstrend der stratosphärischen Temperaturen [Gelman et al., 1996] in Zukunft bestätigen.

8.3 Bewertung der arktischen Ozonverluste

Mit um 65% lokalem chemischen Ozonverlust, der nahezu zweifelsfrei auf die Wirkung der von FCKWs und Halonen freigesetzten Halogenverbindungen zurückzuführen ist, ist in der arktischen Ozonschicht eines der stärksten anthropogenen Signale in der Atmosphäre zu finden. Die Luftmassen in denen sich dieser Verlust abspielt, liegen nicht fern von Europa und driften in den meisten Wintern auch für kürzere Zeiten direkt über Europa hinweg. Spätestens bei der Auflösung des Polarwirbels im Zuge der Frühjahrsumstellung der Zirkulation werden diese Luftmassen über große Teile der Nordhemisphäre verteilt und beeinflussen mit hoher Wahrscheinlichkeit den Ozontrend über mittleren Breiten.

Die hohen Ozonverluste haben sich jedoch bisher nur in einem begrenzten Höhenbereich abgepielt und der Gesamtverlust in der Ozonsäule fiel mit 35% bislang wesentlich kleiner aus als der lokale Verlust in einer bestimmten Höhe. Zudem erreicht der Ozonverlust sein größtes Ausmaß zur Zeit des klimatologischen jahreszeitlichen Maximums der Ozonsäule. Abbildung 3.8 zeigt, daß der Verlust dieses Maximum bisher nur eingeebnet hat, so daß am Ende des Winters die Ozonsäulen im Mittel kaum kleiner waren als im Herbst. Die größere Variabilität im Frühjahr kann jedoch an einzelnen Tagen zu niedrigeren Werten führen. Eine Einschätzung, welche Auswirkung diese Einebnung des jahreszeitlichen Ozonmaximums auf die Biosphäre hat, ist zur Zeit wahrscheinlich nicht möglich und ginge jedenfalls über den Rahmen dieser Arbeit hinaus.