

Die Umwelt in Europa:  
der zweite Lagebericht

### Kapitel 3. Abbau der Ozonschicht in der Stratosphäre

European Environment Agency



### 3. Abbau der Ozonschicht in der Stratosphäre

#### Wichtigste Erkenntnisse

**Internationale Maßnahmen zum Schutz der Ozonschicht haben bewirkt, daß die weltweite Jahresproduktion ozonzerstörender Substanzen mittlerweile 80 bis 90 % unter dem einstigen Höchstwert liegt. Auch die jährlichen Emissionen sind rasch zurückgegangen. Da sich die internationalen Maßnahmen jedoch erst mit erheblicher zeitlicher Verzögerung auf die Prozesse in der Atmosphäre auswirken können, ist bislang noch kein Einfluß auf die Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre bzw. auf den Anteil an ultravioletter B-(UV-B-)Strahlung, der die Erdoberfläche erreicht, festzustellen.**

**Das ozonzerstörende Potential sämtlicher Chlor- und Bromverbindungen (FCKW, Halone usw.) erreicht sein Maximum voraussichtlich in den Jahren 2000 bis 2010. In der Atmosphäre über Europa ging der Ozongehalt zwischen 1975 und 1995 um 5 % zurück, so daß noch mehr UV-B-Strahlung in den unteren Bereich der Atmosphäre und auf die Erdoberfläche gelangen konnte.**

**Während des Frühjahrs war in letzter Zeit in Teilen der Arktis eine starke Verringerung der Ozonkonzentration in der Stratosphäre festzustellen. So lag beispielsweise im März 1997 die gesamte Ozonkonzentration über dem Nordpol 40 % unter dem Normalwert. Dieser Rückgang ist ähnlich, wenn auch nicht so gravierend, wie der über der Antarktis und unterstreicht die Notwendigkeit weiterer politischer Maßnahmen im Hinblick auf den Abbau der Ozonschicht in der Stratosphäre.**

**Die Erholung der Ozonschicht, die viele Jahrzehnte dauern wird, könnte durch einen schnelleren Ausstieg aus der H-FCKW- und Methylbromidproduktion, fachgerechte Entsorgung von FCKW und Halonen in Lagern und anderen Beständen und das Unterbinden des Schmuggels von ozonschädigenden Stoffen beschleunigt werden.**

#### 3.1. Einleitung

In den meisten Teilen der Welt außerhalb der Tropen schreitet die Abnahme der Gesamtmenge des Ozons ( $O_3$ ) in der Stratosphäre seit dem *Dobris*-Lagebericht (McPeters et al., 1996a) mit unverminderter Geschwindigkeit voran. Die größten Ausmaße hat die Ausdünnung der Ozonschicht über der Antarktis und der Arktis angenommen. Es besteht kein Zweifel mehr daran, daß das Problem durch den gestiegenen Anteil von Chlor- und Bromverbindungen in der Stratosphäre hervorgerufen wird. Zurückzuführen sind diese Verbindungen in erster Linie auf die Freisetzung von FCKW, die als Kühlmittel in Kühl- bzw. Gefriergeräten und Klimaanlageanlagen, als Aerosoltreibmittel und als Schäum- und Reinigungsmittel eingesetzt werden, sowie von Fluorbromkohlenwasserstoffen (Halonen), die in Feuerlöschgeräten Verwendung finden.

Der Ozonabbau in der Stratosphäre ist unerwünscht, da eine dünnere Ozonschicht zur Folge hat, daß ein größerer Anteil an Ultraviolett-B-(UV-B-)Strahlung in den unteren Bereich der Atmosphäre und auf die Erdoberfläche gelangt. Aus Satellitenmessungen geht hervor, daß sich die zonal gemittelten UV-B-Werte von 1979 bis 1992 zwischen 40° und 50° nördlicher Breite um 10 % pro Dekade erhöht haben (Herman et al., 1996). Zwischen dem 40. und 50. Breitengrad der Südhemisphäre betrug der Anstieg 13 % pro Jahrzehnt.

Karte 3.1 zeigt, wie sich die UV-B-Strahlung bei klarem Himmel über Europa zwischen 1980 und 1991 verändert hat. Die größten relativen Zunahmen traten über Mittel- und Nordeuropa auf, kleinere über Südeuropa.

Die Rolle des Ozons in der Stratosphäre als Filter für die im Sonnenlicht enthaltene UV-Strahlung und die Mechanismen, durch die diese Filterwirkung aufgrund menschlicher Einwirkung beeinträchtigt wird, werden in Kasten 3.1 ausführlicher beschrieben.

#### 3.2. Auswirkungen

UV-B-Strahlung kann eine Reihe chemischer und biologischer Prozesse auslösen, die bei lebenden Organismen zu Schäden führen. Beim Menschen kann eine Zunahme der UV-B-Strahlung die Ursache für Hautkrebs, grauen Star, Sonnenbrand, Schneeblindheit, Hautalterung und eine Schwächung des Immunsystems bilden. Bei Hautkrebs (Non-Melanoma-Form), einer der üblichsten Krebsarten beim Menschen, wurde ein Zusammenhang mit UV-B-Strahlung festgestellt (Moan et al., 1989).

**BILD SEITE 60**

Beobachtung der Stratosphäre im Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR), Andøya, 69°N, Norwegen. **Quelle:** Kolbjørn Adolfsen, Andøya Rocket Range.

Allerdings besteht zwischen dem Auftreten solcher Wirkungen und den Strahlungswerten kein einfacher Zusammenhang, da unterschiedliche Populationen nicht die gleiche Empfindlichkeit gegenüber UV-Strahlen aufweisen.

Es wurde festgestellt, daß UV-B-Strahlung aquatische Ökosysteme beeinträchtigt, indem sie die Produktion von Phytoplankton hemmt und Fische, Garnelen, Krebse, Lurche und andere Tiere in Frühstadien ihrer Entwicklung schädigt (UNEP, 1995). Phytoplankton bildet die Grundlage der Nahrungskette in den Ozeanen; mehr als 30 % des tierischen Proteins, das der Mensch weltweit verbraucht, stammen aus dem Meer, wobei der Anteil in den Entwicklungsländern sogar noch höher liegt. In einer Studie (Smith et al., 1992) wurde nachgewiesen, daß eine um 6 bis 12 % verringerte Phytoplanktonbildung, die in den antarktischen Gewässern aufgetreten ist, in direkter Beziehung zu einem Anstieg der UV-B-Strahlung aufgrund des Ozonlochs über der Antarktis stand. Da Phytoplankton für atmosphärisches CO<sub>2</sub> eine bedeutende Senke darstellt, kann sich dieser Rückgang auch auf die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Atmosphäre auswirken und in Zukunft den Treibhauseffekt verstärken.

Selbst bei den derzeitigen Werten vermag UV-B-Strahlung das Wachstum von Landpflanzen zu beeinträchtigen. Die verschiedenen Spezies reagieren sehr unterschiedlich auf UV-B-Strahlung. Pflanzen verfügen über verschiedene Reparaturmechanismen für die Wirkungen der UV-Strahlung und können sich bis zu einem gewissen Grade an erhöhte Strahlungswerte anpassen.

Zudem wirkt sich UV-Strahlung auf chemische Prozesse in den unteren Schichten der Atmosphäre aus. Sie trägt zu troposphärischen Ozonkonzentrationen in schadstoffbelasteten Regionen (Kapitel 5) bei und beeinflusst die Lebensdauer und Konzentration einer Vielzahl von Verbindungen, darunter verschiedener Treibhausgase, in der Atmosphäre. Außerdem sind FCKW und einige ihrer Ersatzstoffe selbst Treibhausgase (Kapitel 2).

**Karte 3.1 Berechnete Zunahme der effektiven UV-Strahlung in Europa im Jahre 1991 gegenüber 1980**

Zunahme der UV-Strahlung  
Jährliche UV-Strahlendosis 1991 gegenüber 1980

**Anmerkung:** Berechnet auf der Grundlage der gemessenen Gesamtozonmenge ohne Berücksichtigung von Wolkeneffekten. Die Berechnung gründet sich auf hautkrebsgewichtete UV-Strahlungsdaten.

**Methode:** Bordewijk und van der Woerd, 1996.

**Quelle:** Slaper et al., 1997.

### 3.3. Zustand der Ozonschicht

Etwa seit 1979 nimmt die Ozonmenge in der Stratosphäre ab. In Abbildung 3.1 werden Veränderungen der Gesamtmenge seit 1960 in vier verschiedenen Regionen der Welt gezeigt. Tabelle 3.1 verdeutlicht, daß Abnahmen des Gesamtozons in allen geographischen Breiten, wenn auch am ausgeprägtesten an den Polen auftraten.

Der akkumulierte Verlust an jährlich und global gemitteltem Gesamtozon seit 1979 beträgt 5 %. In mittleren Breiten (beider Hemisphären) beläuft sich die akkumulierte Ozonabnahme auf ca. 7 %. Hingegen ist der Ozonverlust in den Tropen gering und statistisch nicht signifikant. Der akkumulierte Verlust im Winter und Frühjahr beträgt in mittleren Breiten der Nordhemisphäre seit 1979 etwa 11 % (SORG, 1996).

#### *Polarbereiche*

Starke Zunahmen der UV-B-Strahlung werden im Frühjahr in der Antarktis beobachtet, wenn die Ozonschicht mehrere Monate lang stark ausgedünnt ist. Das bislang größte Ozonloch wurde dort 1993

registriert, aber auch spätere Messungen ergaben eine vergleichbare Tiefe und räumliche Ausdehnung. Ozonprofilmessungen zu Zeiten eines typischen Ozonlochs zeigen, daß im September und Oktober über verschiedenen Meßstationen in der Antarktis im wesentlichen das gesamte Ozon in einer Höhe von 15 bis 20 km zerstört und die Gesamtozonmenge auf ein Drittel des Wertes geschrumpft ist, der beobachtet wurde, bevor Ozonlöcher erstmals auftraten. In den letzten Jahren bildete sich das Ozonloch in der Antarktis früher heraus und hielt länger an als zuvor.

**Tabelle 3.1 Weltweite Trends der Gesamtozonmenge, November 1978 bis Oktober 1994**

Region  
Trend % pro Dekade

**Anmerkungen:** Spalte 2  $\sigma$  gibt den statistischen Fehler an (Konfidenzniveau 95 %) und beinhaltet eine  $2\sigma$  Meßgerätenauigkeit von 1,22%/Dekade. Basiert auf Version 7 des TOMS-Datensatzes (McPeters et al., 1996b). Das Instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) wird auf Satelliten eingesetzt.

Die TOMS-Trenddaten werden durch Messungen mit anderen Instrumenten bestätigt.

**Quelle:** MCPeters et al., 1996a.

### **Kasten 3.1: Die Ozonschicht und sie gefährdende Prozesse**

Die Ozonschicht in der Stratosphäre besteht aus einem verdünnten Ozongasschleier in einer Höhe von ca. 10 km bis ca. 40 km über der Erdoberfläche. Etwa 20 km über der Erdoberfläche erreicht die Ozonkonzentration ihren Höchstwert. Ungefähr 90 % des Ozons der Atmosphäre sind in der Stratosphäre enthalten, die übrigen 10 % in der Troposphäre.

Ozon entsteht im oberen Teil der Stratosphäre durch kurzwellige Strahlung (<190 nm) der Sonne. Diese energiereiche Strahlung vermag Sauerstoffmoleküle ( $O_2$ ) in atomaren Sauerstoff (O) aufzuspalten. Atomarer Sauerstoff ist sehr reaktionsfreudig und vereinigt sich rasch mit Sauerstoffmolekülen zu Ozon ( $O_3$ ). Durch ultraviolette Strahlung mit etwas größerer Wellenlänge (<280 nm) kann das Ozonmolekül wieder in molekularen und atomaren Sauerstoff getrennt werden, so daß ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau besteht.

Der größte Teil des Ozons der Stratosphäre entsteht über den Tropen, wo die Sonneneinstrahlung am intensivsten ist. Durch weiträumige Zirkulationsbewegungen gelangt das Ozon zu den Polen. Dieser Transport ist im späten Winter und im Frühjahr am effizientesten. Das führt im Frühjahr zu einem Höchstwert und im Spätherbst zu einem Tiefstwert der Gesamtozonmenge (die Menge an Ozon in einer Säule, die sich von der Erdoberfläche durch die gesamte Atmosphäre erstreckt). Gemessen wird die Gesamtmenge (bzw. Ozonsäulendichte) gewöhnlich in Dobson-Einheiten (DU). Eine Ozonschichtdicke von 300 DU sagt aus, daß die Ozonschicht 3 mm dick wäre, wenn sie aus reinem Ozon bei einem Druck von 1 atm bestehen würde.

Der durch den Menschen bewirkte Ozonabbau wird durch Chlor und Brom verursacht, aber nicht alle chlor- und bromhaltigen Verbindungen sind für die Ozonschicht schädlich. Eine Vielzahl von Verbindungen reagiert mit anderen Gasen der Troposphäre oder wird in Regentropfen gelöst und erreicht die Stratosphäre nicht. Je länger die Verweildauer einer Verbindung in der Atmosphäre ist, desto größer ist die Menge, die davon in die Stratosphäre gelangt. Die Chlor- und Bromverbindungen, die den Abbau der Ozonschicht verursachen, sind FCKW, Tetrachlorkohlenstoff, 1,1,1-Trichlorethan, H-FCKW und Halone, die alle gänzlich anthropogenen Ursprungs sind. Auch Methylchlorid und Methylbromid können die Ozonschicht zerstören. Die einzige bekannte Methylchloridquelle von Bedeutung sind die Weltmeere. Bei Methylbromid sind neben einigen anthropogenen Quellen (Bodenbegasung in der Landwirtschaft, Biomasseverbrennung, Kraftstoffzusätze) umfangreich natürliche Emissionen aus den Ozeanen anzuführen.

Insbesondere die Verwendung von FCKW und Halonen hat zu einem Anstieg der Chlor- und Bromkonzentration in der Stratosphäre geführt. Diese Verbindungen sind chemisch sehr stabil und werden in der Troposphäre nicht abgebaut. In der Stratosphäre werden sie durch kurzwellige Strahlung der Sonne gespalten und setzen Chlor und Brom frei, das dann an ozonzerstörenden chemischen Reaktionen teilnehmen kann (Kasten 3.2). Das natürliche Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau verschiebt sich daher, so daß eine niedrigere Ozonkonzentration die Folge ist.

Der Verlust an stratosphärischem Ozon in der Arktis wurde erstmals im Winter 1991-1992 festgestellt (Braathen et al. 1994; von der Gathen et al., 1995). 1993 verschwand etwa ein Drittel des Ozons aus der unteren Stratosphäre über Grönland (Larsen et al., 1994). Bei zahlreichen Beobachtungen und

Modellrechnungen hat sich nunmehr gezeigt, daß es in den Wintern seit 1991-1992 in der Arktis zu einem signifikanten und ausgedehnten Ozonverlust kommt, der immer mit Perioden der Chloraktivierung einhergeht (Isaksen et al., 1997).

Die Prozesse, die in Polarbereichen zum Ozonabbau führen, werden in Kasten 3.2 beschrieben. Andere Faktoren, die zum Ozonabbau in den Polarbereichen wie auch in anderen Breiten beitragen können, werden in Kasten 3.3 behandelt.

Obwohl der in der Arktis beobachtete Ozonabbau nicht so gravierend ist wie in der Antarktis, sind zwischen der Situation im Süden und im Norden bestimmte Ähnlichkeiten festzustellen. Erstens sind die Temperaturen im Polarwirbel der Arktis (siehe Kasten 3.2) in den vergangenen Wintern deutlich zurückgegangen, und in den drei letzten Wintern (1994/1995 bis 1996/1997) wurden bei den Temperaturen Niedrigrekorde verzeichnet (z.B. Labitzke und van Loon, 1995; NOAA, 1996; SORG, 1996). Dies hat in den vergangenen beiden Wintern zu beträchtlichen Ozonverlusten geführt. (1995/1996 und 1996/1997) (Müller et al., 1997, Rex et al., 1997).

Selbst geringe Temperaturrückgänge im arktischen Polarwirbel werden sich langfristig merklich auf die Ozonschicht auswirken. Da sich die Temperaturen bereits nahe an der Schwelle zur Bildung polarer stratosphärischer Wolken (PSC) befinden, wird ein geringer Temperaturabfall ausreichen, um eine starke Zunahme des Auftretens solcher Wolken zu bewirken.

Zweitens erstreckt sich der arktische Polarwirbel tendenziell länger ins Frühjahr hinein. In der Vergangenheit wurden langanhaltende Wirbel beobachtet, und es gibt Belege für eine Verstärkung des Wirbels seit 1979 (Zurek et al., 1996), aber die Kombination aus einem kalten und einem langanhaltenden Wirbel scheint dennoch eine neue Entwicklung darzustellen. Ein Index, der Wirbelstärke und räumliche Ausdehnung verbindet, wird in Abbildung 3.3 für die letzten neun Winter von Anfang November bis Mitte Mai dargestellt. Die Abbildung zeigt, daß die Wirbel in den letzten Wintern lange andauerten, am längsten davon 1997.

#### **Mittlere Breiten**

In mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre hat sich das Jahresmittel der Gesamtozonmenge seit 1979 um beinahe 5 % pro Jahrzehnt verringert, wobei im gleichen Zeitraum im Frühjahr ein Rückgang von 7 % pro

#### **Abweichungen der Gesamtozonmenge vom Stand vor 1980 Abbildung 3.1**

Europa  
Nordamerika  
Fernost  
Australien und Neuseeland

**Anmerkung:** Monatliche Schwankungen werden durch Bildung eines zwölfmonatigen Mittelwerts ausgeglichen. Mit Anpassungen übernommen von Bojkov et al., 1995.

**Quelle:** Vitali Fioletov

#### **Abbildung 3.2 Monatsmittel der Gesamtozonmenge für den Monat März, 1980 bis 1997**

Dobson-Einheiten

**Quelle:** Daten erhalten vom NASA Goddard Space Flight Center. Angaben für 1980-1993 stammen von TOMS Version 7. Der Wert für 1997 wurde von echtzeitnahen Daten vom TOMS auf ADEOS I abgeleitet. Mittelwertbildung und Darstellung beim NILU.

#### **Kasten 3.2: Ozonabbaumechanismen in Polarbereichen**

Der Abbau stratosphärischen Ozons in polaren Breiten wird durch eine Reihe chemischer Reaktionen verursacht, angefangen von der Umwandlung stabiler Halogenverbindungen (hauptsächlich Salzsäure und Chlornitrat, die von FCKW herrühren) in chemisch aktivere Formen.

Die stabilen Verbindungen reagieren in der Gasphase sehr langsam, aber auf der Oberfläche von Teilchen polarer stratosphärischer Wolken (PSC, Polar Stratospheric Clouds) sind rasche Reaktionen möglich. PSC können sich in der unteren Stratosphäre (15 - 25 km) bei Temperaturen unter -78 °C bilden, die typischerweise im Inneren oder am Rand des Polarwirbels, einer isolierten Luftmasse, zu finden sind. Dieses Phänomen tritt in den Wintermonaten aufgrund einer starken zirkulären

Luftströmung auf, die durch den Temperaturunterschied zwischen kalter Polarluft und wärmerer Luft in mittleren Breiten entsteht.

Die durch die raschen Reaktionen in den PSC freigesetzten Chlorverbindungen werden durch Tageslicht leicht aufgespalten, so daß Chloratome entstehen. Diese reagieren rasch und bilden Chlormonoxid, das durch zwei verschiedene katalytische Reaktionszyklen Ozon zerstört. Es wird davon ausgegangen, daß einer dieser Reaktionsabläufe für 70 % des Ozonverlusts in der Antarktis verantwortlich ist. Der andere, bei dem reaktionsfähiges Brom eine Rolle spielt, ist vermutlich die Ursache für einen Großteil des Ozonverlusts in der wärmeren arktischen Stratosphäre (SORG, 1996).

### **Kasten 3.3: Sonstige potentiell am Ozonabbau beteiligte Faktoren**

Der Wasserdampfgehalt der Stratosphäre ist ein wichtiger Parameter für den Ozonabbau, da sich häufiger polare stratosphärische Wolken bilden können, wenn mehr Wasser vorhanden ist.

Die untere Stratosphäre ist verhältnismäßig trocken, und Wasser entsteht dort vor allem durch die Oxidation von Methan, dessen Konzentration sich durch menschliche Einwirkung langsam, aber stetig erhöht. In der unteren Stratosphäre fliegende Flugzeuge steuern ebenfalls zum Wassergehalt bei. Messungen in Boulder (40°N) (Oltmans und Hofmann, 1995) zeigen eine raschere Wasserzunahme als durch die Zunahme von Methan zu erklären ist und deuten möglicherweise auf andere langfristige Veränderungen in der Stratosphäre hin. Allerdings wurden nur an dieser einen Stelle zuverlässige langfristige Messungen durchgeführt; die globale Verteilung des stratosphärischen Wasserdampfes ist nicht bekannt.

Das Vorhandensein von Aerosolen in der Stratosphäre kann sowohl in arktischen Regionen als auch in mittleren Breiten zu Ozonverlust führen. Durch den Ausbruch des Vulkans Pinatubo im Juni 1991 erhöhte sich der Gehalt der Stratosphäre an Aerosolen deutlich. Die Aerosolkonzentration erreichte 1992 einen Höchstwert und ist jetzt wieder auf Werte zurückgegangen, wie sie für den Zeitraum zwischen Vulkanausbrüchen typisch sind. Zeitlich besteht eine Übereinstimmung zwischen der Freisetzung großer Mengen vulkanischer Aerosole durch die Ausbrüche des El Chichón 1982 und des Pinatubo 1991 und den in Abbildung 3.1 dargestellten Ozontiefstwerten.

### **Abbildung 3.3 Index der Wirbelstärke für die Winter 1988/1989 bis 1996/1997**

November  
Dezember  
Januar  
Februar  
März  
April  
Mai

**Anmerkung:** Der Index der Wirbelstärke gründet sich auf den meteorologischen Parameter PV (potential vorticity), der den Grad der Isolation der polaren Luftmasse von der Luft in den mittleren Breiten angibt. Man erhält den Wirbelindex durch die Multiplikation des PV der jeweiligen Rasterzelle mit der Fläche der Rasterzelle. Diese Berechnung erfolgt für alle Rasterzellen, in denen der Parameter PV größer ist als ein bestimmter Wert; anschließend wird die Summe des Produkts aller dieser Rasterzellen gebildet.

**Quelle:** ECMWF und NILU.

Dekade zu verzeichnen war. Untersuchungen haben gezeigt, daß ozonverminderte Luft und chloraktivierte Luft aus dem arktischen Polarwirbel (siehe Kasten 3.2) in mittlere Breiten transportiert werden und sich mit der dortigen Luft vermischen und auf diese Weise zu der beobachteten Abnahme beitragen (Norton und Chipperfield, 1995; Pyle et al. 1995). Der Prozeß kann mit sehr niedrigen Temperaturen einhergehen, wie sie in den jüngsten arktischen Wintern zu verzeichnen waren. Dies mag zwar auf natürliche Schwankungen zurückzuführen sein, aber wenn sich dabei - möglicherweise aufgrund sich verändernder Treibhausgaskonzentrationen - ein Trend abzeichnet, dann ist nicht



auszuschließen, daß der Ozonabbau in mittleren Breiten weiter zunimmt, selbst wenn die der Chlor- und Bromgehalt der Stratosphäre abzunehmen beginnt.

### 3.4. Atmosphärische Konzentrationen

Die Zunahme der troposphärischen Konzentrationen der wichtigsten ozonschichtabbauenden Stoffe (FCKW und Halone) hat sich im Ergebnis des Montrealer Protokolls und seiner darauffolgenden Änderungen verlangsamt bzw. wurde gestoppt (Montzka et al., 1996). Die Konzentration von FCKW R 11 stabilisierte sich etwa 1991, und bei FCKW R 12 ist nur noch ein langsamer Anstieg zu beobachten. Bei H-FCKW sind lediglich geringe, jedoch steigende Konzentrationen festzustellen, da sie als Ersatz für vollhalogenierte FCKW eingesetzt werden (siehe Abschnitt 3.4) (Abbildung 3.4). Es ist ein signifikanter Rückgang der Konzentrationen von 1,1,1-Trichlorethan und Tetrachlorkohlenstoff zu verzeichnen, denn bei 1,1,1-Trichlorethan lag der Wert 1996 um 28 % unter dem Maximum von 1992 und bei Tetrachlorkohlenstoff um 4 % unter dem bisherigen Höchststand. Dagegen steigen die Halonkonzentrationen weiter an, da jährlich von den großen Mengen, die noch in bestehenden Ausrüstungen vorhanden sind, ein kleiner Anteil freigesetzt wird.

Das Gesamtzonabbaupotential aller auf die Tätigkeit des Menschen zurückzuführenden Chlor- und Bromverbindungen in der Troposphäre zeigte 1994 einen Höchstwert, dem sich aufgrund abnehmender

#### Abbildung 3.4 Konzentrationen von FCKW und Halonen in der Troposphäre Chlor/Brom

FCKW - R 12  
FCKW - R 11  
H-FCKW - R 22

**Anmerkung:** Aus den Meßergebnissen verschiedener Stationen in beiden Hemisphären gemittelte Konzentrationen. Die obere Kurve zeigt die potentielle wirksame Chlor-/Brom-Gesamtkonzentration.

**Quelle:** ALE/GAGE/AGAGE Network; Prinn et al., 1995; Cunnold et al., 1997. Angaben über H-FCKW R 22 vom NOAA CMDL Network. Ausführung der Berechnung der potentiellen wirksamen Cl/Br-Konzentration durch RIVM.

#### Abbildung 3.5 Ozonabbauende Stoffe in der Stratosphäre, 1900-2100

**Anmerkung:** Die Kurve zeigt das prognostizierte Mischungsverhältnis (Häufigkeit des Vorkommens) sogenannter äquivalenter Mengen an wirksamem Chlor. Grundlage bildet das Protokoll-Szenario im WMO/UNEP-Ozon-Lagebericht von 1988, in dem Annahmen zu den höchstzulässigen Emissionen in Protokollen enthalten sind.

**Quelle:** Vorläufige Daten aus dem Ozon-Lagebericht der WOM von 1998 (WMO 1998 Ozone Assessment) (Guus Velders, RIVM).

Konzentrationen von 1,1,1-Trichlorethan und Tetrachlorkohlenstoff ein geringer Rückgang anschoß. Da es lange dauert, bis diese Stoffe in der Atmosphäre nach oben gestiegen sind, ist um die Jahrhundertwende mit dem stärksten Ozonabbau in der *Stratosphäre* zu rechnen, bevor dann eine Stabilisierung und schließlich ein allmählich geringerer Abbau eintreten dürfte. Eine vollständige Erholung der Ozonschicht (auf die Situation vor 1980) ist - die vollständige Einhaltung aller internationalen Übereinkommen vorausgesetzt - dennoch nicht vor Mitte des nächsten Jahrhunderts zu erwarten (Abbildung 3.5), und man geht davon aus, daß die Ausbildung von Ozonlöchern über der Antarktis im Frühjahr bis dahin erneut auftritt.

### 3.5. Produktion und Emissionen

#### FCKW

Die globale Jahresproduktion von FCKW und ähnlichen Verbindungen für den Zeitraum 1980-1994 ist in Tabelle 3.2 dargestellt. Sie setzt sich nur aus Angaben zusammen, die von den wichtigsten

Herstellern in Industrieländern gemacht wurden. Die Produktion von FCKW in Ländern, die nicht zu den Industrieländern rechnen, vor allem China und Indien, und nicht in Tabelle 3.2 enthalten ist, hat sich nicht in dem Maße verringert, vielmehr nimmt der Anteil dieser Länder zu.

<b>Tabelle 3.2 Globale Jahresproduktion von FCKW, H-FCKW und einem H-FKW, 1980-95</b>									
Jahr	FCKW R 11	FCKW R 12	FCKW R 113	FCKW R 114	FCKW R 115	H-FCKW R 22	H-FCKW R 142b	H-FCKW R 141b	H-FKW R 134a
<i>1 000 Tonnen</i>									
1980	289,6	350,2	103,7	15,0	9,3	126,3			

Quelle: AFEAS, 1997

1995 erreichte die globale Produktion nur noch 10-20 % ihres Höchstwertes. Abbildung 3.6 zeigt den Rückgang der Erzeugung in der EU. FCKW in der EU und anderen Industrieländern nur noch für essentielle Verwendungszwecke, insbesondere in der Medizin, hergestellt. Nach dem Montrealer Protokoll können Entwicklungsländer FCKW bis zum Jahr 2010 verwenden, und die beteiligten Parteien haben zugestimmt, daß 10 % der Produktion von Industrieländern zur Deckung des inländischen Grundbedarfs von Entwicklungsländern eingesetzt werden dürfen.

Die jährlichen weltweiten Emissionen der wichtigsten FCKW (und H-FCKW) sind den Abbildungen 3.7 und 3.8 zu entnehmen. Die Emissionen von FCKW R 11 und FCKW R 12 gingen nach 1974 aufgrund der Verringerung ihres Einsatzes als Treibmittel in Aerosol-Sprühdosens zurück. Auslöser dafür waren in Veröffentlichungen Anfang der 70er Jahre geäußerte Bedenken, daß FCKW die Ozonschicht zerstören könnten. Vor allem infolge anderer Verwendungen, so zum Kunststoffschäumen sowie für Kälte- und klimatechnische Zwecke, begannen die Emissionen in den frühen 80er Jahren wieder zu steigen, bevor sie nach 1987 im Ergebnis des Montrealer Protokolls sanken.

#### **Ersatzstoffe**

Die Einschränkung der Produktion von FCKW bewirkte den Einsatz von H-FCKW und wasserstoffhaltigen Fluorkohlenwasserstoffen (H-FKW) als Ersatzstoffe. H-FCKW enthalten Chlor und können die Ozonschicht schädigen, allerdings in einem weit geringeren Maße als die FCKW, die sie ersetzen. H-FKW zerstören kein Ozon (sind aber Treibhausgase und gehören zum "Korb" der Treibhausgase, für die im Protokoll von Kyoto im Rahmen des UNFCCC Reduktionsziele vereinbart wurden, siehe Abschnitt 2.6.1). Die Produktion von H-FCKW ist im Montrealer Protokoll geregelt, und in den Industrieländern ist ein vollständiger Ausstieg für 2030 geplant (in der EU 2015). Die Entwicklungsländer müssen den H-FCKW-Verbrauch im Jahre 2016 auf dem Stand von 2015 einfrieren und bis 2040 ganz auf H-FCKW verzichten. Tabelle 3.2 und die Abbildungen 3.7 und 3.8 zeigen, daß die weltweite Produktion und Emission von H-FCKW R 22 stetig steigt, während bei anderen H-FCKW und bei H-FKW R134a in den vergangenen Jahren ein rascher Anstieg zu verzeichnen war.

#### **Methylbromid**

Methylbromid ist ein weiteres Gas, das Ozon in der Stratosphäre zerstören kann. Über die globalen Emissionen und Senken von Methylbromid bestehen noch Wissensdefizite. Anthropogene Emissionen sind auf Einsatzzwecke in der Landwirtschaft (vor allem Bodenbegasung, 31 % der Gesamtemissionen), Biomasseverbrennung (22 %) und Kraftstoffzusätze (7 %) zurückzuführen, zu einem geringeren Anteil sind auch die Begasung von Gebäuden und Behältern (3 %) sowie die Industrie (2 %) beteiligt. Die größte natürliche Quelle sind die Weltmeere (35 %), die aber auch als große Senke fungieren, so daß sich ihr Gesamtanteil an der globalen Methylbromidbelastung schwer einschätzen läßt (SORG, 1996). Als weitere Senken sind die atmosphärische Oxidation und die Aufnahme im Boden zu nennen.

#### **Abbildung 3.6 Produktion einiger bedeutender ozonabbauender Stoffe in der EU, 1986-1996**

Kilotonnen

FCKW - R 11

FCKW - R 12

FCKW - R 113

FCKW - R 114  
FCKW - R 115  
Halon 1211, 1301 und 2402  
CCl<sub>4</sub>  
1,1,1-Trichlorethan  
H-FCKW - R 22

**Quelle:** Europäische Kommission, Generaldirektion XI

**Abbildung 3.7 Globale Emissionen der bedeutendsten ozonabbauenden Stoffe, 1930-1995**

FCKW - R 11  
FCKW - R 12  
FCKW - R 113  
FCKW - R 114  
FCKW - R 115  
H-FCKW - R 22

**Quelle:** AFEAS, 1997

Die Konzentration von Methylbromid in der Atmosphäre hat sich in den vergangenen Jahrzehnten nicht wesentlich verändert. An der gesamten effektiven Konzentration von Chlor/Brom in der Stratosphäre ist Methylbromid natürlichen und anthropogenen Ursprungs mit etwa 14 % beteiligt. Die Beständigkeit der Methylbromidkonzentration legt nahe, daß sich Quellen und Senken im Gleichgewicht befinden, die bekannten Quellen und Senken stimmen jedoch nicht überein. Es sind mehr Senken als Quellen bekannt, was bedeuten könnte, daß es eine große unbekannte Quelle natürlichen oder aber anthropogenen Ursprungs gibt.

Der einzige größere Einsatzzweck von Methylbromid, der mit Kontrollmaßnahmen zu beeinflussen wäre, ist die Bodenbegasung in der Landwirtschaft. Nach Schätzungen unter Berücksichtigung des Ungleichgewichts von Methylbromidquellen und -senken würden sich solche Maßnahmen auf 16 bis 28 % der Gesamtemissionen auswirken (SORG, 1996).

### 3.6. Andere Ursachen des Ozonabbaus

Es gibt eine Reihe weiterer anthropogener wie auch natürlicher Quellen, die die Ozonschicht gefährden können. (SORG, 1996):

- Man geht davon aus, daß Emissionen von Stickstoffoxiden, Wasserdampf, Schwefeldioxid und Ruß aus den Abgasen von Flugzeugen die Ozonschicht beeinflussen können. Möglich ist, daß von Flugzeugen freigesetzte Stickstoffoxide bereits zur Erhöhung der Ozonkonzentrationen um einige Prozente in der oberen Troposphäre geführt haben. Die höchsten Werte treten dabei im Nordatlantik-Flugkorridor auf. In Modellstudien hat sich jedoch gezeigt, daß neue Überschallflugzeuge, die in der unteren Stratosphäre fliegen, zum Rückgang des Ozons in der Stratosphäre beitragen können. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die von den Emissionen der Flugzeuge bewirkte Zunahme der Wasserdampf- und Salpetersäuremengen die Wahrscheinlichkeit der Bildung polarer stratosphärischer Wolken (PSC) erhöht und sich dadurch der Ozonabbau verstärkt (Peter et al., 1991).
- Die Temperaturen in der Stratosphäre können infolge der globalen Klimaveränderung um einige Grad zurückgehen. Dies kann die Bildung polarer stratosphärischer Wolken begünstigen und dadurch zu vermehrtem Ozonabbau in Polarbereichen und möglicherweise auch in hohen Breiten führen.
- Eine Erhöhung der Treibhausgasemissionen könnte Veränderungen der stratosphärischen Zirkulationsmuster hervorrufen und letztendlich eine Ausdünnung der Ozonschicht in den Polarregionen zur Folge haben.
- Große Vulkanausbrüche können aufgrund von Aerosolteilchen, die sich aus dem emittierten Schwefeldioxid bilden, eine vorübergehende Ausdünnung der Ozonschicht verursachen.

### 3.7. Montrealer Protokoll und Folgemaßnahmen

Durch die aufsehenerregende Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis im Jahre 1985 sah sich die internationale Gemeinschaft veranlaßt, Maßnahmen zur Verhinderung eines weiteren großflächigen Ozonabbaus in der Stratosphäre zu ergreifen. Im gleichen Jahr wurde das Wiener Übereinkommen zum Schutz der Ozonschicht unterzeichnet. Im September 1987 vereinbarten 47 Staaten das Montrealer Protokoll über Stoffe, die zum Abbau der Ozonschicht führen. Darin ist vorgesehen, den weltweiten Verbrauch spezieller FCKW und Halone einzufrieren und den FCKW-Gesamtverbrauch bis zum Jahr 2000 um 50 % gegenüber dem Basisjahr 1986 zu senken.

**Abbildung 3.8 Globale Emissionen von H-FCKW R 142b, H-FCKW R 141b und H-FKW R 134a, 1980 - 1994**

Kilotonnen  
H-FCKW - R 142b  
H-FCKW - R 141b  
H-FKW - R 134a

**Quelle:** AFEAS, 1997

**Abbildung 3.9 Häufung von Hautkrebsfällen bei der Bevölkerung Nordwesteuropas**

Fälle je Million Einwohner pro Jahr  
Ohne-Maßnahmen-Szenario  
Montrealer Protokoll  
Ergänzungen von Kopenhagen

**Quelle:** Slaper et al., 1996.

Bislang haben 162 Vertragsparteien das Montrealer Protokoll ratifiziert. Es wurde 1990 in London und 1992 in Kopenhagen verschärft und dabei sein Geltungsbereich auf andere ozonschädigende Stoffe ausgeweitet. 1995 in Wien und 1997 in Montreal erfolgte die Vereinbarung weiterer Ziele. Die Zeitpläne für den Ausstieg aus der Produktion und dem Verbrauch der verschiedenen Klassen ozonabbauender Stoffe sind in Tabelle 3.3 enthalten.

Bis August 1997 hatten 72 Vertragsparteien die Kopenhagener Ergänzungen und 165 Vertragsparteien das Wiener Übereinkommen ratifiziert. Die Umsetzung des Montrealer Protokolls mit seinen Ergänzungen führte zu einer starken Abnahme der Produktion und Emission ozonschichtschädigender Stoffe und in jüngster Zeit auch zur Verlangsamung des Anstiegs sowie in einigen Fällen zur Abnahme der Konzentrationen dieser Substanzen in der Troposphäre. Zwischen der Produktion und der Emission gibt es je nach dem Einsatzzweck der Stoffe und der Lebensdauer der Geräte, in denen sie verwendet werden, ebenso Zeitverschiebungen wie zwischen der Freisetzung der Stoffe und ihrem Eintritt in die Stratosphäre. Erwartungsgemäß zeigen die Reduktionen noch keine vorteilhaften Auswirkungen auf die Ozonschicht selbst oder auf die UV-B-Strahlungswerte.

Abbildung 3.9 zeigt Schätzwerte für die Häufung von Hautkrebsfällen beim Menschen, die zu erwarten wäre, wenn keine internationalen Maßnahmen zur Verminderung der Emissionen ozonschichtschädigender Stoffe eingeleitet worden wären. Ohne die Ergreifung von Maßnahmen könnte sich die Hautkrebsinzidenz bis zum Jahr 2100 vervierfachen und bei lediglicher Umsetzung der ursprünglichen Fassung des Montrealer Protokolls verdoppelt haben. Vorausgesetzt, daß die derzeit in Kraft befindlichen Maßnahmen vollständig umgesetzt werden, dürfte die Ozonkonzentration in der Stratosphäre um das Jahr 2000 einen Tiefstwert erreichen, während bei der Hautkrebsinzidenz nicht vor ca. 2060 mit einem Rückgang zu rechnen ist, weil die Maßnahmen erst verspätet Wirkung zeigen.

Die Lage ließe sich durch eine beschleunigte Einstellung der Produktion und des Verbrauchs von H-FCKW und Methylbromid insbesondere in Entwicklungsländern und die Gewährleistung der fachgerechten Entsorgung von FCKW und Halonen in Lagern und anderen Beständen (z. B. alte Kühl- und Feuerlöschgeräte) verbessern.

<b>Tabelle 3.3 Termine für die Einstellung der Produktion und des Verbrauchs ozonabbauender Stoffe in den Industrieländern</b>		
<b>Stoff</b>	<b>Jahr</b>	<b>Montrealer Protokoll</b>
Halone	1994	100%ige Einstellung der Produktion
FCKW, CCl <sub>4</sub> , CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	1996	100%ige Einstellung (bei FCKW und CCl <sub>4</sub> Einstellung in der EU bis 1995)
H-FBrKW	1996	100%ige Einstellung
H-FCKW	1996	Einfrieren des berechneten Umfangs des Verbrauchs bei 2,8 % des FCKW-Verbrauchs von 1989 zuzüglich des gesamten H-FCKW-Verbrauchs von 1989 (Berechnung in der EU mit 2,6 % des FCKW-Verbrauchs)
	2020	Einstellung bis auf einen Rest von 0,5 % zum Betrieb vorhandener Geräte bis 2030 (Einstellung in der EU bis 2015)
CH <sub>3</sub> Br	1995	Einfrieren von Produktion und Verbrauch auf dem Stand von 1991
	1999	25%ige Verringerung gegenüber dem obigen Stand (25%ige Verringerung in der EU 1998)
	2001	50%ige Verringerung
	2005	Einstellung mit möglichen Ausnahmen für wichtige landwirtschaftliche Verwendungszwecke

**Anmerkung:** Die Terminplanung für das Auslaufen der Produktion und des Einsatzes von Methylbromid wurde durch die jüngsten Vereinbarungen, die 1997 in Montreal erreicht wurden, aktualisiert.

**Quelle:** SORG, 1996

Ferner ist es erforderlich, wirksame Maßnahmen gegen eventuelle Verletzungen internationaler Vereinbarungen (z. B. Schmuggel) zu ergreifen, die ozonschädigenden Stoffe in der Troposphäre weiter zu messen, um zu überprüfen, ob die Protokolle eingehalten werden, sowie die Ozonschicht- und UV-Strahlungswerte zu verfolgen, um festzustellen, ob die Maßnahmen die gewünschte Wirkung haben.

#### **Literatur**

AFEAS (1997). *Production, sales and atmospheric release of fluorocarbons through 1995*. AFEAS (Alternative Fluorocarbon Environmental Acceptability Study). Washington D.C., USA.

Bojkov, R.D., Bishop, L. und Fioletov, V.E. (1995). Total ozone trends from quality controlled ground-based data (1964-1994). In *J. Geophys. Res.*, Bd. 100, S. 25867-25876.

Bordewijk, J.A. und van der Woerd, H.J. (1996). Ultraviolet dose maps of Europe, a remote sensing/GIS application for public health and environmental studies. In *BCRS Report No 96-30*. Delft, Niederlande.

Braathen G., Rummukainen, M., Kyrö, E., Schmidt, U., Dahlback, A., Jørgensen, R., Fabian, T.S., Rudakov, V.V., Gil, M., und Borchers, R. (1994). Temporal development of ozone within the arctic vortex during the winter of 1991/92. In *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 21, S. 1407-1410.

Cunnold, D.M., Weiss, R.F., Prinn, R.G., Hartley, D., Simmonds, P.G., Fraser, P.J., Miller, B., Alyea, F.N., Porter, L. (1997). GAGE/AGAGE measurements indicating reductions in global emissions of CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> in 1992-1994. In *J. Geophys. Res.* Bd. 102, S. 1259-1269.

Herman, J.R., Bhartia, P.K., Ziemke, J., Ahmed, Z., Larko, D. (1996). UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. In *Geophys. Res. Lett.* Bd. 23, S. 2117-2120.

Isaksen, I., von der Gathen, P., Braathen, G., Chipperfield, M., Goutail, F., Harris, N.R.P., Müller, R. und Rex, M. (1997). Ozone loss, Chapter 5 in *European research in the stratosphere*. The contribution

of EASOE and SESAME to our current understanding of the ozone layer. Europäische Kommission, Luxemburg. ISBN 92-827-9719-8.

Labitzke, K. und H. van Loon (1995). A note on the distribution of trends below 10hPa: The extratropical northern hemisphere. In *J. Met. Soc. Japan*, Bd. 73, S. 883-889.

Larsen, N., Knudsen, B., Mikkelsen, I.S., Jørgensen, T.S. und Eriksen, P. (1994). Ozone depletion in the Arctic stratosphere in early 1993. In *Geophys Res. Lett.*, Bd. 21, S. 1611-1614.

McPeters, R.D., Hollandsworth, S.M., Flynn, L.E. und Hermann, J.R. (1996a). Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7/Meteor 3 TOMS version 7 record. In *Geophys Res. Lett.*, Bd. 23, S. 3699-3702.

McPeters, R.D., Bhartia, P.K., Krueger, A.J., Herman, J.R., Schlesinger, B.M., Wellemeyer, C.G., Seftor, C.J., Jaross, G., Taylor, S.L., Swissler, T., Torres, O., Labow, G., Byerly, W. und Cebula, R.P. (1996b). Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. In *NASA Reference Publication 1384* Washington D.C.

Moan, J., Dahlback, A., Henriksen, T. und Magnus, K. (1989). Biological Amplification Factor for Sunlight-Induced Non-Melanoma Skin Cancer at High Latitudes. In *Cancer Res.*, Bd. 49, S. 5207-5212.

Montzka, S.A., Butler, J.H., Myers, R.C., Thompson, T.M., Swanson, T.H., Clarke, A.D., Lock, L.T., Elkins, J.W. (1996). Decline in tropospheric abundance of halocarbons: Implications for stratospheric ozone. In *Science*, Bd. 272, S. 1318-1322.

Müller R., Crutzen, P.J., Groß, J-U., Brühl, C., Russel III, J.M., Gernandt, H., McKenna, D.S. und Tuck, A. (1997). Severe chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995-96. In *Nature*, Bd. 389, S. 709-711.

NOAA (1996). *Northern Hemisphere Winter Summary 1995/96: Selected indicators of stratospheric climate*. NOAA Climate Prediction Centre, Washington D.C. Auch über das World Wide Web zugänglich: [http://cops.wwb.noaa.gov/products/stratosphere/winter\\_bulletins/nh\\_95-96/](http://cops.wwb.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_95-96/)

Norton, W.A. und Chipperfield, M.P. (1995). Quantification of the transport of chemically activated air from the northern hemisphere polar vortex. In *Geophys. Res.*, Bd. 100, S. 25817-25840.

Oltmans, S.J. und Hofmann, D. (1995). Increase in lower stratospheric water vapour at a mid-latitude northern hemisphere site from 1981-1994. In *Nature*, Bd. 374, S. 146-149.

Peter, T., Brühl, C. und Crutzen, P.J. (1991). Increase in the PSC-formation probability caused by high-flying aircraft. In *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 18, S. 1465-1468, 1991.

Prinn, R.G., Weiss, R.F., Miller, B.R., Huang, J., Alyea, F.N., Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Hartley, D.E. und Simmonds, P.G. (1995). Atmospheric trends and lifetime of CH<sub>3</sub>CCl<sub>3</sub> and global OH concentrations. In *Science*, Bd. 269, S. 187-192.

Pyle, J.A., Chipperfield, M.P., Kilbane-Dawe, I., Lee, A.M., Stimpfle, R.M., Kohn, D., Renger, W., Walters, J.W. (1995). Early modelling results from the SESAME and ASHOE campaigns. In *Faraday Discuss., Royal Soc. of Chem.*, Bd. 100, S. 371-387.

Rex, M., Harris, N.R.P., von der Gathen, P., Lehmann, R., Braathen, G.O., Reimer, E., Beck, A., Chipperfield, M.P., Alfier, R., Allaart, M., O'Connor, F., Dier, H., Dorokhov, V., Fast, H., Gil, M., Kyrö, E., Litynska, Z., Mikkelsen, I.S., Molyneux, Nakane, H., Notholt, J., Rummukainen, M., Viatte, P., Wenger, J. (1997). Prolonged stratospheric ozone loss in the 1995-96 Arctic winter. In *Nature*, Bd. 389, S. 835-838.

Slaper, H., Velders, G.J.M., Daniel, J.S., de Grijl, F.R., van der Leun, J.C. (1996). Estimates of ozone depletion and skin cancer incidence to examine the Vienna Protocol achievements. In *Nature*, Bd. 384, S. 256-258.

Slaper, H., Velders, G.J.M., Matthijsen, J. (1997). *Ozone depletion and skin cancer incidence: a source-risk approach*, S. 73-76, Book of Papers. Hrsg.: B.J.M. Ale, M.P.M. Janssen and M.J.M. Pruppers. RISK97, International Conference "Mapping Environmental Risks and Risk Comparison".

Smith, R.C., Prezelin, B.B., Baker, K.S., Bidigare, R.R., Boucher, N.P., Coley, T., Karentz, D., MacIntyre, S., Matlick, H.A., Menzies, D., Ondrusek, M., Wan, Z., Waters, K.J. (1992). Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. In *Science*, Bd. 255, S. 952-959.

SORG (1996). *Stratospheric ozone 1996*. United Kingdom Stratospheric Ozone Review Group. Sixth report. DoE Reference number 96DPL0021. HMSO, London. Der Bericht ist auch über das World Wide Web abrufbar: <http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/eorcu/>

UNEP (1995). Environmental effects of ozone depletion, 1994 assessment. In *Ambio*, Bd. 3, S. 138-196.

von der Gathen, P., Rex, M., Harris, N.R.P., Lucic, D., Knudsen, B.M., Braathen, G.O., De Backer, H., Fabian, R., Fast, H., Gil, M., Kyrö, E., St. Mikkelsen, I., Rummukainen, M., Stähelin, J., Varotsos, C. (1995). Observational evidence for chemical ozone depletion over the Arctic in winter 1991-92. In *Nature*, Bd. 315, S. 131-134.

Zurek, R.W., Manney, G.L., Miller, A.J., Gelman, M.E. und Nagatani, R.M. (1996). Interannual variability of the north polar vortex in the lower stratosphere during the UARS mission. In *Geophys Res. Lett.*, Bd. 23, S. 289-292.

