

5.2 Rückgang des Ozons in der Stratosphäre der Polarregionen

JENS-UWE GROOSS, MARTIN RIESE, REINHOLD SPANG & ROLF MÜLLER

***Stratospheric ozone depletion in polar regions:** The formation of the springtime ozone hole over Antarctica presents clear evidence that human activities (such as emissions of halocarbons) can have a substantial impact on the composition of the atmosphere, and consequently, on the biosphere. In the last two decades, cold conditions in the Arctic stratosphere also led to enhanced ozone depletion in Arctic winter and spring. Minimum temperatures in the Arctic winter stratosphere are near the threshold for chlorine activation and formation of polar stratosphere clouds (PSC). Therefore, year-to-year variability in Arctic winter stratospheric temperatures, which is driven by dynamical processes, leads to large variability in Arctic ozone for current stratospheric chlorine loadings. The Montreal protocol of 1987 and its subsequent amendments have been successful in reducing the production of chlorine-containing chlorofluorocarbons to near-zero values which has led to a slow decline of the stratospheric halogen loading since the late 1990s. However, the stratospheric halocarbon abundance is still elevated and caused the record Arctic ozone loss in the year 2011 and a decline of the Antarctic ozone hole has not been unequivocally determined. The expected slow decrease of stratospheric chlorine loading over the next decades and possible ozone-climate interactions imply that the Arctic will continue to be vulnerable with respect to large ozone losses.*

Die Ozonschicht in der Stratosphäre (10–50 km) ist für das Leben auf der Erde unverzichtbar. Der relativ kleine Anteil von Ozon an der Gesamtatmosphäre reicht aus, um die Biosphäre vom Großteil der schädlichen ultravioletten Sonnenstrahlung abzuschirmen. Stratosphärisches Ozon schützt den Menschen vor Hautkrebs, Schwächungen des Immunsystems und Mutationen des Erbguts. Besonders gefährdet vor erhöhter UV-Strahlung ist das Phytoplankton als Grundlage der Nahrungskette in den Ozeanen. Mögliche Effekte einer erhöhten UV-Strahlung auf die Biosphäre werden im Kap. 2.9 - HÄDER in Warnsignal Klima: Gefahren für Pflanzen, Tiere & Menschen ausführlich diskutiert.

Ein dramatischer Rückgang der Ozonsäule wurde erstmals in den frühen 1980er Jahren über Forschungsstationen auf dem antarktischen Kontinent beobachtet und in Berichten japanischer und britischer Wissenschaftler erwähnt. Weltweites Aufsehen erlangte das Phänomen nach einer Veröffentlichung von FARMAN et al. in der Zeitschrift Nature im Jahr 1985. Die Autoren berichteten darin von einem deutlichen Rückgang der Ozonsäule in der Antarktis im späten Winter und Frühling (September–November) über der Station Halley auf der Grundlage bodengebundener Routinemessungen, die dort seit Mitte der 1950er Jahre durchgeführt wurden. Diese Entdeckung kam sehr überraschend, da Satellitenbeobachtungen des TOMS Instruments bis dahin keinerlei Hinweise auf ein Ausdünnen der antarktischen Ozonsäule gegeben hatten. Wie sich später herausstellte, wurden niedrige antarktische Ozonsäulen zwar auch von TOMS gemessen, zunächst aber für einen Messfehler gehalten. Bei genaueren Analysen der Satellitendaten wurde das sogenannte »Ozonloch« dann aber deutlich sichtbar (MÜLLER 2009). In den folgenden Jahren zeigten die Satellitendaten (z.B. Abb.

5.2-1) zudem eine Verstärkung und räumliche Ausdehnung des Phänomens »Ozonloch«. Seit Anfang der 1990er Jahre weiß man, dass auch die Arktis in kalten stratosphärischen Wintern von erheblichen Ozonverlusten betroffen sein kann (z.B. MÜLLER et al. 1997; vgl. Abb. 5.2-2). Bei einem ausgebildeten Ozonloch dringt die UV Strahlung der Sonne verstärkt bis zur Erdoberfläche durch und kann beispielsweise das Plankton im Polarmeer schädigen. Nach einigen Wochen verschwindet das Ozonloch dann aufgrund sich ändernder meteorologischer Bedingungen wieder. Ozon wird durch die photolytische Spaltung von Sauerstoff-Molekülen vor allem in der oberen Stratosphäre oberhalb 25 km Höhe in tropischen und subtropischen Breiten gebildet und durch verschiedene chemische Abbauzyklen abgebaut. Durch die Balance von Produktion und Abbau sowie Transport in die Polarregionen ergibt sich ein natürlicher Jahresgang der Ozonsäule in Abhängigkeit von geographischer Breite und Jahreszeit. Im natürlichen Gleichgewicht treten die höchsten Ozonsäulen im Frühjahr in den Polarregionen auf.

Das Ozonloch als anthropogene Umweltstörung

Die Entdeckung des Ozonlochs kam völlig überraschend und wurde von keinem der damaligen Atmosphärenmodelle vorhergesagt. Nach einigen anderen Erklärungsversuchen wurden anthropogene Chlorverbindungen als Verursacher identifiziert. MOLINA & ROWLAND hatten bereits 1974 darauf hingewiesen, dass anthropogene Chlorverbindungen Ozon katalytisch abbauen und die globale Ozonverteilung somit beeinflussen können. Zunächst wurde jedoch nur ein moderater Ozonabbau hauptsächlich in der oberen Stratosphäre erwartet.

AURA OMI: Ozonsäule am 09.10.2006

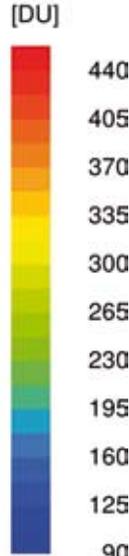
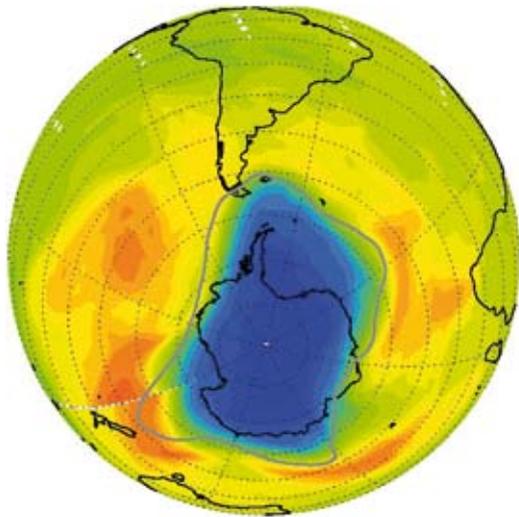


Abb. 5.2-1: Antarktisches Ozonloch: Das Bild zeigt den Ozon-Säulengehalt, der am 06.10.2006 vom Ozone Monitoring Experiment (OMI) auf dem Satelliten AURA gemessen wurde. Die Lage des stratosphärischen Polarjets ist durch die graue Linie angedeutet. Auf Normaldruck komprimiert entspricht die gesamte Ozonmenge der Atmosphäre einer etwa 3 mm hohen Schicht (300 Dobson Units). Die dunkle Region über der Antarktis zeichnet sich durch sehr niedrige Ozonsäulen aus, wie sie jetzt in jedem Frühjahr gefunden werden. Die Minimalwerte liegen mit ca. 100 Dobson Einheiten etwa um einen Faktor 3 niedriger als die »Normalwerte«. Im späten Frühling bzw. Frühsommer (November bis Dezember) verschwindet das Ozonloch, d.h. die ozonarmen Luftmassen mischen sich mit ozonreicher extrapolarer Luft.

Polare Ozonzerstörung

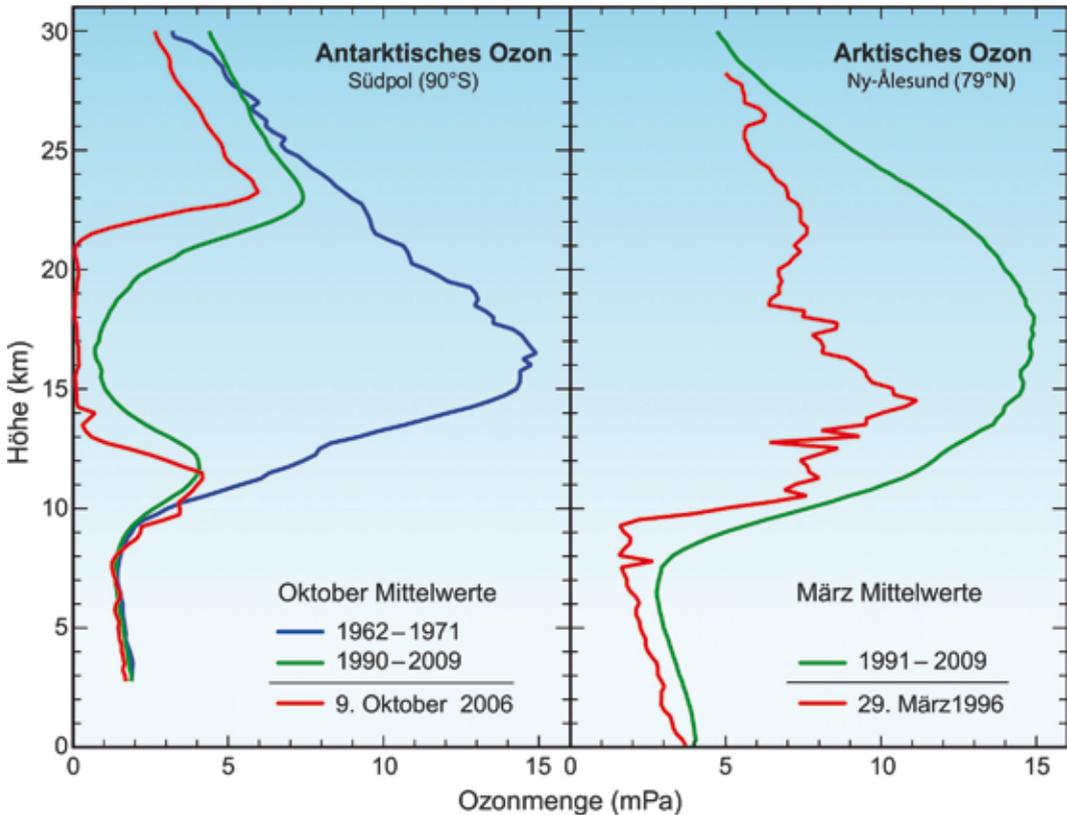


Abb. 5.2-2: Etwa 90% des atmosphärischen Ozons befinden sich in der Stratosphäre (10–50 km). Im ungestörten Fall bildet sich die Ozonschicht aus (links, blaues Profil). Das antarktische Ozonloch zeichnet sich durch eine fast vollständige Ozonzerstörung im Höhenbereich von ca. 13 bis 20 km aus (links, grünes und rotes Profil). In warmen arktischen Wintern ist die Ozonschicht ungestört (rechts, grünes Profil), während in kalten arktischen Wintern erhebliche Ozonverluste beobachtet werden (rechts, rotes Profil) (Eigene Übersetzung - Quelle: WMO 2011).

Anthropogene Chlorverbindungen wurden vor der Entdeckung des Ozonlochs von allem in Form von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) in die Atmosphäre gebracht. Da FCKW chemisch besonders träge sind, schienen sie sich in idealer Weise für eine Vielzahl technischer Anwendungen zu eignen, beispielsweise als Kühlmittel, als Treibgas in Spraydosen oder als Reinigungsmittel für Elektronikbauteile. Aufgrund ihrer zunächst willkommenen chemischen Trägheit besitzen FCKW in der Atmosphäre eine Lebenszeit von etlichen Jahrzehnten. Nach ihrer Freisetzung werden sie innerhalb weniger Jahre weltweit verteilt und gelangen durch die aufsteigende Luft in den Tropen schließlich auch in die Stratosphäre, wo sie im Bereich der oberen Stratosphäre durch ultraviolette Sonnenstrahlung dissoziiert werden. Das dabei freigesetzte reaktive Chlor (Cl) wird über Chlormonoxid (ClO) sehr schnell in weniger reaktives Chlornitrat (ClONO_2) oder Chlorwasserstoff (HCl) umgewandelt. Beide Verbindungen bilden das sogenannte Chlorreservoir, welches das stratosphärische Ozon zunächst nicht angreift. Mitte der 1980er Jahre konnten die Atmosphärenmodelle daher die Ozonerstörung durch FCKW nicht quantitativ beschreiben. Wenig später fand man jedoch durch Flugzeugmessungen heraus, dass im antarktischen Frühjahr große Mengen ozonerstörender Chlorsubstanzen (Cl und ClO) in der Stratosphäre vorhanden sind. Die Umwandlung anthropogener FCKWs in reaktive Chlorverbindungen zeigte sich also tatsächlich als Ursache des Ozonlochs!

Wie kam es aber zu der unerwarteten Umwandlung des Chlorreservoirs (ClONO_2 und HCl) in reaktive Chlorverbindungen in der antarktischen Stratosphäre? Als Erklärung schlugen SOLOMON et al. (1986) vor, dass diese Umwandlung durch heterogene chemische Reaktionen an Eiskristallen polarer Stratosphärenwolken eingeleitet wird, die bis dahin weitgehend unbekannt waren und in Atmosphärenmodellen daher nicht berücksichtigt werden konnten. Heterogene Reaktionen an Wolkenpartikeln bewirken eine Aktivierung des Chlorreservoirs und nach Rückkehr des Sonnenlichts den katalytischen Abbau von Ozon. Ein in der kalten Winterstratosphäre besonders effektiver katalytischer Zyklus (mit Bildung und Photolyse von Cl_2O_2) wurde von MOLINA & MOLINA (1987) entdeckt.

Die Rolle polarer Stratosphärenwolken

Die Hypothese von SOLOMON et al. (1986) stieß zunächst auf große Skepsis, da man Wolken in der Stratosphäre für ein äußerst seltenes und räumlich sehr begrenztes Phänomen hielt. Die Stratosphäre ist mit Wasserdampfkonzentrationen von wenigen ppm (Mil-

lionstel Anteile) um Größenordnungen trockener als die Troposphäre, in der sich unser Wetter abspielt. Zur Zeit der Entdeckung des Ozonlochs waren in der Stratosphäre nur aus Eis bestehende Perlmutterwolken bekannt, deren Bildung jedoch Temperaturen unter dem Frostpunkt von etwa minus 83 °C erfordert. Satellitenbeobachtungen zeigten jedoch kurze Zeit später, dass über der Antarktis auch bei Temperaturen deutlich über dem Frostpunkt sehr ausgedehnte Wolkenfelder vorkommen können. Mittlerweile weiß man, dass diese polaren Stratosphärenwolken (PSC) aus festen und/oder flüssigen Teilchen bestehen, die sich aus Wasser, Salpetersäure (HNO_3) und Schwefelsäure (H_2SO_4) zusammensetzen. Solche Stratosphärenwolken existieren auch bei deutlich höheren Temperaturen bis minus 78 °C und stellen zudem eine Stickstoffsinke dar (CRUTZEN & ARNOLD 1986; TOON et al., 1986), welche die Rückführung reaktiven Chlors (ClO) ins Reservoir (ClONO_2) behindert. Der in Wolkenpartikeln gebundene Stickstoff sinkt bei genügender Partikelgröße ab (Sedimentation) und steht dann dauerhaft nicht mehr zur Deaktivierung reaktiver ozonerstörender Chlorsubstanzen zur Verfügung (Denitrifizierung). Mit modernen Fernerkundungsmethoden wie der Ableitung aus spektralen Signaturen (SPANG et al. 2005; 2012) oder der aktiven LIDAR Sondierung vom Satelliten (PITTS et al. 2011) lassen sich mittlerweile dreidimensionale Häufigkeitsverteilungen von PSC sowie deren Zusammensetzungen von Satelliten auf einer nahen Erdumlaufbahn beobachten (Abb. 5.2-3).

Die chemische Ozonerstörung wird durch die Bildung von Stratosphärenwolken eingeleitet, oder, bei hinreichend niedrigen Temperaturen bereits durch Reaktionen auf dem stratosphärischen Hintergrundaerosol. In jedem Fall spielt die Temperatur der polaren Stratosphäre eine entscheidende Rolle. Über der Antarktis ist die Winterstratosphäre im Mittel um 10 °C kälter und weniger variabel als über der Arktis. Die damit verbundene größere Häufigkeit von PSC ist letztendlich der Grund für einen erheblich größeren chemisch bedingten Ozonverlust (Abb. 5.2-4). Da sich die arktische Winterstratosphäre bezüglich der Bildung von PSC an der Temperaturschwelle befindet, hängt die Stärke des Ozonverlustes hier stark von den meteorologischen Bedingungen jedes Winters ab. Die Temperatur der polaren Winterstratosphäre wird von der Stabilität des Polarwirbels bestimmt, d.h. neben chemischen Einflüssen spielt auch die Dynamik der Stratosphäre eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Ozonlochs.

Die Rolle der Atmosphärendynamik

In den Wintermonaten befindet sich die polare Atmosphäre im Dunkeln und strahlt Wärme stark in den

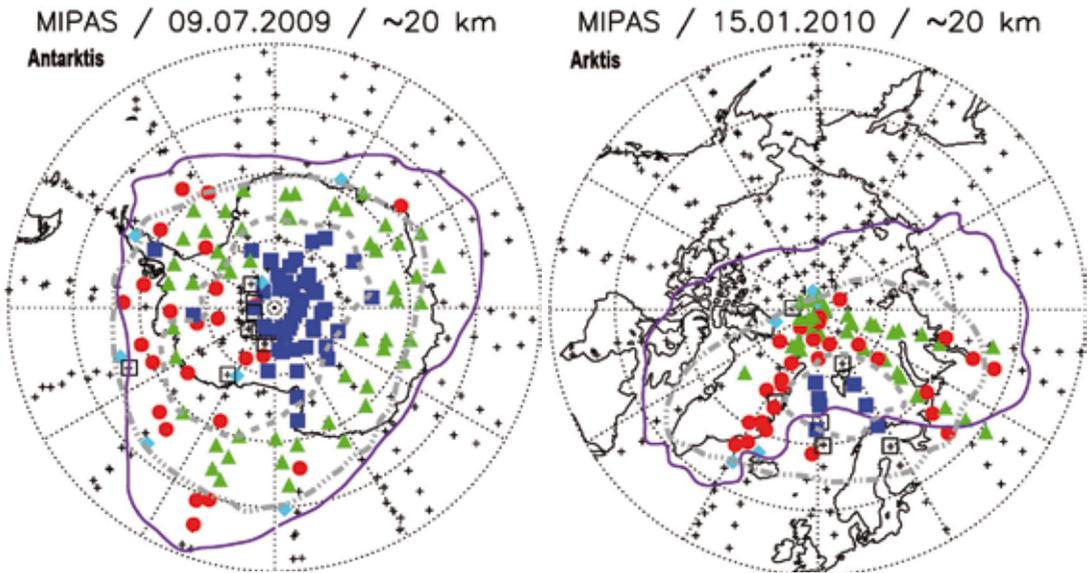


Abb. 5.2-3: Beobachtungen polarer Stratosphärenwolken (PSC) durch das MIPAS Instrument auf dem europäischen Umweltsatelliten ENVISAT. Der Satellit befindet sich in ca. 800 km Höhe. In etwa 20 km Höhe werden die Eigenschaften von Partikeln in der Atmosphäre durch die Symbole wiedergegeben. Der Rand des Polarwirbels ist durch die durchgezogene violette Linie dargestellt. Im Wirbel traten an den dargestellten Messtagen in der Süd- und Nord-Hemisphäre (09.07.2009 und 15.01.2010) vier verschiedene Sorten von PSC auf: Eiswolken (dunkelblaue Vierecke), Wolken aus Lösungen von Schwefelsäure, Salpetersäure und Wasser (rote Kreise), die Mischung der beiden Wolkentypen (hellblaue Rauten), sowie Salpetersäure-Trihydrat ($\text{HNO}_3 \times 3\text{H}_2\text{O}$) (grüne Dreiecke). Messungen ohne detektierte PSC sind als schwarze Kreuze angegeben und Wolken deren Klassifizierung unklar ist als offene Vierecke. Gebiete, wo aufgrund der Temperaturverteilung die Bildung von Eis bzw. Salpetersäure-Trihydrat möglich ist, sind zusätzlich vermerkt (innere bzw. äußere gestrichelte graue Konturlinie).

Weltraum ab. Die damit verbundene Abkühlung führt zum Absinken der polaren Luftmassen und dem Aufbau eines starken Temperaturgefälles zwischen polaren und mittleren Breiten. In der Stratosphäre bildet sich über dem Pol ein Tiefdruckgebiet aus, der sogenannte Polarwirbel, welcher von einem Band starker Westwinde (Polarjet) begrenzt wird. Die ungefähre Lage des Polarjets wird in *Abb. 5.2-1* durch die durchgezogene schwarze Linie angedeutet. Der Polarjet stellt eine effektive Transportbarriere dar, welche den Polarwirbel von extrapolaren Breiten weitgehend isoliert. Bezüglich der Ausprägung dieser Barriere gibt es allerdings deutliche Unterschiede zwischen Antarktis und Arktis. Die Windstärke des antarktischen Polarjets ist mit Werten um 50 m/s in 20 km Höhe etwa doppelt so hoch wie in der Arktis. Die damit verbundene höhere Stabilität und stärkere Isolation des Wirbels führt in seinem Inneren zu Temperaturminima unterhalb von minus 90 °C, während die entsprechenden Temperaturwerte in der Arktis um ca. 10 °C höher liegen. Dieser Unterschied wirkt sich entscheidend auf die Bildung von PSC und damit auf den Ozonverlust aus (*Abb. 5.2-4*).

Die Temperaturgeschichte der Polarwirbel wird von meteorologische Standardanalysen gut wiederge-

geben (z.B. *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF*). Es ist daher möglich unter Annahme einer PSC Bildungstemperatur (*Abb. 5.2-4*) die Fläche innerhalb des Polarwirbels zu berechnen, auf der PSC existieren können. Analysen von REX et al. (2004) und TILMES et al. (2004) zeigen, dass die so berechneten PSC Flächen in guter Näherung proportional zum Ozonverlust des entsprechenden Winters sind. In einem typischen antarktischen Winter ist der Polarwirbel zu großen Teilen von PSC überdeckt (*Abb. 5.2-5*) und der Ozonverlust entsprechend groß. In der Arktis hängen PSC Flächen (und die entsprechenden Ozonverluste) stark von den spezifischen meteorologischen Bedingungen des betrachteten Winters ab. Während in warmen Wintern kaum PSC vorkommen, können in kalten Wintern beträchtliche Flächen des arktischen Polarwirbels von PSC überdeckt werden.

Die unterschiedliche Temperaturstruktur der arktischen und antarktischen Winterstratosphären wird durch die Atmosphärendynamik verursacht, wobei großräumige planetare Wellen von besonderer Bedeutung sind. Planetare Wellen sind eine Folge der breitenabhängigen Variation der Corioliskraft, die durch die Erddrehung zustande kommt. Aufgrund ihrer großen

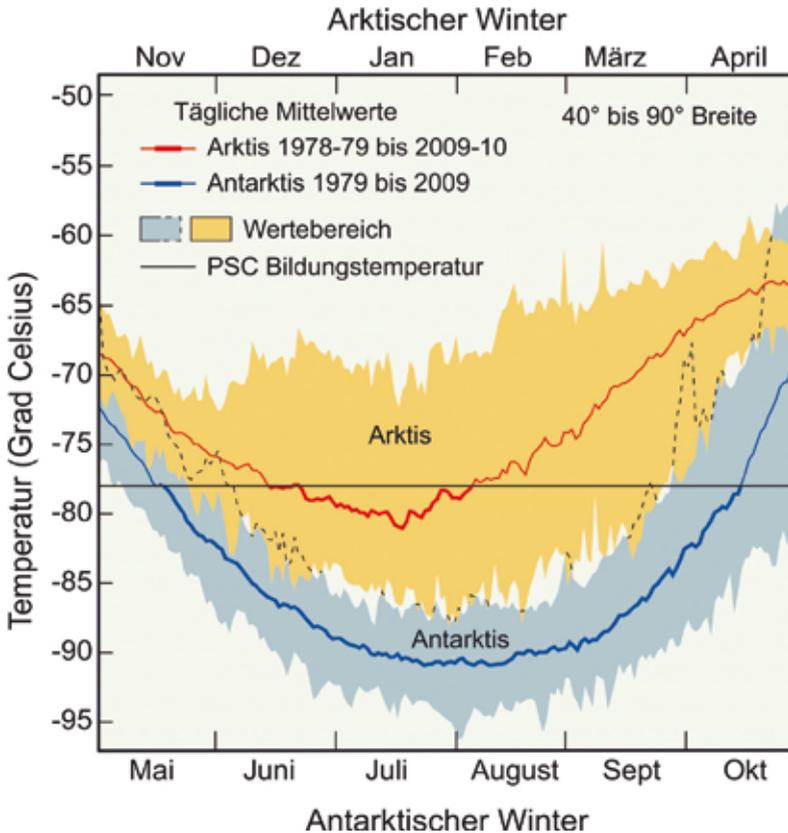


Abb. 5.2-4: Niedrigste Temperaturen in der unteren winterlichen Stratosphäre in den Polarregionen. In der Antarktis liegen die Temperaturen praktisch im gesamten Winter unter der Bildungstemperatur für PSC (horizontale Linie). Die arktischen Temperaturen sind im Mittel 10 °C höher. Sie sind variabler und befinden sich über einen großen Zeitraum im Bereich der Schwelle der PSC Bildungstemperatur (Eigene Übersetzung - Quelle: WMO 2011).

Zeit- und Längenskalen (Tage, 10.000 km) beeinflussen sie großräumige meteorologische Prozesse in der Stratosphäre und Troposphäre. Von großer Bedeutung sind stationäre Planetare Wellen, die beispielsweise durch Land-See Übergänge oder Gebirge angeregt werden. Da die Antarktis näherungsweise als rotations-symmetrische Landmasse angesehen werden kann, die vom Ozean umgeben wird, ist die Anregung planetarer Wellen hier deutlich schwächer ausgeprägt als über der Arktis. Über der Arktis führt eine relativ starke Anregung planetarer Wellen zu einem schwächerem Wirbel, zu signifikantem Wärmefluss aus mittleren Breiten ins Wirbellinnere (z.B. SCHOEBERL & HARTMANN 1991) und damit zu höheren Temperaturen, die die Wahrscheinlichkeit der PSC-Bildung und heterogene Chloraktivierung verringern.

Die zukünftige Entwicklung der arktischen Ozonschicht

Zwischen 2009 und 2012 wurden innerhalb der Projektes RECONCILE viele offene Fragen zum polaren stratosphärischen Ozonabbau untersucht und geklärt (VON HOBE et al. 2013). Die Prozesse, die zum chemischen Ozonabbau führen sind mittlerweile größ-

tenteils verstanden. Moderne Atmosphärenmodelle können die geographische Verteilung und die Höhe des Ozonabbaus recht gut simulieren. Abb. 5.2-6 zeigt beispielsweise den chemischen Ozonverlust in etwa 18 km Höhe am Ende des polaren Winters 2010/2011. Die Simulation erfolgte mit einem modernen, am Forschungszentrum Jülich entwickelten Chemie-Transportmodell (z.B. GROOß et al. 2013), das durch den Vergleich mit zahlreichen Messungen verifiziert wurde. Wie aber wird sich die arktische Ozonschicht in der Zukunft entwickeln?

Die Reduktion und Kontrolle ozonzerstörender Substanzen durch das Montrealer Protokoll (1987) und seine Folgeprotokolle von London (1990), Kopenhagen (1992) und Peking (1999) ist zwar eine Erfolgsgeschichte der Umweltpolitik, dennoch wurde, z.B. im Winter 2010/11 eine der ausgeprägtesten Ozonzerstörungen über der Arktis beobachtet (MANNEY et al. 2011; vgl. Abb. 5.2-6). Aufgrund der großen Verweilzeit anthropogener FCKW in der Stratosphäre wird die anthropogene Chlorbelastung erst Mitte dieses Jahrhunderts wieder auf das Niveau vor 1980 absinken. In dieser Zeit hängt die Entwicklung der Ozonschicht wesentlich von Chemie-Klimawechselwirkungen ab. Momentan gehen

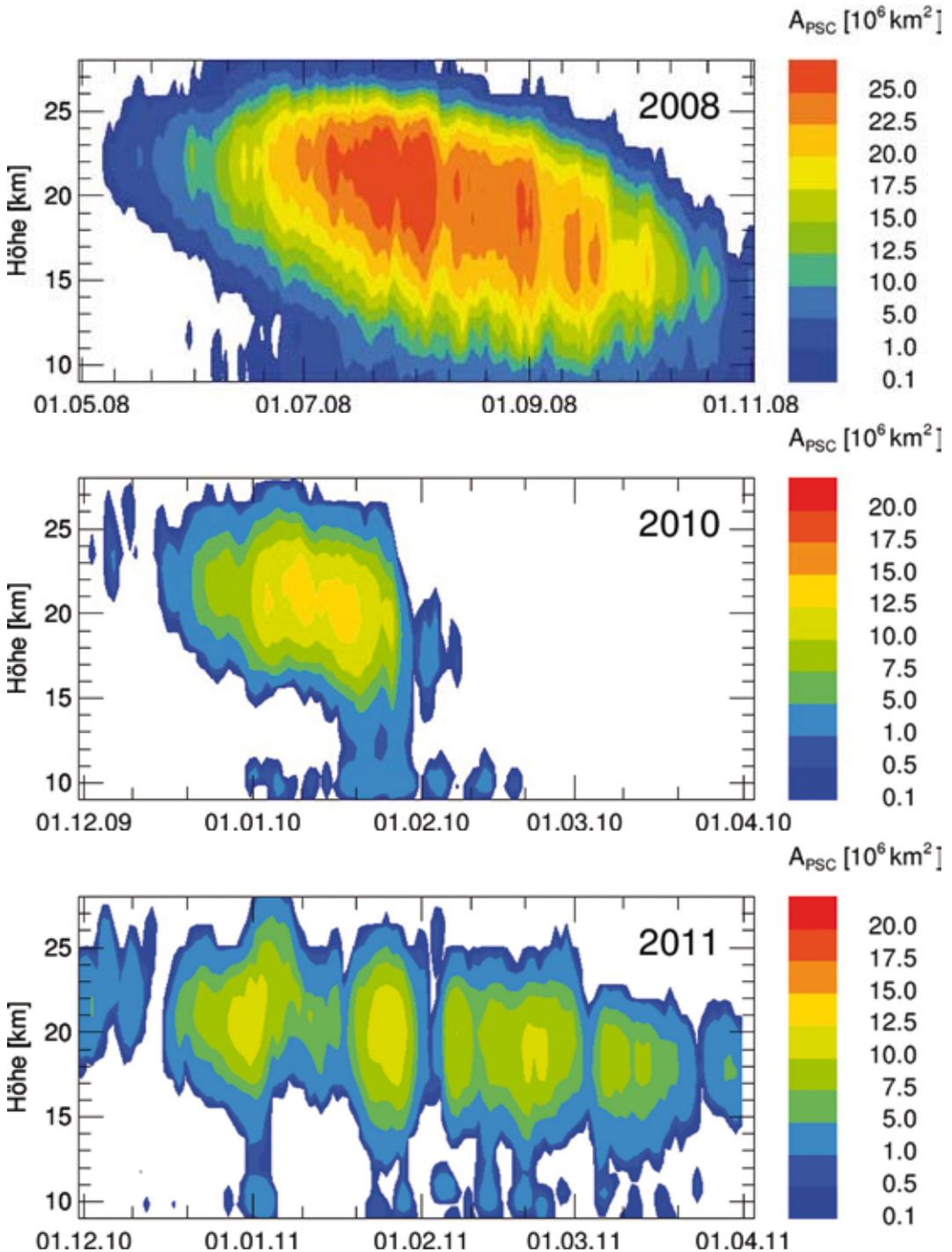


Abb. 5.2-5: Flächen unterhalb der Schwellentemperatur zur PSC-Bildung im antarktischen Winter (oben) und in den arktischen Wintern 2009/2010 (Mitte) und 2010/2011 (unten) im Höhenbereich 9–28 km. In arktischen Wintern ist die Variabilität von Jahr zu Jahr deutlich größer. In warmen arktischen Wintern wird die Schwellentemperatur zur PSC Bildung nur selten unterschritten und es kommt praktisch zu keiner PSC Bildung. Die kalten arktischen Winter sind sehr unterschiedlich, z.B. gab es 2010 eine kurze Periode mit starker PSC-Bildung im Januar (Mitte) und 2011 ungewöhnlich lange PSC-Bildung bis Ende März (unten).

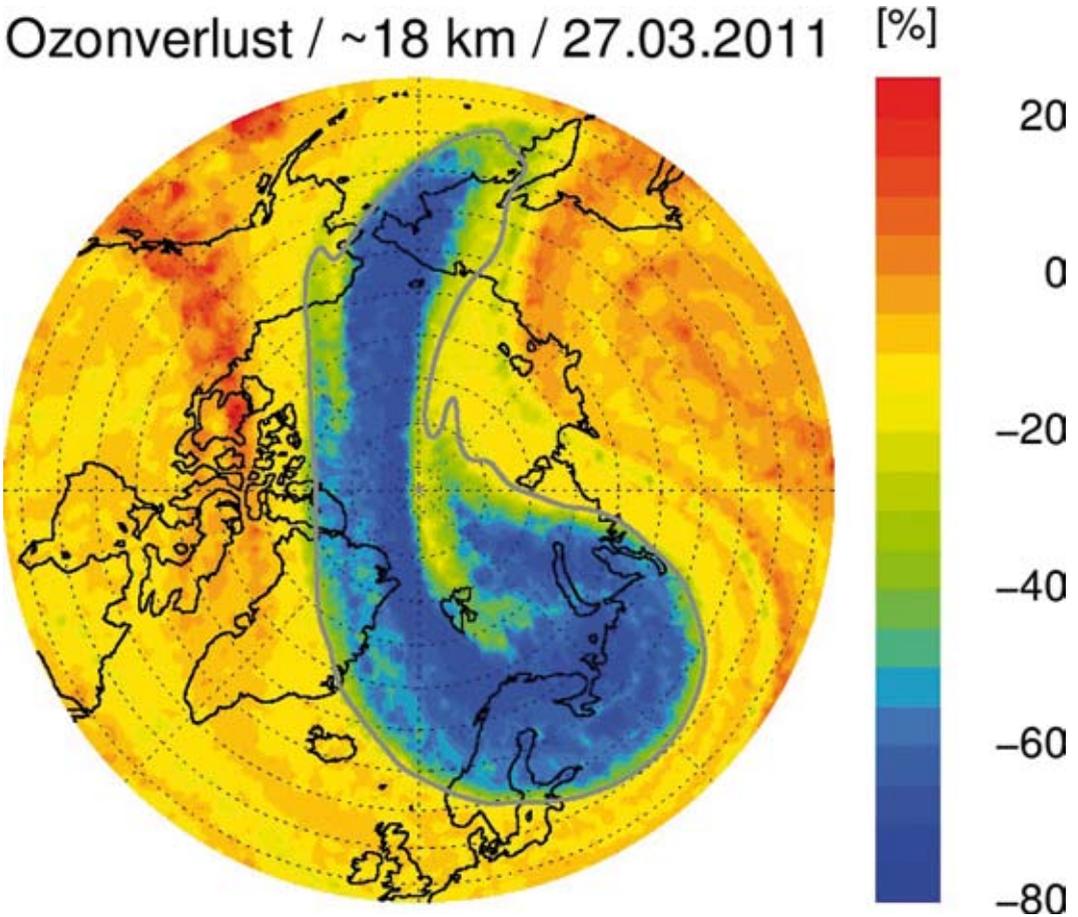


Abb. 5.2-6: Chemischer Ozonverlust in etwa 18 km Höhe. Die Simulation erfolgte mit dem Jülicher Lagrangeschen Modell der Stratosphäre (CLaMS). Dargestellt ist der akkumulierte Ozonabbau über den gesamten Winter für die Nordhemisphäre bis zum 27. März 2011. Der Rand des Polarwirbels wird durch die **durchgezogene graue Linie** wiedergegeben. Aufgrund starker Aktivität planetarer Wellen ist der Wirbel vom Pol verschoben und deformiert.

die Klimamodelle von einer Abkühlung der polaren Stratosphäre infolge der Zunahme von Treibhausgasen aus. Die vorhergesagte Abkühlung würde eine Zunahme von PSC und eine Erhöhung der Chloraktivierung und somit des Ozonverlusts bewirken. Da sich die arktische Stratosphärentemperatur bezüglich der Bildung von PSC an einer Schwelle befindet (Abb. 5.2-4), hätte bereits eine geringe Abkühlung große Folgen. Eine Unsicherheit bei den Vorhersagen betrifft die Aktivität planetarer Wellen, die u.a. von der zukünftigen Entwicklung der Meeresoberflächentemperatur abhängt. Eine erhöhte Aktivität Planetarer Wellen hätte eine wärmere arktische Winterstratosphäre und somit geringere Ozonverluste zur Folge. Zur Zeit besitzt der Wirbel aber eher einer Tendenz zu höherer Stabilität, so dass

die Häufigkeit kalter Winter mit relativ großen Ozonverlusten zunimmt (REX et al. 2004). Im kalten Winter 2010/11 wurde aufgrund von niedrigen Temperaturen in der arktischen Stratosphäre über einen untypisch langen Zeitraum und einem sehr lange stabilen Polarwirbel die bisher höchsten arktischen Ozonverluste erreicht, Werte, wie sie auch für die antarktische Winterstratosphäre typisch sind. Solange die Chlorbeladung der Stratosphäre noch hoch ist, sind solche arktische Ozonverluste in Jahren mit niedrigen Stratosphärentemperaturen weiterhin möglich. Eine Vorhersage für individuelle Jahre ist jedoch trotz großer Fortschritte bei Messungen und Modellierungen besonders wegen der Unsicherheiten in der Atmosphärendynamik zur Zeit nicht möglich.

Literatur

- CRUTZEN, P. J. & F. ARNOLD (1986): Nitric acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: A major cause for the springtime »ozone hole«, *Nature*, 342, 651-655.
- FARMAN, J. C., B. G. GARDINER & J. D. SHANKLIN (1985): Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO/NO_x interaction, *Nature*, 315, 207-210.
- GROOSS, J.-U., I. ENGEL, S. BORRMANN, W. FREY, G. GÜNTHER, C. R. HOYLE, R. KIVI, B. P. LUO, S. MOLLEKER, T. PETER, M. C. PITTS, H. SCHLAGER, G. STILLER, H. VÖMEL, K. A. WALKER & R. MÜLLER (2013): Nat nucleation and denitrication in the arctic stratosphere, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13(8), 22107-22150.
- MANNEY, G. L., M. L. SANTEE, M. REX, N. J. LI-VESEY, M. C. PITTS, P. VEEFKIND, E. R. NASH, I. WOHLTMANN, R. LEHMANN, L. FROIDEVAUX, L. R. POOLE, M. R. SCHOEBERL, D. P. HAFFNER, J. DAVIES, V. DOROKHOV, H. GERNANDT, B. JOHNSON, R. KIVI, E. KYRÖ, N. LARSEN, P. F. LEVELT, A. MAKSHITAS, C. T. MCELROY, H. NAKAJIMA, M. C. PARRONDO, D. W. TARASICK, VON DER P. GATHEN, K. A. WALKER & N. S. ZINOVIEV (2011): Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, 478, 469-475.
- MOLINA, L. T. & M. J. MOLINA (1987): Production of ClO₂ from the self-reaction of the ClO radical, *J. Phys. Chem.*, 91, 433-436.
- MOLINA, M. J. & F. S. ROWLAND (1974): Stratospheric sink for chlorouoromethanes: chlorine atom catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812.
- MÜLLER, R. (2009): A brief history of stratospheric ozone research, *Meteorol. Z.*, 18, 3-24.
- MÜLLER, R., P. J. CRUTZEN, J.-U. GROOSS, C. BRÜHL, J. M. RUSSELL III, H. GERNANDT, D. S. MCKENNA & A. F. TUCK (1997): Severe chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995-96, *Nature*, 389, 709-712.
- PITTS, M. C., L. R. POOLE, A. DÖRNBRACK & L. W. THOMASON (2011): The 2009-2010 Arctic polar stratospheric cloud season: A CALIPSO perspective, *Atmos. Chem. Phys.*, 11(5), 2161-2177.
- REX, M., R. J. SALAWITCH, VON DER P. GATHEN, N. R. P. HARRIS, M. P. CHIPPERFIELD & B. NAUJOKAT (2004): Arctic ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- SCHOEBERL, M. R. & D. L. HARTMANN (1991): The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions, *Science*, 251, 46-52.
- SOLOMON, S., R. R. GARCIA, F. S. ROWLAND & D. J. WUEBBLES (1986): On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, 321, 755-758.
- SPANG, R., J. J. REMEDIOS, S. TILMES & M. RIESE (2005): MIPAS observation of polar stratospheric clouds in the Arctic 2002/2003 and Antarctic 2003 winters, *Adv. Space. Res.*, 36(5), 868878.
- SPANG, R., K. ARNDT, A. DUDHIA, M. HÖPFNER, L. HÖFFMANN, J. HURLEY, R. G. GRAINGER, S. GRIESSBACH, C. POULSEN, J. J. REMEDIOS, M. RIESE, H. SEMBHI, R. SIDDANS, A. WATERFALL & C. ZEHNER (2012): Fast cloud parameter retrievals of MIPAS/Envisat, *Atmos. Chem. Phys.*, 12(15), 7135-7164.
- TILMES, S., R. MÜLLER, J.-U. GROOSS & J. M. RUSSELL (2004): Ozone loss and chlorine activation in the Arctic winters 1991-2003 derived with the tracer-tracer correlations, *Atmos. Chem. Phys.* 4(8), 2181-2213.
- TOON, O. B., P. HAMILL, R. P. TURCO & J. PINTO (1986): Condensation of HNO₃ and HCl in winter polar stratospheres, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1284-1287.
- VON HOBE, M., S. BÉKKI, S. BORRMANN, F. CAIRO, F. D'AMATO, G. DI DONFRANCESCO, A. DÖRNBRACK, A. EBERSOLDT, M. EBERT, C. EMDE, I. ENGEL, M. ERN, W. FREY, S. GENCO, S. GRIESSBACH, J.-U. GROOSS, T. GULDE, G. GÜNTHER, E. HÖSEN, L. HOFFMANN, V. HOMONNAI, C. R. HOYLE, I. S. A. ISAKSEN, D. R. JACKSON, I. M. JANOSI, R. L. JONES, K. KANDLER, C. KALICINSKY, A. KEIL, S. M. KHAYKIN, F. KHOSRAWI, R. KIVI, J. KUTTIPURATH, J. C. LAUBE, F. LEFÈVRE, R. LEHMANN, S. LUDMANN, B. P. LUO, M. MARCHAND, J. MEYER, V. MITEV, S. MOLLEKER, R. MÜLLER, H. OELHAF, F. OLSCHIEWSKI, Y. ORSOLINI, T. PETER, K. PFEILSTICKER, C. PIESCH, M. C. PITTS, L. R. POOLE, F. D. POPE, F. RAVEGNANI, M. REX, M. RIESE, T. RÖCKMANN, B. ROGENERUD, A. ROIGER, C. ROLF, M. L. SANTEE, M. SCHEIBE, C. SCHILLER, H. SCHLAGER, SICILIANI DE M. CUMIS, N. SITNIKOV, O. A. SVDE, R. SPANG, N. SPELTEN, F. STORDAL, O. SUMINSKA-EBERSOLDT, A. ULANOVSKI, J. UNGERMANN, S. VICIANI, C. M. VOLK, VOM M. SCHEIDT, VON DER P. GATHEN, K. WALKER, T. WEGNER, R. WEIGEL, S. WEINBRUCH, G. WETZEL, F. G. WIENHOLD, I. WOHLTMANN, W. WOIWODE, I. A. K. YOUNG, V. YUSHKOV, B. ZOBRIST & F. STROH (2013): Reconciliation of essential process parameters for an enhanced predictability of Arctic stratospheric ozone loss and its climate interactions (RECONCILE): activities and results, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 9233-9268.
- WMO (2011): Scientific assessment of ozone depletion: 2010 - Global Ozone Research and Monitoring Project {Report No. 52, Geneva, Switzerland.

Kontakt: Dr. Jens-Uwe Grooß
 Prof. Dr. Martin Riese
 Dr. Reinhold Spang
 Dr. Rolf Müller

Forschungszentrum Jülich GmbH
 Institut für Energie- und Klimaforschung - Stratosphäre
 j.-u.grooss@fz-juelich.de