

第3章 南極オゾンホール

1980年代初めに、春季の南極昭和基地上空のオゾン全量がそれまでと比較して、著しく少なくなっていることが、気象庁等の観測により発見された。これはのちにオゾンホールと呼ばれるようになった現象を観測したものであった。

オゾンホールは南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴の開いたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる8月から9月ごろに発生、急速に発達し、11月から12月ごろに消滅するという季節変化をしている。

気象庁ではオゾンホールの規模の目安として、南緯45度以南でのオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量（破壊量）の3要素を以下のように定義して用いている。

- オゾンホール面積 : オゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積
- 最低オゾン全量 : オゾンホール内のオゾン全量の最低値
- オゾン欠損量 : 南緯45度以南のオゾン全量を300m atm-cm（オゾン全量の世界の平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量

これらの量は、主にNASAの衛星観測によるオゾン全量データをもとに算出しており、2005年以降はオーラ衛星に搭載されているOMIによるオゾン全量のデータ、それ以前はアースプローブ衛星などに搭載されているTOMSによるデータを使った（付録1-3参照）。一方、地上からのオゾン全量観測データとしては南極昭和基地におけるドブソン分光光度計による観測結果を、オゾンの鉛直分布としてはオゾンゾンデ観測結果を使用した。

以下に2009年の南極域上空のオゾン層の状況とオゾンホールの経年変化について述べる。

3-1 2009年の南極オゾンホールの状況

衛星による観測

オーラ衛星のOMIの日別値から求めた2009年オゾンホールの規模の推移を、図Ⅱ3-1に示す。2009年のオゾンホールは、8月中旬に発生した後、8月後半から9月はじめにかけて例年と同様急速に拡大し、9月17日には2009年の最大面積である2,400万km²まで発達した。オゾン欠損量は、9月25日に2009年の最大値である8,350万トンとなった。その後、11月上旬に一時、過去の同時期と比べ大きい規模となったが、11月中旬から急速に減少し、12月1日にオゾンホールは消滅した。2009年の最大面積は1979年以降では過去15位（31位中）、オゾン欠損量は過去13位（31位中）だった。また、2009年のオゾンホールは、過去10年（1999～2008年）の平均をやや下回る規模であった。

オーラ衛星のOMIによる2009年8月から12月までの南半球の旬平均オゾン全量分布図を、資料5「南半球の旬平均オゾン全量分布図(2009年8月～12月)」に示す。

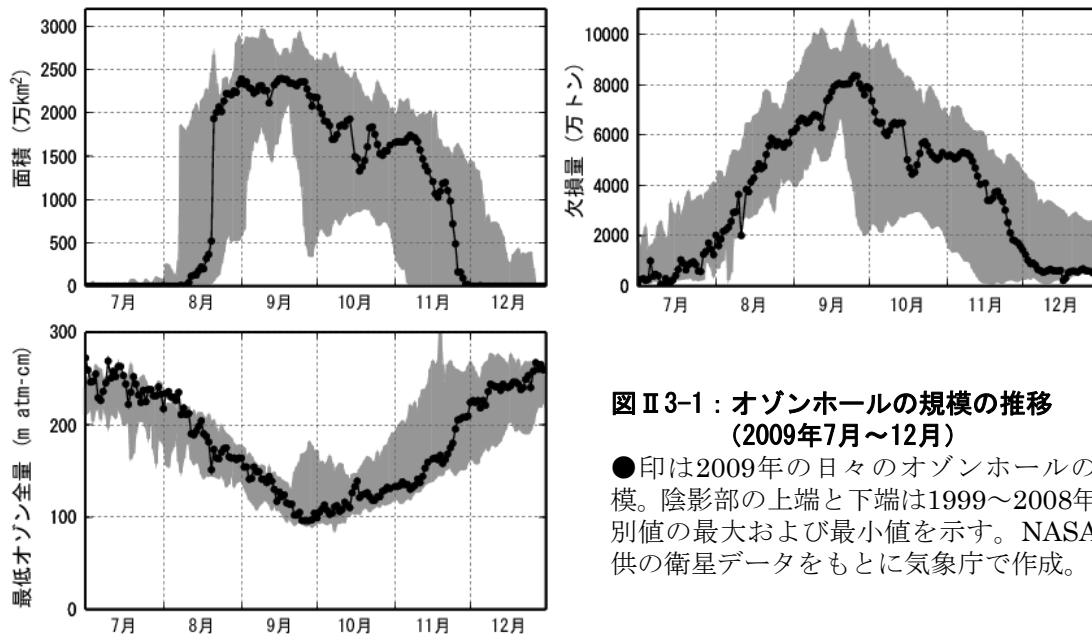


図 II 3-1：オゾンホール規模の推移
(2009年7月～12月)

●印は2009年の日々のオゾンホールの規模。陰影部の上端と下端は1999～2008年日別値の最大および最小値を示す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

南極昭和基地における地上観測

2009年の南極昭和基地上空の月平均オゾン全量は、参照値（1994年～2008年の平均値）と比較すると、6月は少なく、11月は多かった。11月は、オゾンホールが明瞭に現れる以前の1961～1980年の平均値とほぼ同程度と、顕著に多かった（図 II 3-2）。昭和基地で観測したオゾン全量日代表値の変化を図 II 3-3に示す。9月から10月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る状態がほぼ継続していた。10月13日と14日には、2009年の最低値である135m atm-cmを記録している。11月以降は220m atm-cmを上回るようになった。11月のオゾン全量が顕著に多くなった原因は、南極オゾンホールが11月に入ると規模を小さくしながら、その中心を南極点上空から南極半島付近に移動したことにより、昭和基地がオゾンホールの外側のオゾン全量の多い領域に入ったためである。付録資料6「南極各国基地におけるオゾン全量の推移」をみると、南極半島付近の基地（例えばロゼラ基地など）のオゾン全量は概ね220m atm-cm以下となっていることがわかる。

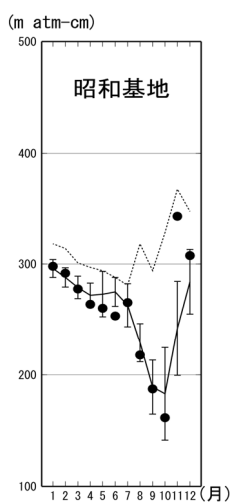


図 II 3-2：南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移（2009年）

●印は2009年の月平均値。点線は1961～1980年の平均値。折線(実線)は1994～2008年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

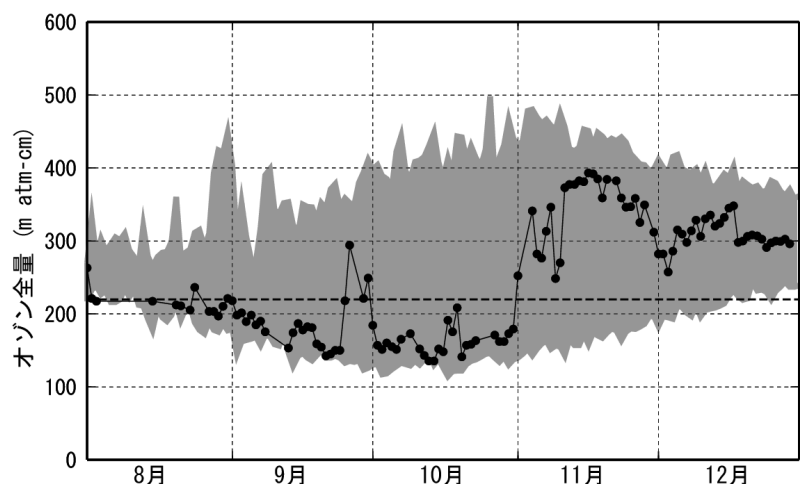


図 II 3-3：南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2009年8月～12月）

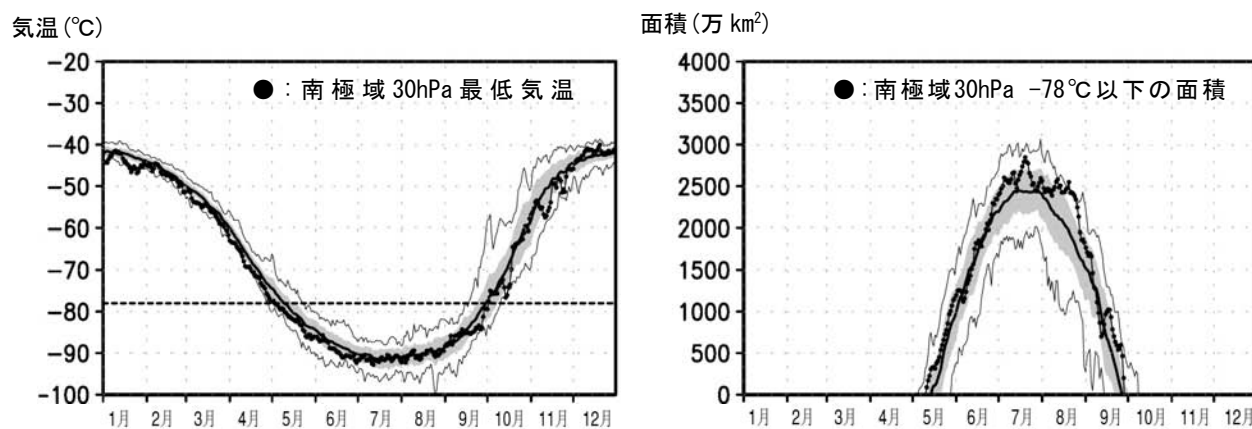
●は2009年の観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は観測開始(1961年)以来の最大および最小値。横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmの値。

2009年のオゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況

オゾンホールの形成に大きな役割を果たす極域成層圏雲が生成されるための気象条件として、南半球の冬季から春季にかけて極渦が安定し、下部成層圏の低温が持続することが挙げられる（「解説7」参照）。極域成層圏雲出現の目安が -78°C 以下であることから、気象庁では30hPa面の -78°C 以下の面積を監視している。図II 3-4に2009年の南緯60度以南における30hPa面の最低気温、および -78°C 以下の面積の推移を示す。ここでは1979～2008年の平均値からの差が標準偏差より大きい場合を「平年より高い（大きい）」、小さい場合を「平年より低い（小さい）」、標準偏差内の場合を「平年並」とする。

2009年の南極域の30hPaの日最低気温は、5月前半から極域成層圏雲出現の目安である -78°C 以下となった。5月から9月中旬まではほぼ平年並で推移し、その後、9月下旬、10月中旬、11月に一時的に平年より低くなったものの、概ね平年並であった。 -78°C 以下の面積の推移をみると、5月から8月上旬までは、7月中旬に一時平年より多くなったことを除いて概ね平年並だった。8月中旬には平年よりも大きくなり、この時期の最大規模と同程度になったが、9月に入ると急速に減少し、以後ほぼ平年並で推移した。

2009年のオゾンホールの規模は、1979年以降ではほぼ中間の順位、過去10年の平均と比較するとやや下回っていた。この理由として、極域成層圏雲が出現できる目安となる -78°C 以下の面積が、例年最も拡大する6～8月に概ね平年並となり、平年を上回る状態も長く続かなかったこと、さらに、例年オゾンホールが最大規模となる9～10月はじめにかけて、ブリューワー・ドブソン循環が強くなり低緯度成層圏から南極上空の成層圏下部へオゾン量の多い空気塊の輸送が増加し、極渦も安定せずオゾンの破壊が緩和された時期があったことなどが考えられる。



図II 3-4：南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）および気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2009年1月～12月）

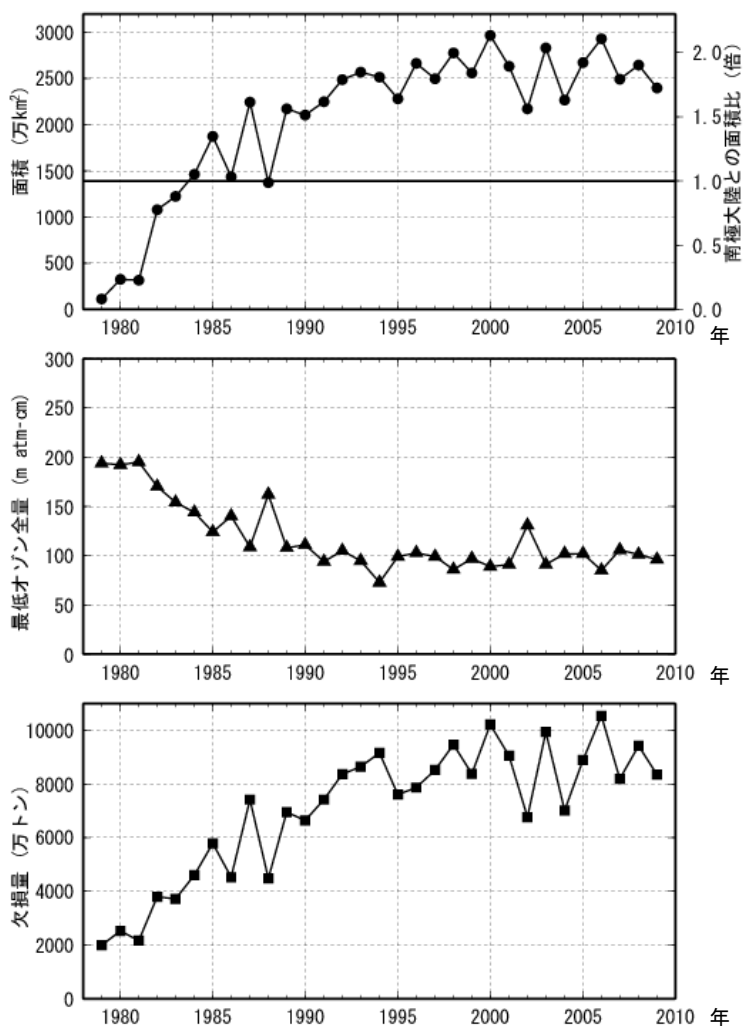
南緯60度以南の30hPa(高度約23km)面における日最低気温の推移(左)と極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積の推移(右)。●印は2009年の値を示す。陰影中の実線は1979～2008年の累年平均値。陰影の外の実線は同期間の最高値および最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。米国海洋大気庁・米国大気研究センター(NCEP-NCAR)による解析値をもとに作成。

3-2 南極オゾンホールを経年変化

衛星観測データからみたオゾンホールの経年変化

オゾンホールの面積とオゾン欠損量（破壊量）の年最大値、および最低オゾン全量の年最小値の経年変化を図Ⅱ3-5に示す。これを見ると、南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて急激に拡大したが、1990年代後半以降は、年々変動による増減はあるものの、長期的な増加傾向はみられなくなった。しかし、オゾンホールの規模は依然として大きい状態が続いている。

オゾンホールの規模の変動は、第一には成層圏におけるオゾン層破壊物質の濃度の指標である等価実効成層圏塩素（EESC）の変化に対応して長期的に変化し（「解説2」参照）、第二に南半球の冬季から春季にかけての成層圏の極渦の強さや下部成層圏の気温に対応して年々変動している。2000年以降は、年々変動による増減が大きい傾向があり、2002年と2004年はオゾンホールの規模が一時的に小さくなっている。このような変化は、EESCの変化が原因ではなく、南極域上空の成層圏の大気の変動が原因である。特に、2002年には南極域上空の成層圏で初春に大規模な突然昇温が発生し、極渦が分裂したことなどによりオゾンホールの破壊が緩和された（「解説8」参照）。しかし、1980年頃のオゾンホールの規模に比較するとはるかに大きい規模といえる。



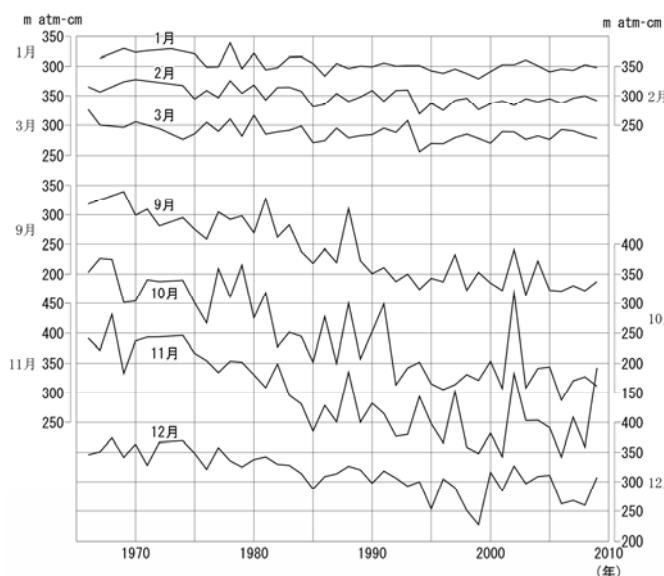
図Ⅱ3-5：オゾンホールの規模の経年変化

1979～2009年のオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の変化。NASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMSデータを使用。1995年はTOVSの高分解能赤外放射計のデータ、2005年以降はOMIデータを使用）。

南極昭和基地上空のオゾン量の経年変化

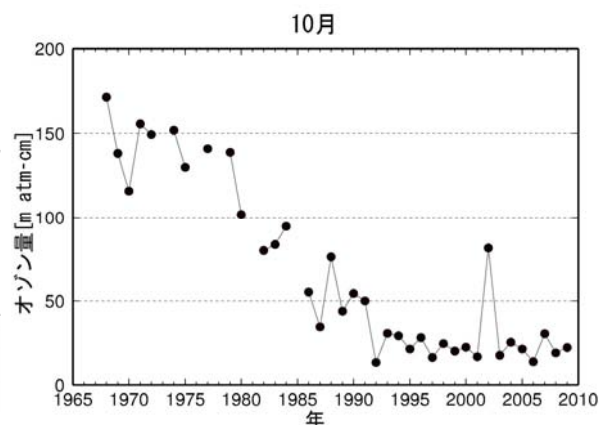
南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図Ⅱ3-6に示す。オゾンホール時期にあたる9月から12月のオゾン全量が、1980年頃から長期的に減少しているのがわかる。昭和基地でのオゾン量の変化が必ずしもオゾンホールの規模の変化をそのまま反映しているわけではないが、昭和基地上空はオゾンホールの縁辺となることが多く、オゾンホールの規模の目安となっている。9月から11月までの時系列において、2002年にオゾン全量が急増しているが、これは、2002年9月に南極域で成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が過去50年で最高となるような特異な気象条件となり、オゾン破壊が大規模には進まなかったことによる。2009年のオゾンホール時期のオゾン全量は、9月から10月にかけて2008年と同程度であり、11月は2008年よりかなり多く、オゾン全量が多かった2002年や1980年代初め頃と同程度であった。

図Ⅱ3-7に、昭和基地のオゾンゾンデ観測による10月の高度12kmから20kmまでの月平均オゾン量の経年変化を示す。この高度のオゾン量は、オゾンホールの発達にともなって大きく減少するため、オゾンホールの長期的な変化傾向についてもよい指標になる。この高度のオゾン量は、1980年代に急激に減少した。その後、1990年代初め以降は、低いレベルで推移しており、1990年代後半以降は、1970年代と比較して20%以下という少ない状態が続いている。10月の極小値は1992年に現れているが、これはピナトゥボ火山噴火（1991年6月）に起因するエアロゾル粒子がこの時期に成層圏に多く混入し、エアロゾル粒子表面での不均一反応（「解説7」参照）のためにオゾン破壊が促進されたためと考えられる。一方、2002年は上述したように南極域で成層圏突然昇温が発生したため、オゾン層破壊が大規模にならなかった。2009年10月のこの高度におけるオゾン量は、2008年よりやや多く、1990年代後半と同程度だった。



図Ⅱ3-6：南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化

この図の値は、季節変動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去する前の観測値を月平均したものである。



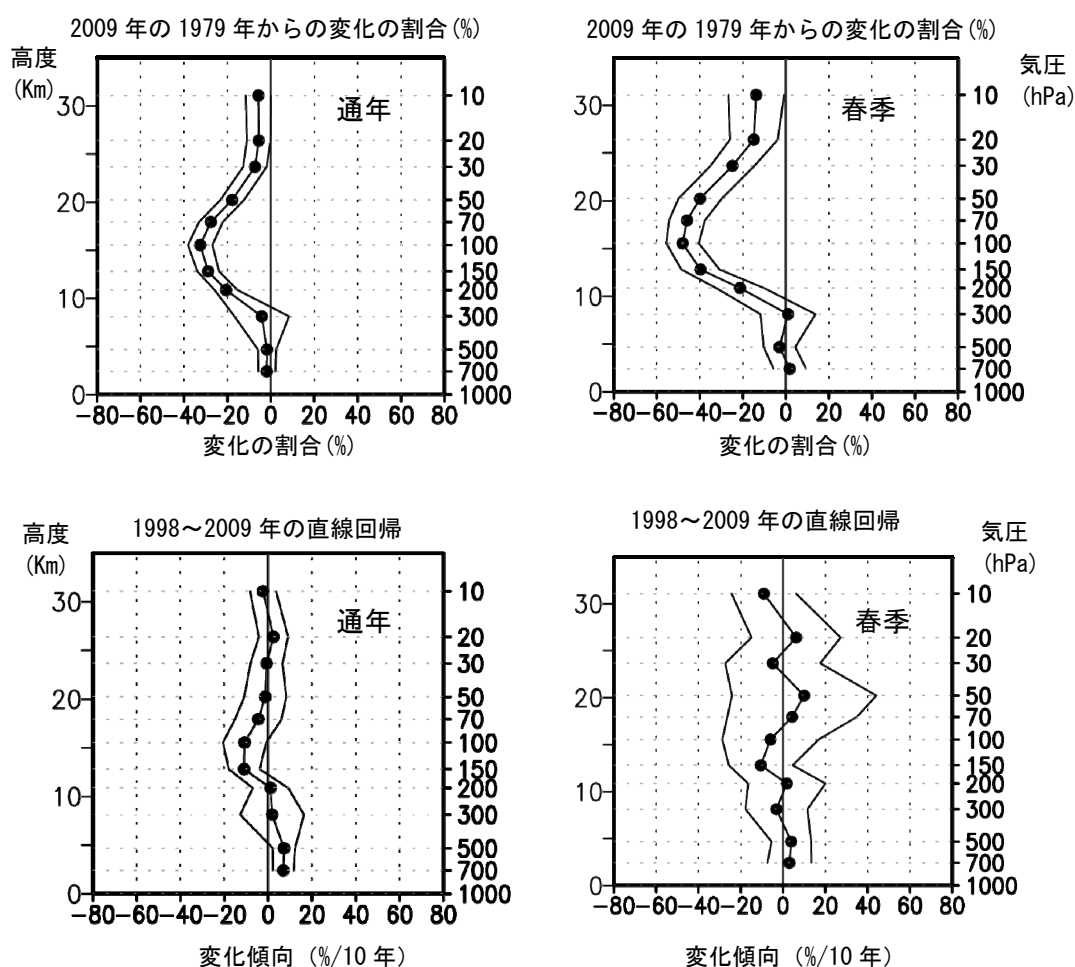
図Ⅱ3-7：南極昭和基地上空（高度12～20km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

この図の値は、季節変動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去する前の観測値を月平均したものである。

南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向

南極昭和基地上空のオゾンの鉛直分布の長期変化傾向を示すため、2009年のオゾン分圧の1979年からの変化の割合(%)の高度分布を図II 3-8上段に示す。これは、オゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧について、季節変動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去したのちEESCフィッティングを用いて求めたものである。これをみると、通年では高度15km(約100hPa)付近でのオゾン減少が大きく、春季(9~11月)は特に顕著である。

最近の変化傾向を示すため、1998~2009年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図II 3-8下段に示す。通年、春季ともに特に顕著な傾向はみられず、オゾン分圧が低い状態が続いている。



図II 3-8：南極昭和基地におけるオゾン分圧の長期変化傾向の高度分布

オゾンゾンデ観測から求めた高度別オゾン分圧の長期変化傾向。上段はEESCフィッティングによる2009年のオゾン分圧の1979年からの変化の割合(%)。下段は1998~2009年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)。左は月別値から、右は9~11月の値から求めた変化。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間。

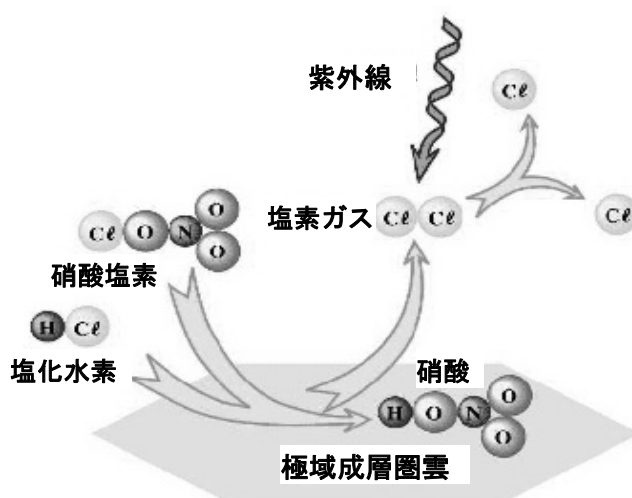
解説7 南極でオゾンホールが発生するメカニズム

地上で放出されたクロロフルオロカーボン類（CFC類）等は、上部成層圏（高度40km付近）において太陽紫外線により分解され、この反応によって塩素原子が生じる。この塩素原子が触媒となって、上部成層圏でオゾンを連鎖的に破壊する。塩素原子は、その後下部成層圏にも輸送されるが、そこでは塩化水素（HCl）、硝酸塩素（ClONO₂）といった比較的安定な物質に変化し、通常は直接オゾン破壊することはない。

ところが、極域では冬季から春季にかけての特有の気象条件によって、下部成層圏でもオゾン破壊が起こる。そのメカニズムは以下のとおりである。

極域では冬季、成層圏に形成される極渦（極夜渦ともいう）により、極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光が当たらないため、極渦の内部は放射冷却により著しく低温になる。成層圏の気温が低下すると、極域成層圏雲（Polar Stratospheric Clouds ; PSCs）と呼ばれる微細な粒子からなる雲が成層圏に形成される。極域成層圏雲は、硝酸や水蒸気などが低温で凝結した液相や固相の粒子から形成され、大きく分けて下部成層圏の気温がおよそ-78℃以下で発生するタイプⅠのものと、およそ-85℃以下で発生するタイプⅡのものがある。前者には硝酸が多く含まれるのに対し、後者は氷晶（H₂O）が主成分であると考えられている（WMO,1999）。極域成層圏雲が発生すると、その粒子の表面では不均一反応^{*注}により、成層圏の塩素の大部分を占める硝酸塩素（ClONO₂）や塩化水素（HCl）といった、それ自体はオゾン破壊作用のない化合物から、塩素分子（Cl₂）などが生成され、冬季の間に極渦内に蓄積される（WMO,1995）。そして、春季になって極域上空の成層圏に太陽光が戻ってくると、冬に蓄積された塩素分子などが光によって解離して活性塩素原子となる。これが触媒となって働き、オゾン破壊する。オゾンホールは、南極域でこのメカニズムによる急激なオゾン破壊が進むことによって形成されるものである。このように、オゾンホールの形成は極渦の状況と密接に関係している。このため、極渦の年々変動にもともなってオゾンホールの規模にも年々の変動が生ずる。

*注 不均一反応：気体分子が固体または液体の表面で起こす反応など、異なる相の間で起こる化学反応。異相反応ともいう。



図E7-1 極域成層圏雲によるオゾン破壊のメカニズムの模式図