

第4章 北半球高緯度のオゾン層

南極オゾンホールほど大規模ではないものの、北半球高緯度（ここでは北緯60度以北とする）でもオゾンの少ない領域が現れることがある。特に、1990年以降の春季にたびたびこの現象がみられる。これらは、極域成層圏雲に関係したオゾンの破壊によってもたらされる場合と、中緯度からのオゾンの少ない空気の移流により高緯度域のオゾンが少なくなることによってもたらされる場合があると考えられている。ここでは北半球高緯度のオゾン層の2009年春季と冬季について、その状況とその経年変化について述べる。

4-1 2009年北半球高緯度のオゾン層の状況

2009年の北半球高緯度において、極域成層圏雲による大規模なオゾン全量の減少はみられなかった。衛星観測による北半球高緯度の月平均オゾン全量偏差（資料2「世界の月平均オゾン全量・偏差分布図」および資料3「緯度帯別のオゾン全量月平均値偏差時系列（2009年）」参照）によれば、2009年2月、3月ともに北半球高緯度では全般に正偏差となり、2月ではスカンジナビア半島付近で+20%以上、3月ではシベリア北部からグリーンランド北部の北極海周辺において+10%以上の正偏差がみられた。

2009年北半球高緯度下部成層圏の気象状況

2009年の北半球高緯度における50hPa面の最低気温、および -78°C 以下の面積の推移を図II 4-1に示す。2009年1月～3月の下部成層圏では、1月中旬に突然昇温が発生し、2月中旬まで続いた。特に1月下旬には通常1つである極渦が2つに分裂した。これに対応して、2009年の50hPa面における北緯60度以北の最低気温の平均は、1月後半から急速に上昇し、3月まで平年（1979～2008年平均）よりも高かった。特に2月前半は、1979年以降で最も気温が高かった。極域成層圏雲出現の目安である -78°C 以下の領域の面積は、1月上旬に一時的に大きくなったものの、すぐに減少し1月中旬以降にはゼロになっている。このため、晩冬から春季にかけての極域成層圏雲による大規模なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。

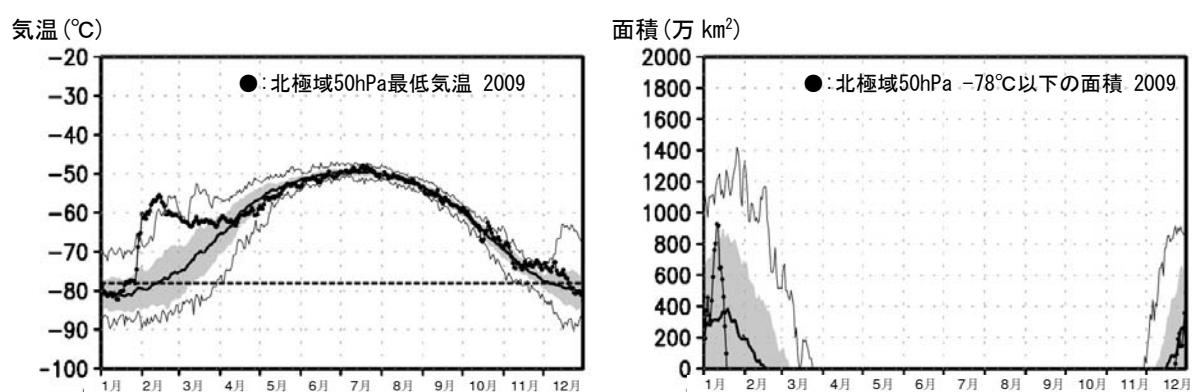


図 II 4-1：北半球高緯度下部成層圏の最低気温(左)および気温が -78°C 以下の領域の面積(右)の推移(2009年)

北緯60度以北の50hPa(高度約20km)面における日別の最低気温の推移(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 。気象庁の気候データ同化システム(JCDAS)による解析値をもとに作成(累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、1979～1998年の間はERA-40を、1999～2004年はJRA-25を使用して算出。ERA-40、JRA-25については「用語解説」を参照)。

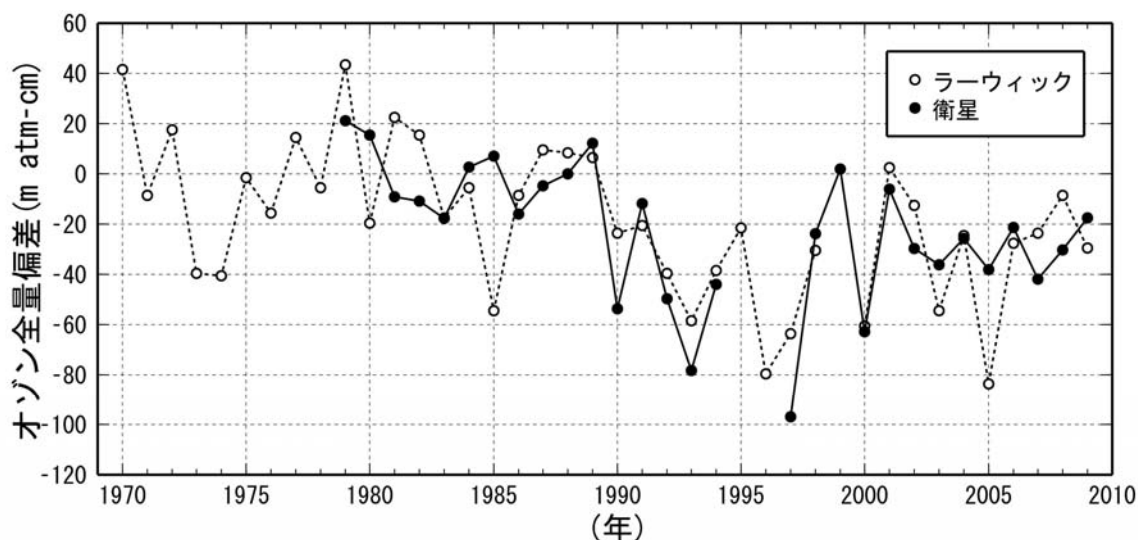
4-2 北半球高緯度における春季のオゾン層の経年変化

北半球高緯度の春季の経年変化をみるために、衛星観測（TOMS及びOMI）データから求めた北緯60度以北の3月の月平均オゾン全量の偏差および英国のラーウィック（北緯60度、西経1度）での地上観測による3月の月平均オゾン全量偏差を、図II 4-2に示す。ここでは比較の基準として、オゾン全量が北半球高緯度で相対的に多い1979～1989年の平均値を選んだ。

衛星データによると、1990年以降、データの無い1995年と1996年を除き、20m atm-cmを超える負偏差が18年のうち14回現れており、北半球高緯度でのオゾン全量は1990年以前に比べ顕著に減少する年が多い。なお、1995と1996年にはTOMSデータがないが、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大規模な減少が観測されている（NOAA, 2005）。ただし、2001年以降は、1990年代と比較すると相対的にオゾン全量が多めに推移している。ラーウィックでの地上観測でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち2005年は、約80m atm-cmの負偏差がみられた。

北半球高緯度の成層圏下部では、南半球と比べて北極域上空の極渦が安定して継続せず、気温は南極と比較して高くなる。このため、極域成層圏雲の発生の目安となる -78°C 以下の領域は狭く、出現期間も短くなり、通常はオゾンホールのような顕著なオゾン層破壊が広範囲に発生することはない（「解説8」参照）。しかし、極渦が安定して低温の領域が広く継続する場合には、極域成層圏雲が広範囲に発生しやすく、オゾン層破壊が加速される条件が整う。また、安定した極渦は中緯度から極渦の内側への向かうオゾンの輸送を妨げることにより、極渦内のオゾン量を減少させる。1990年以降の春季にしばしば発生した顕著なオゾンの減少は、このような要因で発生したと考えられる（気象庁, 2005）。

北半球高緯度の春季オゾン全量は、①EESC（成層圏塩素濃度の指標）に対応した変化、②ブリューワー・ドブソン循環の変化に対応した変化（「解説9」参照）、③極域成層圏雲による顕著なオゾン破壊などによって変動する。特に、②と③による変動の振幅は北半球高緯度では大きく、長期的な変動傾向をみえづらくしている。



図II 4-2：北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供の衛星観測（TOMSおよびOMI）データをもとに気象庁で作成した北半球高緯度（北緯60度以北）の3月の平均オゾン全量（基準値は1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1989年の平均値からの偏差を示す。

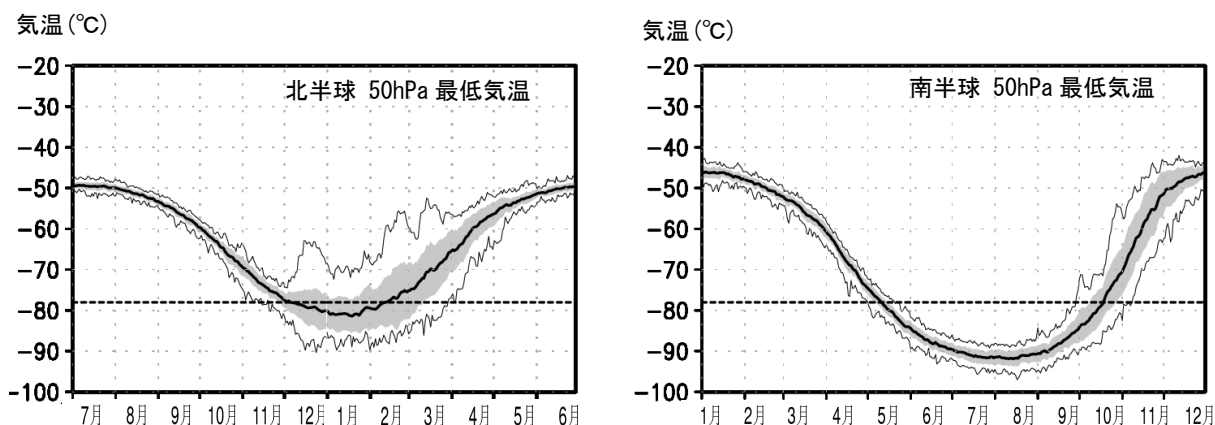
解説8 北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない理由

図E8-1に成層圏高緯度域（50hPa（高度約20km）面、北緯60度以北、南緯60度以南）における最低気温の季節変化を示す。南半球の冬季は北半球の冬季よりも気温が低く、北半球と南半球が非対称であることがわかる。

北半球冬季の成層圏では、しばしば成層圏突然昇温現象が起こる。これは約1週間以内の間に高緯度成層圏の気温が25℃以上上昇する現象であり、対流圏の地球規模の波（プラネタリー波）が増幅し成層圏へ伝播することで引き起こされる。北半球のプラネタリー波の形成にはヒマラヤ山脈やロッキー山脈などの大規模な山岳が関わっている。一方、南半球は海が多く、大規模な地形の変化が乏しい。このため、北半球に比べるとプラネタリー波は弱く、冬季の成層圏突然昇温が起こりにくい。南半球では、成層圏の極渦は同心円状に安定して存在しやすく、これが南半球の冬季の平均気温が北半球の冬季の平均気温に比べて低くなる理由である。

極域成層圏雲の発生の目安となる-78℃を基準にみると、この気温を下回る期間は平均して南半球では5か月以上続くが、北半球では2か月程度しか続かない。このような気象条件のため、北半球高緯度では、南半球高緯度のような大規模なオゾン破壊は通常起こらないが、年によっては気温がわずかに低下することで極域成層圏雲の発生する期間・領域が大幅に拡大し、オゾン破壊が一気に加速する。このように気温の変動に敏感なことから、北半球高緯度のオゾン破壊の規模は年ごとの変動が大きい。

なお、2002年には南半球で大きな成層圏突然昇温が初冬に発生し、このときはオゾンホールが2つに分裂した。2002年以前ではこのような大きな成層圏突然昇温が観測されたことはなく、まれな現象である。極渦が不安定となり分裂することにより、南半球高緯度の成層圏の気温が上昇したことと、極渦の外側にあったオゾンの多い気塊とオゾンホール内のオゾンの少ない気塊が混合したことにより、2002年のオゾンホールは、その前後の2001年や2003年と比較するとかなり小規模となった。



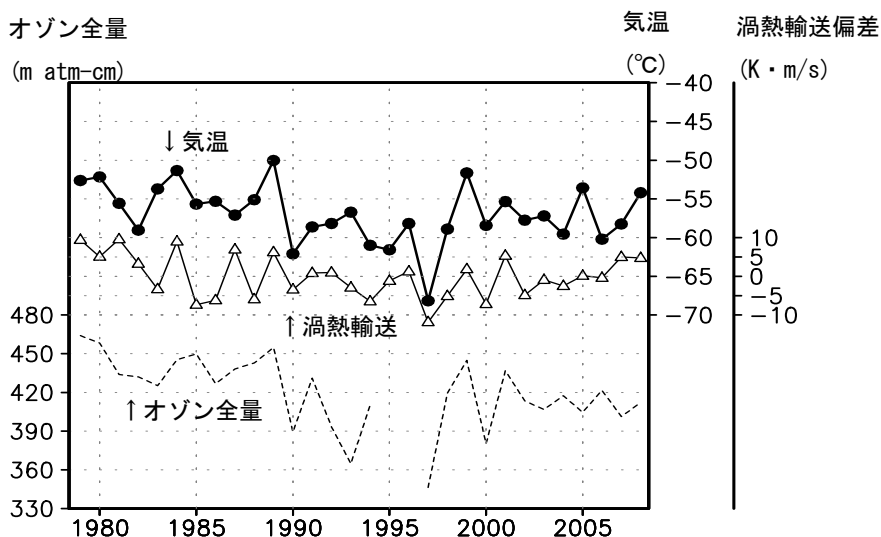
図E8-1：北半球と南半球50hPa面における高緯度域の最低気温の変化

左：50hPa面における北緯60度以北の日最低気温の変化、右：50hPa面における南緯60度以南の日最低気温の変化。陰影中の実線は1979～2008年の累年平均値。陰影の外の細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。破線は極域成層圏雲発生の目安である-78℃。気象庁の気候データ同化システム（JCDAS）による解析値をもとに作成（累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、1979～1998年はERA-40を、1999～2004年はJRA-25を使用して算出。ERA-40、JRA-25については「用語解説」を参照）。

解説9 オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因2(力学的要因)

オゾン量は、化学的要因(塩素等によるオゾン破壊)のほかにも力学的な要因(大気の流れによりオゾン輸送量が変化すること)で変動する。中高緯度のオゾン変動に影響を及ぼす力学的な要因としては、成層圏の子午面循環(ブリューワー・ドブソン循環)と対流圏の循環が主なものとして挙げられる。これらの要因によって、2月と3月の北半球中緯度のオゾンの年々変動とトレンドの約50%を説明できるといわれている(WMO,2007)。Hood and Soukharev (2005)は、観測データからみた中緯度におけるオゾン量の2月と3月の負のトレンドのうち、約20%はブリューワー・ドブソン循環の長期変化によるもので、約30%は対流圏の循環の変化によるものとしている。

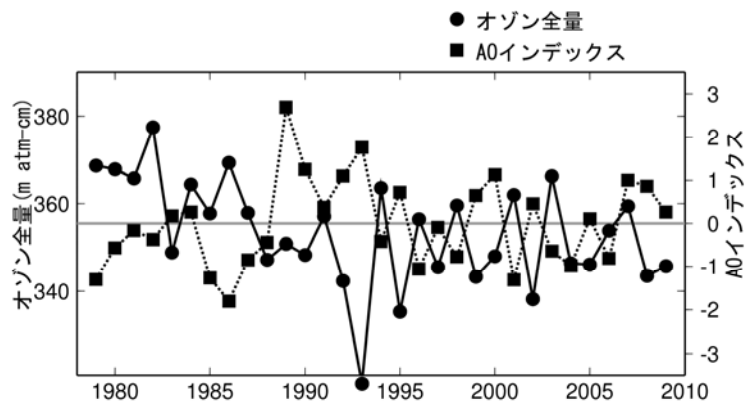
ブリューワー・ドブソン循環が強いと低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送量が多くなり、高緯度のオゾン量が多くなる。図E9-1は、北半球高緯度の3月のオゾン全量とブリューワー・ドブソン循環の強さの指標となる渦熱輸送の経年変化について、下部成層圏の気温とともに示している。オゾン全量の年ごとの変動は、ブリューワー・ドブソン循環の変動と相関のあることがわかる。



図E9-1：3月の北半球高緯度下部成層圏気温とオゾン全量の経年変化

●印は50hPa高度(約20km)における北半球高緯度(北緯60度以北)の3月の平均気温。△印は、100hPaにおける1~2月平均した北緯45~75度平均の渦熱輸送の偏差。点線はNASA提供の衛星観測データをもとに気象庁で計算した北半球高緯度(北緯60度以北)の3月の平均オゾン全量。

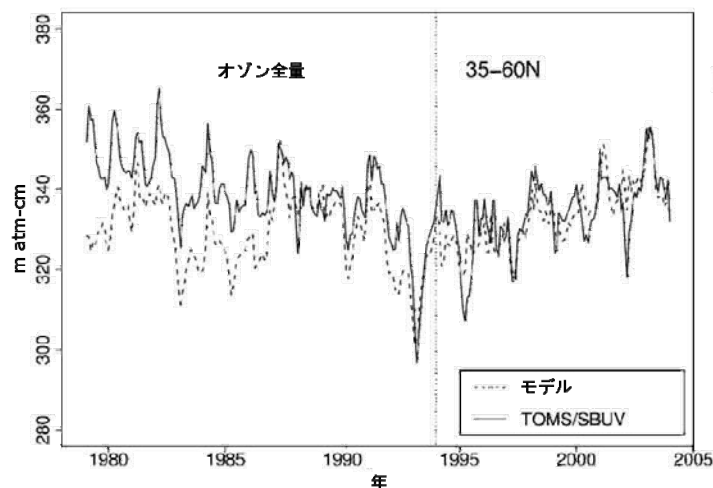
もうひとつの力学的要因である対流圏の循環の変化について、以下に述べる。北半球における最も顕著な大気の偏差構造として、北極域と中緯度の海面気圧が正負逆の偏差を示す偏差パターンが知られており、北極振動(AO)と呼ばれている。例えば、北極域が負偏差、中緯度が正偏差の場合は、中緯度で高気圧の頻度が増えて中緯度の海面気圧が正偏差を示していると考えられる。この高気圧のため局所的に対流圏界面高度が高くなり、低オゾン域が形成される。冬季におけるAOインデックス(北極域が負偏差、中緯度が正偏差の場合を正とする)と衛星データによる北緯45~50度平均オゾン全量の冬期間の平均値の経年変化を図E9-2に示す。これをみると、AOインデックスとオゾン全量の間には、逆相関がみられる。AOインデックスは1980年代後半から1990年代前半にかけて正の値となるが多かったが、その後、負の値が多く出現するようになり、オゾンの変化傾向と対応している。



図E9-2 : AOインデックスと中緯度のオゾン全量の推移 (1979~2009年)

米国海洋大気庁環境予測センター (NOAA/NCEP) による冬季の AO インデックスおよび衛星データによる北緯 45~50 度平均オゾン全量の 12~2 月平均値の推移。

オゾン全量の変化に影響を与える力学的な要因については、数値モデルを用いた解析によっても確かめられつつある。成層圏の塩素濃度を1980年以前の値に固定した条件で、長期再解析により得られたヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) で作成された大気循環場データ (ERA-40) で化学輸送モデルを駆動したところ、1994年以降の北半球中緯度のオゾン全量の増加をよく再現できていること (図E9-3) が示されている (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)。以上のことから、1990年代半ば以降、緩やかな増加傾向がみられる北半球のオゾン全量については、力学的な要因が大きく寄与しているものと考えられる。成層圏の塩素量は、現在、ピークを過ぎたとしてもその減少量はわずかであり、この塩素量の減少にともなって、オゾン全量が増加に転じたとみることはできない。



図E9-3:衛星観測および数値モデルによる北半球中緯度のオゾン全量の推移

実線は衛星によるオゾン全量データ (TOMS と SBUV)、破線は塩素量を 1980 年以前の値に固定し、長期再解析により得られた循環場により化学輸送モデルで計算されたオゾン全量。ともに季節変化は除去してある。1994 年を縦の点線で示す (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)。