

1-4 北半球高緯度のオゾン層

2006年の北半球高緯度において、極域成層圏雲生成による大規模なオゾン減少はみられなかった。低緯度対流圏からのオゾンの少ない空気の移流による大規模なオゾン減少もみられなかった。

衛星データによると、北半球高緯度の1990年以降のオゾン全量は1990年以前に比べ少なくなっている。

北半球高緯度でも、南極オゾンホールほど大規模にはならないものの、オゾンの少ない状況が現れることがある。特に、1990年以降の春季にはたびたびオゾンの少ない領域が現れている。これらは、極域成層圏雲に関係したオゾンの破壊のためにもたらされる場合と、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状況について、2006年の状況とその経年変化について述べる。

1-4-1 2006年北半球高緯度のオゾン層の状況

2006年の北半球高緯度において、極域成層圏雲生成による大規模なオゾン減少はみられなかった。低緯度対流圏からのオゾンの少ない空気の移流による大規模なオゾン減少もみられなかった。

衛星観測（OMIデータ）によれば（資料1「月平均オゾン全量・比偏差 全球分布図」参照）、2006年の北半球春季のオゾン全量は、中緯度では参照値に比べて少ないことが多かったが、高緯度では参照値よりも多いことが多く、春季における大規模なオゾン減少はみられなかった。

2006年北半球高緯度下部成層圏の気象状況

2006年の北緯60度以北における50hPa面の最低気温、および -78°C 以下の面積の推移を図1-4-1に示す。2006年1月から3月にかけての下部成層圏では、1月下旬に成層圏突然昇温が起り極渦が分裂した。北緯60度以北の50hPa面の最低気温の推移をみると、1月下旬に気温が急激に上昇している様子がわかる。それ以降3月まで、極域成層圏雲が出現する目安となる -78°C を下回る期間はなく、下部成層圏の気温は平年より高かった。このため、春季における大規模なオゾン破壊は起こらなかったと考えられる。2006年12月の下部成層圏の最低気温は比較的lowめに推移した。

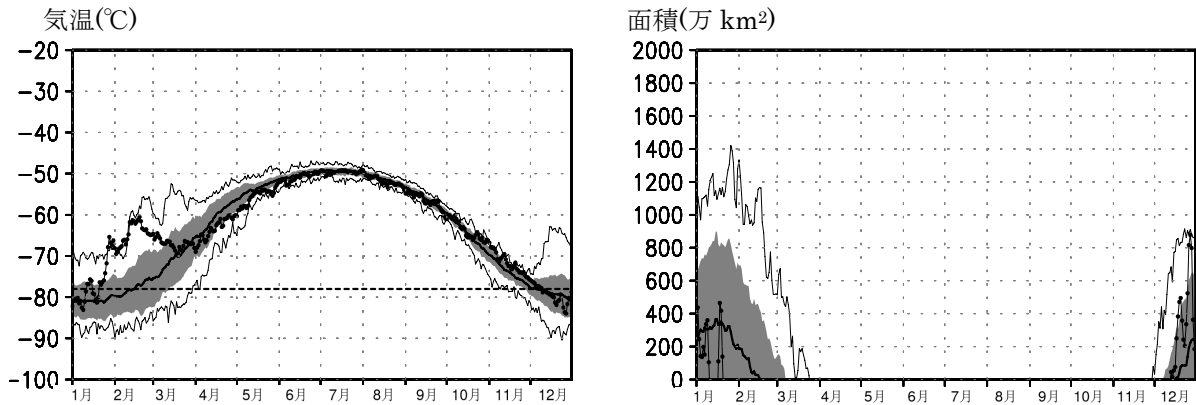


図1-4-1：北極域上空の下部成層圏の最低気温（左）および気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2006年）

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（左図）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（右図）。太線は2006年の値を示す。陰影中の細実線は1979～2005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。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年間はERA-40* を、1999～2004年はJRA-25* を使用して算出した。

*は「用語解説」を参照

1-4-2 北半球高緯度のオゾン層の経年変化

北半球高緯度の状況を見るために、衛星データから求めた北緯60度以北の3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、それぞれ図1-4-2に示す。衛星データによると、1990年以降、データの無い1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が15年のうち10回現れており、北半球高緯度でのオゾンは1990年以前に比べ少なくなっている。なお、1995、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きな減少が観測されている（NOAA, 2005）。ラーウィックでも、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。高緯度のオゾン全量の経年変化は長期的にはEESC（成層圏塩素濃度の指標）に対応した変化を示すが、1990年以降、年ごとの変動が大きくなっている。

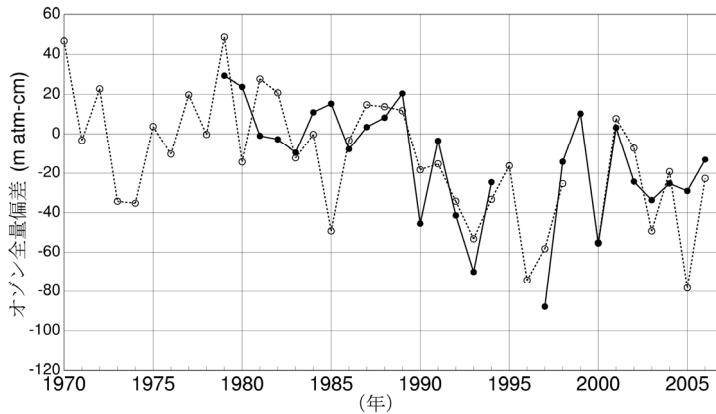


図1-4-2：北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●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の参照値（1979～1992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1979～1992年の平均値からの偏差を示す。

北半球高緯度下部成層圏の気象状況

高緯度のオゾン全量の年ごとの変動は成層圏気温の変動とよく対応している。図1-4-3に、3月の北半球高緯度下部成層圏の月平均気温と対流圏プラネタリー波の上方伝播の強さを示すEPフラックス上向き成分（100hPa面、1～2月平均、北緯45～75度平均）を、オゾン全量の経年変化とともに示す。気温の年々変動はオゾンの年々変動とよく対応していることがわかる。オゾン全量との相関係数は0.7と統計的に有意な相関がある。

春季の高緯度下部成層圏の気温は、対流圏プラネタリー波の成層圏への上方伝播の強さに影響され、その強さはEPフラックス（Eliassen-Palm flux）の上向き成分として見積もることができる。また、EPフラックス上向き成分は、成層圏の子午面循環（ブリューワー・ドブソン循環）の強さの指標であり、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が増えるため高緯度におけるオゾン量が多くなる。EPフラックス上向き成分とオゾン全量の変動も相関係数は0.6と有意な相関がみられる。

また、成層圏気温およびEPフラックス上向き成分には長期的な経年変化もみられ、高緯度のオゾン全量の長期的な変化にも関係していると考えられる（解説6「オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因2」参照）。

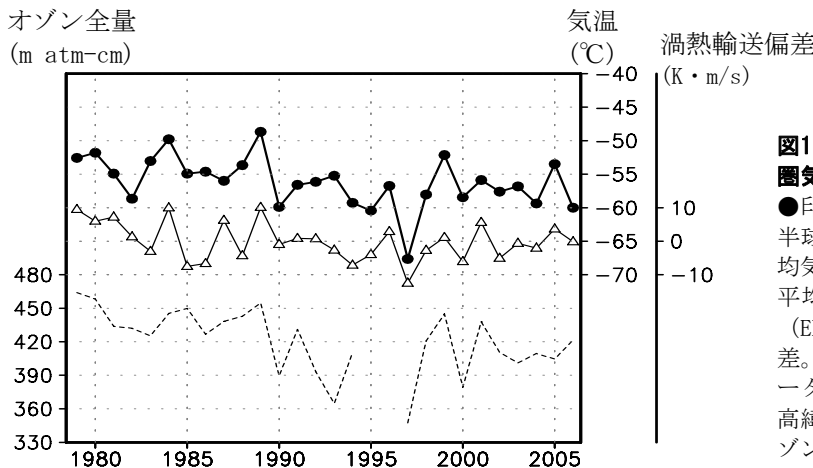


図1-4-3：3月の北半球高緯度下部成層圏気温とオゾン全量の経年変化

●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（EPフラックス上向き成分に比例）の偏差。点線はNASA提供の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。

解説5 北極で南極のようなオゾンホールが発生しない理由

図1-4-4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、北半球と南半球が対称ではないことがわかる。

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おこる。これは約1週間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に乏しい。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気温が北半球の冬季の気温に比べて平均とし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南半球では長期間であるのに対し、北半球では短期間である。このような気象条件のため、北半球高緯度では、通常南極域のような大規模なオゾン破壊は起こらないのであるが、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。

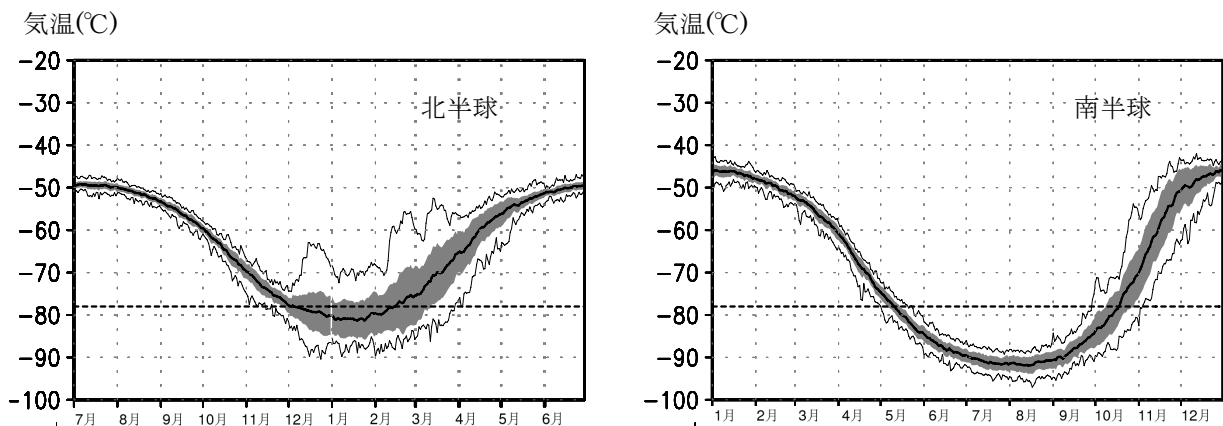


図1-4-4：50hPa面における高緯度域の最低気温の変化

左：50hPa面における北緯60度以北の日別最低気温の変化、右：50hPa面における南緯60度以南の日別最低気温の変化。陰影中の細実線は1979～2005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出現の目安である-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年の間はERA-40*を、1999～2004年はJRA-25*を使用して算出した。

*は「用語解説」を参照

解説6 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増えること)で変動する。中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、これらの要因によって、中緯度のオゾンの年々の変動とトレンドの約50%を説明できるといわれている(WMO, 2006)。

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、高緯度におけるオゾン量が多くなる。ブリューワー・ドブソン循環は、対流圏のプラネタリー波に駆動されるため、EPフラックス上向き成分を強さの指標にすることができる。高緯度におけるオゾン全量とEPフラックス上向き成分との関係は1-4-2項で示したとおりである。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。

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1-4-5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となるが多かったが、その後、負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。

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大気循環場データ(ERA40)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1-4-6 参照)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、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。

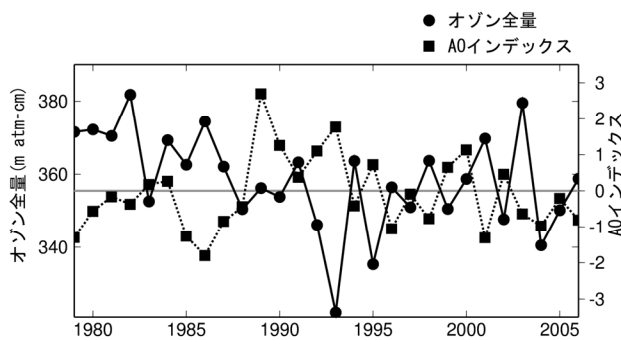


図1-4-5: AOインデックスと中緯度のオゾン全量の推移

NOAA/NCEP*による AO インデックスおよび衛星データ(MOD データ、1979~2006 年)による北緯 45~50 度平均オゾン全量の各年の 12~2 月平均値の推移。

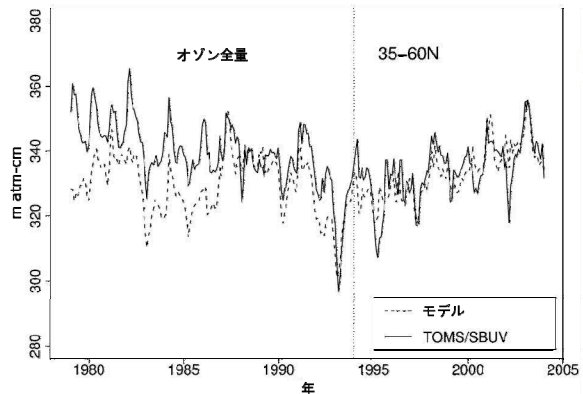


図1-4-6: 衛星観測および数値モデルによる北半球中緯度のオゾン全量の推移

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)。