

## **第3部 太陽紫外線の状況**



# 1. 太陽紫外線の概要

## 1-1. 太陽紫外線の概要

紫外線は、波長によって UV-A (315~400nm)、UV-B (280~315nm)、UV-C (200~280nm) の 3 種類に分類される。一般的に、紫外線は波長が短いほど生物に対する害作用が大きいが、UV-C は成層圏のオゾン及び酸素分子によって完全に吸収されてしまうため、オゾン量が多少減少しても地表には到達せず、生物に対して問題にはならない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。

UV-B については、最近の知見によれば、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23°) において、約 1.5%増加するという結果が得られている。UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらし、皮膚がんや白内障の増加、免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される。(紫外線の変化による影響の詳細及び UNEP の環境影響評価パネルの 2006 年報告書要約については参考資料 1~6 (P116~132) 及び第 4 部巻末資料 3 (P189) 参照)。

## 1-2. 紫外線の指標

### 紫外線の強度

地表に到達する紫外線の強度は、波長によって異なる。図 3-1-1 の左図に紫外線の大気外 (細線) 及び晴天時の地表 (太線) での波長別の強度を示す。UV-B は大気外での強度に比べて、地表では大きく減衰している。UV-B が短波長ほど大きく減衰しているのは、主に成層圏オゾンの吸収による。UV-A がわずかに減衰しているのは、主に大気分子による散乱の影響によるもので、波長が短いほど散乱の影響は大きい。

### 紅斑紫外線量

紫外線の人体への影響度は波長によって異なる。波長毎の人体への相対影響度については、国際照明委員会 (CIE) が定義した CIE 作用スペクトルが一般的に用いられている。CIE 作用スペクトルは、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用曲線である。図 3-1-1 の中図に CIE 作用スペクトルの相対影響度を示す (CIE 作用スペクトルの定義式については参考 (P98) を参照)。UV-B 領域の波長約 280~300nm では相対影響度が高く、波長 300nm から UV-A 領域の 320nm にかけて急激に低くなり、320nm 以上の波長では相対影響度はほとんど 0 となる。波長別紫外線強度に CIE 作用スペクトルを乗じることで、紅斑紫外線強度が算出できる (図 3-1-1 右図)。

この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量である。紅斑紫外線量は、波長別紫外線強度を単純に積分した UV-B 量と比較すると、人の健康への影響の強さを的確に反映

した指標といえる。

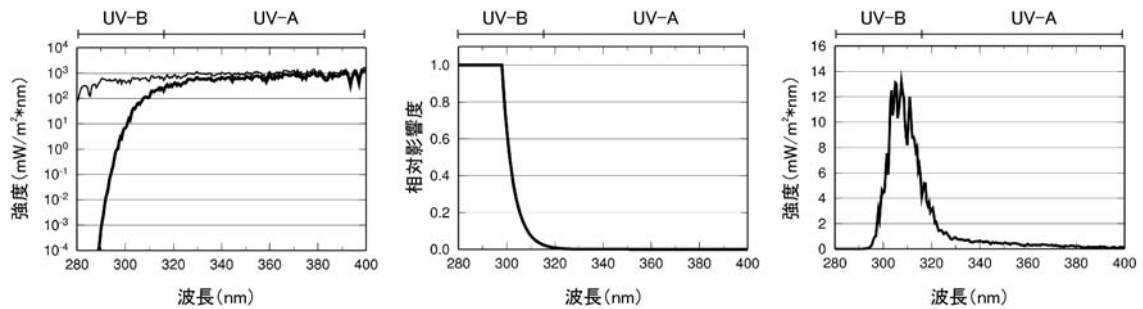


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

左図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）、中図は CIE 作用スペクトルの相対影響度、右図は波長別紅斑紫外線強度。波長別紅斑紫外線強度を波長積分すると紅斑紫外線量が得られる。左図からは、主に成層圏オゾンによる吸収によって地上に達するまでに UV-B が減衰していることがわかる。CIE 作用スペクトルの相対影響度（中図）は、UV-B の波長域を中心に人の皮膚への影響度が高いことを示す。右図は紅斑紫外線強度であり、UV-B の影響が大きいことがわかる。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2007

**（参考） CIE 作用スペクトルの定義式**

CIE 作用スペクトルの定義式は次のとおりである。

$$S_{er}(\lambda) = \begin{cases} 1.0 & (250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm}) \\ 10^{-0.094(298-\lambda)} & (298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm}) \\ 10^{-0.015(139-\lambda)} & (328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}) \end{cases}$$

$S_{er}$  : CIE作用スペクトル

$\lambda$  : 波長

**UV インデックス**

UV インデックスは、地上に到達する紫外線量のレベルをわかりやすく表す指標として、WHO（世界保健機関）が WMO（世界気象機関）、UNEP（国連環境計画）などと共同で開発したもので、一般の人々に紫外線対策の必要性を意識啓発することを狙っている。UV インデックスは、上述の紅斑紫外線量を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために  $25\text{mW/m}^2$  で割って指標化したものである。

(参考) 紫外線対策へのUVインデックスの活用方法

2002年7月に、WHO、WMO、UNEPなどは共同で、「UVインデックスの運用ガイド」を刊行し、UVインデックスを活用した紫外線対策の実施を推奨している(WHO,2002)。我が国でも、2003年に環境省から、紫外線対策の普及を目的として、保健師などを対象に「紫外線環境保健マニュアル」が刊行されている(2008年改訂)。

UVインデックスは1から11+の値で表され、さらに5つのカテゴリーに分けてカテゴリーごとの対処法が示されている(表3-1-1)。参考に、国内4地域の7月の時刻別UVインデックスを図3-1-2に示す。時刻別UVインデックスは月の最大値を示しており、晴天の場合を想定すればよい。札幌を除き、正午を挟む数時間はUVインデックスが8(非常に強い)を超えていることがわかる。なお、口絵Vには、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布が掲載されているので、あわせて参考にされたい。

表 3-1-1 UV インデックスに応じた紫外線対策

UV インデックス	強度	対策
1～2	弱い	安心して戸外で過ごせる。
3～5	中程度	日中はできるだけ日陰を利用しよう。
6～7	強い	できるだけ、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、防止を利用しよう。
8～10	非常に強い	日中の外出はできるだけ控えよう。
11+	極端に強い	必ず、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。

(出典) 環境省「紫外線環境保健マニュアル」

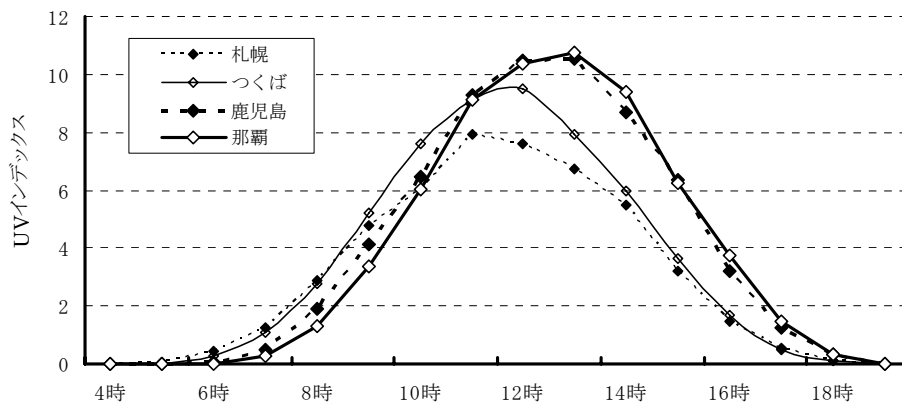


図 3-1-2 国内4地点における時刻別UVインデックス (7月)

(出典) 気象庁 大気・海洋環境観測報告(平成17年度観測成果) : 2007

気象庁では、地域別に紫外線予測を行い、UVインデックスとして公開している。また、国立環境研究所では、有害紫外線モニタリングネットワークの観測サイト(15箇所)の速報値をUVインデックスとして公開している。

(一般公開情報)

環境省「紫外線環境保健マニュアル」 [http://www.env.go.jp/chemi/uv/uv\\_manual.html](http://www.env.go.jp/chemi/uv/uv_manual.html)

気象庁「紫外線情報分布図」(紫外線の予測分布図) <http://www.jma.go.jp/jp/uv/>

国立環境研究所「UVインデックス」 [http://db.cger.nies.go.jp/gem/ozon/uv/uv\\_index/index.html](http://db.cger.nies.go.jp/gem/ozon/uv/uv_index/index.html)

### 1-3. 紫外線量の変動要因

紫外線の量は、太陽の高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気変化は雲量の変化というかたちで紫外線量に影響を与える。海拔高度の高いところでは、大気層の厚さが薄くなることにより、紫外線量が大きくなる（+10～12%/1,000m）。また、大気汚染や霞といった現象は、地上における大気混濁度を地域的に増加させ、紫外線量を減少させる要因となる。

#### 太陽天頂角とオゾン全量の変化に対する UV インデックスの変化

雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率などが一定だとすると、UV-B 量はオゾン全量と太陽天頂角によって決まる。

図 3-1-3 に、オゾン全量と太陽天頂角の変化に対する UV インデックスの変化を示す。同一天頂角では、オゾン全量が増加すると、紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、同一オゾン全量のとときには、太陽天頂角が大きくなる（太陽が低い位置にある）と、地表に到達する紫外線はオゾン層を斜めに通過するため、オゾンによる吸収の影響を受けて大きく減少する。

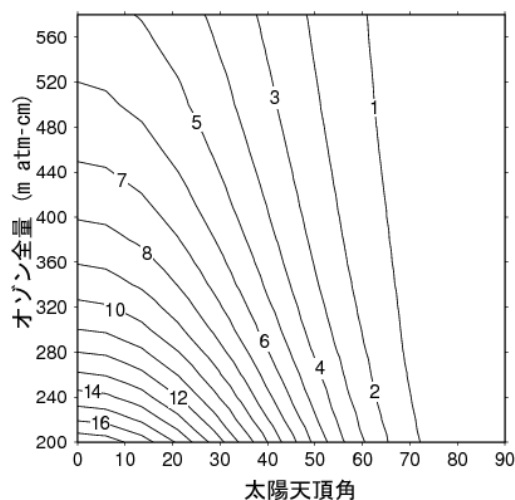


図 3-1-3 オゾン全量と太陽天頂角に対する UV インデックス

放射伝達モデルを用いて計算した太陽天頂角(横軸)とオゾン全量(縦軸)に対する UV インデックスの大きさ。大気中にエアロゾルがないと仮定。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告書：2007

#### 紫外線の季節変化

図 3-1-4 に、つくばで観測された全天日射量、UV インデックス及びオゾン全量の季節変化を示す。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、太陽の高度が高く、晴天の日が多いためである。6 月は、太陽の高度が 1 年のうちで最も高いものの、梅雨の影響があるため、全天日射量はやや小さくなっている。全天日射量は 5 月に最大になるものの、UV

インデックスは8月に最大になる。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後、秋に向かって徐々に減少していくためである。

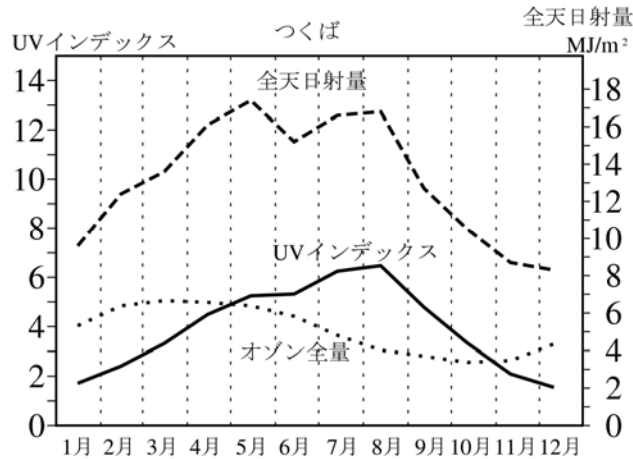


図 3-1-4 全天日射量と UV インデックスの季節変化

つくばで観測された日積算全天日射量(破線)及び日最大 UV インデックス(実線)の月平均値の季節変化。点線はオゾン全量の1年の変化を示す(統計期間:1991~2003年)。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007

### 雲による影響

雲は太陽光を遮るため、雲量や雲の状態、すなわち天気の変化は紫外線量を顕著に変動させる。図 3-1-5 に、快晴の日の UV インデックスを基準とした、天気ごとの UV インデックスの相対的な割合を示す。これによると、晴、薄曇、曇、雨と天気の変化につれ、快晴の場合に比べて UV インデックスは減少していく。雨が降っている場合には、快晴時の 2~4 割まで減少する。

一方、雲は太陽光を遮るばかりでなく、散乱効果により紫外線を増加させる場合もある。太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるので、快晴時に比べて 25% を超える紫外線の増加が観測されることがある (Estupinan et al.,1996)。

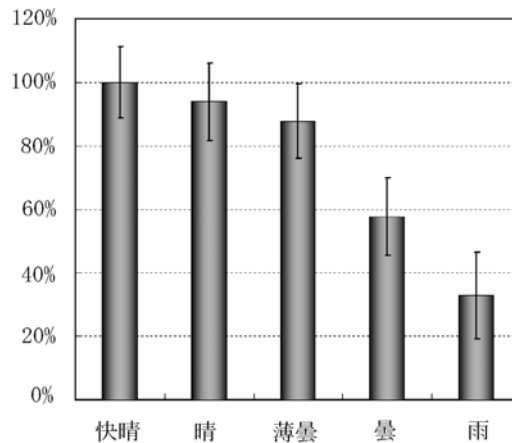


図 3-1-5 天気と UV インデックスの関係

快晴時に観測されたUVインデックスを基準とし、天気毎のUVインデックスの相対的な比を示す。札幌、つくば、鹿児島、那覇の1997～2003年のデータを用いて算出した。縦線は標準偏差。  
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007

### エアロゾルの影響

エアロゾル(空中に漂う直径 0.1～1 $\mu$ m 程度の微粒子)は紫外線を吸収・散乱するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線量は少なくなる。

図 3-1-6 に、那覇におけるエアロゾルによる UV インデックスの減衰率を示す。夏季は海洋性の気団に覆われ、エアロゾル量が減少するため、減衰率は比較的小さい。夏季以外はエアロゾルの多い気団に覆われ、冬季から春季にかけて UV インデックスは約 15%減衰する。なお、札幌やつくばでも、那覇ほど顕著ではないが、夏季に減衰率の低下がみられる。このように、エアロゾルが UV インデックスに及ぼす影響は、地域や季節によって異なる。

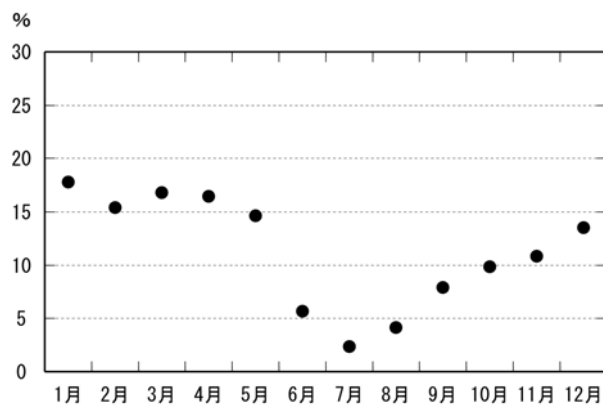


図 3-1-6 エアロゾルによる UV インデックスの減衰率(那覇)

減衰率は、太陽方向に雲がないときに観測された 12 時の UV インデックスと、そのときのオゾン全量をもとにエアロゾルがないと仮定して放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスから求めた(1997～2003 年の平均値)。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007



## 2. 太陽紫外線の観測の状況

### 2-1. 太陽紫外線の観測手法

#### 太陽紫外線の観測手法

紫外線の測定方法には、物理測定法、化学測定法、生物測定法などがある。このうち、物理測定法は、実時間測定が可能であり利便性が高い測定法である。

物理量を測定する検出器には、オゾン全量観測にも用いられるブリューワ分光光度計等がある。ブリューワ分光光度計は、紫外線の波長毎の光度（スペクトル強度）を測定できるが、比較的高価である。この他、一定の波長域をまとめて測定する帯域型の紫外線検出器として、UV-B 領域、UV-A 領域の紫外線検出器や、日焼け効果の作用スペクトルや DNA の吸収スペクトルに近い波長感度特性を持つ生物効果量を測定する紫外照射計がある。

地上に到達する太陽光の中で波長 400nm 以下の紫外線はわずか数%であり、このうち UV-B 領域の紫外線はさらに微量であるため、高精度の測定を長期にわたって維持するのは相当難しいとされる。

化学測定法、生物測定法は、それぞれ紫外線ばく露による化学反応、生物反応を利用したもので、代表的なものとして前者ではポリスルホン酸を使った紫外線検出器が、後者では宗像らが開発した枯草菌を使った紫外線検出器があげられる。これら 2 つの方法は、実時間測定ができないといった短所はあるものの、非常に小型で安価であり、個人ばく露量測定等にも利用されている。

また、間接的な方法として衛星による観測がある。衛星観測手法は、地上での測定が困難な場所も含め、紫外線量の地理的な違いを評価する上で有用である。

### 2-2. 我が国の紫外線観測状況

#### 気象庁による観測

気象庁では、1990年1月からつくばにおいて、また、1991年1月から札幌、鹿児島（2005年3月で観測中止）、那覇において、ブリューワ分光光度計による波長別紫外線観測を実施している。

また、オゾン減少の著しい南極域でも、昭和基地において 1991年2月から観測を実施している（1991～1994年1月は試験観測）。各地点の UV-B 日積算値を求め、太陽紫外線が天候（雲量）、オゾン全量、大気混濁度等によりどのような変化を受けているのか年次的解析がなされている。

### 国立環境研究所等による観測

国立環境研究所では、北海道陸別町において、北域成層圏総合モニタリングの一環としてブリューワ分光光度計による UV-B の地上観測を実施している(1999年7月～)。また、国立環境研究所地球環境研究センター (CGER) が中心となって、全国の大学や研究機関等と連携し、帯域型紫外照射計 (MS-212W、MS-212A) で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」が構築され、現在、23 機関 27 サイトが参加している。2004年3月から、UV インデックス (速報値) をインターネットで公開しており、現在全国 15 箇所のデータを公開している。

### 国際的な観測網

有害紫外線観測網の確立のため、WMO は全球大気監視計画 (GAW:Global Atmospheric Watch) に基づく全球の紫外日射観測網の運用を支援し、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図ることを目的に、1989 年に紫外線に関する科学諮問部会 (SAG:Scientific Advisory Group) を設置し、世界オゾン・紫外日射データセンター (WOUDC) において紫外線データの収集と提供を行っている。

(参考) 世界の月平均晴天 UV インデックスの分布例

図 3-2-1 に、ヨーロッパ宇宙機関 (ESA) の地球観測衛星 ENVISAT に搭載されているセンサー (SCIAMACHY) によるオゾン全量観測等から解析された日々の太陽南中時における晴天時の紫外線量 (UV インデックス) を気象庁で月平均したものを示す。地上に届く紫外線の量は緯度によって異なり、一般に緯度が高くなるにつれて紫外線量は減少する。

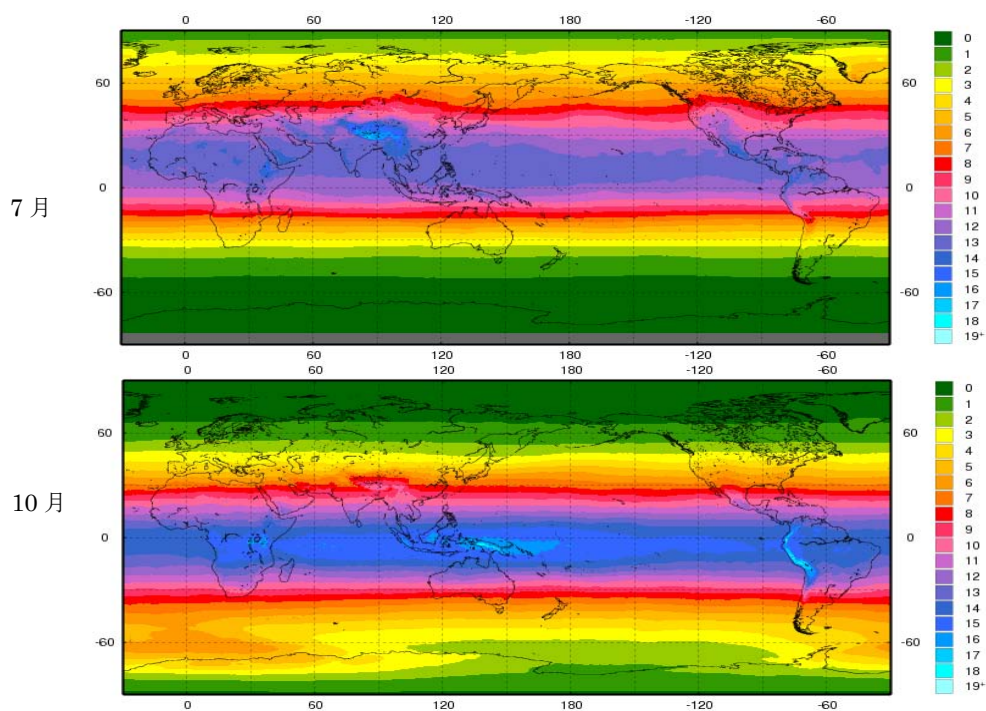


図 3-2-1 世界の月平均晴天時 UV インデックスの分布 (上: 2007 年 7 月、下: 2007 年 10 月)  
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007

## 3. 太陽紫外線の監視結果

### 3-1. 世界の太陽紫外線の状況

#### (a) 紫外線量の推移

いくつかの大気的清浄な地域での観測によると、紫外線量は 1990 年代後半以降、オゾンの増加に呼応して減少している。しかし、北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線は増加している。これらの増加はオゾンの減少だけでは説明できず、1990 年代初めからのエアロゾルの光学的厚さ及び大気汚染の減少に起因しているほか、雲の減少の影響も一部考えられる。長期変動解析に利用可能な地上観測データは少ないため、紫外線の変化の全球的な傾向とその原因を現時点で確定することは困難である。

図 3-3-1 に世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化を示した。1990 年代始めから 2000 年代半ばまでにかけての直線回帰で、南半球及び北極の観測局で紫外線の減少傾向が示されたが、オゾン減少の緩和後（1998 年以降）に限ってみると、これらの地域ではオゾンの増加に対応した紫外線の減少はより顕著である。一方、北半球中緯度では紫外線は増加している。しかしながら、紫外線の変化には観測上の不確実性が含まれており、特に観測開始当初の不確実性は大きい。

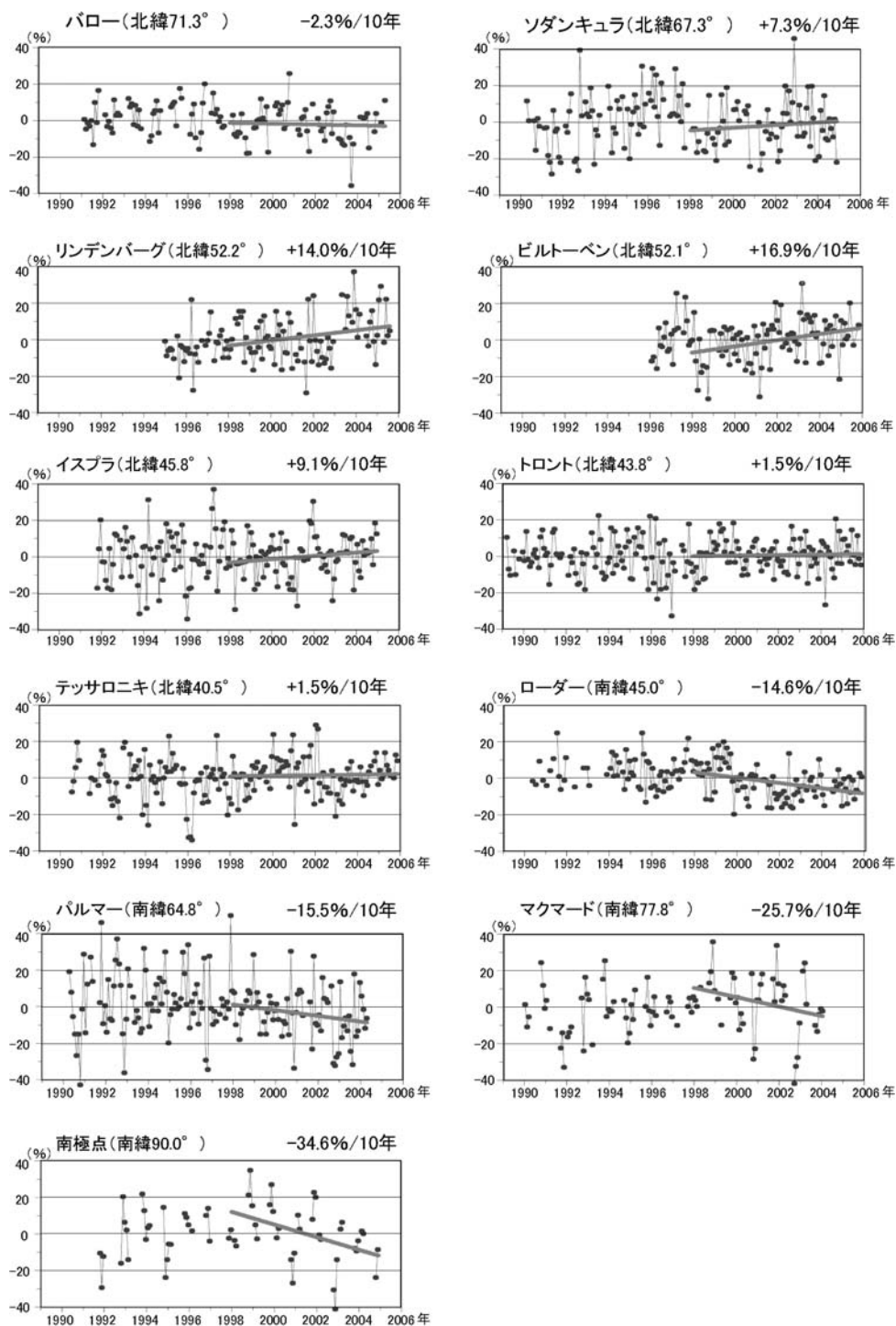


図 3-3-1 月平均紅斑紫外線量の長期変化

世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量 (正午 1 時間) の経年変化。直線は傾向を示す。  
 (出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

図 3-3-2 にテッサロニキ（ギリシャ）の観測結果を示したが、観測開始（1990 年）から紫外線量は一貫して増加している。また、2000 年以降、オゾン減少の緩和又はわずかな増加に対応して紫外線の増加が小さくなる、又はほぼ一定になるといった傾向がみられる。しかしながら、オゾンによる吸収を受けない波長（324nm）の紫外線の増加については、大気透過度の増加以外では説明できない。事実、テッサロニキでは、エアロゾルの光学的厚さや SO<sub>2</sub> 量が 1997 年以降減少しているといった報告や、大気（透）明度が 1980 年代後半以降改善されているといった報告がある。同様に、オゾンの減少によっては説明できない紫外線の増加が、ホーエンパイセンバーク（ドイツ）でも観察されている。

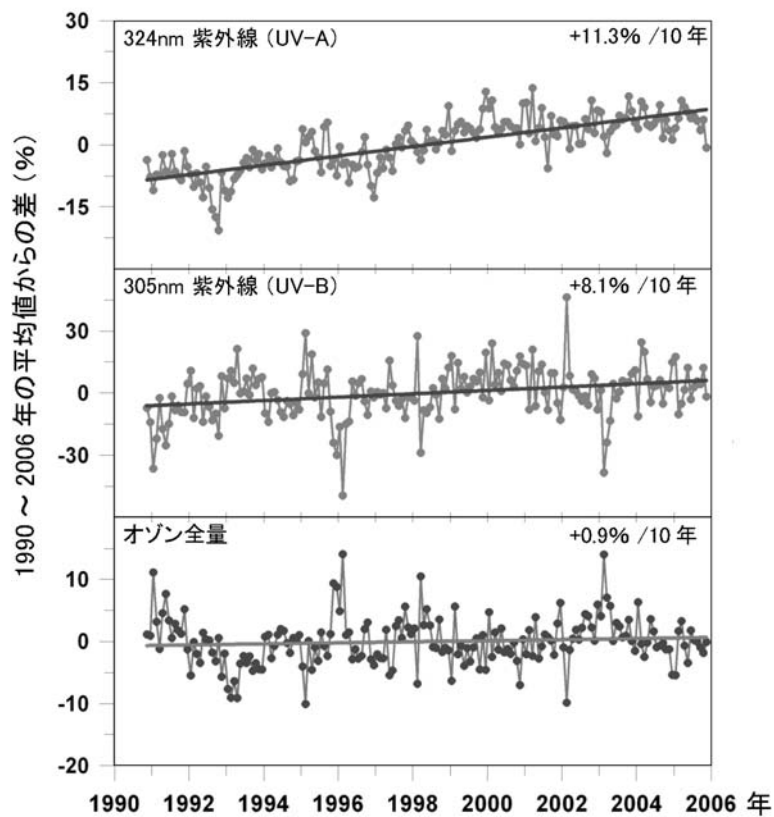


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン及び紫外線量の経年変化  
晴天時で太陽天頂角が 63° の条件による。直線は傾向を示す。  
（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

一方、前回報告（UNEP-EEAP,2003）でオゾン全量の減少に対応した紫外線の増加が示された南半球の測定点（ローダー（ニュージーランド））についてみると、最近の 7～8 年間ではオゾン全量の増加に呼応して UV インデックスの減少が見られる（図 3-3-3）。しかしながら、その減少幅は、同地域でのオゾン全量の増加をもとに見積もった UV インデックスの減少量を上回るもので、大気中のエアロゾルによる紫外線量の減衰が増加した可能性がある。

その他、帯域型紫外線計による観測で、1990～2000 年における UV-B の増加（平塚）、1970 年代後半から 1990 年代後半にかけての紫外線の増加（モスクワ（ロシア））、1983～2003 年にかけての紅斑紫外線量の増加（ノルケピング（スウェーデン））などが報告されている。これら紫外線量の増加は、オゾン全量の減少、雲の光学的厚さの減少、エアロゾルの減少等に起因する大気透過度の増加によるものである。

一方、衛星観測による全球規模の紫外線トレンド評価に関しては、1999 年の WMO の報告以降、技術的な問題から新しい報告は行われておらず、今後の課題となっている。

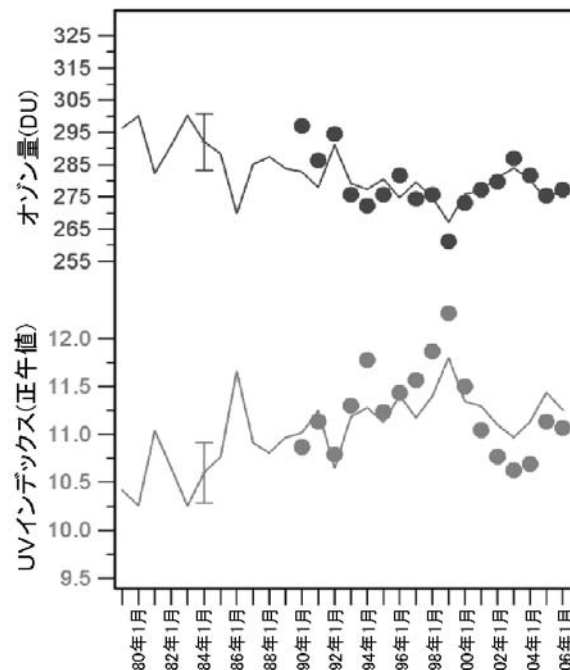


図 3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量と UV インデックスの長期変化

シンボルは 12 月、1 月、2 月の紫外分光光度計による測定結果に基づく、平均オゾン量（黒）と正午の最大 UV インデックス（最大 5 日間の平均）（灰色）を示す。実線は、衛星観測によるオゾン量に基づく夏季の平均オゾン量とオゾン量から求められた UV インデックスを示す。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

### (b) 過去の紫外線データの再構築（モデルによる再現実験）

紫外線による生物又は健康への影響が長期間のばく露に関係することから、過去の紫外線量の変化を知ることは重要である。しかしながら、信頼できる紫外線観測データは 1980 年代後半以降に限られる。そのため、過去の紫外線トレンドを再現する様々な方法が提案されてきた。観測されたデータの地球物理学的パラメータ（オゾン全量、全天日射量、冠雪等）による統計的推測の他、放射伝達モデルに雲などの影響を組み合わせたハイブリッド法をはじめ様々なモデルによる解析が行われている

図 3-3-4 に最も長期間のモデル計算例（スイス）を示す。1926 年から 2003 年までの間、明瞭な経年変動とともに、1940 年代半ば、1960 年代前半及び 1990 年代にそれぞれ高い紫外線量が示されている。モデルによると、1980 年代以前の紫外線の変動は雲量の変動に伴う日射時間の変動によることが、一方、1990 年代の増加はオゾン全量の変動によることが示されている。このほかにも、各地でモデルによる再現実験が多数行われている。再現実験から得られた紫外線量の変動は、1990 年代及び 2000 年代の観測結果の変動と比較的一致している。

紫外線量の短期的な変動については、それぞれの地域による地球物理学的な要因による攪乱を受けるが、全体としては全球規模の変動、例えばヨーロッパにおける 1970 年代半ばの 대기プロセスの変化及び北半球中緯度地域における 1990 年代のオゾン減少の影響が確認されている。紫外線量は、最近 20 年間の増加傾向及びそれ以前の周期的な変化で特徴付けられる。過去の変動の多くは雲量によって、また一部エアロゾルによって説明される。オゾン変動は、1980 年代及び 90 年代に限って、紫外線量の増加に寄与している。

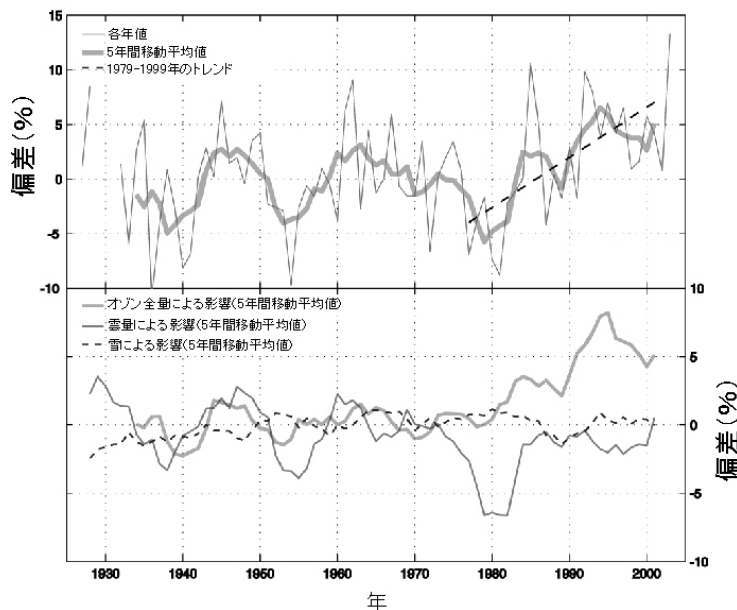


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は 1940 年～1969 年の平均値紫外線量からの偏差を示し、下の図は紫外線量の変化に影響を与える割合が示されている。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

## 3-2. 南極域の太陽紫外線の状況

### (a) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-5 に 1993 年から 2007 年までの南極昭和基地での紅斑紫外線量日積算値の推移を示す。紅斑紫外線量日積算値は、毎年 11 月から 12 月にかけて最大となるが、その最大値は年によって大きく異なっており、その年のオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されている。

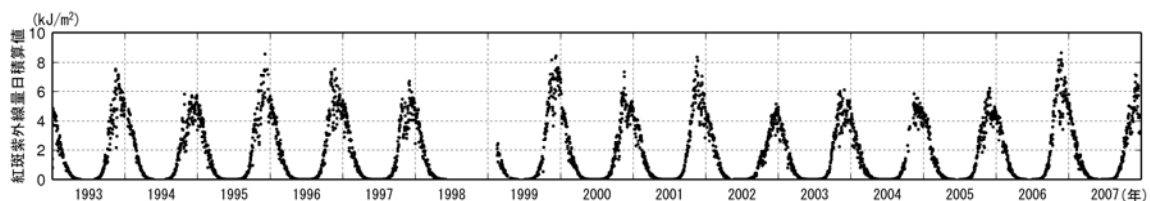


図 3-3-5 1993 年から 2007 年までの南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移  
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007

### (b) 2007 年の南極域における紫外線の状況

南極昭和基地における紫外線量は、オゾンホールの最盛期から消滅期である 10～12 月にかけては参照値（1993～2006 年の平均値）なみだった（図省略）。

8 月から 12 月にかけての昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移を、全天日射量日積算値及びオゾン全量の推移とともに図 3-3-6 に示す。

オゾン全量は、2007 年 11 月の前半に一時期、参照値よりも多い時期があり、11 月後半から 12 月中旬まではオゾン全量が少なかった。この影響により、紅斑紫外線量日積算値は、11 月前半は参照値より少なく、11 月後半から 12 月中旬にかけて多くなったと考えられる。

全天日射量日積算値は、極夜の明けた後の 8 月から 12 月にかけて増加し、12 月に最大となっている。これは、南中時の太陽高度が高くなり、日照時間が長くなるためである。基本的には紫外線量の累年平均値もそれに対応して増加するという季節変化を示すが、全天日射量が最大になるよりかなり早い時期に紫外線量は最大レベルに達する。この理由は、昭和基地上空では 11 月から 12 月にかけてオゾンホールの消滅時期（P22、図 1-3-13 参照）にあたり、早い時期ほどオゾン全量が少ないためである。



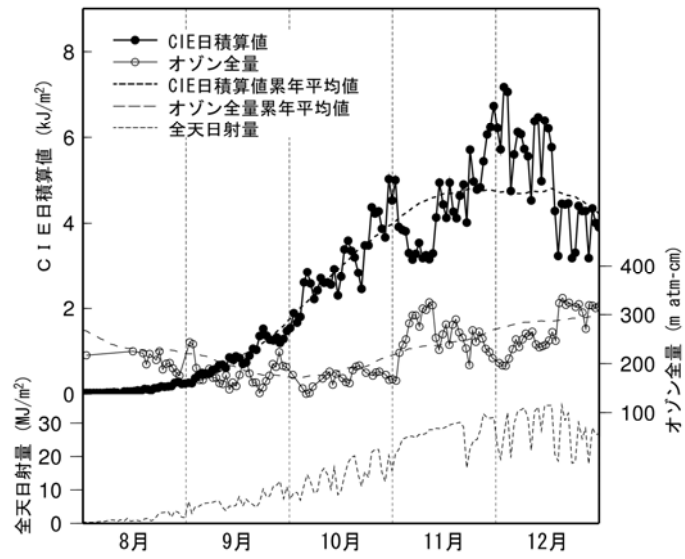


図 3-3-6 南極昭和基地における红斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量の推移  
(2007 年 8～12 月)

太実線は红斑紫外線量(CIE)日積算値、細実線はオゾン全量、太破線は红斑紫外線量日積算値累年平均値の 15 日移動平均、細破線はオゾン全量累年平均値の 15 日移動平均、点線は全天日射量日積算値。ここの累年平均値は红斑紫外線量、オゾン全量ともに 1993 年から 2006 年までの平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2007

### 3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

#### (a) 国内紫外線量の経年変化

##### 観測結果に基づく紫外線量の傾向

国内で観測を行っている 1990 年以降の紫外線量の長期変化をみるために、図 3-3-7 に紅斑紫外線(CIE)量年積算値の推移を示す。地表に到達する紫外線量は、札幌、つくば及び那覇 3 地点とも 1990 年代初めから増加しているように見える。ただし、統計学的に見ると、この増加傾向が有意なのは札幌だけである。

地表に到達する紫外線量は上空のオゾン量、エアロゾル量、雲の状況などによって変化する。1990 年以降のオゾン量は、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している（P29、図 1-3-22 参照）。このため、1990 年以降、国内 3 地点の紫外線観測にみられる紫外線量の増加傾向をそのまま上空のオゾン全量の変動に関連づけることはできない。天気の状態（雲量の変化：図省略）やエアロゾル減少（後述）の影響が考えられる。

これまでに観測されたオゾン全量値をもとに、放射伝達モデルを用いて計算すると、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、オゾン全量の減少量が大きい札幌の場合、1980 年以前に比べて 2007 年時点での紅斑紫外線量は月によって最大で 9% 程度増加していると推測される。

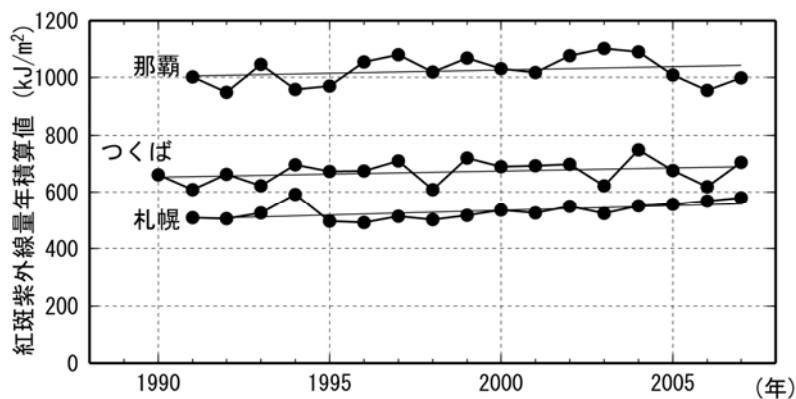


図 3-3-7 紅斑紫外線量年積算値の推移

●印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から 2007 年までの推移。直線は観測全期間の傾向を示す。紅斑紫外線量年積算値は紅斑紫外線量日積算値の月平均値を年平均したものに 1 年の日数をかけたものである。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2007

#### 紫外線量増加の要因(我が国の大気混濁係数の傾向・天気の変化)

図 3-3-8 に、国内の直達日射計の観測から求めた大気混濁係数の経年変化を示す。日本付近のエアロゾル量は 1996 年以降わずかながら減少している。この大気混濁度の低下が、1990 年代以降にみられる紫外線量増加の要因の 1 つとして考えられる。

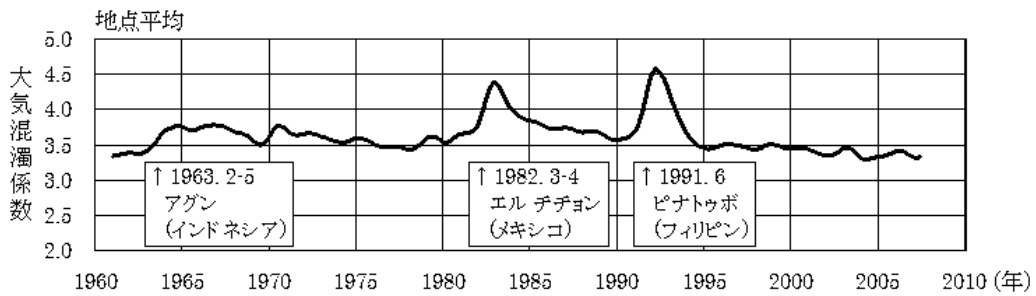


図 3-3-8 大気混濁係数の経年変化（1961～2006 年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため月最小値を使用し、さらに季節変化及びそれより短い周期成分を取り除いた。図中の「アグン」、「エルチチョン」及び「ピナトゥポ」は、過去大規模な火山噴火が起こった火山である。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2007

また、大気混濁係数の変化とは別に、天気の状態の変化が 1990 年以降の紫外線の長期変化の原因である可能性もある。ただし、北日本以外では夏季において統計的に有意な日照時間のトレンドはなく、国内の紅斑紫外線量の増加傾向の原因を天気の変化だけに求めることは難しい。

#### (b) 2007 年の国内の紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の 2007 年における月平均値を図 3-3-9 に示す。月ごとにみると、札幌における月平均紅斑紫外線量は、6 月と 7 月にその月として過去最大となった。つくばでは 3 月以降多くの月で参照値と比べて多く、3 月と 9 月にはその月として過去最大になった。那覇では 1 年を通して参照値なみか少ない月が多く、4 月はその月として過去最小だった。2007 年の紅斑紫外線量年積算値については参照値と比べ、札幌とつくばで多く、那覇で参照値なみだった。

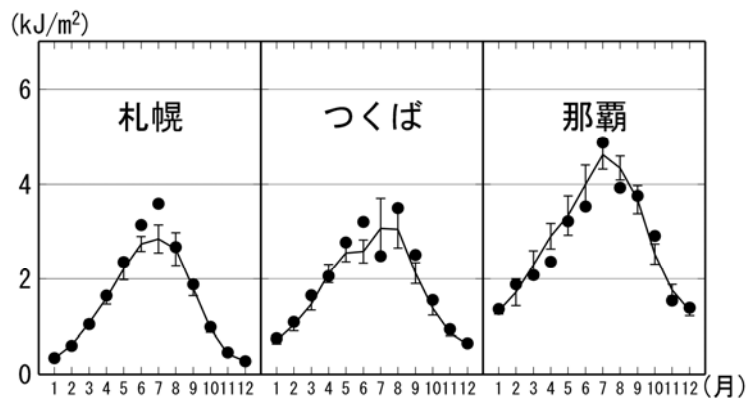


図 3-3-9 2007 年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値。●印は 2007 年の月平均値。実線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、那覇では 1991～2006 年、つくばでは 1990～2006 年の平均値である。紫外線観測は台風等の悪天時や観測機器の調整時に停止することがあり、これらのデータを除いたまま月平均値を算出することは、その月の状況をみるうえで問題がある。そこで、観測を停止した時間帯の紫外線量については、オゾン量や気象データをもとに値を推定し、月平均値を算出した。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2007

## 4. 太陽紫外線の将来予測

### 紫外線量の予測

オゾン層回復の道筋の不確実さを反映して、紫外線量の将来予測にも不確実さがある。最新の報告（WMO,IPCC,2007）にも示されているように、オゾン層の将来予測モデル間には大きなばらつきがあり、また、過去の観測結果とモデルによる予測結果との乖離も大きい（図 3-4-1）。

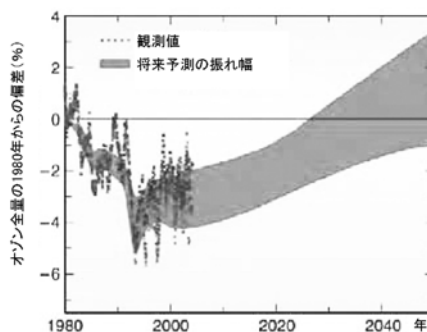


図 3-4-1 中緯度帯（北緯 60 度～南緯 60 度）のオゾン回復予測

予測モデルにより相当程度のばらつきがあり、1980 年の値に回復する時期も大きな幅がある。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 (UNEP-EEAP, 2007)

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2006 年報告書では、北緯 45 度と南緯 45 度の夏季、南緯 65 度での 10 月の正午における红斑紫外線量の予測の一例（図 3-4-2）を掲載している。これによると、中緯度における紫外線量は現在最高に近いとされ、今世紀半ば頃に 1980 年代以前のレベルに戻ると予測されている。ただし、南半球では若干遅れると考えられている。また、予測される紫外線量の変化は南半球が北半球よりも大きいことが示されている。

なお、この予測例は、オゾン量の変化に対応した地表面紫外線量の変化予測であり、雲量やエアロゾルの直接的・間接的な効果は考慮されていない。また、モデルによるオゾン量減少は観測結果よりも大きく、特に南半球で顕著である。したがって、これに基づく紫外線の増加は過大評価と考えられる。