

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、波長によって紫外線 A : UV-A (315~400nm)、紫外線 B : UV-B (280~315nm)、紫外線 C : UV-C (100~280nm) 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有害作用が大きい。UV-C は大気圏上部の酸素分子及び成層圏のオゾン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面には到達せず、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、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23 度) 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す。皮膚の光老化 (シミやしわ) や皮膚がん発症率の増加、さらに白内障発症率の増加、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については第 3 部参考資料 1~5 (p.160~) を参照)。

1-2. 紫外線の指標

紫外線の強度 (紫外線強度)

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 の上図に紫外線の大气圏外 (細線) 及び晴天時の地表 (太線) での波長別の強度を示す。大气圏外での強度に比べて地表では、UV-A はわずかに、UV-B は大きく減衰している。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。UV-B が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ものである。

紫外線の量 (紫外線量)

地表に到達する紫外線の量は、紫外線強度の時間積分値である。一日の合計量や月平均値、年間平均値などとして示される。一日の合計量は太陽光が雲で遮蔽されていない時間の積分値である日照時間、すなわち天気の影響を大きく受ける。紫外線量は、紫外線強度が強く、太陽が雲で遮蔽されていない時間が長いほど多くなる。

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。紅斑紫外線は、人体への紅斑作用影響を示すために、波長によって異なる影響度で重み付けして波長積分した紫外線強度である。波長毎の人体への相対影響度は、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用波長を示す曲線として国際照明委員会 (CIE) が定義し、ISO 規格化された紅斑作用スペクトル (CIE 紅斑作用スペクトル) が一般的に用いられている。図 3-1-1 の中図に CIE 紅斑作用スペクトルを示す (CIE 紅斑作用スペクトルの定義は式 (1) 参照)。UV-B 領域内の波長 280~300nm では相対影響度が高く、同領域内の波長 300nm から UV-A 領域に入った 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 となるが、波長別紫外線強度に CIE 紅斑作用スペクトルを乗じることにより算出される紅斑紫外線強度は、UV-B 領域を中心に UV-A 領域まで広く分布する (図 3-1-1 下図)。

この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量（下図網掛け部分の面積）である。紅斑紫外線量は、波長によって異なる影響度を考慮せずに単純に波長積分した UV-B 強度と比較すると、人の健康への影響の強さをよりの確に反映した指標といえる。

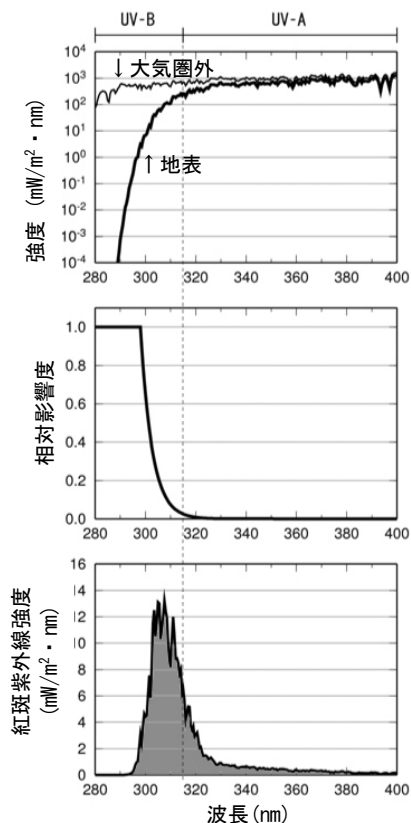


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

上図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）、中図は CIE 紅斑作用スペクトルの相対影響度、下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（下図網掛け部分）が得られる。

（出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

CIE 紅斑作用スペクトル…式(1)

$$\text{Ser}(\lambda) = \begin{cases} 1.0 & (250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm}) \\ 10^{0.094(298-\lambda)} & (298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm}) \\ 10^{0.015(140-\lambda)} & (328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}) \end{cases}$$

Ser : CIE紅斑作用スペクトル

λ : 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強度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、上述の紅斑紫外線強度を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために 25mW/m^2 を 1 とし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（2020年改訂）。

UVインデックスは0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3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インデックスは月最大値の平均値で、天候等によっては例年この程度の値になる。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、図3-1-2(2)に、日本付近の日最大UVインデックスの季節別分布（1997～2008年の平均値）を示しているので、合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
0～2	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、帽子を利用しよう。
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。

※UVインデックスは観測値を四捨五入した値のためゼロも入る。

（出典）Global solar UV index - A practical guide - 2002（WHO）

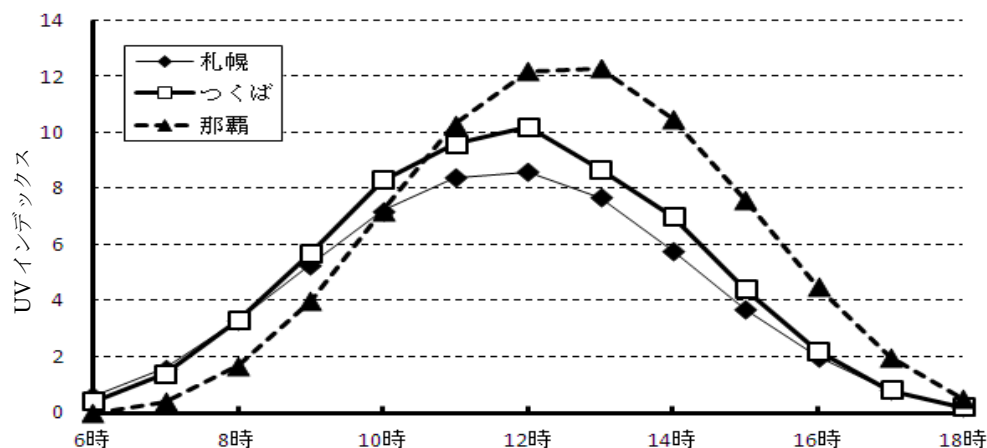


図 3-1-2(1) 国内 3 地点における時刻別 UV インデックスの月最大値の平均値（1994～2008 年の 7 月）

（出典）気象庁提供

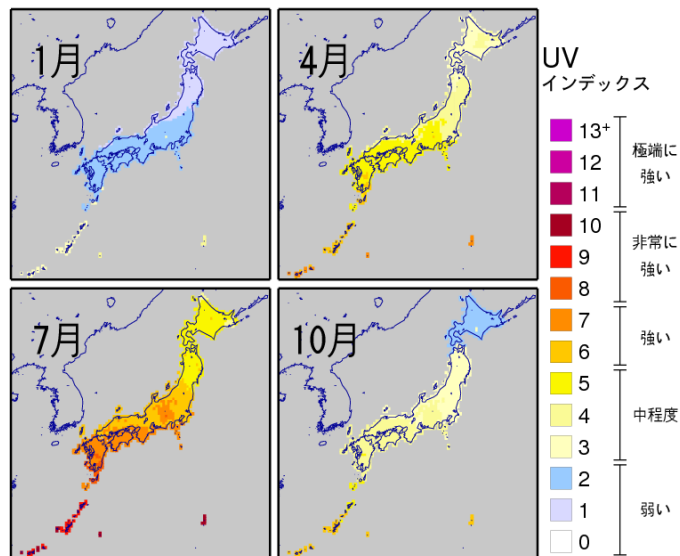


図 3-1-2(2) 日本付近の日最大 UV インデックスの月別分布
1997～2008 年の平均値を示す。(出典) 気象庁提供

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の11箇所の速報値をUVインデックスとして公開している。

(紫外線に関する情報については下記のホームページにて一般に公開されている)

- ・ 環境省「紫外線環境保健マニュアル」(2020 年改訂)
<http://www.env.go.jp/chemi/matsigaisen2020/matsigaisen2020.pdf>
- ・ 気象庁「紫外線情報分布図」(紫外線の予測分布図)
<https://www.data.jma.go.jp/env/uvindex/>
- ・ 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

1-3. 紫外線強度および紫外線量の変動要因

紫外線強度は、太陽高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾル量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気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、紫外線強度および紫外線量が増加する（+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、紫外線強度および紫外線量を減少させる要因となる。

太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線強度および紫外線量の変化

太陽高度は紫外線強度に大きく影響し、太陽高度が高いほど一般に紫外線強度は増加する。そのため、オゾン量や雲など、他の条件が同じなら、紫外線強度は1日の中では正午頃、1年の中では夏至前後に最大となり、また国内では緯度の低い地方ほど強い。

なお、太陽高度が同一と仮定すると、オゾン全量が増加するほど UV-B 強度はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、オゾン全量が同一のときには、太陽高度が低いほど、地表に到達する UV-B 強度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。

日本国内では、一日の最大太陽高度が高い低緯度地方ほど、太陽が地表よりも高い位置にある時間（日照時間）が長く、紫外線強度も強くなるため、一日の紫外線量は多くなる。

紫外線強度の季節変動

図 3-1-3 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動を示す。全天日射量が5月に最大となっているのは、太陽高度が高く、晴天の日が多いためである。6月は、太陽高度が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 インデックスはオゾン全量の季節変動の影響を受け、全天日射量のピークよりも遅れて7～8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。

なお、UV-A については図には示していないが、全天日射量とほぼ同じ季節変動が見られる。

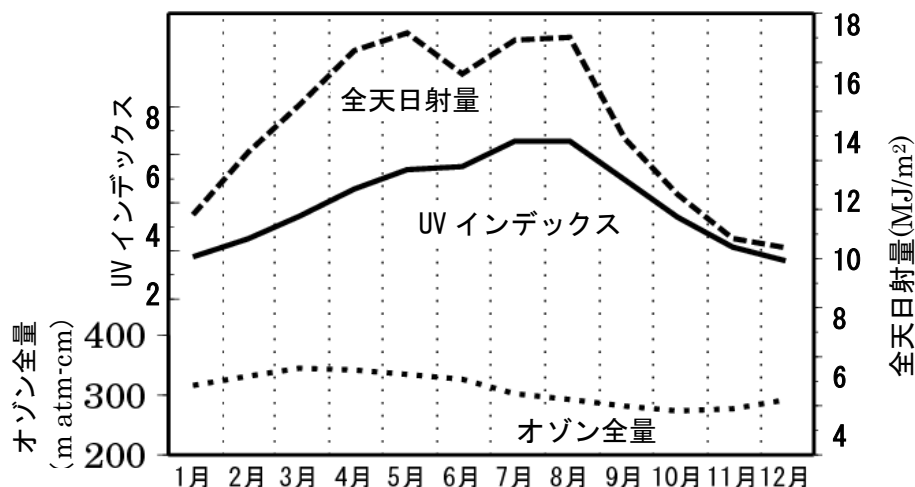


図 3-1-3 全天日射量と UV インデックスの季節変動

つくばで観測された日積算全天日射量（破線）、日最大 UV インデックス（実線）の月平均値の季節変動及び、オゾン全量の1年の変動（点線）を示す（統計期間：1994～2008年）。

（出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

（参考）実効オゾン全量と UV-B 強度の関係

「太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線強度および紫外線量の変化」の項で述べたように、地表面で観測される UV-B 紫外線強度は太陽高度が高いほど増加し、オゾン全量が多いほど減少する。ここで、オゾン全量、太陽高度、UV-B 強度の関係について詳しく述べる。

オゾン全量とは、地表面から真上（鉛直方向）の大気中に存在するオゾン量の全量を意味する。UV-B は、地表面に届くまでに大気中に存在するオゾンによる吸収によって、その強度は減少するため、大気中に存在するオゾン量が多いほど UV-B 強度は小さくなる。一方、太陽光が地表面に届くまでに通過する大気層の厚さは、太陽高度に依存し、太陽高度が高い場合の大気層の厚さは、太陽高度が低い場合に比べて薄い（太陽光が大気中を通過する距離が短い）。そのため、オゾン全量が同じ場合でも、太陽高度が高いと太陽光が通過する大気層が薄く、そこに存在するオゾン量が少ないため、太陽高度が低い場合に比べて地表面に届く UV-B は強くなる。

そこで、太陽高度を「大気路程」（air mass：太陽光が通過する大気層の厚さ）で表し、大気路程にオゾン全量を乗じた「実効オゾン全量」という指標を用いることにより、オゾン全量が紫外線量に与える影響を、太陽高度の影響を含めて評価をすることが可能となる。

図 3-1-4 に、つくば上空のオゾン全量（NASA 衛星データ TOMS 及び OMI）と正午（つくば南中時）の大気路程（大気路程最小値）及び実効オゾン全量（大気路程×オゾン全量）を示した。オゾン全量が春季に高濃度を示した後、秋季にかけて減少し再び増加するのに対して、実効オゾン全量は太陽高度（大気路程）の影響を受けて、7 月～8 月に最低、12 月に最高となる季節変化を示す。

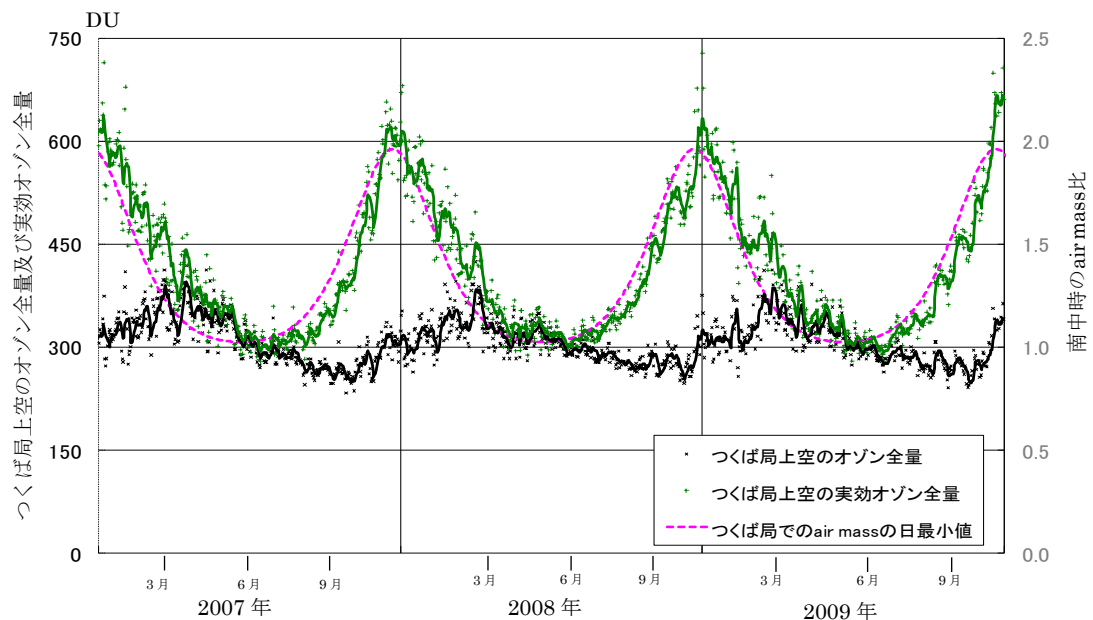


図 3-1-4 実効オゾン全量の特徴

黒の点は 2007～2009 年のつくば局上空のオゾン全量（NASA 衛星データ）、黒太線はその 7 日間の移動平均を示す。破線はつくば局での大気路程の日最小値を表す（右縦軸：太陽が真上（90°）にある時の大気路程を 1 とした時の相対比）。さらに、オゾン全量に大気路程を乗じたものが実効オゾン全量（正確には日代表値）で、緑色の点で示されている。緑色の線は実効オゾン全量の 7 日間移動平均値を表す。（出典）国立環境研究所提供データ

図 3-1-5 に、有害紫外線モニタリングネットワークの一環で国立環境研究所が実施する 3 観測局（陸別（北海道）、つくば（茨城県）、波照間（沖縄県））における実効オゾン全量と紫外線（UV-B）の変化を示した。この図からは、地区、季節を問わず、実効オゾン全量と UV-B 量がきれいな逆相関を示していることが分かる。紫外線の季節変動は、実効オゾン全量を用いることにより明瞭に説明が可能となる。

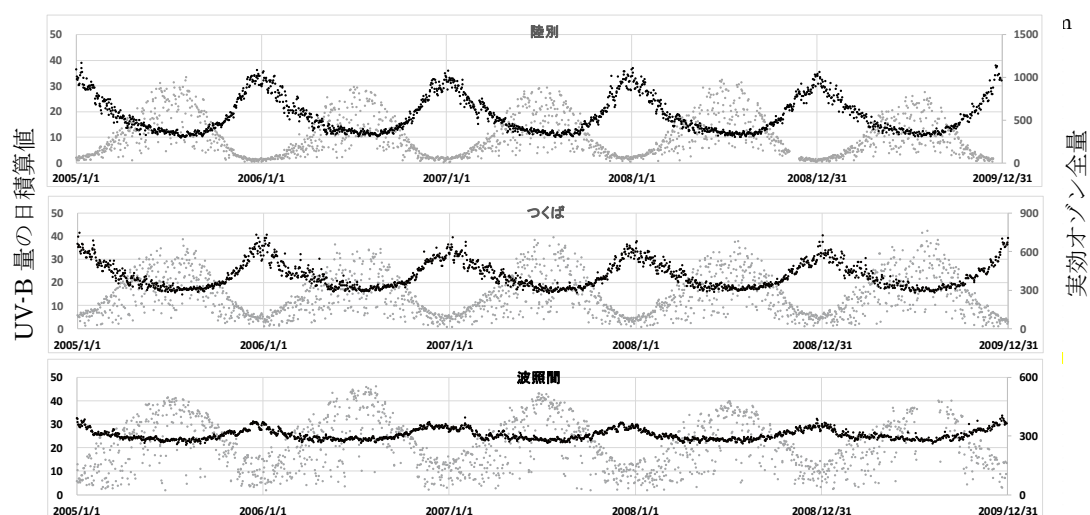


図 3-1-5 実効オゾン全量と UV-B 量の推移（2000～2009 年）

灰色の点（左縦軸）は UV-B 量の日積算値、黒点（右縦軸）は実効オゾン全量である。オゾン全量は衛星データを使った。（出典）国立環境研究所提供

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 3-1-6 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（全天が主に上層の薄い雲で覆われて薄日が射している状態）、曇（全天が厚い雲で覆われている状態）、雨と天気の変化するにつれ、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。

なお、雲は太陽光を反射・散乱することによって、局地的に紫外線強度を増加させる場合がある。例えば、雲量が 90 % の場合でも、太陽に雲がかかっておらず、かつ積雲が存在している場合には散乱成分が多くなり、快晴時に比べて最大で約 27 % の紫外線強度の増加が観測されたことがある（Estupinan et al.,1996）。これまでに国内で観測された紅斑紫外線量の時別値が最大値となった事例（表 3-1-2）をみると、全ての事例で上空の雲による太陽光の散乱により紫外線強度が増加したと見られる事例であった。

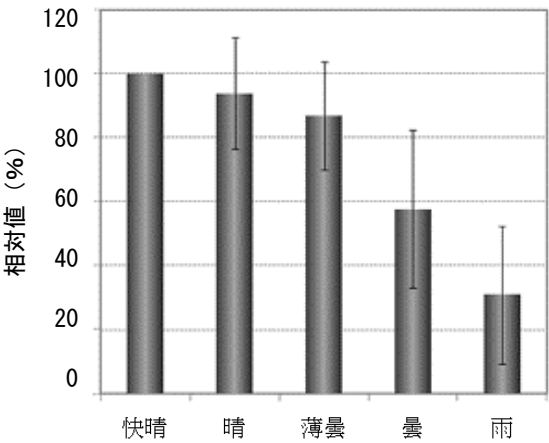


図 3-1-6 天気と UV インデックスの目安

「雲が全くないと仮定した場合の UV インデックスの推定値」を 100 とした場合の天気毎に観測された UV インデックス（相対値）。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997～2010 年（鹿児島は 1997 年～2005 年 3 月）のデータを用いて算出した。なお、「快晴」は雲量 0～1、「晴れ」は雲量 2～8、「曇」「薄曇」は雲量 9～10 であって、降水現象がない状態を示す。このうち、「薄曇」は上層の雲が中・下層の雲より多い状態をいう。ばらつきの範囲（平均値±標準偏差）を縦線で示す。

（出典）気象庁ホームページ（https://www.data.jma.go.jp/env/uvhp/3-73uvindex_mini.html）より

表 3-1-2 これまでに観測された最大の紅斑紫外線量

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
時別値 (mW/m ²)	244	324	327	349	314
UV インデックス換算値	9.8	13.0	13.1	14.0	12.6
観測日時（現地時間）	1997. 7. 27 12h	2023. 8. 13 12h	1996. 6. 28 13h	1996. 8. 5 13h	2015. 12. 1. 11 h
日積算値 (kJ/m ²)	5.55	5.90	7.09	6.63	8.88
観測日	2013. 6. 13	2011. 7. 17	1996. 6. 28	2014. 7. 6	2020. 12. 18
日積算値の月平均値 (kJ/m ²)	3.55	4.27	4.66	5.25	6.97
観測月	2007. 7	2020. 8	2004. 8	2014. 7	1999. 12

※観測期間は、札幌及び那覇は 1991～2017 年、つくばは 1990～2023 年、鹿児島は 1991～2005 年 3 月、南極昭和基地は 1993～2023 年である。

（出典）気象庁提供

(参考) 雲量による紫外線量の割合の変化

「雲による影響」の項で、快晴、晴、薄曇、曇、雨と天気に変化するにつれ、UV インデックスが減少していくことが示された。図 3-1-7 には、雲量別 (0:快晴、5:晴れ、9:曇り) にオゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) の関係を示した。雲量が大きくなるにつれて CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) が大きくなることが示されている。これは、雲量が増えるに従い、全天日射量、UV-A 量、UV-B 量は減少する (UV インデックスが小さくなる:図 3-1-6) が、全天日射量に占める CIE 紅斑紫外線量の割合が高くなることを意味する。

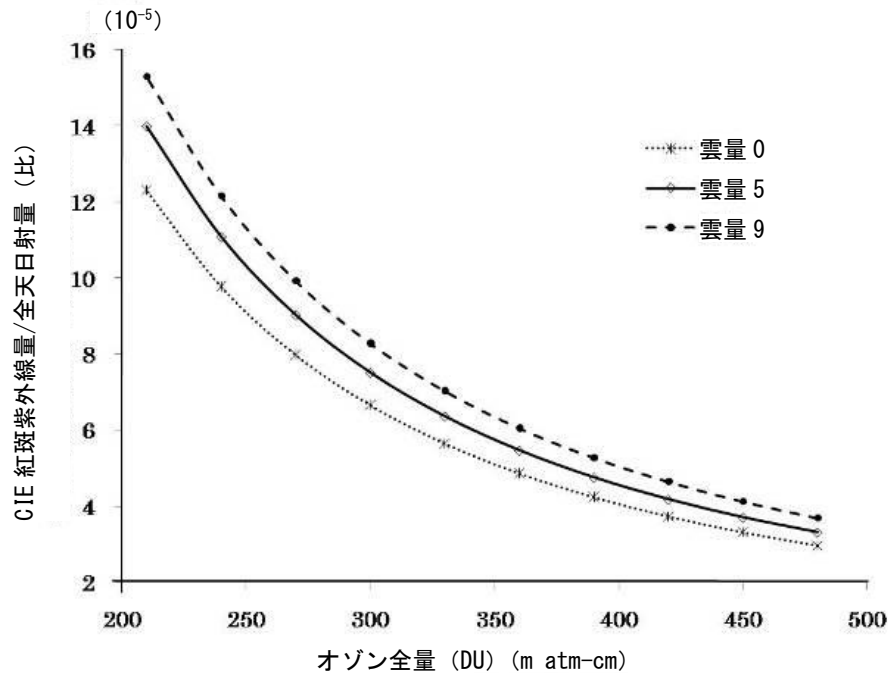


図 3-1-7 オゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) の関係
鹿兒島で午後 3 時に観測されたオゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) を示す。
(出典) 国立環境研究所提供

エアロゾルの影響

エアロゾルは大気中に浮遊する直径 $0.001\sim 100\mu\text{m}$ 程度の固体若しくは液体の微粒子のことで、大気汚染物質等を起源とする硫酸エアロゾル、海水が風で巻上がってできる海塩粒子、化石燃料等の燃焼によるすす、黄砂などがある。エアロゾルは紫外線を散乱・吸収するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線強度は減少する。

図 3-1-8 に、つくば市で快晴時に観測された UV インデックスの日変化と、大気中にエアロゾルが存在しないと仮定して、放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスの日変化を示す。この日に観測された 9 時～15 時の UV インデックスは、エアロゾルがないとした場合に比べ、17～20%小さくなることがわかる。この日は普段より比較的エアロゾルが多い日だったが、顕著な黄砂の時などもっとエアロゾル量が多い場合には、UV インデックスはさらに小さくなる。なお、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。さらに、エアロゾル量は日々大きく変動し、また、エアロゾルの種類も様々であるため、エアロゾルが紫外線量に及ぼす影響の大きさは一定ではない。最近の研究ではエアロゾルによる吸収の影響が着目されている。

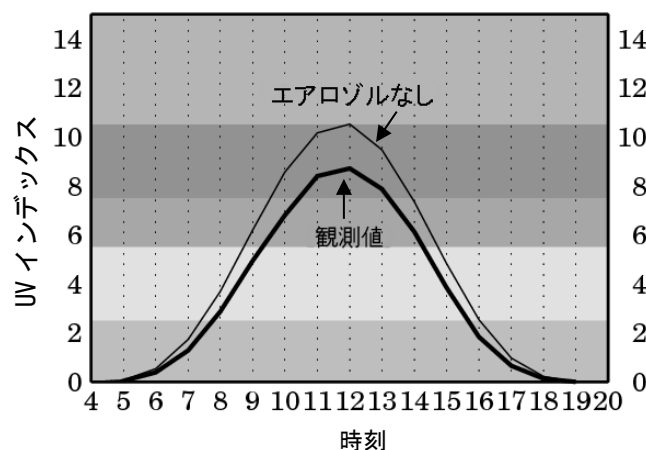


図 3-1-8 エアロゾルの有無による紫外線量の違い

つくば（高層気象台）で 2004 年 7 月 7 日に観測された毎時の UV インデックス（太線）と、同日のエアロゾルが全くないと仮定した場合の UV インデックスの推定値（細線）。

（出典）気象庁オゾン層観測報告 2010 より

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ワー分光光度計等がある。ブリュワー分光光度計は、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. 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(2018 年 1 月で観測終了)、鹿児島 (2005 年 3 月で観測終了)、那覇(2018 年 1 月で観測終了)において、ブリュワー分光光度計による波長別 (290~325nm) 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)。

各地点の紅斑紫外線量日積算値を求め、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。

なお、札幌では、北海道大学において 2022 年 7 月よりブリュワー分光光度計による波長別紫外線観測を開始している。これは北海道大学と気象庁との共同研究である。

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波長別（290~325nm）紫外線観測を 1999 年 7 月から 2017 年 12 月まで実施した（「北域成層圏総合モニタリング」は、2018 年 3 月で公開を終了）。ブリューワ分光光度計は 2020 年度に名古屋大学に譲渡され、その後は名古屋大学によって同じ陸別町にて運用され観測が実施されている。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（UV-A 及び UV-B のそれぞれの帯域で測定）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」は、国内の 16 機関 21 サイトが参加し 2000 年に発足した。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、全国 11 箇所のデータを公開している（2024 年 8 月時点）。

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（GAW:Global Atmospheric Watch）計画に基づく地球規模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・紫外線資料センター（WOUDC）において紫外線データの収集と提供を行っている。

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) 紫外線量の経年変化

いくつかの大気の大気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、紫外線の変化の地球規模の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。

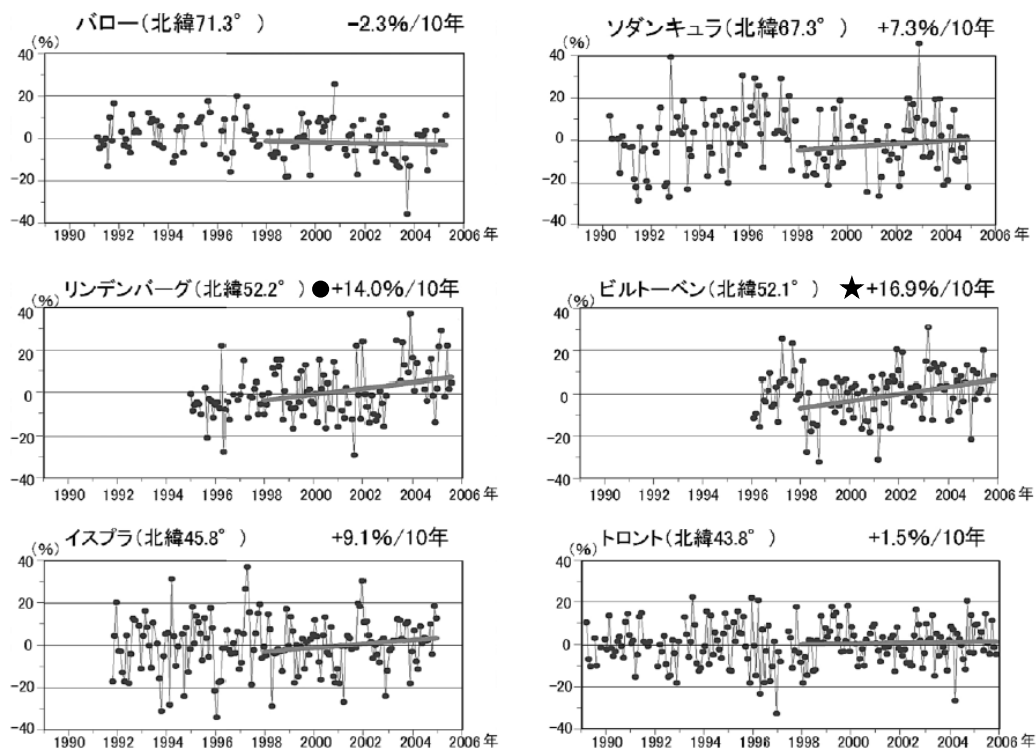


図3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化

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。各図の右上の数値は1998年以降のトレンド（%/10年）、記号は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

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

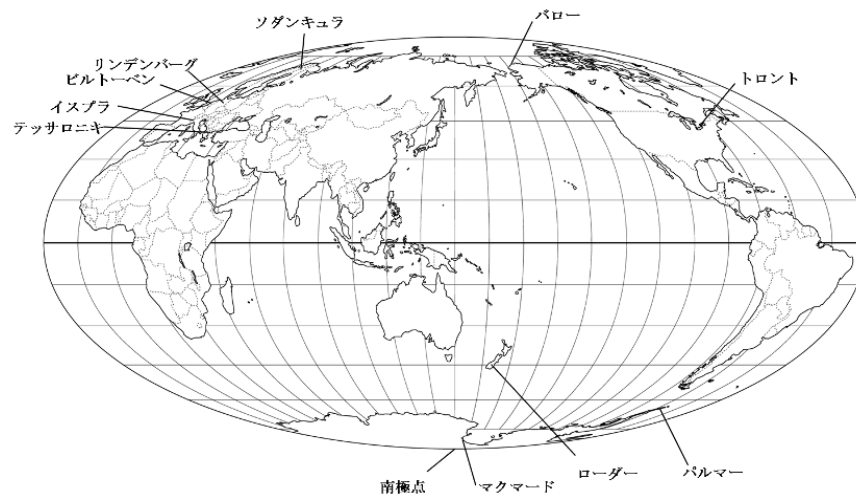
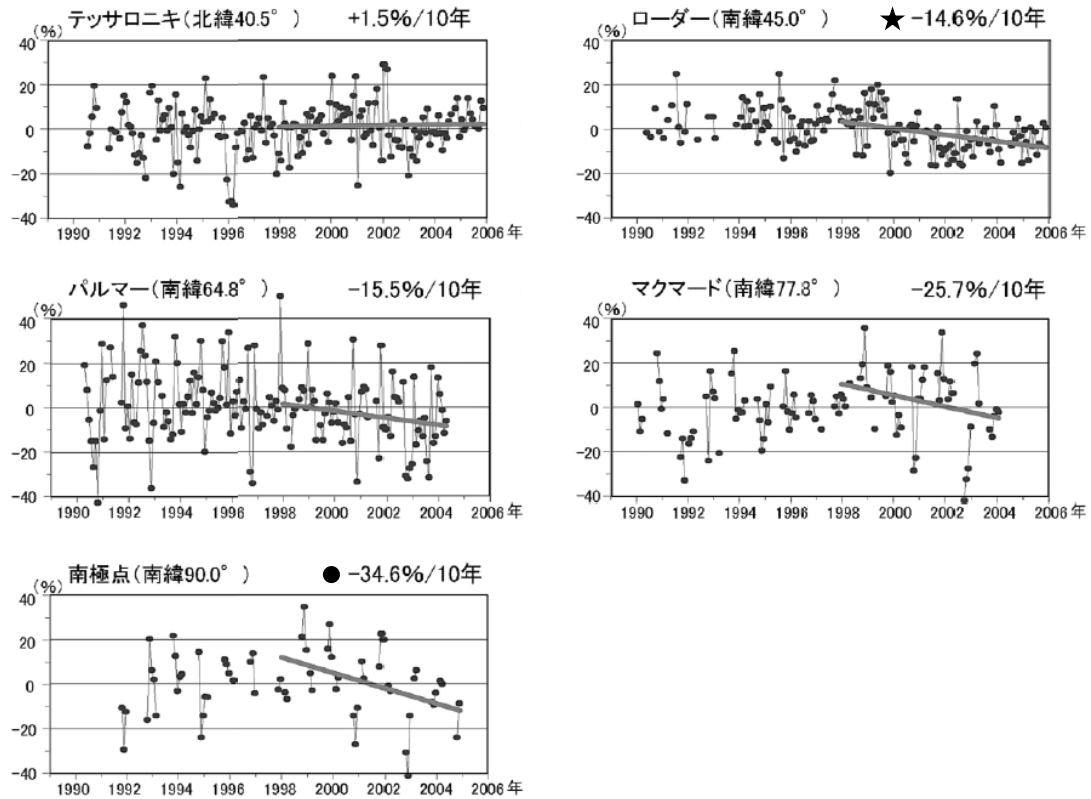


図 3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化（続き）

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。

各図の右上の数値は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

（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）における、UV-B と UV-A を代表する 2 つの波長（307.5 nm 及び 350 nm）の紫外線の 2017 年までの最新データによる分光放射照度偏差を示す。

夏季（6～11 月）においては、紫外線量は 10 年当たり UV-B で 5%、UV-A で 2.5%、増加している。これは主にエアロゾル光学的厚さの減少によるものである。UV-B の大幅な増加はこの季節におけるオゾン全量の微減に加えて、エアロゾル光学的厚さの減少が大きく影響しているためと考えられる。エアロゾル光学的厚さの減少の影響は、UV-A よりも、UV-B に対してより大きく現れている。2000 年代中頃からの最近 10 年間では、エアロゾル光学的厚さが継続的に減少しているにもかかわらず、UV-A は増加していない。これは、おそらく、長波長の紫外線（UV-A）に対しては、エアロゾルの影響が弱いことに起因していると思われる。オゾンの影響は紫外線の短期的（年）変動に顕著に現れる。

他の研究では、テッサロニキの正午時・晴天下における UVI の日変動は、オゾン全量が極度に高い日が数日あったにもかかわらず、オゾン全量よりもエアロゾルによってより大きな影響を受けていたことが示されている。これらの結果は前述した他の地域の結果と一致している。

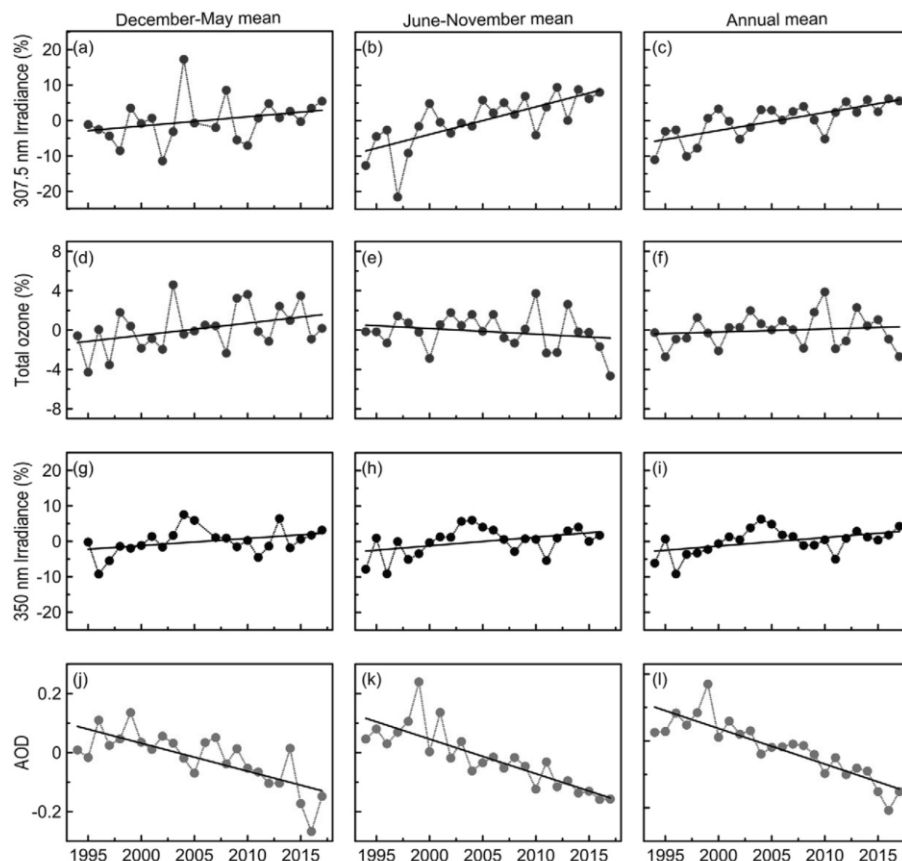


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン全量、紫外線量及びエアロゾル光学的厚さの経年変化

晴天時で太陽天頂角が 64° の条件による、季節別の年偏差(オゾン全量、紫外線量は%、エアロゾル光学的厚さは絶対値)。(a)(b)(c)は 307.5 nm 紫外線量 (UV-B)、(g)(h)(i)は 350 nm 紫外線量 (UV-A)、(d)(e)(f)はオゾン全量、(j)(k)(l)はエアロゾル光学的厚さ（320 nm）を示す。12～5 月(左)、6～11 月(中)、年間(右)

（出典）UNEP. 2018. Environmental effects and Interactions of Stratospheric Ozone Depletion, UV Radiation, and Climate Change: 2018 assessment Report.

一方、2003年の報告（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、1999～2006年にかけて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効果が強まった可能性がある。

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（ノーショーピング（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、衛星観測による地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。

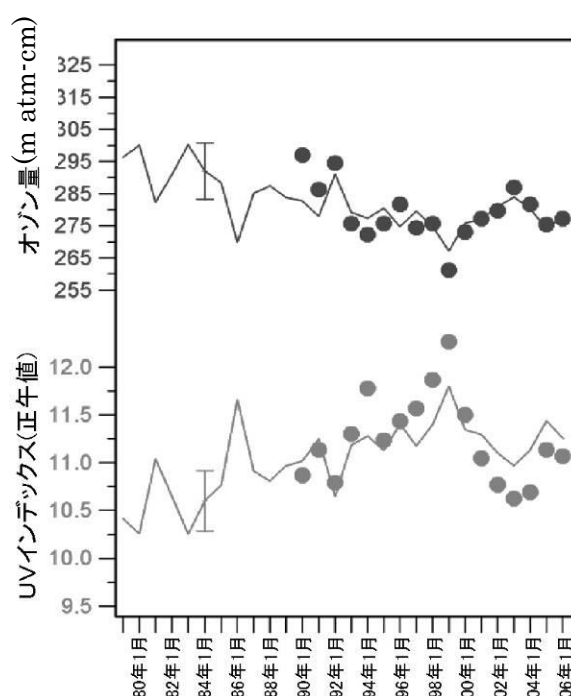


図3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量とUVインデックスの長期変化

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が重要である。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。1926～2003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、全体としては地球規模の変動、例えばヨーロッパにおける1970年代半ばの大気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、20年間（1980～2000年）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。

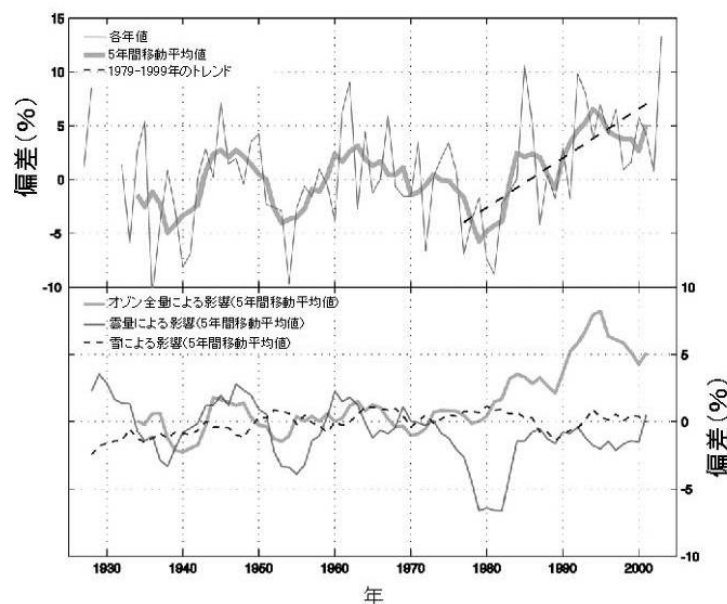


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は1940～1969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) 2023 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紅斑紫外線量日積算値の月平均値は、11月に多く、1993年の観測開始からその月として3番目に大きい値となった（図3-3-5）。これはオゾン全量が例年より少なかったことが要因と考えられる（図1-3-10）。

南極オゾンホールが存在する期間の南極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。

紅斑紫外線量日積算値は11月に平均値よりかなり大きく推移し、12月上旬は平均値を下回り、12月中旬以降は概ね平均値より大きく推移した。これらは、概ねオゾン全量の推移と対応した逆相関を示しており、紅斑紫外線量日積算値がオゾン全量に強く依存していることを示している。

全天日射量日積算値の平均値（1994～2008年）は、極夜の明けた後の8～12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、紅斑紫外線量日積算値の平均値も全天日射量の季節変化に対応して変化するが、紅斑紫外線量の平均値のピークは全天日射量が最大になるより半月ほど前の11月下旬に見られる。これは、例年この時期が南極オゾンホールの解消期にあたり、オゾン全量（破線）が増加し、紫外線の吸収が日に日に強まるためである。

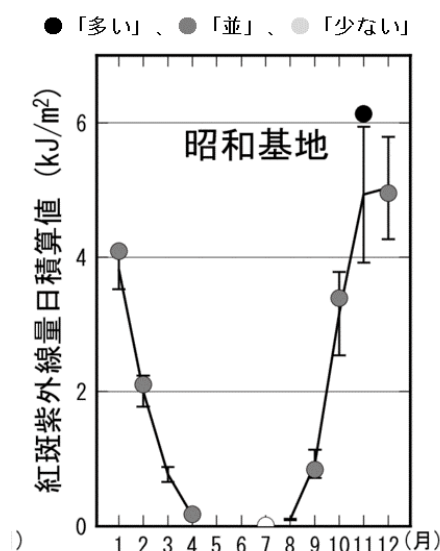


図 3-3-5 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の推移。

●は月平均値。実線は、月別平均値（1994～2008年）であり、縦線はその標準偏差である。

極夜前後（5～7月）は月別平均値（1994～2008年）を算出していない。

荒れた天気の影響や機器の不調により観測できない日が多く、資料数が基準未満（1か月あたり20日未満）となった月は観測値(●)を表示していない。○は観測値はあるものの、参照値がない観測値を示す。

（出典）気象庁提供

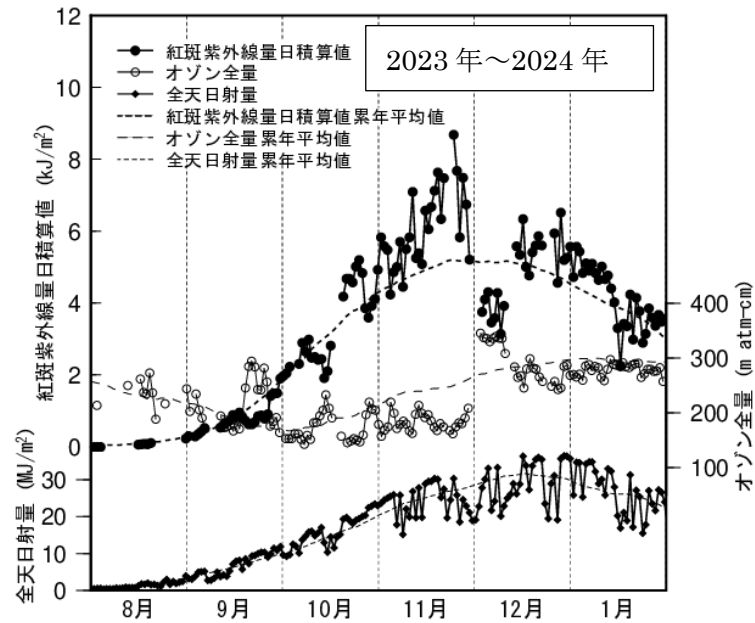


図 3-3-6 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量日積算値の推移
実線は、紅斑紫外線量(CIE)日積算値、オゾン全量、全天日射量の観測値を示す。破線は、それぞれの日別値を1994～2008年で平均した後、15日移動平均をして求めた値を示す。（出典）気象庁提供

(b) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-7 に南極昭和基地で紅斑紫外線量が多い時期である 10～1 月の 4 か月平均紅斑紫外線量日積算値の 1993～2023 年までの推移を示す。この時期の紅斑紫外線量日積算値は、南極オゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されているため、大きく変動しているが、長期変化として、統計的に有意な増減はみられない。なお、紅斑紫外線量に明瞭な長期変化が認められないことは、南極昭和基地における 1993～2023 年の 10～12 月のオゾン全量に長期トレンドが見られない（p.33 図 1-3-16 参照）ことと対応している。

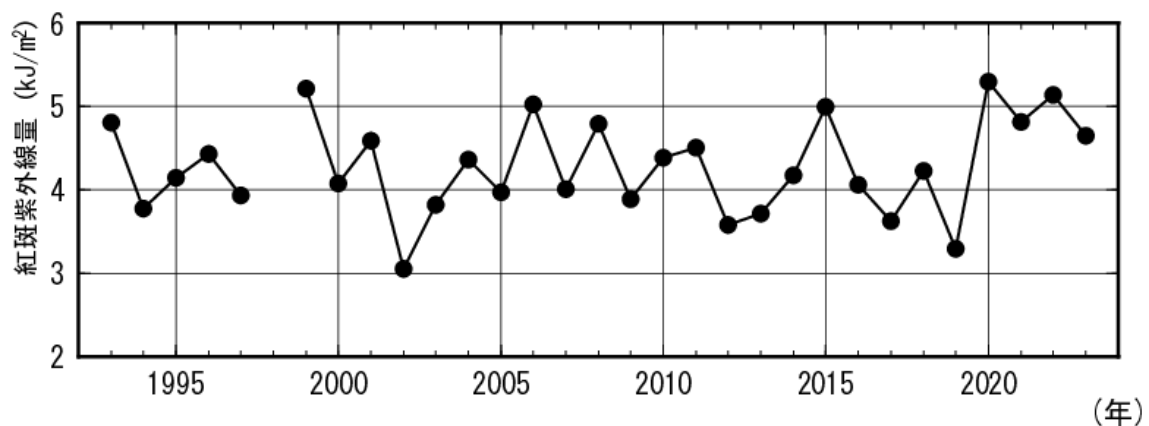


図 3-3-7 1993～2023 年までの南極昭和基地における
10～1 月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地において紅斑紫外線量が多い時期である 10～1 月の 4 か月平均した紅斑紫外線量日積算値。1998 年は、観測測器の障害のため欠測。

（出典）気象庁提供

3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

(a) 2023 年の国内の月別紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の2023年における月平均値を図3-3-8に示す。2023年の状況について、平均値（1994～2008年）からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」と表す。

2023年のつくばにおける紅斑紫外線量日積算値は、1～11月に多く、特に2月、4月、7月は1990年の観測開始からその月として1番多い値となった。8月、9月はその月として2番目に多い値、10月はその月として3番目に多い値となった。また、2023年のつくばにおける紅斑紫外線量の年積算値も1990年の観測開始から最も多くなった。これらは、2月、4月はオゾン全量が少なかったこと、7月、9月、10月は日照時間が多かったこと、8月はオゾン全量が少なくかつ日照時間が多かったことが要因と考えられる。

また、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布を図3-3-9に示す。日最大UVインデックスの偏差は1月に北日本で弱く、4、7月は本州全域で強くなった。

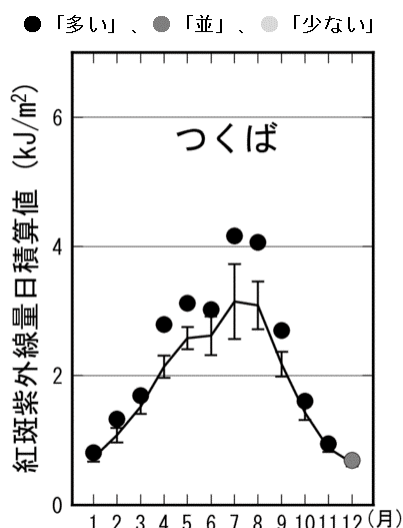


図3-3-8 2023年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

丸印は2023年の月平均値。実線は月別平均値（1994～2008年）であり、縦線はその標準偏差である。

（出典）気象庁提供

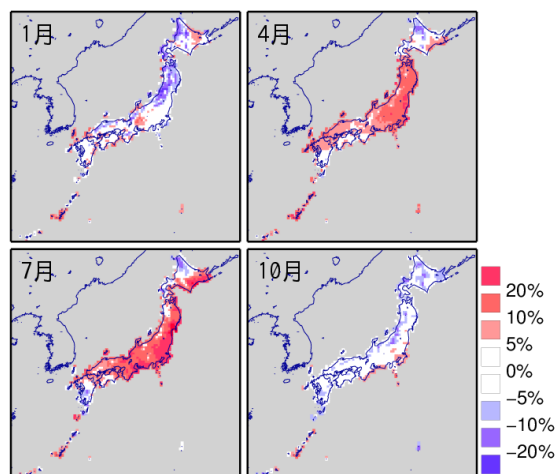


図3-3-9 日本付近の日最大UVインデックスの月別分布

2023年値の平均（1997～2008年）値からの偏差(%)を示す。※UVインデックス情報についてはp.137参照

（出典）気象庁提供

（b）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

国内で気象庁が観測を行っている1990年以降の紫外線量の長期変化をみるために、図3-3-10に紅斑紫外線（CIE）量年積算値の経年変化を示す（札幌と那覇については、2018年1月をもって観測を終了したため、2017年までのデータを掲載）。

近年、地表に到達する紫外線量は、国内3地点全て、観測を開始した1990年代初めに比べ多くなっている。札幌とつくばでは1990年代初めから統計的に有意に増加しており、10年あたり増加率は札幌で3.3%（年1.81kJ/m²）、つくばで4.6%（年3.34kJ/m²）である。那覇では、統計的に有意な増加傾向はみられない。

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（詳細は図1-3-22（p.40）を参照）。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化に関連づけることはできない。

日本国内では全天日射量は増加傾向にあることが複数の研究者らによって報告されている（池鯉鮒, 2012, Kudo et al., 2012）。図3-3-11として気象庁によるつくばの全天日射量の1990年から2021年の観測結果を示す。全天日射量が増加してオゾン全量に変化しない場合は、必然的にUV-B量は増加する。

全天日射量の増加傾向の原因として1970年代から2000年代にかけてエアロゾルの光学的な厚さは0.02減少し、単一散乱アルベドは0.21増加したことが挙げられている（Kudo et al., 2012）。これらの変化はエアロゾル量が減少し、特に吸収性のエアロゾルの割合が少なくなったことを意味する。

日本国内では大気環境の監視の一環として化石燃料などの燃焼によって主に発生されるエアロゾルの一種である浮遊粒子状物質（SPM：Suspended Particulate Matter）が1970年代後半から日本各地で測定されている。1991年度から2021年度にかけてつくば（高野）で測定されたSPM濃度を図3-3-12に示す。

2021年度のSPM濃度は1991年度の約1/3に低下しており、少なくとも地表付近のエアロゾル量は減少していることが示されている。

なお、紫外線量の長期的な増加傾向には、エアロゾル以外に天候も寄与している可能性があるが、紫外線量の増加に対してそれぞれどの程度寄与があるのか定量的には明らかではない。

「オゾン層破壊の環境影響アセスメント：2018」（UNEP, 2018）によれば、モントリオール議定書の成功の結果、オゾン層破壊が軽減され、多くの地域における1990年代半ば以降の紫外線の変化は、オゾンよりも他の要因の影響が大きくなっている。さらに北半球中緯度のいくつかの地点では、雲量とエアロゾルの減少により紫外線が増加していることが報告されている。国内のオゾン全量は1990年代半ば以降緩やかに増加していることから、国内の紅斑紫外線量の増加も、雲量とエアロゾルの減少が原因として考えられる。

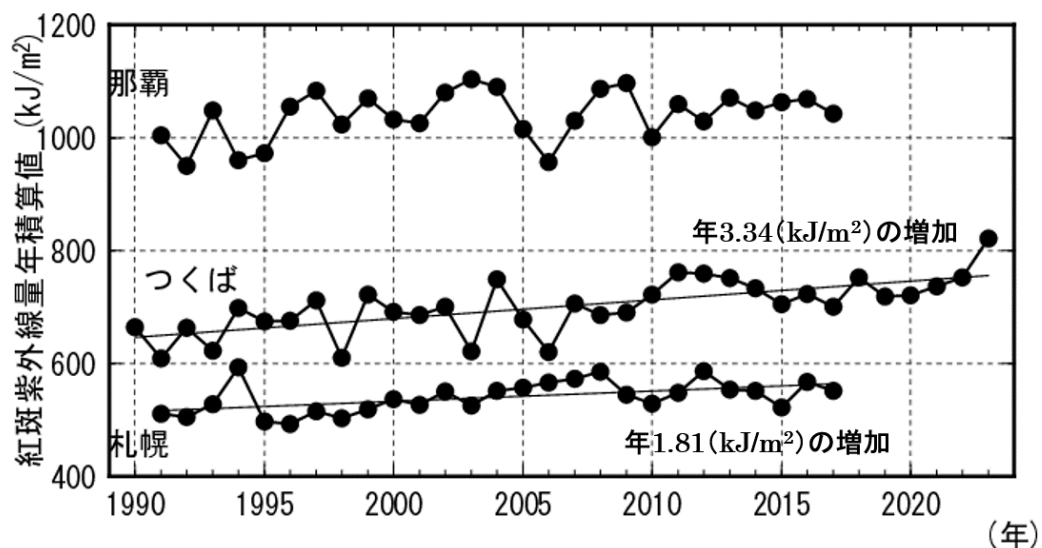


図 3-3-10 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

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2023年まで（札幌、那覇は2017年まで）の経年変化。年積算値は欠測を考慮し、紅斑紫外線量日積算値の月平均値に各月の日数をかけた値を12か月積算して算出している。統計的に有意（信頼度水準95%）に増加している札幌、つくばについて全期間の長期的な傾向を直線で示し、紅斑紫外線量の年積算値の増加率を図中に示した。札幌と那覇の紫外線観測は2018年1月に終了した。（出典）気象庁提供

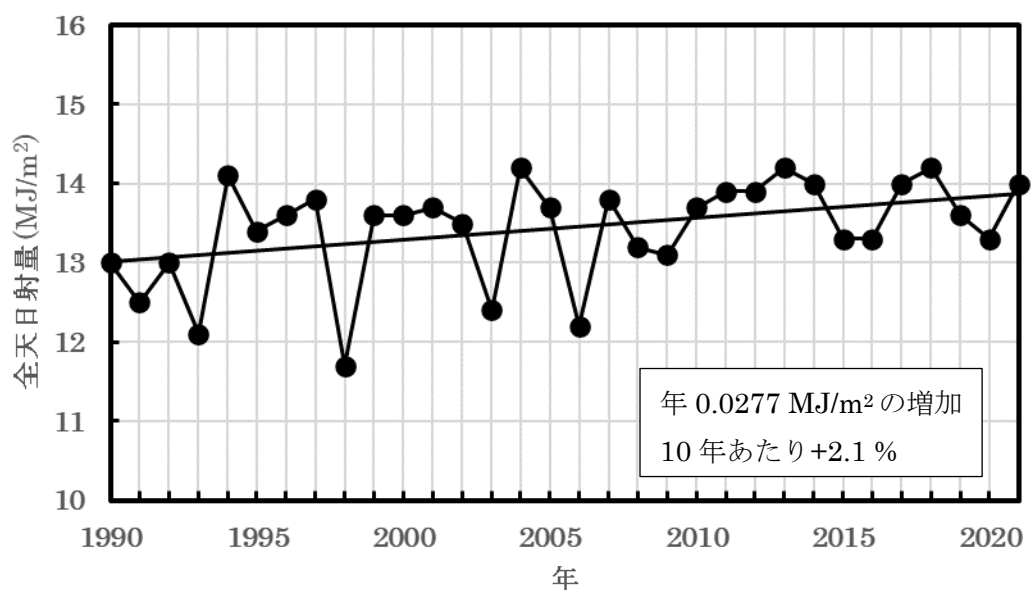


図 3-3-11 つくばにおける全天日射量の経年変化

（出典）気象庁ホームページ「過去の気象データ検索」のデータをもとに東海大学 竹下秀氏作成

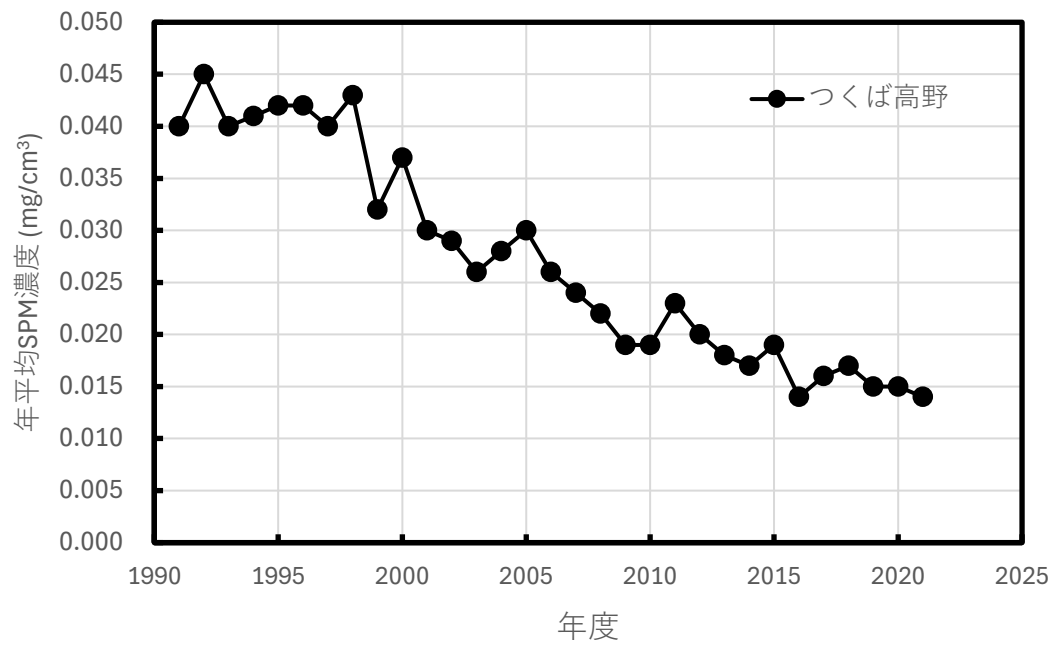


図 3-3-12 つくば（高野）の浮遊粒子状物質の経年変化（1991 年度～2021 年度）

（出典）国立環境研究所 大気汚染常時監視データをもとに東海大学 竹下秀氏作成

4. 太陽紫外線の将来予測

紫外線量の予測

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2010 年報告書では、1980 年（オゾンホールが顕著に現れ始めた年）を基準とした緯度帯ごとの紅斑紫外線量の予測結果を示している（図 3-4-1）。これは、晴天時の正午における紅斑紫外線量年平均値の緯度帯ごとの平均の予測であり、これによると、北半球中高緯度では 2020 年代までに 1980 年のレベルに戻ると予測された。その後遅れて、南半球で紫外線量が 1980 年レベルに戻ると見込まれるが、南半球高緯度では 1980 年レベルに戻るのがさらに遅れる予測となっている。1980 年レベルへ戻った後は、低緯度域を除き、紅斑紫外線量は減少する傾向が予測されている。

なお、紅斑紫外線量が 1980 年レベルへ戻る時期にはモデルによって評価が異なること、雲量、エアロゾル及び気候変化等の効果は考慮されていないことに注意が必要である。

図 3-3-10 に示されているとおり、北半球に位置する日本国内の 3 地点の観測値については 2000 年以降紅斑紫外線量の減少傾向は見られず、オゾン量以外の効果も影響していると考えられる。

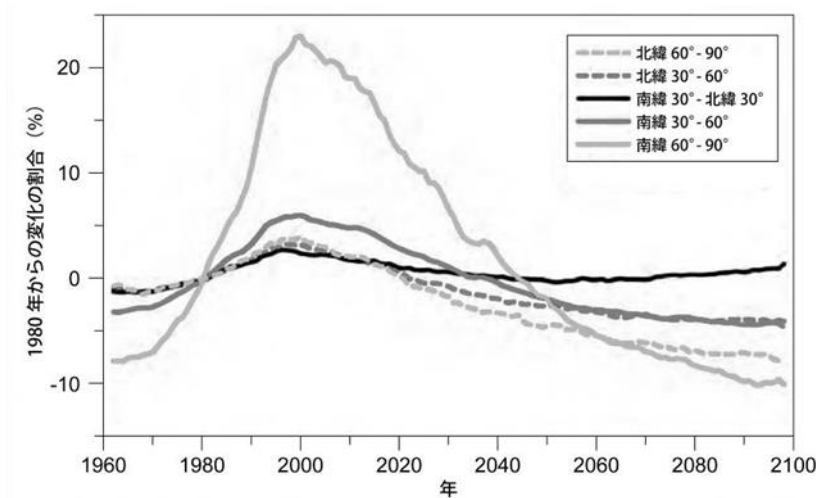


図 3-4-1 紅斑紫外線量の予測

1960～2100 年までの紅斑紫外線量を緯度帯（北緯 60°～90°、北緯 30°～60°、南緯 30°～北緯 30°、南緯 30°～60° 及び南緯 60°～90°）ごとに平均し、5 年移動平均で示したもの。紅斑紫外線量は晴天時の正午の値を年平均したものを利用。1980 年の値を基準とし、変化の割合（％）を示している。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2010 Assessment (UNEP-EEAP, 2011)

表 3-4-1 各緯度帯別の UV インデックスの将来予測

		January Avg ± SD	April Avg ± SD	July Avg ± SD	October Avg ± SD
N.Polar >80°	Ozone		-8 ± 1	-6 ± 0	-3 ± 0
	Reflectivity		-3 ± 5	-8 ± 3	-7 ± 6
	Aerosol	POLAR NIGHT	2 ± 0	-1 ± 1	0 ± 1
	Clouds		0 ± 0	-2 ± 2	-3 ± 5
	UVI		-9 ± 6	-14 ± 3	-14 ± 11
N.High 60°N-80°N	Ozone	-3 ± 1	-7 ± 1	-5 ± 1	-4 ± 1
	Reflectivity	-2 ± 3	-3 ± 3	-1 ± 2	-3 ± 3
	Aerosol	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 2
	Clouds	-1 ± 3	0 ± 1	0 ± 2	-1 ± 4
	UVI	-6 ± 8	-8 ± 5	-5 ± 4	-7 ± 5
N.Mid 30°N-60°N	Ozone	-4 ± 1	-5 ± 2	-3 ± 1	-2 ± 1
	Reflectivity	-1 ± 2	0 ± 1	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	4 ± 4	5 ± 4	5 ± 5	5 ± 5
	Clouds	0 ± 2	0 ± 1	1 ± 2	0 ± 2
	UVI	0 ± 7	-1 ± 6	5 ± 8	5 ± 7
Tropics 30°S-30°N	Ozone	-1 ± 1	0 ± 1	-1 ± 1	-1 ± 1
	Reflectivity	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	1 ± 2	1 ± 2	1 ± 2	1 ± 3
	Clouds	0 ± 2	0 ± 2	0 ± 2	0 ± 2
	UVI	0 ± 4	1 ± 3	1 ± 3	2 ± 4
S.Mid 30°S-60°S	Ozone	-5 ± 2	-4 ± 1	-5 ± 1	-6 ± 3
	Reflectivity	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Aerosol	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Clouds	0 ± 1	-1 ± 2	-1 ± 2	0 ± 1
	UVI	-7 ± 3	-6 ± 3	-7 ± 4	-9 ± 5
S.High 60°S-80°S	Ozone	-8 ± 1	-6 ± 1	-6 ± 0	-23 ± 8
	Reflectivity	-1 ± 1	-1 ± 1	-2 ± 3	-2 ± 3
	Aerosol	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 0
	Clouds	-1 ± 2	-1 ± 3	-3 ± 3	-1 ± 2
	UVI	-14 ± 2	-10 ± 4	-17 ± 7	-33 ± 8
S.Polar >80°S	Ozone	-10 ± 0	POLAR NIGHT		-35 ± 1
	Reflectivity	0 ± 0			0 ± 0
	Aerosol	0 ± 0			0 ± 0
	Clouds	0 ± 0			0 ± 1
	UVI	-13 ± 1			-44 ± 1

(出典) EEAP2018、Table 1 (p.54) を改変

上表に各緯度帯別の UV インデックスの将来予測（2010-2020 年から 2085-2095 年）を示した。オゾン全量に加えて、地表面反射率、エアロゾル、雲量の変化をモデルに加えているため、特に北半球中緯度ではエアロゾルの影響で 7 月、10 月には UV インデックスが増加すると予想されている。