

6. 日射の予備観測

村井 潔 三^{*}，小林 正 治^{*}
後 藤 良 三^{*}，山 内 豊太郎^{*}

前節に述べた装置の試作は，昭和49年に分光直達日射計，昭和51年に分光全天日射計という順序でなされた。したがって，全天日射計による測定例は非常に少く，未だ総括するに足る量に達していないが，同様の測定は古くから有する装置による測定があるので，その例も加えて以下説明の資料とする。直達日射の測定は，南鳥島における総合観測の他，東京においても晴天日に実施された。以下，現在まで得られた測定結果について述べる。

6.1 直達日射の分光測定

南鳥島に滞在中，直達日射の分光測定の数値が得られたのは7月26日と8月8日の二日間である。この二日について空の状態を知るために，全天日射計による測定結果を図6.1および図6.2に示す。図中の矢印は直達日射の分光測定が行われた時刻である。測定は雲の影響の少ない時刻を選んでなされており，26日の場合は図からわかるように測定時間中の変動は比較的少ないとみなされる。しかし，8日の測定は図に示される通り雲の影響はかなり大きく，測定時間中の変動は26日よりも大きいと考えられる。

分光測定の結果は，第I部6章に述べた方法に従って解析し，大気外の日射量に対応する器械常数 $r_0(\lambda)$ を求め，各測定時刻における $A_m(\lambda) = r_m(\lambda) / r_0(\lambda)$ ，すなわち，光路程 m の大気の透過率の波長分布を算出する。南鳥島において得られた透過率の波長分布を図6.3および図6.4に示す。図6.5および図6.6は，得られた透過率に対応する絶対値の波長分布である。その際必要となる大気外における

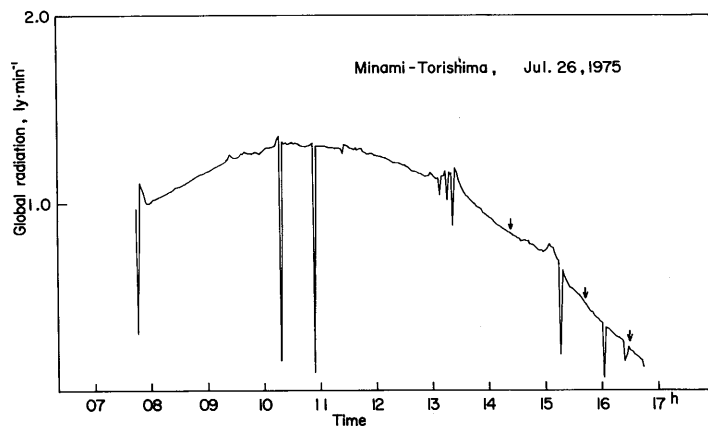


図 6.1 南鳥島における全天日射量の測定値。測器は熱電堆型全天日射計
矢印は分光測定が行われた時刻を示す。(1975年7月26日)

* 高層物理研究部

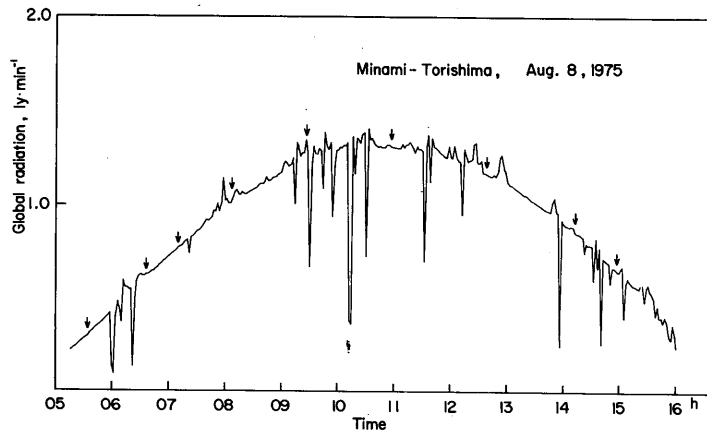


図 6.2 図 1 と同様。(1975 年 8 月 8 日)

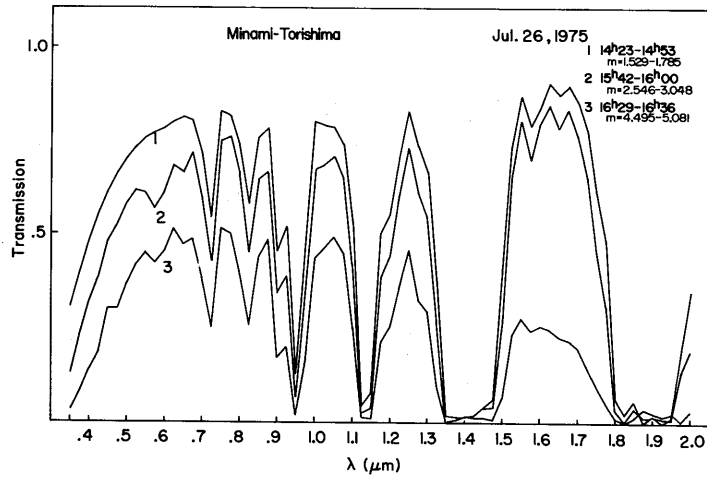


図 6.3 直達日射の分光測定から求めた大気の透過率の波長分布。南鳥島, 1975 年 7 月 26 日

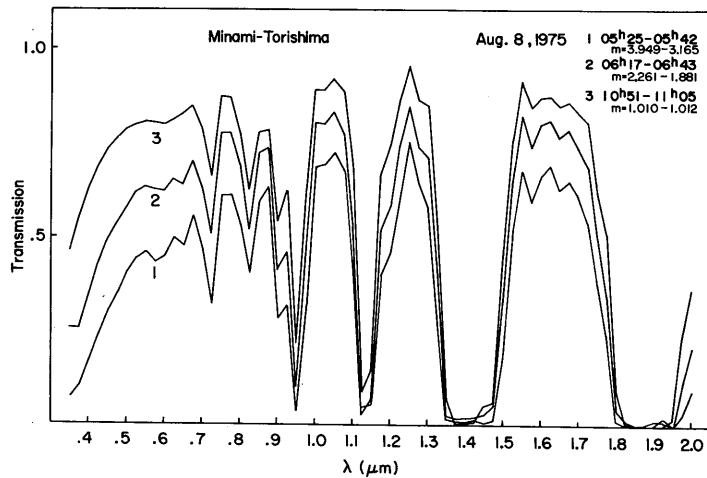


図 6.4 図 3 に同じ。(1975 年 8 月 8 日)

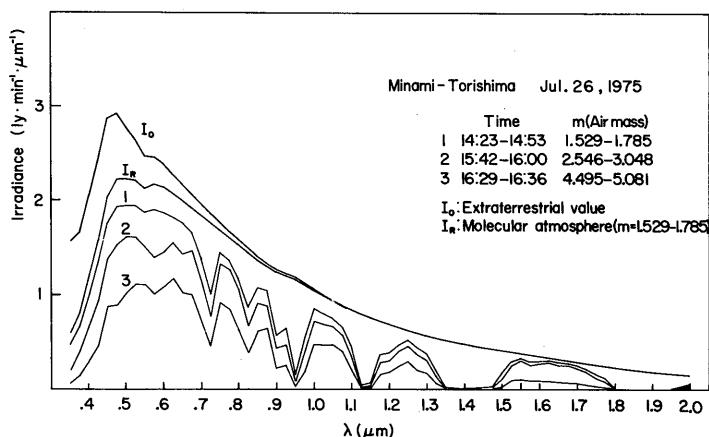


図 6.5 直達日射エネルギーの波長分布。南鳥島，1975年7月26日

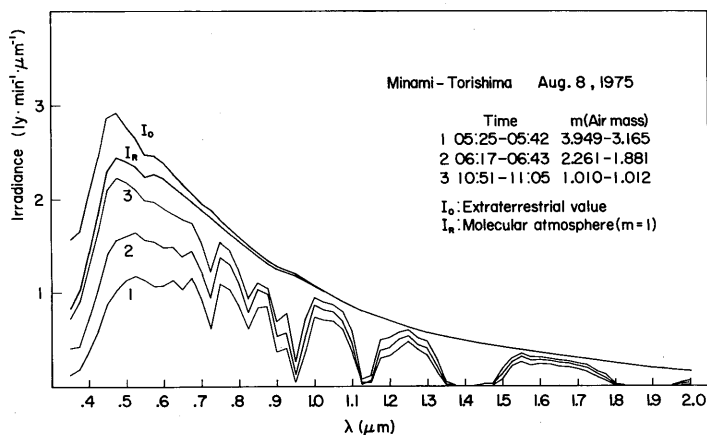


図 6.6 図5に同じ。1975年8月8日

入射エネルギーの波長分布としては、NASAの測定を基にしてThekaekara等(1971)がまとめて出版した値について、地球太陽間の距離の変動を考慮して用いてある。この値は、波長について積分したいわゆる太陽常数の値が 1.940 ly/min であって、現在用いられている値よりも僅かに小さいのであるが、この値を得るための測定は、大型航空機を用いてかなり注意深く数多く繰返されており、また、Kondratyev等(1967)の気球による測定も 1.94 ly/min という太陽常数を得ていることなどを考慮して信頼し得るものと判断して用いられたものである。

図 6.7 は比較のために東京における測定の例を示したものである。季節の相異、太陽高度の相異があるため、必ずしも良い比較にはならないが、大きな特徴としては、紫外、可視域における減衰は東京の方が著しい。近赤外域を比較すると、東京が冬の内陸の測定であるのに対し、南鳥島は大洋上の孤島であり、しかも夏の測定であるため、水蒸気の吸収の差が著しく現われている。東京の測定例では、 $0.7 \mu\text{m}$ および $0.8 \mu\text{m}$ の吸収帯の吸収はほとんど認められないのに対し、南鳥島の測定ではこの吸収帯でもかなり顕

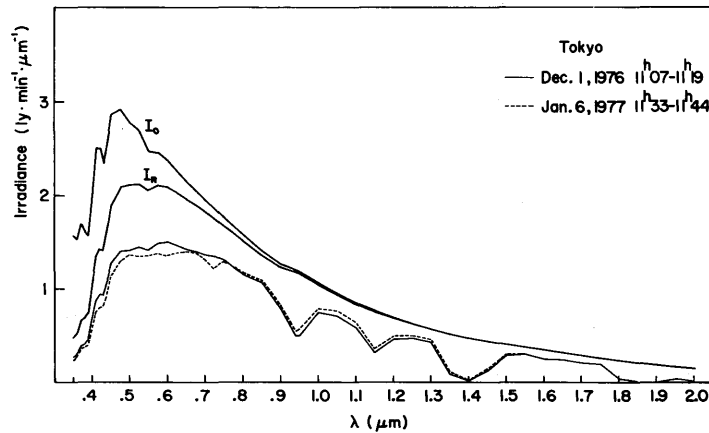


図 6.7 東京における直達日射エネルギーの波長分布の例

著な吸収を受けている。0.9 μm 以上の長い波長域の吸収帯でもその差は大きく、南鳥島の場合には吸収の少ない波長に対する水蒸気の吸収の効果を正確に評価することが重要な課題となる。

次に、上に示した資料から得られる消散係数の波長分布について記す。図 6.8 a～d は、南鳥島の測定例である。この図には、第 I 部の (6.2) 式で表わされる $\tau(\lambda)$ 、 $\tau_R(\lambda)$ および $\tau_M(\lambda)$ の波長分布が示されている。 τ_M と τ_A を分離して求める方法は現在得られていないのでここでは $\tau_A = 0$ と仮定する。 $\tau_R(\lambda)$ の値としては、Elterman(1968) が求めた空気分子、オゾンおよびエーロゾルについての消散係数の高度分布の表を用いてある。オゾンの吸収は図の曲線の 0.5 μm 付近から 0.65 μm 付近の間に現われている。これは Chappuis band による吸収である。オゾン量の実測値がある場合には $\tau_o(\lambda)$ が正確に求められるが、これが得られない場合はこの波長域の前後の値をなめらかな曲線で結んでオゾン吸収の成分を取除いてある。近赤外域におけるエーロゾルの消散係数を正しく求めるためには水蒸気の成分 $\tau_g(\lambda)$ を求めなくてはならないのであるが、可降水量の実測値が得られない限り厳密には不可能である。図 6.8 では、近赤外における 0.75, 1.05, 1.25 および 1.55 μm 付近に現われる $\tau(\lambda)$ の極少値は水蒸気の吸収の効果を受けないものと仮定し、

$$\tau_M(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) \quad (6.1)$$

によってエーロゾルの消散係数を決めている。他の波長の $\tau_M(\lambda)$ は上の様にして定めた値を滑かに結んだ曲線によって求めてある。以上のような手順によって $\tau_M(\lambda)$ の波長分布が得られるのであるが、近赤外域の水蒸気の吸収の効果を精密に求めることが最も大きな問題として残されている。

エーロゾルの消散係数を比較するために東京の測定例を図 6.9 a～d に示してある。また、図 6.10 は 1976 年に南極における測定結果で、南鳥島と同様、バックグラウンドの状態を示すものである。これらを相互に比較すると、一見して明らかな相異は東京における紫外、可視域の値が他に比して大きいことである。これに対し、近赤外域における値は著しい差が認められない。消散係数におけるこの相異に対応す

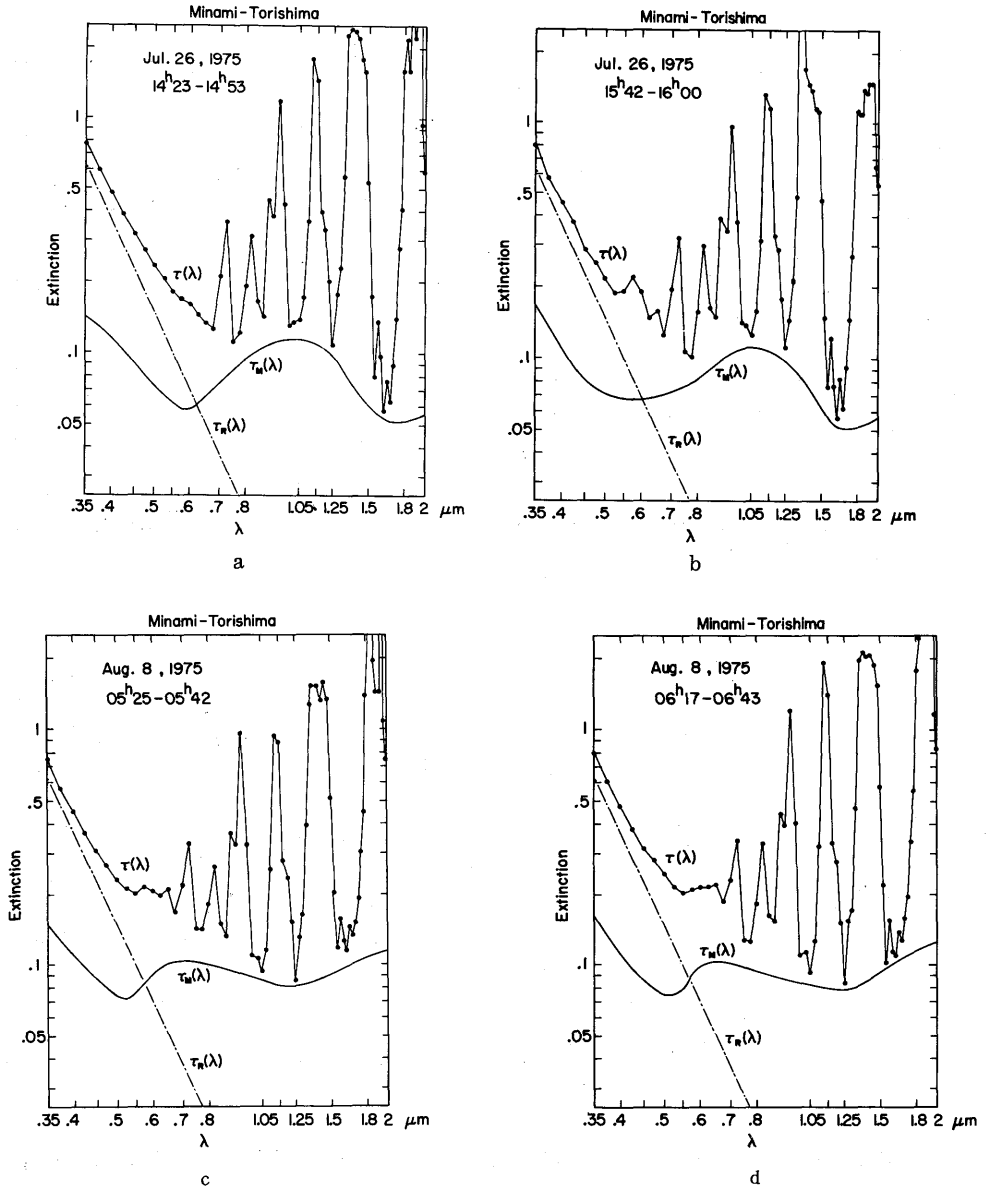


図 6.8 a～d 直達日射の分光測定から求めた消散係数の波長分布。南鳥島，
1977年7月26日および8月8日

るエアロゾルの粒径分布の相異を知るために、消散係数の測定値から粒径分布の推定を行う必要がある。
粒径分布の推定には次の関係式が用いられる。すなわち、

$$\tau_M(\lambda) = \pi \int_{r_1}^{r_2} r^2 \cdot K(\alpha \cdot \tilde{n}) n(r) dr \quad (6.2)$$

であって、 r は粒子の半径、 $\alpha = 2\pi r/\lambda$ 、 $\tilde{n}$ は粒子の複素屈折率、 r_1 、 r_2 は散乱にあづかる粒子の上
下限の半径の値である。 $K(\alpha \cdot \tilde{n})$ はMie散乱におけるefficiency factor (Van de Hulst,

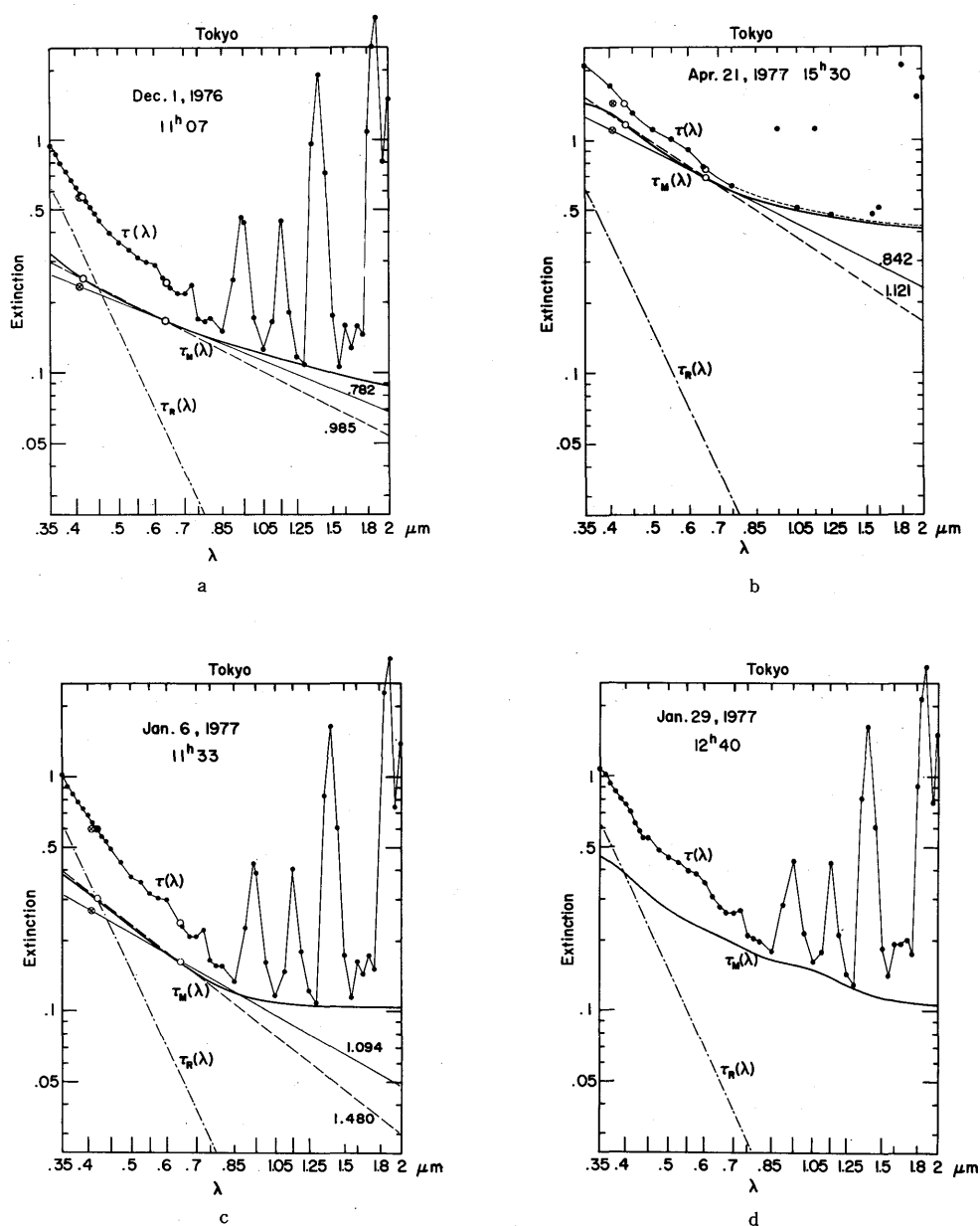


図 6.9 a～d 東京における消散係数の波長分布の測定例。○および⊗印はフィルターを用いた測定による値であって、⊗印はレーリー大気によって平均波長を決めた場合の値で、○は分光測定の結果を用い混濁大気として決めた場合の値である。図の右下側の数字は $\tau_M(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}$ と表わした場合の α の値である。

1957) と呼ばれる因子であって、1 個の粒子の散乱断面積と幾何学的断面積との比で表わされる。 $n(r)$ は $(r, r + dr)$ の間に含まれる粒子の総数を表わす。測定によって $\tau_M(\lambda)$ の波長分布が得られれば、その値を用いていわゆる inversion の方法 (Yamamoto and Tanaka) によって $n(r)$ を求

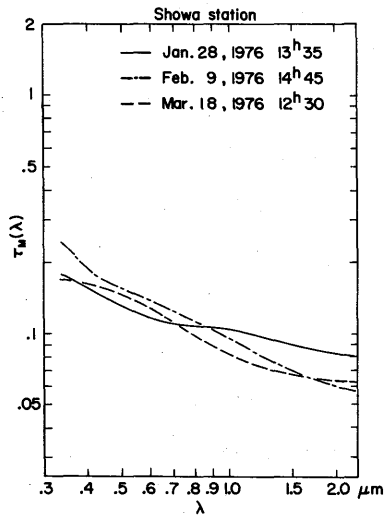


図 6.10 南極昭和基地における $\tau_M(\lambda)$ の測定例

めることができる。この場合、 $\tilde{n}$ の値と粒子の形状についての仮定が必要となる。 $\tilde{n}$ の値、すなわち、粒子を構成する物質についての研究は、日射に対するエアロゾルの効果を論ずる場合の重要な要素として取上げられ、近年多くの研究がここに集中している。粒子の形状は、現在ほとんどの場合に球形として取扱われている。球形から外れた場合の効果については、たとえば、回転楕円体の場合と球形の場合の散乱関数の計算値の比較などが二三の研究者によってなされているが、この問題に関する研究は十分とはいえない (Deirmendjian, 1969)。

図 6.8, 6.9 および 6.10 から求めたエアロゾルの粒径分布を図 6.11, 12 および 6.13 に示す。この場合、粒子は球形とし、 $\tilde{n} = 1.50 - 0.0i$ を仮定してある。これらを相互に比較するとほぼ次のような傾向が認められる。

- (i) 全般的に、いわゆる指数法則で表わされる場合は非常に少ない。
- (ii) 東京と他の二地点の相異は、半径 $1.0 \mu m$ よりも小さい領域で著しく、南鳥島の分布は $0.1 \sim 1.0 \mu m$ 付近における差が顕著である。昭和基地の分布曲線は、半径約 $1.0 \mu m$ よりも小さい領域で東京よりもかなり小さい値を示している。
- (iii) 半径約 $1.0 \mu m$ 以上の領域では相互間の相異は少なく、分布の形はほぼ指数関数分布に近い。これらの特性を総合して考えると、大気の混濁を著しくする原因の主体は、半径約 $1.0 \mu m$ 以下の比較的

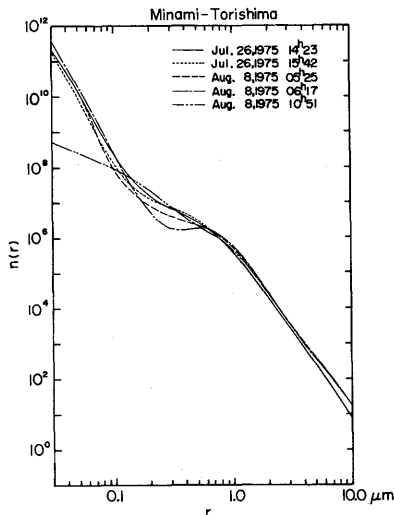


図 6.11 消散係数の波長分布から求めたエアロゾルの粒径分布。(南鳥島)

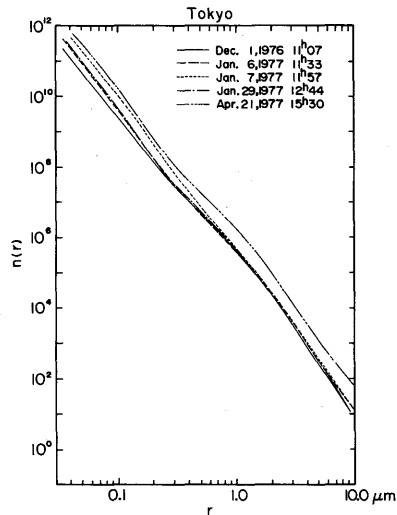


図 6.12 東京における測定例(図 9)に対応するエアロゾルの粒径分布

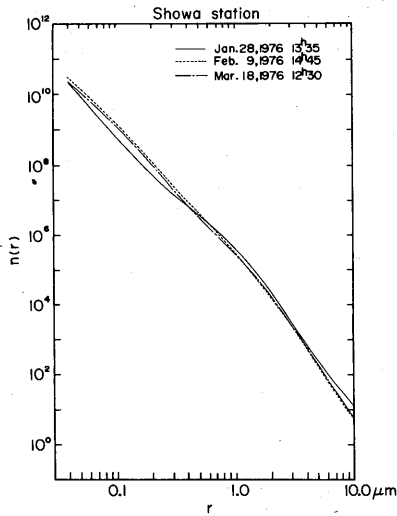


図 6.13 南極昭和基地におけるエアロゾル
粒径分布の例

小さい粒子の増加にあるといえよう。これに対し、 $1.0 \mu\text{m}$ より大きい半径領域では、粒子数、粒径分布ともに変動が小さい。

以上、直達日射の分光測定から得られた資料について整理したものを列挙したのであるが、バックグラウンド状態における測定例は未だ少なく、詳細については不十分であるが、大まかな特性は得られたように思われる。

6.2 全天日射の分光測定

はじめに記したように、全天日射の分光測定は装置の完成からまだ日が浅く測定回数が極めて少い。ここには、試験的に行った測定の二三の例を示すにすぎない。

図 6.14 a ~ d は、東京における測定例を示すもので、紫

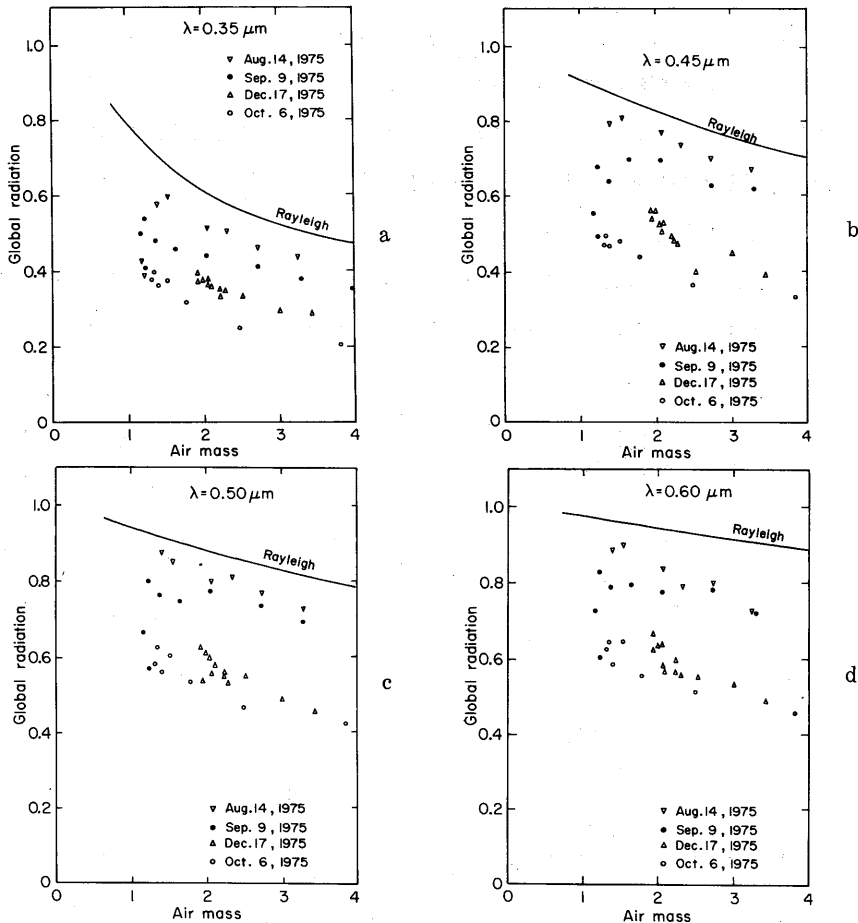


図 6.14 a ~ d 全天日射の分光測定の例。滑らかな曲線はレーリー大気についての計算値

外および可視域の全天日射量の実測値とレーリー大気
の値と比較して表わしたものである。縦軸の値は大気外の
水平な単位面積に入射する日射量、すなわち、 $\mu_0 I_0(\lambda)$
($\mu_0 = \cos Z_0$, Z_0 : 太陽天頂角) に対する相対
値で表わしてある。測定は何れも快晴の状態で行われて
おり、各測定日におけるエアロゾルの消散係数の平均値
の波長分布を図 6.15 に示してある。図 6.14 に示された滑
らかな曲線は、レーリー大気の場合の計算値であって、
この値と実測値との差がエアロゾルによる効果を示して
いる。図 6.16 a ~ d はこれに対応する天空散乱日射の値
を示したものであって、この場合にもレーリー大気につ
いての計算値を曲線で示してある。図 6.14 と図 6.15 を比
較するとエアロゾルによる消散係数の値が大きくなるに

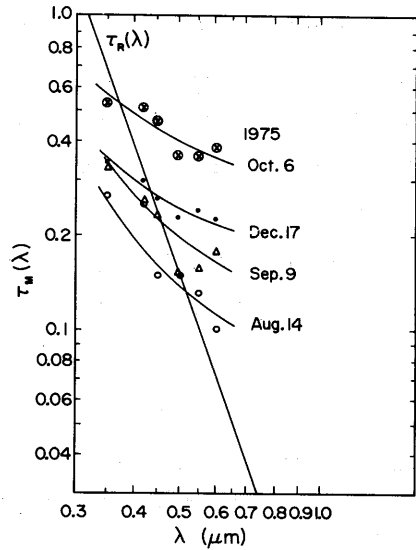


図 6.15 全天日射量測定の実行された日のエアロ
ゾル消散係数の波長分布

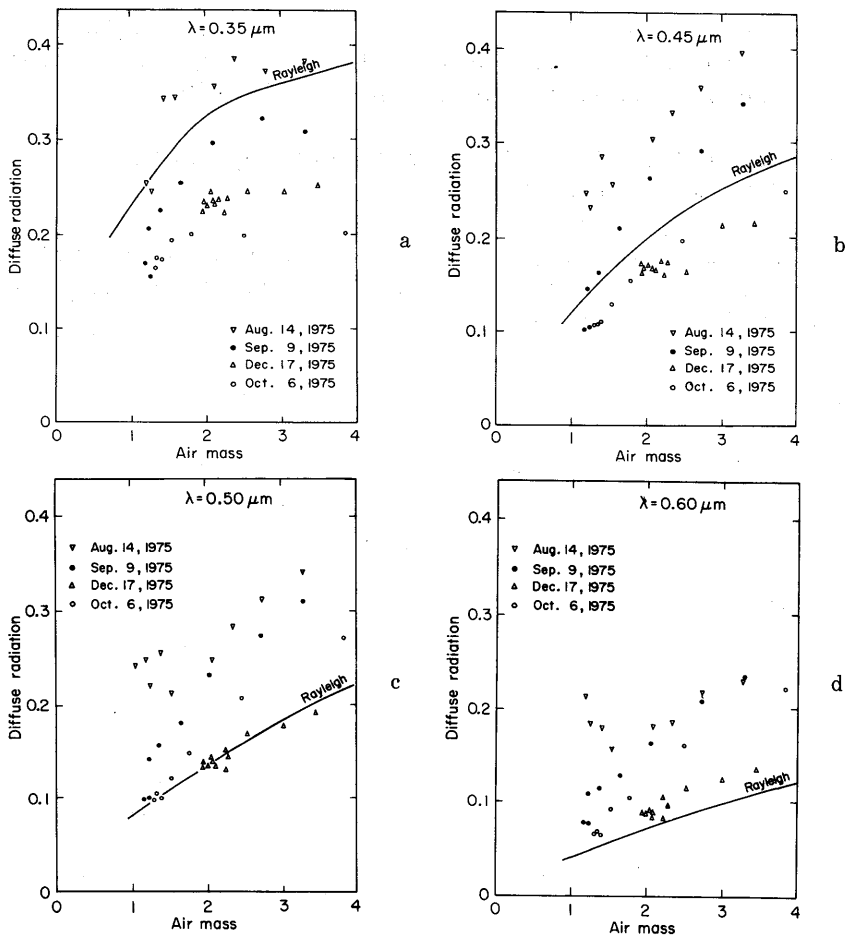


図 6.16 a ~ d 図 6.14 に示された全天日射量の中の散乱光成分

従って全天日射量の値は小さくなっている。一方、天空散乱日射量の方も消散係数の増加に従って小さくなる傾向を示しており、波長が短くなるに従ってレーリー大気の値よりも小さくなる場合も現れている。このように、エアロゾル粒子の増減は天空散乱日射量に大きな変動を与えているのであるが、これらはエアロゾルによる散乱と吸収の両方の複合効果によるものと考えられる。ここに述べた測定は地上における測定のみであって、天空へ散逸する上向きの散乱光の測定値は得られず、エアロゾルによる吸収量の直接測定は不可能である。従って、上述の測定値と理論計算との組合せによってエアロゾルの性質、すなわち、濃度、粒径分布、屈折率等について調べるのが今後の問題となる。

参 考 文 献

- Deirmendjian, D., 1969: Electromagnetic scattering on spherical polydispersions, American Elsevier, New York.
- Elterman, L., 1968: UV, Visible, and IR attenuation for altitude to 50 km, 1968, Envir. Res. Pap. No.285.
- Kondratyev, K. Ya. et al., 1967: Direct solar radiation up to 30 km and stratification of attenuation components in the stratosphere, Appl. Opt. 6, 197-207.
- Van de Hulst, H.C., 1957: Light scattering by small particles, John Wiley Inc. New York.
- Yamamoto G. and M. Tanaka, 1969: Determination of aerosol size distribution from spectral attenuation measurements, Appl. Opt., 8, 447-453.