

綾里における大気混濁度の観測結果ならびに Ångström, Schüepp および Linke のパラメータに関する研究*

小林 隆 久**

要 旨

エーロゾルによる混濁係数としては、現在 Ångström および Schüepp の混濁係数がよく知られている。本論文ではこの2つの混濁係数について、波長別直達日射計による岩手県綾里の観測結果を示すとともに、Linke の混濁因子との関係や比較結果を示した。その結果、両者には密接な関係があることがわかり、Linke の混濁因子から Ångström の混濁係数を算出するための実験式を作成した。この実験式を用いて $\alpha=1$ と固定した場合の混濁係数について、ラジオゾンデによる水蒸気量の観測から求めた福岡の値と比較したところ、かなり良い結果が得られた。

1. まえがき

大気汚染が社会の話題になって久しいが、それらは人間や植物などに直接作用する、比較的濃度の濃い汚染が対象であった。最近でこそ、汚染濃度のピーク値は低下してきたが、今なお多量の汚染物質が放出されている。これらの汚染物質は最終的にどこへいくのか、さらに、低濃度ながら蓄積した場合の自然（気候）に対する影響はどうか、というような問題についての体系的な研究は非常に少ない。

この論文では大気中のエーロゾルによる太陽エネルギーの減衰について、上記のような研究の一端として Ångström の混濁係数および Schüepp の混濁係数の綾里における観測結果を述べる。また、観測結果から2つの混濁係数と Linke の混濁因子との関係など、その特性についても述べる。

2. Ångström および Schüepp の混濁係数

太陽エネルギーは大気中を通過する際、主に次の3つの要因により減衰を受ける。

- (1) 空気分子による散乱
- (2) H_2O , CO_2 , O_3 等の気体成分による吸収
- (3) 大気中に浮遊している固体・液体状粒子（エーロゾル）による散乱と吸収

Ångström および Schüepp の混濁係数は(3)のエーロゾルによる太陽エネルギーの減衰を表わすものとして、それぞれ A.Ångström (1929, 1930) と W.Schüepp (1949) が提案したもので次のようにして求める。

まず地表面に入射する波長 λ の直達日射量を考えると、一般には次のように表わされる。

$$I_{\lambda} = \left(\frac{R}{R_0}\right)^2 \cdot I_{0\lambda} \cdot \exp\left\{-\left[\frac{P}{P_0}\tau_R(\lambda) + \tau_M(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda)\right] \cdot m - \bar{\tau}_w(\lambda, mw, p_{e, H_2O}) - \bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, P_e, CO_2)\right\} \quad (1)$$

I_{λ} : 地表面に入射する波長 λ の直達日射量

$I_{0\lambda}$: 平均地球-太陽間距離における大気外の波長 λ の直達日射量

R, R_0 : 地球-太陽間距離 (R) およびその平均値 (R_0)

$\tau_R(\lambda)$: 単位垂直気柱当たりの空気分子の消散係数

$\tau_M(\lambda)$: 考える垂直気柱内のエーロゾルの消散係数

$\tau_{O_3}(\lambda)$: 考える垂直気柱内のオゾンの消散係数

$\bar{\tau}_w(\lambda, mw, P_e, H_2O)$: 光路に沿う気柱内の水蒸気の平均消散係数

$\bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, P_e, CO_2)$: 光路に沿う気柱内の CO_2 の平均消散係数

* Annual variation of atmospheric turbidity at Ryori background station and relations among Ångström's and Schüepp's turbidity coefficients and Linke's turbidity factor.

** T. Kobayashi, 気象庁観測部測候課。(現在気象研究所・応用気象研究部)

—1977年3月24日 受領—

—1977年6月8日 受理—

m : 大気路程 (=sec Z , Z は天頂角)

w, u : 考える垂直気柱内の水蒸気および CO_2 の量

P_e : 実効気圧 (effective pressure)

エーロゾルによる減衰を知るには (1) 式の $\tau_R(\lambda)$, $\tau_{O_3}(\lambda)$, $\bar{\tau}_w(\lambda, mw, Pe, H_2O)$, $\bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, Pe, CO_2)$ を求めるか除外しなければならない。空気分子による散乱はレイリー散乱として理論的に知られており、その消散係数も得られている (たとえば Elterman, 1964)。またオゾンによる減衰は、オゾン量が季節的に変化するため、観測の都度測定することが望ましいが、その量や高度分布を正確に知ることが困難なこともあって、標準的なオゾン量が年間を通して使われていることが多い。このためオゾン量が標準の値からずれた場合は誤差の原因となる (一木, 1977)、水蒸気については蒸気圧からその影響を推定する Fowle の式 (次式) がある。

$$F = 0.10 + 0.0054e_0 \cdot m \quad (2)$$

F : 水蒸気による太陽エネルギーの吸収 ($g \cdot cal/cm^2 \cdot min$, 太陽定数 1.95)

e_0 : 蒸気圧

また、最近ではラジオゾンデによる水蒸気量の観測から評価するものもある (山本, 1962)。しかし、Fowle の式は常に成立つとは限らず、またラジオゾンデの観測を頻繁に行なうこともたいへんであり実用的でないため、水蒸気吸収のない波長帯で直達日射量を観測する方法がよく用いられている。同様に CO_2 についても吸収のない波長帯を用いれば、その影響を除去することができる。このためフィルターを用いて観測を行なうが、Ångström の混濁係数を求める場合は次に述べるように 2 波長帯での観測値が必要なため、全波長帯および Schott のフィルター-OG1 (0.525 $\mu m \sim \infty$), RG2 (0.630 $\mu m \sim \infty$), RG8 (0.700 $\mu m \sim \infty$) を用いて水蒸気および CO_2 吸収の少ない 0~0.525 μm と 0.630~0.700 μm の 2 波長帯の値を求める。

上記の方法で、 $\tau_R(\lambda)$ と $\tau_{O_3}(\lambda)$ を求め、 $\bar{\tau}_w(\lambda, mw, Pe, H_2O)$ と $\bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, Pe, CO_2)$ を除去すれば I_λ の観測からエーロゾルの消散係数 $\tau_M(\lambda)$ が求まる。しかし、 $\tau_M(\lambda)$ は波長により変化し、エーロゾルの量や影響を評価するのが困難なため、種々の工夫が提案されている。Ångström の混濁係数はそれらのうちの 1 つで、現在最もよく用いられており、次式で定義される。

$$\tau_M(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (3)$$

β : Ångström の混濁係数

α : 波長指数

(3) 式はエーロゾルの粒径分布が半径 r の冪関数 ((4) 式) に従うと仮定した場合に成立つ。いま、

$$n(r) = C \cdot r^{-\nu} \quad (4)$$

$n(r)$: 粒径 $r \sim r + \delta r$ のエーロゾルの粒子数

C : エーロゾルの総数に関係ある定数

とおくと (3) の α と (4) の ν の間には、 $\alpha = \nu - 3$ なる関係がある。本研究においては β と α を求めるために波長帯 (0~0.525 μm , 0.63~0.70 μm) の直達日射量 $I_{\Delta\lambda_1}$, $I_{\Delta\lambda_2}$ を測定する。これは (1) 式から次のように表わされる。

$$I_{\Delta\lambda_1} = \left(\frac{R}{R_0} \right)^2 \cdot \int_0^{0.525} I_{0\lambda} \cdot \exp \left\{ - \left[\frac{P}{P_0} \tau_R(\lambda) + \frac{\beta}{\lambda^\alpha} + \tau_{O_3}(\lambda) \right] \cdot m \right\} d\lambda \quad (5)$$

$I_{\Delta\lambda_1}$: 波長域 0~0.525 μm で地表面に入射する直達日射量 ($\bar{\tau}_w(\lambda, mw, Pe, H_2O) = 0$, $\bar{\tau}_{CO_2}(\lambda, mu, Pe, CO_2) = 0$)

$I_{\Delta\lambda_2}$ についても同様に記述できる。この $I_{\Delta\lambda_1}$ と $I_{\Delta\lambda_2}$ から β と α を求めるわけで、厳密には (5) 式の積分方程式を解く必要がある。しかし、この積分方程式を解くことは困難なため、ここでは次のようにして求める。

(5) 式から β/λ^α を求めるため、混濁のない大気における波長帯 $\Delta\lambda_1$ の直達日射量 ($I_{d.f. \Delta\lambda_1}$) を考える。

$$I_{d.f. \Delta\lambda_1} = \left(\frac{R}{R_0} \right)^2 \cdot \int_0^{0.525} I_{0\lambda} \cdot \exp \left\{ - \left[\frac{P}{P_0} \tau_R(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda) \right] \cdot m \right\} d\lambda \quad (6)$$

$I_{d.f. \Delta\lambda_1}$: 波長帯 $\Delta\lambda_1$ で $\beta = 0$ の場合の日射量
この値と観測した日射量の比から β/λ^α を求める。

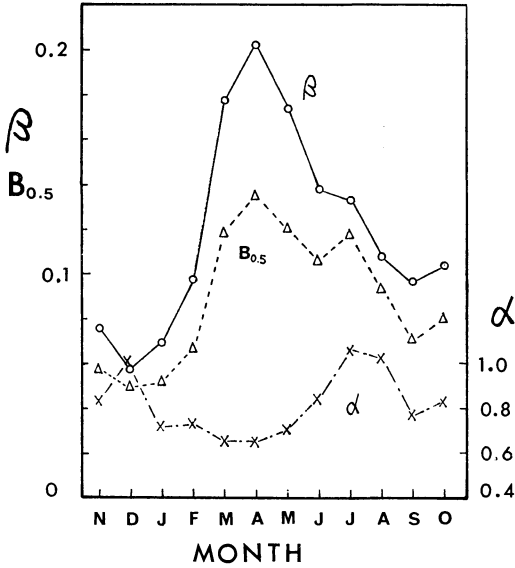
$$\frac{I_{\Delta\lambda_1}}{I_{d.f. \Delta\lambda_1}} = \exp \left(- \frac{\beta}{\lambda_1^\alpha} \cdot m \right) \quad (7)$$

$\bar{\lambda}_1$ は波長帯 $\Delta\lambda_1$ におけるエーロゾルの消散係数についての平均波長で大気路程等により変化する。本研究においては、波長帯 $\Delta\lambda_1$ における空気分子とオゾンの平均消散係数 $\bar{\tau}_R(\Delta\lambda_1) + \bar{\tau}_{O_3}(\Delta\lambda_1)$ に大気路程を乗じた値 (第 8 式) が $m = 1$ の $\tau_R(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda)$ に等しくなる波長 λ を $\Delta\lambda_1$ の平均波長とした。

$$(\bar{\tau}_R(\Delta\lambda_1) + \bar{\tau}_{O_3}(\Delta\lambda_1)) \cdot m = \ln \left\{ \frac{I_{d.f. \Delta\lambda_1}}{\int_0^{0.525} I_{0\lambda}} \right\} \quad (8)$$

波長帯 $\Delta\lambda_2$ についても同様の近似を用いることにより、これら 2 つの式から β および α を求めることができる。

つぎに、Schüepp の混濁係数 (B_λ) は (3) 式の右辺を B_λ と置き、(5) 式の底 e を 10 にしたもので、波長



第1図 綾里における β , $B_{0.5}$, α の年変化。

により異なる値をとるが、 α が一定の値をとるならば β と比例関係になる。

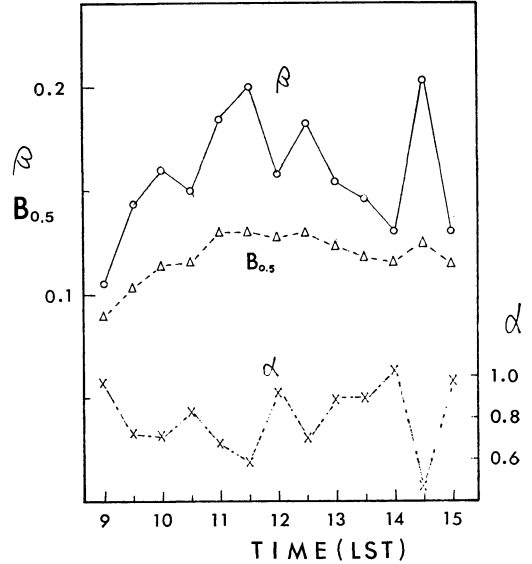
3. 綾里の大気混濁度

この節では岩手県三陸町綾里にある気象ロケット観測所 (緯度 $39^{\circ}02'N$, 経度 $141^{\circ}50'E$, 高度 260m) における昭和50年11月から51年10月までの観測結果について述べる。この観測所は陸中海岸国立公園内にあり、太平洋に面した綾里岬の中央東側にある。大気バックグラウンド汚染観測の適地として選ばれたばかりであり、付近には民家もなく空気清浄な地域にある。

観測は波長別自記直達日射計により、 $0.525\mu m \sim \infty$, $0.630\mu m \sim \infty$, $0.700\mu m \sim \infty$ (それぞれ OG1, RG2, RG8 フィルターによる) の各波長帯および全波長帯で行なっている。本論文では地方真太陽時の 9, 12, 15時で透過率 0.5 以上の場合について月平均値等を求め基礎資料とした。

第1図は Ångström の混濁係数 (β), 波長指数 (α), $0.5\mu m$ の波長における Schüepp の混濁係数 ($B_{0.5}$) の季節変化を月平均値により示したもので、 β , $B_{0.5}$ のいずれも 11~1 月の冬期に低く、3~6 月の春期に高くなっている。この傾向はインド等においても見られる (Murari, et al., 1971) がヨーロッパでは逆の結果も報告されている (Ångström, 1963)。季節による変化はいずれも大きく、綾里の β については 12 月の値は 4 月の値の約 $1/3$, $B_{0.5}$ についても同様なことが指摘できる。

1977年 7月



第2図 綾里における β , $B_{0.5}$, α の日変化 (1971年5月8日)。

しかし、高度の高いスイスのダボス (1600m) では値も低く、年変化も大きくはない (Ångström, 1961) ため、海あるいは地表面の影響とも考えられる。ダボスでの β の値は $0.02 \sim 0.04$, ストックホルムでは、 $0.03 \sim 0.11$, ワシントンでは $0.05 \sim 0.16$ (Ångström, 1961. いずれも 1934~6 年のデータ) であり、綾里 ($0.06 \sim 0.20$) は 1930 年代のワシントンに相当する大気 (エアロゾル) の状態である。

波長指数 α は前節で示したとおり、エアロゾルの粒径分布が霧分布に従う場合は粒径分布と対応関係にある。Ångström (1929) はエアロゾルの粒径が大きくなるにつれ α は小さくなることを報告しており、また標準的な値として 1.3, ちりの多い状態 (haziest days) では 0.5 になることを示しているが、第1図に示すように綾里のような清浄な地域でも α は $0.6 \sim 1.0$ 程度であり、一概には言えないことがわかる。また、 β と α は独立なパラメータであるが、綾里のデータでは同じ大気の状態では β と α は負の線形関係にあり、 α が必ずしも粒径分布に対応するとは考えにくい面もあるため α の性格については実験的にさらに検討をする必要がある。なお、第1図に示すように月平均の α は季節的な変化が見られるが、年間を通して $0.65 \sim 1.05$ の範囲 (年平均 0.8) でそれほど変化は大きくない。

第2図は β , α , $B_{0.5}$ の日変化を示したもので昭和51

年5月8日の9時から15時まで30分ごとの観測値をプロットしてある。日変化は非常に大きいが大気路程による系統的な差はみられない。さらに昭和50年11月から51年10月までで終日快晴の日を選び、その日変化の平均値を計算すると9時から15時まで β は約0.11 で一定の値となっている。このことから β は、理論どおりに大気路程によらないことが確かめられる。また、測定誤差として挙げられる、大気路程が大きくなるに従い日射スペクトル分布が波長の長い方へずれてくるために $\bar{\tau}_R(\Delta\lambda)$ や $\bar{\tau}_{O_3}(\Delta\lambda)$ が変わってくることも実用上無視できると考えられる。

4. β , $B_{0.5}$ と Linke の混濁因子について

β を求めるには前述したように波長別に直達日射量を測定する必要がある。しかし、現在日本でルーチ的に波長別の直達日射量を観測しているのは綾里1地点しかない。そのため、他の地域で β を求めるには全波長域の直達日射量から推定するしかない。その推定の方法としては Hann の式などの公式やラジオゾンデによる観測から可降水量を求めて水蒸気の影響を除去するものがあるが、ここでは β や $B_{0.5}$ の性格の調査も含めて、Linke の混濁因子 (T) との理論的な関係をもとにし、綾里のデータから実験式を作成する。

(1) β , $B_{0.5}$ と T の理論的關係について

Linke の混濁因子 (T) は純粋乾燥大気に対し何倍の消散係数を大気が持っているか表わすもので、次式で表わされる。

$$I = I_0 \cdot \exp(-\bar{\tau}_{R,M} \cdot T \cdot m \cdot P/P_0) \quad (9)$$

I : 地表面で受ける直達日射量 (全波長域)

I_0 : 大気外の直達日射量 (全波長域)

$\bar{\tau}_{R,M}$: 絶対大気路程1当たりの、全波長域における平均的な、純粋乾燥大気の消散係数で、 P および $\sec Z$ により異なる値をとる ($M = \frac{P}{P_0} \cdot \sec Z$)。

$$T = -\ln(I/I_0) / (\bar{\tau}_{R,M} \cdot m \cdot P/P_0) \quad (10)$$

となり、さらに高度差による補正のため、標準気圧時の $\bar{\tau}_{R,M}$ を求め ($\bar{\tau}_{R_0}$)、平均海面の混濁因子 T_0 を算出すると、

$$T_0 = 1 + (T-1) \cdot \left(\frac{P}{P_0} \cdot \frac{\bar{\tau}_{R,M}}{\bar{\tau}_{R_0}} \right) \quad (11)$$

のようになる。(9)式はまた、

$$\begin{aligned} I &= I_0 \cdot \exp(-\bar{\tau}_{R,M} \cdot T \cdot m \cdot P/P_0) \\ &= I_0 \cdot \exp\left[-\left(\frac{P}{P_0} \cdot \bar{\tau}_{R,M} + \bar{\tau}_M + \bar{\tau}_{O_3}\right) \cdot m \cdot \bar{\tau}_w\right] \end{aligned}$$

$$-\bar{\tau}_{CO_2}] \quad (12)$$

$\bar{\tau}_M$: 垂直気柱内のエロゾルの消散係数 (全波長域, 気圧 P)

$\bar{\tau}_{O_3}$: 垂直気柱内のオゾンの消散係数 (全波長域)

$\bar{\tau}_w$: 垂直気柱内の水蒸気の消散係数 (全波長域)

$\bar{\tau}_{CO_2}$: 垂直気柱内の CO_2 の消散係数 (全波長域)

となる。これから、

$$T = 1 + \frac{\bar{\tau}_{O_3} \cdot m + \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{CO_2}}{\bar{\tau}_{R,M} \cdot m \cdot \frac{P}{P_0}} + \frac{\bar{\tau}_M}{\bar{\tau}_{R,M} \cdot \frac{P}{P_0}} \quad (13)$$

となり、 $\bar{\tau}_M$ を全波長域の平均波長 $\bar{\lambda}_0$ を用いて $\beta/\bar{\lambda}_0^\alpha$ とおくと、(11), (13) 式から T_0 と β の間には次の関係が成立つ。

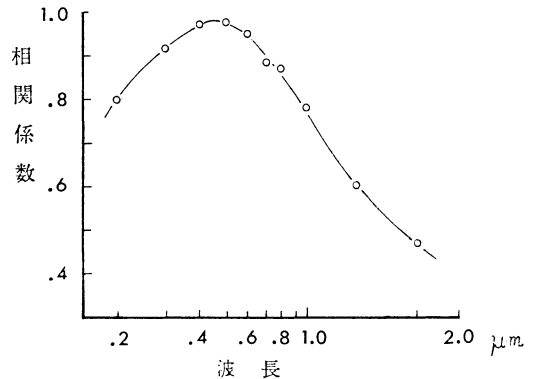
$$T_0 = 1 + \frac{\bar{\tau}_{O_3} \cdot m + \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{CO_2}}{\bar{\tau}_{R_0} \cdot m} + \frac{1}{\bar{\tau}_{R_0}} \cdot \frac{\beta}{\bar{\lambda}_0^\alpha} \quad (14)$$

B_{λ_0} についても同様にして次式が成立つ。

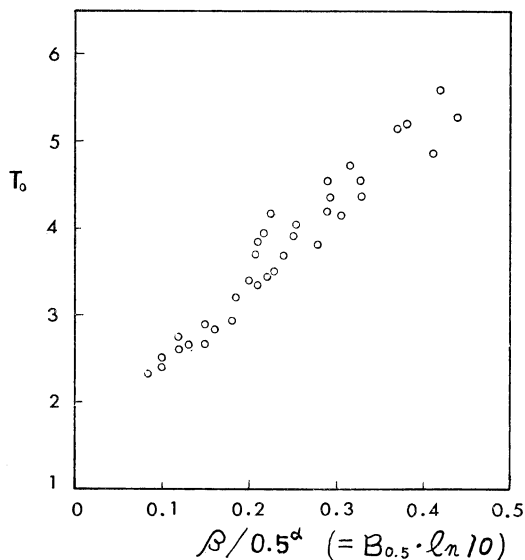
$$\begin{aligned} T_0 &= 1 + (\ln 10 - 1) \cdot \left(\frac{P}{P_0} \cdot \frac{\bar{\tau}_{R,M}}{\bar{\tau}_{R_0}} \right) + \\ &\quad \frac{m \cdot \bar{\tau}_{O_3} + \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{CO_2}}{m \cdot \bar{\tau}_{R_0}} \cdot \ln 10 + \frac{B_{\lambda_0} \cdot \ln 10}{\bar{\tau}_{R_0}} \quad (15) \end{aligned}$$

(2) 綾里の観測結果による β , $B_{0.5}$ と T_0 との関係について

β および B_{λ_0} と T_0 の関係はそれぞれ (14), (15) 式に記したとおり、1次形で表わされる。しかし、 β については α および $\bar{\lambda}_0$ も式の中に入れており、個々の α の変化が大きいため T_0 と $\beta/\bar{\lambda}_0^\alpha$ について調べる必要がある。そのためには $\bar{\lambda}_0$ を知らなければならない。 $\bar{\lambda}_0$ は、波長域 $0 \sim \infty$ におけるエロゾルの消散係数についての平均波長で、 T_0 と $\beta/\bar{\lambda}_0^\alpha$ の相関は $\bar{\lambda} = \bar{\lambda}_0$ にお



第3図 T_0 と $\beta/\bar{\lambda}_0^\alpha$ の相関係数の $\bar{\lambda}$ による変化。



第4図 T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ ($B_{0.5} \cdot \ln 10$) との関係。

第1表 T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ と月ごとの実験式 ($T_0 = a(\beta/0.5^\alpha) + b$)

月	a	b	$(b-1)/a$	α
1975. 11	10.6	1.46	0.043	0.84
12	9.5	1.51	0.054	1.02
1976. 1	8.1	1.55	0.068	0.72
2	7.1	1.82	0.116	0.74
3	8.7	1.49	0.056	0.65
4	8.9	1.63	0.071	0.65
5	9.2	1.66	0.072	0.70
6	7.8	2.23	0.158	0.84
7	8.7	2.02	0.117	1.06
8, 9	6.5	2.37	0.211	0.99
10	8.5	1.79	0.093	0.83
平均	8.5	1.78	0.096	0.82

いて最も高くなると考えられる。第3図は $\bar{\lambda}$ を変えた場合の T_0 と $\beta/\bar{\lambda}^\alpha$ の相関係数 (11月のデータ) をプロットしたもので、日射強度の波長スペクトル分布とよく似て、 $0.5\mu\text{m}$ 付近でピークとなっている。このことは $0.5\mu\text{m}$ におけるエーロゾルの光学的厚さと大気による太陽エネルギーの減衰の割合とがよく合うことを示している。この $\bar{\lambda}_0$ は常に一定とは限らず大気混濁度等にも依存すると考えられるが、この相関係数が最大となる

波長は11月でも7月でもそれほど差はないため平均波長としては $0.5\mu\text{m}$ を採用する。

第4図には T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ について昭和50年11月から51年10月までの観測結果により、その関係をプロットしてある。

両者の関係は (14) 式の示すとおり、多少の幅はあるがよく直線にのっている。このため、1年を通じ1つの式で表わすことも可能だが、さらに詳しく見るために最少2乗法により T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ の実験式 ($T_0 = a(\beta/0.5^\alpha) + b$) を月ごとに作成してみると第1表のようになる。明確な傾向は見られないが、11、12月に a が大きく、6~9月に b が大きくなっている。この係数 a と b は (14) 式から次のように表わされる ($P = P_0$ とする)。

$$a = \frac{1}{\bar{\tau}_{R_0}} \cdot \left(\frac{0.5}{\bar{\lambda}_0} \right)^\alpha \quad (16)$$

$$b = 1 + \frac{\bar{\tau}_{O_3} \cdot m + \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{CO_2}}{\bar{\tau}_{R_0} \cdot m} \quad (17)$$

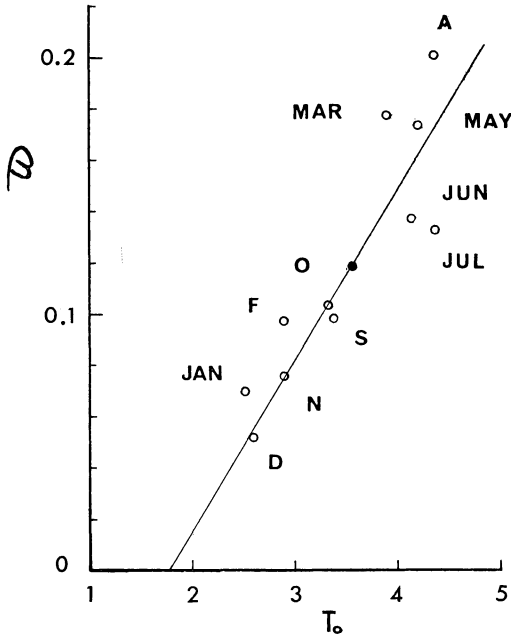
したがって、 b はオゾン、水蒸気および二酸化炭素による減衰による目安を与える。さらに (16)、(17) 式から、

$$\frac{b-1}{a} = \frac{\bar{\tau}_{O_3} \cdot m + \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{CO_2}}{m} \cdot \left(\frac{\bar{\lambda}_0}{0.5} \right)^\alpha \quad (18)$$

とすると $m=1$ 、 $\bar{\lambda}_0=0.5$ の場合はオゾン、水蒸気および二酸化炭素の消散係数の和を知ることができる。第1表にこの値も示してあるが、冬に低く夏に高くなっており、夏に水蒸気の多いことに対応している。また、(16) 式から、 a の逆数をとれば、 $\bar{\lambda}_0=0.5$ が成立つとき平均海面の純粋乾燥大気的全波長域、大気全層における平均的な消散係数が得られる。綾里における観測では a の逆数は0.118 (50年11月~51年10月の平均値) で、この値は大気路程1、波長 $0.53\mu\text{m}$ に対する Rayleigh Optical thickness にはほぼ相当する。なお、 $B_{0.5}$ については、 $B_{0.5} = \beta / (0.5^\alpha \cdot \ln 10)$ と表わされるため T_0 との関係は第4図に示したものと基本的に同じである。 $B_{0.5}$ に関しては波長指数 α を用いておらず、 β よりも情報量が少ないこともあって、Linke の混濁因子からかなりの精度で推定できる可能性がある。

(3) T_0 から β 、 $B_{0.5}$ を実験式によって推定することについて

前述したように T_0 と $\beta/0.5^\alpha (B_{0.5} \cdot \ln 10)$ は直線関係にある。それゆえに、この関係を利用して実験式を作成すれば波長帯別に直達日射量を測定していない地点でも T_0 さえ求めていれば β や $B_{0.5}$ を推定することが可能である。



第5図 T_0 と β の実験式と観測結果。
 実線：10月の観測結果による実験式、
 ○：月平均値，●：年平均値。

T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ の実験式は第1表に示してあるとおり年変化もそう大きくはない。しかし、この場合変数として β のほかに α が入っており、 α が既知でないと β を推定することはできない。前述したように Ångström は α として1.3を提唱しているが、綾里では0.5~0.8であり変動も大きい。また、インド等においても同様なことが観測されており、 α についても別の因子から推定しない限り、 T_0 から β の推定には限界がある。第5図は T_0 と β の実験式(実線)と観測値(月平均値、年平均値)を示してある。実験式は年平均に近い10月の T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ についての式から $\alpha=0.83$ (10月の平均値)を代入して、 T_0 と β の式を求めたもので、月ごとの値と大筋においてあっているが、部分的にははずれているものもある。実験式からははずれる原因は波長指数 α の値および水蒸気等による減衰が月により異なるためで、 α の値が10月より大きいと β は実験式の値より低く、水蒸気等による減衰が10月より小さいと実験式の値より高くなる。 α の値は第1表に示してあるように、10月より大きいのは6~9月でこの期間では β は実験式の値より低く、逆に α が10月より小さい値を示す1~5月では β は実験式の値より高くなっている。このように α が

変動すると T_0 と β の相関が悪くなる。 α を定数として10月の値を用いて各月の β を求めると (β_c)、 T_0 と β_c の相関係数は0.96となり、 T_0 と β の0.89よりかなり改善される。こうして α の月ごとの変動を除いたものと実験式とを比較すると、12, 1, 2, 3月が上側に、6, 7, 9月が下側となり、10月と比べ前者は水蒸気等の影響が弱く、後者が強いことがわかる。しかし、 α や β は水蒸気とは無縁ではないためその程度を明確に知ることには困難となっている。

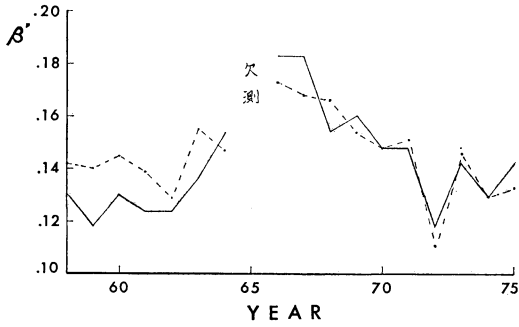
なお、 α を一定の値に固定すると β の単位の変動が防げることになり、物理的にスッキリするため、 $\alpha=1$ のように固定して β を求めている例もある。この点が Ångström の混濁係数の弱点だが、いっぽうこの α によりエアロゾルの粒径による影響が少なくなっており、さらに改良を必要としている。

$B_{0.5}$ と T_0 については第4図に示したように1次の線形関係にある。両者についても年間の実験式を作成し、月平均値に関して計算値と観測値を比較してみると、誤差はほぼ10%のうちに入っている。

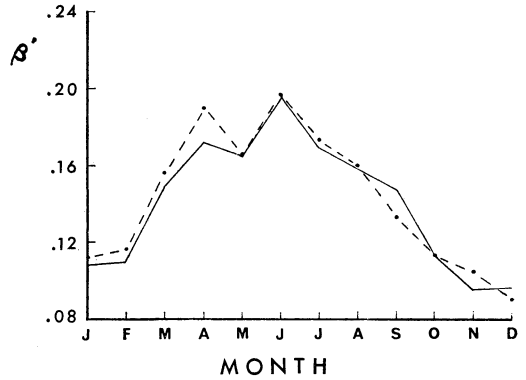
β と T_0 、 $B_{0.5}$ と T_0 の実験式を求め、月平均値や年平均値を推定した結果を述べたが季節的に β 、 $B_{0.5}$ と T_0 の関係が変化するため満足できる精度とはいえない。しかし、年間を通した実験式から年平均を推定する場合はより精度が高まると考えられ、また、この混濁係数 β や $B_{0.5}$ は経年変化を知ること、その本質的な意義があるため本方法も有用であろう。

5. 福岡の過去の混濁係数の推定

前節で得た、 T_0 から β を算出する実験式を用いて福岡における混濁係数を調べてみる。福岡ではラジオゾンデによる水蒸気量の観測を用いて β' ($\alpha=1$ と固定して求めた混濁係数) を求める方法(山本・田中・荒生, 1968)から、1958~1975年(1965~1967年は欠)の β' が求められている(中村, 1976)。そこで T_0 と $\beta/0.5^\alpha$ の実験式の年平均の式から、 $\alpha=1$ として T_0 から β' を求める式を作り、1958~1975年(1965年は欠)までの β' を求めプロットしたのが第6図である。点線がラジオゾンデを用いた β' 、実線が実験式によるものである。1965年は欠測のためプロットしていない。図から明らかなように1966年以降は両者の値はよく一致しているが、1963年以前は4~15%実験式による値が低くでている。この理由としては、この時期の水蒸気による影響が実験式作成年(1975~1976年)に比べ大きいことや、 α に関係するエアロゾルの粒径分布が異なっていたことが考えられ



第6図 福岡における混濁係数 β' ($\alpha=1$ として求めた β') の経年変化。
 点線：ラジオゾンデによる観測値から推定した β' (中村, 1976による)
 実線：綾里の実験式から求めた β' 。



第7図 福岡における混濁係数 β' の年変化。
 点線：ラジオゾンデによる観測値から推定した β' (中村, 1976による)
 実線：綾里の実験式から求めた β' 。

る。

また、第7図には β' の年変化の比較結果を示してある。点線はラジオゾンデを用いた値、実線は月ごとの実験式 (T_0 と β') から求めた値であり、非常によく一致している。8月は観測データが少なかったため、実験式による値は算出してない。この第7図から、綾里と福岡では T_0 と β' の関係の年変化は同様なものであると考えられ、実験式により T_0 から β' を推定できる可能性も強いと思われる。

最後に本論を書くにあたって種々御指導いただいた関根正幸氏、有益な助言をいただいた嘉納宗靖氏はじめ放射談話会の方々、また綾里で実際に観測にあたられ、パイオニアとして多くの苦勞を重ね、本論文の基礎データを提供していただいた中川清氏に感謝します。

文献

Ångström, A., 1929: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, Geogr. Ann., no. 2.
 —, 1930: On the atmospheric transmission of sun radiation II, Geogr. Ann. no. 2-3.
 —, 1961: Technique of determining the turbidity of the atmosphere, Tellus., 13, 214-223.
 —, 1963: The parameters of atmospheric turbidity, Tellus., 16, 64-75.

Elterman, L., 1964: Atmospheric attenuation model, 1964, in the ultra-violet, visible, and infrared regions for altitudes to 50km, Environ. Res. Paper, 46.
 一木明紀, 1977: Ångström の混濁係数に対するフィルター温度変化などの影響, 気象庁研究時報, 28, 379-387.
 Murari L, H.S. Rathor, 1971: Determination of atmospheric turbidity parameters over the north and central India, Arch. Met. Geophys. Biokl., Ser. B, 19, 297-306.
 中村和信, 1976: 山本の混濁係数 β と福岡における値, 福岡管区気象台技術通信, 22, 219-223.
 Rangarajan, 1970: New features of haze scattering in India as deduced from measurements of atmospheric turbidity, Indian J. Met. and Geophys., 21, 521-528.
 Schüepp W., 1949: Die Bestimmung der Komponenten der Atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen, Arch. F. Met., Geophys. Biokl. (B), 257-346.
 Yamamoto G., M. Tanaka, K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements, J. Met. Soc. Japan, 46, 287-299.
 Yamamoto G., 1962: Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water Vapor, Carbon Dioxide and Molecular Oxygen, J. Atmos. Sci. 19, 182-188.