

大気汚染と放射 —エアロゾルの作用*

会 田 勝**

1. はじめに

大気環境問題への我々の認識は1970年のSCEP reportに代表されるように、ここ数年非常に高まって来ている。なかでも、昨今の“気候変動”というショッキングな大気環境の変化に関する話題については、人間活動の影響を含めて多くの努力が検証と予測に払われて来た。一方、比較的地域的な現象として捉えられていた大気汚染現象も、その規模の拡大や日常性のために今やグローバルな問題に直結されようとしている。こうした背景のもとに、多くの大気汚染、気候変動に関する研究が急がれているが、その中で注目されているのがエアロゾルに関する話題である。それは地球全体のエネルギー収支に関連した問題や都市大気を構成するエアロゾル層の熱効果など、エアロゾルを含む気層の放射過程に関連した話題である。大気汚染や大気環境問題に関する解説は既に沢山あるので、この問題に触れることにはいささか躊躇するが、今日的な問題の背景を多少教科書的に、エアロゾル大気汚染と放射過程の関係に限定して解説してみたい。エアロゾルの放射特性そのものが現在多くの研究者の攻略目標であって、まさに“熱い”問題であり不明確な部分が多い。そのエアロゾルが大気中でどのような役割を果たすのか、いかなる放射のメカニズムによるのかをできるだけ平易な方法で多少量的に説明しようと思う。以下、グローバル汚染と都市域汚染についてこの順序で解説する。

2. グローバル汚染と放射

固体地球とその周囲の大気からなる一つのシステムを考えると、そのシステムは本質的に太陽からの放射エネ

ルギーを受け取り、また自分自身が一つの放射体としてエネルギーを放出している。従って、そこには放射バランスが成立している。このことを数式で表現すると、地球内部からの微量な熱流を無視し定常状態と黒体放射を仮定すれば、次式ようになる。

$$\pi R^2 I_0 (1 - A) = 4\pi R^2 \sigma T_e^4 \quad (1)$$

R = 地球半径

I_0 = 太陽定数 (1.94 cal cm⁻² min⁻¹)

A = 地球のアルベード (約0.33)

σ = Stefan-Boltzmann 定数

(8.128 × 10⁻¹⁴ cal cm⁻² deg⁻⁴ min⁻¹)

T_e = 地球の有効射出温度 (°K)

この式から地球の有効射出温度が決まるわけであるが、その値は 251°K となり、平均地表温度 ($T_s = 288°K$) よりはるかに低い。この差がいわゆる大気の温室効果によるもので、大気そのものの平均温度が T_e に近いことから、地球-大気系からの放射とは、大体、大気からの放射ということを示している。

さて、ここで最近の気候変動の主因が地球-大気系内にあるとすれば、当面、 I_0 は一定と考えられる。従って、問題は A の変化と T_e 、更には T_s との関係になる。大気中に蓄積されたエアロゾルの影響で、 A が単純に増加すれば、(1) 式の左辺は値を減じ、右辺の T_e も小さくなる。従って T_s も低くなるであろう。また、 A が減少して逆が言えるだろうか。その辺の解答がエアロゾルと放射過程に含まれている。

(a) 大気混濁度と日射の関係

エアロゾルの増加に伴う気温変化については McCormick and Ludwig (1967) が Ångström の混濁係数 (例えば、Ångström (1964)) の経年変化との関係を示して以来、多くの検証と予測が展開されている。

* Air Pollution and Radiation —The Effect of Aerosols—

** M. Aida 横浜国立大学教育学部気象学研究室

Ångström 混濁係数とは直達日射が大気中のエアロゾルによって消散される度合をもって大気のごれ具合を示す一因子である。即ち、直達日射量が air mass m の光路を通過して次式で与えられる場合に、 $\tau_M(\lambda)$ の原因となる指標を与えるものである。

$$I = \int_0^{\infty} I_0(\lambda) \tau_R^m(\lambda) \tau_M^m(\lambda) \tau_{O_3}^m(\lambda) \tau_{H_2O}(\lambda, mu) \tau_{CO_2}(\lambda, mu) d\lambda \quad (2)$$

I = 直達日射量

$I_0(\lambda)$ = 大気外での日射量, 波長 λ

m = air mass, $m = \sec \theta$ (θ = 天頂距離)

$\tau_R(\lambda)$ = Rayleigh 大気 (dry, dust free) の $m=1$ での透過率

$\tau_M(\lambda)$ = エアロゾルによる $m=1$ での透過率

$\tau_{O_3}(\lambda)$ = オゾンの吸収帯による $m=1$ での透過率

$\tau_{H_2O}(\lambda, mu)$ = 水蒸気の吸収帯による水蒸気量 mu での透過率

$\tau_{CO_2}(\lambda, mu)$ = 炭酸ガスの吸収帯による炭酸ガス量 mu での透過率

$\tau_M(\lambda)$ だけを取り出す方法は、Ångström 日射計で I を求めたものと、RG-8 red filter といわれる波長が 0.7 μm 以上の光を通すフィルターを用いて測定した値、 $I > 0.7$ との差を作って赤外部の τ_{H_2O} や τ_{CO_2} を除去したものに τ_{O_3} の補正を行って求める。さらに τ_R は理論的に評価されるので、 τ_M だけを残すことができる。この τ_M を次のように表現して、混濁係数 β を定義する。

$$\tau_M(\lambda) = \exp(-\beta \lambda^{-1.3}) \quad (3)$$

即ち、 β は $\lambda = 1.0 \mu m$ の時の消散係数を意味する。

McCormick and Ludwig の報告に戻ると、 β の経年変化は、

Washington, D.C. では

$$\beta = 0.098 \text{ (1903~1907年)} - 0.154 \text{ (1962~1966年)},$$

$$\Delta\beta = 0.056.$$

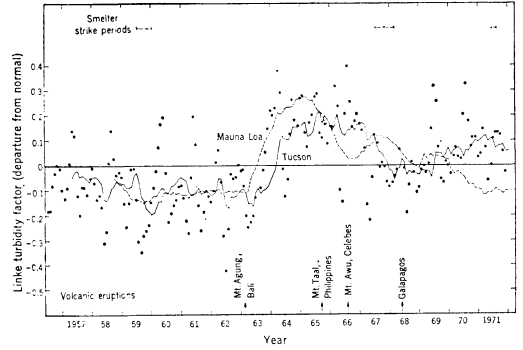
Davos (スイス) では

$$\beta = 0.024 \text{ (1914~1926年)} - 0.043 \text{ (1957~1959年)},$$

$$\Delta\beta = 0.019.$$

となっているが、彼等はこの $\Delta\beta$ と 1940年代からの低温化が結びつく指摘した。

一方、Fischer (1967) や Ellis and Pueschel (1971) の報告によれば、南極 (1950~1966年) や Hawaii の Mauna Loa (1958~1970年) などの比較的人間活動の影響が少いと思われる地帯の混濁度には、観測期間が短



第1図 Tucson (実線) と Mauna Loa (破線) での Linke 混濁係数の経年変化。曲線はその時点より先行する12ヶ月の平均値。黒点は Tucson における月平均値 (Heidel, 1972)

いこともあるが、先の McCormick and Ludwig のような顕著な変化は認められない。

ごく最近、Heidel (1972) は Mauna Loa の測定と比較しながら、Arizona の Tucson における1956~1971年の間の Linke の混濁係数 T を整理した (例えば、藤本文彦 (1971))。その様子は第1図に平均値からの差として示されているが、この間の平均値はそれぞれ1.607と2.401である。

Linke の混濁係数も比較的良く使われるが、これは Ångström のものとは水蒸気の吸収の取扱いで違う。Ångström の方法では水蒸気の影響を除去してあるが、Linke の場合はその吸収までを含んだものを定義している。即ち、直達日射量は

$$I = I_0 \exp(-mk_R T), \quad (4)$$

$$I_0 = \int_0^{\infty} I_0(\lambda) d\lambda,$$

k_R = Rayleigh 大気に対し波長平均した消散係数

と表わされ、 T は消散の度合が Rayleigh 大気のそれの何倍にあたるかを示す指数に相当する。

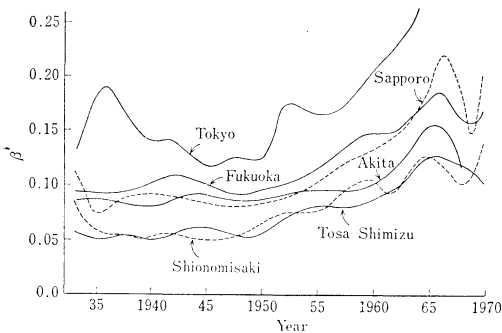
図中の実線 (Tucson) と破線 (Mauna Loa) はその時点より先行する12ヶ月間の平均値を示し、黒点は各月の Tucson の値である。Ellis and Pueschel によっても指摘されたように Mt. Agung の噴火による混濁度の上昇は Mauna Loa では1971年にほぼ回復している。しかし、Tucson では都市化のためか、或いは降水の減少のためか1969年以降も漸増が認められる。Mt. Agung の噴火の影響は Mauna Loa と Tucson では約半年の

time lag があるのは興味深い。

我国でも, Yamamoto *et al.* (1968, 1971) は気象庁の直達日射の観測資料から次式による混濁係数を用いて各地の混濁度を評価した。

$$\tau_M(\lambda) = \exp(-\beta'\lambda^{-1}) \quad (5)$$

これはエアロゾルの粒径分布に Junge 分布 (例えば Junge, 1963) を仮定して求められる。彼等の方法では, (2) 式における τ_{O_3} , τ_{H_2O} , τ_{CO_2} をフィルターを用いずに直達日射の総量から理論的に除去している点と, この過程に入る垂直気柱中の水蒸気量の評価には地表水蒸気圧と可降水量の経験式を用いた返似的手法を用いている点に特徴がある。彼等の結果を更に整理した第 2 図(山本義一, 1972) に見られるように, 東京の空は日本の経済事情や戦争の影響を物語っている。前述の McCormick and Ludwig の結果と比較すると, 日本の中都市はほぼ Washington, D.C. に対応し, 日本全体が一つのローカルな汚れた空を形成しているのがわかる。



第 2 図 日本各地の大気混濁度 (β') の経年変化 (山本義一, 1972)

以上のように定義こそ違いますが, それぞれの大気混濁度の各地の経年変化を見ると, まず火山噴火のように成層圏にまき散らされた足が長く寿命も永いエアロゾルの影響は全地球的に波及することがわかる。しかし, 人間活動によって主として対流圏下部に放出された寿命の短いエアロゾルの影響はそれほど直接的にはグローバルスケールにはならないようである。しかし, 人口の密集する北半球では積分された効果を考えなければならないし, 南半球との対比も新たな問題を生むであろう。

(b) エアロゾルは cooling か?

エアロゾルの増加とともに炭酸ガスの増加もまた地球の熱収支に関与するが, その作用はエアロゾルに比べて明解で, もっぱら heating である (炭酸ガスの増加に

伴う温度上昇については例えば文末の文献を参照されたい)。しかし, エアロゾルの増加に伴うアルベード, A , の変化はそう簡単ではない。それはエアロゾルの粒径分布や吸収散乱特性が明確でないためである。

Charlson and Pilat (1969) は極めて簡単な方法でこの問題を浮き彫りにした。大気モデルとして平らな光学的に薄いエアロゾル層を含む大気を想定し, 太陽放射が散乱, 吸収されるものとして, 長波放射は考えない。単純な Beer の法則を導入すると, エアロゾル層とその下の地表面, 即ち地球-大気系で吸収される放射エネルギー, W_{EA} , は次式で与えられる。

$$W_{EA} = I_0(1 - A_s)e^{-(a+b)} + I_0(1 - e^{-a}) \quad (6)$$

A_s = 地表面の反射率

$a = k_{abs}x$, k_{abs} = 吸収による消散係数

$b = k_{bs}x$, k_{bs} = 後方散乱による消散係数

x = 平均の大気の厚さ

式の右辺第一項が地表面の heating になり, 第二項が大気 heating に対応する。この式で, もしエアロゾル層の吸収がなければ明らかに b の増大とともに W_{EA} は減少する。しかし, a の効果は, $1 > A_s > 0$ であるので, もし b を一定とすると a の増大とともに W_{EA} も増加するように働く。そして相対的に大気 heating に重点が移る。このように a, b の相対的な大きさの変化で W_{EA} が heating にも cooling にもなりうることが示唆された。この簡単なモデルで議論を展開することには限界があるが, a と b , 言い換えれば, k_{abs} と k_{bs} がどのような値を持つか, また A_s の効果はどうかといった問題に進展し, Ensor *et al.* (1971), Mitchell (1971) の拡張を見るに至った。

Ensor *et al.* によると, (6) 式は更にエアロゾル層が光学的に薄いことから $a, b \ll 1$ より $\exp(-a) \approx 1 - a$, $\exp(b) \approx 1 + b$ と近似して

$$W_{EA} = I_0(1 - A_s)(1 - a - b) + I_0a \quad (7)$$

となる。従って, エアロゾルの影響のあるなしによる差は

$$\Delta W_{EA} = -I_0(1 - A_s)(a + b) + I_0a \quad (8)$$

となり, ΔW_{EA} の正負から

$$\frac{a \geq 1 - A_s}{b < A_s} \quad (9)$$

が問題になる。即ち, a/b が大きければ ΔW_{EA} は増大しエアロゾルは heating に作用する。逆ならば cooling

である。しかも、それを決めるものに A_s が効いている点面白い。

Mitchell の取扱いはより細かくて、地表面で反射された日射の後方散乱まで組み込んでいる。下向放射、上向放射ともに、後方散乱特性が同じであると考えると、この場合には、

$$\frac{a}{b} \geq \frac{(1-A_s)^2}{2A_s} \quad (10)$$

が heating, cooling の境界となる。

(c) a, b はどのようなものか?

さて、(9), (10) 式の a, b 即ち, k_{abs}, k_{bs} はどのようにして求められるのか。

エアロゾルの粒径分布関数として Junge 分布を仮定すると粒径 $r=0.01\sim 10\mu\text{m}$ の粒子に対して

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = Cr^{-(\eta+1)}, \quad (11)$$

$$N = \int n(r) dr$$

となり、 $\eta=2, 3, 4$ などのモデルがあるが、一般的には $\eta=3$ が使われる。また C は定数。この粒径分布で球形粒子を仮定すると後方散乱係数は次のようになる。

$$k_{bs} = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_{bs} n(r) dr, \quad (12)$$

$$Q_{bs} = \frac{1}{\alpha^2} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} [i_1(\alpha, m, \theta) + i_2(\alpha, m, \theta)] \sin \theta d\theta$$

: 後方散乱特性関数

$\alpha = 2\pi r/\lambda$: size parameter

λ : 波長

m : エアロゾルの複素屈折率, $m = \nu - ki$

θ : 散乱角

$i_1(\alpha, m, \theta), i_2(\alpha, m, \theta)$: 散乱面に対して直角偏光, 平行偏光した光の強度,

同様に、吸収係数は

$$k_{abs} = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_{abs} n(r) dr, \quad (13)$$

$$Q_{abs} = Q_{ext} - Q_{scat}$$

$$Q_{ext} = \frac{2}{\alpha^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) R_e \{a_l(\alpha, m) + b_l(\alpha, m)\}$$

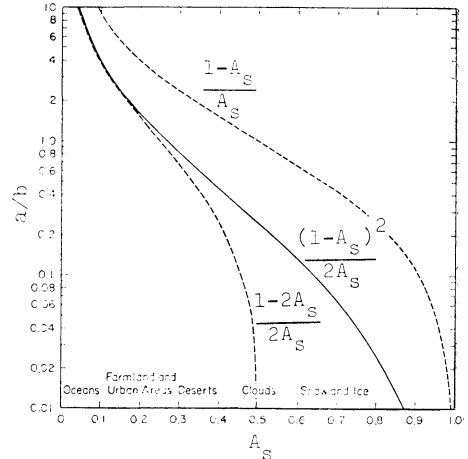
: 消散特性関数

$$Q_{scat} = \frac{2}{\alpha^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) \{ |a_l(\alpha, m)|^2 + |b_l(\alpha, m)|^2 \}$$

: 散乱特性関数

$a_l(\alpha, m), b_l(\alpha, m)$: Mie 係数.

非常に複雑になるので、詳細は Van de Hulst (1957) を参照されたいが、ここで問題になるのが、エアロゾル



第3図 a/b と (9), (10) の関係, a/b が大きい場合は heating. A_s は地表面のアルベード (Chylek and Coakley, 1974)

の複素屈折率 $m = \nu - ki$ である。実数部 ν は散乱を、虚数部 κ は吸収を表わすが、 ν としては大体 1.5 ± 0.2 (Bullrich, 1964) 程度であるが、 κ は不明確である。これまでのデータでは $0.01\sim 0.1$ くらいに推定されている (Eiden, 1966, 1971, Fischer, 1970)。更に、最近では、エアロゾルの組成や湿度の影響などを考慮し、複素屈折率の波長特性などに精力的な研究が進められている (Volz, 1972, Hänel, 1972など)。

さて、 a, b がどのようなものか、即ち、 m との関係がわかったので、(9), (10) 式に戻るが、 a/b の大小関係は Ensor et al. や Mitchell の評価では

$\kappa < 0.001$ では cooling

$0.001 < \kappa < 0.1$ では不明瞭

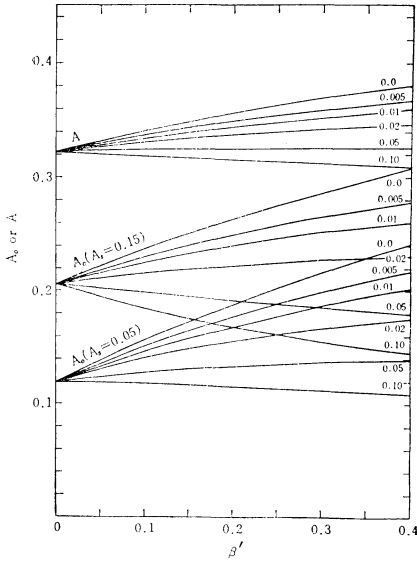
$\kappa < 0.1$ では heating

の程度しかわからない。

一方、(9), (10) の関係を A_s の関数で示すと第3図のようになる (Chylek and Coakley, 1974)。図に示されるように、同一タイプのエアロゾルでもその下の地表面のアルベードによって、heating にも cooling にもなり得る。もし雲の効果を考えなければ、大体海上や陸上では cooling に作用することがわかる。しかし、雲を考えるとその効果は逆になりそうであるから、問題の鍵は雲上の作用と雲の分布にありそうである。

(d) 精密化と総合化

この問題に対する精密化は、放射伝達方程式を地表面とその上に位置する大気系で解くオーソドックスな問題



第4図 雲の効果を取り入れた地球のアルベード (A) と大気混濁度 (β') の関係。 A_0 は雲がない場合のアルベード ($A_s=0.05$ は海上, $A_s=0.15$ は陸上)。 図の右端のパラメーターはエアロゾル複素屈折率 $m=1.5-\kappa i$ の κ 。(Yamamoto and Tanaka, 1972)

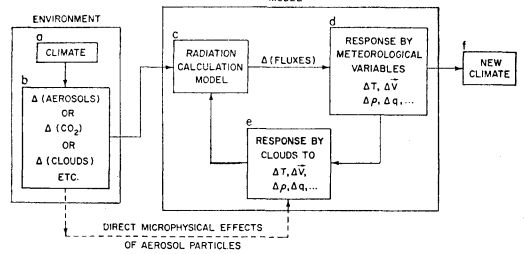
に始まるが、その最初は Rasool and Schneider (1971) である。その後、Yamamoto and Tanaka (1972) や Chylek and Coakley (1974) などがあるが、これらの複雑な計算過程をここに再現することはさける。ただし、雲の影響については、Yamamoto and Tanaka による結果を紹介する。第4図はアルベードと大気混濁度〔(5)式の定義〕の関係を示すものであるが、雲の存在と平均の A_s を考えた場合のグローバル・アルベードは

$$A = nA_c + (1-n)A_0 \tag{14}$$

と表わされる。ここで $n=0.5$ は平均雲量で $A_c=0.5$ が雲のアルベードであるとする。 A_0 は A_s (海では $A_s=0.05$, 陸では $A_s=0.15$) に対応するグローバル・アルベードである。海陸分布を $0.71:0.29$ と仮定すると図中の A が求まる。雲の効果は全体のアルベードを大きくするが、エアロゾルの増加 (即ち β' の増加) に伴うアルベードの増加を抑えている。また、この図でも $\kappa=0.1\sim 0.01$ あたりが cooling/heating の微妙な境目になっていることがわかる。

このようにエアロゾル一つの影響を見ても大気への熱作用は明確ではないが、個々の問題が未解決であっても

CLOUDINESS-CLIMATE FEEDBACK LOOP



第5図 雲の役割を含めた気候の feedback 機構のモデル (Schneider, 1972)

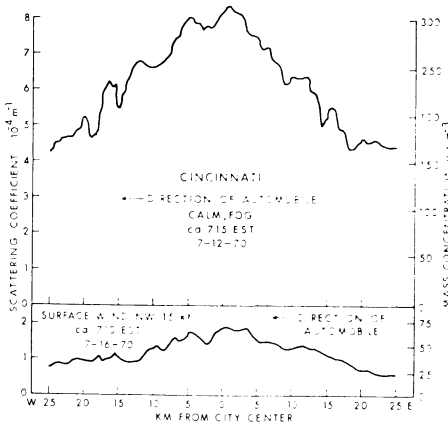
次に生ずる問題に取り組まなければならない。例えば、先程の地表面アルベードに伴う大気の heating/cooling の関係には地表面の動態がからんでくる。そのメカニズムには当然放射過程以外のものも入る。雲の分布や Budyko (1969) の新氷河論にある冠氷領域の南下に伴うアルベードの変化や、同時に組み込まれるべき炭酸ガスの効果などと問題は多様化し総合化してくる。

Schneider (1972) は雲の分布と気候変化について一つのモデルを立て、いかに多様なメカニズムが同時に起こり、かつまた feedback 作用がなされているかを模式的に表現している。それを第5図に示すが、現在の (或いは過去のまだ人間活動の及ばぬ時代の) 気候 (a) に perturbation (b) がかけられると別な気候 (f) が生ずるのであろう。その過程は推測された “model” と記された部分 (c, d, e) に依るのであろう。従来の研究では、結論と言われるものはむしろ (d) の部分であった。即ち、perturbation (b) によって起こる放射フラックスの変化が直線的に ΔT の議論へと結びついていた。しかし、実際に求められるべき結論は (f) であり、(c, d, e) の feedback 機構を導入しなければならない。この総合化を (b) から (e) へのエアロゾルと雲の生成機構にも発展させる必要がある。

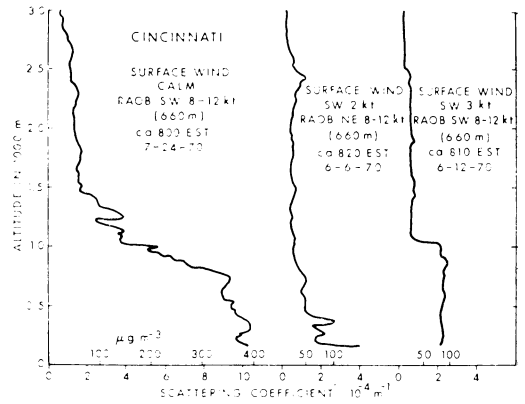
このように第5図の全ループが現在の気候にかけられた perturbation の結果としての新しい気候を生むわけである。しかし、まだ我々はその結果を見ていないし、一つ一つの過程を理解する上では、Bryson (1968) の名論文ではないが、やはり “All other factors being constant……” とやらなければならない。だが、我々の求める結論は、 “all other factors being constant……” の時ではない。

3. 都市域大気汚染と放射

グローバルに進みつつある大気環境の変化のうちで、



第6図 Cincinnati 市横断面でのエアロゾル濃度の水平分布。上部は汚染の激しい日の例。下部は比較的清浄な日の例 (Bach and Daniels, 1973)



第7図 Cincinnati 市都心部におけるエアロゾル濃度の高度分布。(Bach and Daniels, 1973)

とりわけ汚染が進行しているのが都市大気である。そこで、次に都市大気の汚染構造とその中での放射過程についてふれてみよう。

(a) 都市域大気汚染の構造

まず、大都市をおおうドーム状汚染大気の構造に関する観測は古くから沢山行われているが、最近の integrating nephelometer による観測例を紹介しよう。この測器は 0.5μm の波長の Xenon lamp を光源とし、その Target 部分にあるエアロゾルや空気分子によって 8° と 170° に散乱された散乱光を光電管に受けて、その濃度を測定するものである(詳しくは Charlson *et al.* 1967)。さて、第6図は Bach and Daniels (1973) がこの測器を自動車に積み込んで Cincinnati を横断した時のエアロゾルの散乱係数と濃度を示したものである。図の上部は風の弱い汚染の目立つ日の例で、濃度は都心部、郊外で約 2.5 倍にもなっているが、全体にモヤが出ていて値も大きい。一方、図の下部の風の強い快晴の日では絶対値は小さいが、この日でも中心部の上昇はまだ認められる。尚、図中の散乱係数 $k(\lambda=0.5\mu\text{m})$ と濃度 M の関係は、実験式として

$$M(\mu\text{g}/\text{m}^3) = 3.8 \times 10^5 k(\text{m}^{-1}) \quad (15)$$

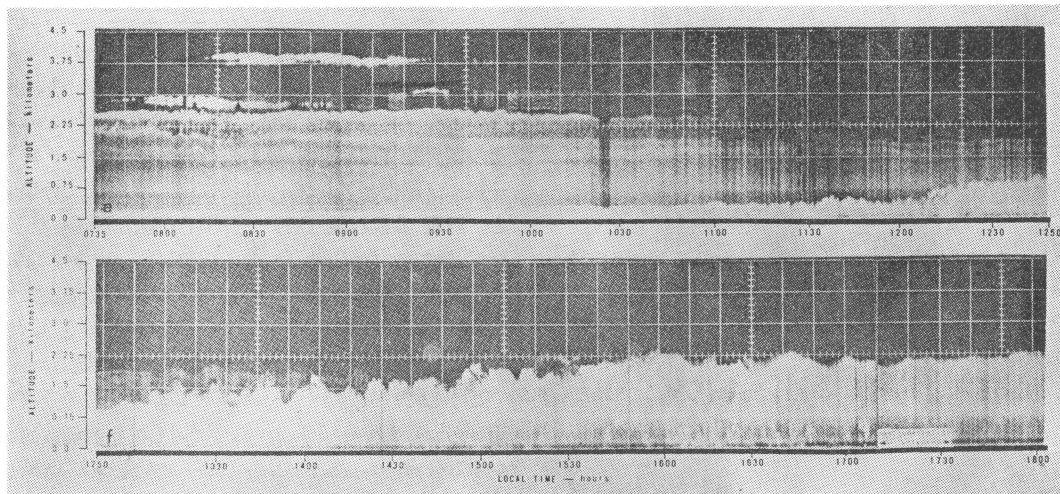
の関係が導かれている。

一方、垂直構造も同様に観測され、その一例が第7図である。図の左端の7月24日は穏やかな朝の例で、下層から 1.4km までに及ぶエアロゾル高濃度層が認められる。中央のプロフィールは 500m 以下だけに汚染が認め

られ、右端のものは約 1km までの等濃度分布を示している。これらのデータだけからでは、ドーム状構造をモデル化することはできないが、一般的に言われている構造の発達を見ることはできる。

都市大気のドーム状構造は明らかに static なものではない。本来、温度構造や垂直混合に伴う動態として捉えられるべきものである。そこで、その様子を示す一例として、Uthe (1972) が Lidar を用いてエアロゾル層の消長を観測した結果を第8図に示す。観測は1971年8月13日に St. Louis, Mo. で行われたもので、この日は終日 3~4 m/sec の風で比較的穏やかな日であった。図(写真)は上向に放射された ruby laser ($\lambda=0.69\mu\text{m}$) の後方散乱を固定点で朝から夕まで観測したものである。図中、上段の左端には、午前7時35分における下層の温度逆転によって抑えられた濃いエアロゾル層と前日からのより厚く密度の薄い層(約 2.5km まで)とその上の薄い雲が記録されている。以後、時間の経過とともに、厚い方の層は次第に薄れてゆくのわかる。この原因は恐らく気温上昇に伴う湿度変化により吸湿性粒子の大きさが減少することに関係しているのであろう。一方、下層の濃密な気層では、日射による下層の温度上昇により対流混合が旺盛となり急速に気層が厚くなってゆく。特に12時過ぎからの発達は著しく、次第に前日と同じ 2.25km 程度のエアロゾル層を形成する。夜間のデータはないが、この図からエアロゾル層の日変化の様子がよくわかる。

筆者らも直達日射量を波長別に観測して、東京上空のエアロゾル層の分布を調査しているが、その結果では冬季季節風卓越時や台風通過後などの比較的きれいな大気



第8図 Lidar によって観測された St. Louis, Mo. をおおうエアロゾル大気構造の高度/時間変化, 1971年8月13日の例 (Uthe, 1972)

状態の日でもなお都心部の汚れは明瞭に認められる (会田 et al. 1974). このように, 都市大気中のエアロゾル層は気象状況を反映しつつ日変化, 日々変化を示しながら持続していると言えよう.

(b) 日射の吸収と heating

前節でその成層状況を示した都市混濁大気中での日射の吸収, 散乱とそれらによるフラックスの変化や加熱作用について少し触れてみたい.

まず, 日射による heating の一般的な理論的計算法について整理しておく. この応用により以下に述べる下層大気の加熱作用も色々なモデルに対して評価される.

今, 平板が平行に並んだように成層した混濁大気を想定し, 太陽放射が μ_0 ($\mu_0 = \cos \theta_0$, $\theta_0 =$ 天頂角) の方向から πF のフラックスで入射するとしよう. 当面, 単色光を考えて波長 (或いは振動数) の suffix を省略すると, この大気の optical thickness は

$$\alpha = \int_0^z [(k_{scat} + k_{abs})\rho_M(z) + k_R\rho(z)] dz, \tag{16}$$

k_{scat}, k_{abs} =(13) 式に対応する Mie の散乱,

吸収係数

$\rho_M(z)$ =エアロゾル密度

k_R =Rayleigh 散乱係数

$\rho(z)$ =空気の密度

z =高度

となり diffuse (散射) 放射強度 I は二次元大気で次式によって定義される.

$$\mu \frac{dI(x, \mu)}{dx} = I(x, \mu) - S(x, \mu) \tag{17}$$

$\mu = \cos \theta$, $\theta =$ 放射進行方向の天頂角,

ここで $S(x, \mu)$ は source function と言われる部分で

$$S(x, \mu) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(x; \mu, \mu') I(x, \mu') d\mu' + \frac{F}{4} e^{-x/\mu_0} P(x; \mu, -\mu_0), \tag{18}$$

$P(x; \mu, \mu')$ =phase function, x における μ, μ' 間の散乱特性を示す. (+ μ : 上向, - μ : 下向)

(17) 式を境界条件

$$I(0, -\mu) = 0$$

: 大気上端では下向 diffuse 放射は無い,

$$I(x_s, +\mu) = I_s$$

: 大気下端では上向 diffuse 放射は地表面で反射される放射強度 I_s とする,

のもとの解くと formal solution としては

$$I(x, -\mu) = \int_0^x S(x', -\mu) e^{-(x-x')/\mu} \frac{dx'}{\mu},$$

$$I(x, +\mu) = I_s e^{-(x_s-x)/\mu} + \int_x^{x_s} S(x', +\mu) e^{-(x'-x)/\mu} \frac{dx'}{\mu}, \tag{19}$$

が求まる, これを実際に評価するには様々な方法があるが, それについては省略して (例えば, Chandrasekhar

(1950) など参照) 下向, 上向の diffuse 放射のフラックスを求めると

$$F_{-}(x) = 2\pi \int_0^1 I(x, -\mu) \mu d\mu,$$

$$F_{+}(x) = 2\pi \int_0^1 I(x, +\mu) \mu d\mu \quad (20)$$

となる.

一方, x における direct (直達) 日射のフラックスは

$$F_D(x) = \pi F \mu_0 e^{-x/\mu_0} \quad (21)$$

で与えられ, net flux は direct 及び diffuse を考えて次式となる.

$$F_N(x) = F_D(x) + F_{-}(x) - F_{+}(x) \quad (22)$$

更にここで, 波長領域 $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 間の放射を考えれば, x を z に変換して

$$f_N(z) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_N(z) d\lambda \quad (23)$$

となり

$$\frac{dT(z)}{dt} = \frac{1}{C_p \rho(z)} \cdot \frac{df_N(z)}{dz} \quad (24)$$

$C_p = \text{定圧比熱}$

より heating rate が求まる.

さて, このような理論を都市大気に応用して日射による加熱状況を調べるためには, 実に多くの入力情報が必要である. 即ち, 都市エアロゾルの組成, 濃度, 分布や自然エアロゾルの同様な情報と太陽高度, 湿度, 気温,

地表面のアルベードなどが入力となる. この線に沿った数値計算として Bergstrom and Viskanta (1973) のものを紹介する. 彼等は都市エアロゾルの組成として吸収性のある carbon と非吸収性の石英の mixture を考え, その割合を parameter にしている (Bergstrom, 1972). 一般に, 都市エアロゾルの組成を光学的特性で分類すると, 誘電-非吸収性 (石英, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NaCl など), 誘電-吸収性 (carbon など), 伝導-吸収性-金属 (nickel など) に大別されるが, ここでのモデルは石英に対する carbon の割合としている. 粒径分布としては Deirmendjian (1969) の Haze-L 分布を仮定した.

こうして, 仮定されたエアロゾル濃度分布函数 (地表面から z_0 まで一様分布, 高度に対して指数函数的に減少する分布, z_0 なるところにピークを持つ Gauss 分布の三通り) に対する heating rate を計算したのが第9図である. この図の条件は μ_0 (太陽角度)=0.5, $z_0=2$ km と 4 km, また垂直気柱中のエアロゾル総量として $500(\mu\text{g}/\text{m}^3)$ (km) となっている. この結果はいずれのモデルでも非常に大きい heating を示している. 清浄大気で水蒸気による heating が $2^\circ\text{C}/\text{day}$ 程度であることと比べるとかなり大きい. 特に (c) の場合は都市エアロゾルの吸収性を高めた例でその効果が大きいことが強調されている. 彼等の結果と Atwater (1971) の結果を総合すると, (a) の場合でエアロゾル層の heating の大きさは大体 0.5ppm の NO_2 による heating に匹敵することがわかる. ついでだが, 同濃度のオゾンや SO_2 では heating rate はもう 1 桁少ないようである.

(c) 都市大気と長波放射

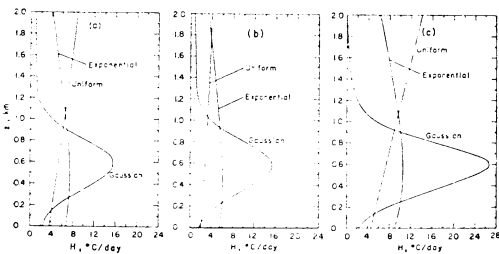
都市の heat island 現象で代表されるように, ドーム状構造をしたエアロゾル層から下向の長波放射が予想される. 既に Yamamoto (1957) による理論的推定もあるが, 都市域内でこれをきちんと測定した例は意外に少ない. その中で, 第10図は Oke and Fuggle (1972) によって Montreal を自動車で縦断して測定されたものである. 測定は夜の11時を中心に約1時間半の間に行われ, 風は弱く (0.4m/sec) 晴夜であった. 気温も同時に測定され, 都心 (u)/田舎 (r) で温度差も充分発達していた. 即ち,

$$\Delta T_{u-r} = 7.0^\circ\text{C}.$$

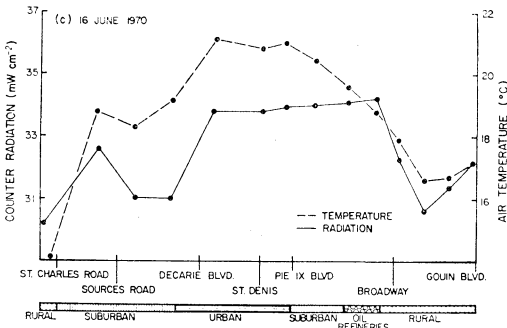
下向放射も

$$\Delta I_{-, u-r} = 4.0 \text{ mW cm}^{-2} \text{ (0.06 cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1})$$

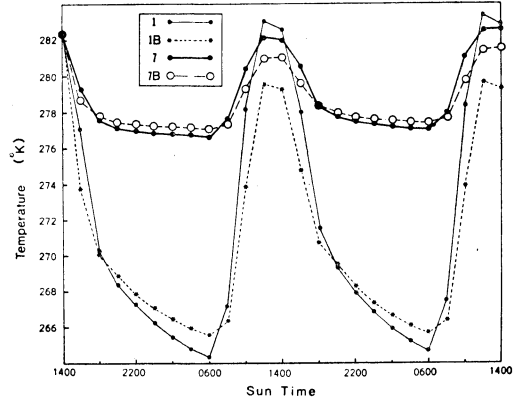
で田舎の I_{-} よりも最大13%増に及んでいる. 冬の観測



第9図 エアロゾル層の日射による heating rate. エアロゾル高度分布を三通りに仮定. (a) carbon の割合=20%, M_A (垂直大気中のエアロゾル総量)= $500(\mu\text{g}/\text{m}^3)$ (km), Z_0 (エアロゾル層の上限高度)=2 km, μ_0 (太陽角度)=0.5, (b) 20%, $500(\mu\text{g}/\text{m}^3)$ (km), 4 km, 0.5, (c) 30%, $500(\mu\text{g}/\text{m}^3)$ (km), 2 km, 0.5. (Bergstrom and Viskanta, 1973)



第10図 Montreal 市縦断面での地表附近の下向放射と気温の様子。1970年6月16日、夜の11時前後、西風0.4m/sec、の例。(Oke and Fuggle, 1972)



第11図 地表面温度の日変化 (冬の例), 都心/田舎で清浄な大気の場合が7/1, 汚染大気の場合が7B/1B. (Atwater, 1972)

例でも、風の弱い晴夜には $\Delta I_{-,u-r} = 4.0 \text{ mW cm}^{-2}$ 、増加分は最大 25% (1970年2月15日) を測定した例もある。しかし、これらの下向放射の増加が何に起因しているかが問題である。Oke and Fuggle の検討では結局、気温、地表付近の温度の上昇が主因で、いわゆるエアロゾル層からの付加的下向放射ではないということである。しかし、彼等の検討は Brunt などの実験式で、地表温度の上昇から、大体、測定された下向放射を説明できるとしているが、もう少し詳細な評価が必要である。なぜならば、地表付近の温度上昇の一因として付加放射が作用しているからである。勿も、後述の Atwater (1972) によれば気温上昇の主因は別の要素であるが、

上向放射については、都心部では高い地表温度のため増加が認められる。従って、net 放射の都心/田舎の差は非常に小さく、10数例の平均では

$$\Delta I_{N,u-r} = 0.4 \text{ mW cm}^{-2} (0.006 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1})$$

程度でわずかに都心部の方が cooling が大きいようである。ついでに、都心と田舎での下向、上向放射の元のデータをこの順序で記しておく、 $I_{-u} = 31.3$, $I_{+u} = 40.1$; $I_{-r} = 29.8$, $I_{+r} = 38.2 \text{ mW cm}^{-2}$ ($1 \text{ mW cm}^{-2} = 0.0143 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$) である。

次に都市大気の場合ではないが Sargent and Beckman (1973) の評価にふれておく。彼等の計算では、Rajasthan Desert (India) の dust storm の時には、下層で砂塵による付加的下向放射は約 $0.1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ で、上向放射に変化が少ないことから net 放射でやはり $0.1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ 程度となる。これは砂塵が存在しない時より 1.0°C/day 程余計に cooling になることに相

当する。勿論この事例は都市大気の場合とエアロゾルの組成や高度分布などで異なるが、一つの目安となる。

ごく最近、Grassl (1973) が最新の Volz (1972) のエアロゾル複素屈折率と Hänel (1972) による水蒸気の影響を考慮に入れて、色々な粒径分布に対する下層大気 cooling rate を評価した結果によると、エアロゾル層の底で $0.05 \sim 0.2^\circ \text{C/day}$ 、上端で $0.5 \sim 1.5^\circ \text{C/day}$ となり、水蒸気のみによる cooling rate に比較して、下端で 2~8%、上端で 15~66% の増加が認められた。なお、この時のエアロゾル層のモデルは、optical depth = 0.2 ($0.55 \mu \text{m}$ で)、相対湿度を 60% とし、500m の高度で温度逆転を考えている。その他、長波放射の問題では、Atwater (1971) の評価もあるが、この結果とほぼ同程度であった。

(d) 都市大気 simulation

都市大気温度構造を総合的に理解するには、田舎や自然の地域と比較して少なくとも次の四つの要素を同時におさえてゆかなければならない。即ち、都市活動に伴う熱の放出、都市表面や建物による乱流構造の変化、都市表面の熱作用や蒸発の抑制、大気汚染による放射収支の作用を総合的に組み込んだ simulation model による研究が必要である。この方面の仕事は Myrup (1969) 以来、Atwater (1971, 1972), Zdunkowski のグループ (1971, 1972) など最近多数見られる。そのうち、特に都市エアロゾル大気によって地表温度がどのように影響されるか、都心/田舎で比較した Atwater (1972) を見てみよう。都心/田舎で採用したモデルはこの順序で次のとおりである。アルベード: 0.2/0.2, 地中の熱伝

導率 (cm^2/sec): 0.02/0.005, 地中の熱容量 ($\text{cal}/^\circ\text{K}/\text{cm}^3$): 0.55/0.52, 粗度高度 $z_0(\text{cm})$: 100.0/1.0, 水蒸気補給率: 0.20/0.90, 人工熱 (mly/sec): 2.2/0 (冬), 0.4/0 (夏), 地下 20cm での境界条件の温度 ($^\circ\text{K}$): 277/273 (冬), 291/291 (夏) である。沢山の解析例の中から冬の場合, 汚染大気による影響を示す地表面温度の日変化を第11図に示す。図中の1と7はそれぞれ都心と田舎で清浄大気の場合で1B, 7Bはそれぞれ汚染大気による放射効果を入れた場合である。汚染大気(2kmの厚さで均質)のモデルについてはAtwater(1971)のものを採用している。この日変化から, 日中は日射の減衰による地表温度の減少, 夜間は付加放射によって地表温度の減少の抑制が認められる。しかし, その効果は都心/田舎の温度差を形成する主役ではない。図の1Bと7の差は, Atwaterの解析では, 人工熱と地中の熱伝導性, 熱容量に最も強く起因しているようである。また, 都心の日中気温の上昇には蒸発の効果が目立つ。

今後, この種の simulation では, advection や水蒸気の輸送などがより精密に組み込まれてゆくと思うが, 少なくとも都市域地表温度に限ってはエアロゾル層の効果はその場合でもこの結果とそう違わないであろう。しかし, 上層の heating/cooling では, 先にあげた Bergstrom や Grassl の評価からも予想されるように, エアロゾル層の構造やその消長に関連して放射過程が重要である。

4. おわりに

我々の周囲には, あまり喜ぶべきことではないが, 常に研究対象の都市汚染大気がある。しかし, その中の放射過程に関する研究は意外に少ない。勿論, この問題は放射だけの単独な問題ではなく, 境界層構造の全体とともに解明されるべき問題であるが, 今後のこの方面の発展を我国でも期待したい。

なお, グローバル汚染問題を含めて, 本文中では省略した関連する一般解説書や主要な論文を補足しておくので参照していただければ幸いである。

文 献

会田 勝, 川上美代子, 永井信一, 1974: 首都圏の大気汚染の立体構造, 気象研究ノート, **119**, 都市・建築と気象シンポジウム特集号, 237-243.
 Ångström, A., 1964: The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, **16**, 64-75.
 朝倉 正, 1972: 異常気象と大気汚染, 共立出版.
 Atwater, M.A., 1972: Thermal effect of urbanization and industrialization in the boundary

layer: a numerical study., *Boundary-layer Meteor.*, **3**, 229-245.
 Atwater, M.A., 1971: Radiative effects of pollutants in the atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1367-1373.
 Bach, W., and A. Daniels, 1973: Aerometric studies in Greater Cincinnati using an integrating nephelometer., *Tellus*, **25**, 499-507.
 Bergstrom, R.W., Jr., 1972: Predictions of the spectral absorption and extinction coefficients of an urban air pollution aerosol model., *Atmos. Environment*, **6**, 247-258.
 Bergstrom, R.W., Jr. and R. Viskanta, 1973: Prediction of the solar radiant flux and heating rates in a polluted atmosphere., *Tellus*, **25**, 486-498.
 Bryson, R.A., 1968: "All other factors being constant....." A reconciliation of several theories of climate change., *Weatherwise*, **21**, 56-61.
 Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth., *Tellus*, **21**, 611-619.
 ブディコ・エム・イ, (内嶋善兵衛訳), 1973: 気候と生命(上), (下). 東大出版会.
 Bullrich, K., 1964: Scattered radiation in the atmosphere and the natural aerosols., *Advances in Geophysics*, vol. 10, Academic Press, New York, 101-161.
 Chandrasekhar, S., 1950: *Radiative transfer*., Oxford University Press, Oxford. (or Dover Publications).
 Charlson, R.J., et al., 1967: The direct measurement of atmospheric light scattering coefficient for studies of visibility and pollution., *Atmos. Environment*, **1**, 469-478.
 Charlson, R.J., and M.J. Pilat, 1969: Climate: The influence of aerosols., *J. Appl. Meteor.*, **8**, 1001-1002.
 Chýlek, P., and J.A. Coakley, Jr., 1974: *Aerosols and climate*., *Science*, **183**, 75-77.
 大後美保, 長尾 隆, 1972: 都市気候学, 朝倉書店.
 Deirmendjian, D., 1969: *Electromagnetic scattering on spherical polydispersions*., Elsevier, New York.
 Drummond, A.J., (ed.), 1970: *Advances in Geophysics*, **14**, Academic Press, New York.
 Eiden, R., 1966: The elliptical polarization of light scattered by a volume of atmospheric air., *Appl. Opt.*, **5**, 569-575.
 Eiden, R., 1971: Determination of the complex index of refraction of spherical aerosol particles.,

- Appl. Opt., **10**, 749-754.
- Ellis, H.T., and R.F. Pueschel, 1971: Solar radiation, absence of air pollution trends at Mauna Loa., *Science*, **172**, 845-846.
- Ensor, D.S., W.M. Porch, M.J. Pilat and R.J. Charlson, 1971: Influence of the atmospheric aerosol on albedo., *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1303-1306.
- Fischer, W.H., 1967: Some atmospheric turbidity measurements in antarctica., *J. Appl. Meteor.*, **6**, 958-959.
- Fischer, K., 1970: Measurements of absorption of visible radiation by aerosol particles., *Beitr. Phys. Atmos.*, **43**, 244-254.
- 藤本文彦, 1971: 放射観測による大気汚染の現状, 気象研究ノート, **107**, 109-123.
- Grassl, H., 1973: Aerosol influence on radiative cooling., *Tellus*, **25**, 386-395.
- 原田 朗, 1973: 大気のパックグラウンド汚染, 共立出版.
- Hänel, G., 1972: The ratio of the extinction coefficient to the mass of atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity., *Aerosol Science*, **3**, 455-460.
- Heidel, K., 1972: Turbidity trends at Tucson, Arizona., *Science*, **177**, 882-883.
- Junge, C.E., 1963: Air chemistry and radioactivity., Academic Press, New York.
- Landsberg, H.E., 1970: Man-made climatic changes., *Science*, **170**, 1265-1274.
- Machta, L., 1972: Mauna Loa and global trends in air quality. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **53**, 402-420.
- Manabe, S., and R.T. Weatherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity., *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Matthews, W.H., W.W. Kellogg and G.D. Robinson (ed.), 1971: Man's impact on the climate., MIT Press, Cambridge, Mass.,
- McCormick, R.A., and J.H. Ludwig, 1967: Climate modification by atmospheric aerosols., *Science*, **156**, 1358-1359.
- Mitchell, J.M., Jr., 1971: The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface., *J. Appl. Meteor.*, **10**, 703-714.
- Munn, R.E., 1973: Urban meteorology: some selected topics., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **54**, 90-93.
- Myrup, L.O., 1969: A numerical model of the urban heat island., *J. Appl. Meteor.*, **8**, 908-918,
- Oke, T.R., and R.F. Fuggle, 1972: Comparison of urban/rural counter and net radiation at night., *Boundary-Layer Meteor.*, **2**, 290-308.
- 日本気象学会編, 1971: 環境汚染特集号, 気象研究ノート, **107**.
- Rasool, S.I., and S.H. Schneider, 1971: Atmospheric carbon dioxide and aerosols-effects of large increases on global climate., *Science*, **173**, 138-141.
- Report of the Study of Critical Environmental Problems (SCEP), 1970: Man's impact on the global environment., MIT Press, Cambridge Mass.
- Robinson, N. (ed.), 1966: Solar Radiation, Elsevier, Amsterdam.
- Sargent, S.L. and W.A. Beckman, 1973: A numerical model of thermal radiation in a dusty atmosphere., *J. Atmos. Sci.*, **30**, 88-94.
- Schneider, S.H., 1972: Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: The effect on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness., *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1413-1422.
- Sellers, W.D., 1973: A new global climatic model., *J. Appl. Meteor.*, **12**, 241-254.
- Uthe, E.E., 1972: Lidar observations of the urban aerosol structure., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **53**, 358-360.
- Van de Hulst, H.C., 1957: Light scattering by small particles., John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Volz, F., 1972: Infrared absorption by atmospheric aerosol substance., *J. Geophys. Res.*, **77**, 1017-1029.
- Yamamoto, G., 1957: Estimation of additional downward radiation from aerosols over large cities., *J. Meteor. Soc. Japan*, 75 th Anniversary Volume 1-4.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements., *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 287-300.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arao, 1971: Secular variation of atmospheric turbidity over Japan., *J. Meteor. Soc. Japan*, Shono Memorial Volume.
- 山本義一, 1972: 人類の気候に及ぼす影響, 「人間の生存にかかわる自然環境に関する基礎研究」文部省科研費研究報告集録, 1-14.
- 山本義一, 1972: 大気汚染と気候の変化, サイエンス, **2**(10), 66-78.
- Yamamoto, G., and M. Tanaka, 1972: Increase of global albedo due to air pollution., *J. Atmos.*

Sci., 29, 1405-1412.

Zdunkowski, W.G., and D.C. Trask, 1971: Application of a radiative-conductive model to simulation of nocturnal temperature changes over different solid types., J. Appl. Meteor.,

10, 937-948.

Zdunkowski, W.G., and N.D. McQuage, 1972: Short-term effects of aerosol on the layer near the ground in a cloudless atmosphere., Tellus, 24, 237-254.

第18期第1回理事会議事録

日時 昭和49年7月15日(月) 15.00~18.30

場所 気象庁予報部会議室

出席者 浅井, 朝倉, 磯野, 大井, 奥田, 神山, 川村, 河村, 北川, 小平, 高橋, 田中, 中島, 二宮, 野本, 丸山, 三谷各理事
藤田, 小林, 各監事

議題

1. 理事長の選任および理事長代理の指名について
出席理事で選挙の結果, 磯野12票, 高橋4票, 神山1票となり磯野謙治理事が選任された。理事長代理には, 小平理事が指名された。

2. 常任理事の選任および事務分担について協議の結果次のとおり決まった。

| 担当事務 | 担当理事 (正) | 担当理事 (副) |
|--------------|-------------|-------------|
| 庶務 | 小平 | 朝倉 |
| 会計 | 野本 | 川村 |
| 天気編集 | 河村 | 三谷 |
| 集誌編集 | 二宮 | 浅井 |
| ノート編集 | 丸山 | 奥田 |
| 講演企画 | 朝倉 | 二宮 |
| 学会賞推薦 藤原賞 | 高橋 | 北川 |
| 奨励金推薦 各賞 | 奥田 | 高橋 |
| 外国文献集 | 大井 | |
| 南極 | 北川 | 丸山 |

長期計画 浅井 奥田・川村

地物研連 神山 浅井
学会連合

学術会議 神山

用語 大井

常任理事は, 理事長と担当事務の正担当理事を選任することとなり, 磯野, 小平, 野本, 河村, 二宮, 丸山, 朝倉, 高橋, 奥田, 大井, 北川, 浅井, 神山各理事となった。なお, 次の総会に常任理事の定数増員を内容とする定款変更を提案すること, およびそれまでは, 川村, 三谷各理事は, 常任理事会に出師することとする。

1, 2については, 理事会に出席の各理事に通知し, この決定に意見があれば申し出るようにする。

3. 評議員の選出について

杉浦次郎, 須田 建, 山崎正博, 柿崎英一, 毛利圭太郎, 有佐直介, 山本義一, 大田正次

5. 気象集誌の編集, 校正事務を印刷業者に依頼することについて

集誌編集, 庶務, 会計各担当理事が打合せて処理する。

6. 山路ふみ子自然科学奨学賞, 研究助成金受領候補者推薦について

推薦希望者があつたときのレフリーを北川, 高橋, 奥田各常任理事とする。

承認事項, 中川洋一ほか19名の入会を承認

オーストラリアで開催される気候・気候変化の研究会について

来る1975年12月8~11日にオーストラリアの Monash 大学で上記の標題に関連して大気大循環から応用気候学にかけての幅広い研究討論会が開催される予定で参加者を募集しております。

関心のある方は下記までお問い合わせ下さい。

〒100 東京都千代田区大手町 1-3-4

気象庁 統計課 勝浦 寛

または 長期予報課 内田 英治