

(24) 日本地域における大気混濁係数の推移

Variation of Atmospheric Turbidity in Japanese Area

太田 幸雄*・村尾 直人*・山形 定*・深沢 達矢*・住吉 力*・荒生 公雄**
OHTA Sachio*, MURAO Naoto*, YAMAGATA Sadamu*, FUKASAWA Tatsuya*,
SUMIYOSHI Tsutomu* and ARAO Kimio**

ABSTRACT: Atmospheric turbidity coefficients were calculated at five sites (Nemuro, Sapporo, Shionomisaki, Tosa-Shimizu and Ishigaki) in Japanese area from 1980 through 1992. The turbidity coefficients ranged 0.03-0.30 at Nemuro, 0.05-0.40 at Sapporo, 0.05-0.45 at Shionomisaki, 0.03-0.40 at Tosa-Shimizu and 0.03-0.40 at Ishigaki. They decreased in autumn and winter, and increased in spring. Variations of the turbidity coefficients had tendency of increase from 1957 through 1992 due to increase of human activities. In 1982-1984 and after 1992, the turbidity coefficients had the maximum due to large volcanic eruptions of Mt. El Chichon and Mt. Pinatubo, respectively.

KEYWORDS: Variation of atmospheric turbidity, Japanese area, air pollution, volcanic eruption

1. はじめに

大気中に浮遊する微粒子（大気エアロゾル）は、太陽放射（日射）を散乱・吸収し、その結果、地表に到達する太陽放射量を変化させて、気候の変化を引き起こす^{1)~3)}。これを大気エアロゾルのアルベド効果と呼ぶ。この効果として有名なものが、大規模な火山の噴火に伴う気温の低下であり、たとえば Mass and Portman⁴⁾の解析では、過去 100年間で起きた世界中の数回程度の大規模な火山の噴火によって噴火後数年にわたって半球の年平均地表気温が 0.1~0.2℃程度低下していることが明らかにされている。なお、1991年の6月にもフィリピンのピナトゥボ火山が今世紀最大級といわれる大噴火を起こしたが、その後北半球においては1992年の年平均地表気温が前年と比べて 0.4℃低下しており、この気温低下の原因としてピナトゥボ火山噴火の影響が指摘されている。

しかし、この火山爆発のような自然現象によるものだけではなく、燃焼や耕作などの人間活動によっても大量のエアロゾルが大気中に放出されている。とくにバスやトラック、船舶などのディーゼルエンジンからは多量のすす粒子や硫酸粒子および SO₂ガス（大気中で硫酸粒子に変わる）が排出され、また石炭火力や重油火力発電所からもやはり多くのすすや硫酸粒子および SO₂ガスが排出される。これらの人間活動の結果大気中のエアロゾルが増加すれば、やはりそのアルベド効果により気候変動を起こすことが予想される。

近年、二酸化炭素やメタン等の増加による地球の温暖化が大きな問題となっているが、過去百年間の実測された全球平均気温の上昇量 (0.45±0.15℃) は、二酸化炭素を始めとする温室効果気体の増加により見積もられる上昇量に比べて半分程度であり、この理由としては、フロンガスによるオゾン層の破壊・減少と世界的な大気汚染の進行に伴う硫酸粒子などの人為起源エアロゾルの増加が、地表気温を低下させているためではないかと言われている⁵⁾。しかしこれまでのところでは実際に大気エアロゾルの濃度増加についての定

* 北海道大学工学部衛生工学科 (Dept. of Sanitary and Environmental Eng., Hokkaido Univ.)

** 長崎大学教育学部 (Faculty of Education, Nagasaki Univ.)

量的な見積もりは行われていない。大気エアロゾルのアルベド効果に伴う地球温暖化の抑制効果を定量的に見積もるためには、この大気エアロゾル濃度の過去数十年間の変動を明らかにすることが重要である。

なお大気エアロゾルのアルベド効果を見積もるためには、ある高度における大気エアロゾルの空間濃度ではなく、むしろ地表面から大気上端までの大気層（これを気柱と呼ぶ）の内部に含まれる全エアロゾル量が重要であり、さらにこの全エアロゾルによって引き起こされる太陽放射の減衰（消散）の大きさを表す量である“光学的厚さ（optical thickness）”を求めることが必要である。後述するように、この大気エアロゾルの光学的厚さは波長に依存する量であり、波長 $1\ \mu\text{m}$ における大気エアロゾルの光学的厚さを大気混濁係数と呼ぶ。

この大気混濁係数は、直達日射量の測定値から求めることができる。ただし、直達日射量の観測を長期・継続的に行っているのは日本および米国の一部だけであり、そのため、大気混濁係数の算出および解析についても、これまで国内においては荒生・山本⁶⁾によって1955年から1979年まで、国外においては米国の北カロライナにおいて1969年から1975年まで⁷⁾、アリゾナ州ツーソンにおいて1956年から1983年まで⁸⁾行われているだけである。

それ故、本研究においては、荒生・山本⁶⁾による1979年までの日本地域における大気混濁係数の解析をさらに1992年まで延長し、図1に示す日本地域5地点（根室、札幌、潮岬、土佐清水、石垣島）における大気混濁係数の過去37年間にわたる変動を明らかにすることを試みた。根室、潮岬、土佐清水、石垣島は、いわゆる大都市・工業地帯からは遠く離れた地域であり、これらの地点における大気混濁係数の変動は、北半球中緯度域における大気混濁状態（気柱内の大気エアロゾルの総量）の推移をほぼ代表すると考えても良いと思われる。なお、札幌については、日本の都市大気混濁状態すなわち大気汚染状況の経年変化を調べることを目的として選定したものである。

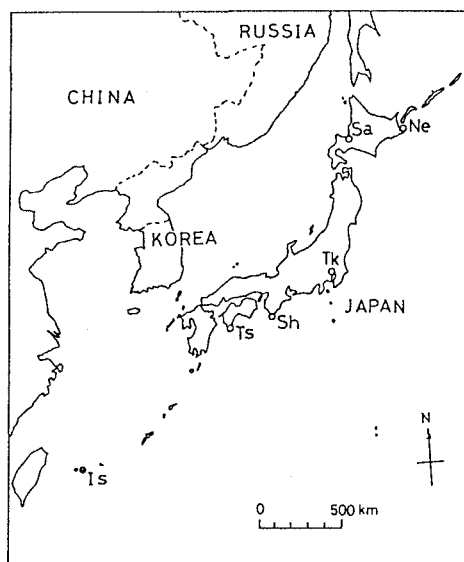


図1. 大気混濁係数の算出地点。図中の記号は、Ne: 根室、Sa: 札幌、Tk: 東京、Sh: 潮岬、Ts: 土佐清水、Is: 石垣島を示す。

2. 大気混濁係数

本研究では、Yamamoto et al. (1968)⁹⁾の方法により大気混濁係数を算出した。以下にその概要を述べる。まず、観測された地表における直達日射量を I_{obs} とする。地球は太陽の周りを楕円軌道を描いて回ってい

るので、地球と太陽との平均距離における直達日射量に換算されたものを I とすると

$$I = (R/R_0)^2 I_{\text{obs}} = \int I_0(\lambda) T_R(m, \lambda) T_M(m, \lambda) T_C(m, \lambda) d\lambda \quad (1)$$

ここで、 R と R_0 は各々地球と太陽との間の瞬間的な距離と年平均距離である。また $I_0(\lambda)$ は、波長 $\lambda \sim \lambda + d\lambda$ の波長域における大気外の年平均の日射量、 T_R 、 T_M および T_C は、各々、波長 λ における空気分子による Rayleigh 散乱による透過関数、エアロゾルによる Mie 散乱による透過関数、および水蒸気や二酸化炭素、オゾン等のガス成分による吸収による透過関数である。また m は、air mass と呼ばれ、太陽の天頂からの傾き(角度)を θ_0 とすると、

$$m = \sec \theta_0 \quad (2)$$

で与えられる。

波長 λ における大気エアロゾルによる Mie 散乱の光学的厚さを τ_M とすると、大気エアロゾルによる透過関数は、

$$T_M(m, \lambda) = \exp[-\tau_M(\lambda) \cdot m] \quad (3)$$

で表される。

大気エアロゾルの粒径分布として、次式で示される Junge 分布¹⁰⁾ を仮定する。

$$n(r) = \begin{cases} C \times 10^4, & 0.03 < r < 0.1 \mu\text{m} \\ C r^{-4}, & 0.1 < r < 10 \mu\text{m} \end{cases} \quad (4)$$

ここで $n(r)dr$ は、半径が r と $r+dr$ におけるエアロゾルの単位体積あたりの個数を示す。 C は、単位体積中に含まれるエアロゾルの総数である。地表付近から大気上端までのエアロゾルの粒径分布がすべて(4)式で示された Junge 分布に従うものと仮定すると、大気エアロゾルの光学的厚さ τ_M は気柱内に含まれる全エアロゾルによる消散係数の総和で表され、次式で与えられる。

$$\tau_M = (2\pi^2 C / \lambda) \int Q(\alpha, m^*) \alpha^{-2} d\alpha \quad (5)$$

ここで、 α はサイズパラメーターと呼ばれるもので

$$\alpha = 2\pi r / \lambda \quad (6)$$

で与えられ、 m^* は大気エアロゾルの複素屈折率である。 Q は Mie 散乱による消散の効率因子と呼ばれ、 α と m^* が与えられれば、Mie 散乱理論から計算で求めることができる。

なお、式(5)より、大気エアロゾルの光学的厚さ τ_M は、

$$\tau_M = \beta / \lambda \quad (7)$$

と書くことができる。すなわち、 β は

$$\beta = 2\pi^2 C \int Q(\alpha, m^*) \alpha^{-2} d\alpha \quad (8)$$

で与えられ、これを大気混濁係数と呼ぶ。式(7)より、大気混濁係数は、波長 $1 \mu\text{m}$ における大気エアロゾルの光学的厚さと考えることができる。

3. 大気混濁係数の算出

大気中のガス成分による吸収による透過関数 T_C は次式で与えられる。

$$T_C(m, \lambda) = T_{\text{O}_3}(m, \lambda) T_{\text{H}_2\text{O}}(mw, \lambda, \text{Pe}_{\text{H}_2\text{O}}) T_{\text{CO}_2}(mu, \lambda, \text{Pe}_{\text{CO}_2}) \quad (9)$$

ここで、 T_{O_3} 、 $T_{\text{H}_2\text{O}}$ および T_{CO_2} は、各々、オゾン、水蒸気および二酸化炭素による吸収による透過関数である。 w と u は各々気柱内の全水蒸気量と全二酸化炭素量であり、 $\text{Pe}_{\text{H}_2\text{O}}$ と Pe_{CO_2} は各々水蒸気と二酸化炭素による太陽放射の吸収に対する気圧の効果をも補正する有効圧力パラメーターである。

もしも大気エアロゾルが全く存在しない場合($\beta = 0$ の場合)、大気を透過して地表に到達する直達日射量 I_{DF} は

$$I_{\text{DF}} = \int I_0(\lambda) T_R(m, \lambda) T_C(m, \lambda) d\lambda \quad (10)$$

で表され、air mass m と気柱内の全水蒸気量 w の関数として、計算により求めることができる。

実際の大气中におけるエアロゾルの Mie 散乱による透過関数について、太陽放射領域（波長 $0.3 \sim 4.0 \mu m$ ）にわたって平均されたものを $\bar{T}_M(m, mw, m\beta)$ とすると、この平均透過関数 $\bar{T}_M(m, mw, m\beta)$ は

$$\bar{T}_M(m, mw, m\beta) = I / I_{DF} \quad (11)$$

で与えられ、直達日射の観測値 I と、観測時の m と w から計算された I_{DF} から求めることができる。

ところで我々の目的は、観測により得られた $\bar{T}_M$ 、 m および mw という3つのパラメータから、大気混濁係数 β を決定することである。そこで次に変換パラメーター γ を次式のように導入する。

$$\bar{T}_M(1, mw, m\beta) = \gamma(m, mw, m\beta) \cdot \bar{T}_M(m, mw, m\beta) \quad (12)$$

さまざまな m と mw 、 $m\beta$ の組み合わせに対して $\bar{T}_M(m, mw, m\beta)$ と $\bar{T}_M(1, mw, m\beta)$ を計算し、上式 (12) より γ を求めると、 γ はほぼ m と $\bar{T}_M(m, mw, m\beta)$ の関数として表される。それゆえ観測により得られた直達日射量 I を用いて式 (11) により $\bar{T}_M(m, mw, m\beta)$ が決まれば、その時の m を用いることにより γ が求められ、 $\bar{T}_M(1, mw, m\beta)$ が決定される。 $\bar{T}_M(1, mw, m\beta)$ は2変数 mw と $m\beta$ の関数であるので、 m 、 w および $\bar{T}_M(1, mw, m\beta)$ が与えられれば、 β を決定することができる。

実際には、Yamamoto et al. (1968)⁹⁾ においては、直達日射量の観測値 I とその時の air mass m （その時刻の太陽高度が分かれば求められる）および水蒸気量 w が与えられれば β の値は3種類のチャート上から求めることができる。なおこのチャートは、オゾンについては気柱内全量が 0.3 atmos-cm 、 CO_2 は全高度で 310 ppmv の一定濃度として計算されている。また気柱内の全水蒸気量 W については、Yamamoto et al.¹¹⁾ において与えられている、地表における水蒸気圧と気柱内全水蒸気量との間の経験式により求めた。

4. 1980年代の日本地域の大気混濁係数

図2～6に、今回新たに解析された根室、札幌、潮岬、土佐清水および石垣島における大気混濁係数の経年変化を示す。荒生・山本⁶⁾により、根室については1977年まで、札幌、潮岬、土佐清水については1979年まで解析されているのでその後1993年6月までの解析を行った。また石垣島については今回初めて解析を行ったが、直達日射測定は1970年から行われているものの、欠測が多く、まとまったデータが得られているのは1984年以降であった。

なお、図中で、Turbidity は大気混濁係数であり、また横軸の観測年の表記は、例えば1990の位置の縦線が1990年の1月1日を示す。直達日射データはいうまでもなく快晴か晴れの日でなければ得られないため、得られた大気混濁係数は各地点とも月に4～10個程度である。

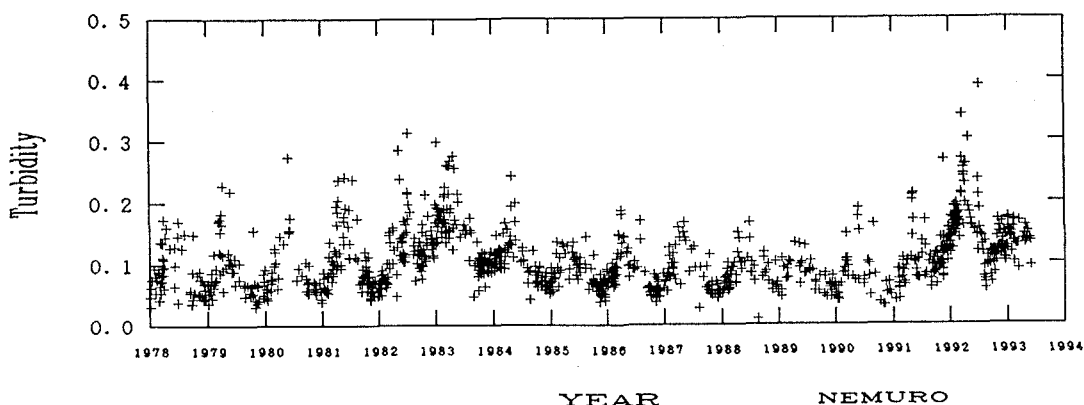


図2. 根室における大気混濁係数

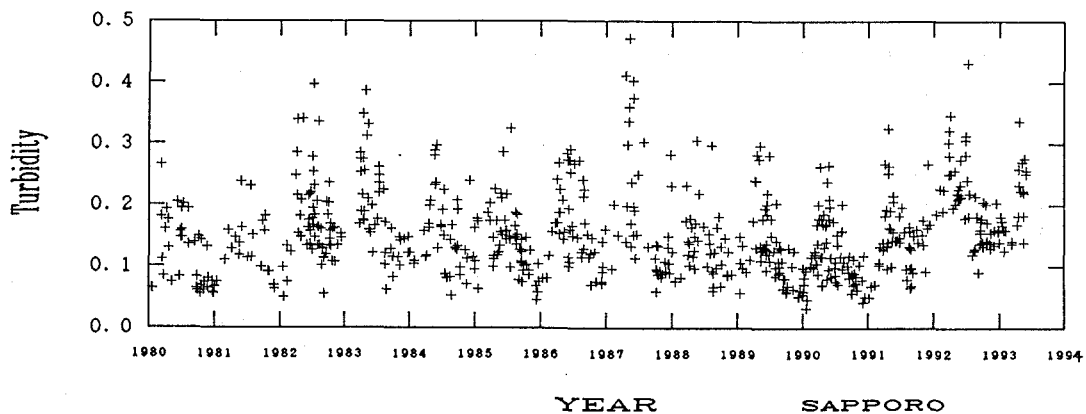


図3. 札幌における大気混濁係数

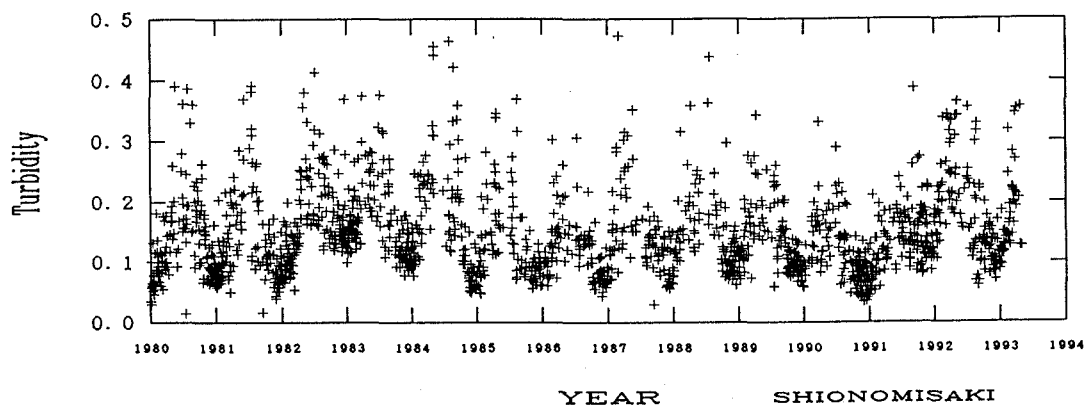


図4. 潮岬における大気混濁係数

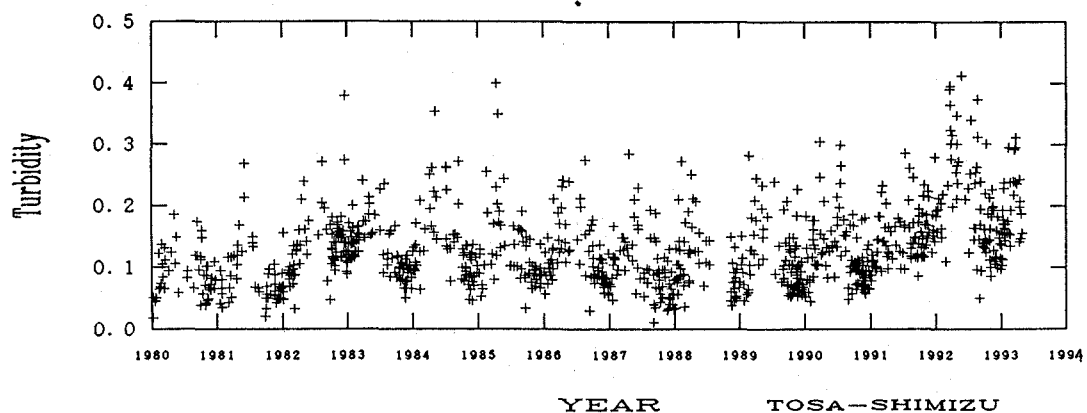


図5. 土佐清水における大気混濁係数

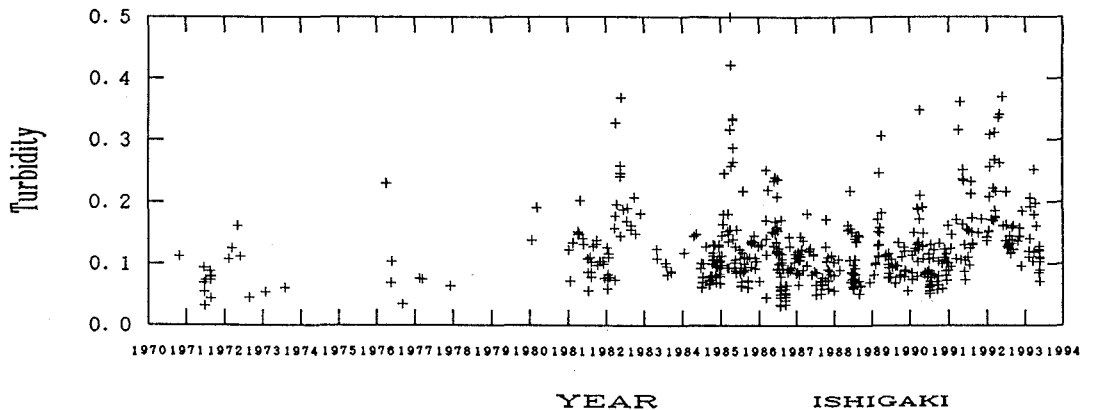


図6. 石垣島における大気混濁係数

図2より、根室においては、大気混濁係数はほぼ0.03～0.30の範囲内にあり、秋から冬にかけて小さく、春に大きな値を示している。なお、1982～1983年および1991～1993年にかけて、他の年に比べて異常に大きい値を示している。他の4地点においてもこの時期に同様な傾向が見られており、これは、1982年の3～4月に起きたメキシコのエルチチョン火山の大噴火および1991年6月に起きたフィリピンのピナツッポ火山の大噴火によるものと思われる。これらの火山の噴火においては、大量の SO_2 ガスが成層圏に注入され、太陽光によって硫酸エアロゾルにまで酸化される。成層圏は対流のない安定した大気層であり、降水による洗浄過程がなく、さらに生成された硫酸エアロゾルは粒径が小さいために重力沈降が効かず、2～3年間程度成層圏内に浮遊し、そのために大気混濁係数が増加したものと思われる。

図3より、札幌においては、大気混濁係数は0.05～0.40の範囲にあり、根室に比べて全体的に大きな値を示している。季節的にはやはり秋から冬にかけて減少し、春に大きな値を示している。札幌の場合は特に3～4月は雪溶け後でしかもまだ草の生え揃わない時期で、土埃が舞い上がりやすく、このような大きい大気混濁係数を示す一因となっているものと思われる。

図4より、潮岬における大気混濁係数は0.05～0.45の範囲内にあるが、札幌と比べて0.1～0.2の間にまとまっている傾向を示している。やはり、秋から冬にかけて小さく、春に大きな値を示している。

図5より、土佐清水における大気混濁係数は、0.03～0.40程度であり、潮岬よりも全体的に値は小さい。やはり秋から冬にかけて小さく、春に大きくなる傾向を示している。なお、土佐清水においては特に1991～1993年のピナツッポ火山噴火による増加が顕著に現れている。

図6の石垣島における大気混濁係数は上述したように1984年以降しか、まとまった結果は得られていない。根室や潮岬等のような系統的な季節変化はそれほど見られない。なお、島であるのに春に非常に大きな大気混濁係数が見られるのは、中国大陆からの黄砂の飛来によるためと思われる。

5. 日本地域における大気混濁係数の推移

以上5地点の解析結果を示したが、さらに今回の解析結果について年平均をとり、これまで荒生・山本⁽⁴⁾によって解析された1955年から1979年までの結果を加えて、1955年から1992年までの年平均値の推移を示したものが図7である。全体として、1960年代中頃、および1982～1984年、さらに1991年以降に、大気混濁係数の増加が見られる。根室、潮岬および土佐清水におけるこの時期の大気混濁係数の値と、それ以前またはそれ以後の、火山噴火の影響がおさまったと思われる時期の大気混濁係数の値との比較から、1982年のエル

チチヨン火山の噴火は、大気混濁係数を0.07程度増加させ、1991年のピナツゥボ火山の噴火も0.08程度増加させている。

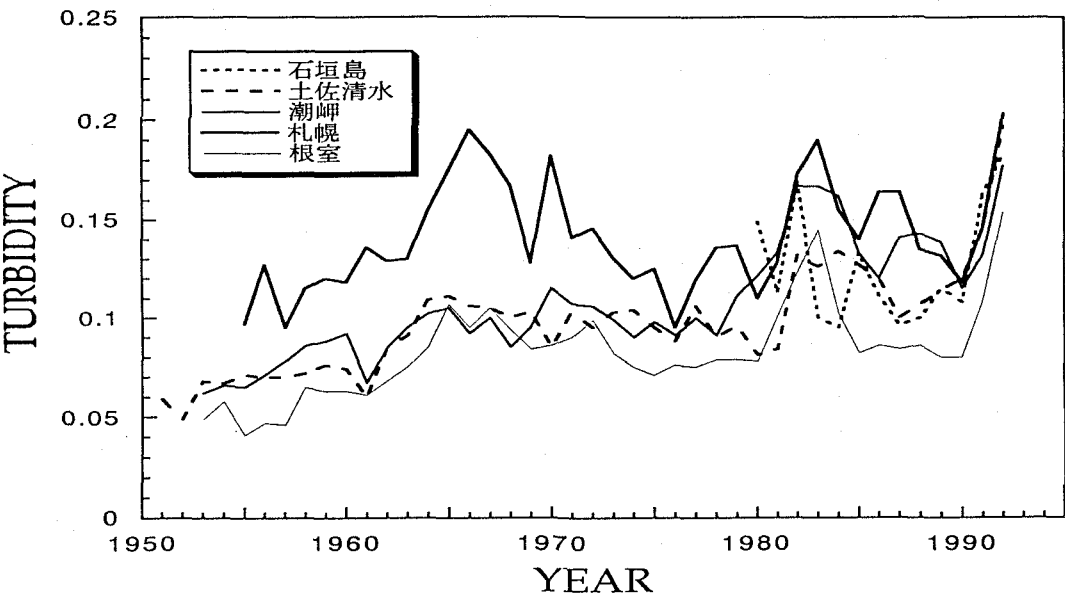


図7. 日本地域における年平均の大気混濁係数の推移

なお、このような一年毎の時系列ではかなり変動が激しく全体的な傾向をつかみにくいので、次に3年毎の移動平均をとった。図8にその結果を示す。まず、大都市である札幌においては、1960年代中頃と1982～1984年および1991年以降に極大がみられる。これは、1960年代中頃では、この時期札幌では暖房に石炭を使

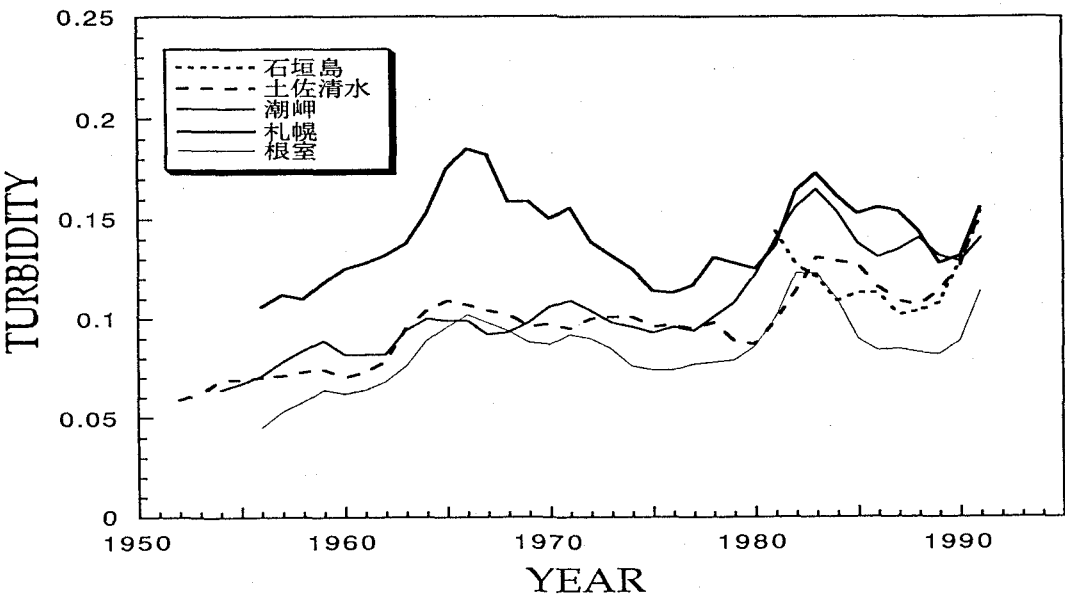


図8. 日本地域における3年移動平均の大気混濁係数の推移

用しており、その石炭ばい煙により冬季に深刻な大気汚染に見舞われたためと思われる。その後札幌においては、熱供給センターを設置して市の中心部を集中暖房化したこと、および暖房用の燃料が石炭から石油に切り変えられたために大気汚染は沈静化し、大気混濁係数も減少したものと思われる。また、1982～1984年および1991年以降の増加は、前述したような火山噴火によるものである。

次に、大都市である札幌を除いて、根室、潮岬および土佐清水における大気混濁係数の推移をみると、1960年代中頃、1982～1984年および1991年以降に極大がみられる。1960年代中頃の増加は、1964年のインドネシアのアグン火山の噴火と、さらにこの時期に日本においても公害問題が多発し大気汚染が激化して、日本周辺全体の大気エアロゾル濃度が増加したためとも考えられる。1982～1984年および1991年以降の増加は、前述したようにエルチチョンおよびピナツッポ火山の噴火によるものである。

また、火山噴火がない、あるいはその影響がおさまったと考えられる時期を見ても、1950年代から1991年までの約35年間に全体として大気混濁係数の増加傾向が見うけられる。これは、一つには日本自身の経済成長・工業化に伴って大気エアロゾルの放出量が多くなっていることも考えられるが、さらに、近年、中国および韓国等の工業化が進展し、中国および韓国等で排出された汚染物質（大気エアロゾル）が偏西風によって日本まで長距離輸送されてきているためとも考えられる。

なお、1955年頃と1988～1989年代の大気混濁係数を比べると、この34年間で、大気混濁係数は、根室、土佐清水で0.04、潮岬で0.06程度増加している。エルチチョンやピナツッポ火山の噴火により、大気混濁係数が0.07程度増加し、噴火後2～3年間で半球平均の気温が0.1～0.2℃低下していることを考えると、過去35年間で0.04～0.06の大気混濁係数の増加もまた気候にかなりの影響を及ぼしてきた、すなわち地球温暖化をある程度抑制してきたのではないかと思われる。今後さらに大気混濁係数の増加について、より詳しく検討していくことが重要である。

参 考 文 献

- 1) Yamamoto G. and Tanaka M. (1972) Increase of global albedo due to air pollution. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1405-1412.
- 2) Coakley J.A., Cess R.D. and Yurevich F.B. (1983) The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- 3) Potter G.L. and Cess R.D. (1984) Background tropospheric aerosols : incorporation within a statistical-dynamical climate model. *J. Geophys. Res.*, 89, D6, 9521-9526.
- 4) Mass C.F. and Portman D.A. (1989) Major volcanic eruptions and climate : a critical evaluation. *J. Climate*, 2, 566-593.
- 5) Wigley T.M.L. and Raperr S.C.B. (1992) Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, 357, 28 May 1992, 293-300.
- 6) 荒生公雄、山本秀子 (1981) 日本における大気混濁の1970年代の特徴と経年変化についての考察. 長崎大学教育学部自然科学研究報告、第32号、87—98.
- 7) Peterson J.T., Flowers E.C., Berri G.J., Reynolds C.L. and Rudisill J.H. (1981) Atmospheric turbidity over central North Carolina. *J. Appl. Meteor.*, 20, 229-241.
- 8) Szyrmer R.J. and Sellers W.D. (1985) Atmospheric turbidity at Tucson Arizona, 1956-83 : Variations and their causes. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24, 725-734.

- 9) Yamamoto G., Tanaka M. and Arao K. (1968) Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements. J. Meteor. Soc. Japan, 28, 278-300.
- 10) Junge C. (1955) The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere. J. Meteor., 12, 13-25.
- 11) Yamamoto G., Tanaka M. and Arao K. (1971) Secular variation of atmospheric turbidity over Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 859-865.