

8. 日本地域における大気混濁係数の推移

VARIATION IN ATMOSPHERIC TURBIDITY COEFFICIENT OVER JAPAN

太田 幸雄*・小川 洸平*・村尾 直人*・長谷川 就一**・荒生 公雄***

Sachio Ohta*, Kohei Ogawa*, Naoto Murao*, Shuichi Hasegawa**, Kimio Arao***

ABSTRACT; Atmospheric aerosols affect global warming by scattering and absorption of solar radiation. In this research, the variation of atmospheric turbidity coefficient, which is in proportion to aerosol amount, was investigated at 5 areas in Japan (Sapporo, Nemuro, Shionomisaki, Tosashimizu, Ishigakijima) from 1996 to 2004. Atmospheric turbidity coefficient increased in spring and early summer, while decreased generally in autumn and winter. Further, long-term variation of atmospheric turbidity coefficient was investigated from 1950s. Atmospheric turbidity coefficient increased when the air pollution deteriorated all over the country in 1960s, and two volcanic eruptions, Mt. El Chichon in 1982 and Mt. Pinatubo in 1991. Recently atmospheric turbidity coefficient has been decreased to the level before the eruptions.

KEYWORDS; atmospheric aerosol, air pollution, atmospheric turbidity coefficient, long-term variation

1. はじめに

大気中に存在するエアロゾルは、大気環境に大きな影響を及ぼす。硫酸アンモニウムや有機物粒子は、大気汚染や酸性雨の直接的な原因となる。一方、太陽放射はエアロゾルによって吸収・散乱され、地表面に達する太陽放射量の減衰が起こる。よって、エアロゾルの存在が地表面の受け取る太陽エネルギーを減少させ、気候影響をもたらすと考えられる（直接効果）。Charlson et al.(1992)¹⁾によると、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加により過去 100 年間で平均地表面温度は $0.45 \pm 0.15^{\circ}\text{C}$ 上昇したが、一方で直接効果による気候影響により 0.41°C の温度低下があり、エアロゾルの存在が温暖化効果の抑制に寄与したと考えられている。また、火山噴火によって噴煙とともに大量の二酸化硫黄ガスが大気中に送り込まれると、一時的に硫酸エアロゾルの増加が起こり、直接効果による気候影響を引き起こすほか、雨水の酸性化を生じる場合がある。さらに、エアロゾルは大気中で水蒸気と結びついて雲核となるため、エアロゾル量の増加は雲の粒子数の増加をもたらす、雲の日射反射率を増加させると予想され、気候影響を引き起こすと考えられている（間接効果）。

本研究では、大気中に存在するエアロゾル総量の目安となる「大気混濁係数」を算出し、その経年変化を捉えることをテーマとした。大気混濁係数の算出は、これまでに荒生らによって半世紀近くに渡って行われてきた。本研究においては、1996 年～2004 年の日本の南北にわたる 5 地点における大気混濁係数を算出し、その変動を明らかにするとともに、過去の研究結果とあわせることで長期的な推移を捉えた。このほか、火山噴火、森林火災、黄砂などの影響で大気中エアロゾル量が急激な上昇を示すことも少なくない。このような現象が大気混濁係数の変動にもたらす影響について考察した。

*北海道大学大学院工学研究科 Graduate School of Engineering, Hokkaido University

** (独) 国立環境研究所 National Institute for Environmental Studies

***長崎大学 Nagasaki University

2. 大気混濁係数の算出方法

2.1 大気混濁係数の理論

太陽放射（日射）が大気中に入射した場合、空気分子による Rayleigh 散乱、オゾンによる吸収、近赤外領域での水蒸気や二酸化炭素による吸収、エアロゾルによる消散(Mie 散乱)の4つの減衰効果を受けて地表に到達する。このうち、エアロゾルによる消散による減衰に着目し、エアロゾル量の指標となる大気混濁係数を算出した。本研究では、Yamamoto et al.(1968)²⁾の方法に基づいて大気混濁係数の算出を行った。

大気上端における光の強度 $I_{\lambda 0}$ と地表における減衰した光の強度 I_{λ} の関係は、次のように表される。

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-\tau_{\lambda}) = I_{\lambda 0} T_{\lambda}(\tau_{\lambda}) \quad (1)$$

τ_{λ} : 波長 λ におけるエアロゾルの光学的厚さ

$$\text{すなわち、} \quad T_{\lambda}(\tau_{\lambda}) = \exp(-\tau_{\lambda}) \quad (2)$$

T_{λ} : 光の透過率

ここで、大気中のエアロゾルが様々な粒径分布を持つ多分散粒子集合体であることを考えると、Mie 散乱の影響を受けたときの光学的厚さ $\tau_M(\lambda)$ は、次のように表される。

$$\tau_M(\lambda) = \frac{\beta}{\lambda} \quad (3)$$

$x = 2\pi r/\lambda$: サイズパラメータ

$$\text{ここで、} \quad \beta = 2\pi^2 C \int_{x_1}^{x_2} Q(x, m^*) x^{-2} dx \quad (4)$$

C : 垂直気柱に含まれるエアロゾル量

Q : 消散の効率因子

m^* : 複素屈折率

この β の値は $\lambda = 1 \mu\text{m}$ のときの大気エアロゾル層の光学的厚さであるが、その値は気柱内総エアロゾル量に比例し、大気混濁度の目安となる。それゆえこの β を大気混濁係数(atmospheric turbidity coefficient)と呼ぶ。

一方、先述したエアロゾルによる光の透過率は、大気中にエアロゾルが存在する場合の光の強さ I_M と、エアロゾルが存在しない場合(Dust Free)の光の強さ $I_{D.F}$ の比を取り、次のように表される。

$$T_M(m, mw, m\beta) = \frac{I_M}{I_{D.F}} \quad (5)$$

$$I_M = \int_0^{\infty} I_0(\lambda) T_R^m(\lambda) T_{O_3}^m(\lambda) T_M^m(\lambda) T_{H_2O}(\lambda, mw, P_{e,H_2O}) T_{CO_2}(\lambda, mu, P_{e,CO_2}) d\lambda \quad (6)$$

$$I_{D.F} = \int_0^{\infty} I_0(\lambda) T_R^m(\lambda) T_{O_3}^m(\lambda) T_{H_2O}(\lambda, mw, P_{e,H_2O}) T_{CO_2}(\lambda, mu, P_{e,CO_2}) d\lambda \quad (7)$$

$\int_0^{\infty} I_0(\lambda) d\lambda$: 太陽定数

$T_R^m(\lambda)$ 、 $T_{O_3}^m(\lambda)$ 、 $T_{MM}^m(\lambda)$: 空気分子 (Rayleigh 散乱)、オゾン、エアロゾル(Mie 散乱)の影響を考慮した光の透過率

$T_{H_2O}^m(\lambda)$ 、 $T_{CO_2}^m(\lambda)$: 水蒸気、二酸化炭素による吸収を受けるときの光の透過率

m : 大気路程(=secZ: 天頂角)

w : 可降水量 (気柱内の水蒸気をすべて凝結させたときの水の高さ)

u : 垂直気柱内の二酸化炭素全量

P_e : 有効気圧パラメータ

$I_{D.F}$ の値は理論的に計算で求められる。これより、 I_M の値が分かれば光の透過率 $T_M(m, mw, m\beta)$ が算出さ

れる。ここで、次の換算係数 γ を導入する。

$$\gamma = \frac{T_M(1, mw, m\beta)}{T_M(m, mw, m\beta)} \quad (8)$$

(8)式のように、 γ は m 、 mw 、 $m\beta$ の 3 変数の関数として表されるが、過去の研究より m と $T_M(m, mw, m\beta)$ の 2 つの値から γ の値を定められることが分かっている。よって、 γ と $T_M(m, mw, m\beta)$ の値から、 $T_M(1, mw, m\beta)$ が求まる。 $T_M(1, mw, m\beta)$ は mw 、 $m\beta$ の 2 変数による関数なので、 $T_M(1, mw, m\beta)$ と mw の値から最終的に β が求まる。本研究では、この方法に従いプログラム計算により大気混濁係数の算出を行った。

2.2 算出方法および算出条件

(5)式、(8)式より、大気混濁係数の算出に必要な入力データは、直達日射量 I_M 、大気路程 m 、可降水量 w の 3 つである。このうち、大気路程はアメリカの天文年鑑にある公式を用いたプログラムより計算した。また、直達日射量は地球—太陽間の距離の通年平均値を考慮し補正した上で午後 0 時における瞬間値を用い、可降水量は地上水蒸気圧の値を換算して用いた。直達日射量および地上水蒸気圧のデータは、各年の気象庁による地上気象観測資料(気象庁年報)に掲載されているものから読み出したものである。

今回の算出地点として、直達日射量の瞬間値の算出が行われている国内 14 地点のうち、札幌、根室(北海道)、潮岬(和歌山)、土佐清水(高知)、石垣島(沖縄)の 5 地点を選出した(図 1)。札幌においては都市域での算出を、他の 4 地点では人為的影響が比較的少ないと思われる条件下での算出を目的とした。これら 5 地点において、1996 年 1 月 1 日～2004 年 12 月 31 日までの日毎の大気混濁係数の値を算出した。なお、天候の影響などにより気象庁で直達日射量の瞬間値が観測されない場合は、大気混濁係数の算出は行わなかった。

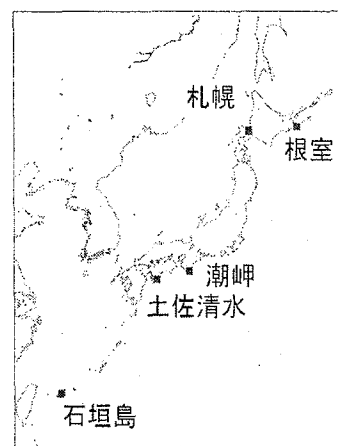


図 1 算出地点

3. 算出結果と推移、ならびにエアロゾルの影響

3.1 季節的変動

算出結果の代表例として、図 2.1、図 2.2 に根室、土佐清水の日別値の算出結果を示す。また、図 3.1、図 3.2 にこれらの値の 3 ヶ月移動平均値を示す。3 ヶ月移動平均値は、日別値の月平均値を算出し、ある月とその前後の月の 3 ヶ月間の平均を求めたものであり、大気混濁係数の変動の把握を容易にさせるために算出した。

これらの図より、日別値は全地点を通じておよそ 0.03～0.35 の範囲で変動する様子が確認されたが、多くの地域で大気混濁係数は春から初夏にかけて上昇しピークを迎え、秋から冬にかけて減少するという顕著な変動が見られた。春から夏にかけての増加は、この時期に日本各地を覆う黄砂、大気中の水蒸気量の増加に伴う水溶性エアロゾルの粒径の増加、花粉等生物由来のエアロゾル量の増加などが原因と考えられる。一方、秋以降の減少はこれらの現象が見られなくなるほか、降雨や降雪などの影響によりエアロゾルが除去されるという原因が推察される。なお、石垣島では他 4 地点と異なり、大気混濁係数は冬に上昇、夏に下降するという結果が見られた。これは、夏にこの地域が太平洋高気圧(小笠原気団)に覆われ、下降気流が卓越するという特有の気候の影響によるものと考えられる。

また、季節的変動にかかわらず、潮岬や土佐清水、石垣島では普段低い値をとる冬(石垣島では夏)にも

大きな大気混濁係数値を算出した日が多く見られた。これは、周囲に発生源がないこと、大陸からの風が日本に向かいやすいことを考えると、大陸からの人為的エアロゾルの輸送の影響の可能性が考えられる。根室では、2003 年夏に急激な値の上昇が見られた時期があり、これはシベリアで発生した大規模森林火災の時期と重なるため、火災によって発生したエアロゾルが輸送されてきた可能性が考えられる。このような特殊な変動については、エアロゾルの発生源や輸送機構について、更なる原因の解明が求められる。

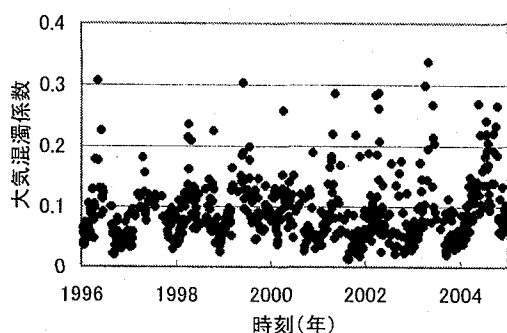


図2.1 大気混濁係数日別値・根室

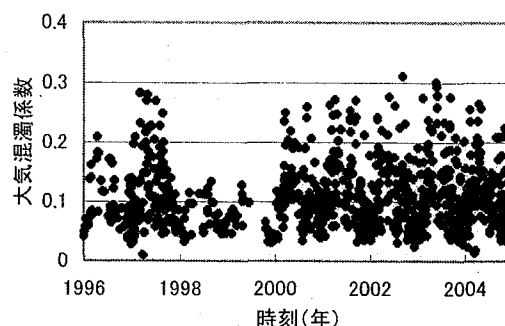


図2.2 大気混濁係数日別値・土佐清水

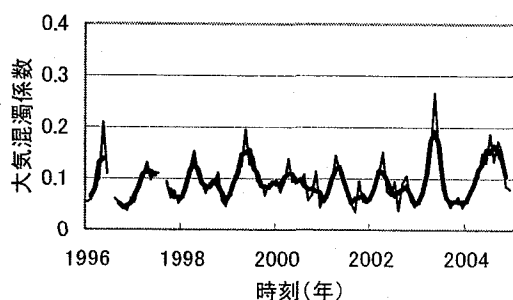


図3.1 3ヶ月移動平均値・根室

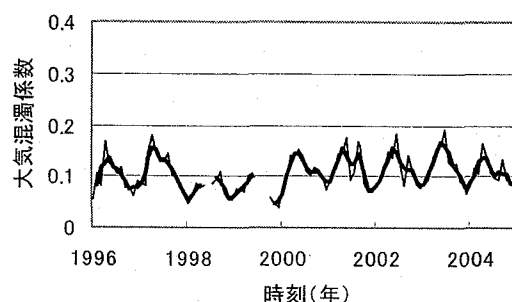


図3.2 3ヶ月移動平均値・土佐清水

3.2 長期的推移

3.1 の季節的変動の算出結果より、年平均値と3年移動平均値を算出し、荒生および本研究室における過去のデータを合わせ、長期的な推移を把握した。図4に、3年移動平均値の算出結果を示す。これより、1960年代の高度成長時代に各地で一様に、また1982年、1991年に起きたエルチチョン（メキシコ）、ピナツボ（フィリピン）両火山の噴火後に各地で一時的に大気混濁係数が著しく上昇した様子が見られる。1963年に発生したアグン火山（インドネシア）の大規模な噴火も、値の上昇の原因となった可能性がある。地点別で見ると、特に札幌で1960年代に著しい伸びが見られたが、これは高度成長期の石炭消費量の増加が背景にあると考えられる。しかし1970年代以降は他地点と同様のレベルになっており、これは大気汚染対策の成果であるほか、石炭から石油への燃料の以降が原因として考えられる。今回算出した1996年以降は全国的に火山の影響は見られなくなり、ほぼエルチチョン火山の噴火前のレベルで推移している。

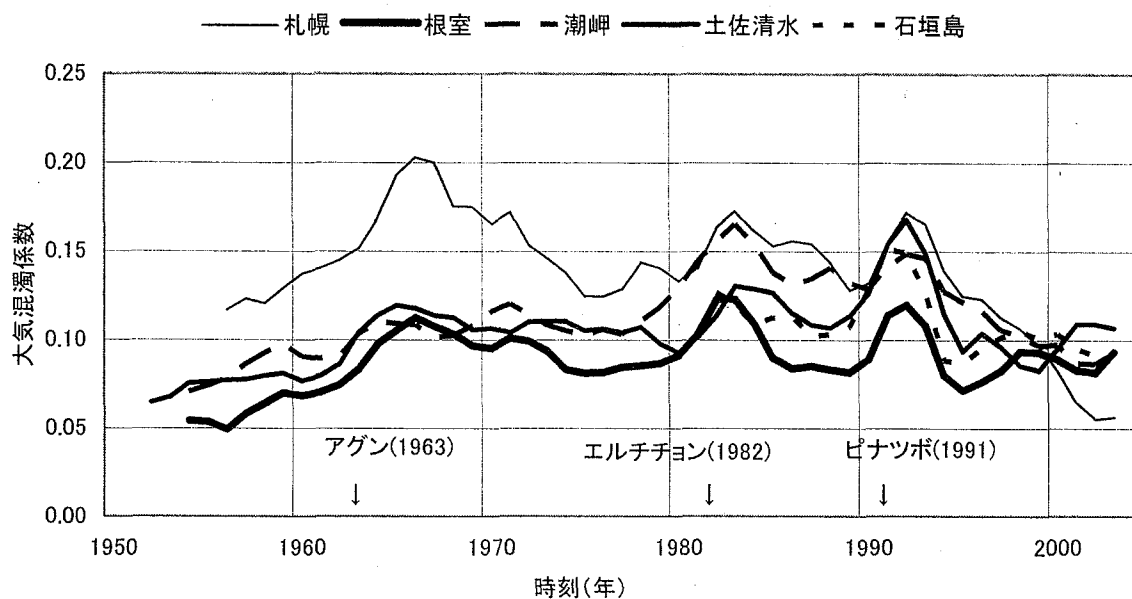


図4 3年移動平均値

4. まとめ

本研究では、大気中エアロゾル量の目安となる大気混濁係数の値を算出し、その季節的変動および長期的推移について評価した。季節的変動について、多くの場合大気混濁係数は夏にピークの値をとるという様子が見られた。これは黄砂の飛来の影響、エアロゾル粒径の増加などが原因として考えられる。潮岬以南の3地点では、札幌・根室の2地点に比べ日別値のばらつきが多く、季節的変動と無関係に高い値を示した場合が多かったが、これは中国大陆からのエアロゾル輸送が原因である可能性がある。また、噴煙、森林火災などによる影響と思われる一時的な変動が見られた場合もあった。

長期的推移について、1960年～70年に各地で大気混濁係数の上昇が見られたが、これは高度経済成長によるエアロゾル排出増加を反映していると考えられる。また、1982年のエルチチョン火山、1991年のピナツボ火山の噴火後に、各地で一様に大気混濁係数が一時的に上昇した。今回算出した1996年以降では大気混濁係数は徐々に減少し、およそエルチチョン火山噴火前の1970年代のレベルの値をとっている。

今回の研究で日本各地における大気混濁係数の推移を捉えることが出来たが、今後この結果を気候影響の予測等に応用していくためには、日本各地および世界規模における大気混濁係数の把握、今後のエアロゾル量の変化の推測が必要であると考えられる。

参考文献

- 1) Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A. Jr., Hansen, J. E., and Hofman, D. J.: Climate forcing by anthropogenic aerosols, Science, Vol. 255, pp. 423-429(1992)
- 2) G. Yamamoto, M. Tanaka and K. Arao: Hemispherical Distribution of Turbidity Coefficient as Estimated from Direct Solar Radiation Measurements, Journal of the Meteorological Society in Japan, Volume 46, No. 4, pp. 287-300(1968)