

- Meteor. Soc. Japan, 64, 79-94.
- Ing, G.K.T., 1972: A duststorm over central China, April 1969. *Weather*, 27, 136-145.
- 岩坂泰信, 箕浦宏明, 長屋勝博, 小野 晃, 1982: 黄砂の輸送とその空間的ひろがり—1979年4月にみられた黄砂現象のレーザレーダ観測—, *天気*, 29, 231-235.
- 村井潔三, 1983: エアロゾルの気象に与える影響—日射に対する効果—, *気象研究ノート*, No. 146, 99-114.
- Uematsu, M., R.A. Duce, J.M. Prospero, L. Chen, J.T. Merrill and R.L. McDonald, 1983: Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 88, 5343-5352.
- , ——— and J.M. Prospero, 1985: Deposition of atmospheric mineral particles in the North Pacific Ocean, *J. Atmos. Chem.*, 3, 123-138.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arai, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements, *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 287-300.

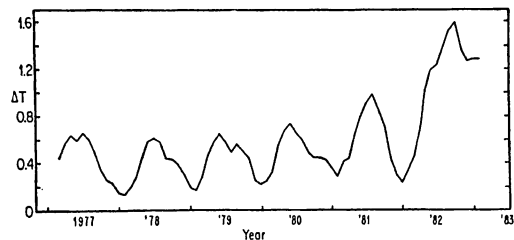
102; 204 (黄砂; エアロゾル)

黄砂性エアロゾルの光学的特性*

中 島 映 至**

1. はじめに

大陸性の乾燥した地域では、エアロゾルのかなりの部分が、風によって巻き上げられた土壌粒子から生成されている。黄砂現象はその顕著な例であるが、年間を通じて見た場合、はっきりと黄砂現象と記録される日数は長崎においても平均5日程度 (Arao *et al.*, 1979) とそれほど多くない。しかし、長崎において偏光解消度等の光学的な観測を行ってみると、一回の黄砂現象で黄砂性の大気状態が5日程度とかなり長く続くことが分かった (Tanaka *et al.*, 1986)。名古屋におけるライダーによる偏光解消度の観測からも、地上では黄砂現象と認められない場合でも、上空5~6 km に黄砂層と思われる大きな偏光解消度を示す層が見いだされた例が報告されている (Kobayashi *et al.*, 1985)。従って、顕著な黄砂現象の観測と併せて、このような潜在的な土壌粒子による大気の混濁現象を把握することが、大気放射収支や光環境への影響を知る上で大切である。例えば、アリゾナ、グランド・キャニオンでの視程低下の20%程度は、年間を通じて見ても、これらの土壌性エアロゾルと思われる半径1ミクロン以上の大粒子によって引き起こされている (Malm and Johnson, 1984)。また、第1図に示す、アリゾナ・ツーソンでの日射観測から得られた大気混濁



第1図 アリゾナ・ツーソンにおけるリンケのエアロゾル因子の3カ月移動平均値。約0.06倍すると波長1ミクロンでのエアロゾルの光学的厚さになる。(Szymer and Sellers, 1985より)

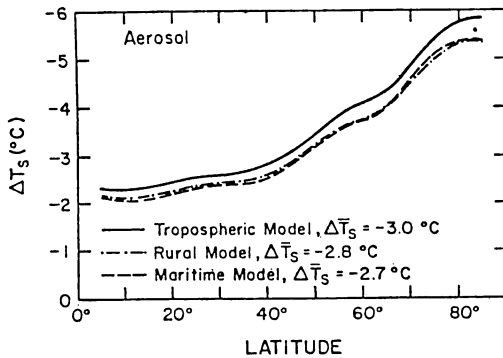
度の顕著な季節変化は、7月に多くなる土壌性エアロゾルに起因している (Szymer and Sellers, 1985)。

2. 熱収支への影響

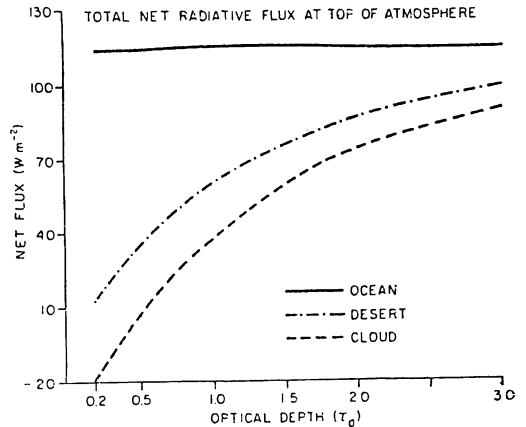
まず、一般のエアロゾルが、地球—大気系の熱収支にどの程度影響を及ぼすかを、Coakley・Cess (1983) によるモデル計算で見てみる (第2図)。図によると、エアロゾルの存在は、地表気温を3度程度下げるのに寄与している。冷却の絶対値については、モデルの詳細に強く依存し、いくつかのモデルによって1度から3度程度の値が提案されているが、この様な冷却効果はモデルに共通して見られる。これは、エアロゾル層の高度が1km

* Optical characteristics of aerosols in a Yellow Sand event.

** Teruyuki Nakajima, 東北大学理学部



第2図 対流圏，汚染の少ない陸地性及び海洋性エアロゾルによる地表気温変化の緯度分布。(Coakley and Cess, 1983より)



第3図 海洋，砂漠上，および雲のある場合の大気上端での正味放射量。下向きを正とする。横軸は波長0.5ミクロンでのエアロゾルの光学的厚さ。(Carlson and Benjamin, 1980より)

から3 km 程度と低いので，太陽放射に対する地球大気系の反射率の増加が，保温効果に勝るため起こると考えられる。高緯度では地表反射率が高いため，エアロゾルの存在によって地球一大気系の反射率は低下するが，低緯度からの熱輸送の減少によってこの効果とは逆に大きな冷却になっている。ここに述べた標準的なエアロゾルは，代表的な粒子半径が0.1ミクロン程度と小さいので，赤外域の光学的厚さは小さく，地表から出る赤外線を遮蔽することによる保温効果も，0.1度程度と小さい。

さて，黄砂を含む砂塵性エアロゾルが，熱収支に及ぼす影響を考える際の特長事情の1つは，標準的なエアロゾルに比べて粒子の代表的な径が，1桁程度大きいと言うことである。Shaw(1980)は，砂塵の発生源から約1万キロも離れたハワイ諸島で，代表的な半径(粒子体積の頻度分布のモード値)が2ミクロン程度の黄砂性エアロゾルを観測している。Arao・Ishizaka(1986)の黄砂性エアロゾルのモデルでは，1.3ミクロンのモード径が提案されている。エアロゾルの光学的厚さは，消散の効率因子 Q_{ext} ，代表的な粒子半径 a と気柱に含まれる粒子数 N によって次のように書ける

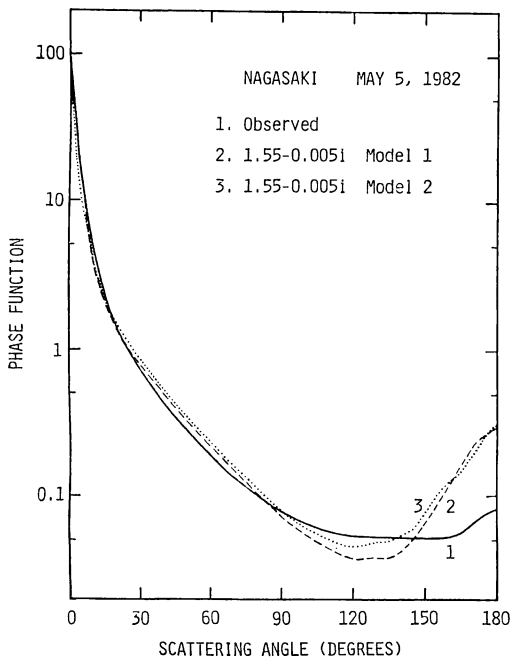
$$\tau \sim Q_{ext} \pi a^2 N \dots \dots \dots (1)$$

従って，気柱当たりのエアロゾルの体積は次の様に表される

$$V \sim 4\pi a^3 N / 3 = 4\tau a / Q_{ext} / 3 \dots \dots \dots (2)$$

この式は，同じ光学的厚さを張るためには，粒子が大きいと不利であることを意味しており，従って黄砂は，標準的なエアロゾルに比べて1桁ほど太陽放射の散乱・吸収能力が悪いことが分かる。光学的厚さ τ が0.1の黄砂の層に対して， $a \sim 1 \mu m$ ， $Q_{ext} \sim 2$ と置くと，2式から

1 km 四方当たり67リットルの黄砂が存在しなければならないことが分かる。この値は，Arao・Ishizaka(1986)による精密な計算とほぼ一致する。これに対して，標準的なエアロゾル($a \sim 0.1 \mu m$)の場合には，6.7リットルほどで同じ光学的厚さを張れる。サハラ砂漠から巻き上げられた砂塵についての Carlson・Caverly(1977)による日射観測によると，砂塵の複素屈折率の虚数部は波長0.4ミクロンで-0.01，波長0.7ミクロンで-0.003程度であるから，1回の散乱で太陽光は，その17%から10%程度が熱に変換されていく。平均的に変換率を $ka \sim 15\%$ とすると， $ka\tau S \sim 15 \text{ cal/day}$ が光学的厚さ0.1の黄砂層に吸収される。ここで， $S \sim 1000 \text{ cal/day}$ は有効太陽放射量である。これは，厚さ3 km 程度の気層であれば， 0.2°C/day 程度の加熱率になる。この値は，Carlson・Benjamin(1980)による精密な計算値とほぼ同じである。Arao・Ishizaka(1986)によると，黄砂現象の際には，1日間程度100リットル/ km^2 の黄砂性エアロゾルが日本全土を覆う。Prodi・Tomasi(1983)によると，イタリアでは，サハラ砂塵による混濁現象の際にはやはり100リットル/ km^2 程度のエアロゾル量が良く観測される。このことから，砂塵現象の際には，かなり広範囲にわたって 0.3°C/day 程度の太陽放射による晴天時の加熱が期待される。砂塵による混濁の最盛期には，光学的厚さは今考えた数倍に及ぶ。Kondratyev *et al.*(1981)は飛行機観測の際，サハラ砂塵の濃度の高い所で， 9.6°C/day という大きな加熱率を



第4図 黄砂性エアロゾルの散乱関数。曲線1は1982年5月5日の観測値。曲線2と3は複素屈折率が $1.55-0.005i$ の等価な球粒子系による散乱関数。

観測している。

黄砂性エアロゾルは粒径が大きいので、先に見た標準的なエアロゾルの場合と違って、赤外域での効果も無視できない。Carlson・Benjamin (1980) のサハラ性エアロゾルに対する詳細な数値計算によると、エアロゾル層が赤外線を散逸することによる層の冷却は、太陽放射による加熱の約半分を相殺する。また、エアロゾル層から放出される赤外線によって地表付近の大気は加熱され、光学的厚さが1の彼らのモデルでは、この値は $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ほどになる。第3図に、地球-大気系全体の正味放射量が、エアロゾル層の光学的厚さに伴って変化する様子を示すが、砂漠上や雲のある場所の様にもともと反射率の高い所では、エアロゾルは系全体の反射率を下げるため加熱をもたらす。一方、反射率の低い低緯度の海上では、エアロゾルの存在は系の反射率を増加させるが、これが地球放射の減少による保温効果にはほぼ釣り合うために、エアロゾルの増加による放射収支の変化は少ない。話しが詳細にわたるが、この様な効果を考える場合には、砂塵性エアロゾルの粒径が大きいので多くの太陽放

射を前方方向に散乱するため、同じ光学的厚さの標準的なエアロゾル層の場合に比べて、層の反射率が低くなる事実も大切である。ちなみに、前方半球への放射エネルギーの散乱確率と後方半球へのその差を散乱の非対称因子と呼ぶが、砂塵性エアロゾルの場合これは0.7から0.8程度で、標準的な値0.65と雲のその間に位置する。この様に、標準的なエアロゾルと違って砂塵性エアロゾルの場合は、系全体として見た場合、太陽放射と地球放射に対する影響が相殺しあうため、エアロゾルの増加によって直接引き起こされる大気上端での放射収支の変化量は比較的小さい。むしろ、地表面の冷却と大気層の加熱の結果生じる、大気の成層状態の安定化に伴う雲量の変化等の効果の方が重要であると思われる (Carlson and Benjamin, 1980)。

3. リモートセンシングへの影響

さて、光学的に見た場合、黄砂のもう一つの大事な特徴は、その形状が不規則であるということである。このことは、黄砂粒子による光の散乱量を定量的に見積もる際、重要になる。近年、地上や衛星からの日射観測、ライダー等によって黄砂の濃度、空間分布、地球-大気系の反射率の見積り等が可能になってきているが、それらの見積りには粒子の球形性を仮定することが多い。これは、球粒子による散乱理論が厳密に確立されていることなどの理由によるが、黄砂性エアロゾルに対してはあまり良い近似ではない。第4図に、散乱角に対する散乱の確率密度関数(散乱関数)の実測値を示す。同時に、この時の粒径の頻度分布(粒径分布)を持つ球形粒子系を仮定した場合の理論値を示す。図のモデル1と2は、粒径分布の評価の違いによるものである。図は、粒子が大きいために散乱関数は前方に鋭く立ち上がっていて、既に述べた様に光のほとんどが前方方向に散乱されることを示している。この例では、非対称因子は、観測値と球形近似のそれぞれに対して0.72と0.69であって、非球形粒子である黄砂の方が若干大きな値を示した。この傾向は、ランダムな方向を向いた回転楕円体群による光の散乱理論から予想される傾向と一致している (Asano and Sato, 1980)。一方、散乱断面積は、球形近似の場合の1.1倍から1.3倍程度増加する (Pollack and Cuzzi, 1981)。これら2つの効果は、地球-大気系の反射率の増減に相反する様に働くため、反射率の評価には球形近似が有効であると考えられる。しかし、Pollack

・Cuzzi (1981) による非球形粒子に関する研究では、非球形性は非対称因子を減少させるので、この場合には、反射率に無視できない増加をもたらす。彼らの理論を使って、太陽放射フラックスの航空機観測からエアロゾルの粒径分布を推定した Welch *et al.* (1981) は、非球形効果は無視すると、粒子濃度を数十パーセント過大評価する場合があることを指摘している。従って、黄砂性エアロゾルの非対称因子が、その球形近似に対して大きい小さいかを知ることも大事である。そのためには、黄砂の散乱関数について、より多くの測定を行うことが必要である。

第4図によると、球粒子の場合は、形状の対称性から後方に強い散乱を引き起こすのに対して、黄砂の場合はこの様な鋭いピークが存在しないことが分かる。消散断面積と後方微分散乱断面積との比として定義される後方散乱比は、球粒子近似による理論値が15程度であるのに、実測値は60程度であった。従って、ライダー・シグナルから黄砂の濃度を推定する場合には、適当な後方散乱比を仮定することが特に必要である。衛星データへの影響は、視野と太陽の位置関係に依存して使用する散乱角が変わり、また非対称因子と散乱断面積の寄与の仕方が変わるため、一口に言うことは難しい。一般的には、前方方向に散乱されたシグナルを解析に使用する注意が払われている。

4. 今後の課題

以上、黄砂性エアロゾルを中心に、砂塵性エアロゾルの光学的な特徴と熱収支への影響を述べてきたが、このような種々の解析の基礎となる黄砂の光学的な性質は、北アメリカ大陸の乾燥地域やサハラ砂漠起源のエアロゾルに比べて充分議論をされていないので、観測と理論の両面からの今後の研究が必要である。

文 献

- Arao, K., Y. Makino and Y. Nagaki, 1979: Some statistical aspects of Yellow Sand, *Sci. Bull. Faculty of Education, Nagasaki Univ.*, 30, 65-74.
- , and Y. Ishizaka, 1986: Volume and mass of yellow sand dust in the air over Japan as estimated from atmospheric turbidity, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 79-94.
- Asano, S. and M. Sato, 1980: Light scattering by randomly oriented spheroidal particles, *Appl. Opt.*, 19, 962-974.
- Carlson, T.N. and R.S. Caverly, 1977: Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 82, 3141-3152.
- , and S.G. Benjamin, 1980: Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 37, 193-213.
- Coakley, Jr., J.A. and R.D. Cess, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- Kobayashi, A., S. Hayashida, K. Okada and Y. Iwasaka, 1985: Measurements of the polarization properties of Kosa (Asian dust-storm) particles by laser radar in spring 1983, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 144-149.
- Kondratyev, K. Ya., R.M. Welch, S.K., Cox, V.S. Grishechkin, V.A. Ivanov, M.A. Prokofyev, V.F. Zhvaley and O.B. Vasilyev, 1981: Determination of vertical profiles of aerosol size spectra from aircraft radiative flux measurements, 1. Retrieval of spherical particle size distribution, *J. Geophys. Res.*, 86, 9783-9793.
- Malm, W.C. and C.E. Johnson, 1984: Optical characteristics of fine and coarse particulates at Grand Canyon, Arizona, *Atmos. Environ.*, 18, 1231-1237.
- Pollack, J.B. and J.N. Cuzzi, 1980: Scattering by nonspherical particles of size comparable to a wavelength: A new semi-empirical theory and its application to tropospheric aerosols, *J. Atmos. Sci.*, 37, 868-881.
- Prodi, F. and C. Tomasi, 1983: Sahara dust program-1, The Italian network of sun-photometers, Extinction models based on multimodal particle size distributions, *J. Aerosol Sci.*, 14, 517-527.
- Shaw, G.E., 1980: Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian Islands, *J. Appl. Meteor.*, 19, 1254-1259.
- Szyrmer, R.J. and W.D. Sellers, 1985: Atmospheric turbidity at Tucson, Arizona, 1956-83: Variation and their causes., *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24, 725-734.
- Tanaka, M., T. Nakajima, M. Shiobara, M. Yamano, T. Takamura and K. Arao, 1986: Optical properties of the turbid atmosphere in the Yellow Sand event over Japan, Abstracts of Beijing International Radiation Symposium.
- Welch, R.M., S.K. Cox and K. Ya Kondratyev, 1981: Determination of vertical profiles of aerosol size spectra from aircraft radiative flux measurements, 2. The effect of particle nonsphericity, *J. Geophys. Res.*, 86, 9795-9800.