HOKKAIDO UNIVERSITY

| | |
|---|---|
| Title | エアロゾルの光学的特性と直接効果 |
| Author(s) | 工藤, 玲 |
| Description | III. 雲・エアロゾルの光学的特性とその応用 |
| Citation | 低温科学, 72, 113-125 |
| Issue Date | 2014-03-31 |
| Doc URL | https://hdl.handle.net/2115/55023 |
| Type | departmental bulletin paper |
| File Information | LTS72_013.pdf |

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 72 （2014） 113-125

# エアロゾルの光学的特性と直接効果

工藤　　玲

エアロゾルは，日射を直接的に散乱・吸収することで，地球の放射収支に大きな影響を与える（直接効果）．しかし，エアロゾルの光学特性の時空間変動は，まだ十分に把握されていない．このため，地球温暖化等の気候問題の中で大きな不確定要素となっている．本稿では，まず，エアロゾルの光学特性（光学的厚さ，一次散乱アルベド，位相関数）と直接効果の関係を理解するための基礎を記述した．次に，光学特性を観測する方法について，直接観測，受動・能動測器によるリモートセンシングに分類し，現在幅広く行われている方法と新しい方法についてまとめた．そして，光学特性と直接効果について，国内の日射観測から解析された約 30 年の長期変動の結果を示した．さらに，その長期変動が，放射過程を通して引き起こす大気境界層への影響について感度実験を行った．この結果，エアロゾル光学特性の数十年規模変動は，直接効果による太陽放射場の変化，地表面の蒸発量と大気中の水蒸気量の変化を引き起こし，それが地球放射場の変化をもたらすというフィードバックプロセスによって，大気境界層に数十年規模の変動をもたらしている可能性が見出された．この結果は，気候変動を理解していくためには，エアロゾル光学特性の長期モニタリングが重要であることを示唆している．

## Aerosol optical properties and direct effect

Rei Kudo

Aerosols have a substantial impact on the Earth's radiation budget by directly scattering and absorbing the incoming solar radiation. However, our knowledge of the role of aerosols in the climate changes is not complete due to strong spatial and temporal variability of aerosols. In this paper, we first described the basis to understand the relationships between optical properties and direct effect of aerosols, and introduced the methods to observe the optical properties by in-situ measurements and by passive and active remote sensing. Next, we indicated the results of the decadal variations of optical properties and direct effect in Japan by the ground-based solar radiation measurements. Furthermore, using our developed one dimensional atmospheric boundary layer model with the radiative transfer model, we investigated the impacts of the decadal variations on the atmospheric boundary layer. The results showed the possibility that the following feedback process has a large impact on the atmospheric boundary layer: (1) change in solar radiation at the surface, (2) changes in evaporation at the surface and water vapor amount in the atmosphere, and (3) change in atmospheric cooling by the infrared radiation. These results indicate an importance of the long-term observation of aerosols to better understand the climate change.

## 1．はじめに

エアロゾルは，太陽放射を直接散乱・吸収すること（直接効果），雲核となって雲粒の数濃度や粒径を変えること（間接効果）により，大気の放射収支へ大きな影響を及ぼす．この他にも，光吸収の強いエアロゾルによる直接加熱は，雲粒を蒸発させる方向に働くこと（準直接効果），雪氷への沈着により地表面アルベドを変化させること等，様々な物理過程を通した影響が考えられている．しかし，エアロゾルの大気中での寿命は，１週間程度であり，また，地域や季節によって大気中で観測されるエアロゾルの種類・量が異なるため，時空間変動を把握することは容易ではない．このため，地球温暖化を含めた気候問題の中で，エアロゾルは，大きな不確定要素となっている．

連絡先
工藤　玲
気象庁気象研究所　気候研究部
Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency
e-mail：reikudo@mri-jma.go.jp

本稿では，エアロゾルの直接効果に的を絞り，まず，直接効果とそれを特徴づけるエアロゾルの光学特性について基礎的な説明をする（2章）．次に，光学特性の地上観測について，現状と著者らの研究について紹介する（3章）．4章では，日本のエアロゾル光学特性と直接効果の長期変動について，観測に基づいた解析結果を示す．5章では，エアロゾルの長期変動がもたらし得る大気境界層への影響について，一次元大気モデルを使った感度実験の結果を示す．最後に，6章でまとめとする．

## 2．光学特性と直接効果

図1は，地球大気を一つの地表面－大気系としてみなした場合の熱収支を模式的に表したものである．ここで用いた数値は，Trenberth et al.（2009）の表2bを引用した．大気上端から入射する太陽放射は，大気分子，エアロゾル，雲による散乱と地表面での反射によって，宇宙空間へ返される分を除くと，正味239.4 $Wm^{-2}$となる．その内，78.2 $Wm^{-2}$は，水蒸気などの気体，エアロゾル，雲によって吸収され，大気を加熱する．そして，地表面では，正味161.2 $Wm^{-2}$となる．一方，大気上端から放出される地球放射は，大気からの放射に，地表面から放出し，大気を透過した分を加えた，238.5 $Wm^{-2}$となる．地表面から大気へ向かう放射は，その大部分を大気からの放射によって相殺され，正味63 $Wm^{-2}$となるため，大気中では175.5 $Wm^{-2}$の冷却となる．この太陽放射と地球放射の結果，大気上端では正味下向き0.9 $Wm^{-2}$（＝239.4－238.5），地表面では正味下向き98.2 $Wm^{-2}$（＝161.2－63.0），大気中では－97.3 $Wm^{-2}$（＝78.2－175.5）となる．地表面での過剰な吸収の内，17 $Wm^{-2}$が顕熱フラックスとして，80 $Wm^{-2}$が潜熱フラックスとして大気へ運ばれる．そして，これらが，大気中での冷却97.3 $Wm^{-2}$を補償する．このようなエネルギー収支の結果，現在の地球の気候が決まってくる．このため，大気の放射収支は，地球の気候に対して支配的な役割を担っていると言える．なお，図1で示した熱収支の値は，大気上端でバランスがとれていないが，元々の各値の見積もりに小数点第一位までの精度がないことが原因である（Trenberth et al. 2009）．

ある状態の大気の放射収支に対して，ある時点で大気中のある要素（例えば，二酸化炭素やエアロゾル）が変化すると，放射収支が変化し，地球の気候が変化する．この放射収支の変化量が，放射強制力と定義される．Indian Ocean Experiment（INDOEX）の結果（Ramanathan et al. 2001）では，温室効果ガスによる放射強制力は，大気上端で2.6 $Wm^{-2}$，地表面で1 $Wm^{-2}$，そして，大気加熱が1.6 $Wm^{-2}$である．これに対して，エアロゾルの直接効果は，大気上端で0 ± 2 $Wm^{-2}$，地表面で－14± 3 $Wm^{-2}$，そして，大気の加熱が14± 3 $Wm^{-2}$と見積もられている．ここで示されるエアロゾルの直接効果の大きな特徴は，地表面での影響が大きいことである．

エアロゾルの直接効果を決定するパラメータは，3つある．平行平板を仮定した大気において，ある波長の太陽放射に対する放射伝達方程式は，大気層に垂直な天頂方向を基準にした極座標によって，

$$\mu \frac{dI(\tau;\mu,\phi)}{d\tau} = I(\tau;\mu,\phi) - J(\tau;\mu,\phi) \qquad (1)$$

$$\mu = \cos\theta \qquad (2)$$

と記述される．ここで，$\theta$と$\phi$は，天頂角と方位角．$I$は，$(\theta,\phi)$方向からの放射輝度($Wm^{-2}sr^{-1}$)である．光学的厚さ($\tau$)は，消散係数の鉛直積分で，慣例的には，大気上端から地表に向かって増加するように定義され

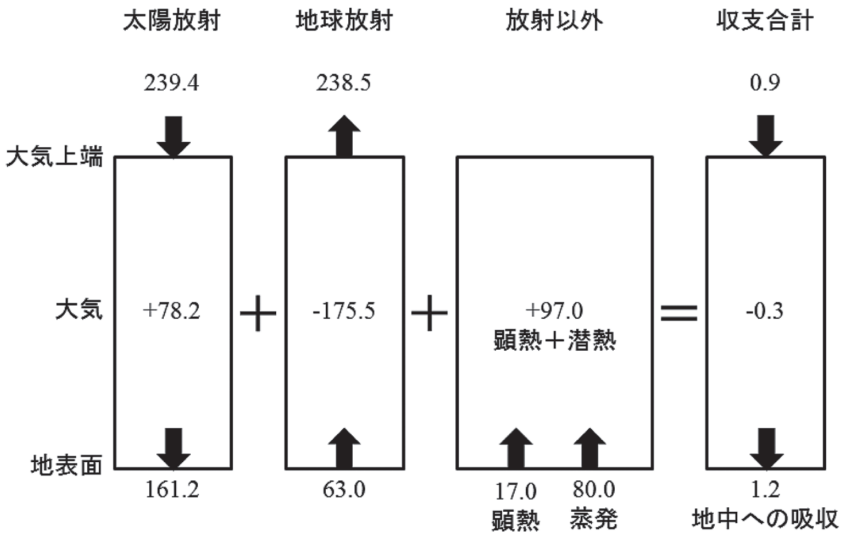



**図1**：地球の熱収支の模式図．数値の単位は，$Wm^{-2}$．矢印の方向は，地表面－大気系への収入と支出を表す．
Schematic diagram of the heat budget of the surface-atmosphere system. Unit is $Wm^{-2}$. Arrows signifies incoming to the system and outgoing from the system.

る．$J(\tau;\mu,\phi)$は，放射源関数と呼ばれ，太陽放射の波長域では，

$$J(\tau;\mu,\phi)=\frac{\omega}{4\pi}\int_0^{2\pi}\int_{-1}^{1} I(\tau;\mu',\phi')P(\mu,\phi;\mu',\phi')d\mu' d\phi' + \frac{\omega}{4\pi}F_0P(\mu,\phi;\mu_0,\phi_0)e^{-\tau/\mu_0} \quad (3)$$

で記述される．右辺第 2 項の $F_0e^{-\tau/\mu_0}$ は，$(\mu_0,\phi_0)$方向から入射する直達日射が，光学的厚さに応じて減衰していることを表す．$P$ は，散乱強度の角度依存（エネルギーの分配）を表す位相関数である．これによって，右辺第 2 項は，直達日射の$(\mu,\phi)$方向への散乱（一次散乱）を表している．右辺第 1 項は，様々な方向から入射する放射輝度 $I(\tau;\mu',\phi')$の$(\mu,\phi)$方向への散乱（多重散乱）を表す．放射源関数のすべての項にかかる $\omega$ は，一次散乱アルベドといい，散乱係数の消散係数に対する比として定義され，0 から 1 の値をとる．消散係数は，散乱係数と吸収係数の和であるため，$1-\omega$ は，吸収の強さを表すことになる．結局，大気の放射伝達は，光学的厚さ，一次散乱アルベド，位相関数の 3 つの光学特性によって決まることになる．また，非等方因子という位相関数をより簡潔に表すパラメータもある．これは，前方（地表方向）と後方（宇宙方向）のどちらへ散乱するエネルギーが多いかを表すパラメータである．－1～1 の値を持ち，1 に近いほど前方散乱が卓越すること表す．等方散乱やレイリー散乱の場合は，ゼロとなる．

これらの光学特性は，エアロゾルの複素屈折率，粒径分布から，電磁波の散乱理論によって求められる．しかし，エアロゾルの種類毎（有機炭素，黒色炭素，ダスト等）に異なる複素屈折率，粒径分布，粒子形状，さらには混合状態によって，光学特性の値は大きく異なる．例えば，黒色炭素は，複素屈折率の虚部が大きく（0.1 のオーダー），一次散乱アルベドが小さい（約 0.2）．ダストは，粒子半径が大きい（体積粒径分布で 1 $\mu$m のオーダー）ため，非等方因子の値は大きくなる（約 0.8）．東アジアで観測された波長 500 nm の光学特性について，様々な論文の結果をまとめると（Kudo et al. 2010a），

- 日本：光学的厚さ 0.15～0.45
  一次散乱アルベド 0.65～0.93
- 中国：光学的厚さ 0.1～1.3
  一次散乱アルベド 0.87～0.95
- タイ：光学的厚さ 0.1～1.2
  一次散乱アルベド 0.87～0.94

といった値が観測されている．また，季節的には，春から夏にかけて，光学的厚さが大きくなる．一次散乱アルベドは，冬季に小さくなるといった変動が，共通して見られている．非等方因子に関しては，観測結果を出している論文は，少ない．

ここで，光学特性と放射強制力との関係について観測例（Kudo et al. 2010a）を示す．図 2 は，光学的厚さ，一次散乱アルベド，非等方因子に対する地表面での放射強制力の関係を表したものである．ここでの放射強制力は，地上日射量のエアロゾルが無い時からの変位として定義している．また，大気上端に入射する日射量に対する割合として表されている．この図から，光学的厚さが増すほど，地表に到達する日射が減衰することが分かる．直線は，放射強制力の能率（光学的厚さに対する放射強制力の変位の傾き）を表している．放射強制力の能率は，濃淡で示された一次散乱アルベドの値に依存しており，同じ光学的厚さでも一次散乱アルベドの値によって，放射強制力が大きく変わることが分かる．また，非等方因子への依存度が小さいことが示されている．

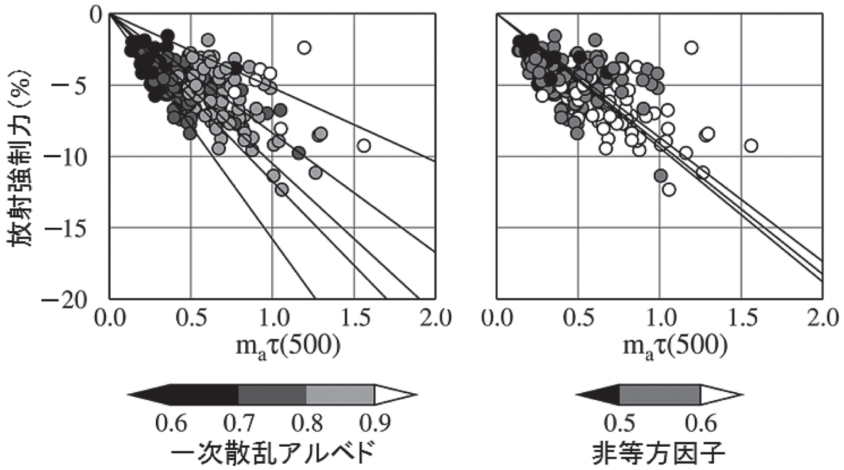



**図 2**：茨城県つくば市の気象研究所で行われている日射観測から得られた地表面での放射強制力に対する波長 500 nm の光学的厚さ（$\tau$），一次散乱アルベド，非等方因子の関係．放射強制力は，大気上端で入射する日射に対する比で表されている．$m_a$ は，エアマスで，太陽光線が，大気層を斜めに進んだ場合に，垂直に進んだ場合と比べて，何倍の光路になるかを示す指標である．$m_a\tau$ は，太陽光線の光路に沿った光学的厚さとなる．
Dependencies of the surface radiative forcing on optical thickness, single scattering albedo, and asymmetry factor at 500 nm. The values of the surface radiative forcing is percent ratio to the incoming solar radiation at the top of the atmosphere.

一般に，エアロゾルの直接効果は，大気を冷やす方向に働く（日傘効果）が，複素屈折率虚部の値が大きく（一次散乱アルベドが小さく）なると，大気を暖める方向に働く（Yamamoto and Tanaka, 1972）．Ramanathan et al.（2001）は，雲量ゼロの条件の下では，一次散乱アルベドが約 0.85 を下回ると，大気を暖める方向へ転じると評価している．このように，エアロゾルの直接効果がもたらす影響を正しく評価するためには，エアロゾルの「量」ともいえる光学的厚さとともに，光学的な「質」となる一次散乱アルベドや位相関数（非等方因子）を調べていく必要がある．特に，光吸収性を表す一次散乱アルベドは，大気を暖めるか冷やすかという方向性に関わってくるため，重要な要素である．

## 3．光学特性の観測

エアロゾルの光学特性は，外気を屋内の測器へ引き込むことによって測定する直接観測，放射計による日射の受動観測，そして，レーザー光を使ったライダーによる能動観測によって，測定または推定されている．ここでは，対象を地上観測に絞り，現在幅広く行われている観測と著者らの開発した手法について述べていく．なお，光学特性の直接観測については，本巻Ⅲ章「SKYNET の現状と展望」で，放射計による観測の内，スカイラジオメーターについては，Ⅲ章の「SKYNET の現状と展望」と「エアロゾルの光学的特性の推定と雲の影響」で，そして，ライダーを使った観測については，Ⅲ章「ライダー等を用いたエアロゾル・雲推定アルゴリズム」で，さらに詳しい内容と解析例が記述されているので，参照していただきたい．

### 3.1　直接観測

屋内の測器へ引き込まれたサンプル空気に対して，可視波長の光をあて，散乱される光や透過する光を測定することで，散乱係数，吸収係数，消散係数といった光学特性がほぼ直接的に測定される．現在広く用いられている測器には，散乱光を測定して散乱係数を求める積分型ネフェロメータ（Radiant Research 社，TSI 社，ecotech 社），フィルター上に集められたエアロゾルに対する透過光の変動から，吸収係数を求める PSAP（Radiance Research 社）がある．ネフェロメータは，測器の構造上，極前方・後方の散乱を測定できないことがバイアス誤差の原因となる．このため，散乱係数の波長依存を用いた補正法等が考案されている（Anderson and Ogren, 1998; Heintzenberg et al. 2006; Müller et al. 2009）．PSAP には，フィルターサンプリングしたエアロゾルの変質や多重散乱などの影響が指摘されており，Bond et al.（1999）によって補正法が考案されている．

また一方で，新しい測定法の開発も行われている．AURORA 4000 polar nephelometer（ecotech 社）は，複数の LED 光源を用いることで，散乱光の角度依存を測定することが出来る測器である．著者の所属する研究室でも，ポーラーネフェロメータを開発中である（図 3）．この装置は，サンプル空気にレーザー光をあて，散乱角 4 ～176 度の散乱光を光ファイバーで引き込み，角度を分解して検出する．図 4 は，サンプルエアロゾルに PSL 標準粒子を用いて，2 回測定した結果である．測定結果は，全散乱角度の散乱強度を積分した値で規格化し，位相関数として表されている．理論値に近い値が計測されていることが分かる．散乱光の角度依存を計測することで，位相関数を得ることが出来る．

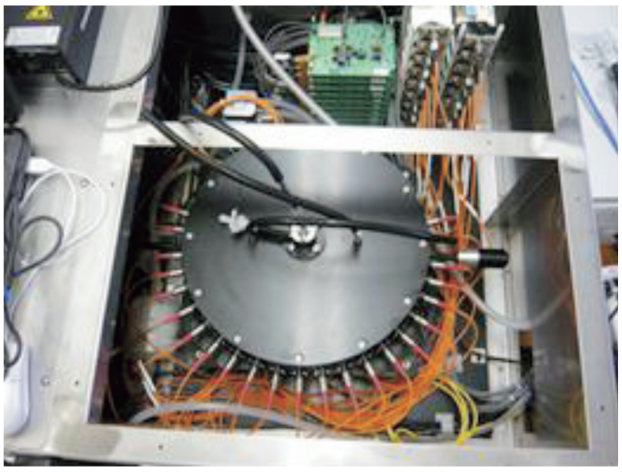


図 3：開発中のポーラーネフェロメータの内部．円形セルの中心にサンプル空気の導入部があり，周辺には散乱光を散乱角度別に検出器へ引き込むための光ファイバーが設置されている．
Interior of the developing polar nephelometer. There are an inlet of the sample air at the center of the circular cell and optical fibers around the circular cell. The optical fibers lead the scattered light to the detector.

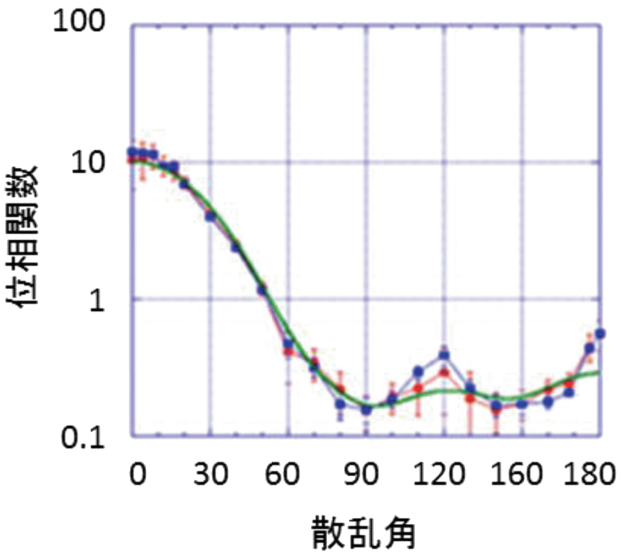



図 4：PSL 標準粒子の位相関数の測定値（青と赤）と理論値（緑）の比較．PSL の直径は，511 nm．
Measured (blue and red) and theoretical (green) values of phase function for PSL spheres. The diameter of PSL sphere is 511 nm.

吸収係数の測定に関しては，音響光学法用いたPASS（Droplet Measurement Technologies 社）が，開発されている．レーザー光をサンプル空気に入射し，エアロゾルの光吸収による空気の加熱・膨張を音波として検出することで，吸収係数を測定する装置である．この方法は，浮遊した状態でのエアロゾルを測定できるため，PSAP の問題点を解決できると考えられている．

消散係数は，上述の測器による散乱係数と吸収係数の和として得られるが，直接測定する測器が開発されている．CRDS 法（Cabity Ring-Down Spectroscopy）は，２枚の高反射率のミラーで構成される光学キャビティ内にレーザー光を閉じ込め，キャビティ間を数万回往復させることで光路長を稼ぎ，消散係数を精度よく測定する方法である（Nakayama et al. 2010）．

直接観測は，光学特性の高精度な観測を連続して行うことが出来る．しかし，エアロゾルの直接効果を考える上では，空間代表性に乏しいことに問題がある．また，外気中のエアロゾルを屋内に取り込むと，サンプル空気の湿度等が変わり，それに伴って光学特性が変質することが問題になる．

### 3.2 リモートセンシング

放射計やライダーによるリモートセンシングは，エアロゾルの光学特性を推定するために，様々な仮定（組成，粒径分布，粒子の形状，混合状態等）が必要とされるものの，空間代表性において有意性をもつ．しかし，天気に左右されることが弱点である．

直達日射を分光測定するサンフォトメーターは，光学的厚さを仮定無しで得られるため，最も信頼性の高い測器である．また，サンフォトメーターと，散乱日射の広波長帯域測定，または，分光測定を組み合わせて，複素屈折率，粒径分布，一次散乱アルベド，非等方因子を推定する手法が考案されている（Nishizawa et al. 2004; Kassianov et al. 2005; Kudo et al. 2008; Kudo et al. 2010b）．

最も少ない仮定で，全ての光学特性が得られる測器は，現時点では，日本で考案・開発されたスカイラジオメータ（プリード社）である．この測器によって分光測定される直達日射と散乱日射の輝度分布から，光学的厚さ，粒径分布，複素屈折率，一次散乱アルベド，非等方因子を推定する手法が確立されている（Nakajima et al. 1996; Dubovik and King, 2000）．そして，この測器を用いた観測網が，アジアやヨーロッパにおいて，SKYNET（http://atmos.cr.chiba-u.ac.jp/）として展開されている（Takamura and Nakajima, 2004; Nakajima et al. 2007）．また，NASA によって，同種の測器による世界的な観測網（AERONET，http://aeronet.gsfc.nasa.gov/）が，敷かれている（Holben et al. 1998）．これらの観測網によって得られた各地域のエアロゾルの光学特性は，衛星リモートセンシングの精度検証，モデルシミュレーションの検証に用いられている．

放射計による日射の受動観測から得られる光学特性は，大気気柱の平均または積分値であるのに対して，ライダーによる能動観測は，エアロゾルの鉛直分布を測定することが出来る．これは，例えば，ダストや汚染物質の輸送などの観測に有効であり，東アジアの AD-Net（http://www-lidar.nies.go.jp/AD-Net/），ヨーロッパの EARLINET（http://www.earlinet.org/）等のように，様々な地域で観測網が構築されている．これらの観測網で用いられているミー散乱ライダーは，エアロゾルの消散係数の定量化のために，ライダー比（消散係数に対する後方散乱係数の比）が仮定されている．しかし，最近では，ラマンライダー（Ansman et al. 1992）や高スペクトル分解能ライダー（Shipley et al. 1983; Liu et al. 1999, 2002）によって，ライダー比を仮定することなく，消散係数，後方散乱係数の鉛直分布が得られるようになってきている．さらに，多波長のラマンライダー観測から，粒径分布，複素屈折率を推定する手法が開発している（Müller et al. 1999a, 1999b, 2000; Böckman, 2001; Veselovskii et al. 2002）．しかし，これらの測器は，高価さと観測の難しさから，多点展開には至っていない．

### 3.3 受動・能動型測器の複合リモートセンシング

スカイラジオメータ観測からは，直接効果を説明する全ての光学特性が得られるが，大気気柱量である．一方，ライダー観測は，鉛直分布を導出することができるが，全ての光学特性を得ることは難しい．そこで，スカイラジオメータのような放射計とミー散乱ライダーを組み合わせた光学特性の鉛直分布推定法が考案されている．LiRIC (Lidar-Radiometer Inversion Code, Chaikovsky et al. 2012), GARRiC (Generalized Aerosol Retrieval from Radiometer and Lidar Combined data, Lopatin et al. 2013), LidAlm (Lidar and Almucantar, Cuesta et al. 2008) は，AERONET の観測から得られる複素屈折率，粒径分布の情報を元にして，ミー散乱ライダーからエアロゾルの鉛直分布を推定するアルゴリズムである．

我々も，SKYNET と AD-Net での利用を想定し，同様な開発を行っている．我々の手法は，まず，次のような二山の対数正規分布で，体積粒径分布を仮定する．

$$\frac{dV(r)}{d\ln r}=\sum_{i=1}^{2}\frac{C_i}{\sqrt{2\pi}\,s_i}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln r-\ln r_{m,i}}{s_i}\right)^2\right] \quad (4)$$

ここで，$r$ はエアロゾルの半径を表し，$C_i$，$r_{m,i}$，$s_i$ は，それぞれ，各山の体積，中心半径，幅を表す．そして，スカイラジオメータ観測から，複素屈折率（実部と虚部）と粒径分布の $C_i$，$r_{m,i}$，$s_i$($i$=1，2)の大気気柱量を推定する．続いて，粒径分布の $r_{m,i}$ と $s_i$ を大気気柱

量として得られた値で固定し，複素屈折率（実部と虚部）と粒径分布の $C_i$ の鉛直分布を，ミー散乱ライダー観測の減衰付後方散乱係数とスカイラジオメータから得られた光学的厚さと一次散乱アルベドに対して最適化する．そして，最適化された複素屈折率と粒径分布から，消散係数，一次散乱アルベド，非対称因子を求める．

図 5 は，2012 年 4 月 2 日のつくばにおけるスカイラジオメータとミー散乱ライダーの観測から得られたダスト飛来の事例である．消散係数の時系列では，地表～500 m，1000～2000 m，2000～3000 m，3000～5500 m の複雑な 4 層構造が見える．この日の前日から当日朝にかけて，低気圧が北日本を通過しており，解析期間中は，西高東低の冬型の気圧配置にあった．朝 9 時のつくばのゾンデ観測では，高度 2000～6000 m で北西風が見られていた．このため，図に見られる高度 2000～5000 m の消散係数の大きいエアロゾルは，低気圧と共に大陸から輸送されてきたと考えられる．粒径分布の図では，2000～5500 m でダストと考えられる大粒子とともに，小粒子も多くなっており，輸送されてきたのはダストだけではないことが分かる．この結果，非等方因子は，上層ほど小さい値となっている．一次散乱アルベドは，各層に応じた鉛直分布は，顕著ではなかったが，下層ほど小さくなる傾向が見られた．

このように，異なる測器を複合解析することで，局地的なエアロゾルと輸送されてくるエアロゾルの特性を分離し，新たな知見が得られることが期待される．また，このような鉛直分布に関する情報は，輸送モデルの検証にも有効であろう．直接効果においても，エアロゾルの鉛直分布は，重要な意味を持つ．同じ光学特性を持つエアロゾルでも，鉛直方向に薄く広がるか，下層や上層に集中するかで，大気場への影響が，大きく異なってくることが数値実験（Yu et al. 2002）や観測で示されている（Tsunematsu et al. 2006）．

## 4．光学特性と直接効果の長期変動

スカイラジオメータのような観測は，1990 年代から行われるようになってきた．しかし，気候研究という観点からは，より過去にさかのぼった観測事実をつかむ必要がある．そういった研究には，広波長帯域を測定する日射計の長期観測が用いられている．

気象庁では，直達日射計によって，大気混濁係数の長期変動を観測している（気象庁，2013）．大気混濁係数は，光学的厚さに相当するものである．図 6 からは，3 度の大規模な噴火に伴うエアロゾルの増加が見られている．

しかし，2 章で述べたように，エアロゾルの直接効果を理解するためには，光学的厚さだけでなく，一次散乱アルベドと位相関数も必要である．著者らは，気象庁が 30 年以上行ってきた直達日射と全天日射の観測データから，エアロゾルの光学特性を推定する手法を開発し，光学的厚さと一次散乱アルベドの約 30 年間の国内の長

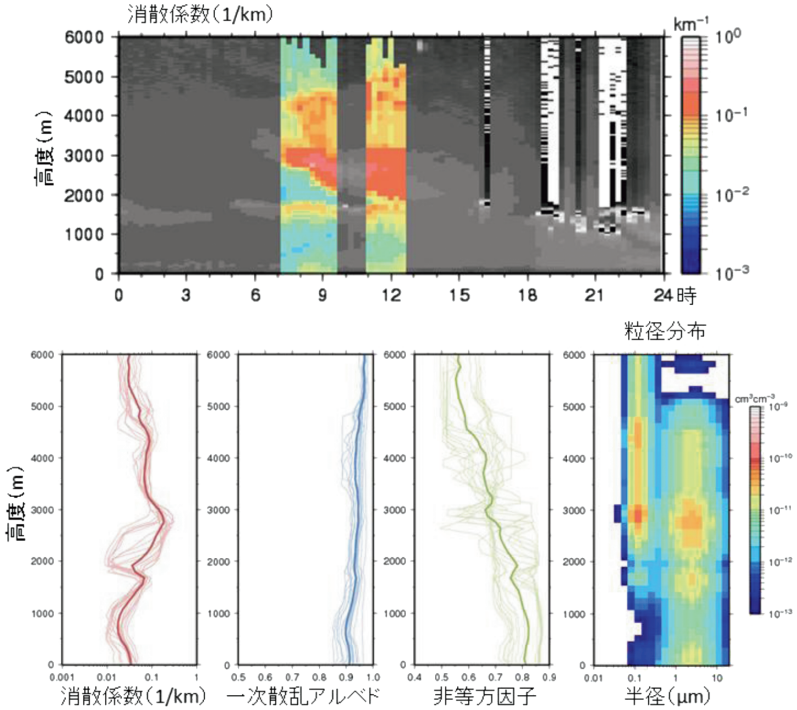



**図 5**：上段は，波長 532 nm の消散係数の鉛直分布（カラースケール）と減衰付後方散乱係数（グレースケール）．下段は，左から順番に，波長 532 nm の消散係数，一次散乱アルベド，非対称因子，粒径分布の鉛直分布の平均値．
The vertical profiles of the extinction coefficient (color) and the attenuated backscatter coefficients (shaded) at 532 nm (upper). The daily means of the vertical profiles of the extinction coefficient, single scattering albedo, asymmetry factor at 532 nm, and size distribution.

期変化を解析している（Kudo et al. 2011, 2012）．この推定法では，次式のユンゲ分布を仮定したエアロゾルの数濃度粒径分布を用いている．

$$n(r)=C_r^{-(\nu+1)}. \quad (5)$$

ここで，$r$ はエアロゾルの半径，$C$ はエアロゾルの総量を決めるパラメータである．粒径分布の傾きを決めるパラメーラの $\nu$ には，3.3 を与えた．この値は，気象庁で行われている国内のサンフォトメーター観測から得られるオングストローム指数の結果を元に決めた．複素屈折率は，波長依存を無視し，実部に 1.52 を与えた．これは，大気中のエアロゾルが持つと考えられている幅（1.4〜1.6）の概ね中央値にあたる．推定するパラメータは，粒径分布の $C$ と複素屈折率虚部の 2 つのパラメーラである．これらのパラメータを観測の直達日射と散乱日射（＝全天日射−直達日射）に最適化することで，光学的厚さと一次散乱アルベドを求めた．

図 7 は，国内 14 地点の波長 750 nm の光学的厚さと一次散乱アルベドの解析結果である．光学的厚さは，1980 年代から 2000 年代にかけて，減少傾向（−0.02/decade）にある．一次散乱アルベドは，1980 年代後半に最小となり，その後増加，2000 年代は概ね 0.9 で安定していた．期間全体では，0.09/decade の増加傾向にあった．

これらの光学特性から得られる地表面の放射強制力は，図 8 のようになる．なお，ここでの放射強制力は，地上日射量のエアロゾルが無い時からの変位である．また，大気上端で入射する日射量に対する割合としている．1980 年代は，光学的厚さが大きく，一次散乱アルベドが小さいため，放射強制力が大きく，その後小さくなっていき，2000 年代は，概ね安定している．変動傾向は，0.03/decade であった．この内，一次散乱アルベドの変動による影響は，0.02/decade と見積もられた．結果，1980 年代以降のエアロゾルの直接効果による放射強制力の変動は，一次散乱アルベドの影響が大きいことが分かった．

一次散乱アルベドが下がる最も大きな要因は，全エアロゾル中に占める黒色炭素の割合が増すことである．エアロゾルの量に関連した長期観測には，環境省による

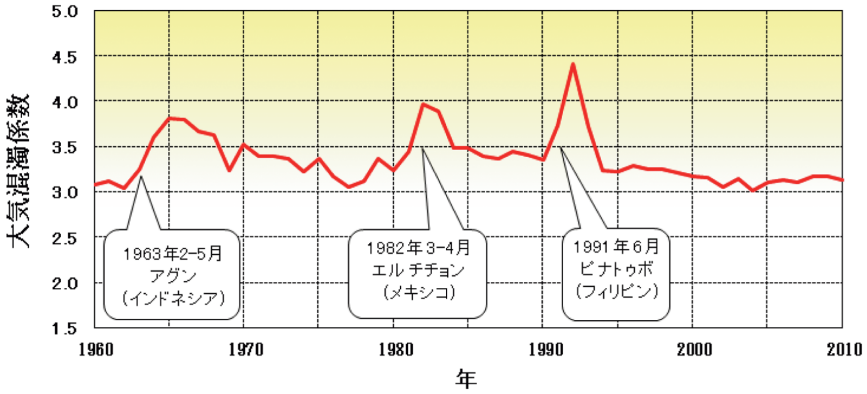



**図 6**：国内 5 地点（札幌，つくば，福岡，石垣島，南鳥島）で観測された大気混濁係数の月最小値を平均した値（http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/aerosolhp/aerosol_shindan.html）．
Annual means of the monthly minimum of the turbidity coefficients observed at 5 sites in Japan.

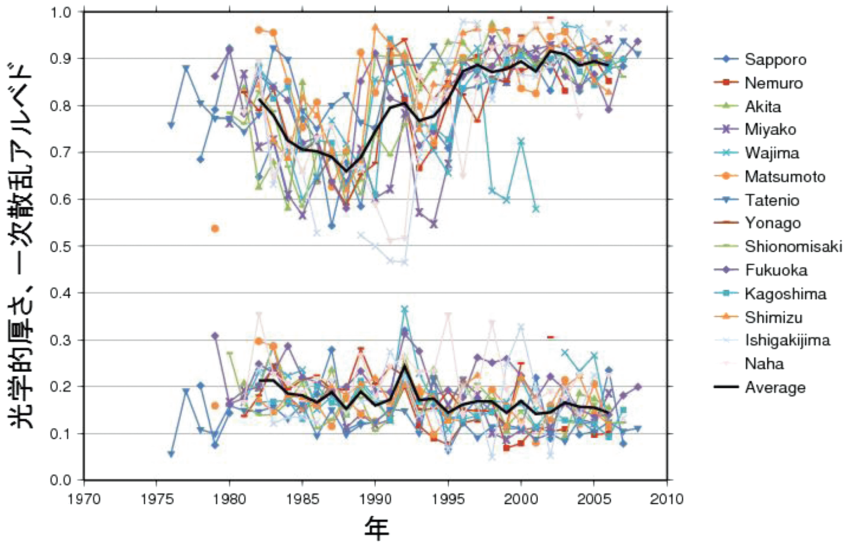



**図 7**：国内 14 地点のエアロゾルの光学的厚さ（下）と一次散乱アルベド（上）の年平均値．黒線は，14 地点の平均値．
Annual means of optical thickness (lower lines) and single scattering albedo (upper lines) at 0.75$\mu$m and at 14 sites in Japan. The bold lines are the averages among the sites.

SPM（Suspended Particulate Matter，直径 10 $\mu$m 以下の粒子の重量濃度）の長期観測がある．しかし，黒色炭素の長期観測はない．そこで，黒色炭素と関連の深いベンゾ[a]ピレンの長期変化を調べた．ベンゾ[a]ピレンは，発癌性物質であり，健康影響への懸念のため，早い時期から観測が開始されている．そして，主に有機物質の不完全燃焼の過程で生成されるため，黒色炭素と比例関係があることが知られている．図 9 は，環境省のまとめた 1970 年代以降の SPM とベンゾ[a]ピレンの国内の長期変動である（環境省，1997，2009）．SPM は，減少傾向にあり，光学的厚さの変動と整合的である（相関係数 0.52）．また，ベンゾ[a]ピレンも減少傾向にあり，解析期間全体の傾向としては，一次散乱アルベドの変動と整合的なことが分かった（相関係数−0.79）．しかし，一次散乱アルベドが，1980 年代後半に最小となったことに対する答えは，得られなかった．黒色炭素は，主として，人為起源物質であることを考慮すると，図 9 のエアロゾルの長期変動は，人為起源物質の排出量・構成の変動によって，もたらされていた可能性が示唆される．

## 5．長期変動の大気境界層への影響

エアロゾルの直接効果による大気の加熱や地上日射の

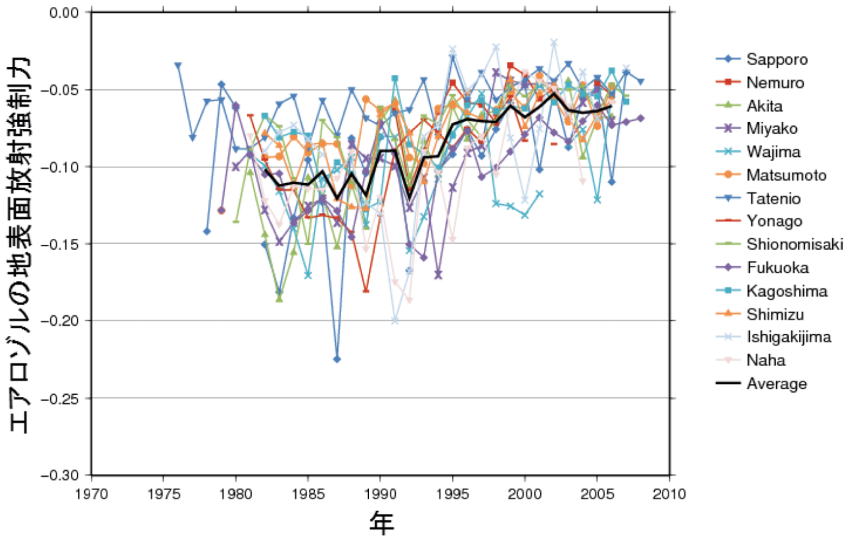



**図 8**：国内 14 地点の地表面でのエアロゾルの放射強制力の年平均値．各地点での大気上端で入射する日射に対する比で表されている．黒線は，14 地点の平均値．
Annual means of the surface radiative forcing at 14 sites in Japan. The values are ratio of the surface radiative forcing to the incoming solar radiation at the top of the atmosphere. The bold lines are the averages among the sites.

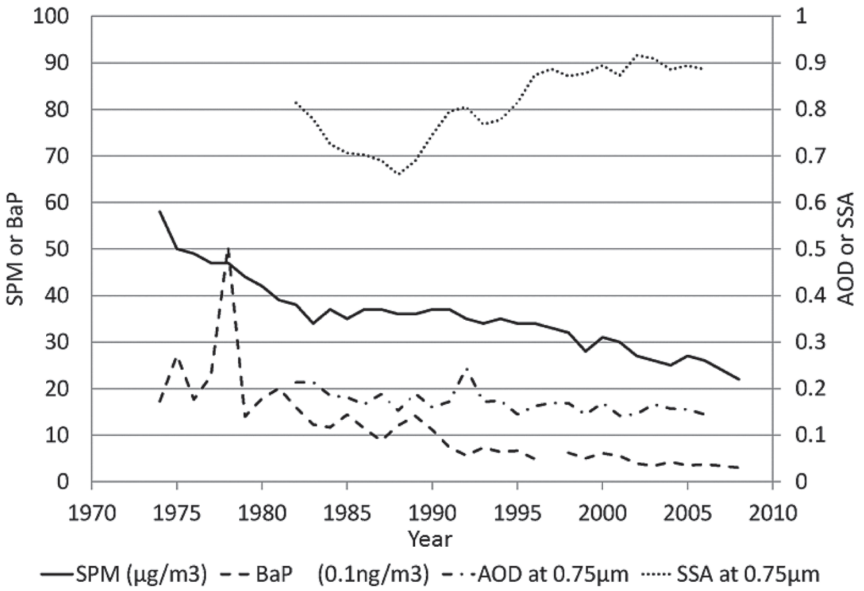



**図 9**：SPM（実線），ベンゾ[a]ピレン（BaP，破線），光学的厚さ（AOD，1 点破線），一次散乱アルベド（SSA，点線）の年平均値．
Annual means of suspended particulate matter (solid line), benzo[a]pyrene (broken line), optical thickness (dash-dotted line), and single scattering albedo (dotted line).

減少は，地表面の熱収支，大気の安定度等に大きな影響を及ぼす．Yu et al.（2002）は，一次元大気境界層モデルに大気放射モデルを組み込み，一次散乱アルベドの違いが大気境界層へ与える影響に関する感度実験を行っている．その結果，同じ光学的厚さの条件下でも，一次散乱アルベドが小さくなる（光吸収が強くなる）と，境界層内の気温増加，湿度減少，境界層高度の増加などの影響があることを示している．また，エアロゾルが下層に集中するほど，そのインパクトは，大きくなってくる．著者らも，気象庁非静力学モデルで使われている境界層モデル（気象庁，2008）に，放射伝達モデル（Asano and Shiobara, 1989）を組み込んだ一次元大気モデルを作成し，4章で示したエアロゾル光学特性の長期変動が，大気境界層へ与える影響について感度実験を行った．

### 5.1 一次元大気モデル

モデル大気は，高度5 mから40 kmまでの鉛直70層である．乱流過程は，改良Mello-Yamadaのレベル3スキームによって計算した．地表面フラックスには，Beljaars and Holtslag（1991）の普遍関数によるバルク法を用いた．地表面温度及び地中温度は，地下2 mまでを10層に離散化し，熱伝導方程式によって求めた．この際，最下層の温度は，固定した．地中の熱容量，熱伝導係数は，近藤（1994）の表6.9中の湿り砂地・粘土の値を参考にした．地表面の蒸発は，蒸発効率0.66で固定している．この実験では，凝結過程が含まれていないため，地表面での蒸発によって水蒸気は大気へ供給されるが，大気は潜熱による加熱を受けない．

放射伝達モデルは，太陽放射の波長帯（0.3〜3.0 $\mu$m）を等間隔の54バンドに，地球放射の波長帯（4〜50 $\mu$m）をガスの吸収帯に応じた19バンドに分けた．ガスによる吸収は，水蒸気，二酸化炭素，オゾン，酸素を考慮し，相関k分布法を用いて計算した．放射伝達は，Discrete-Ordinate法によって各層の反射率と透過率を求め，Adding法によって計算した．地表面反射には，ランバート反射を仮定し，MODISの衛星観測から得られている地表面アルベドの気候値を与えた．

大気場の初期値には，NCEP/NCAR再解析のつくば付近の格子データから作成した1976から2008年の平均値を与えた（図10）．また，Yu et al.（2002）の実験設定を参考にし，高気圧下の沈降場の鉛直移流を導入した．与えた下降流は，NCEP/NCARの再解析データを元に，地上気圧が平均値よりも高い時の鉛直流を使って作成した（図10）．ただし，高度約11 km以上は，ゼロとした．

感度実験に用いたエアロゾルの光学特性は，Kudo et al.（2012）で得られているつくばの1976から2008年の値である（図7のTatenoの結果）．エアロゾルの鉛直分布は，光学的厚さが変わらないようにしながら，比湿の分布に比例するようにして与えた．このため，エアロゾルは，概ね大気境界層内に閉じ込められる．エアロゾルの地球放射の波長帯への影響は，感度実験では無視した．これは，Kudo et al.（2012）では，エアロゾルの地球放射の波長帯での光学特性の長期変動が，得られていないこと，そして，理論計算上，エアロゾルの地球放射の波長帯における光学的厚さは非常に小さいためである．しかし，地球放射の波長帯での複素屈折率や一次散乱アルベドを観測から得ることは，非常に難しいため，エアロゾルの直接的な地球放射への影響に関して，我々の理解は，不十分なままである．

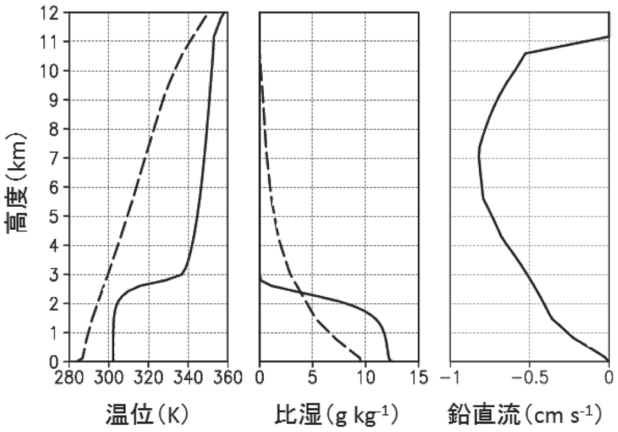



**図10**：温位と比湿の初期値（破線）と積分40日目の14時（実線）の鉛直分布．鉛直流の鉛直分布．
Profiles of potential temperature and specific humidity at initial (broken line) and at 1400 LST of day 40 (solid line).

感度実験で考慮したエアロゾル以外の年々変動は，二酸化炭素とオゾンである．これらの値には，大気環境観測所（綾里）の二酸化炭素の地上観測結果と，高層気象台（つくば）のオゾン全量の観測結果を用いた．

### 5.2 実験結果

上記の実験設定で，1976から2008年のエアロゾル光学特性に対して，それぞれ50日ずつの時間積分を行った．積分中は，つくばの緯度経度（北緯36.056度，東経140.125度）で3月20日（春分の日）の太陽の日変化を繰り返した．Yu et al.（2000）と同様，温位や比湿の日変動は，積分30日目辺りからほぼ定常的な振る舞いをするようになった．図10には，2000年に対する実験の積分40日目14時の温位，比湿の鉛直分布を示している．境界層高度は，高度2500 m付近にある．それ以上の高度では，沈降場の鉛直移流による断熱加熱によって，概ね一定の温位となっている．水蒸気は，境界層内に閉じ込められている．以降，定常状態にある積分40日目のデータを使った結果を示していく．

図11は，1976から2008年の地表面－大気系の熱収支の結果を平均したものである．図1の熱収支と比べて，太陽放射の収支，顕熱，蒸発は，大きくは変わって

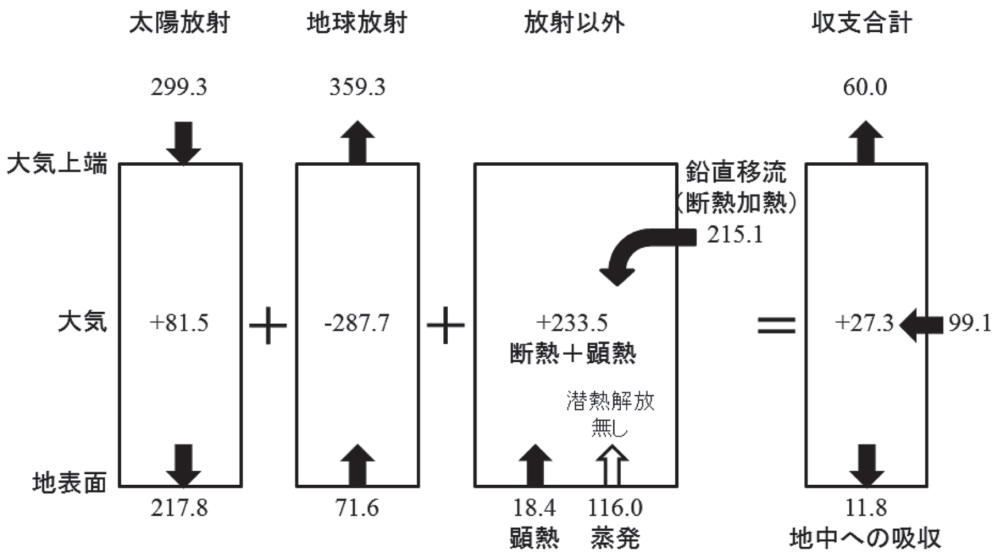



**図 11**：1976 から 2008 年の結果を平均した熱収支の模式図．数値の単位は $Wm^{-2}$．矢印の方向は，地表面－大気系への収入と支出を表す．白抜きの矢印で示した地表面での蒸発に伴う潜熱は，モデル内で水蒸気の凝結過程を考慮していないため，大気を加熱しない．
Schematic diagram of the heat budget of the surface-atmosphere system. The values are averaged by the results from 1976 to 2008. Unit is $Wm^{-2}$. Arrows signifies incoming to the system and outgoing from the system.

いなかった．しかし，モデル中では，雲過程を含めていないため，潜熱加熱が無い．この役割を鉛直移流による断熱加熱が担っているが，加熱量が大きい．このため，地球放射による冷却量が大きくなることで補償している．結果的には，地表面－大気系の熱収支は，鉛直移流による断熱加熱から蒸発による系からの消失分を差し引いた正味 99.1 $Wm^{-2}$ の加熱，放射による大気上端からの 60.0 $Wm^{-2}$ の放出，地中への 11.8 $Wm^{-2}$ の吸収により，27.3 $Wm^{-2}$ の加熱を受ける状態にあった．このため，大気は，ほぼ定常な日変動を見せてはいたが，少しずつ加熱されていた．一方，地表面－大気系の水収支は，地表面からの蒸発による供給（4.2 $kg\,m^{-2}d^{-1}$）と鉛直移流に伴う系外への除去（4.3 $kg\,m^{-2}d^{-1}$）が概ね釣り合った状態にあった．

次に，1976 から 2008 年の年々変動の結果を図 11 の平均値からの偏差で示す（図 12）．また，図 13 には，地上 2 m の気温，可降水量，境界層高度の変動を示している．太陽放射においては，エアロゾルの光学的厚さが減少するものの，一次散乱アルベドが増加しているため，日射を系外の宇宙方向へ反射する効果が高まり，大気上端での正味入射量が減る傾向になっていた．そして，一次散乱アルベドの増加により，系内で吸収される日射量は減少し，地表面での正味下向き日射量は，増加傾向になっている．この地表面での日射の増加は，そのまま地表面からの顕熱フラックスと蒸発量の増加につながる．蒸発量の増加は，系内の水蒸気量を増加させる（図 13 の可降水量）．顕熱フラックスの増加は，境界層高度の増加をもたらす（図 13 の境界層高度）．また，強い温室効果をもつ水蒸気の増加は，地球放射において，大気上端での正味上向きの放射量を減少させ，系内の冷却量の減少を招いている．この結果，日最低気温と日平均気温の上昇が引き起こされている（図 13 地上 2 m の気温）．しかし，日最高気温は，低下している（図 13 地上 2 m の気温）．日最高気温は，顕熱加熱と太陽放射の直接加熱によって決まる．顕熱フラックスは増加傾向にあるため，エアロゾルの一次散乱アルベドの増加による太陽放射の直接加熱の減少が，日最高気温の低下要因となっている．そして，日最低気温の上昇とも相まって，気温日較差の減少が明瞭となっている．

このように，エアロゾル光学特性の長期変動は，太陽放射を通した直接的な大気場への影響にとどまらず，地表面での蒸発と水蒸気量の変動を引き起こし，地球放射へ影響を与えるというフィードバックプロセスによって，大気境界層へ非常に大きな影響をもたらし得る可能性が示された．

今回の感度実験では，雲過程を含めなかった．しかし，エアロゾルの間接効果や準直接効果も含めた雲過程は，気候問題において，不確定性の高い重要なプロセスである．このため，今後，雲過程を含めた感度実験を行っていく必要があると考えている．

## 6. まとめ

エアロゾルの光学特性と直接効果について，光学的厚さ，一次散乱アルベド，位相関数（または非等方因子）の 3 つのパラメータが重要であること，そして，その直接効果は，温室効果ガスと異なって，地表面で最も大きいことを述べた．次に，これらのパラメータを観測する方法について，直接観測，受動・能動測器によるリモートセンシング手法に分類し，現在幅広く行われている方

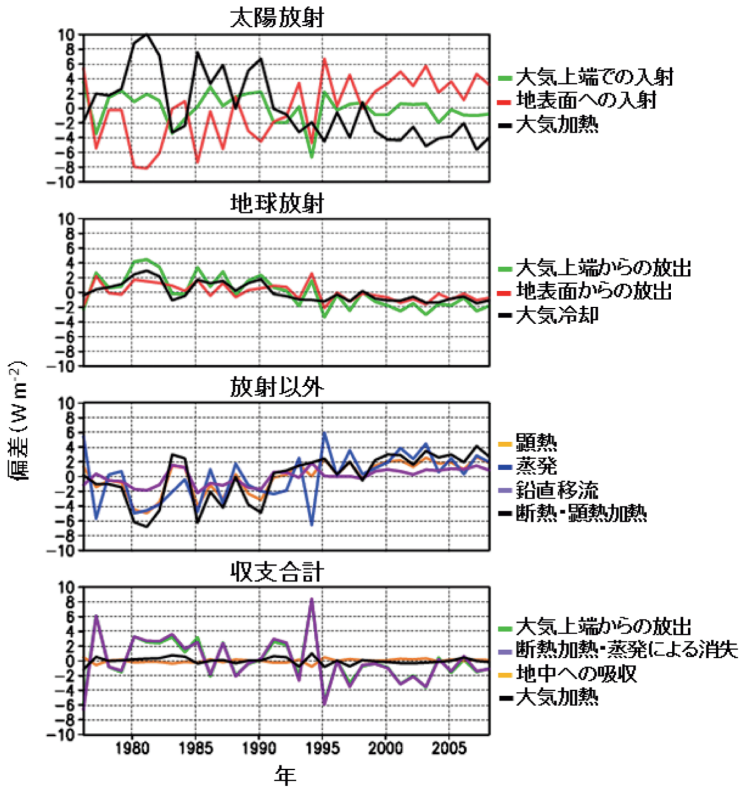



図 12：地表面－大気系の熱収支の 1976 から 2008 年の平均値からの偏差．
Deviation of the heat budget of the earth-atmosphere system from the 1976-2008 mean.

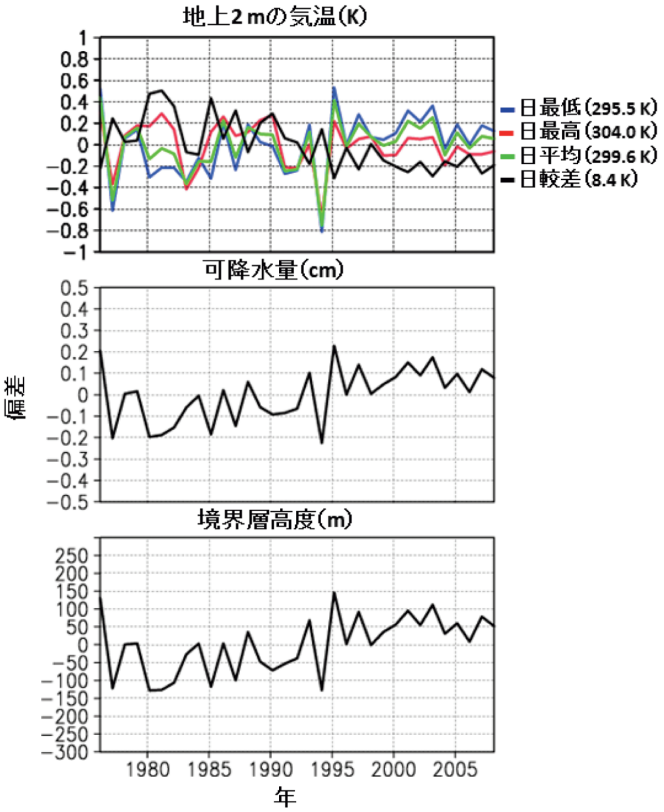



図 13：地上 2 m の気温，可降水量，境界層高度の 1976 から 2008 年の平均値からの偏差．
Deviations of temperature at 2m altitude, precipitatable water vapor, and boundary layer height from the 1976-2008 means.

法と新しい方法についてまとめた．そして，光学特性と直接効果について，地上日射観測による数十年規模変動の解析結果を示した．さらに，その長期変動が，放射場の変化を通して引き起こす大気境界層への影響について，感度実験を行った．その結果，光学特性の数十年規模の変動は，太陽放射の変化を通して，地表面の蒸発量と大気中の水蒸気量の変化をもたらし，それが地球放射へ影響をもつというフィードバックプロセスによって，大気境界層の数十年規模の変動をもたらしている可能性が示された．このような結果は，気候変動を理解していく上で，エアロゾル光学特性を長期的にモニタリングしていくことの重要性を示唆している．

## 参考文献


Anderson, T. L. and J. A. Ogren (1998) Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer. *Aerosol. Sci. Technol.* 29, 57–69.

Ansman, A. M. Riebessell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann, and W. Michealis (1992) Combined Raman elastiv-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter and lidar ratio. *Appl. Opt.* B55, 18–28.

Asano, S. and M. Shiobara (1989) Aircraft measurements of the radiative effects of tropospheric aerosols: 1. Observational results of the radiation budget. *J. Meteorol. Soc. Jpn*. 67, 847–861.

Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag (1991) Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor*. 30, 327–341.

Böckman, C. (2001) Hybrid regularization method for the ill-posed inversion of multiwavelength lidar data in the retrieval of aerosol size distributions. *Appl. Opt.* 40, 1329–1342.

Bond, T. C. T. L. Anderson, and D. Campbell (1999) Calibraion and intercomparison of fileter-based measurements of visible light absorption by aerosols. *Aerosol Sci. Technol*. 30, 582–600.

Chaikovsky, A. O. Dubovik, P. Goloub, D. Tanré, G. Pappalardo, U. Wandinger, L. Chaikovskaya, S. Denisov, Y. Grudo, A. Lopatsin, Y. Karol, T. Lapyonok, M. Korol, F. Osipenko, D. Savitski, A. Slesar, A. Apituley, L. A. Arboledas, I. Binietoglou, P. Kokkalis, M. J. G. Muñoz, A. Papayannis, M. R. Perrone, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Rocadenbosch, M. Sicard, F. D. Tomasi, J. Wagner, and X. Wang (2012) Algorithm and software for the retrieval of vertical aerosol properties using combined lidar/radiometer data: dissemination in EARLINET. *Proceedings of the 26th International Laser and Radar Conference*, vol. 1, Porto Heli, Greece, 25-29 June 2012, 399–402.

Cuesta, J. P. H. Flamant, and C. Flamant (2008) Synergetic technique combining elastic backscatter lidar data and sunphotometer AERONET inversion for retrieval by layer of aerosol optical and microphysical properties. *Appl. Opt*. 47, 4598–4611.

Dubovik, O. and M. D. King (2000) A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res*. 105, 20673–20696.

Heintzenberg, J. A. Weidensohler, T. M. Tuch, D. S. Covert, P. Sheriden, J. A. Ogren, J. Gras, R. Nessler, C. Kleefeld, N. Kalivitis, V. Aaltonen, R. T. Wilhelm, and M. Havlicek (2006) Intercomparisons and aerosol calibrations of 12 commercial integrating nephelometers of three manufacturers. *J. Atmos. Ocean. Technol*. 23, 902–914.

Holben, B. N. T. E. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagon, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, and A. Smirnov (1998) AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sems. Emviron*. 66, 1–16.

環境省（1997） 国設大気汚染測定網（NASN）測定結果．環境省，昭和 46 年度–平成 8 年度．

環境省（2009） 2008 年度大気環境モニタリング実施結果．環境省，2009 年度．

Kassianov, E. I. J. C. Barnard, and T. P. Ackerman (2005) Retrieval of aerosol microphysical properties using surface MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR) data: Modeling and observations. *J. Geophys. Res*. 110, D09201, doi:10.1029/2004JD005337.

気象庁（2008） 気象庁日静力学モデルII．数値予報課報告・別冊，第 54 号．

気象庁（2013） 気候変動監視レポート 2012，気象庁．

近藤純正（1994） 水環境の気象学．朝倉書店，350 pp．

Kudo, R. A. Uchiyama, A. Yamazaki, E. Kobayashi, and T. Nishizawa (2008) Retrieval of aerosol single-scattering properties from diffuse and direct irradiances: Numerical studies. *J. Geophys. Res*. 113, D09204, doi:10.1029/2007JD009239.

Kudo, R. A. Uchiyama, A. Yamazaki, and E. Kobayashi (2010a) Seasonal characteristics of aerosol radiative effect estimated from ground-based solar radiation measurements in Tsukuba, Japan. *J. Geophys. Res*. 115, D01204, doi:10.1029/2009JD012487.

Kudo, R. A. Uchiyama, A. Yamazaki, T. Sakami, and E. Kobayashi (2010b) From solar radiation measurements to optical properties: 1998-2008 trends in Japan. *Geophys. Res. Lett*. 37, L04805, doi:10.1092/2009GL041794.

Kudo, R. A. Uchiyama, A. Yamazaki, T. Sakami, and O. Ijima (2011) Decadal changes in aerosol optical thickness and single scattering albedo estimated from ground-based broadband radiometers: A case study in Japan. *J. Geophys. Res*. 116, D03207, doi:10.1029/2010JD014911.

Kudo, R. A. Uchiyama, O. Ijima, N. Ohkawara, and S. Ohta (2012) Aerosol impact on the brightening in Japan. *J. Geophys. Res*. 117, D07208, doi:10.1029/2011JD017158.

Liu, Z. I. Matsui, and N. Sugimoto (1999) High-spectral-resolution lidar using an iodine absorption filter for atmospheric measruemtnes. *Opt. Eng*. 38, 1661–1670.

Liu, Z. N. Sugimoto, and T. Murayama (2002), Extinction-to-backscatter ratio of asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and raman lidar. *Appl. Opt*. 41, 2760–2767.

Lopatin, A. O. Dubovik, A. Chaikovsky, Ph. Goloub, T. Lapyonok, D. Tanré, and P. Litvinov (2013) Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the GARRLiC algorithm. *Atmos. Meas. Tech. Discuss*. 6, 2253–2325.

Müller, D. U. Wandinger, and A. Ansman (1999a) Microphysical particle paramters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: theory. *Appl. Opt*. 38, 2346–2357.

Müller, D. U. Wandinger, and A. Ansman (1999b) Microphysical particle paramters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: simulation. *Appl. Opt.* 38, 2358–2368.

Müller, D. F. Wagner, U. Wandinger, A. Ansman, M. Wendisch, D. Althausen, and W. von Hoyningen-Huene (2000) Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: experiment. *Appl. Opt.* 39, 1879–1892.

Müller, T. A. Nowak, A. Weidensohler, P. Sheriden, M. Laborde, D. S. Covert, A. Marinoni, K. Imre, B. Henzing, J. C. Roger, S. M. dos Santos, R. Wilhelm, Y. Q. Wang, and G. de Leeuw (2009) Angular illumination and truncation of three different integrating nephelometers; Implications for empirical, size-based corrections. *Aerosol Sci. Technol*. 43, 581–586.

Nakajima, T. G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben (1996) Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.* 35, 2672–2686.

Nakajima, T. S. C. Yoon, V. Ramanathan, G. Y. Shi, T. Takemura, A. Higurashi, T. Takamura, K. Aoki, B. J. Sohn, S. W. Kim, H. Tsuruta, N. Sugimoto, A. Shimizu, H. Tanimoto, Y. Sawa, N. H. Lin, C. T. Lee, D. Goto, and N. Schugens (2007) Overview of the atmospheric brown cloud east Asia regional experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in east Asia. *J. Geophys. Res*. 112 D24S91, doi:10.1029/2007JD009009.

Nakayama, T. R. Hagino, Y. Matsumi, Y. Sakamoto, M. Kawasaki, A. Yamazaki, A. Uchiyama, R. Kudo, N. Moteki, Y. Kondo, and K. Tonokura (2010) Measurements of aerosol optical properties in central Tokyo during summertime using cavity ring-down spectroscopy: Comparison with conventional techniques. *Atmos. Env.* 44, 3034–3042.

Nishizawa, T. S. Asano, A. Uchiyama, and A. Yamazaki (2004) Seasonal variation of aerosol direct radiative forcing and optical properties estimated from ground-based solar radiation measurements. *J. Atmos. Sci.* 61, 57–72.

Ramanathan, V. P. J. Crutzen, J. K. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001) Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119–2124.

Shipley, S. T. D. H. Tracy, E. W. Eloranta, J. T. Trauger, J. T. Sroga, F. L. Roesler, and J. A. Weinman (1983) High spectral resolution lidar to measure optical scattering properties of atmospheric aerosols. 1. Theory and instrumentation. *Appl. Opt.* 22. 3716–3724.

Takamura, T, and T. Nakajima (2004) Overview of SKYNET and its activities. *Opt. Pura. Apl.* 37, 2203–3308.

Trenberth, K. E. J. T. Fasullo, and J. Kiehl (2009) Earth's global energy budjet. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90, 311–323.

Tsunematsu, N. T. Sakai, and T. Nagai (2006) Strong capping inversion over the Tokyo metropolitan area associated with airborne asian dust. *Geophys. Res. Lett*. 33, L19806, doi:10.1029/2006JD026645.

Veselovskii, I. A. Kolgotin, V. Griaznov, D. Müller, U. Wandinger, and D. N. Whiteman (2002) Inversion with regularization for the retrieval of tropospheric aerosol parameters from multiwavelength lidar sounding. *Appl. Opt*. 41, 3685–3699.

Yamamoto, G. and M. Tanaka (1972) Increase of global albedo due to air pollution. J. Atmos. Sci. 29, 1405–1412.

Yu, H. S. C. Liu, and E. Dickinson (2002) Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res*. 107, D124142, doi:10.1029/2001JD000754.