

紫外域観測衛星センサによる対流圏エアロゾル観測手法 における誤差の検討

芝田由香里*・蒲生京佳*・山中のり子*・久慈 誠*・林田佐智子*

An Error Analysis of a Method for Retrieval of Tropospheric Aerosols Using UV Satellite Sensor

Yukari SHIBATA*, Kyoka GAMO*, Noriko YAMANAKA*, Makoto KUJI* and Sachiko HAYASHIDA*

Abstract

The atmospheric aerosols play an important role in tropospheric chemistry. In this paper, we make an error analysis of a method for remote sensing of tropospheric aerosols over land using Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) sensor. This algorithm, based on Direct Method [Torres et al., 1998], makes use of radiance measured in two UV wavelengths (335 and 395 nm). In this spectral region, the surface reflectivity is lower than that in visible range, for example, which enables us to retrieve aerosol properties easier over land in particular. At first, we present the results of sensitivity study with the two channels. Next, we make error analyses caused by the uncertainties in the parameters such as surface albedo, height of aerosol layer, or viewing angle within a GOME pixel, so as to retrieve aerosol optical thickness and mode radius.

Keywords : tropospheric aerosol, UV remote sensing, error analysis, dust, GOME

1. はじめに

大気エアロゾルの広域的な光学特性を把握するのに衛星センサによる観測は不可欠である。衛星観測からのエアロゾル解析として Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) の可視、近赤外波長を使用したエアロゾル導出手法が報告されている¹⁾。この手法は AVHRR 以外の多くのセンサにも適用されている。しかし、一般に可視・近赤外領域の直下視観測では地表面アルベドの影響が大きく、地表面の状態によって制限があった。

これに対し、紫外波長域では地表面アルベドの影響が小さいので陸上でもエアロゾル情報の導出がある程度可能である。しかしこれまで、効率の良い紫外波長域における衛星センサは少なく、主にオゾン全量の観測を行っている Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) によって観測が行われてきた。TOMS の紫外域観測波長のうち 2 波長 (340, 380 nm) を使用した Residue Method (残差法) により Aerosol Index (AI) という陸上も含めたエアロゾルの指標が公開されている²⁾。また、Torres らは、TOMS の同様の 2 波長を使用した Direct Method (直接法) によって陸上のエアロゾル量の導出の可能性を示した³⁾。最近では Global Ozone Monitoring Experiment (GOME), Scanning Imaging

Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography (SCIAMACHY), Global Imager (GLI) などの紫外域観測センサが観測を始めている。なかでも GOME は 1995 年に打ち上げられた ERS-2 衛星に搭載された観測センサで、200 nm から 800 nm 付近までの広波長範囲をカバーし、波長分解能も 0.2 nm から 0.33 nm と非常に高分解能の観測が可能となっている (Table 1)⁴⁾。GOME の観測波長のうち、紫外から赤外におよぶ 7 波長を使用して、Torricella ら⁵⁾ は最小二乗法に基づくスペクトルフィッティングを行い、海上のエアロゾル光学特性の導出を試みている。

一方、Polarization and Directionality of Earth's Reflectance (POLDER) による偏光度・多方向観測データからの陸上エアロゾル解析も行われている。この方法も、地表面の影響を抑制することにより、対流圏エアロゾルの特性を効率よく推定できるという点で優れている⁶⁾。

このような背景を受け、本論文では特に紫外波長域観測衛星センサから、陸域も含めた全球の対流圏エアロゾルの光学特性を導出するためのアルゴリズム開発を目的として、直接法によるシミュレーションを行った。さらに GOME による観測データを使用してエアロゾルの光学的厚さ (本研究では、440 nm に換算した光学的厚さについて議論する。) と粒径の導出を試み、その解析過程における不確定要素による誤差を見積もった。

(2004. 5. 7 受付, 2004. 9. 13 改定受理)

* 奈良女子大学理学部

〒630-8506 奈良県奈良市北魚屋西町

* Nara Women's University Faculty of Science, Kita-Uoya Nishimachi, Nara, 630-8506, Japan

Table 1 GOME Specifications⁴⁾.

GOME / ERS-2	
Spectrometer type	Double monochromator with predisperser prism and four holographic gratings (four channels)
ERS-2 orbit	Retrograde near polar (98.5° inclination), sun-synchronous, descending mode (equator crossing 1030 LST). 795km altitude.
Viewing modes	Nadir (across-track scan angle $\pm 32^\circ$) Polar viewing (polar summer, 47° scan angle) Solar viewing (once a day) Lunar viewing (~ 6 times per year, 75°-85° scan angle)
Spatial Resolution (nadir, normal mode)	3 ground pixels across-track with 40 km along-track, 320 km across-track
Spectral Resolution	240 – 400 nm $\sim 0.2\text{nm}$
	400 – 790 nm $\sim 0.4\text{nm}$
Global coverage	Within 3 days

Table 2 Aerosol Model⁷⁾.

Aerosol component	Mode radius (μm)	Standard deviation
Soot	0.0118	2.00
Dust-like	0.471	2.51
Sea-salt	0.30	2.51
H ₂ SO ₄ droplets	0.0695	1.86

2. 解析手法

まず、本研究の解析で仮定したエアロゾルモデルの詳細について述べた後、解析手法である直接法について示す。

2.1 エアロゾルモデル

エアロゾルタイプを識別する上では、観測された信号とあらかじめ設定されたエアロゾルモデルに対するシミュレーションを対比させていくため、シミュレーションに用いるエアロゾルモデルの仮定は非常に重要である。本研究では規格化対数分布 (log-normal distribution function) を仮定し、文献値⁷⁾より、Table 2のような粒径分布とそのエアロゾルモデル毎の複素屈折率の波長依存性を Fig. 1 のように設定した。尚、対流圏エアロゾルの粒径分布は通常、二山分布 (Bi-modal) をしていることが多いものの、本研究では、後述の誤差解析を簡明なものにするために、一山分布 (Mono-modal) を採用した。

2.2 Direct Method (直接法)

直接法とは横軸にある波長の反射率、縦軸に2波長での反射率比を描いたダイアグラムからエアロゾルタイプと光学的厚さを導出する手法である³⁾。Torres らは TOMS の限られたチャンネル数に限定して考察を行っているが、本研

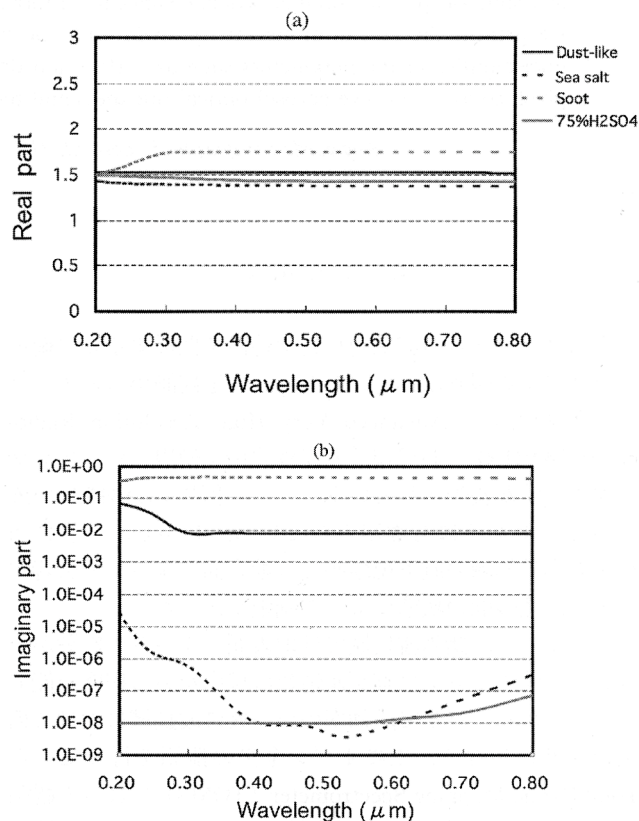


Fig. 1 The complex refractive index of various aerosol components⁷⁾. (a) real part, (b) imaginary part. These are same as those in STARCODE rstar4b data file⁸⁾.

究ではより高波長分解能の多チャンネルデータに応用するために、解析対象とする波長の選択から考察を行った。Fig. 2は STARCODE rstar4b⁹⁾で計算した反射率のスペクトルをプロットしている。反射率 R は以下の式のように定

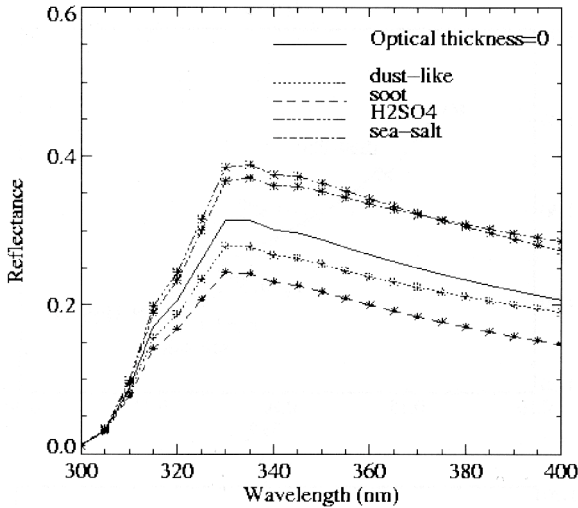


Fig. 2 Simulated reflectance over UV spectral region. The solid line shows the reflectance with no aerosol loading, and the other lines do the reflectance for the aerosol loading of Dust-like, Soot, Sea-salt, and H₂SO₄ droplets, respectively, with optical thickness 1.0. Calculations were carried out every 5nm, shown with asterisk sign (*) explicitly for non-solid lines.

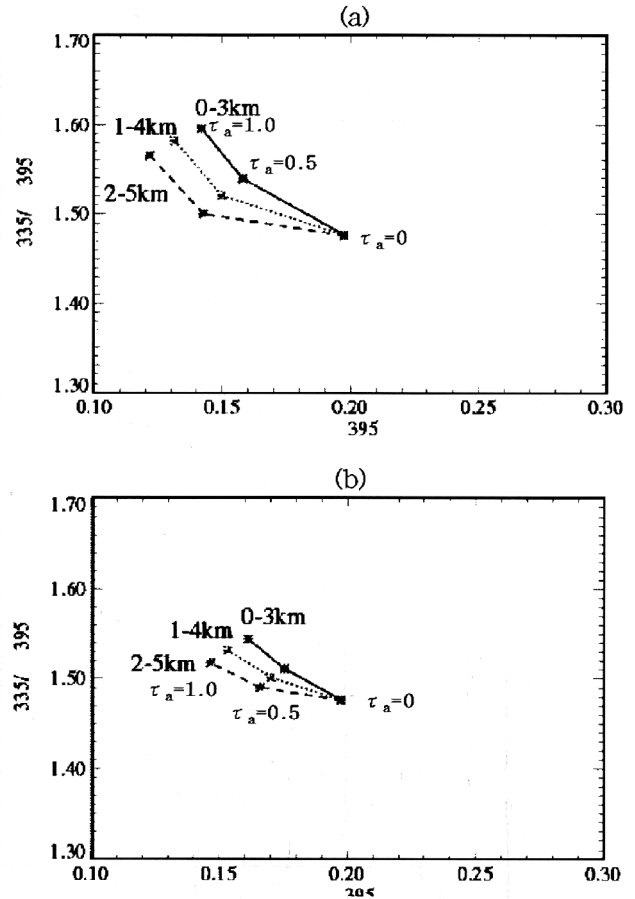


Fig. 4 As in Fig. 3, but changing of altitude of aerosol layer : 0-3km, 1-4km and 2-5km, respectively, for (a) Soot and (b) Dust.

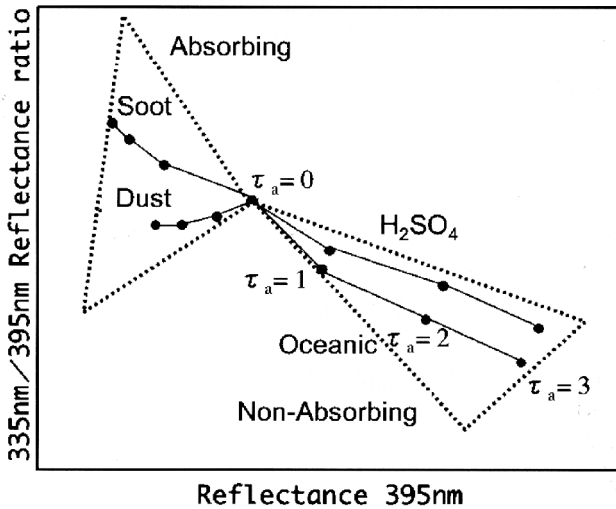


Fig. 3 A diagram of Direct Method. The horizontal axis is reflectance at 395nm and the vertical axis is ratio of reflectance at 335nm and 395nm. Center point, called O-point, indicates aerosol optical thickness being 0. Aerosol optical thickness increases to 1, 2 and 3 away from O-point. If observation value is plotted on this diagram, we can select nearest aerosol model and determine optical thickness.

義される。

$$R = \frac{\pi E}{S \cdot \cos\theta} \quad (1)$$

ここで、 S は太陽照度、 E は大気上端の放射輝度、 θ は太陽天頂角である。ここでは GOME を想定した波長領域を設定し、5nm ごとに計算を行なった。エアロゾルの存在しない場合 (エアロゾルの光学的厚さゼロ) とエアロゾル (硫酸粒子、海塩粒子、砂塵、煤) の存在する場合 (光学的厚さ 1.0) について検討している。粒径分布などは Table 2 に示した通りである。ただしここでは微量成分気体の吸収はオゾンの吸収のみを考慮している。Fig. 2 から明らかな通り、4 本の線は紫外域ではほぼ平行に大小関係が保たれており、近い 2 波長における比の関係を使ってもエアロゾルタイプの違いを導くことは難しい。そこで、できるだけ 2 波長におけるエアロゾルの放射特性の差が大きくなるように波長を選択し、それらの比を計算することが望ましい。様々な組み合わせで検討を行った結果、ここでは 335nm と 395nm を解析対象として選択することとした。

Fig. 3 にこの波長組と Table 2、Fig. 1 で示したエアロゾルモデルを用いてシミュレーションを行った、直接法のダイアグラムを示す。中央の丸は光学的厚さ 0 を表す。O 点から離れていくに従って、丸ごとに光学的厚さは 1.0, 2.0, 3.0 と増加し、仮定したエアロゾルタイプ毎に異なる実線が描ける。Fig. 3 に示されるように、非吸収性の海塩・硫

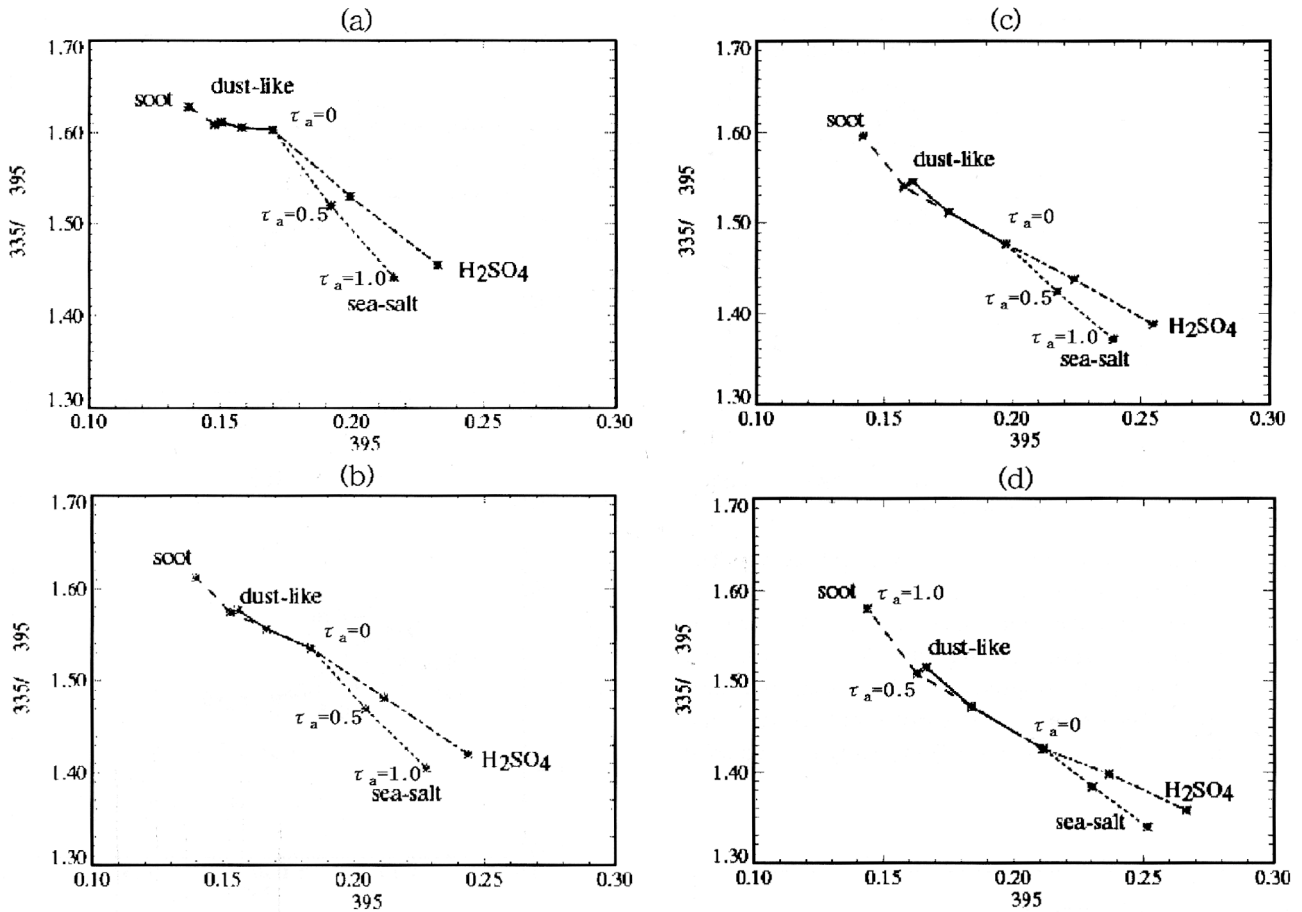


Fig. 5 As in Fig. 3, but changing of surface albedo : (a) 0.04, (b) 0.06, (c) 0.08, and (d) 0.10.

酸粒子では、395 nm における反射率が高く、吸収性の煤・ダストは 395 nm における反射率が低いので、それぞれ、O 点を境に右側と左側に現れる。また、335 nm との比では、吸収性でややその比が高くなり、非吸収性ではやや比が小さくなるので、ダイアグラム上で吸収性粒子は O 点の左上、非吸収性粒子は右下に現れることになる。このようなダイアグラム上に実際の観測値をプロットし比較することによって、最も確からしいエアロゾルモデルを選択し光学的厚さ (440 nm) を決定することができる。このため、吸収性エアロゾルと非吸収性エアロゾルの区別が可能である。

しかし、大気中には様々な粒径や複素屈折率の粒子が存在している。また、エアロゾル層高度や地表面アルベドも不確定要素である。直接法のダイアグラムを表記する上でこれらを考慮する必要があるため、本研究では特にこのような不確定パラメータへの感度を調べた。

3. 放射伝達コードを用い紫外波長域における直接法シミュレーション

不確定パラメータへの感度を調べるために放射伝達コード STARCODE rstar4b を用いて、紫外波長域における反

射率のシミュレーションを様々なエアロゾルタイプと光学的厚さに対して行った。尚、本研究では、近紫外域 2 波長の情報を利用したアルゴリズムであるという制約を考慮し、簡単のため、偏光の効果を考慮せず、放射伝達計算によるシミュレーションを行った。

3.1 エアロゾル層高度への依存性

エアロゾル層高度に対する感度を調べるために、様々な高度にエアロゾルを与えて計算を行った。その結果、海塩・硫酸といった吸収の弱い粒子はエアロゾル層高度への依存性が小さいので、高度の推定を誤っても導出結果が異なることはない。しかし、吸収性粒子の場合は高度への依存性が大きく表れる。Fig. 4 は、煤 (a)、ダスト (b) についてエアロゾル層高度を 0-3, 1-4, 2-5 km、に設定し、同じダイアグラム上で比較したものである。吸収性の煤・ダストは Fig. 4 で示したように、高度によってダイアグラム上の位置が変わるため、高度情報なしにはデータからのタイプ識別が困難であることがわかる。

3.2 地表面アルベドへの依存性

紫外波長域での地表面アルベドの観測値はおおよそ 0.1 を超えないが、0.02-0.09 程度の範囲での不確定性がある⁹⁾。そこで、次に地表面アルベドに対する感度を調べた。

Fig. 5 では (a) に 0.04, (b) に 0.06, (c) に 0.08, (d)

に 0.10 と地表アルベドを変化させたときのダイアグラムを示す。光学的厚さ τ を示す \circ 点がアルベドによって異なり、ダイアグラムの位置がずれることがわかる。このことは、地表アルベドの推定に誤差があると、識別するエアロゾルの光学的厚さやタイプを誤る可能性があることを示している。

3.3 粒径・複素屈折率への依存性

これまでに得られている様々な粒径分布や複素屈折率の観測値の範囲^{3),7)}に基づき、粒径および複素屈折率への依存性の検討を行った。

基本的に、煤やダストのような吸収性エアロゾルは、粒径あるいは複素屈折率虚部の変化に感度を持つと考えられる。今回行ったシミュレーションでもそのことが示されている。その結果のうち、一例を Fig. 6 に示す。Fig. 6 の (a) は煤に対して様々な複素屈折率虚部を与えたもので、(b) はダストに対して様々な粒径を与えたものである。煤やダストの様な吸収性エアロゾルは、複素屈折率虚部や粒径に敏感であることを確かに見て取ることができる。

このことから、もしエアロゾルタイプが煤で、その粒径が既知である場合には、直接法のダイアグラムから複素屈折率虚部が決定できることが示唆される。一方、ダストの

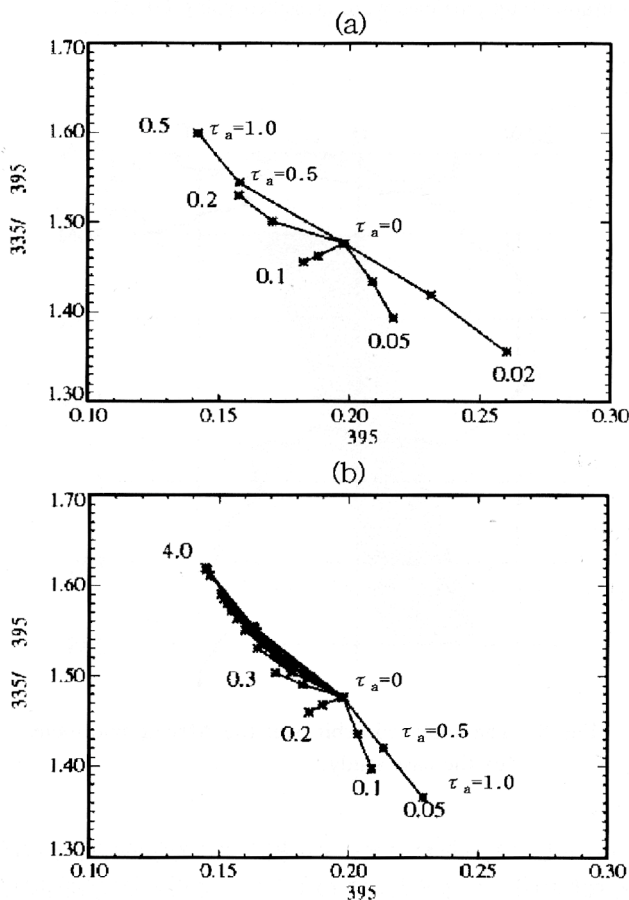


Fig. 6 As in Fig. 3, but (a) : the complex refractive index of soot, imaginary part from 0.02 to 0.5, and (b) : the mode radius of Dust from 0.05 to 4.0 μm .

複素屈折率が特定できる場合には、その粒径を推定できると考えられる。そこで例えば、後述の様に、サハラ砂漠付近の事例解析では、これまでの観測結果をもとに、サハラダストについて複素屈折率の虚部を既知とした場合は、光学的厚さと粒径の同時推定を行うことが可能となる。

4. GOME データへの適用

以上のような検討をふまえた上で GOME データと直接法の理論ダイアグラムを比較し、大気エアロゾルの光学的性質を導出した。

4.1 吸収性・非吸収性粒子の分類

Fig. 3 からわかるように、代表的な場合を考えると、直接法のダイアグラム上では煤やダストのような吸収性粒子は左上方向に、海塩や硫酸のような非吸収性粒子は右下方向に示されることから、まず吸収性粒子と非吸収性粒子の 2 種類に分類する解析を行った。

GOME データと理論ダイアグラムを比較する上で、放射伝達コードの出力と同定義の値を使用するために、GOME の観測値の太陽照度、大気上端の放射輝度、太陽天頂角 θ から (1) 式を用いて反射率を求め、理論ダイアグラムと比較し解析を行なった。

また、雲を含むピクセルの除去には GOME のレベル 2 データの Cloud Fraction 値を使用した。Cloud Fraction とはピクセル内の雲の割合を表す指標であり、 $\text{O}_2\text{-A}$ バンドを使用した最小二乗法により求められている¹⁰⁾。この解析では Cloud Fraction 0.3 以下であるピクセルのみを使用した。GOME は約 3 日間で全球をカバーするため、解析は 1997 年 4 月 6-8 日の 3 日間のデータを使用し、全球に適用した。

解析結果を Fig. 7 に示す。この解析の判定方法は Fig. 3 に示すような吸収または非吸収性粒子の点線範囲に含まれたもののみをプロットしている。Fig. 7 より非吸収性粒子は全球で一様に判定されたのに対して、陸上が発生源と考えられる吸収性粒子は主に陸域で判定される傾向にあることがわかる。このように直接法を適用すると、吸収性・非吸収性といった、全球のエアロゾル分布のおおまかな特徴を捉えることが可能であることが示唆された。Fig. 3 は代表的なエアロゾルモデルに基づいた定性的な分類を示しているものであるため、Fig. 7 の結果は今後地域ごとに詳細な解析が必要である。尚、サハラ砂漠、アラビア半島、タクラマカン砂漠等、砂漠の部分がほとんど空白になっているのは、Cloud Fraction が 0.3 よりも大きかったため、解析から除去されているためである。

4.2 光学的厚さ・粒径の導出

4.1 では吸収・非吸収といったおおまかな分類の解析結果を示したが、さらに詳しい解析を行うため、TOMS のエアロゾルインデックスデータからダストエアロゾルの発生が想定される 1997 年 2 月 27 日のアフリカ・サハラ砂漠上空の軌道を抽出し、ダストエアロゾルの光学的厚さと粒径

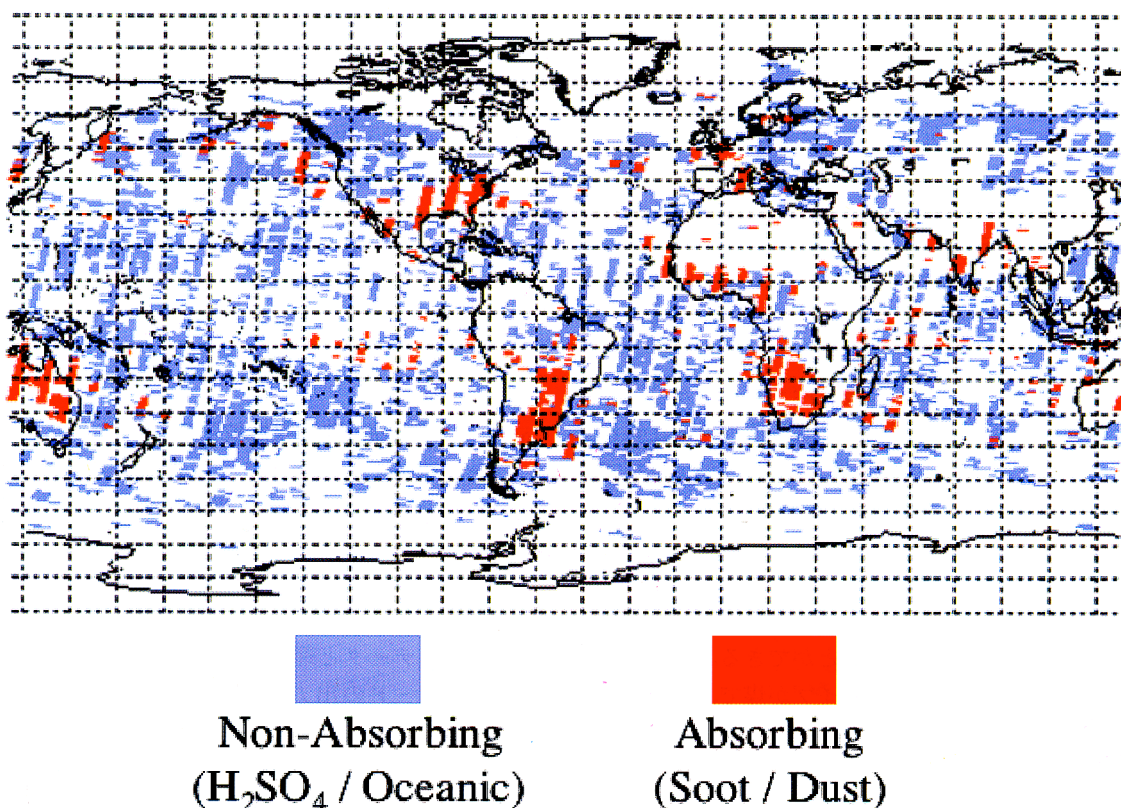


Fig. 7 An example of a global analysis. Absorbing and non-absorbing particles were classified using GOME data on April 6, 7 and 8th, 1997.

Table 3 Details of the GOME data used for the case study.

Analysis date	Feb 27, 1997
Local time	10:32:28.661 – 10:46:37.747
Latitude	29.66°N – 19.37°S
Longitude	7.53°E – 9.94°W
Orbit number	09709
Pixel number	723 – 1289

の導出を試みた。

使用したデータの詳細を Table 3 に示す。GOME の軌道は Fig. 8 に示す通りである。Fig. 9 に事例解析での判定方法を示す。モード半径はダストの仮定に基づいて 0.05 μm から 0.5 μm までとし、光学の厚さは中央の光学の厚さ 0 の 0 点から 5.0 まで 0.5 刻みに計算した。仮定した中で一番小さいダスト粒径 0.05 μm より右側の破線領域は前節のシミュレーション結果より、非吸収性粒子であると判定した。また、ダイアグラムの下にプロットされたデータはすべて光学の厚さ 5.0 以上とし、それ以外は判定不可とした。不確定パラメータである地表面アルベド、エアロゾル層高度は、それぞれ 0.08⁹⁾、1–4 km を仮定している。ここでは雲の影響をできるだけ取り除くために Cloud Fraction が 0.0 のみのデータを使用した。

4.1 と同様に、この理論ダイアグラム上に実データをプ

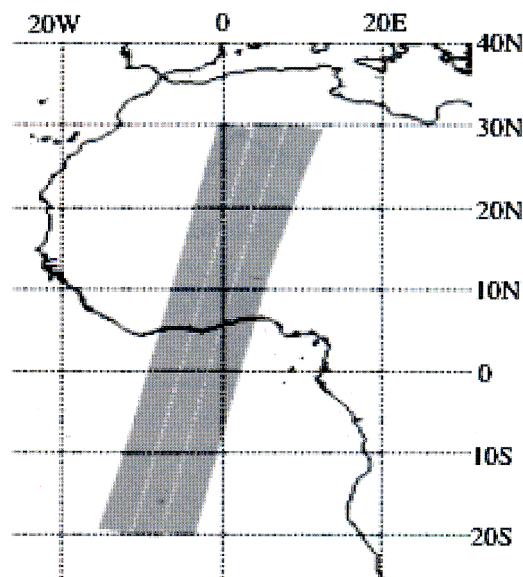


Fig. 8 The analyzed orbit over the African continent for the case study.

ロットし、それぞれのデータに相当する光学の厚さと粒径を線形内挿して求めた。このようにして求めた光学の厚さのマップが Fig. 10、粒径のマップが Fig. 11 である。前節で検討した直接法を応用することでこのように光学の厚さと粒径を導出することが可能である。

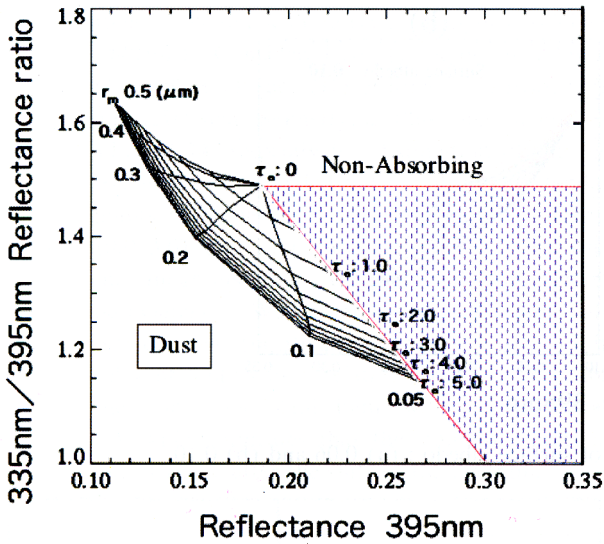


Fig. 9 The judgment method of the case study. Within the dashed line domain, a particle was judged as a non-absorbing one.

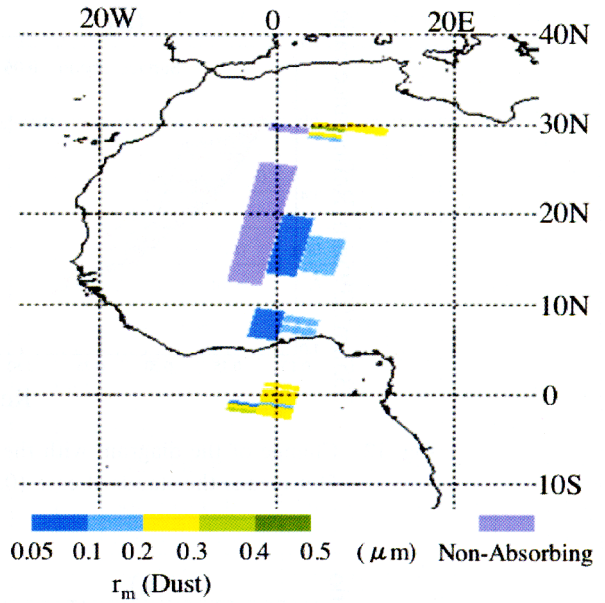


Fig. 11 As in Fig. 10, but for the mode radius (Dust).

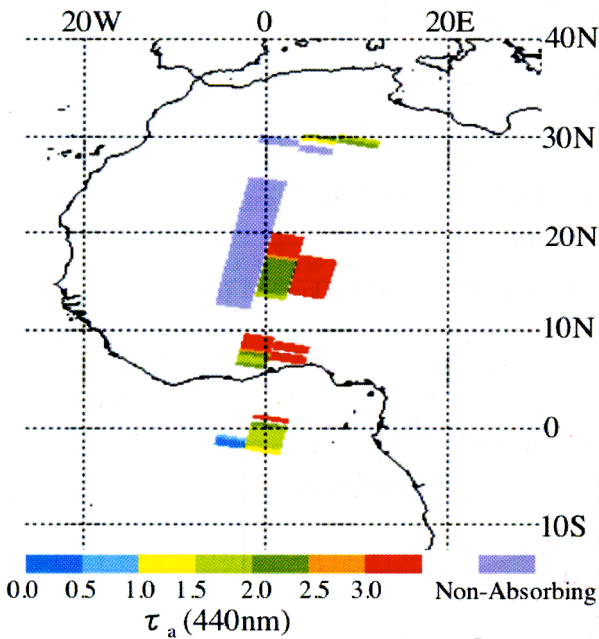


Fig. 10 A result of the aerosol optical thickness (440 nm) for the case study. Purple shows non-absorbing particle.

4.3 誤差評価

4.2の解析結果の信頼性を検証するために直接法の判定に伴う誤差を見積もった。ダストエアロゾルにおける不確定要素には前節で述べたエアロゾル層高度、地表面アルベドに加え、GOME センサのピクセルサイズの大きさもまた、誤差要因になると考えられる。GOME センサは1ピクセルの大きさが $40 \times 320 \text{ km}^2$ と下層大気観測センサとしては比較的大きい。そのため、ピクセル内に雲を含みやすく、

またピクセルの両端では観測視野角が異なってくる。このような特徴はエアロゾルの推定に不利となる。そこで、4.2の解析で仮定した、エアロゾル層高度 1-4 km、地表面アルベド 0.08、GOME のピクセルの中心点を基準とし、それぞれエアロゾル層高度、地表面アルベド、ピクセル内のスキャンジオメトリの違いによるこの3つの不確定要素によってダストエアロゾル解析の結果にどれくらいの誤差が生じるかを検証した。

まず、地表面アルベドの変化に対応する理論ダイアグラムの変化を Fig. 12 に示す。地表面アルベドを変化させると、ダイアグラムの中心点は地表面アルベドが大きくなるほど右下に移動するが、光学的に厚いところでは差が小さくなる。このことより、エアロゾルの無い状態では初期値の地表面アルベドに依存して大気上端の放射が異なること、そしてエアロゾルが増えるに従って今度はエアロゾルの影響へと値が移っていくことが分かる。

次に、エアロゾル層高度に対するダイアグラムの変化を Fig. 13 に示す。この場合、中心点の位置は変化しないが、エアロゾル層高度が高くなるほど全体の扇形が大きく、ただし広がり方は狭まるような形になる。これは、Rayleigh 散乱とエアロゾル層による消散の、二つの効果の兼ね合いで説明される。つまり、Rayleigh 散乱は、上空に行くほど弱くなるため、エアロゾル層が上層にあるほど、エアロゾル層自身の存在量がよく見えるようになる。つまり、光学的厚さに対する感度が良くなる。一方、粒径の変化は、エアロゾルによる散乱と吸収のコントラストを代表していると考えられる³⁾。そこで、エアロゾル層が下層にあるほど、周囲の空気分子と多重散乱する割合が増え、そのコントラストが増幅される。すなわち、粒径に対する感度が大きくなる。

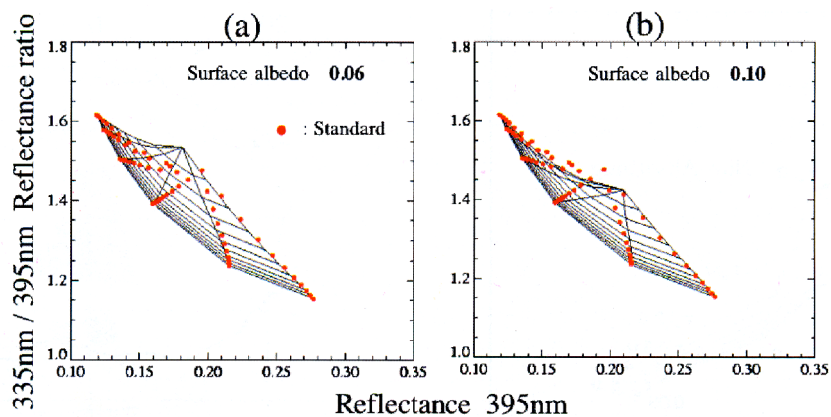


Fig. 12 Change of the diagram with the variation of surface albedo : (a) 0.06 and (b) 0.10. Dot means the standard case (0.08).

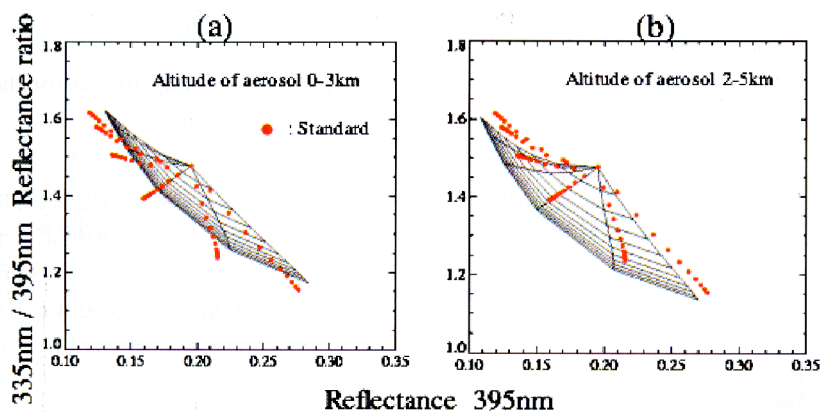


Fig. 13 As in Fig. 12, but with the variation of altitude of aerosol layer : (a) 0-3 km and (b) 2-5 km with the standard (1-4 km).

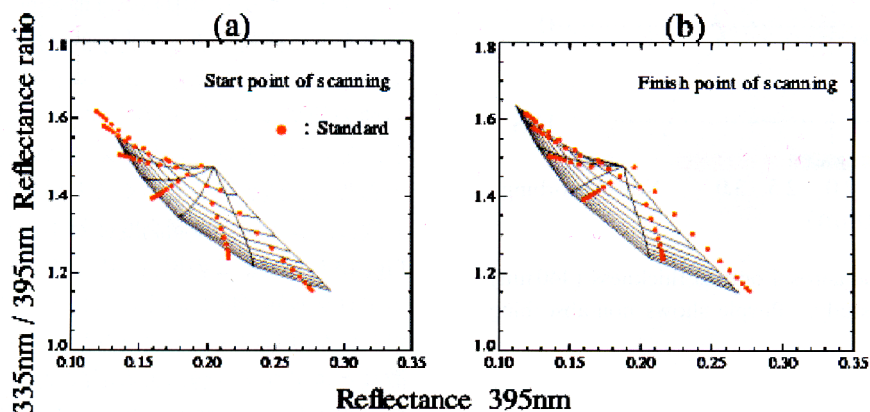


Fig. 14 As in Fig. 12, but with the variation of a scanned point : (a) start point and (b) end point with the standard (middle point) of a GOME pixel.

最後に GOME ピクセル内のスキャンジオメトリの影響を Fig. 14 に示す。上述のように GOME ではピクセルサイズが大きいため、ピクセルの両端からの信号は異なる散乱角度になる。Fig. 14 にはスキャン開始位置における角度

情報に基づくもの (a) とスキャン終了位置における角度情報に基づくもの (b) を示した。全体として、左右に平行移動するような特徴がある。尚、散乱角は、スキャンの開始位置、直下点、そしてスキャン終了位置で、それぞれ、

Table 4 Relative errors with retrieval of optical thickness (440nm). Considered are the factors as follows : (I) surface albedo, (II) altitude of aerosol layer, and (III) scan geometry, as illustrated in Figs. 12, 13, and 14, respectively. Estimation of the relative errors was carried out for all of the standard points with the cases of aerosol optical thickness (0.0-3.0) and mode radius (0.05-0.5 μ m) using the diagrams that are obtained for different parameters. We adopted the maximum value between two (positive and negative) cases of the relevant factors as a relative error. In this table, there are some blank items with a hyphen mark (-), which indicates that the standard points are out of range after the shift of the diagram.

		$r_m(\mu\text{m})$						
		0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	
τ_a	0.0	Surface albedo (I)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
		Altitude of aerosol (II)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		Total (I + II)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
		Scan geometry (III)	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
		Total (I + II + III)	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52
	0.5	Surface albedo (I)	0.69	0.50	0.38	0.25	0.53	0.34
		Altitude of aerosol (II)	0.09	0.25	0.78	1.53	1.13	1.28
		Total (I + II)	0.78	0.75	1.16	1.78	1.66	1.63
		Scan geometry (III)	0.03	0.06	0.50	0.84	0.84	0.21
		Total (I + II + III)	0.81	0.81	1.66	2.63	2.50	1.84
	1.0	Surface albedo (I)	0.25	0.39	0.14	0.33	0.13	0.39
		Altitude of aerosol (II)	0.19	0.64	0.97	1.19	1.34	1.97
		Total (I + II)	0.44	1.03	1.11	1.52	1.47	2.36
		Scan geometry (III)	0.13	0.27	0.30	0.31	0.48	0.17
		Total (I + II + III)	0.56	1.30	1.41	1.83	1.95	2.53
	1.5	Surface albedo (I)	0.20	0.26	0.18	0.13	0.29	0.04
		Altitude of aerosol (II)	0.08	0.77	1.24	1.78	2.33	2.20
		Total (I + II)	0.28	1.03	1.41	1.91	2.62	2.24
		Scan geometry (III)	0.19	0.20	0.26	0.30	0.44	0.16
		Total (I + II + III)	0.47	1.23	1.68	2.21	3.06	2.40
2.0	Surface albedo (I)	0.12	0.16	0.05	0.13	0.10	0.13	
	Altitude of aerosol (II)	0.35	0.82	1.50	0.45	-	-	
	Total (I + II)	0.47	0.98	1.55	0.58	-	-	
	Scan geometry (III)	0.10	0.11	0.34	0.30	0.52	0.24	
	Total (I + II + III)	0.57	1.09	1.90	0.88	-	-	
2.5	Surface albedo (I)	0.09	0.11	0.03	0.06	0.04	0.13	
	Altitude of aerosol (II)	0.48	0.25	0.40	0.50	-	-	
	Total (I + II)	0.58	0.36	0.43	0.56	-	-	
	Scan geometry (III)	0.08	0.29	0.28	0.44	0.28	0.19	
	Total (I + II + III)	0.66	0.64	0.70	1.00	-	-	
3.0	Surface albedo (I)	0.08	0.09	0.01	0.03	0.08	0.06	
	Altitude of aerosol (II)	0.56	0.20	0.42	0.54	-	-	
	Total (I + II)	0.64	0.29	0.43	0.57	-	-	
	Scan geometry (III)	0.06	0.23	0.40	0.54	0.31	0.29	
	Total (I + II + III)	0.70	0.52	0.83	1.10	-	-	

Table 5 As in Table 4, but for mode radius.

		$r_m(\mu\text{m})$						
		0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	
τ_a	0.0	Surface albedo (I)	0.05	0.00	0.05	0.10	0.15	0.20
		Altitude of aerosol (II)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		Total (I + II)	0.05	0.00	0.05	0.10	0.15	0.20
		Scan geometry (III)	0.40	0.30	0.20	0.10	0.01	0.10
		Total (I + II + III)	0.45	0.30	0.25	0.20	0.15	0.30
	0.5	Surface albedo (I)	0.10	1.46	0.34	0.40	0.47	0.50
		Altitude of aerosol (II)	0.22	0.22	0.16	0.21	0.28	0.41
		Total (I + II)	0.32	1.68	0.50	0.60	0.75	0.91
		Scan geometry (III)	0.13	0.94	0.87	0.29	0.29	0.16
		Total (I + II + III)	0.44	2.61	1.37	0.90	0.95	1.06
	1.0	Surface albedo (I)	0.16	0.34	0.39	0.36	0.26	0.39
		Altitude of aerosol (II)	0.34	0.28	0.02	0.23	0.26	0.40
		Total (I + II)	0.50	0.63	0.41	0.59	0.52	0.79
		Scan geometry (III)	0.63	0.63	0.48	0.31	0.22	0.13
		Total (I + II + III)	1.13	1.25	0.89	0.91	0.73	0.92
	1.5	Surface albedo (I)	0.00	0.16	0.27	0.15	0.22	0.20
		Altitude of aerosol (II)	0.22	0.28	0.00	0.15	0.25	0.32
		Total (I + II)	0.22	0.44	0.27	0.30	0.47	0.53
		Scan geometry (III)	0.66	0.47	0.42	0.32	0.24	0.12
	2.0	Total (I + II + III)	0.88	0.91	0.69	0.63	0.71	0.64
Surface albedo (I)		0.00	0.06	0.11	0.27	0.13	0.19	
Altitude of aerosol (II)		0.38	0.25	0.00	0.27	-	-	
Total (I + II)		0.38	0.31	0.11	0.47	-	-	
2.5	Scan geometry (III)	0.47	0.41	0.31	0.28	0.24	0.01	
	Total (I + II + III)	0.84	0.72	0.42	0.75	-	-	
	Surface albedo (I)	0.00	0.31	0.06	0.29	0.12	0.14	
	Altitude of aerosol (II)	0.38	0.14	0.00	0.29	-	-	
3.0	Total (I + II)	0.38	0.45	0.06	0.39	-	-	
	Scan geometry (III)	0.38	0.41	0.31	0.26	0.01	0.10	
	Total (I + II + III)	0.75	0.86	0.38	0.65	-	-	
	Surface albedo (I)	0.00	0.02	0.03	0.30	0.15	0.07	
3.0	Altitude of aerosol (II)	0.34	0.09	0.00	0.30	-	-	
	Total (I + II)	0.34	0.11	0.03	0.82	-	-	
	Scan geometry (III)	0.31	0.34	0.30	0.30	0.01	0.01	
	Total (I + II + III)	0.66	0.45	0.33	1.08	-	-	

112.28 度, 120.38 度, そして 128.17 度である。つまり, 今回のシミュレーション条件 (散乱角 120 度付近) では, (a) から (b) と, より後方散乱の位置関係に移るにつれて, 反射率 (横軸) が小さくなっていることがわかる。これは, ほぼ同じシミュレーション条件を用いた Torres ら³⁾ の Phase Function の計算結果 (参考文献 3 の Fig. 1) と整合性がある。

以上のような特徴の誤差を定量的に見積もった結果について Table 4 には光学的厚さを判定する上での誤差, Table 5 には粒径を判定する上での誤差を示す。誤差は以下のよ

うな式で見積もった。

$$E_{\tau_a} = \left| \frac{\tau_a - \tau_a^*}{\tau_a^*} \right| \quad (2)$$

あるいは

$$E_{r_m} = \left| \frac{r_m - r_m^*}{r_m^*} \right| \quad (3)$$

ここで、 E_{τ_a} と E_{r_m} はそれぞれ、エアロゾルの光学的厚さ τ_a と粒径 r_m の誤差である。また、基準とする値を τ_a^* , r_m^* で示している。Table 4, 5 の (I)+(II) は地表面アルベドとエアロゾル層高度の誤差の合計、(I)+(II)+(III) は誤差要因すべての合計を表す。従って、GLI などの空間分解能のよいセンサを使用すれば、ピクセル内スキャンジオメトリの違いによる誤差を考慮しなくてもよくなるので (III) の分のだけ誤差が小さくなる。また、それぞれの誤差の平均を計算すると、光学的厚さを見積もる上での誤差は地表面アルベドで 22%、エアロゾル層高度で 73%、ピクセルサイズで 27% であり、粒径を求める上での誤差は地表面アルベドで 21%、エアロゾル層高度で 19%、ピクセルサイズで 30% であった。

以上より、光学的厚さを判定する上ではエアロゾル層高度の不確定性が誤差要因として大きな影響を持つことがわかる。エアロゾル高度は Fig. 13 の計算では、1~4 km 範囲の分布に対して上下に 1 km ずらしてその影響を調べたが、実際にはさまざまな高度分布が考えられる。そのため、光学的厚さの推定をより定量的に行うためには、例えばライダー観測、気球観測など、地上からの高度分布観測の重要性が強く示唆される。

また、粒径を判定する上では、GOME のピクセル内の角度差に起因する誤差が最も大きいという結果となった。これは、GOME あるいは TOMS などのように、画素サイズの比較的大きいグローバルセンサ (数 10-数 100 km 程度) による観測データを用いて吸収性エアロゾルを推定する際に、画素内の部分雲量の影響³⁾のみならず、画素内の観測角度の影響にも注意した解析を行うことが必要である事を示唆するものである。

5. ま と め

直接法を GOME データに適用することにより、おおまかなエアロゾルタイプの全球分布の特徴を捉えることが可能であることを示した。また、アフリカ・サハラ砂漠上空の事例解析においてダストエアロゾルの光学的厚さと粒径の導出を行った。そしてその解析における誤差を見積もった結果、光学的厚さを見積もる上ではエアロゾル層高度、粒径を見積もる上では GOME ピクセル内角度差が最も大きな誤差要因となることが分かった。これらの誤差を小さくするには、エアロゾルの高度分布情報の取得、空間分解能の優れたセンサを使用することが有効と考えられる。

我々はこれらの解析結果に基づき、Advanced Earth Ob-

serving Satellite 2 (ADEOS 2) 衛星に搭載された GLI の波長最短チャンネル (380 nm) を用いた解析を始めている。今後は SCIAMACHY など他のセンサについても利用を検討する予定である。

謝辞：本研究遂行にあたり、近畿大学理工学部教授向井苑生先生から丁寧なご指導を受けました。また本研究は科学研究費特定領域研究「東アジアにおける大気エアロゾルインパクト」の一環として、福岡大学理学部助教授林政彦先生との共同研究として推進しました。また、図表作成等にあって荒木晶さんに協力して頂きました。ここに記して心から感謝致します。

参 考 文 献

- 1) T. Nakajima and A. Higurashi : A use of two-channel radiances for an aerosol characterization from space, *Geophys. Res. Lett.*, 25, pp. 3815-3818, 1998.
- 2) J.R. Herman, P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier : Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 16911-16922, 1997.
- 3) O. Torres, P.K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad and J. Gleason : Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation : Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103 (D14), pp. 17099-17110, 1998.
- 4) European Space Agency (ESA) : GOME users manual, SP-1182, 1995.
- 5) T. Torricella, E. Cattani, M. Cervino, R. Guzzi and C. Levoni : Retrieval of aerosol properties over the oceanic using Global Ozone Monitoring Experiment Measurements : Method and applications to test cases, *J. Geophys. Res.*, 104 (D10), pp. 12085-12098, 1999.
- 6) 佐野 到, 向井苑生 : 偏光データを用いた大気のエアロゾルリモートセンシング, *エアロゾル研究*, 16, pp. 105-110, 2001.
- 7) G.A. d'Almeida, P. Koepke and E.P. Shettle : *Atmospheric Aerosols - Global Climatology and Radiative Characteristics*, A Deepak Pub., 1991.
- 8) T. Nakajima and M. Tanaka : Matrix for formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 35, pp. 13-21, 1986.
- 9) R.B.A. Koelemeijer, J.F. de Haan and P. Stammes, A database of spectral surface reflectivity in the range 335-772 nm derived from 5.5 years of GOME observations, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4070, doi : 10.1029/2002JD002429, 2003.
- 10) R.B.A. Koelemeijer, P. Stammes, J.W. Hovenier and J.F. de Haan : A fast method for retrieval of cloud parameters using oxygen A band measurements from the Global Ozone Monitoring Experiment, *J. Geophys. Res.*, 106, pp. 3475-3490, 2001.

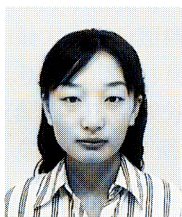
[著者紹介]

●芝田 由香里 (シバタ ユカリ)



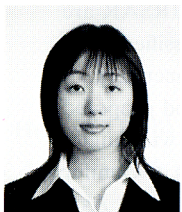
所属：パナソニック MSE 株式会社。2002年奈良女子大学理学部情報科学科卒。2004年奈良女子大学大学院情報科学専攻修士課程修了。

●蒲生 京佳 (ガモウ キョウカ)



所属：富士通エフ・アイ・ピー株式会社。2001年奈良女子大学理学部情報科学科卒。2003年奈良女子大学大学院情報科学専攻修士課程修了。

●山中 のり子 (ヤマナカ ノリコ)

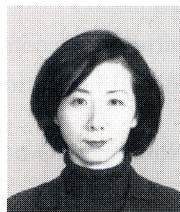


所属：奈良女子大学大学院情報科学専攻。2003年奈良女子大学理学部情報科学科卒。現在、奈良女子大学大学院情報科学専攻修士課程在学中。E-mail : norina@ics.nara-wu.ac.jp。

●久慈 誠 (クジ マコト)

所属：奈良女子大学理学部情報科学科。理学博士。リモートセンシング、情報科学、気象学・気候学、地球物理学。現在は、リモートセンシングデータを用いた、下層大気の特異量(雲・水蒸気・エアロゾル)に関する情報抽出の研究に従事。E-mail : makato@ics.nara-wu.ac.jp。

●林田 佐智子 (ハヤシダ サチコ)



所属：奈良女子大学理学部情報科学科。1957年生まれ。1980年3月京都大学理学部卒、1985年3月名古屋大学大学院理学研究科博士課程単位取得退学、同年4月環境庁国立公害研究所(現国立環境研究所)研究員、同10月理学博士(名古屋大学)、1992年同地球環境研究グループオゾン層研究チーム主任研究員、1994年1月から奈良女子大学理学部情報科学科助教授、2001年から同大学教授。1992年10月から1993年9月まで米国NOAAエアロノミー研究所客員研究員。リモートセンシングを応用した大気中微量成分・エアロゾルの研究を行っている。日本気象学会2002年度堀内賞受賞。E-mail : sachiko@ics.nara-wu.ac.jp。