

衛星データにおける大気補正および大気・エアロゾル観測の現状

○朝隈 康司, 美濃村 満生, 大堤 新吾, 汝 劍飛, 久世 宏明, 竹内 延夫

千葉大学 環境リモートセンシング研究センター センサ/大気放射部門 センサ研究分野

A situation of atmospheric correction and aerosol monitoring by satellite remote sensing

Koji ASAKUMA, Mitsuo MINOMURA, Shingo OTSUTSUMI, Jianfei RU,
Hiroaki KUZE, and Nobuo TAKEUCHI

Sensor Department, CEReS, Chiba University

Abstract: We present the situation of atmospheric correction and aerosol monitoring by satellite remote sensing with this symposium. We have ever performed atmospheric correction around Chiba by using the LIDAR system and MODTRAN, the radiative transfer code. And the sea surface albedo and aerosol optical thickness around Chiba are determined from an iteration process by 6S code and NOAA AVHRR visible data (channel 1). Also, we studied the optical properties of aerosol in Indonesian forest fire in 1997 by using two channel data of NOAA AVHRR, and investigate the smoke situation on the land area by textural analysis.

1 はじめに

人工衛星をもちいた地球観測をおこなう場合、各波長帯における地表面物質固有の反射率を正確に観測する必要がある。しかしながら、地球大気の影響により正確な地表面の反射率を求めることは難しい。大気の影響には光波の散乱と吸収があり、それぞれに対して大気分子と浮遊粒子状物質¹ (Aerosol:以下エアロゾルと呼ぶ)の影響が考えられる。この大気分子およびエアロゾルの影響を取り除き、正確な地表面反射率を求めることを大気補正という。大気補正をおこなうには、大気分子およびエアロゾルのプロファイルより得られる大気の光学的厚さが重要であるが、大気分子に関しては、ある程度狭い地域を限定すれば酸素はほぼ一定であり、オゾンの変化は予測が可能である。水蒸気に関しては、マイクロ波計測やGPS気象学で既に実績があり鉛直分布が求められている。

一方、エアロゾルに関してはその性質(粒径分布)や空間分布が時々刻々と変化するため、正確な大気補正をおこなうためには、その地域および時刻に合致するプロファイルを知らなければならない。我々はこのエアロゾルに対して、大気観測用多波長ライダーをもちいて千葉地域のエアロゾルプロファイルを観測し、このプロファイルと放射伝達コードMODTRANを用いて千葉周辺の大気補正をおこなっている。

¹ 正確には、浮遊粒子状物質(SPM)は $10\mu\text{m}$ 以下のものを示す。それより大きいものを含めるときには、全粒子状物質(TPM)という。

ところが、ライダーやサンフォトメーターなどの地上観測装置から離れた地域では、エアロゾルの光学的厚さを参照することができない。このため衛星画像のみからエアロゾルの光学的厚さを導出する手法を開発する必要がある。光学的厚さを求めるためには、大気補正とは逆に地上反射率を知らなければならない。地上反射率はその対象物や季節によって変動が大きい、海上の反射率はある程度変化が少なく一様に分布しており反射率を仮定することが容易である。とくに、赤外域では反射率が非常に低い(2%以下)ある程度無視できる。我々は、千葉全域にわたるおおまかな光学的厚さを求めるために房総半島を取り囲む東京湾、太平洋などの反射率を仮定し、エアロゾルの光学的厚さを求めた。さらに、この千葉を取り囲む海の光学的厚さを空間的に内挿し内陸の光学的厚さを求め大気補正に利用することを予定している。

一方、大気補正に対して地上反射率がわかっているならば、大気の光学的厚さを求めることができることは先に述べた。またエアロゾルが非常に濃い場合、太陽光が透過せず大気による反射のみとなるため観測が可能である。これらのことを大気観測と呼び森林火災や都市公害など大量のエアロゾルを放出する災害などの影響を観測することができる。我々は、1997年に発生したインドネシア森林火災に関して衛星データを用いてカリマンタン～スマトラ島の海上で大気観測をおこないエアロゾルのプロファイルを求めた。

さらに、太陽光が透過せず大気による反射のみの場

合地表面反射率が全く反映されないことから、衛星画像のテクスチャ解析をおこない、エアロゾルで占有されている領域の抽出をおこなっている。エアロゾルに関するテクスチャ値が一様な場合、海上で求められたエアロゾルのプロファイルが内陸でも同様のエアロゾルで占有されていると考えられるため、森林火災によるエアロゾルの大域的な影響を観察していく予定である。

本シンポジウムで、以上の各具体的な手法を詳細に紹介していく。

2 衛星データからの光学的厚さ導出

2.1 光学的厚さ導出のケーススタディ

一般に衛星から観測される陸域の反射率は、都市域や森林など異なる成分が複雑に分布している。陸域に対して海上は一定の反射率を仮定できるため、比較的高精度の大気補正をおこないやすい。そこで、陸域と海域が混在するような衛星データから反射率を推定するには、まず海上の光学的厚さを決定し、それを利用して各画素の反射率を決定する方法が考えられる。本研究では、放射輝度の計算をおこなう上で放射伝達コードの1つである6S(Second Simulation Satellite Signal in the Solar Spectrum) [Vermote, Tanré, et al., 1997] と、NOAA AVHRR データをもちいて海面上のエアロゾルの光学的厚さと海面の反射率を導出するアルゴリズムについて述べる [大堤, 朝隈 他, 1999]。また、サンフォトメーターにより地上で観測された光学的厚さのデータと比較する。

2.2 衛星データから放射輝度成分への分解

人工衛星センサは、太陽光が地表面で反射されて大気中を通過した放射輝度を受光する。衛星が観測する放射輝度 L_{obs} は次式により計算される。

$$L_{obs} = (DN \cdot S + I) \frac{F}{100\pi W} \quad (1)$$

ここで、 DN は衛星画像の各画素の受光信号、 S と I は AVHRR の校正係数、 F は太陽光の分光放射照度、 W は AVHRR のスペクトル応答関数である。Fig.1 に放射伝達コード 6S で求められる以下の3つの放射輝度成分を示す。

1. L_{tar} - 目標物の反射による輝度。目標物の周辺面からの反射・散乱光が目標物で再び反射された成分も含めたもの。

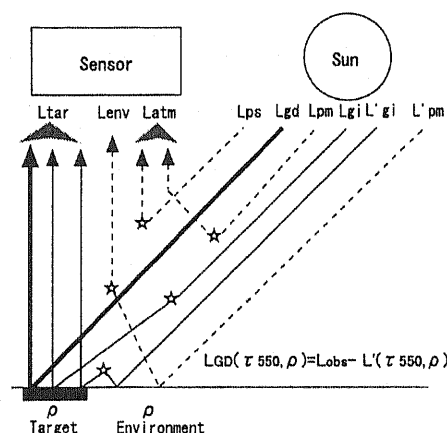


Fig. 1: Radiation components detected by a satellite sensor

2. L_{env} - 目標物周辺での反射光が散乱された単散乱成分。
3. L_{atm} - 大気でのみ散乱された成分。

また、大気の吸収・散乱の影響を受けない直達反射成分を L_{gd} とする。 L_{gd} に関しては 6S のソースコードを修正し算出できるようにした。6S のパラメータとして与える波長 550nm での光学的厚さを τ_{550} とする。以上に示した4つの各放射輝度成分をもちいて、 τ_{550} の関数として衛星が受光する直達透過放射輝度 L_{GD} を求めることができる。これらは以下の式(2)-(4)にまとめられる。

$$L_{GD}(\tau_{550}) = L_{obs} - L'(\tau_{550}) \quad (2)$$

$$L'(\tau_{550}) = L_{total} - L_{gd} \quad (3)$$

$$L_{total} = L_{atm} + L_{env} + L_{tar} \quad (4)$$

ここで、 L_{obs} は実際に AVHRR が受光する各画素の放射輝度値、 L_{total} は大気上端での総放射輝度、 $L'(\tau_{550})$ は光路輝度である。これらの輝度値は衛星のバンドの中心波長に対して計算される。 $L'(\tau_{550})$ は、 $\rho=0$ として計算されるので τ_{550} のみの関数であり、センサが受ける全ての成分 L_{total} から L_{gd} を引いた拡散透過成分として与えられる。

2.3 光学的厚さの導出方法

目標物周辺で反射された太陽光が、大気中で散乱され再び光路に加わる隣接効果を無視すれば、 L_{GD} は式(2)で与えられる。一方、AVHRR チャンネル1の中心波長 (630nm) での光学的厚さを τ_{630}^{NOAA} とすると、Lambert-Beer の法則により、

$$\tau_{630}^{NOAA} = \frac{1}{1 + \sec \theta_S} \ln \left(\frac{\pi \cdot L_{GD}}{E_{ext} \cdot \rho \cdot \cos \theta_S} \right) \quad (5)$$

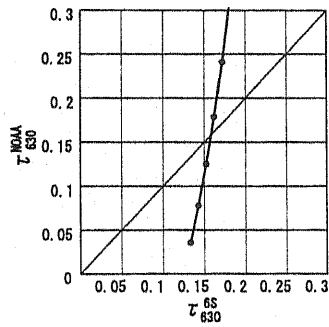


Fig. 2: Relation between the optical thickness τ_{630}^{NOAA} and τ_{630}^{6S} calculated by Eq.(5) (April 30, 1999)

となる。ここで、 E_{ext} は太陽放射照度である。6S によって $L_{\text{total}}(\rho_0, \tau_{550})$ を計算し、式 (2) と式 (5) から τ_{630}^{NOAA} を求める。また、別途 6S でエアロゾルの光学的厚さを τ_{630}^{6S} を計算し、 τ_{630}^{NOAA} と一致する値を反復計算より求める。6S では、中心波長 630nm におけるレイリー散乱成分による光学的厚さ τ_R およびエアロゾルのミー散乱による光学的厚さ τ_A が求められ、 τ_{630} はこれらの和となる。この τ_A が、最終的に求めべきエアロゾルの光学的厚さである。

また、反射率 ρ は Richter の第一近似補正式をもちいて、

$$\rho = \rho_0 \frac{L_{\text{obs}} - L'(\tau_{550})}{L_{\text{total}}(\rho_0) - L'(\tau_{550})} \quad (6)$$

と書ける。ここで、 ρ_0 は目標となる画素からの反射率である [美濃村, 朝隈 他, 1999]。今後、この式もちいて、得られた光学的厚さから大気補正を予定している。

2.4 光学的厚さの導出結果

2.3 の方法により NOAA AVHRR チャンネル 1 データを用いて海上の τ_A を求めた。Fig.2 に 1999 年 4 月 30 日でのチャンネル 1 の画素情報を含む海上の τ_{630}^{NOAA} と、6S で算出した τ_{630}^{6S} の関係を示す。このグラフから 2 つの光学的厚さが一致する点を求めると、 $\tau_{630} = 0.244$, $\tau_A = 0.181$ となった。

以上より決定した光学的厚さ τ_A の精度を検証するため、当センターに設置したサンフォトメーターで計測した千葉上空の光学的厚さと比較した。Fig.3 に光学的厚さの変動を示す。この時用いたデータは、1998 年 10 月から 1999 年 6 月の間で関東地方が快晴時のものである。これら 2 つの光学的厚さの相関係数は 0.82 であり、良い相関が見られた。

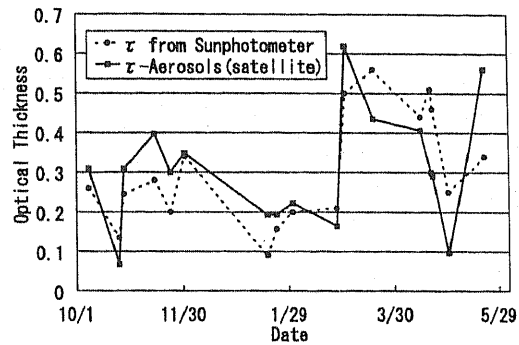


Fig. 3: Variation of optical thickness. The satellite value(around Chiba in April May, 1999) is compared with the sunphotometer value.

3 衛星データからのエアロゾルモデル解析

3.1 エアロゾルモデルについて

エアロゾルの光学特性は、発生源の強さ、大気特性およびその運搬によって決定される。対流圏エアロゾル粒子は時間や地域によって変化することから、明確なエアロゾルモデルを作ることは困難である。通常地上観測では、粒径分布、散乱位相関数、複素屈折率などが得られる。これらの特性は、(7) 式で示す対数正規分布 (log-normal distribution) として簡単にまとめて用いることが多い [Tanre, Kaufman, et al., 1997]。

$$\frac{dN}{dr} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi\sigma^2} \ln(10)} \exp\left[-\frac{\log(r/r_g)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (7)$$

ここで、 N_0 は濃度 [cm^{-3}]、 σ は粒子半径の対数をとった標準偏差、 r_g [μm] は粒子半径のモードである。

本研究では、アマゾンの森林火災で観測された二峰性 (bi-modal) 粒径分布を参照分布としてインドネシアの森林火災に適用した [Remer, Kaufman, et al., 1998]。Table 1 に、この二峰性粒径分布を示す。小粒径モデルとして $S_a \sim S_e$ の 5 つのモデル、大粒径モデルとして $L_a \sim L_f$ の 6 つのモデルの計 11 個のモデルを示す。

3.2 衛星からのエアロゾルモデル導出

衛星が受光する輝度成分が地上反射と大気の反射成分に分解できるは既に述べた。本研究では、2 で述べたように 6S を用いて、海上の反射率を 0.02 に仮定し、Table 1 に示した各エアロゾルモデルに対して波長 550nm での光学的厚さ τ_{550} をパラメータとして大気上端での放射輝度成分 L_{TOA} を求めた [Ru, Kaneta, et al., 1999]。この結果を Fig. 4 に示す。

Table 1: Bi-modal distribution for biomass burning

Aerosol Model	Radius Mode	Standard Deviation	Refractive Index
S_a	0.02	0.60	$1.45 - i0.0035$
S_b	0.04	0.60	$1.45 - i0.0035$
S_c	0.04	0.40	$1.45 - i0.0035$
S_d	0.08	0.60	$1.40 - i0.0035$
S_e	0.08	0.40	$1.40 - i0.0035$
L_a	0.40	0.60	$1.40 - i0.0035$
L_b	0.60	0.40	$1.40 - i0.0035$
L_c	0.60	0.60	$1.45 - i0.0035$
L_d	0.60	0.80	$1.45 - i0.0035$
L_e	1.00	0.60	$1.50 - i0.0035$
L_f	1.00	0.80	$1.50 - i0.0035$

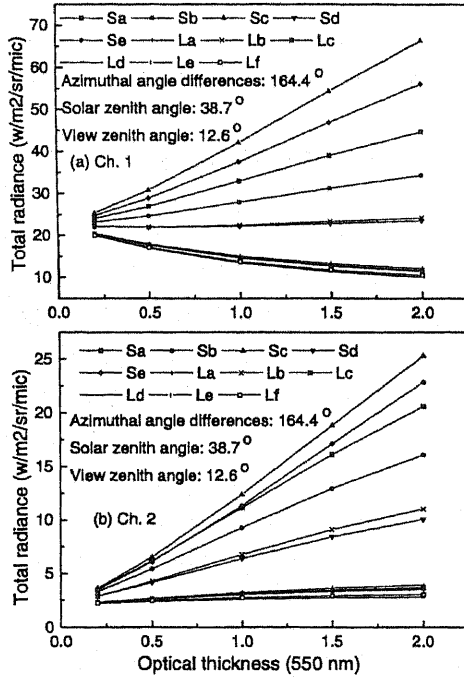


Fig. 4: Apparent radiance using 11 Aerosol models at sea between Karimantan and Sumatera at October 8, 1997. The top figure shows AVHRR Ch.1 and under figure shows AVHRR Ch.2.

一方エアロゾルそのものの反射は、以下の式により小粒径エアロゾルと大粒径エアロゾルの存在比 η で簡単に示すことができる [Wang and Gordon, 1994].

$$L_c(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = \eta L_s(\mu_s, \mu_v, \phi_v) + (1 - \eta) L_l(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \quad (8)$$

ここで、 L_c はエアロゾルの散乱によって得られる大気上端の放射輝度、 L_s が小粒径エアロゾルの散乱による放射輝度、 L_l が大粒径エアロゾルの散乱による放射輝度である。

つぎに、衛星が観測する放射輝度 L_{TOA} と (8) 式で計算される放射輝度の誤差 $\epsilon(\eta)$ を考えると、

$$\epsilon(\eta) = \left[\frac{1}{2} \sum_{j=1}^2 \left(\frac{L_j^{TOA} - L_j^c}{L_j^{TOA}} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (9)$$

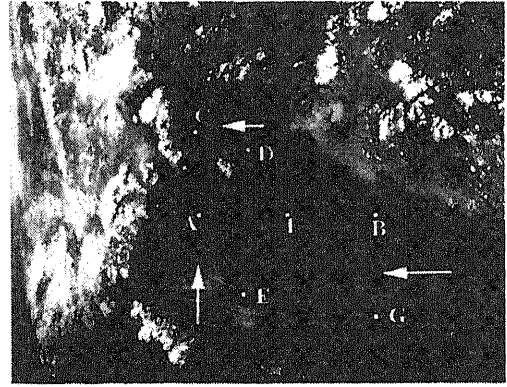


Fig. 5: Observation point at October 8, 1997

Table 2: Retrieved aerosol parameters on October 8, 1997

Point	η	τ_{550}	r_s	σ_s	r_l	σ_l	$\epsilon(\eta)$
A	0.72	3.50	0.08	0.40	0.60	0.40	6.0
B	0.82	1.78	0.08	0.40	0.60	0.63	0.7
C	0.67	3.50	0.08	0.40	0.60	0.40	3.0
D	0.97	3.00	0.02	0.60	0.60	0.40	2.0
E	0.68	3.00	0.08	0.40	0.60	0.40	11.0
F	0.89	3.20	0.02	0.60	0.60	0.63	0.63
G	0.71	1.90	0.06	0.60	0.97	0.61	0.61

と書くことができる。ここで、 j は NOAA AVHRR のチャンネルである。この誤差を最小とする η によって小粒径、大粒径それぞれのエアロゾルモデルを決定する。

3.3 エアロゾルモデル導出結果

インドネシア森林火災のエアロゾルモデルを導出した。Fig.5にインドネシア森林火災による排煙の調査のため、カリマンタン～スマトラ島の間の海上の6観測地点 A-G を示す。Fig. 中の矢印はこの日の風向を示す。また、3.2の手順にしたがって導出した各観測地点でのエアロゾルモデルを Table 2 に示す。Table 中の各パラメータの値は各観測地点を中心に周囲5画素についてエアロゾルモデル導出した平均値である。各地点の光学的厚さ τ_{550} を比較すると、A,C,D,E,F 地点が厚くなっており、B,E 地点が薄くなっている。このことは、火災発生個所であるカリマンタン島南部からの風によって排煙が運搬されたことを示している。また、B,D,F 地点で小粒径エアロゾルの存在比が高くなっている。これは、カリマンタンで発生した火災排煙に起因すると考えられる。

4 テクスチャ解析によるエアロゾルの特定

4.1 衛星画像のテクスチャ解析について

3の方法は地表面反射率が解からない場合には適用が難しいため、海上でおこなった。しかし、1で簡単に触れたように、大気が高濃度のエアロゾルで占められているとき地表面の情報は衛星画像に反映されない場合がある。そこで、同じ特徴をもつ衛星画像中の画素を分類し抽出すれば、同じ特徴をもつ画素同士のエアロゾルプロファイルは、3の方法で得られるプロファイルと同質であるか、非常に類似性の高いものであると言える。このことから、反射率が一様な近隣の暗い画素(海上、植生の天蓋など)からエアロゾルプロファイルがわかれば、ある程度詳細な陸域の大気観測が可能になると考えられる。

我々はこの考えにより、NOAA AVHRRのチャンネル1,2,4を用いてインドネシア森林火災排煙の分類、特徴抽出をおこなっている。テクスチャとは、画像中のある面積が示す明るさのパターンである。テクスチャを構成する各画素をテクセル (texel) と呼ぶ。テクスチャ解析のメリットはテクスチャを構成するテクセルの配置が異なってもテクスチャの性質は変わらないという点である。このことから、テクスチャ解析は画像の分類に適している。テクスチャ解析の方法として、一般的にはあるテクセルからテクスチャ中の別のテクセルへ角度 θ と距離 r の明度の組 (k, l) が発生する同時生起確率 $P_c(k, l)_{\theta r}$ を用いた同時生起行列 (co-occurrence matrix) を利用することが多く、雲の分類などで有名であるが [Kuo and Welch, 1988] テクスチャ量を求めるときに毎回行列計算が必要であり、計算量が膨大になる。そこで我々は、テクセルの組に対して明度の組ではなく、明度差 $m = |k - l|$ を用いてベクトル化する方法 (GLDV: gray level difference vector) $P_g(m)_{\theta r}$ を用いた [Christopher, Kliche, et al., 1996]。

4.2 森林火災画像へのテクスチャ解析の適用

テクスチャを用いて分類をおこなう場合、コントラスト Eq.(10) とテクスチャ平均の Eq.(11) の以下の2つのテクスチャ量を用いる場合が多い。

$$f_c(r, \theta) = \sum_{m=0}^{N_g-1} m^2 p_m(m)_{r\theta} \quad (10)$$

$$f_m(r, \theta) = \sum_{m=0}^{N_g-1} m p_m(m)_{r\theta} \quad (11)$$

コントラストはグレーレベルの濃淡の分離度合いを示ため、排煙とそれ以外の境界線を求めることができる。またテクスチャ平均はコントラストと比較して、低次のモーメントであるためよりなだらかな特徴量が求まる。本研究では排煙を含む画像の類似性を評価するために、この特徴量が重要となるためテクスチャ平均を用いる。

つぎにテクスチャ解析をおこなう基準について述べる。

$$d_{14} = (\rho_1^* - \rho_4^*) / (\rho_1^* + \rho_4^*) \quad (12)$$

$$f_m(r, \theta) = \sum_{m=0}^{N_g-1} m p_m(m)_{r\theta} < 0.3 \quad (13)$$

$$d_{12} = (\rho_1^* - \rho_2^*) / (\rho_1^* + \rho_2^*) > 1.0 \quad (14)$$

$$DN_4 < 140(280K) \quad (15)$$

(12)式はAVHRRチャンネル1と4が受光する大気上端での反射率の差を示す。AVHRRを用いてエアロゾルと水蒸気を分離するには、チャンネル1とチャンネル4の組み合わせが良いと言われている [Christopher, Kliche, et al., 1996]。この差画像に対して (13)式でテクスチャ特徴量をもとめる。この特徴量が小さいほど、テクスチャ同士が類似していることを示す。本研究では0.3以下を類似基準とした。(14)式は陸域と海上を分離するための指標として用い、(15)式はAVHRRチャンネル4の輝度温度を用いて雲と排煙の分離に用いた。

4.3 テクスチャ解析の結果

4.2の基準にしたがって排煙を抽出した結果を Fig. 6の右側に示す。Fig.の左側は、テクスチャ解析との比較のため、火災発生場所周辺を手作業でサンプリングしたものを月別に集計したのち最短距離分類した結果である [朝隈, 汝 他, 1999]。左右の Fig. を比較すると、いずれも火災発生個所であるカリマントン島南部を中心に排煙が抽出されているが、手動分類の場合北東部まで排煙が抽出されている。どちらの分類が正確なのかは、現地でのエアロゾルサンプルが無いため決定することは出来ないが、この日の風向は北西を向いていたためテクスチャ特徴を用いて抽出された排煙のほうが、より妥当であると考えられる。なお手動分類の場合、数日分の統計量を用いるため、その平均や分散が重要であるが、サンプリングおこなう人間の主観が入ってくる可能性も高い。一方、テクスチャの場合1シーン中に含まれる (13)式で示される特徴量が一致する画素を抽出するため、数値上の類似性を取り扱うのに適しているとも言える。

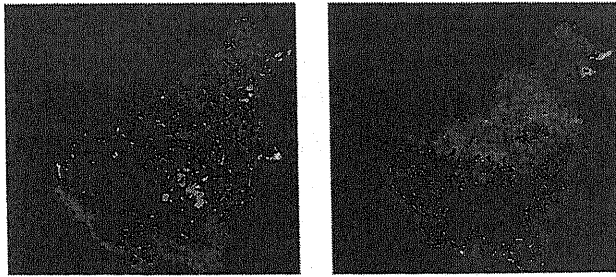


Fig. 6: Detected smoke in Karimantan at September 1, 1997. The left side shows detected by hand and right side shows detected by textural analysis.

5 今後の課題

以上各内容についてそれぞれ個別に研究をおこなってきたが、今後各内容について取り纏めて検討する。とくに、海上のエアロゾルプロファイルを陸域に適用するため、2で述べた光学的厚さを千葉周辺の海上全てに対しておこない空間内挿する方法の検討や、3のエアロゾルプロファイルと4のテクスチャ特徴を取り纏め陸域のエアロゾルプロファイルを求める方法を検討していく。

参考文献

- [1] S. A. Christopher, D. V. Kliche, Joyce C. and R. M. Welch: First estimates of the radiative forcing of aerosols generated from biomass burning using satellite data, *J. Geophys. Res.*, Vol.101, No.D16, pp. 21,265- 21,273(1996)
- [2] K. S. Kuo and R. M. Welch: Structural and Textural characteristics of Cirrus Clouds observed using high spatial resolution LANDSAT imagery, *J. Appl. Meteorol.*, Vol.27, pp. 1,242-1,260(1988)
- [3] J. Ru, S. Kaneta, M. Minomura, H. Kuze and N. Takeuchi: Study on the biomass burning aerosol in Indonesian forest fire by using AVHRR two channel data, 日本リモートセンシング学会誌 (in press)
- [4] Remer, L. A., Y. J. Kaufman, B. N. Holben, A. M. Thompson and D. McNmara: Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties, *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 31,379-31,891(1998)
- [5] D. Tanré, Y. J. Kaufman, M. Herman and S. Mattoo: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MOSIS/EOS spectral radiance, *J. Geophys. Res.*, 102, No.D14, pp. 16,971- 16,988(1997)
- [6] E. F. Vermote, D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, J. J. Morcrette: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S:An Overview, *IEEE trans. geosc. remote.*, Vol.35, No.3, pp. 675- 686(1997)
- [7] E. F. Vermote, D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman, J. J. Morcrette: 6S User Guide Version 2, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, (1997)
- [8] M. Wang and H. R. Gprdon: Estimating aerosol optical properties over the oceans with the multiangle imaging spectro-radiometer: some preliminary studies, *Appl. Opt.*, 33, No.18, pp. 4,043- 4,057(1994)
- [9] 朝隈, 汝, 久世, 竹内: 衛星画像によるインドネシア森林火災が及ぼす影響への考察, 第26回(平成11年度春季) 学術講演論文集, (社) 日本リモートセンシング学会, pp. 156- 158(1999)
- [10] 大堤, 朝隈, 美濃村, 金田, 久世, 竹内: AVHRR画像を用いた関東域におけるエアロゾルの光学的厚さの導出, (社) 計測自動制御学会, 第25回リモートセンシングシンポジウム講演論文集, pp.41-44, 1999
- [11] 美濃村, 朝隈, 久世, 竹内: MODTRANを用いた人工衛星データの大气補正, 千葉大学環境科学研究報告 第24巻, pp.45-48(1999)