

(23) 衛星データを用いた地表面反射率の評価

Determination of Surface Albedo from Meteorological Satellite

○村尾直人*、太田幸雄*

MURAO Naoto, OHTA Satio

ABSTRACT ; A method to derive surface albedo from satellite measurement is developed and discussed. In this method, atmospheric correction is performed by solving the radiative transfer equation, and calibration coefficients for the satellite radiometer are determined by the measurements over two reference sites; i.e., sea surface and snow-covered surface. The sensitivity study indicates that the calculated surface albedo is not sensitive to the assumed surface albedo values of the reference sites, but sensitive to the optical properties of atmosphere. The proposed method is tested over Sapporo and Tokyo area, using NOAA AVHRR data and surface albedo maps for snow-covered area and no snow-covered area are derived. The method is shown to be relevant for the study of urban heat island.

KEYWORDS ; Satellite Measurement, Surface Albedo, Radiometric Calibration, Atmospheric Correction, NOAA AVHRR

1. はじめに

人工衛星や航空機などから得るリモートセンシング・データは、地上観測ではとらえることができない広域にわたる面情報をほぼ同時に与えるものとして、近年その利用が増加している。都市の地表面熱収支解析においては、赤外域での測定データから地表面温度を得たり、可視域の測定データから土地利用分類を行い、それに基づいて地表面のパラメータ（地表面反射率、ボーエン比、粗度長など）が決定され、様々な計算がなされている（例えば文献¹⁾）。一方、可視域の測定データから直接地表面反射率を求めようとする試みは既に1980年代から試みられていたが（例えば文献^{2), 3)}）これを都市の熱収支解析に利用した例は少ない。このような状況の背景としてあげられるのは以下のようなことであろう。すなわち、

人工衛星データから定量的な地表面情報を得ようとする場合には、衛星から送られてくる輝度データの放射エネルギーへの変換（キャリブレーション）および放射エネルギーの地表面情報への変換（大気補正）が重要な課題である。特に、可視・近赤外データのキャリブレーションについては、打ち上げ前の地上試験の較正値が公表されているのみで、軌道上での基準光源を用いた較正が行われていないため、正確な地表面反射率の算出ができない。また大気補正では、観測日の大気条件にあわせた計算が必要であるが、そのような大気データが十分に得られないことも多い。

そこで本研究では、積雪面および海面の観測データから可視および近赤外データのキャリブレーションを行う方法を検討し、気象衛星NOAAによる地表面反射率評価を試みた。NOAAの距離分解能は低く、

* 北海道大学工学部衛生工学科 Faculty of Engineering, Hokkaido University

衛星直下で約1 km程度であるが、都市の熱収支解析ではむしろこの程度の分解能の方が利用しやすいことも多いと思われる。以上のような方法が可能になれば、ヒートアイランドの解析において、地表面熱収支に関連するパラメータがひとつ減ることに加えて、リモートセンシングによって得た地表面温度および地表面反射率から、これまでパラメータとして扱ってきた地表面特性値の都市内の分布を逆に求めるというような新しい視点も生まれてくるとと思われる。

本稿では、まず本研究で用いた可視および近赤外データに対する較正係数の決定方法および大気補正の方法について述べ、次に地表面反射率の算出にあたって使用したデータの感度解析結果を述べる。最後に、データ処理結果例として冬季の道央地方、関東地方の地表面反射率分布を示す。

2. 方法

2. 1 気象衛星NOAA

気象衛星NOAAは地表面反射率および地表面温度等の地表面情報および温度やガス濃度の鉛直分布を得ることを目的とした極軌道衛星（太陽同期型、高度約800 km、周期約102分）である。搭載しているセンサーの一つ、AVHRR（Advanced Very High Resolution Radiometer）は、5チャンネルから構成される可視・熱赤外域の放射計で、地球の大気上端から放射される可視光・赤外線のエネルギーを測定している。衛星直下の距離分解能は約1.1kmである。各チャンネルの測定波長をTable 1に示す。チャンネル3～5は赤外の放射エネルギーを観測しており、地表面温度の評価に用いられる。一方、チャンネル1（可視）およびチャンネル2（近赤外）は地表面で反射する太陽放射を観測しており、本研究ではこれらのデータをもとに地表面反射率の評価を行う。

Table 1 AVHRR wavelength(NOAA 9)

Channel No.	Wave length(μm)
1	0.55 - 0.90
2	0.725 - 1.10
3	3.55 - 3.93
4	10.5 - 11.5
5	11.5 - 12.5

可視・近赤外域の測定データを利用する際に問題となるのは、

- (1) キャリブレーション：観測輝度データを大気上端の放射エネルギーに変換
 - (2) 大気補正：大気上端での放射エネルギーから地表面情報を算出
- の二つである。以下では、これらに対して本研究で用いた方法について述べる。

2. 2 キャリブレーション

AVHRRでは、観測される放射エネルギーN（可視チャンネルでは基準エネルギーで除した値となっている）と輝度カウントデータCとの間に次の関係式が成り立つようになっている。

$$N = GC + I \tag{1}$$

ここでG、Iは較正係数である。赤外チャンネルについては、較正係数の決定に必要なデータ（宇宙空間の観測データ、衛星内部ターゲットの観測データおよび内部ターゲットの温度測定データ）が軌道上で取得され地球観測データと共に送信されてくる。このため、赤外チャンネルの輝度データは容易に放射エネルギーに変換でき、輝度温度が算出できる。一方、可視・近赤外チャンネルの較正係数はあらかじめ衛星打ち上げ前の地上試験によって求められ、NESS（National Earth Satellite Service）によって公表されている。しかし、打ち上げ後のAVHRRの劣化や衛星の内部環境の変化によって較正係数が変化することが知られている。現在、可視・近赤外域に関して、軌道上での較正用データの取得を行っている衛星（例えばERB）は距離分解能が低く、都市を対象とするような研究には利用出来ない。したがっ

て、衛星データを用いて地表面反射率の算出する場合、校正係数の決定が重要な課題である。Frouinら⁴⁾は、ニューメキシコ州の砂漠地域を観測した数年間のNOAA-7のデータから、校正係数を年ごとに算出し、その値がNESSの公表値と異なることおよび校正係数の経年変化は小さいことを示した。したがって、対象とする衛星に対して何らかの手段で校正係数が決定できれば、その校正係数はそれを得た日時、場所とは異なる観測に対して利用できるものとなる。

本研究では、積雪面および海面の観測データから可視チャンネルおよび近赤外域チャンネルの校正値を以下の方法で決定した。ここで積雪面および海面を取り上げたのは、それらの反射特性がよく知られていることに加えて、両者の反射率に大きな差があり校正係数を決定する際の誤差が小さいと考えたためである。

- (1) 1986年3月4日 13:30 に道央地方を観測したNOAA-9の輝度データより、積雪面および海面の輝度を求めた。積雪面データは江別市郊外の輝度が広範囲に高い地点の値、海面データは苫小牧沖の値を採用した。3月2日には、江別市で10cm程度の降雪を記録していることから積雪面は新雪であると考えられる。
- (2) 積雪面と海面の可視域 ($0.55 \sim 0.90 \mu\text{m}$) および近赤外域 ($0.725 \sim 1.10 \mu\text{m}$) の反射率を、Warren and Wiscombe⁵⁾ と Payne⁶⁾ よりそれぞれ 0.90, 0.06, 0.80, 0.06 と仮定した。
- (3) (2)で仮定した地表面反射率のもとで、可視域、近赤外域別に放射伝達方程式を解き、大気上端での放射エネルギーを求める。放射伝達方程式の解法は、次節2.3に示すとおりである。
- (4) (3)で求めた大気上端での放射エネルギーと(1)で求めた輝度より、輝度—放射エネルギーの校正式を可視チャンネル、近赤外域チャンネル別に作成する。

2.3 大気補正（地表面情報の算出）

人工衛星は、地球大気を通して対象とする地表面からの放射を観測している。したがって衛星観測データから地表面情報を算出する際には、大気中での気体成分及びエアロゾル（大気浮遊微粒子）による散乱や吸収の影響を除去する必要がある。これを大気補正と呼ぶ。大気補正の方法は、放射伝達方程式を解き、その結果と測定値との比較により補正する方法と、各種パラメータを用いた近似式を用いる方法とがある。本研究では、対象地域が比較的狭いこと及び高層気象データが得られることから、放射伝達方程式を解くことにより大気上端での放射量を求めた。以下、放射伝達方程式及びその解法について述べる。

(1) 放射伝達方程式

晴天時、可視領域においては、太陽放射は空気分子による散乱及び大気エアロゾルによる散乱と吸収を受けながら、大気中を伝播して行く。今、水平方向に一樣な大気を考える。波長 λ の太陽放射の、大気分子及び大気エアロゾルによる散乱及び吸収による単位体積当たりの消散係数 σ_λ を、大気の上端から下向きに積分した量を τ_λ とすると（これを光学的厚さと呼ぶ）、高度 z における光学的厚さ τ_λ は次式で表される。

$$\tau_\lambda = \int_z^{z_0} \sigma_\lambda \, dz. \tag{2}$$

今、波長 λ の太陽光が天頂から θ の角度で入射し、そのfluxは入射方向に垂直な面に対して πF_λ であるとする。天頂角を θ とし、 $\mu = \cos \theta$ において、光学的厚さ τ_λ の層における μ 方向（ θ 方向）の放射の強さを $I_\lambda(\tau_\lambda, \mu)$ とすると、波長 λ における放射伝達方程式は次のように表される。

$$\mu d I_{\lambda}(\tau_{\lambda}, \mu) / d \tau = I_{\lambda}(\tau_{\lambda}, \mu)$$

$$-(1/2) \int_{-1}^1 P_{\lambda}(\tau_{\lambda}; \mu, \mu') I_{\lambda}(\tau_{\lambda}, \mu') d \mu' \\ -(1/4) F_{\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} / \mu_0) P_{\lambda}(\tau_{\lambda}; \mu, -\mu_0) \quad (3)$$

ここで、 $P_{\lambda}(\tau_{\lambda}; \mu, \mu')$ は、 μ' 方向からの放射が μ 方向に散乱される割合を表す関数であり、phase function と呼ばれている。境界条件は、

$$I_{\lambda}(0, -\mu) = 0 \quad (4)$$

$$I_{\lambda}(\tau_{\lambda}, +\mu) = I_{E, \lambda} \quad (5)$$

で与えられるが、(4)式は大気の上端 ($\tau_{\lambda}=0$) で下向きの散乱光が無いこと、(5)式は大気の下端すなわち地表面 (τ_{λ}) で、一定の反射光 $I_{E, \lambda}$ があることを示している。ここで、 τ_{λ} は大気上端から測った地表面までの大気的全光学的厚さである。また、phase function $P_{\lambda}(\tau_{\lambda}; \mu, \mu')$ は空気分子による Rayleigh 散乱の phase function と、大気エアロゾルによる Mie 散乱の phase function の和で表される。式(2)で与えられる放射伝達方程式の解法としては、厳密解法として、逐次近似法、マトリックス法、ディスクリット・オーディネイト法、球調和関数法等があるが、本研究では逐次近似法⁷⁾を用いて計算を行った。

(2) 解法の条件

放射伝達方程式の解法にあたっては phase function および光学的厚さを与える必要があり、そのために様々なデータを利用することになる。まず phase function を計算するために大気エアロゾルの粒径分布および複素屈折率が必要である。今回の逐次近似法による放射伝達方程式の計算においては、大気エアロゾルの粒径分布としてユンゲ分布を採用し、エアロゾルの複素屈折率は $1.55 - 0.02i$ とした。複素屈折率の値は著者ら⁸⁾がエアロゾルの組成分析に基づいて求めた月別計算値から与えたものであり、都市上空の大気下層の値としては比較的清浄な場合の値である。

一方、光学的厚さを与えるためには、空気分子および大気エアロゾルの高度分布が必要である。空気分子については問題がないので、ここではエアロゾルの光学的厚さの決定の手順について以下にまとめる。

- (1) エアロゾル相対濃度の高度分布を、中島ら⁹⁾の名古屋での観測結果を参考にして与える。
- (2) 札幌または館野における観測日の大気混濁係数を、直達日射量データおよび高層気象データから Yamamoto et al. の方法¹⁰⁾により求める。単位断面積を持つ垂直気柱を考え、気柱全体に対してユンゲ分布が成り立つとすると、エアロゾルによる気柱全体の光学的厚さ $\tau^m(\lambda)$ と大気混濁係数 β との間に式(6)が成立する。

$$\tau^m(\lambda) = \beta / \lambda \quad (6)$$

Table 2 Optical thickness for Rayleigh molecules τ^R and mie aerosols τ^m at 0.45 μm wavelength and $\beta=1.0$

Altitude km	τ^R	τ^m
100.0	0.0	0.0
40.0	0.00065	0.0
25.0	0.00567	0.00073
10.6	0.05371	0.00420
8.0	0.07897	0.01116
6.0	0.1045	0.03766
4.0	0.1364	0.10074
2.00	0.1757	0.23357
1.00	0.1986	0.43391
0.50	0.2098	0.93737
0.20	0.2168	1.69222
0.10	0.2190	1.95722
0.00	0.2217	2.22222

すなわち、大気混濁係数 β は波長 $1\mu\text{m}$ での大気エアロゾルによる全光学的厚さである。

- (3) (1)および(2)によってエアロゾルの散乱・吸収による光学的厚さが決定できる。エアロゾルおよび空気分子の主要高度での光学的厚さを Table 2 に示した。なお、本研究では地表 $\sim 100\text{km}$ までの気柱を50分割して計算を行っている。

2. 4 地表面反射率の算出

地表面反射率の算出手順は以下のとおりである。

- (1) 地表面反射率を様々に仮定して放射伝達方程式を 解き、大気上端における放射量を求める。
- (2) キャリブレーションで得た較正係数を用いてAVHRRによって得られた輝度を放射量に変換する。
- (3) (1)の関係から、(2)で求めた放射量に対応する地表面反射率を逆に求める。

以上のように、観測対象日の大気混濁係数が与えられれば、この方法によりNOAA-9の任意の観測に対して地表面反射率の算出が可能である。

太陽放射スペクトル全域に対する地表面反射率は、チャンネル1、2の平均値とした。

3 結果と考察

3. 1 較正係数

本研究で得られた輝度—放射エネルギーの較正係数およびNESSから公表されている較正係数を Table 3 にまとめた。本研究で得た較正係数 G は、公表されている打ち上げ前の地上試験の係数に比べて20%程度大きい値となった。この違いによる地表面反射率の違いは Fig. 1 に示すように大きく、大気混濁係数 $\beta=0.126$ 、天頂角 66° の場合、NESSの値を用いると地表面反射率を10%以上過少評価する。また、後述する関東地方の例では、チャンネル1の輝度レベルは、海面については50以下、陸地については80以下であるので、NESSの公表値を用いると海面で0%以下となり現実と合わない。

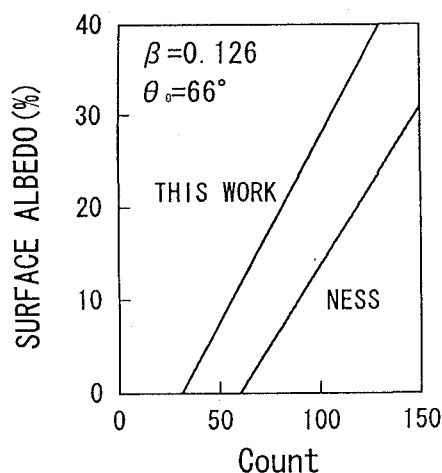


Fig.1 The effects of calibration coefficients on the relationship between count value and surface albedo for the AVHRR channel 1.

Table 2 Calibration coefficients for the NOAA AVHRR

Channel No.	G		I	
	This work	NESS	This work	NESS
1	0.1249	0.1063	-1.360	-3.846
2	0.1377	0.1075	-1.851	-3.877

Table 3 Calibration coefficients for the change in surface albedo over reference sites

Surface albedo over		Channel 1		Channel 2	
		G	I	G	I
snow	90	0.1249	-1.360	0.1377	-1.851
sea	90	0.1289	-2.979	0.1248	-2.716
	85	0.1167	-0.876	0.1290	-1.421
	80	0.1086	-0.397	0.1203	-0.995

3. 2 校正係数に対する感度解析

校正係数を決定する際に仮定した積雪面と海面の反射率について設定値を変化させ、地表面反射率評価に与える影響を検討した。

Table 4 に求められた校正係数を、また Fig. 2 に 地表面反射率と輝度データとの関係を示す。無積雪の陸地の反射率を対象とする場合、積雪面の反射率を80~90%とすると地表面反射率は1%以下の誤差となり、ほとんど問題は生じない。一方、海面の反射率を3~6%とすると4%程度の誤差を生じる。しかし海面の反射率は、太陽高度により比較的誤差なく決定できるので、これらの仮定値による校正係数の誤差は小さいと思われる。

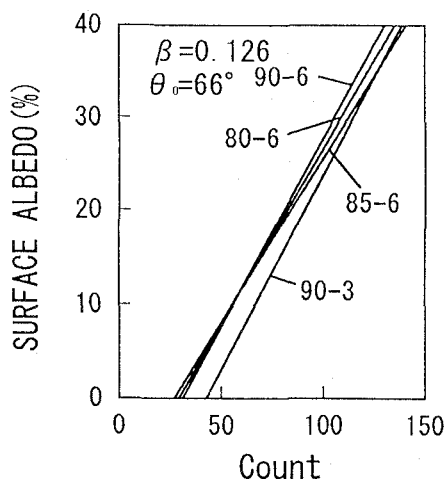


Fig.2 The effects of assumed surface albedo over snow-covered surface and sea surface on the relationship between count value and surface albedo for the AVHRR channel 1.

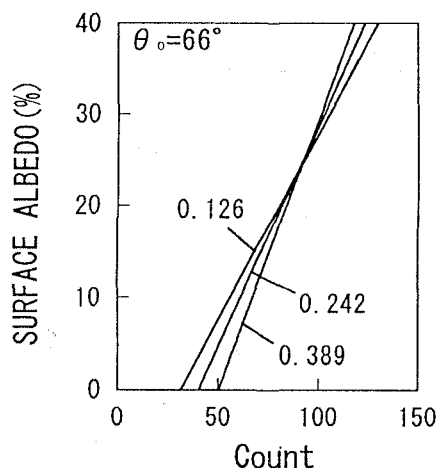


Fig.3 The effects of turbidity on the relationship between count value and surface albedo for the AVHRR channel 1

一方、放射伝達方程式に入力する大気混濁係数は、エアロゾルの総量を代表するもので、場所・時間によってその値が異なる。一般に都市部において大きな値を示し郊外では小さい。Yamamotoら¹⁰⁾ は冬期の平均値として東京で 0.147、館野で 0.059と計算している。本研究では対象地域全域が館野における値に等しいとして地表面反射率の算出を行っており、大気混濁係数の違いによる誤差が考えられる。そこで放射伝達方程式に入力する大気混濁係数を変化させて、地表面反射率の算出にどの程度影響があるのかを検討した。Fig. 3 に大気混濁係数を 0.126、0.242、0.389 と変化させたときの輝度レベルと地表面反射率との関係を示した。輝度レベルが小さい場合には大気混濁係数が高いほど地表面反射率は小さくなり、逆に輝度レベルが約90（地表面反射率は約24%）を越えると大気混濁係数は地表面反射率を高く評価する方に働いている。積雪がない場合の地表面反射率は 6~40%の範囲であるので、地表面反射率が高い地域と低い地域で影響が大きいといえる。大気混濁係数が 0.389 と 0.126 の場合では地表面反射率が 10 ~15% のとき、(0.126 の場合を基準にして) 4 ~7% の誤差がでる。都市域は比較的地表面反射率が低く、大気混濁係数の影響を受けやすいので、放射伝達方程式の解法に際して正確な大気混濁係数を入力する必要があることがわかる。したがって、正確な地表面反射率の算出のためには、評価地点近くに直達日射量の測定データがあること、またはその測定を行っておくことが必要である。また、広範囲にわたる地表面反射率の決定に際しては、極端な大気汚染がない比較的清浄な観測日を選び、大気混濁係数が場所によって

大きく異なることがないようにする必要がある。さらに、大気補正計算において仮定したエアロゾルの複素屈折率は不確定な点が多く、正確な設定のための研究が必要である。

3. 3 地表面反射率分布の算出

3. 3. 1 北海道中央部の地表面反射率

以上の手続きにより算出された北海道中央部の冬期（1986年3月4日13時）地表面反射率を Fig. 4 に示す。石狩川流域の雪原地帯が 62 %以上の高い反射率を示している。一方、札幌市街部は40%以下の反射率を示しており、特に市の中心部では、25%以下の非常に低い反射率となっている。これは、除雪により道路面が露出していることや、建物の壁面の影響のためと思われる。また、千歳及び苫小牧地域はほとんど積雪が無いため、10~31%の低い値となっている。なお積丹半島の明確な輪郭が見られず、不規則な低反射率の地点が見られるのは、この時刻に積丹半島上空に雲があったためである。

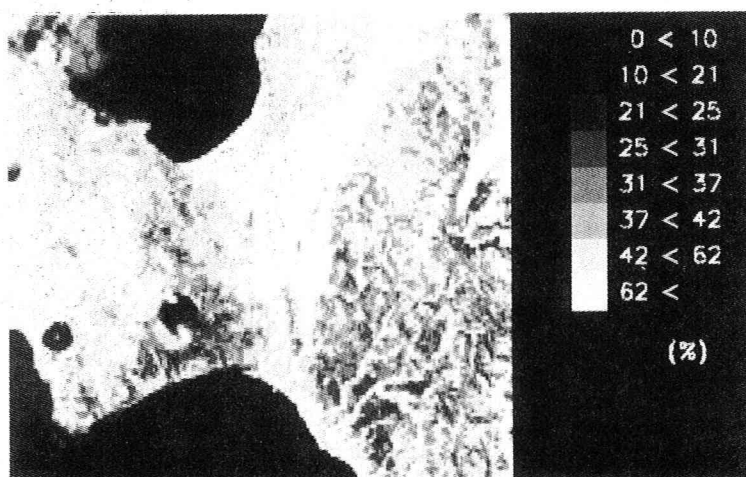
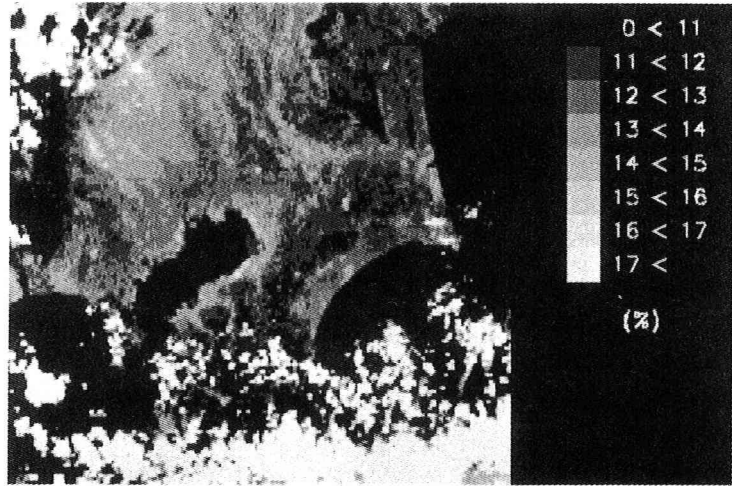


Fig. 4 Surface Albedo Map of Central Hokkaido for 13:00, 4 Mar. 1986

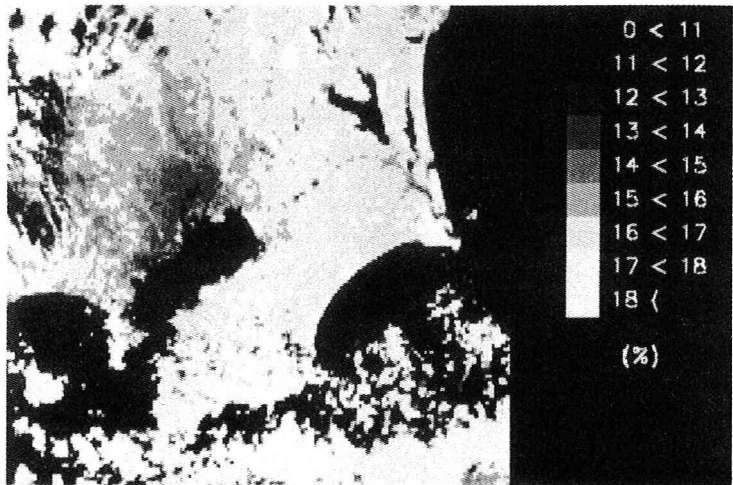
3. 3. 2 関東

1987年12月3日に関東地方を観測したNOAA-9の輝度データから以上に述べた方法により地表面反射率分布を算出した。チャンネル1での地表面反射率 (Fig. 5(a)) は、陸域で 10 ~ 13 %、海面で 5~8 %となった。この波長域では市街地と郊外の地表面反射率の差は小さく、ただだか3%程度である。チャンネル2での地表面反射率 (Fig. 5(b)) は、全体にチャンネル1のそれよりも大きく、陸域で 10 ~ 20 %、海面で 8~10%となった。また、この波長域では、市街地と郊外との反射率の差が比較的大きく、市街地の拡がり、森林の分布等との対応も見ることができる。Fig. 5(c)は、両チャンネルの平均値を示したものである。Vukovichら¹¹⁾ は、両チャンネルの平均値を太陽放射スペクトル全域に対する地表面反射率としているが、両チャンネルの重みづけは地表面状態によって異なると考えられ、この値がいわゆるブロードバンドアルベードに等しいかどうかは検討が必要である。

(a)



(b)



(c)

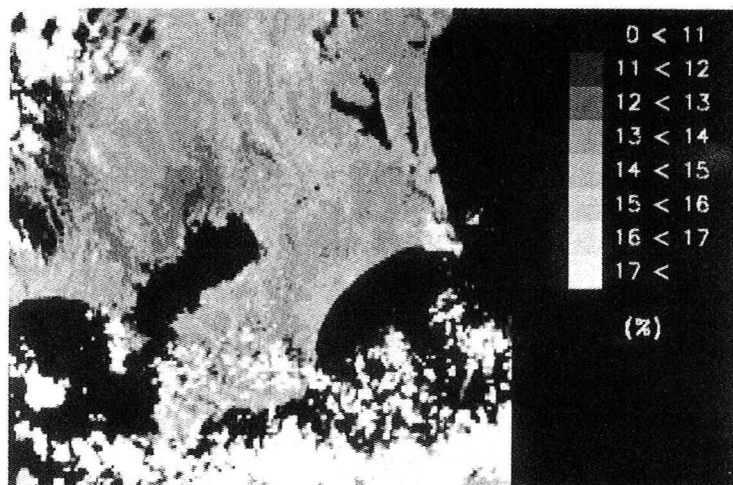


Fig. 5 Surface Albedo Map of Kanto Area for 13:00, 3 Dec. 1987

(a) Channel 1, (b) Channel 2, (c) Average

4. 結論

本研究の結論は以下のとおりである。

- (1) 衛星データから地表面反射率を算出する方法について提案した。方法は、大気混濁係数の測定データから放射伝達方程式を解く「大気補正」と、海面、雪面上の観測データからセンサーの較正係数を得る「キャリブレーション」とからなる。
- (2) 求められた較正係数は打ち上げ前の値と異っており、打ち上げ前の較正係数を用いると地表面反射率の正確な評価ができない。
- (3) 本研究で求められた較正係数について感度解析を行い、キャリブレーションに用いたデータのうち、雪面、海面の地表面反射率の仮定は大きな誤差を生じないこと、むしろこの方法では、評価点近くの大気混濁係数が得られない場合に生じる大気補正の誤差の方が問題となることを示した。
- (4) 提案した方法によって、冬期の道央地域、関東地域の地表面アルベード分布を求めた。

参考文献

- ¹⁾ N.T.Tapper, P.D.Tyson, L.F.Owens and W.J.Hastie(1981) : Modeling the Winter Urban Heat Island Over Christchurch, New Zealand, J. Appl. Meteor., 20, 365-376.
- ²⁾ Kaufman, Y.J. and Joseph, J.H (1982) : Determination of Surface Albedos and Aerosol Extinction Characteristics From Satellite Imagery, J. Geophys. Res., 87(C2), 1287-1299.
- ³⁾ Brest, C.L. (1987) : Seasonal Albedo of Urban/Rural Landscape from Satellite Observations, J. Climate Appl. Meteor., 26, 1169-1187.
- ⁴⁾ Fourin and C.Gautier (1987) : Calibration of NOAA-7 AVHRR, GOES-5 and GOES-6 VISSR/VAS Solar Channels, Remote Sens. Environ., 22, 73-101.
- ⁵⁾ S.G.Warren and W.J.Wiscombe (1981) : A Model for the Spectral Albedo for Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols, J. Atmos. Sci., 37, 2734-2745.
- ⁶⁾ R.E.Payne (1972) : Albedo for Sea Surface, J. Atmos. Sci., 29, 959-970.
- ⁷⁾ G.Yamamoto, M.Tanaka and S.Ohta (1974) : Heating of the lower troposphere due to absorption of the visible solar radiation by aerosols, J. Meteor. Soc. Japan, 52, 61-68.
- ⁸⁾ S.Ohta, N.Murao, and T.Moriya (1990) : Evaluation of Absorption Properties of Atmospheric Aerosols at Solar Wavelength Based on Chemical Characterization, Atmos. Environ., 24A(6), 1409-1414.
- ⁹⁾ 中島映至 : 大気放射とエアロゾル、地球規模大気環境問題シンポジウム報告集、国立公害研究所
- ¹⁰⁾ G.Yamamoto, M.Tanaka and K.Arao (1968) : Hemispherical Distribution of Turbidity Coefficient as Estimated from Direct Solar Radiation Measurements, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 287-298.
- ¹¹⁾ F.M.Vukovich, D.L.Toll and R.E.Murphy (1987) : Surface Temperature and Albedo Relationships in Senegal Derived from NOAA-7 Satellite Data, Remote Sens. of Environ., 22, 413-421.