

衛星画像を用いた分光反射率と光学的厚さの同時推定

Simultaneous Estimation of Surface Reflectance and Optical Depth from Satellite Imagery

飯倉善和*, 木村一星**

Yoshikazu Iikura*, Issei Kimura*,

*弘前大学大学院

*Hirosaki University

キーワード： エアロゾル分布 (aerosol distribution), 放射伝達コード (radiative transfer code), 大気補正 (atmospheric correction), 陰影補正 (illumination correction), 物理モデル (physical model)

連絡先： 〒 036-8561 弘前市文京町 3 弘前大学 理工学部 知能機械工学科
飯倉善和, Tel.: (0172)39-3682, Fax.: (0172)39-3682, E-mail: iikura@cc.hirosaki-u.ac.jp

1. はじめに

1972 年のランドサット 1 号の打ち上げ以来、これまで膨大な衛星データが蓄積されている。光学センサによる衛星データは画像化することにより、地上の対象物を容易に認識できるため現状を把握する手段としての利用価値は高い。しかし、対象をより定量的に把握するには、正確に地図と重ね合わせ（幾何補正）、データを物理量（分光反射率）に変換（放射量補正）する必要がある¹⁾。しかし、一般にはこれらの補正が正確に行われた衛星画像は提供されてこなかったため、利用者によって必要な処理が個別に行われてきた。

衛星画像の放射量補正では大気や地形の影響を考えなければならない^{2,3)}。原理的な補正方法は知られているが、不確定な要素が多く含まれているため、実用的な補正方法は未だに確立していない。とくに、空間的に変動するエアロゾルや周りの斜面からの照り返しなどの影響は

ほとんど考慮されてこなかった。

これらの問題に対して、本研究室では簡便でかつ精度の評価が可能な幾何法（最適化法）⁴⁾、照り返し光の精密な推定アルゴリズム⁵⁾、およびエアロゾルの空間分布推定法⁶⁾などを含んだ衛星画像処理システムの開発に取り組んできた。本発表では、このシステムの概要を紹介するとともに、現在開発している分光反射率と光学的厚さの同時推定法のアルゴリズムを検討する。

2. 衛星画像処理の概要

前処理、最適化法による精密幾何補正および大気・地形効果補正という処理の流れと、処理に必要なデータの種類を Fig. 1 に示す⁷⁾。本節では、次節以降で検討する大気・地形効果補正以外の内容を簡単に紹介する。

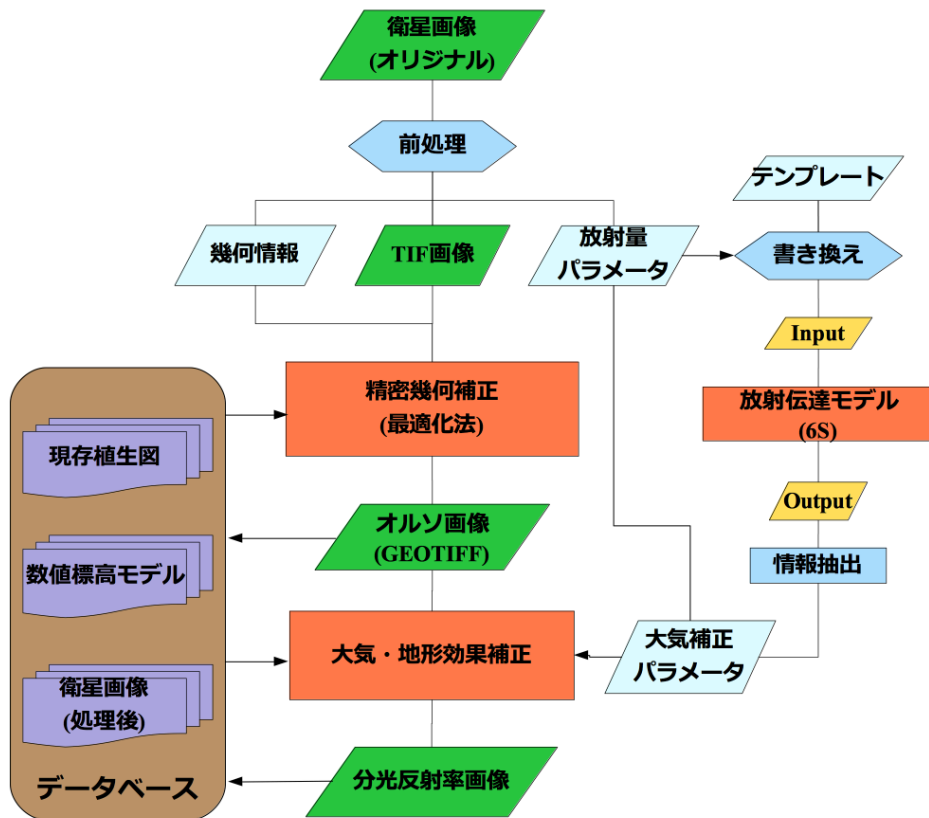


Fig. 1 衛星画像処理の流れとデータベース.

2.1 処理の流れ

衛星画像のフォーマットはデータの種類や配布機関によって様々な形式が存在する。代表的なフォーマットとしてはバンドごとにファイルが分割される CEOS-BSQ、複数のバンドが一つにまとめられている HDF、TIFF 画像に地図座標情報を附加した GEOTIFF の3つがあげられる。また処理レベルには、未補正、システム補正、オルソ補正などがある。これらのデータを効率的に処理するために、前処理において処理に必要なパラメータを抽出し、画像のフォーマットを統一した。

衛星画像の幾何補正には、衛星の取得方法に起因し標高に依存する位置ズレの補正を、地図上の基準点とあわせこむ精密補正と同時に行なう必要がある。光学センサの場合にはオルソ補正、合成開口レーダの場合には倒れ込み補正がこれにあたる。

飯倉らは、システム補正後の衛星画像に対するオルソ補正や倒れ込み補正の簡便な方式⁸⁾を提案するとともに、数値標高モデルを利用したシミュレーション画像を参照画像として面相関法により精密補正を行う方法(最適化法)⁶⁾を提案してきた。最適化法を同時に複数の地点に適用することにより、推定した位置ズレの統計量から、幾何補正の精度を評価できる。

物理的なモデルによる修正を加えることにより、システム補正後の画像ばかりでなく、未補正の衛星画像に対しても高い精度の幾何補正が実現できることが示されている。また、位相限定相関法を用いた効率的な方法を検討中である⁹⁾。幾何補正に関しては、UNIXのシェルスクリプトとIDLのバッチ処理を組み合わせた自動化を実現している。

2.2 データベースの構築

本研究では、衛星画像を世界測地系 (WGS84) の UTM 座標系に統一して処理を行う。衛星画像の精密補正には衛星画像に対応した数値標高モデル (DEM) や植生図等のラスターデータを利用する。しかし、フルシーンの衛星画像を読み込んだ上で同サイズの DEM や陰影画像を作成し、さらに各種解析を行うには数 G バイトのメモリを必要とする。そのため、本研究では、すべてのラスターデータを 10kmx10km の単位で処理することにした。

DEM の作成には、国土地理院発行の基盤地図情報 10m メッシュ (標高) を用いた。緯度経度座標に基づいた GML ファイルをラスターデータに変換して GEOTIFF ファイルとして保存した。また植生図は環境省自然保護局生物多様性センター発行の第 5 回までの現存植生調査に基づくベクターデータ (SHAPE ファイル) をラスター化して用いた。データファイル名は次のように設定した。

- DEM : kiban??_???.tif
- 植生図 : veg??_???.tif

ここで、ファイル名の ??_??? の部分には領域毎に左下の UTM 座標値 (x, y) を 10km 単位で利用する。

数値標高モデルから作成される視野域、天空視野要素、流域などのデータや衛星画像を処理して得られる各種データも同じ形式で保存する。現在、データベースとしての機能を充実させるため GUI を用いた対話型処理や各種検索方法を充実させているところである¹⁰⁾。

3. 大気・地形効果補正

本節では、大気補正の原理と放射伝達コード 6 S¹¹⁾ に基づく大気パラメータの計算方法を示す。まず平坦な地形における大気補正を紹介

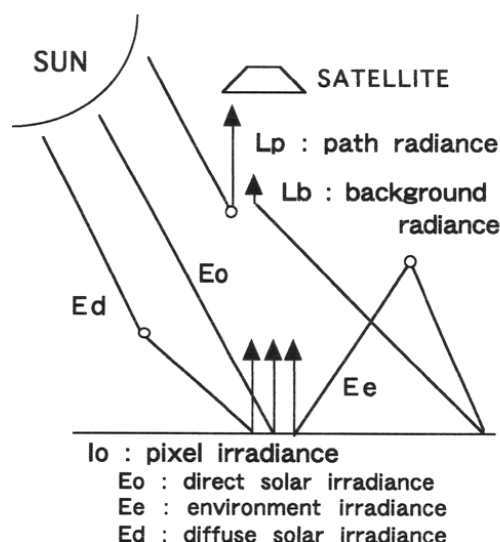


Fig. 2 衛星データの物理モデル

してから、起伏のある地形における補正の概要を示す。

3.1 補正の原理

衛星画像の大気および地形効果補正は、衛星センサに入力する放射輝度値 L_s の物理的なモデルに基づいて行なう必要がある。Fig.2 に示すように L_s は、対象とする画素からの反射光、パスラディアンズ L_p 、背景放射 L_b から構成される。

$$L_s = T_s \rho I_o / \pi + L_p + L_b \quad (1)$$

ここで ρ は反射率、 T_s は対象面から衛星までの透過率である。対象とする画素への放射照度 I_o は直達日射照度、天空光 (拡散放射照度) E_d 、環境光 E_e からなる。

$$I_o = E_o T_\theta \cos \theta + E_d + E_e \quad (2)$$

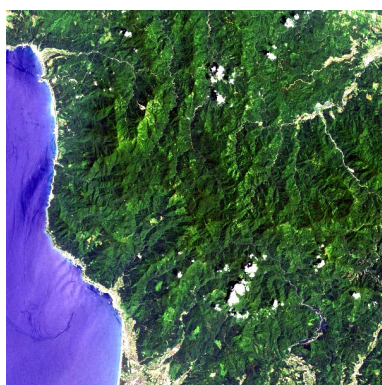
ここでは θ は太陽天頂角、 T_θ 太陽から対象面までの透過率、 E_o は大気上端での太陽放射照度である。これら二つの式から、反射率は次のように表される。

$$\rho = \frac{\pi(L_s - L_p - L_b)}{T_s(E_o T_\theta \cos \theta + E_d + E_e)} \quad (3)$$

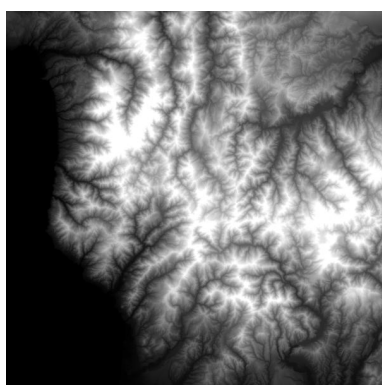
大気の状態が一様と考えられる場合でも、 L_p 、 E_d などのパラメータに標高による違いを考慮し

なければならない。また L_b および E_d には大気と地表間での光のやりとりを考える必要があり、その計算には天空反射率 (spherical albedo) S と周りの平均的な反射率 $\bar{\rho}$ が必要となる。

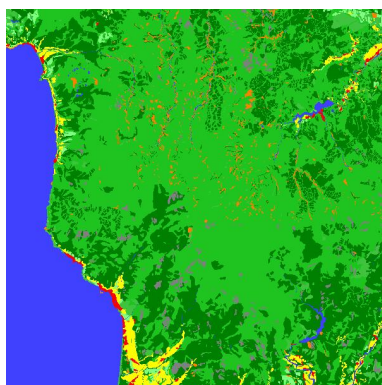
3.2 利用したデータ



(a) true color composite



(b) digital elevation model



(c) Vegetation map

Fig. 3 Data of Shirakami mountainous region

Table 1 ランドサット ETM+の校正係数

No.	1	2	3	4	5	7
a	-6.2	-6.4	-5.0	-5.1	-1.0	-0.35
b	0.776	0.796	0.619	0.965	0.126	0.044

Fig.3 に利用するデータを紹介する。衛星画像は 2002 年 6 月 30 日に撮影されたバルク補正後のランドサット ETM+データ (パス 108、ロウ 32) である (いわゆる標準処理データ)。このデータに精密幾何補正とリサンプリングを行って、UTM 座標系上の正射投影画像 (36kmx36km) を切り出した。衛星データ (デジタルカウント値 DN) から放射輝度値 L_s への変換 (校正係数) は、データに付属するファイルに記載されている値 (Table 1) を利用した。

$$L_s = a + bDN \quad (4)$$

気象庁・過去の気象データ検索ページから撮影当日の気象条件を入手した。青森県・深浦の観測所は晴れ、午前 9 時の視程 15 km で午後 3 時に 12 km となっている。これは、550nm における光学的厚さに換算すると、0.30~0.35 に対応する。

3.3 6S を用いた補正パラメータの推定

本研究では衛星画像に対する大気パラメータを放射伝達モデル 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)¹¹⁾ を用いて推定する。6S は可視・反射赤外リモートセンシングに特化した放射伝達方程式を用いて衛星データの大気効果を計算するコンピュータコードであり、代表的な衛星センサーの応答関数や標準大気モデルが組み込まれているため使いやすい物となっている。

6S により大気パラメータの推定を行う為には、太陽-対象-衛星の幾何的な関係や大気モデル等の条件を設定する必要がある。Fig.4 に 6S への入力ファイルの例を示した。ここでは対象を含めた周りの反射率を一様 (0.06) としているが、非一様な場合の設定も可能である。

```

0 (User Condition)
26.2 123.6 0.0 0.0 6 30 (Sun-Target Sensor Geometry)
2 (Mid Latitude Summer)
2 (AEROSOLS MODEL : Maritime)
0 (Optical thickness at 550nm )
0.3 (0.0)
-0.0 (0.0~4.0) (TARGET ALTITUDE IN KM)
-1000 (SATELLITE CASE)
138 (Landsat ETM+ Band 1)
0 (HOMOGENEOUS CASE)
0 (no DIRECTIONAL EFFECTS)
0 (Reflectance)
0.06
-1 (No Atmospheric correction)

```

Fig. 4 入力ファイルの例

```

With aerosol at the altitude of 0.0km
.....
* irr. at ground level (w/m2/mic) *
* direct solar irr. atm. diffuse irr. environment irr *
* 983.359 505.178 16.794 *
* rad at satel. level (w/m2/sr/mic) *
* atm. intrin. rad. background rad. pixel radiance *
* 48.691 7.945 17.533 *
* rayleigh aerosols total *
* spherical albedo : 0.13476 0.07986 0.18614 *
* optical depth total: 0.17643 0.31376 0.49019 *
.....

Without aerosol at the altitude of 4.0km
.....
* irr. at ground level (w/m2/mic) *
* direct solar irr. atm. diffuse irr. environment irr *
* 1502.420 96.857 8.794 *
* rad at satel. level (w/m2/sr/mic) *
* atm. intrin. rad. background rad. pixel radiance *
* 22.853 1.573 27.390 *
* spherical albedo : 0.09061 nan 0.09122 *
* optical depth total: 0.10962 0.00000 0.10962 *
.....

```

Fig. 5 出力ファイルの例

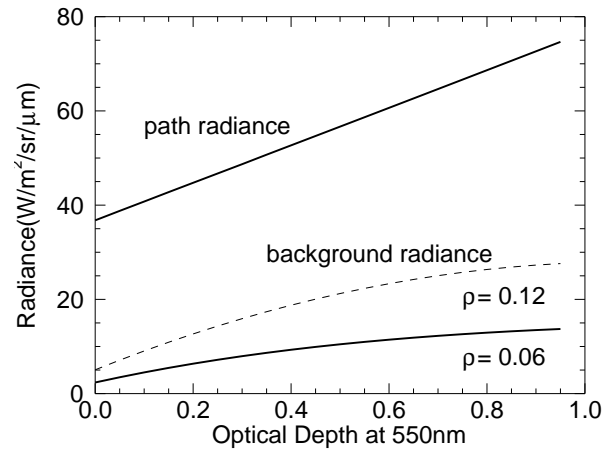


Fig. 6 光学的厚さと衛星での放射輝度

この入力に対する 6 S の出力の一部を Fig.5 に示す。比較のため、エアロゾルの光学的厚さが 0.3(at 550nm) で対象の高度が海拔 0 m の場合と、エアロゾルがなく高度が 4000m の場合を示した。ここで direct solar irradiance は式における $E_o T_\theta \cos \theta$ の値である。また、光学的厚さ (optical depth total τ_{total}) およびガス成分の上向き \uparrow および下向き \downarrow の透過率 T_{gas} から、 T_s および T_θ は次のように計算される。

$$T_s = T_{gas\uparrow} \exp(-\tau_{total}) \quad (5)$$

$$T_\theta = T_{gas\downarrow} \exp(-\tau_{total} / \cos \theta) \quad (6)$$

これらのパラメータを用いれば衛星センサで探知する放射輝度 L_s から地表面の反射率を決定することができる。

ところで、衛星画像の大気補正を行う場合、一般に大気的光学的厚さ、標高、周りの平均的な反射率は画素ごとに異なる。異なる条件で大気補正パラメータを 6 S を用いて毎回計算するのは時間がかかる。次に、これらの条件を簡単な近似式で求める方法を示す。

3.3.1 光学的厚さの取り扱い

Fig.6 に海拔 0 m を対象とした場合の光学的厚さと衛星で検知する放射輝度の関係を示した。パスラディアンスは光学的厚さにほぼ比例して

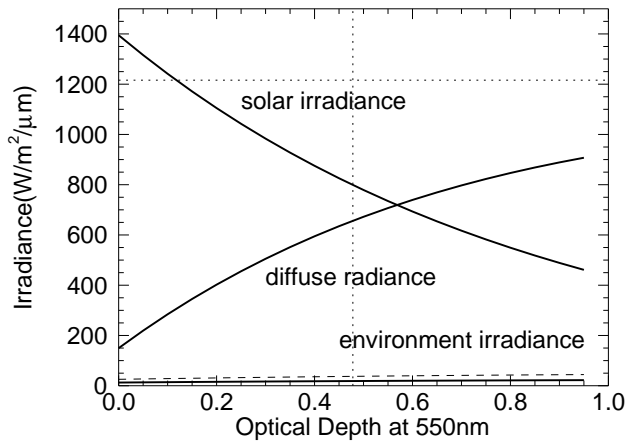


Fig. 7 光学的厚さと地表面での放射照度

増加するが、背景放射輝度は増加率が減少する。なお後述するように背景放射輝度は周りの平均的な反射率にも依存する。

Fig.7には光学的厚さと地表面での放射照度の関係を示した。光学的厚さが増すに従って日射照度は減少していくが、天空光 (diffuse irradiance) は増加する。環境光は背景放射照度と同様に周りの平均的な反射率にも依存する。ここではこれらの値を小さく設定した (0.06 と 0.12) ため低い値となっている。

これらの関係を2次式で重回帰分析したところ、非常によい近似が得られた。そこで、これらの大気パラメータは光学的厚さの2次関数として利用することにした。

3.3.2 標高の取り扱い

気温と気圧の鉛直分布から大気分子によるレイリー散乱の大気パラメータに対する影響は高い精度で予測できる。しかし、エアロゾルの鉛直分布は、高い高度ではその影響が無視できる以外には予測できない。そこで標高に対する光学的厚さの影響は線形で近似することにした。これにより得られる実データを詳細に解析すること (標高と光学的厚さの空間分布等) によりエアロゾルの高度分布に対する情報が得られる可能性がある。

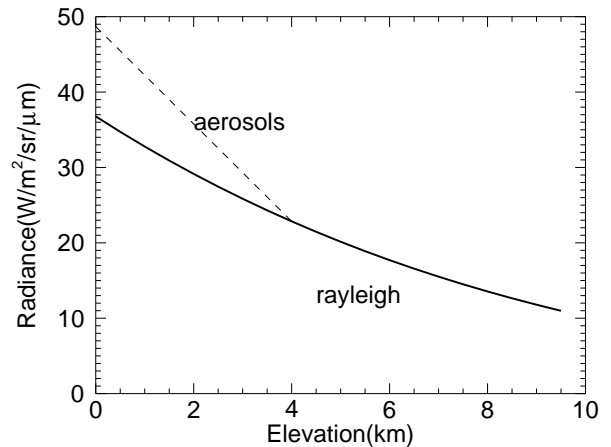


Fig. 8 パスラディアンスの標高依存性

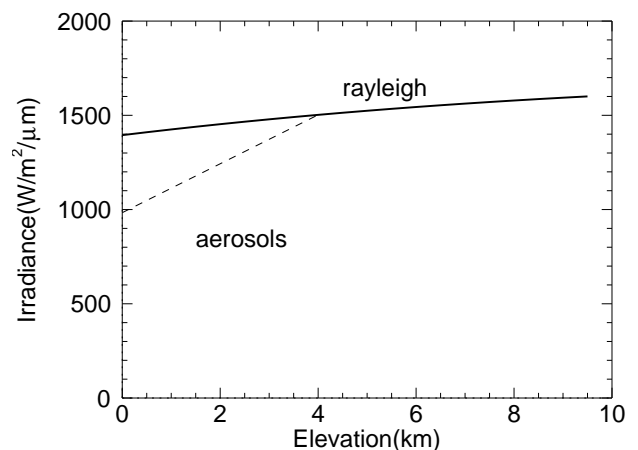


Fig. 9 直達日射照度の標高依存性

Fig.8 にパスラディアンスの標高依存性を示す。実線は大気分子のみによる寄与 (レイリー散乱) である。海拔 0m において大気的光学的厚さを 0.3 に設定した場合のパスラディアンスから海拔 4000m の実線上の値に引いた破線を補正には利用する。Fig.9 は直達日射照度の標高依存性である。パスラディアンスとは逆にエアロゾルにより直達日射は減少する。その他の大気パラメータについても線形で近似することとした。

3.3.3 周りの反射率の影響

6S では見かけの反射率 ρ^* は天空と地表面間の複数回の反射を考慮して以下のように定式化している。

$$\rho^* = \rho_a + \frac{T_\theta + \tau_{d\downarrow}}{1 - \bar{\rho}S} (\rho T_s + \bar{\rho} \tau_{d\uparrow}) \quad (7)$$

ここで $\tau_{d\downarrow}$ と $\tau_{d\uparrow}$ はそれぞれ下向きおよび上向きの散乱透過率 (diffuse transmittance) である。 ρS を十分小さいとして $1 + \rho S \simeq 1/(1 - \rho S)$ とすれば真の反射率 ρ は次のようになる。

$$\rho = \frac{\rho^* - \rho_a - (1 + \bar{\rho}S)(T_\theta + \tau_{d\downarrow})T_s \bar{\rho} \tau_{d\uparrow}}{T_\theta T_s + \tau_{d\downarrow} T_s + \bar{\rho} S (T_\theta + \tau_{d\uparrow} T_s)} \quad (8)$$

式(3)と比較することにより、背景放射輝度と環境放射照度は天空反射率 S (spherical albedo) と周りの平均的な反射率 $\bar{\rho}$ の影響を受けることがわかる。

$$L_b = E_s T_\theta (1 + \bar{\rho}S) \bar{\rho} \tau_{d\uparrow} / (\pi \cos \theta) \quad (9)$$

$$E_e = E_s \bar{\rho} S (T_\theta + \tau_{d\downarrow}) \quad (10)$$

したがって、基準となる ρ_0 における値を計算しておけば任意の $\bar{\rho}$ にたいする値は次のように計算できる。

$$L_b(\bar{\rho}) = L_b(\rho_0) \frac{(1 + \bar{\rho}S)\bar{\rho}}{(1 + \rho_0 S)\rho_0} \quad (11)$$

$$E_e(\bar{\rho}) = E_e(\rho_0) \bar{\rho} / \rho_0 \quad (12)$$

3.4 地形の影響

¹²⁾ 地形が与える要因として最も大きな要因は調達日射照度が地表面に入射する角度によって変化することである。地表面の斜度と方位をそれぞれ α と δ とし、太陽天頂角と方位をそれぞれ θ と A とすれば太陽入射角の余弦は次のように表される。

$$\cos \beta = \cos \theta \sin \alpha + \sin \theta \cos(A - \delta) \quad (13)$$

従って、直達日射照度 E_{dir} は平坦な地表面に対する $E_{dir}(\theta)$ に対して次のように計算できる。

$$E_{dir}(\beta) = E_{dir}(\theta) \cos \beta / \cos \theta \quad (14)$$

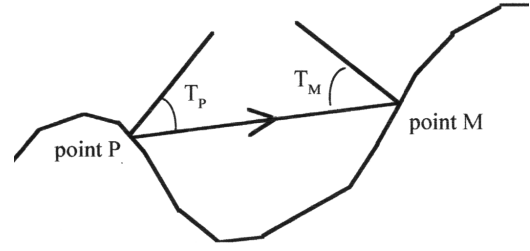


Fig. 10 起伏のある地形での放射照度

さらに地形の影響は放射照度の式(3)に示す天空光 E_d や環境光 E_e が天空が覆われることにより影響を受け、かつ周りの斜面からの照り返し光 E_t が加わる。

天空光は等方的な成分と非等方的な成分に分けられる。非等方的な成分の多くは太陽方向からもたらされる。一方、等方的な成分は天空から一様に降り注ぎ、地形による影響は天空視要素 V_d を用いて表される。

$$V_d = \int_0^{2\pi} [\cos \alpha \sin^2 H_\phi + \sin \alpha \cos(\phi - \delta) \cdot (H_\phi - \sin H_\phi \cos H_\phi)] d\phi \quad (15)$$

ここで H_ϕ は各方向 ϕ における地平線の仰角、 α と δ は地表面の斜度と方位角である。これらの要素から天空光 $E_d(\beta)$ は平坦な地形における天空光 $E_d(\theta)$ などを用いて次のように表される。

$$E_d(\beta) = E_d(\theta) \{T_\theta \cos \beta + (1 - T_\theta \cos \theta) V_d\} \quad (16)$$

次に照り返し光を検討する。注目する画素 M における照返し光を厳密に計算するには、M から見通せるすべての画素 (P) すなわち視野域からの寄与 $L(p)$ を距離や入射角等を考慮して足し合わせなければならない。

$$E_{PM} = (L_{PM} d_S \cos T_M d_{SP} \cos T_P) / r^2 \quad (17)$$

$$E_t = \sum E_{PM} \quad (18)$$

この計算を全画素に対して行うには膨大な計算量が必要となり不可能と言われてきた²⁾。その

ため地形構成要素 C_t を用いた近似的な取り扱いが行われてきた^{13,14)}。

$$E_t \simeq \pi C_t \bar{L}_s \quad (19)$$

これに対して、飯倉は交差線分から作成する被覆平面を利用して不可視領域を体系的に同定する高速なアルゴリズムを開発した。FORTRAN プログラムを作成し、MacBookAir の gfortran で実装した。データベースの DEM (1000x1000) に適用したところ、以下の結果を得た。

- 一般アルゴリズム：23 day/枚
- 提案アルゴリズム：0.6 day/枚

提案したアルゴリズムは一般のアルゴリズムに比べて40倍高速に処理できる。しかし、1枚のDEMに半日以上の処理時間がかかる。ランドサットTMの場合には300枚以上のDEMが必要となり、毎回、視野域を計算するには、処理時間をさらに短くする必要がある。

衛星画像の大気地形補正を行うたびに視野域の計算をするよりも、あらかじめ視野域を計算しておけばよいというのは自然な発想である。しかし、視野域は画素毎に作られるので、1000x1000のすべての画素に対して視野域を保存すると次に示すように膨大な量となる。現在、視野域の効率的な圧縮方法を検討中である。

4. 非一様なエアロゾルによる影響

4.1 同時推定法の提案

前節では、大気の補正パラメータがわかれば衛星で検知する放射輝度から地表面の反射率が決定できることを示した。ところで反射率が一般的な地表面の衛星画像に現われる放射輝度値の違いは大気の影響(エアロゾルの空間分布)によるものである。このとき反射率が既知であれば、放射輝度から大気のパラメータ(エアロゾルの光学的厚さ)を推定することは原理的に可能である。ただし、逆問題となるため解の探索

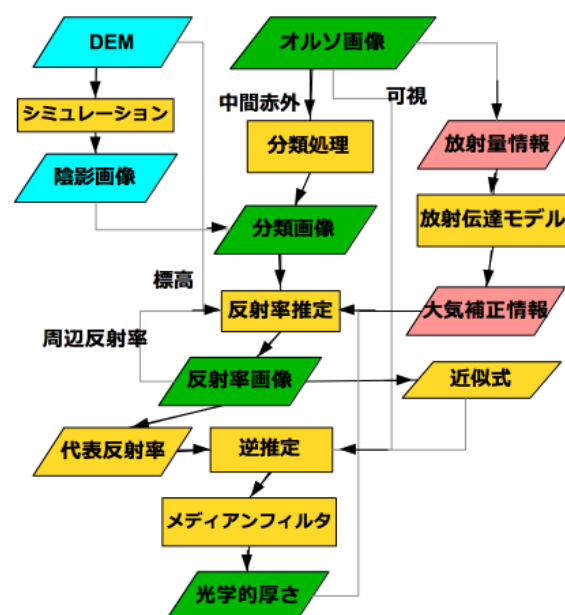


Fig. 11 大気補正処理の流れ

に時間がかかることに注意しなければならない。

Fig.12 に大気補正の処理の流れを示す。まず、衛星画像を地表面からの放射輝度が一定と考えられるクラスに分類する。衛星画像が大気の影響の小さい中間赤外域にバンドを持つ場合にはそのデータを利用することができる。あるいは、直達日射照度と各種分類図(現存植生図など)を組み合わせることもできる。

次に衛星画像における平均的なエアロゾルの光学的厚さと分光反射率を用いて、画素ごとに放射輝度値から反射率を計算する。このとき、光学的厚さを変化させてえられる分光反射率も計算し、反射率と光学的厚さの関数関係を推定できるようにする。得られた分光反射率のクラスごとの分布から代表値を決定する。各画素の分光反射率の代表値からのズレから設定した関数関係を用いて光学的厚さを推定する。

得られた光学的厚さを画像上でメディアンフィルタを用いて平均化し、その値をその場所の光学的厚さとする。平均化された光学的厚さと放射輝度値を用いて各画素ごとの分光反射率を再計算する。ここで得られた分光反射率と光学的

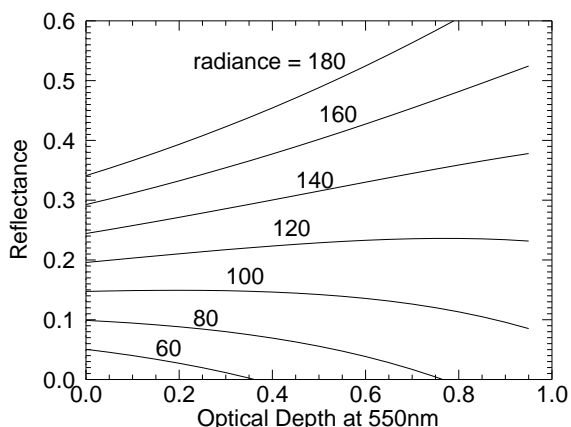


Fig. 12 分光反射率と光学的厚さの関係:放射輝度値による影響

厚さの情報を用いて衛星画像の再分類を行い、上記の処理を繰り返す。

4.2 分光反射率と光学的厚さの関係式

Fig.13 に光学的厚さと分光反射率のグラフを示した。衛星で検知される放射輝度値毎に、一本の線（等放射輝度線）が引ける。放射輝度値が高い場合には、光学的厚さが大きいほど日射の影響は小さくなるため反射率は大きくなければならない。一方、放射輝度値が低い場合には、パスラディアンスの影響が大きくなるため同じ反射率でも光学的厚さが大きいほど放射輝度は高くなる。ここでは 60 から 180 までを 20 刻みで示した。このグラフにより一つの放射輝度値に対して光学的厚さが定めれば 6 S による計算により分光反射率を決定することができることがわかる。

一方、Fig.14 に示すように放射輝度が 80 の場合、等放射輝度線を利用して分光反射率から光学的厚さを推定できる。はじめに光学的厚さを 0.25 と設定して、分光反射率を 0.085 と推定したが、分光反射率が 0.063 と修正されたので光学的厚さの推定値が 0.45 になったことを示している。

実際の計算では分光反射率を光学的厚さの 2

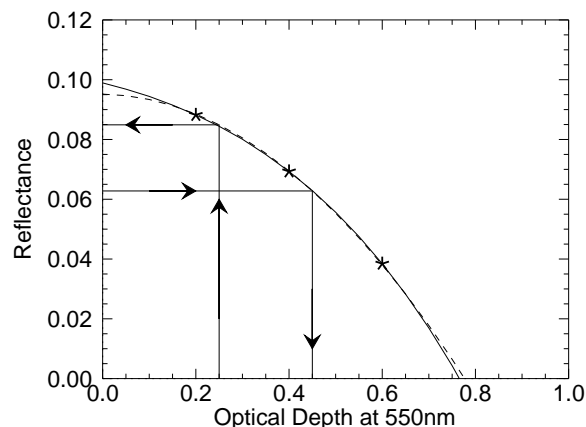


Fig. 13 光学的厚さと分光反射率の同時推定法

次式で近似して解を求める。破線は光学的厚さが 0.2、0.4、0.6 の時の値を使って作成した 2 次式であり、この範囲でよく一致している。放射輝度値が 140 以上でも同様の解析が可能である。

問題となるのは放射輝度値が 100 120 の場合である。等放射輝度線が水平に近い場合、光学的厚さから分光反射率は高い精度で推定できるが、逆は難しくなる。等放射輝度線は標高、周りの平均的な反射率、地形などにより形状が異なる。現在この問題に対する対策を検討中である。

5. おわりに

物理モデルに基づいて地表面の分光反射率を求めるための方法を検討した。提案する方法は非一様なエアロゾルの空間分布にも対応することが可能で、しかもその推定を反射率の推定と同次に行えるものである。今後、実データに適用してその有効性を検証していきたいと考えている。

謝辞：本研究は以下の助成を受けて行ったものです。ここに関係者に謝意を表します。

平成 25 年度 JST 研究成果最適展開支援プログラム (フィージビリティスタディ) 「衛星画像を用いた分光反射率データベースの作成とその応用」

参考文献

- 1) K. I. Itten and P. Meyer: Geometric and radiometric correction of TM data of mountainous forested areas, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, **31**-4, 764/770 (1993)
- 2) C. Proy, D. Tanre and P.Y. Deschamps : Evaluation of topographic effects in remotely sensed data, *Remote Sensing of Environment*, **30**, 21/32 (1989)
- 3) S. Sandmeier and K. I. Itten : A physically-based model to correct atmospheric and illumination effects in optical satellite data of rugged terrain, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, **35**-3, 708/717 (1997)
- 4) 飯倉善和: 数値標高モデルを用いたランドサット TM 画像の幾何補正の最適化, *日本リモートセンシング学会誌*, **22**-2, 189/195 (2002)
- 5) Y. Iikura : Topographic effects observed in shadowed pixels in satellite imagery, *Proceedings of IGARSS* (2002)
- 6) Y. Iikura : Precise Evaluation of Topographic Effects in Satellite Imagery for Illumination Correction, *Proceedings of IGARSS* (2008)
- 7) Y. Iikura : Radiometric Calibration of Landsat, Atmospheric correction of satellite images over rugged terrain, *Proceedings of IGARSS* (2012)
- 8) I. Kimura, Y. Iikura: Automation of Atmospheric and Illumination Correction of Satellite Images , *Proceedings of ISRS 2013* , 366/369 (2013)
- 9) Y. Iikura : Practical orthorectification of system corrected satellite images and its validation, *Proceedings of IGARSS* (2012)
- 10) 木村一星, 飯倉善和: ランドサット TM 画像の精密幾何補正に対する統計量に基づく乱数を利用した位相限定相関法のマスク処理, *日本リモートセンシング学会第 53 会学術講演会論文集* , 233/234 (2012)
- 11) 飯倉善和: 衛星画像処理のための地形パラメータデータベースの構築, *日本リモートセンシング学会第 56 会学術講演会論文集* , 161/162(2014)
- 12) E. Vermote et al.: 6S Manual Part I , 6S User Guide Version 3, November (2006)
- 13) M. Sugawara, S. Tamba, Y. Iikura : Physically Based Evaluation of Reflected Terrain Irradiance in Satellite Imagery for Illumination Correction, *Selected Topics in Applied Computer Science*, 10th WSEAS International Conference on Applied Computer Science, 226-233 (2010)
- 14) R. Richter,: A Spatially Adaptive Fast Atmospheric Correction Algorithm , *Int. J. Remote Sensing*, **17** , 1201/1214 (1996)