

地表面アルベドプロダクト作成技術の紹介と GMS-5 データへの適用
An Introduction to Ground Surface Albedo Product and its Application in GMS-5

奥山 新*
OKUYAMA Arata*

Abstract

The Meteorological Satellite Center (MSC) has created ground surface albedo product as a part of its cooperation in a climate project called the Sustained, Co-Ordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring (SCOPE-CM), which is led by WMO. One objective of the SCOPE-CM is the continuous and sustained provision of high-quality Essential Climate Variables on a global scale. MSC adopted the algorithm for ground surface albedo retrieval developed by the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). The implementation of this algorithm is contributing to the retrieval and provision of albedo product that is globally consistent. This article introduces the algorithm and the details of the product, which is based on GMS-5 data.

要旨

気象衛星センターでは、WMOが主導する気候研究プロジェクトであるSCOPE-CMへの協力の一環として、地表面アルベドプロダクトの作成を行った。作成に際してはEUMETSATから技術導入を行い、これをGMS-5のデータに適用した。SCOPE-CMは全球にわたって均質な気候プロダクトを持続的に提供することを目的としたプロジェクトであり、EUMETSATとアルゴリズムを共有することはその目的にかなっている。本稿ではそのアルゴリズム及びプロダクトの内容について紹介する。

1. はじめに

気象衛星データを気候研究に利用しようとする計画としては International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) や Global Precipitation Climatology Project (GPCP) 等が知られているが、比較的近年設立されたもののひとつとして Sustained, Coordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring (SCOPE-CM) がある。SCOPE-CM は

WMO が主導するプロジェクトであり、Global Climate Observing System (GCOS) が提唱する "Essential Climate Variables (ECV)" を作成・提供するシステムを、Global Observing System (GOS) 及び Global Space-based Inter-Calibration System (GSICS) といった既存の枠組みを活用して構築することを目指している (WMO, 2009)。SCOPE-CM では "Fundamental Climate Data Records (FCDR)" と "Thematical Climate Data Records (TCDR)" という

* 気象衛星センターデータ処理部システム管理課
(2010年12月3日受領、2011年6月14日受理)

二つの概念を提唱している。

FCDR は再校正・再処理された衛星観測データ、TCDR はFCDR から算出される地球物理学的なパラメータ、いわゆるプロダクトとして定義されている。GSICS の成果としてFCDR が得られ、これを元にSCOPE-CM でTCDR を作成するという計画である。

TCDR に対応するものとして現在 5 種類のパイロットプロダクトが定義されている。このうち AMV 及び晴天放射場プロダクトは気象庁が中心となって進めていくこと、また地表面アルベドプロダクトについても気象庁は European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) と協力することが 2008 年 4 月の SCOPE-CM (当時は R/SSC-CM) Planning meeting で決定された。これを受けて気象衛星センターでは、GMS-5 の地表面アルベドプロダクト作成のために EUMETSAT から提供されたソースコードを導入した。

SCOPE-CM における地表面アルベドプロダクトは EUMETSAT 及び気象庁がそれぞれ個々の静止気象衛星データから作成している。これらはレベル 2 プロダクトと呼ばれる。将来的にはこのレベル 2 プロダクトを複数連結し、レベル 3 と呼ばれる全球プロダクトとする計画である。独自開発ではなく技術導入を行うことは、各衛星について同一のアルゴリズムでレベル 2 プロダクトを作成することになり、整合性のあるレベル 3 プロダクトを作成することができる。なお、レベル 2 からレベル 3 への結合処理は EUMETSAT で行うことが予定されている。表 1 に GMS-5 で作成したレベル 2 プロダクトの諸元を示す。

本稿はこの地表面アルベドプロダクトの内容とその算出アルゴリズムの紹介を目的とする。プロダクト作成には複数の論文が関連しているが、本稿ではそれらの論文をまとめ、結果のみを紹介するよう努めた。アルゴリズムに重点を置いているが、晴天判別の手法やエラー評価等、他の業務でも利用し得る分野についても述べる。詳細な理論的背景については Pinty et al. (2000a)や Pinty et al. (2000b)を参照されたい。

表 1 GMS-5 での地表面アルベドプロダクトの諸元。
他の衛星でも作成範囲以外の要素は同じである。

作成範囲	赤道上東経 140° 地点を中心として、衛星天頂角が 70° 以下の領域
データ期間	プロダクト 1 つの作成に 10 日間のデータが必要
使用データ	(校正済みの)可視チャンネルデータ
解像度	衛星直下点で 2.5km
プロダクト格納要素の概要	<ul style="list-style-type: none"> ・地表面の反射率 ・非等方反射を表すパラメータ ・エアロゾルの光学的厚さ ・これらの誤差推定値

2. アルベドとは

アルベドとは地表面が太陽光を反射する割合を指すが、一般に地表面での光の反射は単純な鏡面反射や Lambert 反射ではない。そのため衛星データから地表面の性質を推定するためには反射の非等方性を考慮する必要がある。そこで以下ではアルベドについてももう少し詳しく定義する。

例えば植生や土壌の状態によっては、後方散乱にあたる方向で太陽光の反射が特徴的に強く観測される、ホットスポットと呼ばれる現象が知られている。こうした非等方性を表す方法の一つは、入射方向と出射方向を引数とする関数である双方向反射率分布関数(Bidirectional Reflectance Distribution Function: BRDF)によって反射率を定義することである。本稿では衛星天頂角、太陽天頂角、及び衛星と太陽の相対方位角を引数とし、地表面特性を表す 3 つのパラメータを持つ関数で BRDF をモデル化する。

BRDF は地表面反射の非等方性を表してはいるが、例えば気候学的な研究にとっては必ずしも扱いやすいパラメータではない。そこで Directional and Hemispherical Reflectance (DHR) 及び Bi-Hemispherical Reflectance (BHR)と呼ばれる 2 種類の

地表面反射率について紹介する。いずれも BRDF を角度方向に積分した値を用いて定義され、地表面反射の非等方性を扱いやすくするのに役立つ。

DHR 及び BHR は、いずれも水平な地表面における上向き放射と下向き放射のフラックスの比で定義される。両者の違いは大気による散乱光の考慮の有無である。DHR では散乱は考慮せず、従って太陽天頂角が決まれば地表面特性のみに依存する。BHR は散乱を考慮するため、地表面特性と太陽天頂角だけではなく、大気の散乱特性にも依存する。地表面アルベドプロダクトでは、散乱光が全天で等方的と仮定したときの BHR を求める。以下ではこのパラメータを BHRiso と書く。BHRiso は DHR を全立体角について平均した値にあたり、地表面特性のみに依存する。

DHR は端的に言えば、太陽光のうち直達光のみがある場合の地表面反射率であり、BHRiso は全天で等方的な散乱光のみがある場合の地表面反射率にあたる。現実世界の地表面での反射はこれら二つの間にあると考えることができ、それは Blue sky albedo と呼ばれることもある。これらのパラメータについては Pinty et al. (2005) に詳しく述べられている。

地表面アルベドとしては、地球観測衛星 AQUA 及び TERRA 双方に搭載された Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) データから NASA が作成したプロダクト(Strahler et al., 1999)(Schaaf et al., 2002)がよく知られている。本稿における DHR と BHRiso は、MODIS のプロダクトにおいて”Black sky albedo”及び”White sky albedo”と呼ばれているパラメータにそれぞれ対応する。なお、慣例的に可視チャンネル観測値を規格化した値を「アルベド」と呼ぶこともあるが(例えば NOAA KLM USER'S GUIDE)、以下で言及する「アルベド」にはその意味は含まず、DHR や BHR 等を包括的に指すことにする。

3. アルゴリズム

地表面アルベドプロダクトの算出には 10 日間の可視チャンネルデータを累積し用いる。地表面の状態を探るためにはある程度の期間にわたる晴天時の衛星観測データが必要となるが、逆にあまりに長い期間のデータを用いようとするとその間に地表面の状態が変化する可能性が高くなる。データ累積の期間は両者のトレードオフによって決定されている。赤外チャンネルデータは用いない。

処理の流れとしては、①晴天判別、②日別アルベド値の算出、③10 日間の日別アルベド値合成、という 3 段階を経る。本プロダクトは地表面をターゲットとしているため、主に陸域を対象として①～③の処理を行う。以下ではこれらの各処理の概要について説明する。

3.1 地表面モデル

まず以下の晴天判別およびアルベドの算出で重要となる地表面の BRDF を式(1)の ρ_{sfc} で定義する。式(1)は Pinty et al. (2000a)で RPV モデルとして紹介されている。

$$\begin{aligned} \rho_{sfc}(\theta_0, \theta, \phi; \rho_0, \rho_c, \Theta, k) \\ = \rho_0 M_I(\theta_0, \theta; k) F_{HG}(g; \Theta) H(G; \rho_c) \end{aligned} \quad (1)$$

where

$$M_I(\theta_0, \theta; k) = \frac{\cos^{k-1} \theta_0 \cos^{k-1} \theta}{(\cos \theta_0 + \cos \theta)^{1-k}},$$

$$F_{HG}(g; \Theta) = \frac{1 - \Theta^2}{(1 + 2\Theta \cos g + \Theta^2)^{3/2}},$$

$$H(G; \rho_c) = 1 + \frac{1 - \rho_c}{1 + G},$$

$$\cos g = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos \phi,$$

$$G = (\tan^2 \theta_0 + \tan^2 \theta - 2 \tan \theta_0 \tan \theta \cos \phi)^{1/2}$$

ρ_0 は地表面の反射率のうち角度方向に依存しない成分を表す。 k, Θ, ρ_c はいずれも地表面反射の非等方性を表すパラメータである。 k は関数が上に凸か下に凸かを決める定数であり、 Θ は前方散乱と後方散乱

の寄与の程度を、 ρ_c は2章で述べたホットスポットの効果を表す。ここで ρ_c は0.15に固定している。 θ_0 と θ はそれぞれ太陽天頂角と衛星天頂角、 ϕ は太陽と衛星の相対方位角であり衛星の真後ろに太陽が位置する場合を0とする。 θ_0 , θ , ϕ の関係を模式的に図1に示す。

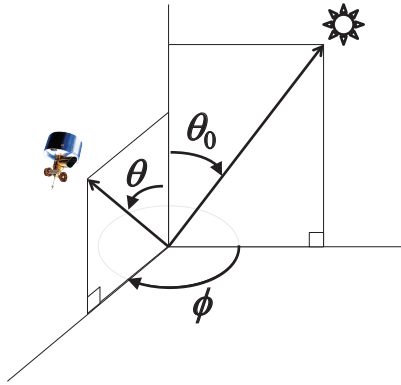


図1 太陽天頂角 θ_0 、衛星天頂角 θ 、太陽と衛星の相対方位角 ϕ の関係

Lambert 散乱のように反射特性が等方的な地表面は M_I , F_{HG} , H の積が1の場合に対応する。なお、この陸面モデルは気象衛星センターのエロゾルプロダクトの一部でも用いられている。

3.2 晴天判別

衛星の観測データから晴天・曇天を判別する手法については、例えば赤外センサが観測した輝度温度やその差分値、あるいは観測値の空間一様性を求めてそれらに閾値を設けることで判別するという手法が一般的に知られている。しかしその場合、複数の閾値の調整やパラメータの設定には任意性を伴うことがある。そこで本稿では可視チャンネルのデータのみによる手法を用いる。必ずしも任意性を完全に排除できるわけではないが、よりシンプルな手法として紹介する。

衛星から地上のある地点を観測する場合を考える。仮に一日中晴天の場合、衛星による可視チャンネルの観測値は朝夕に暗く太陽天頂角に応じて滑ら

かに変化する関数となることが予想される。そこでここではある地点の観測値を式(2)でモデル化する。式(2)は式(1)をもとにしており、第1式両辺の対数を取ると $\ln(r_0)$, k_m , b_m の一次式となるように簡略化したモデルである。

$$y_{DCP}(\theta_0, \theta, \phi; r_0, k_m, b_m) = r_0 M_I(\theta_0, \theta, k_m) F_M(g, b_m) H(G, \overline{y_m})$$

where

$$M_I(\theta_0, \theta, k_m) = \frac{\cos^{k_m-1} \theta_0 \cos^{k_m-1} \theta}{(\cos \theta_0 + \cos \theta)^{1-k_m}}, \quad (2)$$

$$F_M(g, b_m) = \exp(-b_m g),$$

$$H(G, \overline{y_m}) = 1 + \frac{1 - \overline{y_m}}{1 + G}$$

y_{DCP} は観測される反射率の推定値、 $\overline{y_m}$ は衛星による観測値の1日平均である。 r_0 , k_m はそれぞれ式(1)の ρ_0 , k に対応するが、同じ値とは限らない。 b_m は式(1)の $F_{HG}(g; \Theta)$ を近似するために便宜的に設けたパラメータである。 r_0 , k_m , b_m は観測地点によって異なり、また同一地点であっても地表面の状態次第では日によって異なる値を取る。 r_0 , k_m , b_m は式(2)の y_{DCP} と衛星観測値の差が最小となるように最小二乗法を解くことで決めることができる。このとき第1式両辺の対数を取れば単純な3変数の線形方程式に還元することができる。

曇天域や雲の影を観測した場合は観測値が式(2)から大きく外れる。そこでこうした晴天以外の観測データを除外することを考える。最小二乗法の残差の2乗和を σ_{LSM}^2 で定義し、閾値 σ_{DCP}^2 を設ける。GMS-5の場合は $\sigma_{DCP}^2 = 0.15 \overline{y_m}$ とする。 σ_{LSM}^2 が σ_{DCP}^2 より小さい場合は σ_{LSM}^2 算出に用いた観測値を晴天とみなすが、そうでない場合は残差が最大になる時刻の観測値を曇天域または雲の影とみなして除外する。残った観測値について再び r_0 , k_m , b_m , $\overline{y_m}$ と σ_{LSM}^2 及び σ_{DCP}^2 を求め、 $\sigma_{LSM}^2 < \sigma_{DCP}^2$ となるまで繰

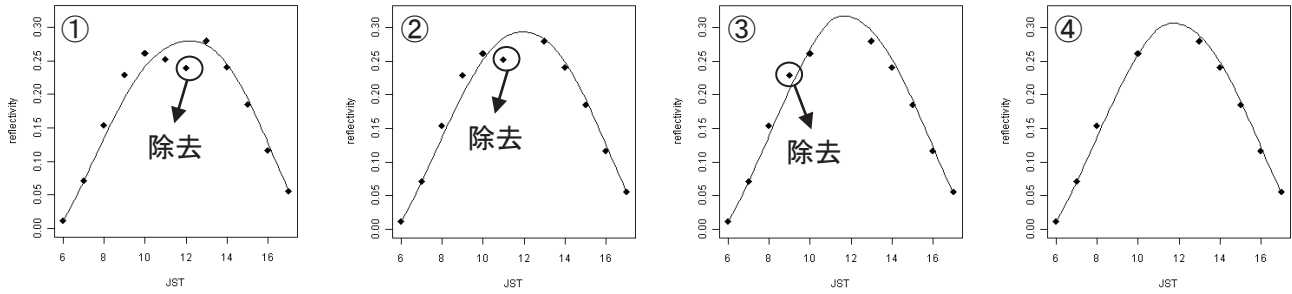


図 2 晴天判別の一例。横軸は時刻 (JST)、縦軸は可視チャンネルの観測値 (反射率) を示す。黒丸は衛星による実際の観測値である。曇天時データの除去の様子を①～④図に順を追って示す。まず観測値が得られた 12 の時刻について最小二乗法で式 (2) のパラメータ r_0 , k_m , b_m を求める。 r_0 , k_m , b_m から算出した反射率の推定値 y_{DCP} を実線で示す。①図ではまだ十分に最小二乗法の残差が小さくない。そのため残差が最も大きな点を 1 点取り除き、残った 11 点について再度パラメータを求め、反射率を推定し直す (②図)。同様の操作を繰り返したところ、この例では残りの点が 9 点になったところで残差が閾値よりも小さくなった (④図)。そのためこれら 9 点を晴天時のデータとみなし、アルベドの算出に用いる。

り返す。もしデータ数が一定数以下になるまで続けた後も依然として残差が大きい観測値が残る場合、その地点はその日 1 日曇天であったとみなしてアルベド算出の対象外とする。データ数の最小値は 6 としている。言い換えれば 6 時刻以上のデータが晴天と判断された日のデータについて、アルベド算出処理を行う。以上の手順を図 2 として模式的に示す。

3.3 日別アルベド値の算出

アルベドの算出では単純化した放射伝達モデルを用いて衛星観測値をシミュレーションし、観測値と計算値との誤差が最小となるようなパラメータの組み合わせを探す。以下ではまず放射伝達計算のモデルについて説明した後、最適解の探索方法について述べる。

3.3.1 放射伝達モデル

放射伝達モデルについては、計算を高速化するために大気吸収と散乱を分けて扱うこととし、大気を吸収層と散乱層との 2 層で近似する (図 3)。この仮定は、NASA を始めとする研究者グループが開発した放射計算コード 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)(Vermote et al., 1997)でも用いられているものである。モデルの大

気成分としては水蒸気・オゾン・エアロゾルを考慮する。

本稿で扱う簡略化した放射伝達モデルでは、衛星が観測する反射率を y とすると y は式(3)で表される。

$$\begin{aligned}
 y(\mu_0, \mu, \phi; \mathbf{x}, \mathbf{b}) &= T_g(\mu_0, \mu; \mathbf{b}) \times [\rho_a(\mu_0, \mu, \phi; \tau) \\
 &\quad + \rho_0 \rho_s(\mu_0, \mu, \phi; \mathbf{x})] \\
 \text{where} & \\
 \mu_0 &= \cos \theta_0, \quad \mu = \cos \theta, \\
 \mathbf{x} &= \{\tau, \rho_0, \Theta, k\}, \quad \mathbf{b} = \{U_{H2O}, U_{O3}\} \quad (3)
 \end{aligned}$$

y は衛星と太陽の位置関係及び地表面と大気の状態に依存する関数となる。 \mathbf{x} は地表面及びエアロゾルについてのパラメータであり、以下ではまとめて状態ベクトルと呼ぶ。 τ はエアロゾルの光学的厚さである。エアロゾルの光学特性・粒径分布等については、放射伝達モデル”6S”で定義されている”dustlike”, “water-soluble”, “soot” の 3 種類のエアロゾルの混合によって定義される大陸性粒子を仮定している。詳細は Vermote et al.(1997)を参照されたい。 \mathbf{b} は大気吸収に関するパラメータであり水蒸気及びオゾンの鉛直積算量 (U_{H2O} と U_{O3}) を表す。また T_g は大気透過係数である。右辺の大括弧の

中は大気の散乱と地表面での反射の寄与を表す。 ρ_a は前者に対応し、仮想的に地表面による反射が無いとした場合における大気上端での上向きと下向きフラックスの比で表される。 ρ_s は ρ_{sfc} を散乱層上端での反射率に変換した値である。 T_g 及び ρ_a, ρ_s はあらかじめ指定した $\theta, \theta_0, \tau, k, \Theta$ について計算しておく。実際のコーディングに際しては計算精度向上のために ρ_a 及び ρ_s の値そのものではなく、式(1)を踏まえてこれらを角度方向に Fourier 展開したときの係数を Look Up Table (LUT) に格納している。LUT の引数を表 2 に示す。モデルの詳細については Pinty et al. (2000a) を参照されたい。

なお、レベル 3 プロダクトの作成を踏まえると、LUT を作成する放射伝達計算コードは全ての衛星について同一のものであることが望ましい。そのため GMS-5 についても EUMETSAT で作成した LUT を使用している。

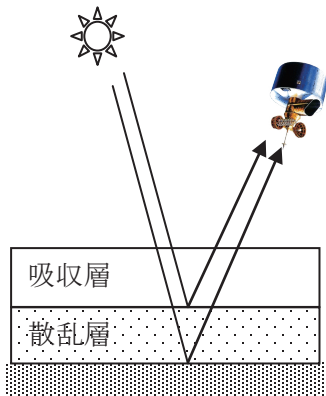


図 3 放射伝達モデルの概念図

式(3)のうち既知のパラメータは $\theta, \theta_0, \phi, \mathbf{b}$ である。水蒸気は Japanese Re-Analysis 25 years (JRA-25) を、オゾン NASA が Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)/EarthProbe 観測値から算出した鉛直積算値を用いている。JRA-25 は 6 時間値、TOMS データは日別値である。LUT の参照時は θ, θ_0, ϕ については誤差が充分小さいとして表 2 掲載の離散値に丸めるが、水蒸気量とオゾンについては線形内挿を行う。未知数は状態ベクトル \mathbf{x} の 4 変数であるが、このうち ρ_0 は他の 3 変数が決まれば衛星観測値と計算値 y

についての最小二乗法によって求めることができる。 ρ_0 以外の 3 変数 τ, k, Θ については式(3)に陽に現れないため最小二乗法で推定することはできない。そこで以下では状態ベクトルを推定する手法について紹介する。

表 2 T_g 及び ρ_a, ρ_s 算出用 LUT の引数

既知のパラメータ	
θ, θ_0	0~70° まで 2° 刻み
ϕ	0~180° まで 10° 刻み
U_{H_2O}	0.05, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 8.0 (鉛直積算量[g/cm ²])
U_{O_3}	0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4 (鉛直積算量[cm atm])
推定量 (状態ベクトル)	
k	0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0
Θ	-0.3, -0.25, -0.2, -0.15, -0.1, -0.05, 0.0
τ	0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0

3.3.2 地表面アルベドの推定

地表面アルベドの推定は 1 日に観測された晴天時の観測データに基づいて行う。最適な状態ベクトルを求めるための指標として、統計量 χ^2 を式(4)で定義する。

$$\chi^2 = \sum_{t=1}^{N_y} \left(\frac{y_m(t) - y(t; \mathbf{x}, \mathbf{b})}{\sigma_y} \right)^2 \quad (4)$$

ここで $y_m(t)$ は観測値、 N_y は晴天データの個数、 σ_y は観測データに含まれる誤差の標準偏差である。 σ_y は検出器の観測誤差、データのデジタル化に伴う誤差、位置あわせに伴う誤差、放射伝達計算に伴う誤差をもとにあらかじめ見積もっておく。 χ^2 はある状態ベクトルに基づく計算値と観測値との一致度の指標とみなせる。

表2に挙げた状態ベクトルのさまざまな組み合わせについて χ^2 を求め、 χ^2 が最小となる時の状態ベ

クトルをその日 1 日の観測データに最適な状態ベクトルとする。単純に RMSE 等を指標として用いることもできるであろうが、 χ^2 を用いることで信頼度やエラー幅の見積りに役立つ。例えば 1 日中晴天かつ観測誤差が少ないデータと、「晴れときどき曇り」のような天候でかつイメージャの精度に問題がある場合とでは、前者の事例から得られた解の方が、後者に比べて信頼できると考えるのが自然である。 χ^2 を用いることでそうした状況を定量的に評価できる。

ここで誤差が正規分布に従うとすれば、 $y_m(\mathbf{t})$ は平均が $\mathbf{y}(\mathbf{t}; \mathbf{x}, \mathbf{b})$ 、分散が σ_y^2 の正規分布に従う。このとき χ^2 は自由度が $N_y - N_x$ のカイ 2 乗分布に従うことが知られている。 N_x は状態ベクトルの未知数の個数でこの場合は 3 である。

例として自由度が 10 のときに χ^2 が従う確率密度関数を図 4 に示す。図 4 によれば、 χ^2 の値は 8 付近の値をとる確率が最も高いことがわかる。確率密度関数の形は自由度によって異なり、自由度が大きくなるにつれて χ^2 のピークも大きくなる。

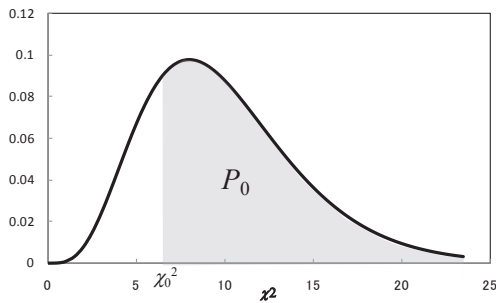


図 4 自由度 10 のときのカイ 2 乗分布の確率密度関数。灰色部分の面積が χ_0^2 に対応する P_0 。

また一般に、ある χ_0^2 について $\chi^2 > \chi_0^2$ となる確率 P_0 は式(5)で表される。 ν は系の自由度、 Γ はガンマ関数である。 P_0 はいわば、ある状態ベクトル \mathbf{x}_0 に対応して χ_0^2 が得られたときに、状態ベクトルが真値と合致している確率に対応する。例えば $\chi_0^2 = 20$ のときの P_0 を求めると約 3%となる。これは言い換えれば χ^2 の値が偶然 20 以上の値を取る確率はわず

か 3%、という意味である。このことから、 P_0 を状態ベクトル \mathbf{x}_0 の信頼度とみなす。

$$P_0 = 1 - \frac{1}{2^{\nu/2} \Gamma(\nu/2)} \int_0^{\chi_0^2} e^{-a/2} a^{\nu/2-1} da \quad (5)$$

3.3.3 エラーの推定

前項までの手法によって、1 日の観測データから状態ベクトルが求まる。ここでは得られた状態ベクトルのエラーの見積もり手法を紹介する。簡単な方法としては、例えば 10 日間のデータから得られた複数の状態ベクトルについて分散を求めてこれをエラーとみなすことも考えられる。しかしそれはいわば数個の標本についての標本分散である。そこで本稿では状態ベクトルの母集団を想定し、統計に基づいてその性質を評価する手法について述べる。なお、詳細については Govaerts(2007)を参照されたい。

求められた状態ベクトル \mathbf{x}_0 は必ずしも真値そのものではない。観測値 y_m に含まれる誤差の影響があるため、 \mathbf{x}_0 も真値にノイズが加わった値と捉えるべきである。言い換えれば χ^2 が最小となる場合だけではなく、最小値より誤差 σ_y の寄与分だけ χ^2 が大きな場合についても誤差の範囲内とみなして許容し得る。ここでは結果だけを示すが、誤差の影響を考慮した χ^2 を $\chi^2(P_a, \nu)$ とするとき、 $\chi^2(P_a, \nu)$ は不等式(6)を満たす値として定義することができる。

$$\chi^2(\mathbf{x}_0) + t_{Pa}(\infty) \langle \chi^2(\mathbf{x}_0) \rangle \leq \chi^2(P_a, \nu) \quad (6)$$

ここで $\langle \chi^2(\mathbf{x}_0) \rangle$ は充分大きな数の事例について算出した $\chi^2(\mathbf{x}_0)$ の平均値である。また $t_{Pa}(\infty)$ は自由度 ∞ の Student の t 分布で $P=P_a$ となるときの t の値である。コーディングに際しては $\langle \chi^2(\mathbf{x}_0) \rangle$ 及び複数の P_a と ν に対応する χ^2 をあらかじめ求めておき、その中から式(6)を満たす P_a を探して用いる。こうして求めた $\chi^2(P_a, \nu)$ について、状態ベクトルの集合 L_{σ_y} を式(7)で定義する。 L_{σ_y} はいわば許容し得る解 (Acceptable solutions) の集合である。 $\chi^2(P_a, \nu)$ と $\chi^2(\mathbf{x}_0)$ 、 L_{σ_y} の関係を模式図として図 5 に示す。

$$L_{\sigma_y} = \{ \mathbf{x} \mid \chi^2(\mathbf{x}) \leq \chi^2(P_a, \nu) \} \quad (7)$$

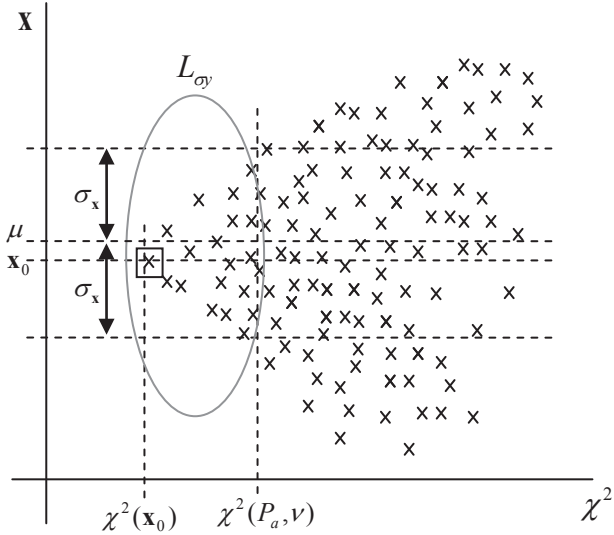


図5 $\chi^2(P_a, \nu)$ と $\chi^2(\mathbf{x}_0)$ 、 L_{σ_y} の関係の模式図。Govaerts(2007)をもとに作成した。縦軸は状態ベクトルを模式的に1次元で示し、横軸に χ^2 をとる。図中の点は表2に挙げた様々な状態ベクトルの組み合わせに対して式(4)で求めた χ^2 の値を示す。四角で囲んだ点は χ^2 が最小となる時の状態ベクトル \mathbf{x}_0 である。また観測誤差 σ_y から求められる閾値を $\chi^2(P_a, \nu)$ とし、概念的に集合 L_{σ_y} を灰色の丸に含まれる点として表す。 μ は母集団の平均値、 σ_x は μ の信頼区間の幅を示す。

さてここで L_{σ_y} をノイズが重畳した状態ベクトルの集合という母集団から抽出した標本とみなし、母集団の平均値(=状態ベクトルの真値)を信頼係数 P_a で区間推定することを考える。 L_{σ_y} に含まれる状態ベクトルの個数を N_L とすると、信頼区間の幅 σ_x は式(8)で表される。

$$\sigma_x = \sqrt{t_{Pa}^2(N_L - 1)s^2 + \left(\frac{\partial y(t; \mathbf{x}, \mathbf{b})}{\partial \mathbf{x}} \frac{\Delta \mathbf{x}}{2} \right)^2} \quad (8)$$

$t_{Pa}(N_L-1)$ は自由度 N_L-1 のt分布において $P=P_a$ となる時のtの値である。 s^2 は標本分散であり L_{σ_y} から求められる。母集団の分散とは異なることに注意されたい。なお第2項は表2によって状態ベクトルを離散化したことに伴う補正項であり、 $\Delta \mathbf{x}$ は離散化の幅である。

3.4 算出値の合成

3.2節、3.3節の処理を対象とする全観測地点について10日間分繰り返すことで、晴天データが抽出された日ごとに状態ベクトルが得られる。最終的にプロダクトとしては、10日間のうち P_0 が最大となる日の状態ベクトルを採用する。ただし実際のコーディングに際しては、 P_0 の値がほぼ同じ日が複数ある場合は ρ_0 の値が小さい方を採用する。これは、雲がある場合は晴天域に比べると衛星からは明るく観測される傾向にあるため、誤って雲域を採用してしまう可能性を少しでも減らすことを意図している。採用された P_0 の値と、状態ベクトルから算出したBHRisoとDHR、及びこれらのエラー値がプロダクトに格納される。

4. プロダクト

得られたプロダクトの一例を図6に示す。カラーバーはEUMETSATが作成したものであるが、おおむね砂漠域や植生域、海域と対応していると見られる。東南アジア域やインドネシア等では算出地点が少ないが、これは曇天が多く十分な数の晴天データが確保できなかったためである。これらの地域の中には比較的大きなアルベドが算出されている地点もあるが、これは空間的・時間的に一様な雲を誤って晴天域として抽出してしまった可能性もある。また興味の対象は陸面であるが、海面についてもアルベドは算出される。海陸判定を行っているわけではないが、図中の海岸線は現実のものとはほぼ一致している。ただし海上におけるアルベドはあくまで付随的

に算出されたに過ぎず、精度の保証はできない。理由としては、エアロゾルとして仮定している大陸性粒子は海上には不適切であることと、式(3)のモデルでは海上風速を考慮していないことが挙げられる。海面の反射率は風速に依存するため、これを考慮しない場合は反射率の誤差が大きくなる。図 6 に対応する P_0 の値を図 7 に示す。オーストラリアや中国内陸部といった、図 6 においてアルベドが比較的稠密に算出された地域ほど P_0 の値が大きく、逆に算出地点がまばらになるに従って P_0 の値も小さくなる傾向にあることがわかる。これはある程度晴天データ数が多い方が、信頼性も高まることを示している。またプロダクトは衛星の観測条件の影響も受ける。例えばオーストラリアでは、ある境界線を境に P_0 の値が異なっている。これは太陽天頂角が 70° 以下の領域について算出するという制約を設けたときに、この境界線の東西で衛星による観測回数異なるためである。GMS-5 は運用期間末期にオーストラリア域の観測頻度が毎時から 3 時間に 1 度に変更されたが、この場合も南半球の地表面アルベドプロダクトは算出されない。なおプロダクトには、 $P_0 < 50\%$ の場合を "Weak solution"、 $P_0 < 15\%$ の場合を "Dubious solution" として品質フラグを格納している。

また、図 8 は図 6 の拡大図である。日本列島の脊梁山脈部分や北海道の一部では地表面アルベドの値が比較的大きく、これは積雪域とみられる。オホーツク域に見られる高アルベド域は流氷域とみられる。また山間部では値が小さく、平野部では大きい傾向にある。これは地表面被覆状況の違いが反映された結果と考えられる。

状態ベクトルの一つであるエアロゾルの光学的厚さについても図 9 に示す。気象衛星センターでは MTSAT データからエアロゾルプロダクトを作成しているが、その作成範囲は海上に限定している。本稿のアルゴリズムでは陸上についてもエアロゾルの光学的厚さを算出することができるという点で興味深い。ただしあくまでもアルベドの派生パラメータ

としての位置付けということもあり、その値は表 2 に示した離散値をとる。また観測データ 1 日分につき一つの光学的厚さが算出される。ただしプロダクトに格納されるエアロゾルの光学的厚さは、10 日間のうち 3.4 節の合成処理でアルベドが採用された日の値、及び 10 日間の平均値である。なお EUMETSAT ではエアロゾル算出を目的としたプロダクトについても開発しており、精度向上がなされている(Govaerts, 2010)。

プロダクトの利用については単独のデータについて議論するよりも、ある程度長期間にわたるデータに基づくトレンド調査に用いられることが多い。例えば植生のモニタや、大規模な山火事が発生した際の影響調査などが挙げられる(例えば Govaerts et al., 2002)及び Govaerts and Lattanzio, 2008a)。

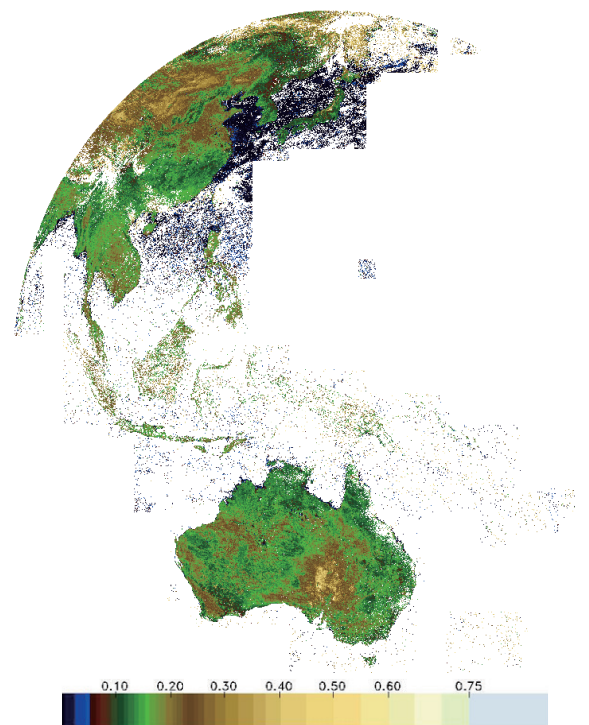


図 6 アルベド (DHR) の一例。データ期間は 2001 年 4 月 11 日～20 日の 10 日間である。



図 7 信頼度 P_0 の一例。データ期間は図 6 と同じ 2001 年 4 月 11 日～20 日である。中国内陸部やオーストラリアのように、図 6 でアルベドが稠密に算出された地域ほど P_0 の値が大きい傾向にある。

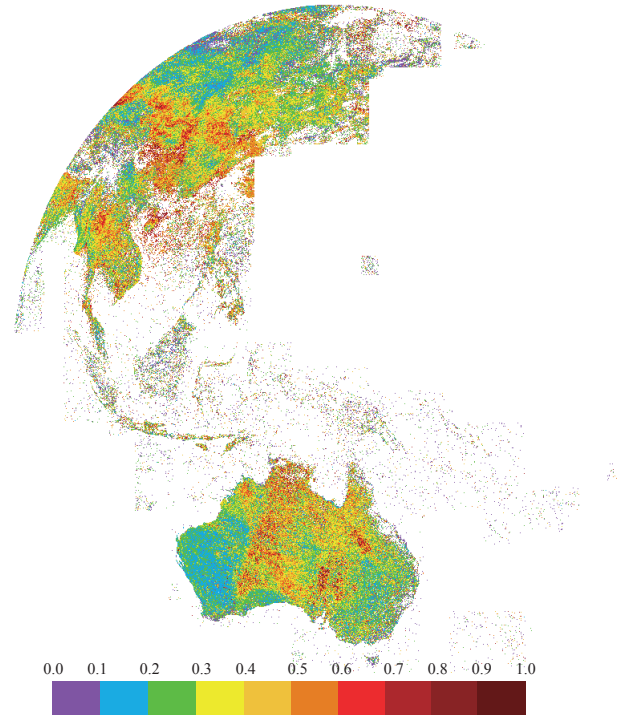


図 9 エーロゾルの光学的厚さ。データ期間は図 6 と同じ。値は 10 日間の平均値。

5. おわりに

本稿は SCOPE-CM のパイロットプロダクトの一つである地表面アルベドプロダクトについてアルゴリズムを中心に紹介した。詳細は省いた部分もあるが、晴天判別やエラー評価の手法については他の業務でも役立つ部分もあると考え、記述した。

SCOPE-CM における地表面アルベドプロダクトは、今後衛星ごとに算出された「レベル 2」プロダクトを連結し全球プロダクトである「レベル 3」を作成する計画である。イメージャの応答関数は衛星によって異なるため、複数のレベル 2 プロダクトを連結するためには応答関数を補正する必要がある。本稿では紹介しなかったが Govaerts(2008b)では補正手法が提案され、デモンストレーションとしてレベル 3 プロダクトが示されている。ここでは仮想的に定義した応答関数に合わせて各レベル 2 プロダクトの補正を行っている。また、提案されている手法を用いることで複数の衛星データから算出したアルベ

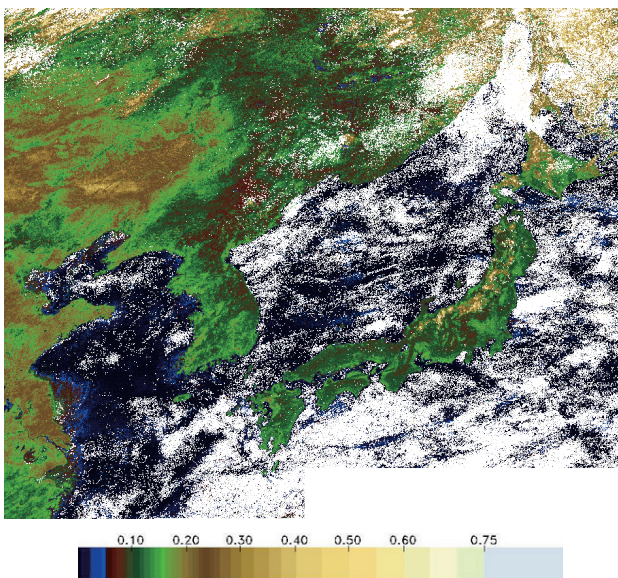


図 8 図 6 の拡大図。日本列島山脈部分の比較的値が大きい領域は、積雪が残っている地域と見られる。

ドの相互比較が可能となることから、NASA が MODIS から算出したアルベドとの比較評価についても言及がある。

気候研究への利用を想定するならば、データセットはある程度長期間にわたることが望ましい。一方地表面アルベドプロダクトの作成には較正された可視チャンネルデータが必要である。そのため EUMETSAT ではアーカイブされている過去 20 年以上にわたる METEOSAT データを較正処理し、地表面アルベドプロダクトの作成を行っている。しかし GMS では、技術的な制約のために較正がなされているのは GMS-5 運用期間の後半部分だけである。そのため現状では、可能な期間について GMS-5 からレベル 2 プロダクトを作成し提供することで EUMETSAT とも合意している状況である。

謝辞

EUMETSAT の Yves Govaerts 氏、Alessio Lattanzio 氏には本手法を気象衛星センターに導入するにあたり多大なるご協力を頂いた。また本稿執筆に際してもアルゴリズム及びソースコードの詳細についてご指導を頂いた。ここに深謝の意を表する。

参考文献

- Govaerts, Y. M., J. M. Pereira, B. Pinty, and B. Mota, 2002: Impact of fires on surface albedo dynamics over the African continent, *J. Geophys. Res.*, 107(D22), 4629-4640
- Govaerts, Y. M. and A. Lattanzio, 2007: Retrieval error estimation of surface albedo derived from geostationary large band satellite observations: Application to Meteosat - 2 and Meteosat - 7 data, *J. Geophys. Res.*, 112, D05102
- Govaerts, Y. M. and A. Lattanzio, 2008a: Estimation of surface albedo increase during the eighties Sahel drought from Meteosat observations, *Global and Planetary Change*, 64, 139-145
- Govaerts, Y. M., A. Lattanzio, M. Taberner and B. Pinty, 2008b: Generating global surface albedo products from multiple geostationary satellites, *Remote Sensing of Environment*, 112, 2804-2816
- Govaerts, Y. M., S. Wagner, A. Lattanzio, and P. Watts, 2010: Joint retrieval of surface reflectance and aerosol optical depth from MSG/SEVIRI observations with an optimal estimation approach: 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, 115, D02203
- Pinty, B., F. Roveda, M. Verstraete, N. Gobron, Y. Govaerts, J. Martonchik, D. Diner, and R. Kahn, 2000a: Surface albedo retrieval from Meteosat 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, 105(D14), 18099-18112
- Pinty, B., F. Roveda, M. Verstraete, N. Gobron, Y. Govaerts, J. Martonchik, D. Diner, and R. Kahn, 2000b: Surface albedo retrieval from Meteosat 2. Applications, *J. Geophys. Res.*, 105(D14), 18113-18134
- Pinty, Bernard, A. Lattanzio, J. V. Martonchik, M. M. Verstraete, N. Gobron, M. Taberner, J.-L. Widlowski, R. E. Dickinson, and Y. Govaerts, 2005: Coupling Diffuse Sky Radiation and Surface Albedo. *J. Atmos. Sci.*, 62, 2580-2591
- Schaaf, C. B., and Coauthors, 2002: First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.*, 83, 135-148.
- Strahler, A. H., J. P. Muller, MODIS Science Team Members, 1999: MODIS BRDF/Albedo Product: Algorithm Theoretical Basis Document Ver. 5.0

Vermote, E., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, and J. J. Morcrette, 1997: Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: An overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35-3, 675–686

WMO, 2009: Implementation Plan for the Sustained and Coordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring (SCOPE-CM) Ver.1.3

高坂裕貴、奥山新、竹中栄晶、福田悟、静止気象衛星可視データの再校正技術の開発と改良、気象衛星センター技術報告、第 57 号（査読中）

参考 Web ページ

NOAA KLM USER'S GUIDE,
<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/pod-guide/ncdc/docs/klm/index.htm>

付録 1 プロダクトに含まれる要素

アルベドは 10 日間のデータ期間のうち一定数以上の晴天データが得られた全ての日について算出される。最終的には 10 日間のうち P_0 の値が最も大きな日（以下、データ採用日と呼ぶ）のアルベドを採用する。以下に示す値のうち、1～10、13～20、23 についてはデータ採用日の値を示すが、それ以外は 10 日間のデータについて算出した値である。

1. BHRiso : データ採用日の BHRiso。
2. DHR : データ採用日の DHR の値。DHR は太陽天頂角に依存するため、ここでは典型的な条件として太陽天頂角を 30° に設定している。季節や地点によらず一定の太陽天頂角に補正されているため、気候研究への利用には都合が良い。
3. QC フラグ : データ採用日の品質情報。4 章で述べた”Weak solution”及び”Dubious solution”等の情報を表す。
4. Acceptable solutions の個数 : データ採用日における、Acceptable solutions の個数 (式(8)の N_L)。数が大きいほど得られたアルベドの信頼性が高いことを意味する。
5. 観測時刻数 : データ採用日の観測データ数。衛星天頂角が 70° を超える場合は観測データには含まない。
6. 晴天時の観測時刻数 : データ採用日のうち晴天時の観測データ数。
7. 地表面インデックス : データ採用日の ρ_c 、 Θ 、 k_m の値を表すインデックス。 Θ 、 k_m は表 2 の離散値で表される。

8. エーロゾルの光学的厚さ (τ) : データ採用日の τ の値を表すインデックス。表 2 にある離散値で表される。
9. ρ_0 : データ採用日における式(3)の ρ_0 の値
10. ρ_0 のエラー : データ採用日における式(3)の ρ_0 のエラーの推定値。
11. DHR のエラー (10 日間) : 10 日間に求められた各 DHR の標準偏差。
12. アルベド算出日数 : 10 日間のうちアルベドが算出された日数。値が大きく「11.DHR のエラー」が小さければ、得られたアルベドの信頼性が高いことを意味する。
13. アルベド推定値の日付 : データ採用日の日付。1 日目を 0 として 0~9 の整数で表す。
14. カイ 2 乗値 : データ採用日における式(4)の χ^2 を「5.観測時刻数」で割った値。値が小さいほど得られたアルベドの信頼性が高いことを意味する。
15. 晴天判別処理の残差 : データ採用日における、式(2)に対して 3.2 節で定義した σ_{LSM}^2 。値が小さいほど雲域除去の信頼性が高いことを意味する。
16. P_0 : データ採用日における式(5)の P_0 の値。0~1 の値を取り、値が大きいかほど得られたアルベドの信頼性が高いことを意味する。
17. DHR のエラー (データ採用日) : データ採用日における DHR のエラー推定値。11 とは異なる。
18. k_m のエラー : データ採用日における k_m のエラー推定値。式(8)の σ_x 。
19. Θ のエラー : データ採用日における Θ のエラー推定値。式(8)の σ_x 。
20. τ のエラー : データ採用日における τ のエラー推定値。式(8)の σ_x 。
21. τ の 10 日間平均値 : 10 日間に求められた τ の平均値。
22. τ の標準偏差 : 10 日間に求められた τ の標準偏差。
23. 誤差の見積もり量
データ採用日における観測誤差の推定値。式(4)の σ_y 。

付録2 ソースコード実装にあたっての補足事項

① プロダクトの解像度

本手法は観測データの画素ごとに適用可能である。しかし将来的には衛星ごとに算出したプロダクトを連結してレベル 3 プロダクトとすることを踏まえると、プロダクトの解像度はあらかじめ衛星間で統一しておくことが望ましい。そのためデータ処理に先立ち、MVIRI/METEOSAT 可視チャンネルの解像度に合わせて画素値を平均化する。MVIRI の空間解像度は衛星直下点で 2.5km であるのに対し、VISSR/GMS-5 は 1.25km であるため、2 画素×2 画素を平均し観測値として利用している。

② 大気プロファイル及び観測条件の取り扱い

式(3)をもとに状態ベクトルを算出するには画素ごとの水蒸気及びオゾンの鉛直積算値と、太陽並びに衛星の天頂角・方位角といった位置情報が必要である。しかし地表面アルベドプロダクト算出においては、これらの値の空間変動は衛星搭載センサの空間解像度に比べると充分緩やかとみなせる。従って処理の高速化を目的として、大気プロファイル等を画素ごとに与えるのではなく、ある程度の大きさの格

子ごとに求めて利用する。GMS-5 の処理では 64 画素を一つの格子とみなし、格子の中の画素については全て同じ大気プロファイルと衛星・太陽の天頂角・方位角を用いている。

付録3 アルベド算出に用いるデータ

GMS-5 の VISSR データには較正テーブルが収められている。可視チャンネルについては 1995 年の定常運用開始当時に設定された値が収められており、その後更新されていない。そのため本プロダクト作成にあたっては別途再処理によって作成した較正テーブルを利用した。テーブルは高坂ら(2010)の GMS-5 可視較正係数を時系列方向に一次関数で近似し作成した。EUMETSAT でも過去の METEOSAT 可視データについて較正処理を行い、その結果を利用してアルベドプロダクトを作成している。なお Govaerts(2008)で紹介されているレベル 3 プロダクトでは、GMS-5 と METEOSAT-5 とによるレベル 2 プロダクトの境界にギャップが存在することが指摘されている。原因が較正処理にあるのか、あるいはレベル 2 からレベル 3 への変換処理にあるのかについての調査は今後の課題である。

較正テーブルの違いによる影響を示すため、例として図 6 にあたるデータを再処理前の較正テーブルに基づいて算出した結果を図 10 に示す。図 10 (再処理前)における DHR 平均値は 0.167 であるのに対し、図 6 (再処理後)では 0.181 となっている。これは再作成した較正テーブルによってセンサ感度の経年劣化が補正された結果である。

また、大気プロファイルについては GMS-5 では JRA-25 を用いたが、METEOSAT については欧州中期予報センター(ECMWF)による解析値が用いられている。参考までに大気プロファイルの種類に伴うアルベドの違いを図 11 に示す。この例ではバイアスは 0.3%程度であり、両者の違いはほとんど無視できる。

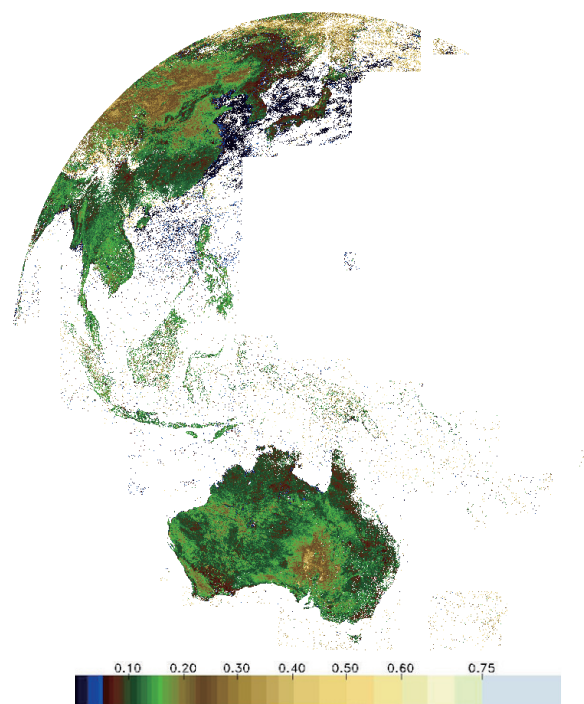


図 10 オリジナルの較正テーブルに基づいて作成したアルベド (DHR 30°)。

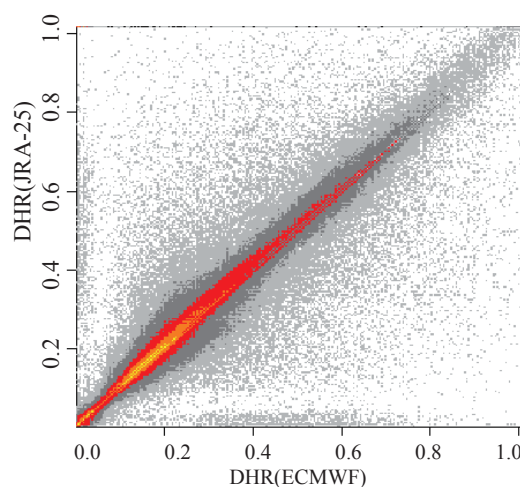


図 11 大気プロファイルについて ECMWF 解析値を用いた場合と JRA-25 を用いた場合について算出した DHR の比較例。横軸は前者、縦軸は後者の DHR。算出範囲とデータ期間は図 6 と同じ。200 万点以上が含まれるため散布図ではなく 2 次元ヒストグラムである。薄い灰色、濃い灰色、赤、橙色、黄色はそれぞれ 1 点、10 点、100 点、1000 点、10000 点を表す。