

マイクロ波表面散乱モデルと SAR データを組み合わせた 凍土帯土壌水分観測手法の開発

Development of a method of the soil moisture mapping in the permafrost regions
using the surface scattering model and SAR data

田殿 武雄*・小池 俊雄**・石平 博***・Jiancheng Shi****

By Takeo TADONO, Toshio KOIKE, Hiroshi ISHIDAIRA and Jiancheng SHI

Abstract

The objective of this study is to develop a method of mapping soil moisture on Tibetan Plateau by using the spatial and temporal distributions of the microwave backscattering coefficients of the ground surface. The three images of L-band Synthetic Aperture Radar (SAR) mounted on JERS-1 and the integral equation method (IEM) which is one of the surface scattering model were employed in this study. This model which includes the effect of surface roughness was applied to the overlaid image for interpreting the backscattering coefficient to the soil moisture. The distribution of calculated soil moisture on Tibetan Plateau is good agreement with the result of the visual inspection in the field.

Key Words : Microwave remote sensing, Soil moisture, Surface roughness, IEM, SAR

1. はじめに

地球規模での水循環過程の研究において、特に陸域地表面における水分量は直接大気に影響を与えているにも関わらず、地表面の時間的・空間的な不均質性から未だに広域的な定量観測手法の確立にいたっていない。とりわけ日本と同程度の中緯度に位置し標高約 4,500m のチベット高原は、冬期、氷河や永久凍土という形で多量の水分を蓄積するとともに、夏期、太陽からの強い日射を受け大気を効率的に暖めている。また季節変化にともなう高原内部での水・エネルギー循環は、地球規模での気候変動、環境変動等にまで大きな影響を与えている。

そこで本研究では、図-1 に示すチベット高原タングラ・ヤンシービン流域内の土壌域を対象に、日本の地球資源観測衛星 JERS-1 に搭載されている能動型マイクロ波センサの合成開口レーダ (Synthetic Aperture Radar: SAR) とマイクロ波放射伝達理論にもとづく後方散乱モデルを用いて、まず二種類の地表面粗度の空間分布の推定を行った。さらに推定された地表面粗度を用いて、土壌表層含水率の空間分布の推定を行った。

2. 後方散乱モデル

一般に SAR から得られる後方散乱係数 (σ^0) は、媒体境界面で生じる表面散乱と、媒体内部で生じる体積散乱によって表される。本研究で使用したマイクロ波散乱モデルは、不連続な境界面を有する、球形粒子がランダムに埋め込まれた半無限の不均質層からの後方散乱を放射伝達理論にもとづいた一次近似解の手法を用いて、表面散乱項と体積散乱項で表された half space model である。また、本モデル中の表面散乱項には、式 (1) の IEM (Integral Equation Method) モデルが導入されている¹⁾。この散乱モデルによるシミュレーション結果から、例えば土壌体積含水率が 1 % のときでも後方散乱成分の 99 % 以上は境界面の地表面粗度 (表面高さの標準偏差: σ と相関長さ: l) と含水率の関数である複素比誘電率 (ϵ_r) による表面散乱の効果によるものであるということ

* 学生会員 工修 長岡技術科学大学 大学院, 日本学術振興会 特別研究員 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

** 正会員 工博 長岡技術科学大学 環境・建設系 助教授 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

*** 学生会員 工修 長岡技術科学大学 大学院 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

**** Ph.D. Institute for Computational Earth System Science, Univ. of California, Santa Barbara, CA 93106, U.S.A.

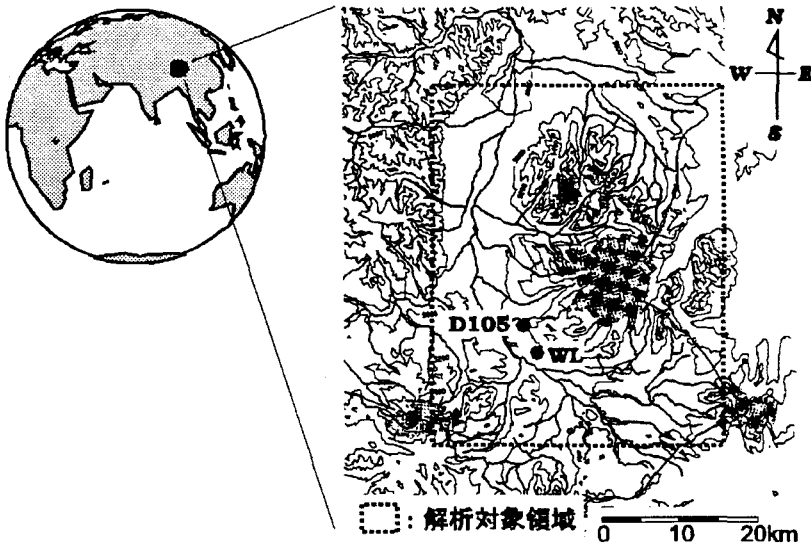


図-1 解析対象領域～チベット高原タングラ・ヤンシービン流域

が分かった。

$$\begin{aligned}\sigma_{pp}^0 &= 4\pi \cos \theta_s [I_p(\mu_s, \phi_s) / I_p^i] |_{\theta_s=\theta} \\ &= \frac{k^2}{2} \exp(-2k_z^2 \sigma^2) \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(-2k_x, 0)}{n!}\end{aligned}\quad (1)$$

ここで、

$$I_{pp}^n = (2k_z \sigma)^n f_{pp} \exp(-k_z^2 \sigma^2) + \frac{(k_z \sigma)^n [F_{pp}(-k_x, 0) + F_{pp}(k_x, 0)]}{2}\quad (2)$$

$$f_{vv} = 2R_{||} / \cos \theta; \quad f_{hh} = -2R_{\perp} / \cos \theta\quad (3)$$

$$F_{vv}(-k_x, 0) + F_{vv}(k_x, 0) = \frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{||})^2}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{1}{\epsilon_r}\right) + \frac{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta - \epsilon_r \cos^2 \theta}{\epsilon_r^2 \cos^2 \theta} \right]\quad (4)$$

$$F_{hh}(-k_x, 0) + F_{hh}(k_x, 0) = \frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{\perp})^2}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{1}{\mu_r}\right) + \frac{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta - \mu_r \cos^2 \theta}{\mu_r^2 \cos^2 \theta} \right]\quad (5)$$

σ_{pp}^0 は pp 偏波での後方散乱係数、 $pp = vv$ 偏波もしくは hh 偏波、 θ は入射角、 θ_s は散乱角、 k は波数、 $k_z = k \cos \theta$ 、 $k_x = k \sin \theta$ 、 σ は表面高さの標準偏差、 l は表面相関長さ、 $W^{(n)}(-2k_x, 0)$ は表面相関係数の n 乗のフーリエ変換、 ϵ_r は比誘電率、 μ_r は比透磁率、 $R_{||}$ 、 $R_{\perp}$ は水平、垂直偏波でのフレネルの反射係数である。

IEM モデルは、境界面の接線方向の電場および磁場をフレネルの反射係数で決まる Kirchhoff モデルの項と、それを補う項で表した二組の積分方程式を解くことで σ^0 を求める。既往の表面散乱モデルである Small Perturbation モデル等²⁾と比較して、粗度に対するモデルの適応条件が広がっていることが特徴である。なお、使用したモデルは様々な入力値を代入して、 σ^0 を求める Forward process model であるため、今回は推定したいパラメータを変数として入力シミュレーションを行い、その結果と他のパラメータ値から内挿して推定した。

3. 使用したデータの概要

(1) SAR 画像データ

使用した SAR 画像は、同一バスで 1993 年 1 月 9 日、5 月 21 日、8 月 17 日に取得された 3 シーンである。SAR 画像には地形にともなう歪みが含まれており、異なるシーンで同一地点を見つけることは困難である。そこで、それぞれの画像から同一の対象領域 (2800×3500 pixels) を切り出し、3 次アフィン変換とニアレスト

ナイパー法により幾何補正、リサンプリングを行い、重ね合わせてフォールスカラー画像を作成した。この画像から得られる CCT 値の変動が、定性的に地表面状態の季節変化を捕えていることが示されている³⁾。さらにこの SAR 画像に緯度経度直交座標を持たせるために、全球河道の位置情報を含む DCW (Digital Chart of the World) を用いて河道変曲点、合流点などで GCP (Grand Control Point) を取り一次幾何補正とリサンプリングを行なった。なお、CCT 値から σ^0 への変換は、宇宙開発事業団から報告された式 (6) を用いた。

$$\sigma^0 = 20 \log_{10} I - 68.5 \quad (6)$$

ここで、 σ^0 は後方散乱係数 (dB)、 I は CCT 値を示す。

(2) 地表面粗度データ

地表面粗度は 1994 年、現地の比較的乾燥した平坦地 (以後、D105 と呼ぶ) と、永久凍土帯特有の非常に湿っており、表面の凹凸のはげしいアースハンモック帯 (同、WL) のそれぞれで東西、南北二方向について、10cm 間隔 50m で行われた合計 4 路線の水準測量結果を用いて、次の手順で表面高さの標準偏差 (σ) を求めた。

1. 各路線ごとに 50m 区間から平均地表面高さがほぼ水平になる 3m 区間を抜き出し、平均地表面高さとの差を表面高さ (z_i) とする。
2. 各路線ごとに、式 (7) から表面高さの標準偏差 (σ) を求める²⁾。
3. それぞれの地帯における東西、南北二路線で求めた σ の平均をその地帯における σ とした。

$$\sigma = \left[\frac{1}{N-1} \left(\sum_{i=1}^N (z_i)^2 - N(\bar{z})^2 \right) \right] \quad (7)$$

ここで、 N はサンプル数、 z_i 、 $\bar{z}$ は表面高さとその平均を表す。この結果、 σ の値は D105 は 2.2cm、WL で 4.2cm となった。

もう一つの地表面粗度である相関長さ (l) は、測量間隔が 10cm とマイクロ波の波長と比較して相対的に粗すぎるため、このデータから求めることができないと判断した。

(3) 地形情報

また、次の二つの目的から地形情報を使用した。

- 土壌域を対象とするため、SAR 画像に含まれる山岳域をマスクする。
- 土壌域の地形の傾斜を補正するために、斜面の法線単位ベクトル $[\vec{n}(\theta_g, \beta)]$ を求める。

使用した地形情報は、全球陸域の約 60 % を緯度経度 30 秒 (約 1 km) 間隔でカバーされるデジタル標高データ (Digital Elevation Model: DEM) の GLOBE (Global Land One kilometer Base Elevation) である。まず、SAR 画像と GLOBE データを重ね合わせ、目視で確認しながら SAR 画像の山岳域と思われる領域をマスクできる標高 (5,350m) を決め、この標高以上の領域を解析対象外とした。また、式 (1) から分かるように σ^0 は入射角の関数であるため、地表面の傾斜にともなう入射角の補正を行い、局地的入射角 (local incidence angle) を求める必要がある。斜面法線単位ベクトルの算出は、GLOBE データのある 1 点について周囲 4 点との標高差から斜面の勾配 (θ_g) および向き (β) を求めた⁴⁾。

4. 解析方法および結果

(1) 地表面粗度の推定

1 月のチベット高原の土壌は凍土で凍っており、液体の水分がないと考えられる。また土粒子と氷は同程度の比誘電率であり、したがって土壌の構成要素が均一とすれば σ^0 の変化は地表面粗度のみの影響によるものと考えられる。そこで、D105、WL それぞれについて東西方向の地形の傾斜を補正した入射角 (θ) と、現地で行われた水準測量結果から求めた σ 、土壌体積含水率 (M_v) を 0 %、 l を変数として 1 ~ 40cm まで変えてシミュレーションを行った。

図-2 は、横軸が l 、縦軸が前述のパラメータによるモデルのシミュレーションで得られた σ^0 の関係を示したものであり、+ (実線) が D105、× (破線) が WL を表す。また、図中水平のラインは、下側が D105、上側が WL における 1 月の SAR 画像から式 (6) で求めた σ^0 の値を示す。

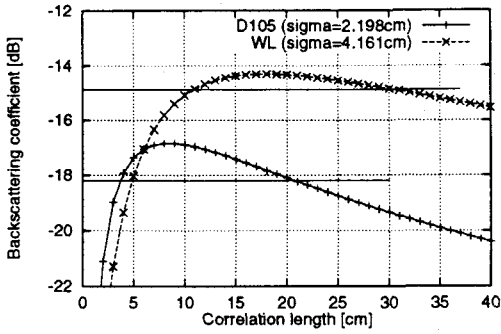


図-2 SAR 画像から相関長さ (l) の推定

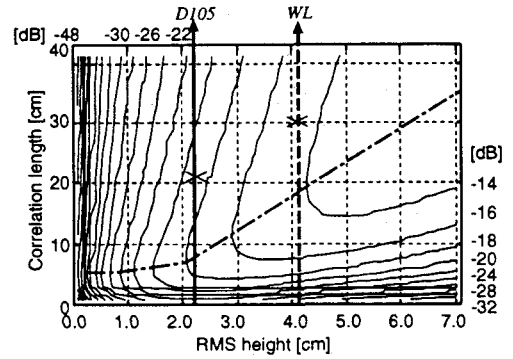


図-3 σ^0 の等値線図 (L-band, $M_v=0\%$, $\theta=35^\circ$)

図-2 から、モデルによる σ^0 は凸型の形になっており、両地点それぞれについて SAR 画像から求めた σ^0 と交差する点が二点存在している。図-3 は θ を JERS-1 SAR の画像中止位置での入射角である 35° で、 M_v を 0% 、 σ を $0.1 \sim 7.0\text{cm}$ まで 1mm 間隔、 l を $1 \sim 41\text{cm}$ まで 2cm 間隔で変えて行ったシミュレーション結果から作成した σ^0 の等値線図であり、等値線の間隔は 2dB で表している。図-3 において、理論的に σ^0 は σ が大きく l が小さい右下で最大になり、等値線はそこから放射状に広がっていくため、図中に一点鎖線で示した付近から上側のような傾きになるはずである。このことから、本モデルは l が小さい領域では後方散乱を正しく表現できておらず、すなわち SAR 画像から推定すべき l は、図-2 の曲線が負の傾きになり、かつ画像の σ^0 と交差するところであり、D105 で 21cm 、WL で 30cm と推定できる。そこで次に両地点における現地計測から求めた σ と SAR から推定された l の値から、チベット高原の土壌面に対する地表面粗度は式 (8) のような正の傾きで表される線形関係を仮定する。

$$l = 4.58\sigma + 10.9 \quad [\text{cm}] \quad (8)$$

既往の研究からも、裸地面における実測の σ と l に正の関係があった結果が示されている^{5) 6)}。

(2) 入射角の補正 -local incidence angle の算定

JERS-1 SAR は高度 568km 上空から、飛来方向に対して右斜め下にビーム幅 5.4° (マイクロ波照射方向)、画像中央で入射角 35° でマイクロ波を照射しているため⁷⁾、衛星からの距離によってマイクロ波の入射角 (θ)、すなわち後方散乱角 (θ_s) が変わる。そこで、3.(3) で求めた斜面の法線単位ベクトル ($\vec{n}$) を用いて、以下の手順で SAR 画像全画素について local incidence angle を求める。

1. 幾何補正前の元画像の各ライン値 (衛星直下からの距離) ごとに、後方散乱単位ベクトル ($\vec{m}$) の傾き (θ_r) を求める。また、 $\vec{m}$ の方向 (α) は JERS-1 の軌道傾斜角 97.67° から 82.33° とした。
2. 3.(1) DCW との幾何補正で使用したアフィン係数から、SAR 画像の各画素が、GLOBE データのどの画素内に入るかを求める。
3. SAR 画像の各画素の $\vec{m}$ と、その画素に対応する $\vec{n}$ の内積から local incidence angle を求める。
4. 以後、算定された local incidence angle を θ に置き換えて使用する。

なお、マスクされた画像で θ の最大値は 49.7° 、最小値は 18.6° であった。

(3) シミュレーションによる地表面粗度マップおよび含水率マップの作成

次に、対象領域全体において SAR 画像全画素における地表面粗度マップの作成、さらに得られた粗度マップを用いて土壌表層体積含水率マップの作成を行った。以下に手順を示す。

1. 散乱モデルを用いて、土壌含水率 (M_v) を 0% とし、ある local incidence angle (θ)、ある表面高さの標準偏差 (σ) による後方散乱係数 (σ^0) を計算し、 $\theta - \sigma$ に対する σ^0 の表形式のデータセットを作成。
 - 計算条件: θ が $15 \sim 55^\circ$ まで 0.5° ピッチで 81 パターン、 σ が $0 \sim 10\text{cm}$ まで 2mm ピッチで 51 パターン (l は $10.923 \sim 56.771\text{cm}$ 、 0.917cm ピッチ)、合計 $4,131$ 回計算。

2. 1月のSAR各画素における θ と σ^0 から、データセットのどの行、どの列の間に入るかを見付ける。
3. 周囲4点で内挿して地表面粗度マップを作成。もし、各画素の σ^0 値がデータセットのある4点で内挿できない場合、すなわちこのデータセットの範囲に入らない場合は、地表面粗度値にエラー値を与える。
4. 次に1.と同様に、モデルを用いてある θ と σ の組み合わせと、ある M_v による σ^0 のデータセットを作成。
 - 計算条件: θ が16～50度まで2度ピッチで18パターン、 σ が1～10 cmまで5 mmピッチで19パターン、 M_v が1～41%まで2%ピッチで21パターン、合計7,182回計算。
5. 8月のSAR画像各画素の σ^0 値とこのデータセットから、8月の土壌体積含水率マップを作成。この際、地表面粗度マップ作成時と同様に、データセットに含まれない画素にはエラー値を与える。
6. 1×1 pixel (12.5×12.5 m メッシュ)の M_v マップを 4×4 pixels (50×50 m メッシュ)で、エラー値以外で平均化。エラー値が9 pixels以上ある場合、そのメッシュの値にエラー値を与える。

図-4は、こうして作成した 4×4 pixelsでの平均 M_v マップであり、黒色になるほど M_v が大きくなっていることを表している。マスク領域、エラー値は黒色で表示している。この M_v マップから、定性的な土壌水分の分布はかなり明確に把握することができる。例えば、図-4の右下の暗い領域は、アースハンモックが発達し非常に湿った領域と言われており、また河川沿いや氷河末端の消耗域などでも、相対的に湿っていることが現れている。しかし、全体的に M_v を小さく評価していると思われるため、今後さらに地表面粗度の分布に関する検討、細かなメッシュサイズのDEMをもとにlocal incidence angleのより細かなスケールで補正、同一地点、異なる時期のSAR画像を用いた解析を行う、などからより精度の高い M_v マップ作成の可能性を示した。

5. 結論

本研究ではチベット高原を対象に、放射伝達理論にもとづく後方散乱モデルと能動型マイクロ波センサを用いた土壌水分抽出のアルゴリズム開発を行った。まず、マイクロ波の入射角を幾何補正前のSAR画像の座標をもとに求めた散乱単位ベクトルと、DEMから求めた地形の斜面法線単位ベクトルの内積から、入射角の補正を行った。さらに、冬期、土壌含水率が0%と考えられる寒冷地特有の特徴から、後方散乱が地表面粗度のみの影響によるものと考え地表面粗度マップを作成した。これらをもとに、土壌含水率を変数として行ったシミュレーション結果から、8月における土壌含水率マップを作成した。この含水率マップは、定性的に土壌水分の分布を明確に表していると考えられる。しかし、全体的に M_v を小さく評価していると思われるため、今後さらに地表面粗度の分布に関する検討、細かなメッシュサイズのDEMを用いたlocal incidence angleのより細かなスケールでの補正、モデルの修正などにより精度の高い含水率マップ作成の可能性を示した。また、地表面粗度に関しては大きく地形、土地被覆等が変わらない限り、一度抽出すれば多時期での解析が可能である。

謝 辞

本研究は、文部省科学研究費、国際学術共同研究(代表: 上田 豊)、重点領域研究・基盤研究(A)(代表: 小池 俊雄)、特別研究員奨励費(代表: 田殿 武雄)と、文部省国際共同研究等経費およびERS-1システム検証実験計画(主任研究者: 小池 俊雄)による研究成果の一部である。特に、現地表面粗度の水準測量は名古屋大学大気水圏科学研究所の中尾 正義助教授、矢吹 裕伯氏の多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Fung, A. K., Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications, Artech House, pp.49-73, 1994.
- 2) Ulaby, F. T., R. K. Moore and A. K. Fung, Microwave Remote Sensing. Active and Passive, vol.II, Addison-Wesley Publishing Comp., Inc., pp.816-991, 1981.
- 3) Koike, T., K. Seko, C. Xianzhang, T. Tadono, K. Tamagawa, H. Igarashi and H. Takizawa, Monitoring ground surface condition on Tibetan Plateau by using satellite remote sensing, Bulletin of Glacier Research(12), Japanese Society of Snow and Ice, pp.95-104, 1994.
- 4) 石平 博, 小池 俊雄, 陸 受岐, 早川 典生, 陸域短波長放射収支のマクロモデル化 - 地形効果の領域平均化 -, 水工学論文集, 第39巻, pp.267-272, 1995.
- 5) 片岡 武, 椎葉 充晴, 立川 康人, 高棹 琢馬, マイクロ波散乱機構の理論モデルとSARデータを用いた地表面粗度パラメータの抽出, 土木学会第51回年次学術講演会講演概要集, 共通セッション, pp.342-343, 1996.
- 6) 仲江川 敏之, 虫明 功臣, 小池 雅洋, 沖 大幹, 三枝 修平, マイクロ波センサを用いた土壌水分量と地表面粗度の抽出, 生研フォーラム「宇宙からの地球環境モニタリング」第7回論文集, pp.60-65, 1996.
- 7) 地球観測データ利用ハンドブック - JERS-1 編 -, 宇宙開発事業団 地球観測センター, 1994.



Volumetric water content : Mv 0 10 20 30 40 %

図-4 推定された8月の表層土壌含水率マップ(白~黒: 0 ~ 40 %, 黒: マスク領域およびエラー)