解説

積雪のマイクロ波特性¹⁾

五十嵐 保²⁾

要 旨

人工衛星に搭載され地球を観測する地球観測センサの一つにマイクロ波放射計がある。物体から放射されるマイクロ波帯の電波 (波長 1~30cm) を受信し、観測対象の物理量 (海面の状態、海面温度、海水分布、大気中の水蒸気量、雲水量、降水分布、雪氷分布、気温高度分布等) を計測することができる。

ここでは、積雪表面からのマイクロ波放射特性について概要を述べ、積雪深を計測する方法について示した。

1. はじめに

全ての物質は、全波長域において物質の熱雑音による電磁波を放射している。完全な黒体の場合、Plankの黒体放射則で知られる放射は、300K付近の物体では、赤外の波長帯でピークを示し、約 $10^{-12} \text{W/m} \cdot \text{Hz} \cdot \text{sr}$ となり、マイクロ波帯では、その約 $10^{-8} \sim 10^{-7}$ 倍とごく微弱な放射となる。これを1K以下の放射輝度温度の分解能を持つ高感度の受信機 (マイクロ波放射計) で放射輝度温度 T_B を計測し、対象物の物理温度 T が分っている場合、放射率 e ($=T_B/T$) を算出し、あらかじめ対象物の物理的特性と放射率との関係を求めておいて、放射率から対象物の物理的特性を抽出するのが、マイクロ波ラジオメトリである。

物質の表面からの放射を計測する赤外放射計測や物質の表面からの反射を計測する可視光計測と異なり、特徴的なことは、積雪層内部へ透過するマイクロ波が、積雪層内を伝播する過程で、その波長と同程度ないしそれより小さい氷粒子によって散乱されたり吸収され放射量が変わるので積雪層の内部構造や物理的特性に関する情報が、観測される積雪表面からの放射の中に含まれていることである。従って、放射率を計測することによって、逆に積雪層内部の物理的パラメータを抽出することができる。

マイクロ波ラジオメトリをリモートセンシング技術とした場合、応用面においては、積雪の分布及び等価水量

の計測は、グローバルな気候変動、天気予報、灌漑や水力発電のための水資源の予測、洪水、農作物の収穫、冷害等の予測、ウィンタースポーツへの情報等への利用が期待されており、特に、雲を透過して観測できることと、単なる面的な分布に止らずに等価水量の推定が可能な唯一の手段としての利用が望まれる。

2. 研究の背景

積雪からのマイクロ波放射については、Ulaby and Stiles (1980) によって、フィールド観測実験のデータに基づく、乾雪の等価水量に関する積雪パラメータと放射の関係が研究されている。この場合、放射は、等価水量または積雪深の増加に伴い単調に減少する。この現象に対する理論的考察は、Ulaby et al. (1981) によって、大地の上の積雪層を散乱体を含む不均質な誘電体層からの放射に関する一次解 (積雪層内の一次散乱アルベドに関して一次の項まで考慮) によって説明された。

これは、積雪層を大地上の体積散乱体を含む誘電体層と考え、積雪層を平面として、大気と大地にはさまれた一層モデルとし、一次散乱アルベドが十分小さい場合、積雪層内の拡散が無視できることから、入射角 θ_1 、偏波 p における積雪層表面の放射率 $e(\theta_1: p)$ を次式で近似的に表わしたものである。

$$e(\theta_1: p) = \frac{1 - \Gamma_1}{1 - \Gamma_1 \Gamma_2 / L_2} \cdot \{ (1 + \Gamma_2 / L_2) (1 - 1/L_2) (1 - a) + (1 - \Gamma_2) / L_2 \cdot T_3 / T_2 \} \quad (1)$$

ここで、 Γ_i : 媒体 i から見た媒体 $i+1$ の反射率 ($i = 1, 2, 3$ は、それぞれ大気、積雪層及び大地を表わす)、 L_2 : 積雪層内の損失係数、 a : 積雪層内の一次散

1) Radiometric characteristics of snow in microwave frequency band

2) 宇宙開発事業団地球観測センター

(Tamotsu IGARASHI, Earth Observation Center, NASDA, Hiki-gun 350-03, JAPAN)

図1 フィールド観測実験に用いたマイクロ波放射計 MSR

表1 マイクロ波放射計 MSR の基本仕様

Frequency	23.8 GHz	31.4 GHz
RF Bandwidth	400 MHz	500 MHz
Beam Width	1.99 deg.	1.45 deg.
Integration Time	10 & 47 msec	10 & 47 msec
Radiometric Resolution	1.0 K at 300 K	1.0 K at 300 K
Dynamic Range	30-330 K	30-330 K
Polarization	Horizontal★	Vertical★

★: Onboard satellite

乱アルベド, T_i : 媒体 i の物理温度を表わす。

その後、我が国初の海洋観測衛星 (MOS-1) に搭載されているマイクロ波放射計 (MSR) のブレード・ボード・モデルを用いたフィールド観測実験を1981年から1983年の間3シーズンに亘って実施し、積雪からのマ

イクロ波放射特性に関する基礎データを取得した。この時に用いた、マイクロ波放射計の外観図を図1に、また、基本仕様を表1に示した。フィールド実験は、札幌の北海道大学低温科学研究所において2冬、乾雪を中心とした観測実験を行い、その後、長岡の国立防災科学技術センター雪害研究所において、湿雪の観測実験を行った。主な観測パラメータ及び同時に取得したグランド・トゥールズデータをそれぞれ表2及び表3に示す。この実験の結果を土屋、武田らが1982年に発表したが、図2に示すように、積雪からの放射輝度温度は、積雪深40-50cm までは積雪深の増加に伴い、Ulaby らが示したように単調減少する傾向を示したものの、更に深さを増すと逆に放射輝度が増加することが観測された。

一方、1983年にスイスのダボス ワイスフルヨッホにおけるフィールド観測実験について、図3に示す様に同様の放射輝度温度の増加傾向を観測したことを、Schanda らが発表した。更に、1987年、同じ観測実験に関連して、Mätzler が発表した結果は、図4に示す様に、特徴的な2つの冬期のデータを比較して示したもので、放射のメカニズムを定性的に考察した点で興味深い。この図で、実線は、1980-81年のデータで最も積雪深が大きい点は、2月初めで異常に暖かく、積雪の融解と構造変化がみられた。また、早期における層構造が顕著であった。破線は、1981-82年のデータで、1981年12月の降雪が長く続いたため、等価水量40cm 以上 (積雪深127cm 以上) に達したが、積雪層内の温度勾配が小さく、気温も一定していたため、層構造化が進まず、均質な粒径の小さい乾雪から成る積雪とみられる。以上の2つの例か

表2 フィールド観測実験の時のマイクロ波放射計の観測パラメータ

Parameter	Incident Angle	Polarization	Sampling Time	Ramarks
Incident Ang. Dependence	0°-60° 15° step	H/V (23/31)	5/2 min	H:Horizontal V:Vertical
Polarization Dependence	15°	H&V (23/31) 15° step	5 min	
Diurnal Variation	10°	H (23) V (31)	5 min	9 AM - 9 PM
Snow Depth Dependence	10°	H (23) V (31)	5 min	0-130 cm

表3 フィールド観測実験の時に観測したグランドトゥールズデータ

Parameter	Instrument	Parameter	Instrument
Snow Depth	Snow Pole	Solar Radiation	Pyrheliometer
Water Equiv	Snow Sampler	Radiation Budget	Net Radiometer
Density	Density Gauge	Wind	Anemometer
Snow Surface Temp.	Thermometer	Air Temp.	Thermometer

図2 フィールド観測実験で得られた積雪のマイクロ波放射輝度温度と積雪深の関係（観測周波数は23GHz及び31GHz，土屋ら（1982）の発表による）

図3 スイスにおけるSchandaら（1983）のフィールド観測実験例（曲線は著者のモデル計算による）

ら、実線で示された季節は、積雪深が増すに従って、比較的大きな粒径の雪によって大地からの放射が散乱を受け放射が減衰してゆく一方で、破線で示された季節は、積雪深が増すに従って、比較的小きな粒径の雪による体積散乱の結果、逆に放射が増加してゆく様子がみられ、積雪からのマイクロ波放射のメカニズムを定性的に示すとともに、構造変化の検知が可能であることを示している。

3. 放射モデルの定式化

平面モデルを用いた放射の一次解を、(1)式に示したが、このモデルによる理論計算では、先に示した放射輝度の

図4 スイスにおけるMätzler（1987）のフィールド観測実験例（黒丸は観測値、実線は1980～81年の観測値に、また破線は1981～82年の観測値にそれぞれフィットさせた折線を示す）

図5 積雪からのマイクロ波放射のモデル

積雪深依存性、すなわち減少から増加への傾きの逆転現象を含む、積雪からの放射の特性を説明できない。従って、より現実に即したモデル化が必要である。ここで上に示した逆転現象によって一次近似よりも放射が大となることから、これをブライトニング効果と呼ぶこととする。この原因として、積雪層内の細かい雪の粒子による体積散乱の効果が起因しているものと想定されるので、一次散乱アルベドに関する高次の解が必要と考えられる。また、同時に放射の偏波依存性についても現実に近いモデルとするために積雪層の境界面をランダム面とするモデルについて考察した。

このモデルを図示したものが、図5であるが、観測される放射輝度温度 T_B を積雪の物理温度 T で割ったものを見かけの放射率 e とすると、この放射に寄与している3つの放射成分に対応する放射率として、 e_v ：積雪層内の体積散乱による放射成分、 e_s ：大地からの放射に起因する成分、及び e_i ：積雪層と大地の間の境界面との

相互作用に起因する放射成分が考えられる。これを定式化すると(2)式となる。

$$\begin{aligned}
 e &= e_v + e_s + e_l \\
 e_v &= \Upsilon (1-a) (1 - \exp(-\tau/\mu)) (1 + P_1 X + P_2 X^2 + P_3 X^3) \\
 e_s &= \Upsilon (1-R_p^2) \exp(-\tau/\mu) (1 + P_4 X + P_5 X^2 + P_6 X^3) \\
 e_l &= \Upsilon (1-a) (1 - \exp(-\tau/\mu)) R_p^2 \exp(-\tau/\mu) (1 + P_7 X + P_8 X^2 + P_9 X^3)
 \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 Υ ：大気と積雪間の境界面の透過率 $(1-\Gamma_1)/(1-\Gamma_1\Gamma_2/L^2)$ ， R_p ：フレネル反射係数， τ ：積雪深の光路長， $\mu = \cos\theta$ (θ は入射角)， $X = a\tau$ ， $P_1 \sim P_9$ ：レイリー散乱体層の実測データにモデルを適用して回帰的に求めるパラメータ。

これに、不規則面モデルを考慮し(2)式の鏡面反射率 Γ の代りに、不規則面の反射率 Γ に置き換えたものを考慮する。

$$\Gamma(\theta, p) = \Gamma^{SP}(\theta, p) \exp(-h' \cos^2 \theta) \quad (3)$$

ここで、 Γ ：不規則面反射率， Γ^{SP} ：鏡面反射率， h' ：ラフネス・パラメータ ($h' = 4k^2\sigma^2$)， k ：波数， σ ：表面高さの標準偏差。

本モデルが、従来のモデルを改善し、ブライトニング効果を含む、積雪の放射特性を一般化して記述し得るかどうか次に述べる。

4. フィールド観測実験による評価

ここで行ったフィールド観測実験は、モデルの妥当性の評価に主眼を置いて、極力観測対象を単純化するため、自然積雪（図6に札幌における積雪断面の観測例を示す）の上層部分の新雪からこしまり雪を用いて人工的に

図6 札幌におけるフィールド観測実験時の積雪断面の観測例

図7 乾雪の結晶粒径と散乱の関係 ($|n| \times 0.5$ でレイリー散乱の近似が使える)

図8 積雪の誘電特性 (Hallikainen ら (1985) による)

積雪層を作り深さを変えて観測データを取得した。この場合、マイクロ波の波長と氷の粒径及び屈折率の関係からレイリー散乱の近似が使える（図7）。

モデル計算に必要な積雪パラメータをまず正確に推定し入力する必要がある。積雪の誘電率は、実測データ、モデル等があるが、Hallikainen et al. (1985) の研究による誘電率と乾雪の密度の関係（図8）から $\epsilon_2 = 1.56 - j0.00125$ と推定される。次にモデルに入力すべきアルベド a と積雪深の光路長 τ を、あらかじめ、グランドトゥールースデータとして実測された物理的パラメータを用いてミー散乱理論を適用し推定しておく。人工積雪層

を水の結晶の粒径 0.5mm 、屈折率 $n_i=1.78-j0.01$ 、水の密度 $\rho_i=0.916\text{g/cm}^3$ 、雪の密度 $\rho_s=0.2\text{g/cm}^3$ の均質媒体とし、消散効率 ξ_e 、散乱効率 ξ_s 、吸収効率 ξ_a を求め、アルベド $a=\xi_s/\xi_e$ 及び体積吸収、散乱及び消散それぞれの係数 κ_a 、 κ_s 及び $\kappa_e(=\kappa_a+\kappa_s)$ を(4)式で求める。

$$\kappa_j=N_v Q_j(r_o)=3/4\pi r_o^3 \cdot \rho_s/\rho_i \cdot \pi r_o^2 \xi_j \quad (j=a, s, e) \quad (4)$$

ここで、 N_v :単位体積内の粒子数、 $Q_j(r_o)$:均一の粒子半径 r_o における吸収断面積 Q_a 、散乱断面積 Q_s 及び消散断面積 Q_e 。この計算から、 $r=0.25\sim0.5\text{mm}$ においてアルベド $a\approx 0.2$ 、消散係数 $\kappa_e\approx 1\sim 2\text{Np/m}$ が得られた。次に、放射の実測データに、モデルが最適にフィットするように、未知数のアルベド a と積雪深の光路長 $\tau(=\kappa_e d)$ の最適値を求め、これらを積雪の等価アルベド及び等価消散係数と呼ぶと、2つの未知数をもつ非線形方程式の解を求めるニュートン法を、同じ積雪層に対する入射角 10° 及び 45° の2つのデータセットに適用することによって各深さ d における解 (a, τ) が得られる。

この方法によって得られる結果は、等価アルベド $a\approx 0.2$ 、等価消散係数 $\kappa_e\approx 1.5$ で、先に理論計算によって得られた値と良く一致する。ただし、ここで大地の誘電率を物理温度が 0°C であることから、 $\epsilon_3=10-j1$ と推定した値を用いた。また、不規則面の表面高さの標準偏差 $\sigma=1\text{mm}$ とした。これは実際の値に比べて小さ目である。(Choudhuryらが植生等の場合に用いた場合にも実際よりも小さくなる傾向があった。)

5. 理論モデル計算の結果

第3章で述べた理論放射モデルに第4章で評価した積雪の物理的パラメータを入力し計算した結果を、図9に示した。ここで、本モデルの適用範囲で密度 ρ_s が変化した場合の変化を見ることにする。 $\rho_s=0.2\text{g/cm}^3$ 前後の密度として、 $\rho_s=0.15\text{g/cm}^3$ (新雪に相当)、 $\rho_s=0.23\text{g/cm}^3$ (こしまり雪に相当)を選んで計算した。パラメータとして示した消散係数 $\kappa_e=1.08, 1.45$ 及び 1.64Np/m は、 $\rho_s=0.15, 0.20$ 及び 0.23g/cm^3 にそれぞれ対応している。これをマイクロ波放射計による観測データと比較すると、データセットのうち#5は、人工積雪を積み上げ及び削り取っていった時のものでこしまり雪に近い、すなわち $\rho_s=0.2\sim0.23\text{g/cm}^3$ 程度と考えられる。一方、データセット#4は、自然積雪を削り取っていった時のもので新雪の状態、すなわち $\rho_s=0.15\text{g/cm}^3$ 程度と推定される。この2つの状態を比較すると#4のデータの方が、積雪深の増加に対する放射

図9 モデル計算による放射率と観測値

図10 放射の3成分 e_v 、 e_s 及び e_l の全放射 e への寄与(周波数 23.8GHz 、垂直偏波、入射角 45°)

率の減少の傾向が小さく、 $\rho_s=0.15\text{g/cm}^3$ のケースの理論曲線0傾斜がゆるくなっているため傾向が一致している。データ点数が少ないが、積雪深 40cm 付近で計算値と実測値は長く一致している。以上のパラメトリックな解析と実測値の比較により、密度 ρ_s の変化に対する放射の挙動は、非常に敏感であり、 $\rho_s=0.15\sim0.23\text{g/cm}^3$ の間で大きく変わり、かつ $\rho_s=0.23\text{g/cm}^3$ に近いほどブライティング効果が顕著に表われることが分かる。

また、図10に放射の3成分 e_v 、 e_s 及び e_l それぞれを分解して示した。これから分かるように体積散乱に起因する成分 e_v がブライティング効果の主要な寄与成分となっていることが定量的に知ることができ、先に挙げたMätzlerの定性的な考察とも一致することが分かる。

次に雪質によって異なる放射特性の典型的な3つの例

図11 積雪の雪質によるマイクロ波放射と積雪深の関係

を模式化して図11に示した。ここで、これまで述べてきた乾雪の放射特性で(b)の様に放射率の積雪深依存性が exponential 関数の形で単調に減少する場合と、(c)の様に、ブライトニング効果が見られる場合の違いについて考察する。ブライトニング効果の発生は、比較的積雪層内部の体積散乱体の粒子が小さい場合で、かつ大地からの放射の減衰の効果よりも体積散乱の効果が大となる場合で、主に新雪やこしまり雪がそのまま保存された状態で積雪深が大きくなる状況において見られる現象と考えられる。一方、比較的粒子が大きくなると体積散乱の効果よりも積雪層下層部からの上向き放射の減衰の効果が大となるために、積雪深の増加に伴い急速に放射率の低下が現われるものと考えられる。また、湿雪の場合には、マイクロ波伝播損失が急激に大きくなるため積雪深が数 cm 程度でも積雪表面からの放射の効果のみが支配的となり、積雪深が変化しても一定の放射率になるものと考えられる。

マイクロ波が積雪層のどの位の深さまで透過するかを評価するのに透過深さ (penetration depth) δ_p が使われる。 $\delta_p = 1/\kappa_e$ で消散係数の逆数で表わされる。 δ_p は、導体の表皮効果を表わす表皮厚さ (skin depth) が表面電流の $1/e$ の電流となる深さ δ_s で定義されるのに対して、 $\delta_p = \delta_s/2$ となる。 δ_p は、氷粒子の大きさ、積雪層密度、観測周波数、含水率による。消散係数 κ_e は均質な積雪層の場合(5)式で与えられる。

$$\kappa_e = \frac{3}{4\pi r_o^3} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \pi r_o^2 \xi_e$$

$$= \frac{3}{4} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \frac{\xi_e(r_o)}{r_o} \quad (5)$$

ここで r_o : 氷粒子の半径, ρ_s : 積雪の密度, ρ_i : 氷の密度, ξ_e : 消散効率である。(5)式によってマイクロ波の積雪層内への透過深さが計算できる。この深さは新雪からこしまり雪については、メートル・オーダーとなるが、ざらめ雪、しもざらめ雪の場合数センチメートル・オーダーになるので、この場合、下層部分からの放射は上向きに透過せず見かけ上積雪深が実際よりも小さく観測されることもある。湿雪の場合 κ_e の含水率依存性から計算され、37GHz 場合、含水率 $m_v \approx 0.5\%$ で $\kappa_e \approx 10N_p/m$ となり、 $\delta_p \approx 10\text{cm}$ となり急激なマイクロ波透過性の低下がみられる。

6. リモートセンシングへの展望

均質な自然積雪の上層部分を用いた人工積雪に対して行ったフィールド観測実験で得られたデータを用いて理論放射モデルを評価した結果、アルベドに関する高次解 (3次解) に不規則境界面を考慮したモデルによって、積雪からの放射の積雪深依存性を説明することを示した。また、このモデルを図3に示したスイスにおける自然積雪に関する観測例にも適用し、同様のブライトニング効果が説明できることを示した。

ブライトニング効果が見られる場合、積雪深が大きくなっても放射率の積雪深に対する傾きが零にならないことから放射の観測から積雪深を求めることが可能な積雪深の範囲が、ブライトニング効果が見られない場合に比べて2倍程度に広がる。ここで、ブライトニング効果が発生する条件は、アルベドがある程度小さい場合であることから、観測対象となる積雪の氷粒径に比較し長い観測波長帯を選定することによって、この様な観測条件を実現できる可能性がある。また、ブライトニング効果が見られる場合、放射が積雪深の二値関数となることから、積雪深のどちらが真値かを決定する必要がある。これに対して、放射計の多周波化、多偏波化、入射角の違い等の観測パラメータの異なる独立した複数の観測データを利用すれば真値を一義的に決定できる。

次に、人工衛星や航空機等の高高度からのリモートセンシングに用いる技術について述べる。

マイクロ波放射計のデータを用いて積雪深や雪質を抽出するためには、データの相対的な変化や統計的な手法を用いた回帰分析等を用いてもその利用は有効性が高い。また、大陸等の広域の積雪分布のグローバルないしリージョナルな観測には十分有効性がある。一方、放射の絶対値を問題にする場合、放射計のアンテナ・パターンの広がり、そのサイドビームが見る観測対象以外の陸域、海域、大気、宇宙空間等からの放射を補正し、メイン

ビームが見る観測対象の放射を求める必要がある。この様な放射に関する補正は、一般に極めて困難であるが、地表面の恒常的状況（海域や陸域分布）を考慮しただけでも、著者の解析例では良く補正できた。この補正を地理的情報を詳細に数値情報化して補正すれば更に改善が期待できる。

また、放射の絶対値を問題にする場合、大気中の水蒸気からの放射や透過率、雲の透過率の考察も行っておく必要がある。冬期の北海道について著者が評価した結果、大気中の全積分水蒸気量は 5 kg/m^3 程度であり、この場合の大気の透過率は約0.95で、雲がある場合でも氷晶雲であるのでその透過率は0.98~0.99である。また、冬期の平均的な地表面水蒸気量は 5 g/m^3 以下であるが、 3 g/m^3 の場合、大気の上向き放射と下向き放射が大地で反射し上向きに伝播される放射輝度温度による増分は約10Kとなる。これらの大気中水蒸気及び雲水量を補正するためには、放射計の多周波化によって、23GHz、31GHzの2周波データを用いた補正を行うため、更に一波長帯を追加することが望ましい。

マイクロ波放射計を人工衛星に搭載し地球観測を行ったのは、1968年にソ連のコスモス243が打上げられたのが最初で、その後1972年に米国によって打上げられたNIMBUS-5に搭載された電子走査型マイクロ波放射計ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) は、観測周波数19GHzで、雨、海面状態、海水、水蒸気を主な観測対象とした。更に、1974年にソ連のMETEORが37GHzのマイクロ波放射計による大気中水滴、海水観測を行っている。積雪に関する本格的な観測は、米国のSEASAT (1978年打上げ) 及びNIMBUS-7 (1978年打上げ) に搭載された多周波数走査型マイクロ波放射計SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) の観測からで、観測周波数は6.6、10.69、18、21及び37GHzの5周波であった。これらのうち積雪観測に直接用いられたのは、比較的波長が長く透過性の高い10.69GHz、積雪の含水率に敏感な37GHzが中心であり、6.6GHzは、主に海面温度、18及び21GHzは、雨、海面状態、海水、水蒸気、水滴の観測に使われた。

我が国においては、海洋観測衛星1号(MOS-1)及び同1b(MOS-1b)が、それぞれ1987年及び1990年に打上げられ、これに前後して、我が国でもマイクロ波放射計を用いた積雪の観測実験とそのデータを用いた研究が盛に行われている。我が国の将来の地球観測衛星計画でも、将来型マイクロ波放射計の搭載が検討されており、センサの観測パラメータの最適化が研究課題となってい

る。観測パラメータとして主なものは、観測周波数、入射角、偏波、温度分解能、空間分解能、観測時刻・周期・頻度等でこれらの設定には、観測対象物の物理的特性・放射のメカニズムについての基礎的研究、特に積雪の透電特性等の基礎データの考察等と、マイクロ波放射計のデータ補正や解析等の技術の研究開発を更に深めてゆくことが重要と考えられる。また、ヨーロッパのERS-1が1991年7月に打上げられ、更に我が国でもJERS-1を1992年2月に打上げたが、これには高分解能のレーダ画像を作成するための合成開口レーダSAR (Synthetic Aperture Radar) が搭載され天候、日夜を問わない本格的なグローバル観測が可能となる。これらによってレーダ波の後方散乱係数を計測し、観測対象物の表面、内部の構造や諸物理量抽出を行うことが研究されており、今後、多周波・多偏波観測の積雪観測分野への応用も研究課題と考えられる。

7. おわりに

マイクロ波を使った積雪の観測は、電磁波と物体の相互作用を利用した計測技術であり、観測対象物のミクロな物理過程を解明する研究が基礎となる。またこれと同時に、人工衛星からのリモートセンシングとしてグローバルな観測を行うにはマクロな物の見方が必要となる。マイクロ波を用いたリモートセンシングの物理的なおもしろさは、ミクロな見方とマクロな見方の総合の上になり立つ科学技術であることにあるように思える。

最後に、著者の本研究に当って、積雪の放射モデルに関する基礎研究の理学面からの御指導をいただいた北海道大学の若浜、藤野、秋田谷、播磨屋教授及びディスカッションしていただいた伊藤、遠藤教授、北海道工業大学の鈴木教授、マイクロ波リモートセンシングの基礎と応用について教授いただいたミシガン大学のUlaby教授、そしてフィールド観測実験で御指導いただいた武田博士、石原博士及びリモートセンシングのバイオニアとして御指導をいただいた帝京大学の土屋教授に感謝いたします。

文 献

- Foster, J. L., Hall, D. K., Chang, A. T. C. and Rango, A., 1984: An overview of passive microwave snow research and results. Review of Geophysics and Space Physics, **22**, 195-208.
- Tsuchiya, K., Yamamoto, S., Ishida, C., Takeda, K., Yajima Y. and Morizono, S., 1982: Two frequency microwave radiometer experiment over snow field. Proc. 1-st Japan/US Snow and Evapo-Transpiration Workshop,

- Science and Technology Agency, Japan, 127-142.
- Arai, K., Igarashi, T., Ishida C. and Wakabayashi, H., 1984: Evaluation of MOS-1 microwave scanning radiometer (MSR) data in field experiments. Proc. of the 18th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, 435-444.
- Tsuchiya, K. and Takeda, K., 1984: Experiment on measurement of physical properties of snow using bread-board model of MOS-1 MSR. Proc. 14th Int. Symp. on Space Tech. and Science (ISTS), Tokyo, 1355-1360.
- Tsuchiya, K. and Takeda, K., 1985: Studies on physical properties of snow based on multi-channel microwave radiometer. NASA Conference Publication 2363, NASA, 75-87.
- Takahashi, Y., Takagi M. and Koike, T., 1987: Snow observation by MSR. Report on the result of MOS-1 airborne verification experiments. National Space Development Agency of Japan/ Earth Observation Center, 239-246.
- Suzuku, M., Sasaki, M., Fujino K. and Abe, T., 1989: Evaluation of the data measured by MSR related to snow-pack parameter. Proc. of the Third Symposium on MOS-1 Verification Program No.1, National Space Development Agency of Japan/Earth Observation Center, I-322-I-327.
- Ishihara, K., Izawa, T., Akagawa, M., Tsuchiya, K., Ishiyama, T., Matsumoto, M., Watanabe K. and Kozai, K., 1989: Study on snow hydrology through application of MOS-1 satellite data. Proc. of the Third Symposium on MOS-1 Verification Program No.1, National Space Development Agency of Japan/Earth Observation Center, I-328-I-350.
- Ojima, T., Maeda K. and Satoh, H., 1989: Evaluations of the MSR antenna pattern and retrieval error of water vapor content. Proc. of the Third Symposium on MOS-1 Verification Program No.1, National Space Development Agency of Japan/Earth Observation Center, I-116-I-126.
- Mätzler, C., 1987: Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. Remote Sensing Reviews, 2, 259-387.
- Ulaby, F. T., Moore R. K. and Fung, A. K., 1981: Microwave Remote Sensing, Active and passive, Vol. 1. Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry, Artech. House.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K., 1982: Microwave Remote Sensing, active and passive, Vol. 2. Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, Artech. House.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K., 1986: Microwave remote sensing, active and passive, Vol. 3. From Theory to Applications, Artech. House.
- Igarashi, T., 1987: Evaluation of brightening effect in emission from snow-covered terrain using tower-based MOS-1 MSR. Proc. of IGARSS'87, 847-852.
- 土屋清・五十嵐保, 1987: 積雪からのマイクロ波放射モデル. 日本リモートセンシング学会誌, 7, 25-32.
(1991年7月31日受付)