

受動型マイクロ波リモートセンシングによる積雪観測 Passive Microwave Remote Sensing of Snowpacks

小池 俊雄*・後藤 巖**・洲浜 智幸***

By Tosio KOIKE, Iwao GOTO and Tomoyuki SUHAMA

Both theory and experiment in passive microwave remote sensing of snow have been studied. Synchronizing the airborne experiments using Microwave Scanning Radiometer(MSR) with the passing days of Marine Observation Satellite 1(MOS-1), ground truth data were obtained around Asahikawa of Hokkaido during February 1988. Snow surface temperature, snow depth, and snow density were observed along the route of the aircraft from Mt. Asahidake to Biei. The distribution of snow water equivalent was identified and it was compared with brightness temperature derived from the airborne MSR. The microwave emission from snow at each observational site was calculated using the radiative transfer equation. Results of calculations considering Rayleigh scattering were in good agreement with the airborne observational data.

Keywords: passive microwave remote sensing, snow

1. はじめに

1987年2月にわが国初の海洋観測衛星もも1号(MOS-1)が打ち上げられた。この衛星には可視近赤外放射計(MESSR)、可視熱赤外放射計(VTIR)、マイクロ波放射計(MSR)が搭載されており海洋気象観測に有効であるが、MSRについては積雪量推定への利用にも期待が寄せられている。リモートセンシングデータの解析にはグランドトゥルスデータとの比較によるデータ補正が必要であるが、衛星搭載MSRは地上分解能が20kmから30kmと大きく地上観測点との対応づけが困難である。そこで、本研究はMOS-1衛星検証実験の一環として、1988年2月に北海道で実施された航空機搭載MSRによる積雪観測結果をもとに、マイクロ波放射計による積雪量推定の可能性を検討するため、まず航空機搭載MSRと地上観測データとの対応関係について研究し、さらに放射伝達方程式による積雪のマイクロ波放射の理論的検討を行ない実測値との比較を行った。なお本研究で用いた航空機搭載MSRデータは宇宙開発事業団より提供されたものである。

2. 航空機観測および地上調査

実験対象地域は図-1に示すように北海道中央部旭川市の郊外、大雪山旭岳-美瑛のコースである。航空機観測に同期して、図中白丸黒丸両地点において積雪表面温度を放射温度計で計測し、黒丸15地点において積雪深を計測し、黒三角3地点において積雪温度、積雪密度、雪質の積雪断面観測を実施した。

* 正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 (〒940-21 長岡市上宮岡町1603-1)
** 正会員 工博 長岡技術科学大学教授 (同上)
*** 学生員 長岡技術科学大学大学院 (同上)

航空機による観測は、2月9日に高度5000m、2月10日に高度3000m、5000mの計3回得られているが、本研究では2月10日高度3000mのデータについて解析した。航空機観測の場合、地上との対応点はロランCという位置データをもとに計算されていたが、北海道中央部ではロランCの受信不備により、観測位置の同定が困難で、MSRデータのシステム幾何補正は全く不適當であった。ただし、航空機真下の写真撮影、航空機の姿勢データ、軌道データ、スキャン開始時刻データが同時に得られていたので、それらを用いてMSRデータの地上対応点を決定した(図-2)。まず航空写真と地形図により航路の決定を行い、次に姿勢データとスキャン開始時刻により、1データ毎のアンテナビームの方向を計算し、それと地形図より得られた標高と軌道データにより得られた航空機の飛行高度を用いて地上との対応点を定めて解析に用いた。



図-1 対象地域と観測地点

図-3は地上積雪調査の結果で、積雪深については、標高1400m付近の樹林限界までは標高に対して直線高度分布をすることが示されている。樹林限界を越えると風の影響によって積雪深は少なくなる傾向にある。密度については、標高に関係なく3地点ではほぼ一定と見なせるので、積雪水量の分布も積雪深と同様に標高に対して直線高度分布が仮定できる。

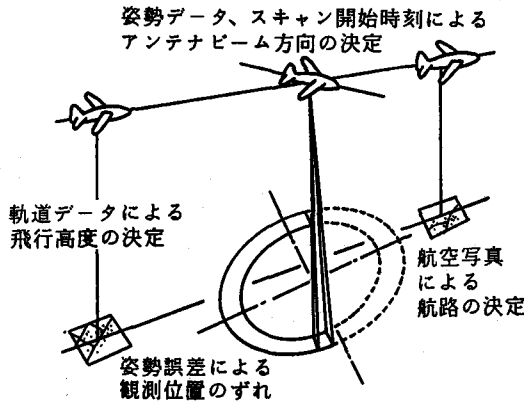


図-2 MSR観測地点の同定

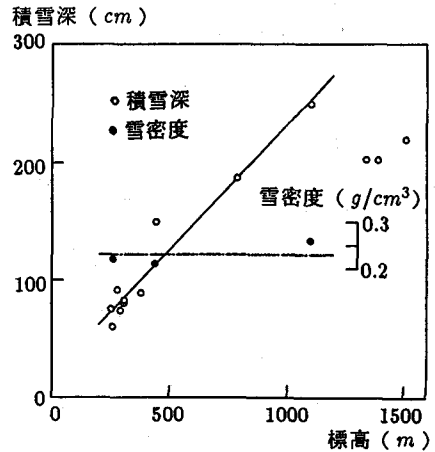


図-3 積雪観測結果

図-4は2月10日(3000m高度)のMSR 23GHzバンド、図-5は同時に観測されたMSR 31GHzバンドの全輝度温度データを標高に対してプロットしたもので、図-3と比較すると、積雪深が直線高度分布するほぼ1400m地点まで、輝度温度が漸減していることが示されている。部分的に輝度温度が減少しているのは、観測域に存在する密な森林地帯の影響であると考えられる。

図-6および図-7は各積雪調査地点での輝度温度と積雪深の対応関係を示しており、積雪深が300cm程度までは、輝度温度と積雪深の間に直線的な関係があることが示された。したがって、積雪密度がほぼ一定であることを考慮すれば、今回対象とした乾雪の場合はMSRが積雪観測に有効であるといえる。

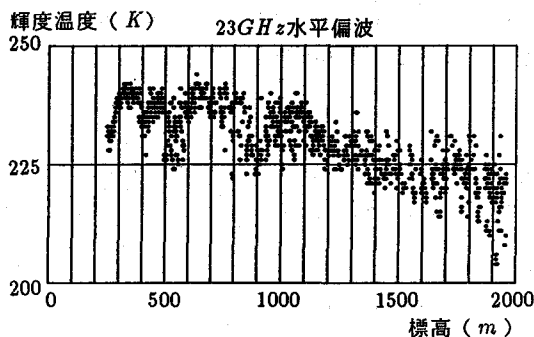


図-4 輝度温度と標高の関係 (23GHz)

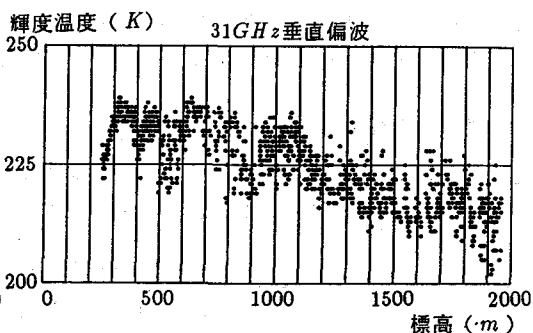


図-5 輝度温度と標高の関係 (31GHz)

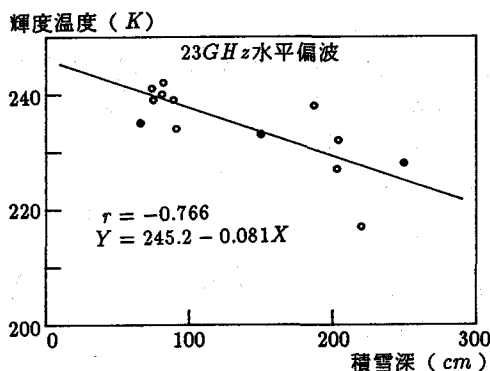


図-6 輝度温度と積雪深の関係 (23GHz)

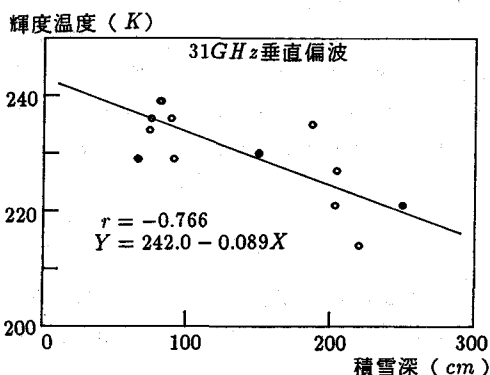


図-7 輝度温度と積雪深の関係 (31GHz)

3. 積雪のマイクロ波放射の理論解析

積雪のマイクロ波リモートセンシングにおいて、積雪の体積散乱効果は積雪の輝度温度に支配的なファクターであることが知られている。自然の積雪は、温度、密度、氷粒子の粒径などの鉛直プロファイルをもち多層構造を成しているが、そのような媒体について放射伝達方程式を解くことは困難であるため、本研究では、積雪を図-8のように半無限媒体(土壌)の上にある、球形の散乱体(氷粒子)を含む均質媒体であると仮定した。

マイクロ波輝度温度は、直達放射と散乱放射の2つに分けて考えられる¹⁾。すなわち、

$$TB_p(\phi) = TB_p(\phi)_{dir} + TB_p(\phi)_{dif} \quad (1)$$

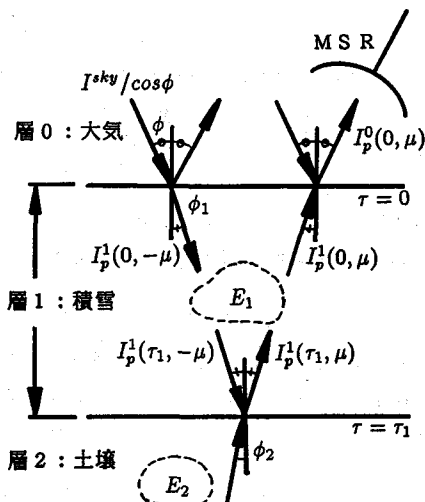


図-8 積雪モデル

ここに、 $T B_p(\phi)$ は観測角 ϕ の全マイクロ波輝度温度、 $T B_p(\phi)_{dir}$ は直達輝度温度、 $T B_p(\phi)_{dif}$ は散乱輝度温度、 p は偏波 (V: 垂直偏波, H: 水平偏波) を表している。以下で、それぞれの放射について議論する。

3.1 直達放射輝度温度

直達放射輝度は、大気と積雪 (Air-Snow)、積雪と土壌 (Snow-Ground) の2つの境界における次の節点方程式¹⁾を解くことにより求められる。A-S境界における放射輝度の収支は式(2)、式(3)で表される。

$$I_p^0(0, \mu) - \frac{1 - R_p^1(\mu)}{\varepsilon_1} I_p^1(0, \mu) = R_p^1(\mu) I^{sky} / \cos \phi \quad (2)$$

$$I_p^1(0, -\mu) - R_p^1(\mu) I_p^1(0, \mu) = \varepsilon_1 (1 - R_p^1(\mu)) I^{sky} / \cos \phi \quad (3)$$

ここに、 $I_p^n(\tau, \mu)$ は n 層 (大気: $n=0$, 積雪: $n=1$, 土壌: $n=2$) の τ 点からの μ 方向への偏波 p の放射輝度、 μ は積雪内部の屈折角 ϕ_1 の余弦であり、 ϕ_1 はスネルの法則により観測角 ϕ と関係づけられる。 $R_p^n(\mu)$ は n 境界 (A-S: $n=1$, S-G: $n=2$) での μ 方向の偏波 p のフネル反射係数である。式(2)、式(3)の右辺中、空からの放射輝度 I^{sky} は、積雪や土壌の放射輝度に比較して小さいため無視できる。したがって式(2)はA-S境界を透過してアンテナに向かう積雪の放射輝度の収支を表し、式(3)はA-S境界で反射され下方に向かう積雪の放射輝度の収支を表している。積雪内部での放射収支は次式で表される。

$$I_p^1(0, \mu) - I_p^1(\tau_1, \mu) e^{-\tau_1/\mu} = E_1(\tau_1^0, \mu) \quad (4)$$

$$I_p^1(\tau_1, -\mu) - I_p^1(0, -\mu) e^{-\tau_1/\mu} = E_1(\tau_1^0, -\mu) \quad (5)$$

式(4)はS-G境界からA-S境界に上向きに伝播するときの収支、式(5)はA-S境界からS-G境界に下向きに伝播するときの収支を表している。上式中右辺は積雪による熱放射であり、

$$\begin{aligned} E_1(\tau_1^0, \mu) &= \int_0^{\tau_1} \frac{\beta_1 \varepsilon_1 C T_1}{\alpha_1} e^{-\tau/\mu} \frac{d\tau}{\mu} \\ &= \frac{\beta_1 \varepsilon_1 C T_1}{\alpha_1} (1 - e^{-\tau_1/\mu}) \\ &= E_1(\tau_1^0, -\mu) \end{aligned} \quad (6)$$

ここに、 α_1, β_1 は積雪の消散係数と吸収係数であり、 T_1 は積雪の物理温度、 ε_1 は積雪の比誘電率である。定数 C はレイリー-ジーンズの放射式で定義され、

$$C = \frac{2k}{\lambda^2} \Delta f \quad (7)$$

ここに、 k はボルツマン定数、 λ は波長、 Δf は周波数帯域幅である。

S-G境界における放射輝度の収支は次式で表される。

$$I_p^1(\tau_1, \mu) - R_p^2(\mu) I_p^1(\tau_1, -\mu) = \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2} (1 - R_p^2(\mu)) E_2 \quad (8)$$

式(8)はS-G境界を透過した土壌の放射輝度とS-G境界に反射された積雪の放射輝度とS-G境界からの積雪の上向き放射輝度の収支を表している。ここに E_2 は土壌による熱放射である。土壌媒体は散乱係数を0と仮定 ($\alpha_2 = \beta_2$) し、 $\tau = \infty$ として、式(6)と同様に計算すると、

$$E_2 = \varepsilon_2 C T_2 \quad (9)$$

ここに、 T_2 は土壌の物理温度、 ε_2 は土壌の比誘電率である。式(2)、式(3)、式(4)、式(5)、式(8)の節点方程式を解くことにより、A-S境界からMSRへ伝播する上向き放射輝度 $I_p^0(0, \mu)$ は求められ、定数 C を用いると直達放射における輝度温度は、

$$T B_p(\phi)_{dir} = I_p^0(0, \mu) / C \quad (10)$$

となる。

3.2 散乱放射輝度温度

散乱媒体内のある点 τ の散乱放射輝度 $G_p(\tau, \mu)$ の変化は、 μ' 方向から偏波 q (V : 垂直偏波, H : 水平偏波)で散乱球に入射する輝度(直達放射輝度と散乱放射輝度の和) $I_q(\tau, \mu') + G_q(\tau, \mu')$ を偏波条件に応じて μ 方向への偏波 p の散乱輝度に関係づけるレイリー散乱位相関数 $P_{pq}(\mu, \mu')$ を用いて表される。たとえば、散乱球に垂直偏波が入射し水平偏波で散乱する場合は $P_{HV}(\mu, \mu')$ を用いる。全入射方向を考慮すれば、放射伝達方程式は次式のようになる^{1), 2)}。

$$\mu \frac{\partial G_V(\tau, \mu)}{\partial \tau} = G_V(\tau, \mu) - \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^{+1} \{P_{VV}(\mu, \mu')[G_V(\tau, \mu') + I_V(\tau, \mu')] + P_{VH}(\mu, \mu')[G_H(\tau, \mu') + I_H(\tau, \mu')]\} d\mu' \quad (11)$$

$$\mu \frac{\partial G_H(\tau, \mu)}{\partial \tau} = G_H(\tau, \mu) - \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^{+1} \{P_{HV}(\mu, \mu')[G_V(\tau, \mu') + I_V(\tau, \mu')] + P_{HH}(\mu, \mu')[G_H(\tau, \mu') + I_H(\tau, \mu')]\} d\mu' \quad (12)$$

ここに、 ω_0 は散乱アルベドである。そして $P_{pq}(\mu, \mu')$ は、

$$P_{VV}(\mu, \mu') = \frac{3}{4}[2(1 - \mu^2)(1 - \mu'^2) + \mu^2 \mu'^2] \quad (13)$$

$$P_{VH}(\mu, \mu') = \frac{3}{4}\mu^2 \quad (14)$$

$$P_{HV}(\mu, \mu') = \frac{3}{4}\mu'^2 \quad (15)$$

$$P_{HH}(\mu, \mu') = \frac{3}{4} \quad (16)$$

式(11)、式(12)を解くことにより、散乱放射輝度温度 $TB_p(\phi)_{dif}$ を求めることができる。

4. 計算結果

計算はMSRと同じ周波数(23GHz水平偏波、31GHz垂直偏波)について、積雪深の関数として乾雪(含水率はゼロ)について計算を行った。積雪の温度、密度は検証実験で得られた値を用いた。積雪中の水粒子の粒径は観測していないため、様々な粒径を仮定し、土壌の比誘電率は4.8と仮定して計算を行った。まず23GHz水平偏波の直達放射輝度温度 $TB_p(\phi)_{dir}$ の計算結果を図-9に示す。図中観測値は図-6、図-7と同じものである。

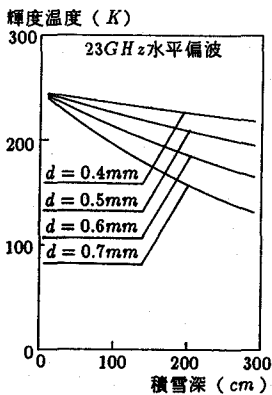


図-9 直達放射輝度温度 $TB_p(\phi)_{dir}$ (23GHz)

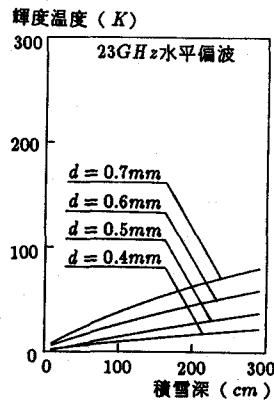


図-10 散乱放射輝度温度 $TB_p(\phi)_{dif}$ (23GHz)

計算結果によると積雪深の増加に伴い輝度温度が下がっている。これは土壌からの放射が積雪により減衰されるため、積雪深が増加するほど減衰の割合が大きくなっていくためである。次に、同じ周波数で散乱放

射輝度温度 $T_{B_p}(\phi)_{dif}$ の計算結果を図-10に示す。粒径が大きくなるほど輝度温度は大きくなることがわかる。最後に $23GHz$ 水平偏波についての全放射輝度温度 $T_{B_p}(\phi)$ の計算結果を図-11に示す。散乱放射輝度温度により輝度温度の減衰の割合は少なくなる。 $23GHz$ 水平偏波では粒径 $0.6mm$ とした場合に観測値と一致する。一方、図-12は $31GHz$ 垂直偏波による全放射輝度温度計算値と実測値の比較で、積雪深の増加に伴う輝度温度の変化はよく表されているが、 $23GHz$ 水平偏波の場合とは、対応する粒径が異なっている。これは粒径に対して波長が十分長いというレイリー散乱仮定を用いたために、波長の短い $31GHz$ 垂直偏波で粒径の効果がより強く現れたことによるものと考えられ、MSRの観測周波数帯ではミー散乱による解析の必要性があることを示唆している。

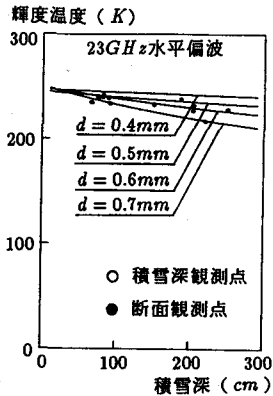


図-11 全放射輝度温度 $T_{B_p}(\phi)$ ($23GHz$)

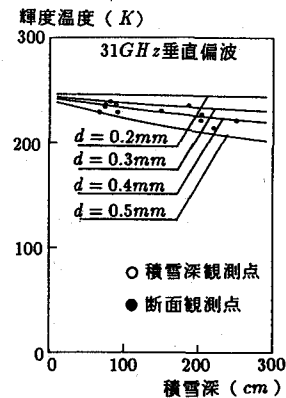


図-12 全放射輝度温度 $T_{B_p}(\phi)$ ($31GHz$)

5. 結論

航空機検証実験より、北海道のような乾雪の場合、積雪深と輝度温度には負の相関があり、積雪観測にMSRが有効であることがわかった。

積雪のマイクロ波放射の理論解析より、散乱過程を考慮しない場合、積雪は土壌の放射の減衰体として作用し、その減衰の割合は氷粒子の粒径で大きく変化する。散乱過程を考慮した場合、積雪深増加による減衰の割合は少なくなる。これは体積散乱による輝度温度の増加によるものである。今回の解析では、 $23GHz$ 全放射輝度温度で粒径 $0.6mm$ 、 $31GHz$ 全放射輝度温度で粒径 $0.4mm$ のとき、計算値は観測値と一致した。粒径観測が行われていないため、その効果は明らかでないが、対応する粒径が周波数により異なっているため、MSRの観測周波数帯ではミー散乱仮定による解析も行う必要があることがわかった。

謝辞

本研究はトヨタ財団1987年研究助成(代表: 室岡克孝)、および文部省科学研究費補助金重点領域研究「陸域における水循環過程の解明」(代表: 近藤純正)により行われた。また調査に際して、室岡克孝氏(日本カイトフォトグラフィー協会)、力丸厚氏(法政大学)、沖大幹氏(現: 東京大学生産技術研究所)、竹島睦氏(現: 建設省)に御助力頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) England, A.W.: Thermal Microwave Emission from a Scattering Layer, Journal of Geophysical Research, Vol.80, No.32, pp.4484-4496, 1975.
- 2) Chandrasekhar, S.: Radiative Transfer, Clarendon Press, Oxford, 1950.