

## 海氷上の冠雪のマイクロ波放射伝達モデル

佐々木保徳\*<sup>1</sup>

本論文は、実験的に誘導した海氷上の冠雪のマイクロ波放射伝達モデルを紹介するものである。海氷上の冠雪を垂直観測する場合、上下方向に伝達するマイクロ波放射は、冠雪層粒子による多重散乱のため拡散放射と仮定できる。したがって、上下方向の伝達過程はともに双流理論により記述できる。このモデルにより得られた、十分大きな深度を持つ冠雪層のマイクロ波相互作用係数と反射係数は、これまでの報告値と良い一致を示しており、このモデルが合理的であることがわかった。このモデルはまた、冠雪表面の輝度温度が、深度が浅い場合は深度とともに徐々に上昇することを合理的に示した。さらに、このモデルは、冠雪表面輝度温度が、十分大きな深度ではある漸近値に近づくことと、冠雪層内での上向放射には極大値が存在することを示唆した。

キーワード：海氷, マイクロ波, モデル, 多重散乱, 双流理論

## Microwave Radiative Transfer Model of Snow Layer on Sea Ice

Yasunori SASAKI\*<sup>2</sup>

This paper introduces an empirical model of microwave radiative transfer of snow layer on sea ice. In observation of normal incidence both upward and downward radiations could be assumed to be diffused due to multiple scattering by snow particles of snow layer. Therefore, both radiative processes could be expressed in terms of Two Flow Theory. The interactive coefficients and the reflectivity at a sufficiently deep snow layer obtained by the resultant model showed good agreement with other reports, and the model proved to be reasonable. This model also reasonably explained the fact that the brightness temperature of snow surface gradually increases with increase in snow depth at shallower depths. Furthermore, it suggests that the snow surface brightness temperature will approach an asymptotic value at sufficiently large depths and that the upward radiation in the snow layer will reach a local maximum at some depth in the snow layer.

**Key words** : Microwave, model, two flow theory, sea ice, snow layer, multiple scattering

---

\* 1 海洋観測研究部

\* 2 Marine Research Department

## はじめに

海洋は、その9分の1が常に海水に覆われている。海水の大部分は冠雪を伴っており、冠雪は海水とともに重要な役割を果たしている。例えば、極域に流入する熱の中では太陽放射熱が最大であり、その収支は最も重要であるが、雪は高いアルベドをもつうえに、アルベドは雪の湿潤度や汚れとともに大きく変化し、太陽放射熱収支に大きく影響する。また、標準的な積雪層の熱伝導率は海水の約10分の1以下であり、氷の伝導熱量が氷厚に反比例するように冠雪内伝導熱量も積雪深度に強く依存する。したがって、海洋と大気との間で行われる熱交換過程では、冠雪は海水とともに重要な役割を果たしている。

このように重要な役割を果たす氷上冠雪の分布は、全球的に見れば広大で、しかも、北極海のように年変動も激しく、さらに環境条件も厳しい地域にあるため、直接的観測よりもリモートセンシングによる観測がはるかに効果的である。特にマイクロ波ラジオメトリによる観測が最も効果的な方法であろう。しかし、積雪とマイクロ波との相互作用を十分合理的に評価するモデルはこれまで見あたらなかった。本研究は、冠雪とマイクロ波との相互作用過程を合理的に記述するマイクロ波伝達モデルを誘導し、さらに、冠雪層とマイクロ波との相互作用パラメータの評価を目的とするものである。

## 1 理論

### 1.1 氷上冠雪中のマイクロ波放射伝達モデル

孤立雪粒子に、一方向から入射するマイクロ波の散乱の場合は、散乱角 $0^\circ$ の方向(透過マイクロ波の進行方向から測る角)以外の方向への散乱は、すべて減衰に寄与する。これに対し、2次元的に半無限に広がる冠雪層内での散乱の場合、冠雪層内のすべての位置において上向き、および下向きの放射が完全拡散放射であれば、任意の冠雪柱においては、冠雪柱面における放射の対称性から、前方の任意の方向への散乱により減少する放射に等しい放射が、隣接する冠雪柱から入射する。したがって、冠雪内を伝搬する拡散放射では、後方散乱分と吸収分とが減衰に寄与すると仮定できる。このように、冠雪中を上下に進むマイクロ波放射の伝搬過程を示したものが図1である。

一方、図2は、実際に観測した冠雪した海水の輝度温度の観測角、並びに冠雪深度に対する依存性を示したものである。観測角が小さい場合は、偏波に対する依存性、並びに観測角に対する依存性が小さく、垂直観測の

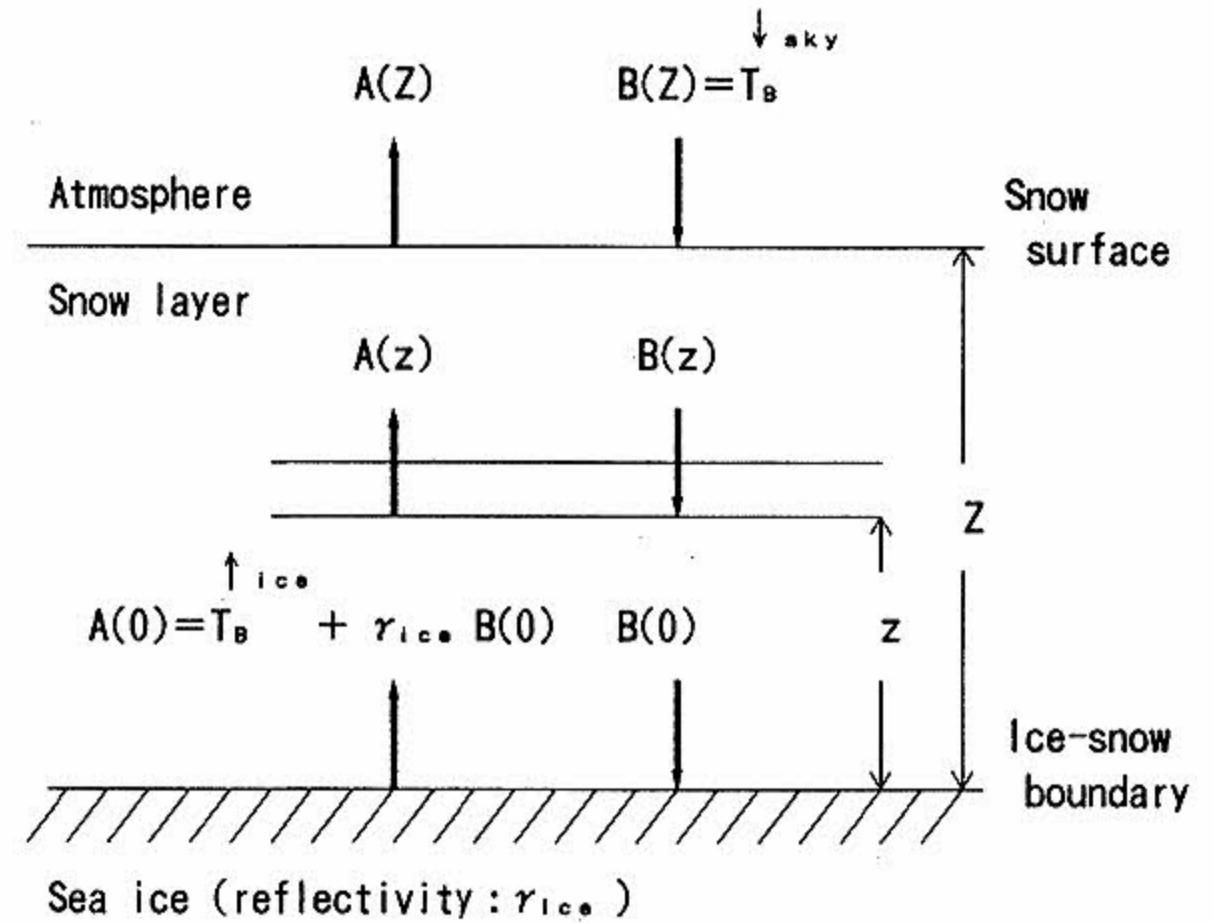


図1 冠雪層中の放射伝達過程と境界条件

Fig. 1 Radiative transfer process in snow layer and boundary conditions.

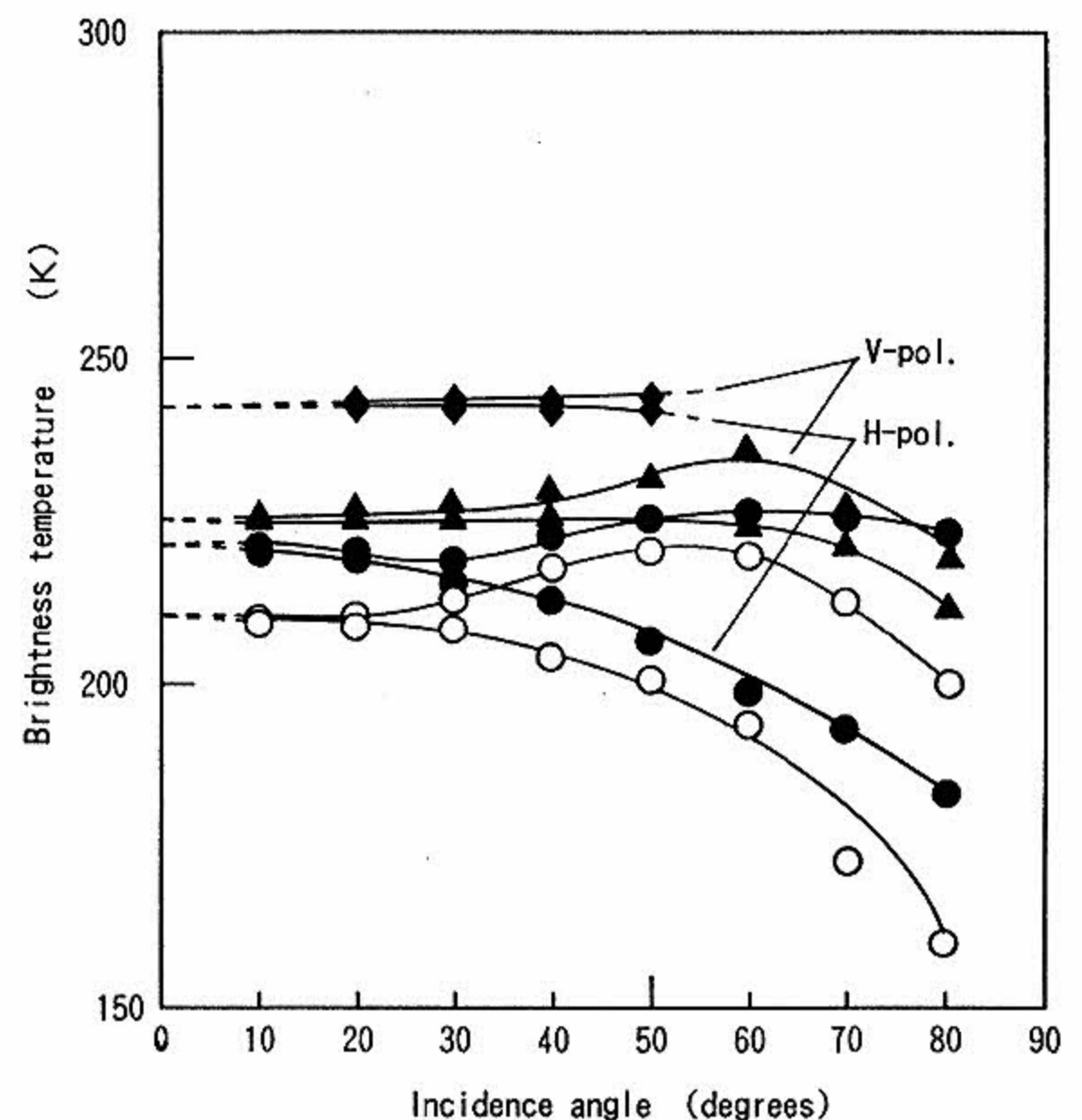


図2 18.6GHzにおける輝度温度の冠雪深度依存性

Fig. 2 Snow depth dependence of brightness temperature at 18.6GHz.

Snow depth {
 

- : Sea Ice
- :  $3.2 \pm 0.6$  cm
- ▲ :  $11.2 \pm 1.0$  cm
- ◆ :  $43.5 \pm 5.0$  cm

場合は近似的に Lambertian 放射を仮定できる。また、冠雪層内においても、この特性が仮定できるものとする。そこで、冠雪層内のマイクロ波放射伝搬過程に対し以下の過程を導入する。

- (1) 冠雪層は比較的深度が小さく、圧密による深度方向の密度変化はない。
- (2) 冠雪層内でのすべての点が熱的平衡に達してい

る。

(3) 冠雪層内における上向きおよび下向き放射は拡散放射である。

(4) 減衰は後方散乱と吸収による。

このとき、深度 $z$ にある微小層 $dz$ を通過したのちの上向きと下向きのマイクロ波放射は、ともに吸収と後方散乱により減衰するとともに、それぞれの進行方向に自然に放射される分だけ増加する。したがって微小層を通過後のマイクロ波放射強度の変化分は(1)式および(2)式により与えられる。ただし、図3に示すように、水平方向に無限の拡がりをもつ媒質内を伝搬する完全拡散放射においては、平行放射とは異なり、放射の対称性から、後方散乱のみが減衰となる。

$$\begin{cases} \frac{dA}{dz} = -(s+k)A + sB + kE & (1) \\ -\frac{dB}{dz} = -(s+k)B + sA + kE & (2) \end{cases}$$

ここで

$A(z), B(z)$ : 冠雪層内をそれぞれ上方および下方に進行するマイクロ波の強度

$z$ : 冠雪層の下端から測る深度

$s, k$ : 拡散放射に対する全散乱係数および吸収係数

$E$ : 完全黒体放射強度

である。また、マイクロ波帯では Rayleigh-Jeans の式に見られるように、マイクロ波エネルギーは輝度温度に比例するため、 $A, B, E$  は輝度温度を表すものとする。このように、冠雪放射が Lambertian 特性を示すのは、海水が海水よりもマイクロ波に対する透過率が高く、海

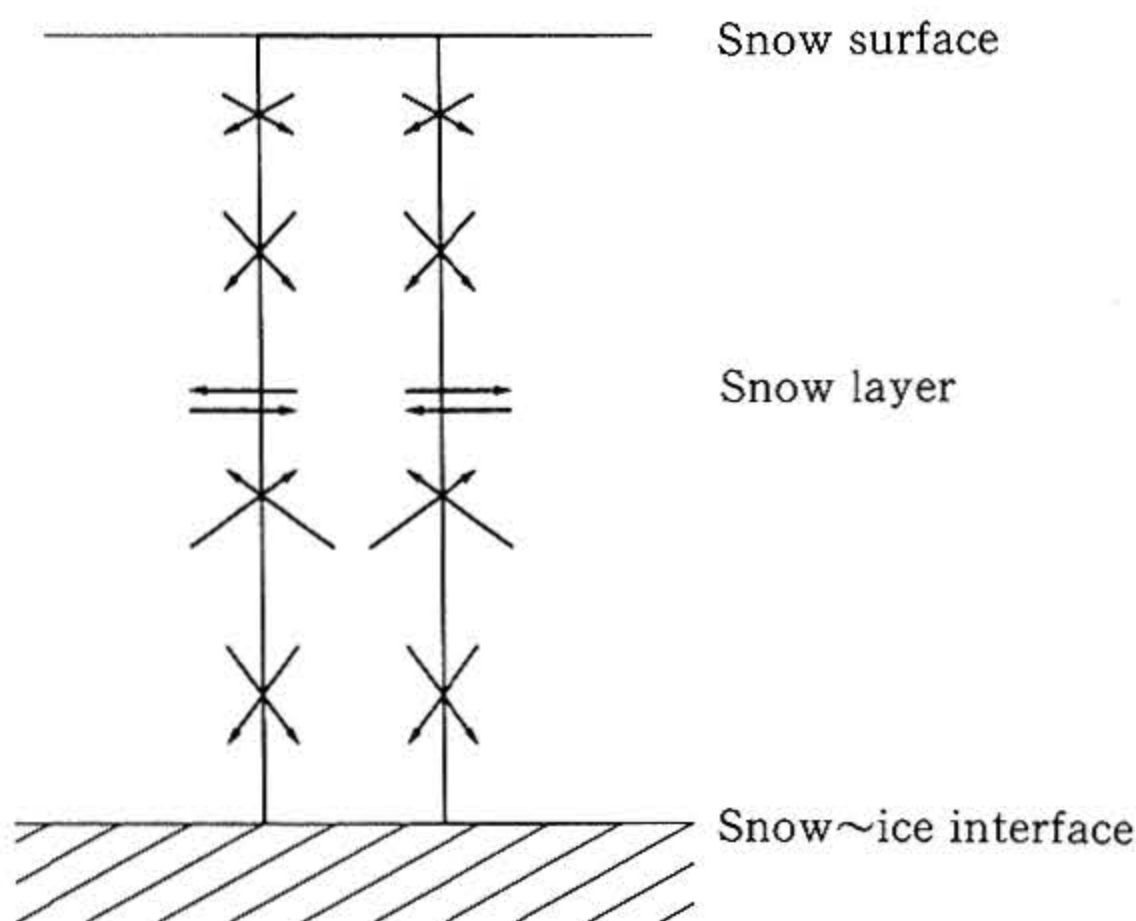


図3 拡散放射の対称性  
Fig. 3 Symmetry of diffuse radiation.

氷内部で強い散乱効果を受けたのち放射されたマイクロ波が、冠雪内へ入射したのちさらに強い散乱効果を受けて、一層等方性を帯びるためと考えられる。また、両偏波間の差は、海水、冠雪の場合とも観測が小さいほど小さくなる。したがって、上述のように、入射角が $90^\circ$ の垂直観測の場合は偏波を考慮せず、完全拡散放射として取り扱うことができるであろう。

(1)式と(2)式を解くと、 $A(z)$ と $B(z)$ に対する一般解としてそれぞれ(3)式と(4)式が得られる。

$$\begin{cases} A(z) = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_1 e^{rz} + \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_2 e^{-rz} + E & (3) \\ B(z) = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_1 e^{rz} + \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_2 e^{-rz} + E & (4) \end{cases}$$

ただし

$C_1, C_2$ : 積分定数

$r = \sqrt{(2s+k)k}$  ( $r > 0$ )

である。積分定数 $C_1$ と $C_2$ を決定するためには境界条件が必要である。境界条件は図1に示すとおりである。そして図1に示す境界条件から(5)式および(6)式が得られる。

$$\begin{cases} (i) z=Z \text{ のとき } A(z) = A(Z), B(z) = B(Z) = T_B^{\downarrow \text{sky}} & (5) \\ (ii) z=0 \text{ のとき } A(0) = T_B^{\uparrow \text{ice}} + \gamma_{\text{ice}} \cdot B(0), B(z) = B(0) & (6) \end{cases}$$

ただし

$Z$ : 冠雪の全深度

$T_B^{\downarrow \text{sky}}$ : 天空輝度温度

$T_B^{\uparrow \text{ice}}$ : 海水の輝度温度

$\gamma_{\text{ice}}$ : 海水の反射率

である。そして(5)式と(6)式から以下の(7)式~(10)式が得られる。

$$\begin{cases} A(Z) = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_1 e^{rZ} + \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_2 e^{-rZ} + E & (7) \\ B(Z) = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_1 e^{rZ} + \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_2 e^{-rZ} + E \\ = T_B^{\downarrow \text{sky}} & (8) \\ A(0) = \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_1 + \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_2 + E \\ = T_B^{\uparrow \text{ice}} + \gamma_{\text{ice}} \cdot B(0) & (9) \\ B(0) = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{k}{r} \right] C_1 + \frac{1}{2} \left[ 1 - \frac{k}{r} \right] C_2 + E & (10) \end{cases}$$

(9)式の $B(0)$ の代わりに(10)式の $B(0)$ を代入すると

$$\begin{aligned} \{(r-k) - \gamma_{\text{ice}}(r+k)\} C_1 + \{(r+k) - \gamma_{\text{ice}}(r-k)\} C_2 \\ = 2r \{T_B^{\uparrow \text{ice}} + (\gamma_{\text{ice}} - 1) E\} \\ = 2r \{T_B^{\uparrow \text{ice}} - \varepsilon_{\text{ice}} E\} \\ = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

である。ここで

$$a=(r-k)-\gamma_{ice}(r+k)$$

$$b=(r+k)-\gamma_{ice}(r-k)$$

とおくと(11)式は(12)式となる。

$$aC_1+bC_2=0 \quad (12)$$

そして(8)式と(12)式から積分定数 $C_1$ および $C_2$ はそれぞれ(13)式および(14)式のようになる。

$$C_1=\frac{2rb\{T_B^{\downarrow sky}-E\}}{b(r+k)e^{rZ}-a(r-k)e^{-rZ}} \quad (13)$$

$$C_2=-\frac{2ra\{T_B^{\downarrow sky}-E\}}{b(r+k)e^{rZ}-a(r-k)e^{-rZ}} \quad (14)$$

結局、海氷上の冠雪層内の任意の位置 $z$ における上向きおよび下向きのマイクロ波放射強度はそれぞれ(3)式および(4)式で与えられるが、冠雪表面（すなわち $z=Z$ ）における輝度温度は冠雪の深度 $Z$ に依存する。そこで、以下ではこれに対する検討を行う。

### 1.1.1 深度が十分大きい場合の冠雪表面の輝度温度（海氷の影響が表れない場合）

$A(z)$ において $z=Z$ とおくと冠雪深度が $Z$ のときの輝度温度が(15)式で与えられる。

$$A(Z)=\frac{\{b(r-k)e^{rZ}-a(r+k)e^{-rZ}\}\{T_B^{\downarrow sky}-E\}}{b(r+k)e^{rZ}-a(r-k)e^{-rZ}}+E \quad (15)$$

冠雪深度が十分に大きい場合 $Z \rightarrow \infty$ とすると(15)式から(16)式が導かれる。

$$\lim_{Z \rightarrow \infty} A(Z)=A(\infty)=\frac{r-k}{r+k} \cdot \left[ T_B^{\downarrow sky}-\frac{E}{k} \right] + \frac{E}{k} \\ =\frac{2kE}{r+k} + \frac{r-k}{r+k} \cdot T_B^{\downarrow sky} \quad (16)$$

結局、冠雪深度が十分大きくなると冠雪表面の輝度温度は(16)式の値に近づくことがわかる。

### 1.1.2 冠雪深度が浅い場合の冠雪表面の輝度温度（海氷の影響が表れる場合）

この場合は(15)式をそのまま用いることとなる。そこで、輝度温度の冠雪深度依存性を調べるためには(15)式を冠雪深度 $Z$ で微分し、その符号を調べる必要がある。(15)式を $Z$ で微分し整理すると(17)式が得られる。

$$\frac{dA(Z)}{dZ}=\frac{8abr^2k\{T_B^{\downarrow sky}-E\}}{\{b(r+k)e^{rZ}-a(r-k)e^{-rZ}\}^2} \quad (17)$$

(17)式の符号を調べるためには $a$ 、 $b$ の符号を明らかにしなければならない。氷の反射率が雪の反射率より大きいという観測事実と(16)式の第2項から

$$\frac{r-k}{r+k}=\gamma_{snow}<\gamma_{ice} \quad (\gamma_{snow} \text{は雪の反射率})$$

であるから

$$a=(r-k)-\gamma_{ice}(r+k)<0$$

となる。また

$$0<r-k<r+k$$

$$\gamma_{ice}<1$$

であるから

$$b=(r+k)-\gamma_{ice}(r-k)>0$$

となる。さらに

$$T_B^{\downarrow sky}-E<0$$

である。以上から $Z$ によらず

$$\frac{dA(Z)}{dZ}>0$$

となる。すなわち、冠雪表面の輝度温度は(16)式に示す輝度温度を漸近値として深度 $Z$ とともに単調に増加するのみで、極小値などは存在しない。

## 1.2 冠雪層内部におけるマイクロ波輝度温度

### 1.2.1 上向放射 $A(z)$

(3)式を深度 $z$ で微分すると(18)式が得られる。

$$\frac{dA(z)}{dz}=\frac{1}{2r}\{r(r-k)C_1e^{rz}-r(r+k)C_2e^{-rz}\} \\ =\frac{r\{T_B^{\downarrow sky}-E\}}{b(r-k)e^{rz}-a(r+k)e^{-rz}}\{b(r-k)e^{rz} \\ +a(r+k)e^{-rz}\} \quad (18)$$

ここで

$$\frac{dA(z)}{dz}=0$$

とおくと(19)式が得られる。

$$z=\frac{1}{2r}\ln\left[-\frac{a(r+k)}{b(r-k)}\right] \quad (19)$$

ところで(19)式が物理的意味をもつためには $z>0$ 、すなわち

$$b(r-k)+a(r+k)<0 \quad (20)$$

でなければならない。これを解いて

$$s<\frac{\gamma_{ice}}{1-\gamma_{ice}} \quad (21)$$

でなければならない。この場合は、冠雪層内での上向放射は

$$z=0\sim\frac{1}{2r}\ln\left[-\frac{a(r+k)}{b(r-k)}\right] \text{ において単調増加}$$

$$z=\frac{1}{2r}\ln\left[-\frac{a(r+k)}{b(r-k)}\right] \sim Z \text{ において単調減少}$$

$$z=\frac{1}{2r}\ln\left[-\frac{a(r+k)}{b(r-k)}\right] \text{ において極大となる}$$

となる。

### 1.2.2 下向放射B(Z)

上向放射の場合と同様にzで微分すると(22)式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{dB(z)}{dz} &= \frac{1}{2r} \{r(r+k)C_1 e^{rz} - r(r-k)C_2 e^{-rz}\} \\ &= \frac{r \{T_B^{\downarrow \text{sky}} - E\}}{b(r-k)e^{rz} - a(r+k)e^{-rz}} \{b(r+k)e^{rz} \\ &\quad + a(r-k)e^{-rz}\} \end{aligned} \quad (22)$$

(22)式において、 $0 < b$ ,  $a < 0$ ,  $0 < r+k$ ,  $0 < r-k$ であるが

$$|a(r-k)| < b(r-k)$$

であるため、(22)式はzにかかわらず

$$\frac{dB(z)}{dZ} < 0$$

となり、冠雪層内の下向放射強度は底面から表面に向かって単調に低下するのみで、極大値などは存在しないと推定される。

## 2 観測およびデータ

### 2.1 観測

観測は、図4に示すオホーツク海沿岸で1985～1992年の8年にわたり実施した。このうち、1987年と1988年には海水と海水上の冠雪のマイクロ波をともに、それぞれ紋別港および沙留港で観測した。この他、航空機により、1988年～1992年にサロマ湖(汽水湖)および流水(いずれも冠雪水)のマイクロ波を、1991年～1992年に海水面のマイクロ波をそれぞれ観測した。港内氷は自然定着氷であり、冠雪はその上の積雪層である。

海水マイクロ波の観測では、まず、海水上の積雪を幅約40m、距離約80mにわたって雪屑にいたるまで完全に除去し、サングリッターが認められるほど十分平滑な海水面を得て、24時間後に実施した。24時間後に実施した理由は、回復した海水面を完全に乾燥させるためと、海水面と大気とを完全に熱的に平衡にさせるためである。さらに、海水マイクロ波観測終了後は、降雪に伴って冠雪の深度が増すごとに冠雪のマイクロ波観測を実施した。この他、各港内隅に生じる吹き溜まり部も観測した。周波数は6.7GHzと18.6GHzで、両周波数とも垂直、水平偏波による観測を行った。観測角は10～80°間で10°ごとに変えた。海水、冠雪、天空のいずれの場合とも、すべての観測角において、200個の観測値を平均した。そして、観測角を10°ごとに変える一連の観測を数10回実施した。地上観測はこの要領で毎年繰り返した。

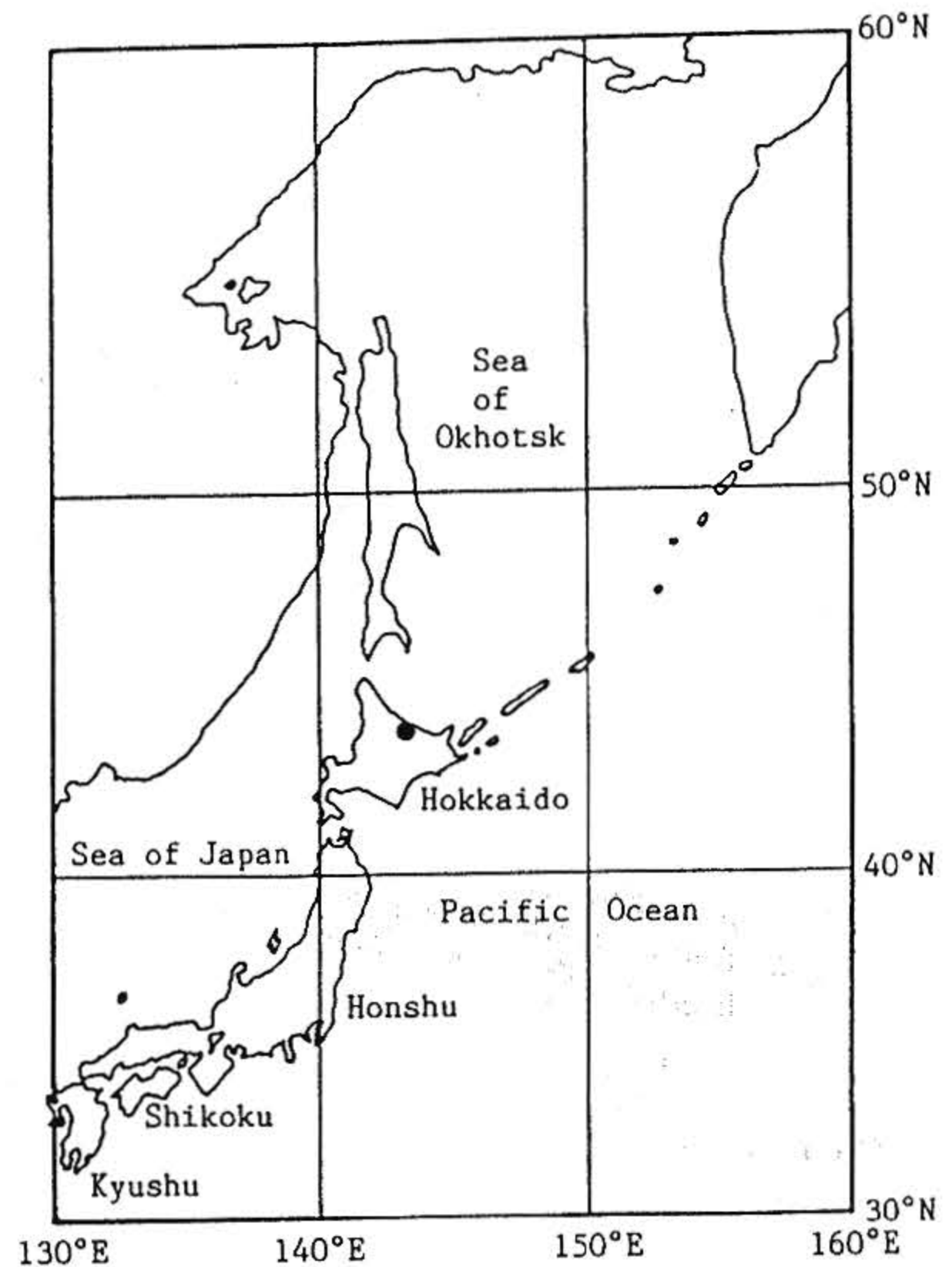


図4 観測場所(紋別および沙留)

Fig. 4 Observation site (Mombetsu and Saruru : ●).

航空機観測では、海水に対する見込み角レンジは0～60°であった。また、海水面に対しては、垂直観測のみを実施した。積分時間はほとんどの場合1秒である。

### 2.2 データ処理法

ここでの議論に用いたデータは主として1988年に観測したものである。輝度温度観測値は、雪氷の物理温度変化に伴う輝度温度変化、湿潤度や構造の変化に伴う輝度温度変化、および観測機器の環境条件依存性(特に環境温度依存性)等、環境条件や機器的条件に非常に敏感である。特に、雪氷の湿潤度に対する依存性が大きい。そこで、まず雪氷がほぼ乾燥状態にあると考えられる気温 $-4^{\circ}\text{C}$ 以下での観測データを採用した。さらに過冷却に伴う輝度温度変化の影響を除くため、 $-8^{\circ}\text{C}$ 以下のデータを除いた。さらに、航空機により気温が $-4^{\circ}\text{C}$ 以下のとき観測した $0^{\circ}\text{C}$ の海面に対するアンテナ温度の観測値と理論値との比較や、天空輝度温度の観測値と理論推定値との比較等も補正に対する指示として行った。これらの補正後もなお、バラツキを有するため、輝度温度の分布が正規分布に従うものとして、標準偏差 $\sigma$ 内に入る輝度温度のみを採用した。

図2及び5は、このようにして得た冠雪の偏波輝度温

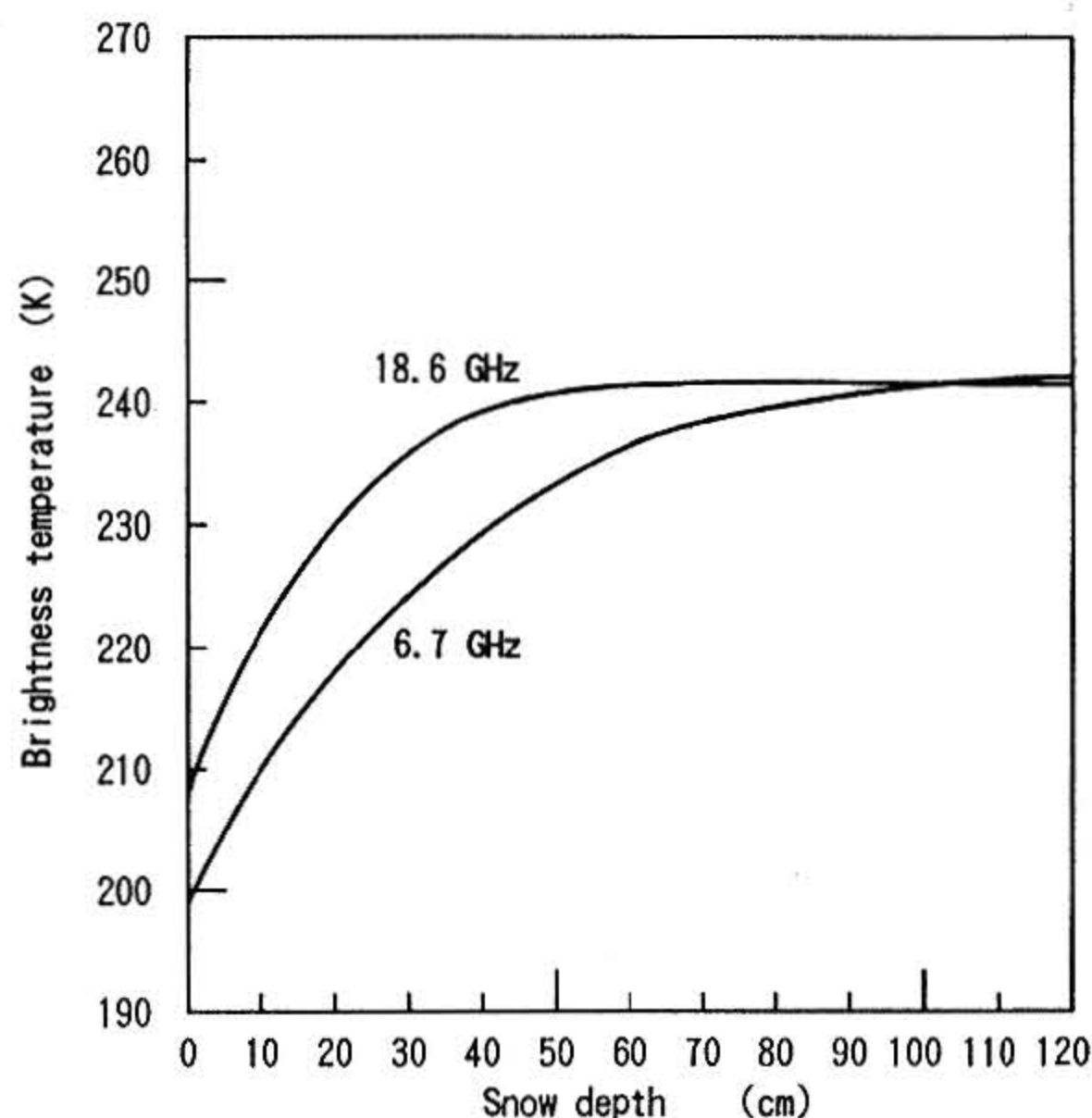


図5 6.7GHzおよび18.6GHzにおける冠雪表面輝度温度の冠雪深度依存性  
Fig. 5 Snow depth dependence of snow surface brightness temperature at 6.7 and 18.6GHz.

度の観測角依存性、並びに冠雪の垂直観測輝度温度の冠雪深度依存性をそれぞれ示したものである。図5は図2において外挿により得た観測角 $0^\circ$ での値に基づいている。図5に見られるように、冠雪表面輝度温度は、1 m以下の深度では周波数が低いほど漸近値からの隔たりが大きい。そこで、冠雪深度が十分大きい場合の表面輝度温度は、以下に述べる表面輝度温度の深度依存性モデルにより推定した。この深度依存性モデルは、(15)式を変形し輝度温度の観測値を当てはめることにより(23)式で与えられ、例として6.7GHzの場合のモデルを示す。

$$T_B^\dagger(Z) = T_B^{\dagger \text{ice}} + 53.2 [(1 - \exp(-1.80 \times 10^{-2} Z))] \quad (23)$$

ここで

$Z$  : 冠雪の深度(cm)

$T_B^{\dagger \text{ice}}$  : 海水の輝度温度(K)

$T_B^\dagger$  : 冠雪表面輝度温度(K)

である。

### 3 結果および考察

得られた放射伝達モデルを検証、評価することが必要である。そこで、このモデルが予測するマイクロ波と冠雪との相互作用定数、冠雪輝度温度の温度依存性などとそれらの観測結果や従来の報告値との比較を行う。そのうち、モデルにより予測させる冠雪内部でのマイクロ波の分布を検討する。

海水は、ブライン、気泡、氷晶などが混在し、また、

冠雪層は雪粒子からなるため、多重散乱効果により偏波の別が不明確になると予想されたが、図2に示すように、実際に観測結果から裏付けられた。したがって、冠雪層内を伝搬するマイクロ波放射を拡散放射と仮定し、さらに、拡散放射の対称性から後方散乱のみを減衰として取り扱うことは合理的である\*1。

Ulabyらの報告では、新生氷の輝度温度は7GHz近傍では $216 \pm 5$ K、18GHz近傍では $221 \pm 5$ Kである。これに対し、本観測では6.7GHzで199.2K、18.6GHzで209.0Kなる値を得た。われわれの観測値がUlabyらの報告値よりもやや低いのは、海水の生成条件の違いによる構造的な特徴や厚さが異なるためであると考えられる。

同様に、Ulabyによれば、十分なる深度を持ち、比較的観測した積雪層の輝度温度は、10GHz近傍で約260Kであり、37GHzで約180Kであることから、本研究における周波数である7GHz及び18GHzの近傍では、それぞれ260K前後および230~240Kと推定されるのに対して、本観測では6.7GHzで252.4K、18.6GHzで242.2K（ともにモデル推定値で、誤差は約 $\pm 2$ K）なる値を得た。以下の計算では、これらの値を用いた。

#### 3.1 冠雪層の減衰係数

深度が十分大きい場合の輝度温度は6.7GHzと18.6GHzではそれぞれ252.4Kおよび242.2Kとなる。これらの値と6.7GHzと18.6GHzにおける天空輝度温度の観測値を(16)式に代入すると $r$ と $k$ の関係が(24)式のように与えられる。

$$k = 0.883r \quad (6.7\text{GHz})$$

$$k = 0.812r \quad (18.6\text{GHz}) \quad (24)$$

一方、冠雪深度が11.2cmのときの輝度温度は、6.7GHzと18.6GHzではそれぞれ209.0Kと223.7Kであるから、(15)式から $r$ が(25)式のように決定できる。

$$r = 1.03 \times 10^{-2} \quad (6.7\text{GHz})$$

$$r = 2.68 \times 10^{-2} \quad (18.6\text{GHz}) \quad (25)$$

したがって、(24)式と(25)式から吸収係数 $k$ はそれぞれ(26)式のように決定できる。

$$k = 9.12 \times 10^{-2} \text{cm}^{-1} \quad (6.7\text{GHz})$$

$$k = 2.18 \times 10^{-1} \text{cm}^{-1} \quad (18.6\text{GHz}) \quad (26)$$

さらに、 $r = [(2s + k)k]^{1/2}$ であるから、後方散乱係数 $s$ は(27)式のように決定できる。

\*1 海中光学理論でも、拡散光 (diffuse light) は平行光 (beam light または collimated light) と区別して扱われ、海水中における懸濁粒子による後者の減衰係数 (volume attenuation) は前者の減衰係数 (beam attenuation) の数倍の大きさとなり、赤潮などでは10倍以上の大きさとなることが知られている。

$$s = 1.29 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1} \text{ (6.7GHz)}$$

$$s = 5.56 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1} \text{ (18.6GHz)}$$

ところで、冠雪層中でのマイクロ波の減衰係数は吸収係数と後方散乱係数の和であるが、6.7GHzと18.6GHzにおける吸収係数と後方散乱係数の推定値の和として求めた減衰係数はそれぞれ  $1.14 \times 10^{-2} \text{cm}^{-1}$  と  $2.793 \times 10^{-2} \text{cm}^{-1}$  となる。これに対して、Ulaby が測定した減衰係数は、4GHzで  $1 \sim 5 \times 10^0 \text{ Neper/m}$  (1Neper=8.69dBであるから  $2 \sim 10 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1}$ )、16GHzで  $1 \sim 3 \times 10^1 \text{ Neper/m}$  ( $2 \sim 6 \times 10^{-2} \text{cm}^{-1}$ ) である。6.7GHzと18.6GHzにおける減衰係数はともにこれらの値とほぼ同程度となると考えられるが、われわれのモデルで推定した減衰係数はUlabyの測定値の範囲とほぼ一致する。

### 3.2 冠雪輝度温度のさら特性および深度依存性

冠雪表面の輝度温度は深度に依存する。これを示したものが図5である。冠雪の深度に対する増加率は、40cm以下の深度では6.7GHzよりも18.6GHzの方が大きい。そして、表面輝度温度は18.6GHzでは深度が40cm以上になるとほとんど変化を示さなくなるのに対して、6.7GHzでは100cm以上の深度でもなお深度とともに上昇する。これは3.3において議論するように、冠雪層内におけるマイクロ波の散乱および吸収の効果の大きさの違い、すなわち雪粒子とマイクロ波との相互作用の大きさの違いによるものと思われる。すなわち波長の短い18.6GHzの方が6.7GHzよりも雪粒子との相互作用が大きいため、冠雪層との相互作用はより浅い深度で平衡に達するであろう。実際、海水の影響が表れなくなる十分大きな深度を、冠雪輝度温度の極限值との差が1K以下になる深度と定義すれば、3.1の方法で決定した相互作用定数を用いて(15)式から推定されるこの深度は、18.6GHzでは約50cmであるのに対して、6.7GHzでは約180cmとなり、18.6GHzでは観測値と一致する。したがって輝度温度の深度依存性を合理的に説明している。

なお、観測を実施した海水の厚さは平均50cmであった。Hallらの湖水観測結果に見られるように、海水の輝度温度も氷厚に依存すると予想されるが、本観測では確認できなかった。塩分測定は、観測視野全体にわたり採取した約20個の海水試料について実施した結果、約0.23%であった。観測を実施した海水は氷齡が約3ヶ月で、分類上はComisoの海水モデルの中の新生氷(New ice)に属するが、ComisoのIce modelに見られる新生氷の塩分(約0.4%)よりも低かった。

### 3.3 冠雪層内の輝度温度の分布および極大値

われわれの理論的推定では、図6に示すように、冠雪

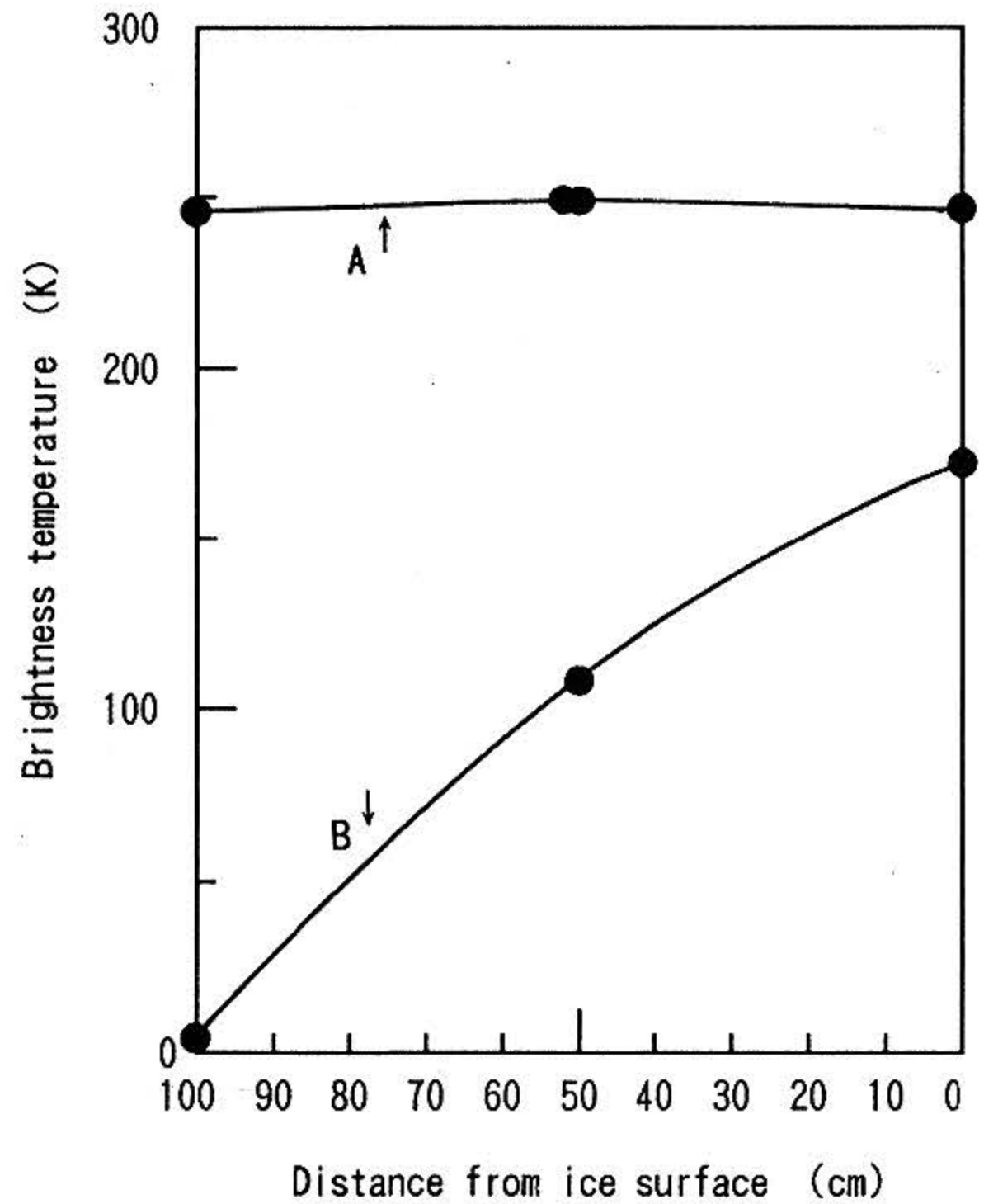


図6(a) 100cm深のモデル冠雪層内での6.7GHzの上下輝度温度のモデル推定

Fig. 6(a) Model prediction of downward and upward surface brightness temperatures at 6.7GHz in a 100cm thick model snow layer.

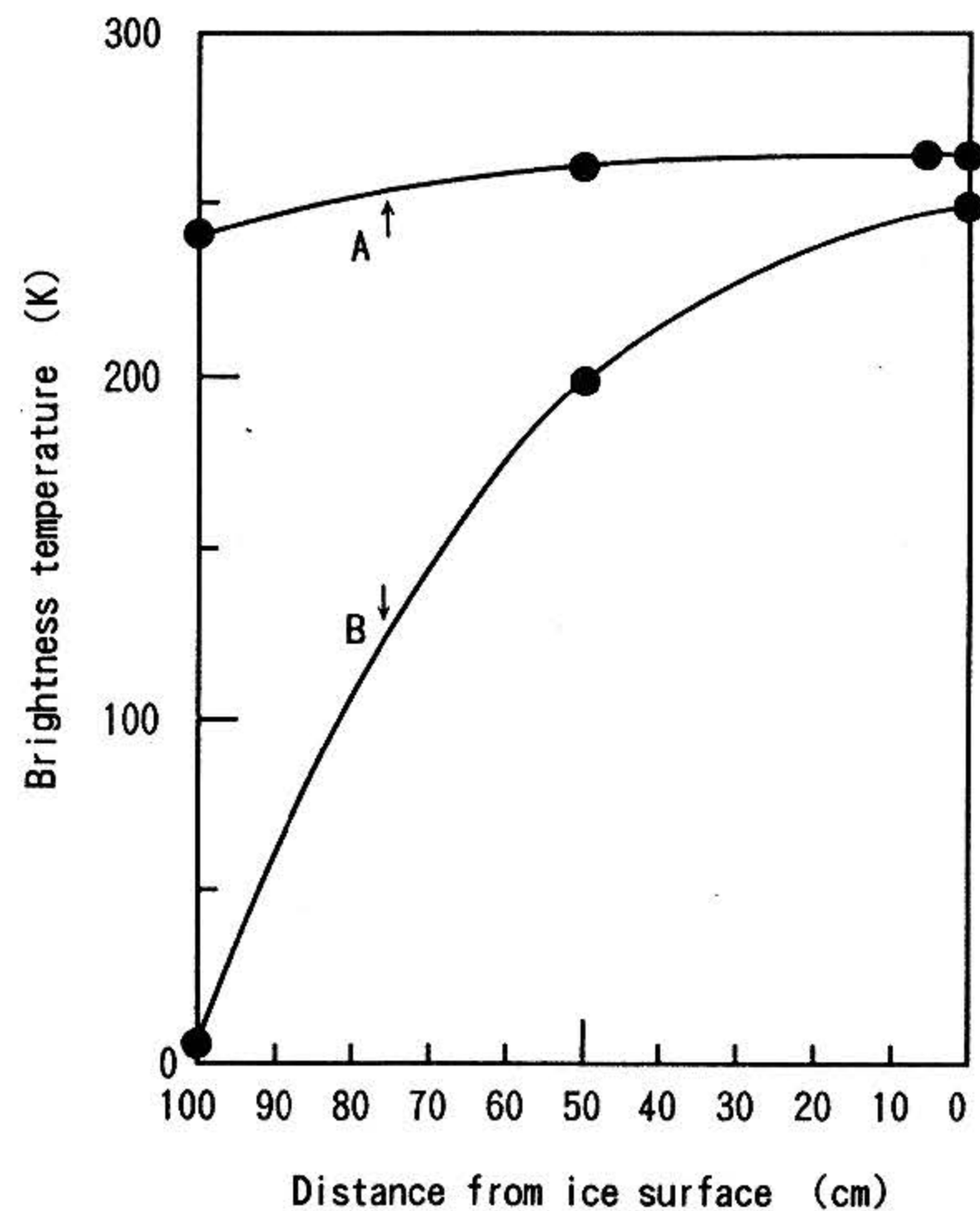


図6(b) 100cm深のモデル冠雪層内での18.6GHzの上下輝度温度のモデル推定

Fig. 6(b) Model prediction of downward and upward surface brightness temperatures at 18.6GHz in a 100cm thick model snow layer.

層内では下向放射には極値はないが、上向放射には極大値が存在する。そこで、厚さが100cmのモデル冠雪層内における上向き放射伝達素過程の輝度温度を示したものが図7である。3.2において決定した冠雪層の後方散乱係数 $s$ は6.7GHzおよび18.6GHzのいずれの場合とも $s < r_{ice}/(1-r_{ice})$ であるから、条件(2)を満足し、冠雪層内部における上向輝度温度には極大値が存在する。そこで、3.2で推定した吸収係数および後方散乱係数を用いて(19)式により推定した冠雪層内の上向輝度温度の極大値の存在する深度を求めると、6.7GHzで51.5cm、18.6GHzで4.5cmとなる。ところで、冠雪中の輝度温度を実測することは、放射の伝達場を乱すことになり不可能であるため、この極大値深度を直接的に確認することは不可能で

ある。そこで、個々の上向放射伝達素過程ごとの輝度温度変化およびそれらの総和から推定する。冠雪層内における上向マイクロ波放射伝達過程は次の4つの素過程に分けることができる。それらは、冠雪層内における自然放射過程、海水放射の透過過程、下向放射の後方散乱過程、および下向放射の海水面反射成分の透過過程である。図7は、このようにして得た冠雪層内における4つの素過程の輝度温度変化を示したものである。そして図7から明らかのように、深度とともに単調に減少する2つの輝度温度過程と単調に増加する2つの輝度温度過程から成る。その結果として、冠雪層内に極大が生じることになる。実際、厚さが100cmのモデル冠雪層内における輝度温度は、両周波数ともどの点でも約242Kである

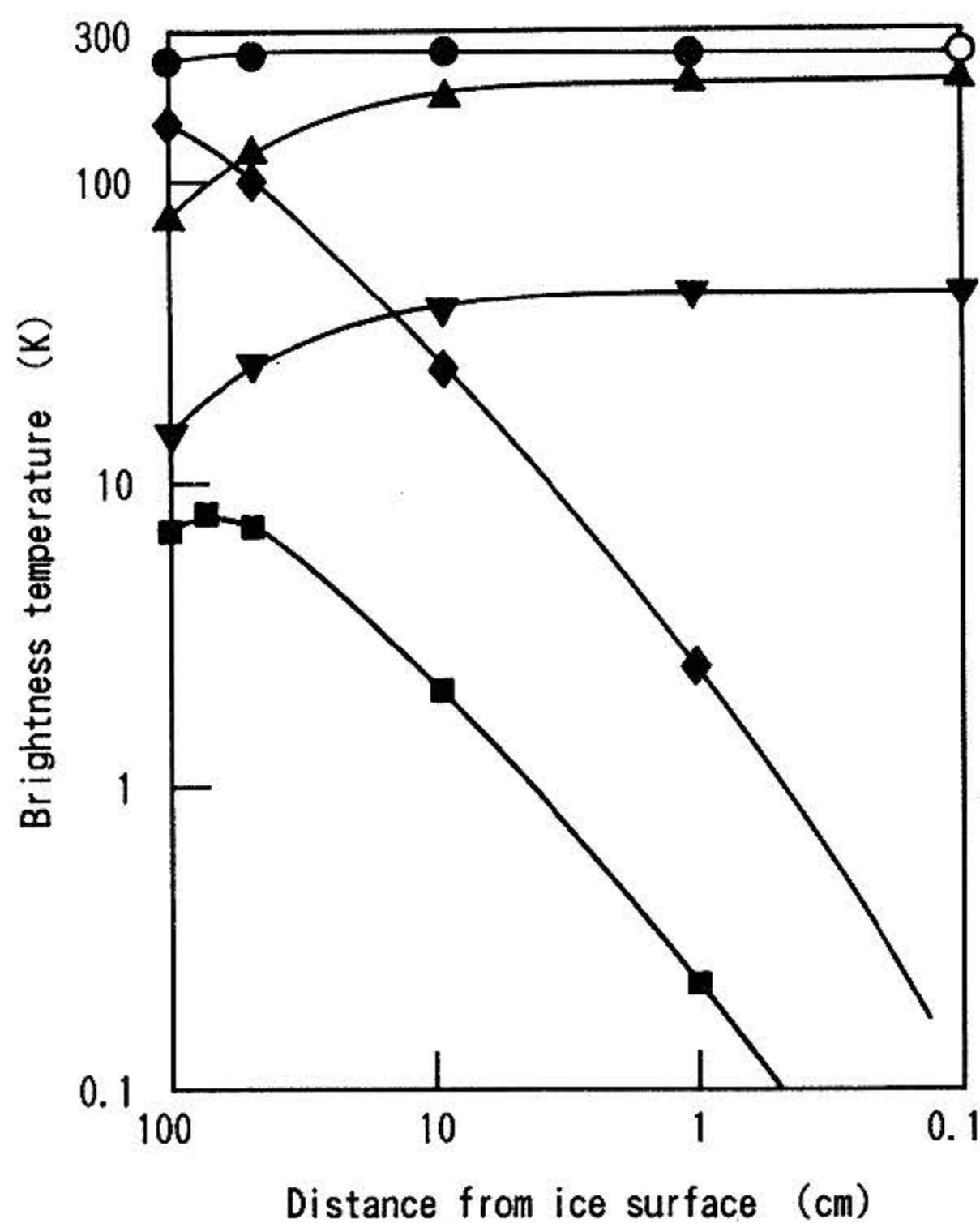


図7(a) 100cm深の冠雪層内での6.7GHzの上向き放射伝達素過程輝度温度の理論推定値

Fig. 7(a) Theoretical estimation of brightness temperature of upward elementary radiative transfer processes at 6.7GHz in a 100cm thick model snow layer.

- : total upward radiation
  - ▲ : transmission of ice emission
  - ▼ : ice surface reflection of downward radiation
  - ◆ : spontaneous upward emission from snow layer
  - : backward-scattering of downward radiation
- solid symbol : model-estimated  
open symbol : observed

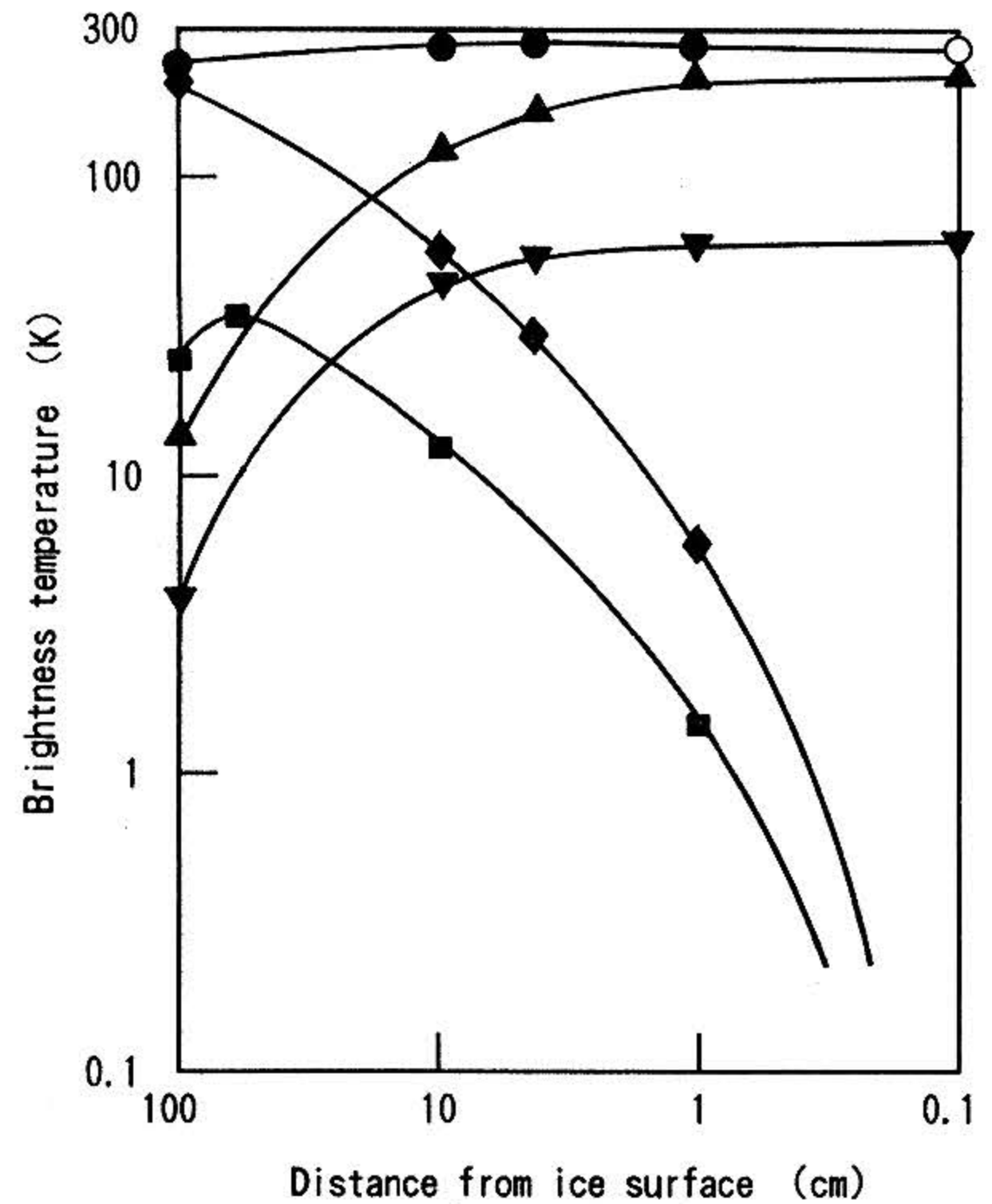


図7(b) 100cm深の冠雪層内での18.6GHzの上向き放射伝達素過程輝度温度の理論推定値

Fig. 7(b) Theoretical estimation of brightness temperature of upward elementary radiative transfer processes at 18.6GHz in a 100cm thick model snow layer.

- : total upward radiation
  - ▲ : transmission of ice emission
  - ▼ : ice surface reflection of downward radiation
  - ◆ : spontaneous upward emission from snow layer
  - : backward-scattering of downward radiation
- solid symbol : model-estimated  
open symbol : observed

が、極大深度では2～3K高い。また、モデルによって推定した冠雪表面輝度温度は観測輝度温度と一致した。なお、モデルでは冠雪の深度が極大値深度よりも浅い場合は冠雪層内には輝度温度の極大値は存在しない。

#### 4 結論

本研究から以下のように結論できる。

- (1) 氷上冠雪を垂直観測する場合、冠雪深度がある程度以上であれば、マイクロ波放射を Lambertian であると仮定することは合理的である。また、冠雪内を伝搬する放射についても拡散放射であると仮定することは合理的である。
- (2) (1)の仮定のもとに、冠雪内放射伝達過程を2流モデルで取り扱うことができ、このモデルにより推定したマイクロ波と冠雪層との相互作用定数は、報告されている実測値と一致する。また、モデル予測する冠雪表面輝度温度の深度依存性は観測結果と一致する。
- (3) マイクロ波と冠雪層との相互作用過程は、冠雪層の深度と周波数の双方に大きく依存する。冠雪層表面輝度温度は、周波数が高いほど深度変化に敏感であるため、浅い深度で漸近値に到達するのに対して、周波数が高いほど漸近値に達する深度は大きくなる。
- (4) 冠雪層内では、すべての深度において上向放射が下向放射よりも大きい。
- (5) 冠雪層内を伝搬する上向きのマイクロ波放射の輝度温度は、冠雪深度がある値以上の場合は極大値をもつ。これに対して、下向のマイクロ波放射の輝度温度は、いかなる場合も極大値も極小値ももつことはなく、冠雪表面から底面に向かって単調に上昇するのみである。

#### おわりに

本研究において対象とした海水および冠雪以外にも、種々の海水や冠雪があり、ここで得た結果は必ずしもすべての海水および冠雪に当てはまるものではない。実際、海水には様々な種類があり、しかも経時変化（例えば、気温の変化に伴って融解や凍結を繰り返すほか、大気中の汚染粒子等により汚染する）する。したがって、ここで得た結果をさらに一般化するための方法を考慮する必要がある。

また、冠雪の深度の増加とともに冠雪表面の放射がますます等方性を帯びることから、陸上積雪のような海水

上冠雪よりもさらに深度の大きい積雪層に対しても適用が可能であると考えられ、今後の研究の機会を待ちたい。

#### 参考文献

- 1) Ulaby, F.T., R.K. Moore, and A.K. Fung, "Microwave remote sensing, active and passive, vol. 3, From theory to applications", Artech House Inc., (1986), pp. 1478-1517, pp. 1597-1646.
- 2) Kubelka, P., "New contributions to the optics of intensely light-scattering materials. Part-1", J. Opt. Soc. Am., **38** (5), 448-457, (1948).
- 3) Yamada, N., and S. Fujimura, "Nondestructive measurement of chlorophyll pigment content in plant leaves from three-color reflectance and transmittance", Appl. Opt., **30** (27), 3964-3972, (1991).
- 4) Sasaki, Y., and I. Asanuma, "Observation of the heat flux between atmosphere and ice sea", Proc. Int'l Symp. Japanese Pacific Climate Study, 143-152. Tukuba Science City, 19-20 Oct., (1989).
- 5) Lohanick, A.W. and T.C. Gremfel, "Variations in brightness temperature over cold first-year sea ice near Tuktoyaktuk, Northwest territories", J. Geophys. Res., **91**, C4, 5133-5144, (1986).
- 6) Comiso, J.C., "Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations", J. Geophys. Res., **88**, C12, 7686-7704.
- 7) Svendsen, E., K. Kloster, B. Farrelly, O.M. Johannessen, J.A. Johannessen, W.J. Campbell, P. Gloersen, D. Cavalieri, and C. Matzler, "Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for sea ice research", J. Geophys. Res., **88**, C5, 2781-2791, (1983).
- 8) Hallikainen, M.T., "Retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data: Effect of land-cover categories and weather conditions", IEEE J. Oceanic Eng., OE-9 (5), 372-376, (1984).
- 9) Kim, Y.S., R.G. Onstott, and R.K. Moore, "The effect of a snow cover on microwave backscatter from sea ice", IEEE J. Oceanic Eng., OE-9 (5), 383-

- 388, (1984).
- 10) Gloersen, P., W. Nordberg, T.J. Schmugge, and T.T. Wilheit, "Microwave signature of first-year and multi-year sea ice", *J. Geophys. Res.*, **78** (18), 3564-3572, (1973).
  - 11) Okamoto, K., R.K. Hawkins, and C.E. Livingstone, "Remote sensing of Arctic sea-ice by the microwave scatterometer and microwave radiometer", *J. Japan Soc. Remote Sens.*, **3** (3), 17-42, (1983) (in Japanese).
  - 12) Tiuri, M., A.H. Sihvola, E.G. Nyfors, and M.T. Hallikainen, "The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies", *IEEE J. Oceanic Eng.*, **OE-9** (5), 377-382, (1984).
  - 13) Matzler, C., H. Aebischer, and E. Schanda, "Microwave dielectric properties of surface snow", *IEEE J. Oceanic Eng.*, **OE-9** (5), 366-371, (1984).
  - 14) Hall, D.K., J.L. Foster, A.T.C. Chang, and A. Rango, "Freshwater ice thickness observations using passive microwave sensors", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE-19** (4), 189-193, (1981).
  - 15) Cavallieri, D.J., S. Martin, and P. Gloersen, "Nimbus-7 SMMR observations of the Bering Sea ice cover during March 1979", *J. Geophys. Res.*, **88** (C5), 3913-3919, (1986).
  - 16) Ono, N., "Heat flux between ocean and atmosphere through sea ice", *Proc. 3rd Int'l Symp. Okhotsk Sea and Sea Ice*, (1988), Mombetsu, Hokkaido, Japan, pp. 89-90.
  - 17) 佐々木保徳・藤村貞夫, "海水冠雪のマイクロ波放射伝達モデルの誘導と評価", *日本リモートセンシング学会誌*, vol. **14**. No. **11**, pp. 3~14, (1994).
  - 18) Sasaki, Y., H. Nakamura, and S. Fujimura, "Depth dependence of snow brightness temperature on sea ice," *Proc. 1993 Int'l Symp. Geoscience and Remote Sens.*, Tokyo, Aug. 18-21, 1993, pp. 331-333.

(原稿受理 : 1995年 5月 8日)