



Title	2波長雲レーダーによる巻雲の観測
Author(s)	播磨屋, 敏生; HARIMAYA, Toshio; 桑田, 路子 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 1-10
Issue Date	2005-03-15
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.68.1">https://doi.org/10.14943/gbhu.68.1</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14357">https://hdl.handle.net/2115/14357</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	68_p1-10.pdf



## 2 波長雲レーダによる巻雲の観測

播磨屋敏生・桑田 路子・千葉ゆきこ

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

真木 雅之・岩波 越・三隅 良平・朴 相郡・須藤美穂子

防災科学技術研究所

(2004年12月3日受理)

### Observations of Cirrus Cloud by Dual-Wavelength Cloud Radar

Toshio HARIMAYA, Michiko KUWATA, Yukiko CHIBA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Masayuki MAKI, Koyuru IWANAMI, Ryohei MISUMI, Sanggoon PARK and Mihoko SUTO

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

(Received December 3, 2004)

It is well known that cirrus clouds affect the radiation budget of the earth. Radar observations are recommended as one of the remote sensing observations for cirrus clouds. However, it is important to develop a method that precisely estimates the microphysical variables from the radar observation parameters. Two radars at different wavelengths can estimate microphysical variables such as the ice water content and size distribution of cirrus particles, because the shorter wavelength scatters in the Mie rather than the Rayleigh regime as the particle diameter increases.

The sensitivities of parameters assumed in this case were tested from scattering calculations by the T-matrix method. When the size distribution of cirrus particles is assumed by the gamma distribution, the shape parameter  $\mu$  is necessary. To test the sensitivity of the microphysical variables to the shape of the distribution, three values for the shape parameter  $\mu$  (0, 1, 2) were considered. The results indicate that the derived microphysical variables are moderately insensitive to the range of  $\mu$ . Therefore, we use the value zero as  $\mu$  in this paper. In contrast, we found that the microphysical variables were moderately sensitive to the density of the cirrus particles due to the change of dielectric constant. Therefore, we need to determine carefully the density function of cirrus particles. The microphysical variables were also moderately sensitive to the aspect ratios of the oblate spheroid representing a crystal habit. Because it is difficult to determine from observation whether cirrus particles have one fixed shape, we assume them to be spheres in this paper.

We tried to obtain a number concentration parameter  $N_0$  of the gamma distribution representing the size distribution of cirrus particles, and succeeded to obtain it. Therefore,

we could obtain the size distribution of cirrus particles.

The above methods for determining the microphysical variables were applied to a cirrus cloud observed at Tsukuba, Japan on 25 June 2001. We obtained a vertical profile of the ice water content and the difference of size distributions at varying altitudes. The results show the following growth and evaporation processes. Cirrus particles are formed at the cloud top and continue to grow by sublimation while falling through the upper and middle portions of the cirrus cloud. After that, the particles become smaller by sublimation evaporation when they entered a dry layer.

By investigating methods to determine the significant microphysical variables and then to accurately measure these variables, dual-wavelength radar can be a useful tool for the remote sensing of cirrus clouds.

## I. ま え が き

巻雲は地球の放射収支に大きな影響を持つと言われている。それは、巻雲をはじめとする氷雲が地球の表面の20–30%を覆っていることに起因する。これらの雲は、太陽放射の一部を反射するアルベド効果と、地上からの赤外放射を吸収して対流圏や地表面の温度上昇を促す温室効果を持つ。それゆえ、この二つの効果が地球の放射収支や気候変動に大きな影響を持つと考えられる。

巻雲については、地上観測や気象衛星によるリモートセンシングと、航空機によるその場観測などにより、研究が進められている。その場観測によるデータ取得は、微物理量をはじめとする微物理特性を直接的に調べることができるので、重要な観測方法である。しかしながら、そのような特性は時間的・空間的変動が激しく、これらを理解するためには連続的に、かつ広範囲にわたるデータ取得が望ましい。その場観測は連続的かつ広範囲にわたる観測が難しく、そのためリモートセンシングによる連続的・広範囲のデータ取得に期待がもたれる。

巻雲のリモートセンシングの方法の一つとして、レーダによる観測があげられる。そこでは、レーダの観測パラメーターから微物理量を正確に見積もる方法の開発が重要な課題である。そのような観測方法の一つとして、いわゆる $Z$ - $IWC$ 関係があげられる。これは、レーダ反射因子 $Z$ と氷水量 $IWC$ の関係を、航空機によるその場観測で得られたデータからあらかじめ計算しておくことにより、地上レーダで計測したレーダ反射因子から氷水量を求めるという方法である。この関係式については様々な研究者（例えば、Atlas et al., 1995; Liu and Illingworth, 2000）により改良が進められた。しかしながら1波長レーダによる観測では、得られる情報量が少ないという問題点、また情報量が少ないがゆえに、見積もった微物理量に生じる誤差が大きいという問題点があった。そこで、2波長レーダを用いた研究が行われるようになったのである。

巻雲は氷晶から成る雲であり、比較的大きな氷晶が存在するため、氷晶と比べてレーダ波の波長が十分に長い場合にはレイリー散乱が生じるが、氷晶の大きさとレーダ波の波長が同程度である場合にはミー散乱が生じる。この2種類の散乱特性を利用し、Dual-Wavelength Ratio ( $DWR$ )と呼ばれるパラメーターを使うことが可能となる。このパラメーターを使った研究は、Matrosov (1993), Sekelsky and McIntosh (1996), Hogan and Illingworth (1999)などによって行われ

ている。

ここでは, Hogan et al. (2000)の方法を用いてメディアン体積直径 $D_0$ と氷水量を求めた。その方法において用いられる仮定されたパラメーターの影響度をまず調べた。それからメディアン体積直径と観測において測定したレーダ反射因子から数濃度パラメーター $N_0$ を求めることを試みた。これにより、雲に関する情報として重要な巻雲粒子の粒径分布を知ることができる。以上のようにして求めた微物理量の解析例も示す。

## II. 散乱計算

巻雲は氷粒子からなる雲で、比較的大きな粒子が存在し得る。巻雲粒子は、その大きさのために、レイリー近似が成り立つとは限らず、用いるレーダの波長によってはミー散乱を生じる。そのため、異なる二つの波長のレーダ波を巻雲粒子に当てることにより、散乱の特性の違いを利用して雲の微物理量を知ることが可能となる。

2波長レーダを用いた観測に利用される Dual-Wavelength Ratio (*DWR*)は次のように定義される。

$$DWR = 10 \log_{10} \frac{Z_{35}}{Z_{95}} \text{ dB.} \quad (1)$$

本研究の観測には 35 GHz と 95 GHz のレーダ波を用いたので、そのレーダ反射因子を $Z_{35}$ と $Z_{95}$ で表している。ここで巻雲粒子の粒径分布としては、一般に良く使われているガンマ分布(例えば、Kosarev and Mazin, 1991)を仮定する。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left(\frac{-[3.67 + \mu]D}{D_0}\right), \quad (2)$$

ここで、 $N(D)dD$ は単位体積中の粒子の等価体積直径 $D$ と $D+dD$ 間の粒子数、 $N_0$ は数濃度パラメーター、 $\mu$ は形パラメーター、 $D_0$ はメディアン体積直径である。この場合の等価反射因子 $Z_f$ は次式になる。

$$Z_f = \int_0^{D_{max}} \frac{|K(\rho)|^2}{0.93} D^{6+\mu} N_0 \exp(-[3.67 + \mu]D/D_0) \gamma_f(D) dD. \quad (3)$$

ここで、 $|K(\rho)|^2$ は氷の誘電率に関するパラメーターで、巻雲粒子の密度の関数でもある。 $\gamma_f(D)$ は、レイリー散乱の場合の後方散乱断面積に対するミー散乱の場合の後方散乱断面積の比であり、添字 $f$ はこのパラメーターがレーダ波の周波数によって変化する値であることを意味する。また巻雲粒子の直径 $D$ の関数でもある。

次に、氷水量 *IWC* は、巻雲粒子の密度を $\rho$ とすると次式になる。

$$IWC = \frac{\pi}{6} \int_0^{D_{max}} \rho D^{3+\mu} N_0 \exp(-[3.67 + \mu]D/D_0) dD. \quad (4)$$

ここで、*IWC*に対する $Z_{35}$ の比をパラメーター $R_{35}$ とおくと、

$$R_{35}(D_0) = \frac{Z_{35}}{IWC} = \frac{\int_0^{D_{max}} \frac{|K(\rho)|^2}{0.93} D^{6+\mu} \exp(-[3.67 + \mu]D/D_0) \gamma_f(D) dD}{\frac{\pi}{6} \int_0^{D_{max}} \rho D^{3+\mu} \exp(-[3.67 + \mu]D/D_0) dD}. \quad (5)$$

これらによって、 $DWR$ 、 $R_{35}$ 及び $IWC$ をあらかじめ計算しておくことができる。

### 1. 仮定パラメーターの影響度

一般的に、巻雲粒子の粒径分布としては(2)式で表されるガンマ分布が使われる。その場合の周波数 $f$ のレーダ波に対する等価反射因子は(3)式で表される。その(3)式を(1)式に代入すると、数濃度パラメーター $N_0$ は消去されて、未知パラメーターは形パラメーター $\mu$ とメディアン体積直径 $D_0$ のみとなる。したがって $\mu$ をある一定値に固定すると、 $D_0$ の値と $DWR$ の値の関係が求まることになる。微物理量を求める方法において、形パラメーター $\mu$ として0, 1, 2を仮定する場合が多いので、その計算結果をFig. 1に示す。なお各周波数毎の等価反射因子の計算には、T-matrix法が使われた。

次に $IWC$ に対する $Z_{35}$ の比を表す(5)式を見る。この式においても、未知パラメーターは形パラメーターとメディアン体積直径だけである。従って $\mu$ をある一定値に固定すると、 $D_0$ の値と $R_{35}$ の値の関係が求まる。Fig. 1において $D_0$ と $DWR$ の関係がすでに分かっているので、結果として $R_{35}$ の値に対する $DWR$ の値が求まる。形パラメーター $\mu$ が0, 1, 2の場合の値をFig. 2に示す。

Fig. 2においては、 $\mu$ の値によって両者の関係が多少変わるが、Fig. 1においてはほぼ一致するのが見られる。そこで本研究では、 $\mu=0$ の仮定をおくことにする。

上述の等価反射因子の計算式には、氷の誘電率に関するパラメーター $|K(\rho)|^2$ が入っている。こ

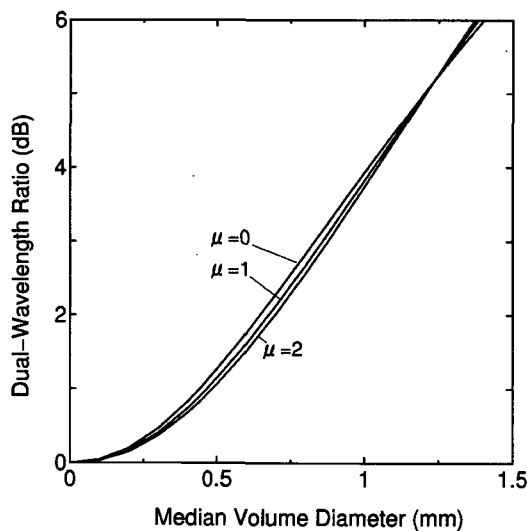


Fig. 1.  $D_0$ - $DWR$  relationships when three values for the shape parameter  $\mu(0, 1, 2)$  are considered.

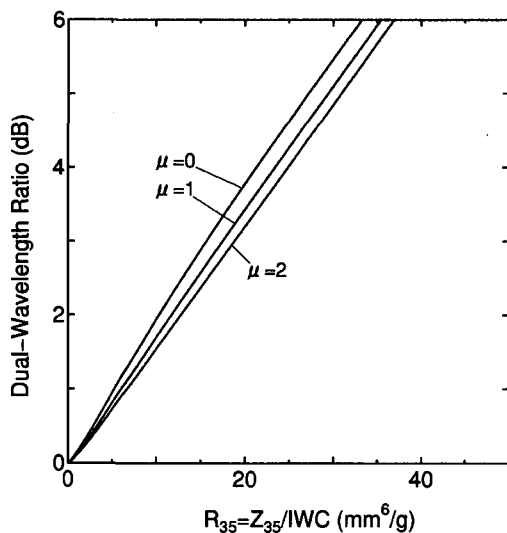


Fig. 2. As in Fig. 1 except for  $R_{35}$ - $DWR$  relationships.

の値は、巻雲粒子の密度の関数でもある。巻雲粒子の密度として、Brown and Francis (1995)の研究結果を基にした

$$\rho = 0.07D^{-1.1} \text{ g cm}^{-3} \quad (6)$$

が一般的に使われることが多い。本研究でもこの密度関数を採用した。巻雲粒子の $|K(\rho)|^2$ の計算方法を具体的に以下に述べる。まず Libe et al. (1989)の式を使って氷の誘電率を計算し、次にその結果を用いて空気を含む氷粒子(すなわち氷の密度はより小さくなる)の誘電率を、Maxwell-Granet (1904)の式を変形した Meneghini and Liao (1996)の式により計算した。(6)式と他の密度関係を用いた $D_0$ -DWR関係を Fig. 3に、 $R_{35}$ -DWR関係を Fig. 4に示す。このとき、Fig. 3においては密度関数式の $D$ の次数が等しいと、たとえ係数が違っても $D_0$ -DWR関係はどれも等しいことが分かる。しかし、 $D$ の次数が異なると $D_0$ -DWR関係は異なる。また Fig. 4において見られるように、 $R_{35}$ -DWR関係はたとえ $D$ の次数が同じであっても用いる密度関数によって、全ての場合で異なる。ここに示した比較からもわかるように、密度関数の仮定の仕方によって求める微物理量に大きく影響するため、密度関数の選択は慎重に行う必要がある。

巻雲粒子は、核形成により氷晶が発生し、その後昇華成長する。この時、周囲の気温や湿度が成長の仕方に大きく影響し、大きさや形が決まる。一つの雲内においても様々な粒径・形をした粒子が存在するため、晶癖の仮定は非常に難しい。氷晶の軸比を変えた場合の関係 $D_0$ -DWRを Fig. 5に、 $R_{35}$ -DWR関係を Fig. 6に示す。軸比の変化によって、これらの関係も変化することが分かる。氷晶の形を非球形の特定の一つの形に仮定することは難しいため、本研究では Hogan et al. (2000)に倣い、球形と仮定する。

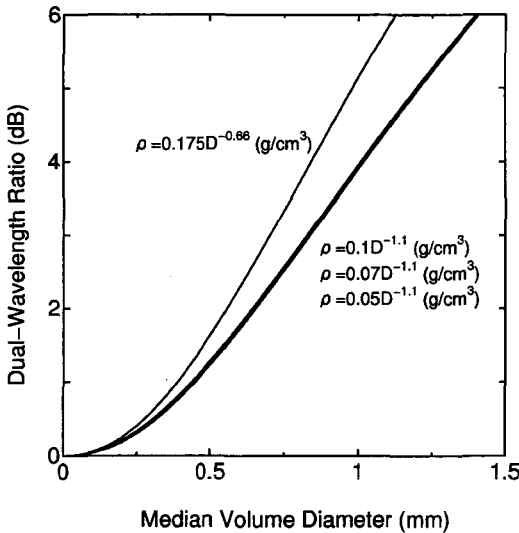


Fig. 3.  $D_0$ -DWR relationships when four values for the density  $\rho$  are considered.

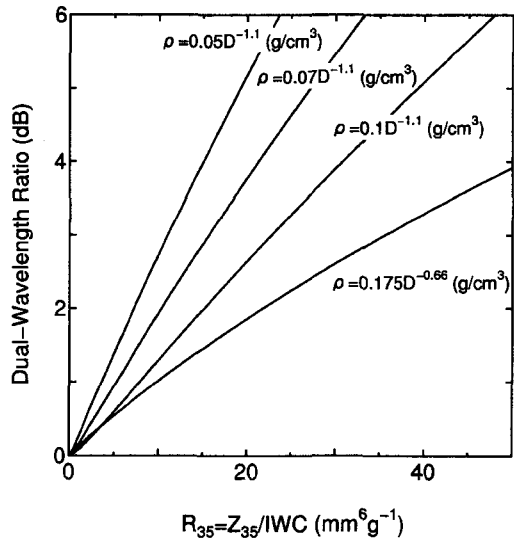


Fig. 4. As in Fig. 3 except for  $R_{35}$ -DWR relationships.

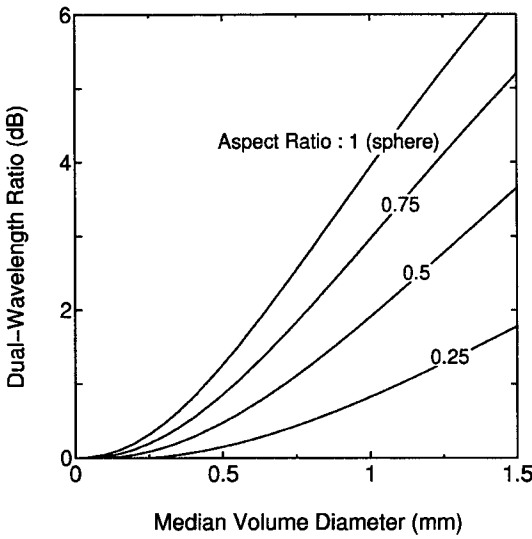


Fig. 5.  $D_0$ -DWR relationships when four values for the aspect ratio are considered.

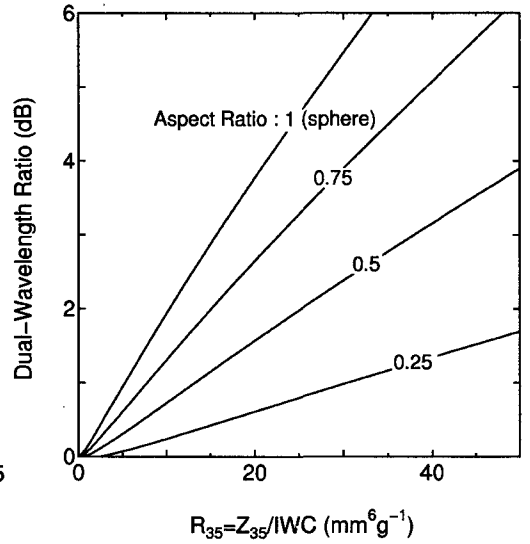


Fig. 6. As in Fig. 5 except for  $R_{35}$ -DWR relationships.

## 2. 数濃度パラメーター $N_0$

本研究では、以上の  $D_0$  と  $IWC$  に加えて、数濃度パラメーター  $N_0$  を求めることを試みた。これもやはり、あらかじめ T-matrix 法による計算を行っておく必要がある。すでに述べた通り、レーダ反射因子は粒径分布が決まると、その値を計算できる。したがって、粒径分布を表すパラメーターのうち形パラメーター  $\mu$  とメディアン体積直径  $D_0$  の値を固定した場合、残る数濃度パラメーター  $N_0$  の値を変化させると、それに伴って反射因子の値も変動するので、 $N_0$  と  $Z_{35}$  の関係式が導けることになる。そのように求めた、仮定された  $\mu=0$  のときの  $N_0$ - $Z_{35}$  関係を Fig. 7 に示す。

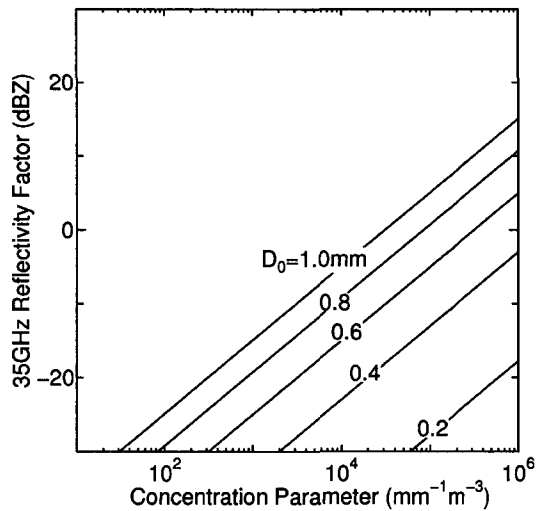


Fig. 7.  $N_0$ - $Z_{35}$  relationships when five values for the median volume diameter are considered.

以上より、測定方法を次のようにまとめる事ができる。巻雲のある部分の  $Z_{35}$  と  $Z_{95}$  を測定する。それを (1) 式に代入することによって、DWR が求まる。その DWR から Fig. 1 を使って  $D_0$  が求まる。また DWR を Fig. 2 の曲線に入れることによって  $R_{35}$  が求まる。そこで測定値である  $Z_{35}$  を  $R_{35} = Z_{35}/IWC$  に入れることによって  $IWC$  は求まる。次に Fig. 7 において、先に求めた  $D_0$  の曲線を選

び、測定された $Z_{35}$ を入れることによって $N_0$ が求まる。その $N_0$ が分かることによって(2)式から粒径分布形が決まる。

### III. 結 果

2001年6月25日につくば市にある防災科学技術研究所構内に設置されたマルチパラメーターレーダシステム(Ka/Wバンド, Xバンド)のKaバンド(35 GHz)とWバンド(95 GHz)2波長ミリ波レーダで巻雲が観測された。当日の天気図によると、つくば市は日本海にある低気圧の暖域に入っていた。それに伴い、同市にある館野高層気象台における21時の高層気象観測データによると、巻雲の観測高度(約10000 m)には氷に対する相対湿度90%以上の湿潤層が存在していた。

当日の18時30分-21時に35 GHzレーダで観測された巻雲のレーダ反射因子の時間高度断面図をFig. 8に示す。雲底は最も低い場所でも高度約8000 mであり、その高度における館野高層気象台の温度は約 $-15^{\circ}\text{C}$ 以下であり、雲層全体が氷晶から形成されていると考えられる。このうち、雲層が十分に厚い箇所について、鉛直構造を次に見る。

Fig. 9は、20時03分における35 GHz(Kaバンド)レーダ及び95 GHz(Wバンド)レーダで観測されたレーダ反射因子の鉛直プロファイルである。雲頂から雲底に向かって見ていくと、まず雲頂は12000 m付近で、レーダ反射因子の値は小さく、そこから35 GHz, 95 GHz共にレーダ反射因子が徐々に増加していくのが見られる。11500-11000 mにかけて最初のピークが現れ、10500 mあたりで一旦弱まる。その後再び反射因子は増加して約9000 mの地点で最大値をとり、

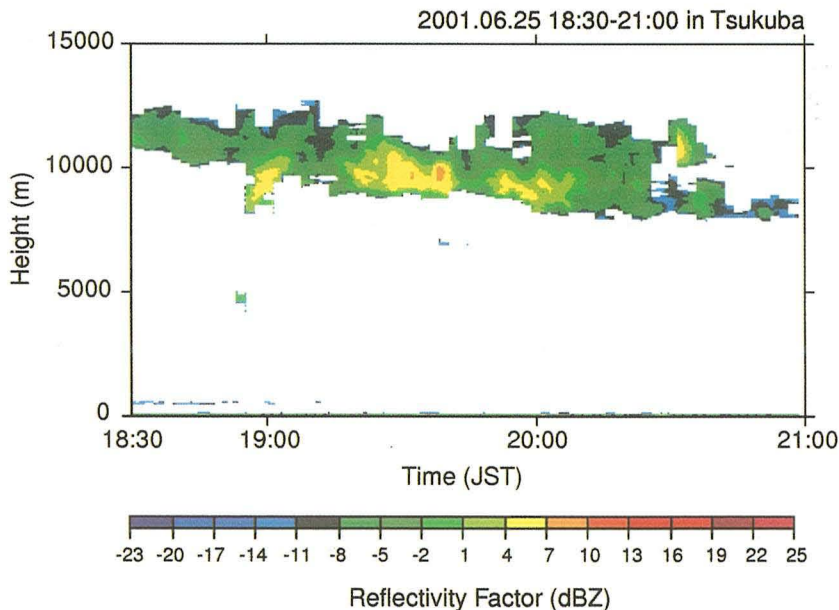


Fig. 8. Time-height cross section of 35GHz radar reflectivity factor.

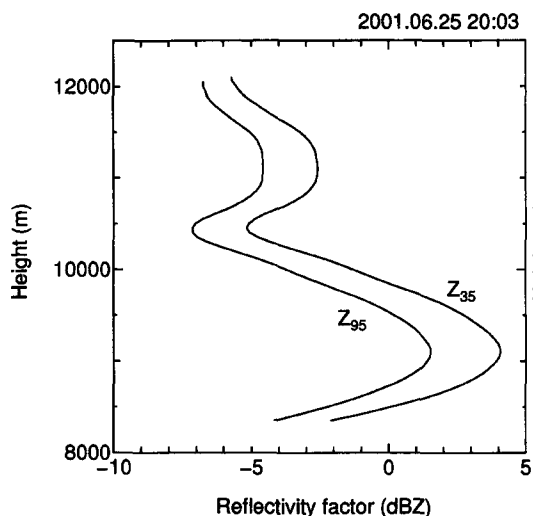


Fig. 9. Vertical profiles of radar reflectivity factors ( $Z_{35}$ ,  $Z_{95}$ ) at 20:03.

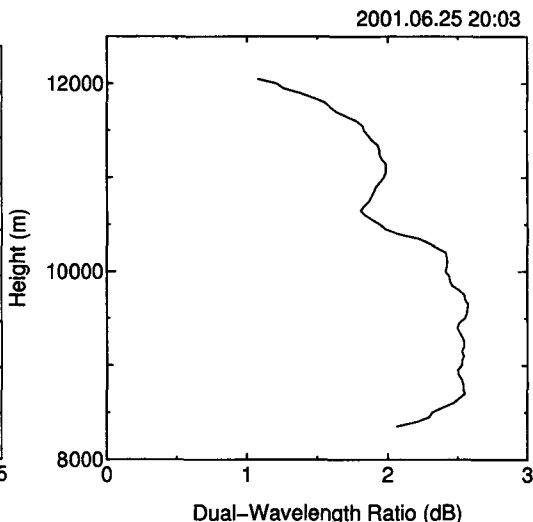


Fig. 10. As in Fig. 9 except for dual-wavelength ratio.

その後急激に減少する。

Fig. 9 の値をもとに計算した  $DWR$  の鉛直プロファイルを図. 10 に示す。雲頂では  $DWR$  の値が小さく、その後徐々に増加して 11000 m で最初のピークが現れ、10500 m 付近で一旦弱まる。その後 10000–8700 m 間は若干変動しながらピークを保ち続ける。

二つの図を比べると、二つのピークがあることや、ピーク高度、減少高度など、グラフの大きな形は似ている。これは、レーダ反射因子が増加するにつれて、Ka バンドと W バンドのそれぞれのレーダ反射因子の値の差が大きくなり、したがって  $DWR$  が大きくなるためである。すなわち、レーダ反射因子と  $DWR$  が比例関係にあるからである。

これらのデータをもとに、同時刻における氷水量を求めた (Fig. 11)。今回の観測では、航空機によるその場観測が行われなかったため、氷水量の検証を行うことは出来なかった。そこで参考までに、 $Z$ – $IWC$  関係により求めた氷水量の値を図. 11 に示しておく。

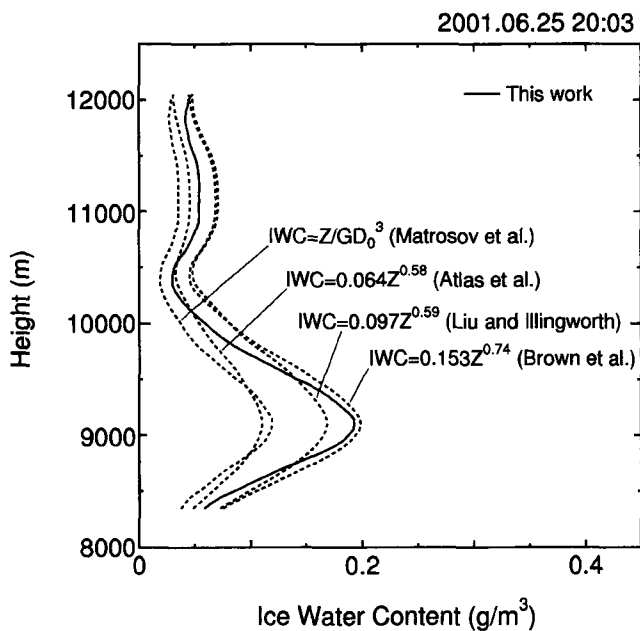


Fig. 11. As in Fig. 9 except for ice water content.

氷水量に加えて、いくつかの高度における粒径分布を求めた結果を Fig. 12 に示す。これは、 $DWR$  により求めたメディアン体積直径  $D_0$  と、その  $D_0$  と 35 GHz レーダ反射因子から求めた  $N_0$  により決まる粒径分布である。

同じ高度における氷水量と粒径分布を比較しながら雲頂から雲底に向かって見ていくと、雲頂である 12000–10500 m までは氷水量に大きな変動はない。10000 m, 9500 m, 9000 m と下降するにつれて氷水量は増加してピークに達する。このとき粒径分布の様子を見ると、分布を示す直線が図の右方向に移動しているのが分かる。すなわち、小さな氷晶が成長して大きな氷晶が増えたことを示す。

その後雲底に向かうにつれて氷水量は減少傾向に転じる。粒径分布を見てもやはり左方向に移動しており、大きな氷晶が減少しているのが分かる。以上をまとめると、まず雲頂で氷晶が形成され、氷晶は落下しながら昇華成長する。しかし雲底付近での乾燥層に落下すると昇華蒸発に転じ、徐々に氷晶は小さくなっていくという過程が見られた。

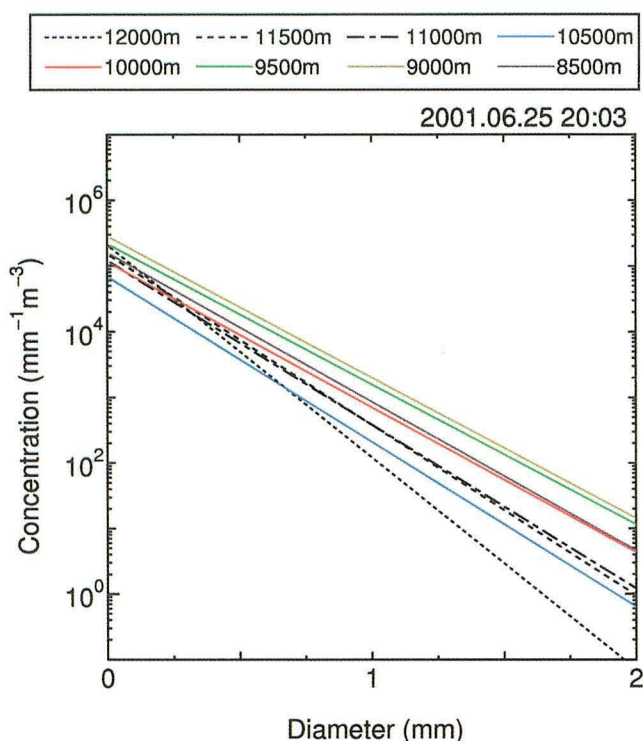


Fig. 12. Size distributions at each height.

#### IV. ま と め

本研究は、2001年6月25日につくば市にある防災科学技術研究所構内に設置された2波長雲レーダで観測された巻雲について、微物理量を求めると共に、その結果から巻雲の成長過程について考察した。

まず、メディアン体積直径と氷水量の見積りについては Hogan et al. (2000)の方法を用いて行った。そこで仮定されたパラメーターである巻雲粒子の粒径分布を表すガンマ分布の形パラメーター $\mu$ 、巻雲粒子の密度及び軸比の影響度を調べた。それに加えて、求めたメディアン体積直径と観測において測定したレーダ反射因子から数濃度パラメーターを求めることを試みた。これにより、雲に関する情報として最も重要といえる巻雲粒子の粒径分布を知ることができる。

この結果をもとに、氷水量と粒径分布の高度変化から巻雲粒子の成長過程を調べた。雲頂で発生した粒子は、雲の上層部から中層部にかけての領域を落下しつつ、周囲の水蒸気を得て昇華成

10 播磨屋敏生・桑田 路子・千葉ゆきこ・真木 雅之・岩波 越・三隅 良平・朴 相郡・須藤美穂子  
長を続ける。その後、下層部の乾燥域に達すると、昇華蒸発により粒子は小さくなっていく成長・  
消滅過程が示された。

## 文 献

- Atlas, D., S.Y. Matrosov, A.J. Heymsfield, M.-D.Chou and D.B. Wolf, 1995. Radar and radiation properties of ice clouds, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2329–2345.
- Brown, P.R.A. and P.N. Francis, 1995. Improved measurements of the ice water content in cirrus using a total-water probe, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 410–414.
- Hogan, R.J. and A.J. Illingworth, 1999. The potential of spaceborne dual-wavelength radar to make global measurements of cirrus clouds, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 518–531.
- Hogan, R.J., A.J. Illingworth and H. Sauvageot, 2000. Measuring crystal size in cirrus using 35- and 94- GHz radars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 27–37.
- Kosarev, A.L. and I.P.Mazin, 1991. An empirical model of the physical structure of upper-level clouds, *Atmos. Res.*, **26**, 213–228.
- Liebe, H. J., T. Manabe and G.A. Hufford, 1989. Millimeter-wave attenuation and delay rates due to fog/cloud conditions, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, **37**, 1617–1623.
- Liu, C. and A. J. Illingworth, 2000. Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1130–1146.
- Matrosov, S.Y., 1993. Possibilities of cirrus particle sizing from dual-frequency radar measurements, *J. Geophys. Res.*, **98**, 20,675–20,683.
- Maxell-Garnet, J.C., 1904. Colours in metal glasses and metallic films, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **A203**, 385–420.
- Meneghini, R. and L. Liao, 1996. Comparison of cross sections for melting hydrometeors as derived from dielectric mixing formulas and a numerical-method, *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1658–1670.
- Sekelsky, S.N. and R.E. McIntosh, 1996. Cloud observation with a polarimetric 33GHz and 95GHz radar, *Meteor. Atmos. Phys.*, **59**, 123–140.