

# 400MHz帯ウィンドプロファイラを用いた融解層より上層における粒径分布の推定手法の開発

DEVELOPMENT OF ESTIMATION OF DROP SIZE DISTRIBUTION BY USING 400MHz-BAND WIND PROFILER ABOVE THE MELTING LAYER

北村康司<sup>1</sup>・中川勝広<sup>2</sup>・関澤信也<sup>3</sup>・花土 弘<sup>4</sup>・高橋暢宏<sup>5</sup>・井口俊夫<sup>6</sup>  
Yasushi KITAMURA, Katsuhiko NAKAGAWA, Shinya SEKIZAWA, Hiroshi HANADO,  
Nobuhiro TAKAHASHI, and Toshio IGUCHI

<sup>1</sup>正会員 工博 情報通信研究機構 専攻研究員 (〒904-0411 沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

<sup>2</sup>正会員 工博 情報通信研究機構 主任研究員 (〒904-0411 沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

<sup>3</sup>非会員 情報通信研究機構 主任研究員 (〒904-0411 沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

<sup>4</sup>非会員 理修 宇宙航空研究開発機構 副主任開発部員 (〒305-8505 茨城県つくば市千現2-1-1)

<sup>5</sup>非会員 理博 情報通信研究機構 主任研究員 (〒184-9795 東京都小金井市貫井北町4-2-1)

<sup>6</sup>非会員 Ph.D 情報通信研究機構 主幹 (〒184-9795 東京都小金井市貫井北町4-2-1)

The vertical profile of raindrop size distribution (DSD) is important for understanding rain formation processes. To improve the accuracy of rainfall intensity observed by precipitation radar and microwave radiometers carried on satellites, the information on the vertical profile of DSD is also important. The purpose of this study is to develop a database of DSD from rainfall (below the melting layer) to snowfall (above the melting layer) for the satellite precipitation retrieval by using a 400MHz wind profiler. A new algorithm is proposed above the melting layer. As a result, in the case of the spectrum peak of air motion is difficult to find from the observed Doppler spectrum above the melting layer, it is possible that DSD can be estimated by the proposed algorithm.

**Key Words :** 400MHz WPR, COBRA, above the melting layer, drop size distribution, stratiform rainfall

## 1. はじめに

雨滴粒径分布の鉛直分布を正確に観測することは、降水の発達、消滅などの生成メカニズムの解明、またエアロゾルと雲の相互作用の研究などにおいて重要で、降水発達過程に雨滴粒径が大きな影響をおよぼすことが知られている。

降雨レーダによって観測される降雨強度は、雨滴粒径分布を仮定しており、実際の雨滴粒径分布が降雨レーダで仮定した分布と異なる場合には推定誤差が大きくなる。一方、衛星搭載マイクロ波放射計で推定される降水強度は、単純化された降水物理モデルを用いており、降雨での雨滴粒径分布や融解層での取り扱いなど様々な改良点がある<sup>1), 2)</sup>。これらのことから降水発達予測および降雨レーダや衛星搭載マイクロ波放射計によって推定される降雨強度の精度向上のためには正確な雨滴粒径分布を観測することが重要である。

雨滴粒径分布の観測方法としては、様々なものがあり

古くは、ろ紙等で雨滴を受けその痕跡から推定する方法<sup>3)</sup>やカメラやビデオ等で撮影する方法がある。近年良く用いられている観測装置としては、雨滴の衝突による振動を電圧に変換し雨滴粒径を推定する Disdrometer や 2 台のカメラにより落下する雨滴を映像として捕らえ、画像処理をすることにより雨滴粒径を測定する 2 次元ビデオディストロメータと呼ばれる装置がある。しかしこれらの装置は地上に設置するため、降水予測に重要な鉛直分布や空間分布を得ることができない。このため VHF/UHF 帯のウィンドプロファイラを用いた雨滴粒径分布の観測が注目されている。降雨時に VHF/UHF 帯のウィンドプロファイラが観測するドップラースペクトルは、大気散乱によるエコーと降雨エコーが分離したピークをもつため、雨滴の重力落下速度が得られ正確な雨滴粒径分布の鉛直分布を得ることができる。融解層より下層におけるウィンドプロファイラを用いた雨滴粒径分布の推定手法はいくつか提案されている<sup>4), 5), 6)</sup>。しかし、融解層より上層では大気エコーと降水エコーの分離

が困難であるため、これまでウィンドプロファイラを用いた融解層より上層の粒径分布に関する研究はほとんど行われていない。

本研究では、層状性降雨時の 400MHz 帯ウィンドプロファイラ (400MHz WPR) から得られたドップラースペクトルより粒径分布を推定し、衛星搭載マイクロ波放射計で用いられるリトリーバルアルゴリズムに利用可能な粒径分布のデータベース作成を主目的とし、そのために必要な融解層より上層における粒径分布の推定手法の開発を行った。

## 2. 観測概要

2004 年 5 月中旬から 6 月上旬に情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センターの 5GHz 帯 (C-band) である沖縄偏波降雨レーダ (COBRA)<sup>7)</sup> と 400MHz WPR を中心に梅雨期における降雨集中観測を行った (Oknbaiu04)。集中観測には、CREST「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」(CREST/GSMaP)、CREST「湿潤・乾燥大気境界層の降水システムに与える影響の解明と降水予測精度の向上」(CREST/LAPS)、名古屋大学地球水循環研究センター(HyARC)との共同研究の 3 プロジェクトが共同で実施した<sup>8)</sup>。

400MHz WPR は沖縄県本島北部に位置する大宜味大気観測施設 (NICT Ogimi) に設置されており、COBRA は名護降雨観測施設 (NICT Nago) に設置されている。また大宜味大気観測施設と名護降雨観測施設は直線距離で約 15 km 離れたところに位置する。

400MHz WPR による観測は、時間分解能 82 sec、速度分解能 0.13 m/s、距離分解能はパルス幅 1.3 μsec の時 100 m、2.0 μsec の時 150 m である。観測期間中は、パルス幅 1.3 μsec と 2.0 μsec を交互に繰り返し送信し観測を行った。解析対象期間は 6 月 1 日 16 時 ~ 24 時までの層状性降雨を解析対象とした。

## 3. 粒径分布の導出方法

本研究における粒径分布の導出方法は大きく3つで構成されている。その構成について簡単に説明する。まず、(1)融解層より下層についてである。融解層より下層においては大気エコーと降水エコーが分離したピークをもつことから Kobayashi and Adachi (2001)<sup>6)</sup> のアルゴリズムを用いて粒径分布を推定する。(2)融解層より上層については、大気エコーと降水エコーを分離することが困難であるため大気エコーと降水エコーを分離する手法を提案し、分離されたドップラースペクトルから Kobayashi and Adachi アルゴリズムを用いて粒径分布を推定する。(3) 400MHz WPR は受信強度が較正されていないために (1)、(2)より得られた粒径分布からレーダ反射因子  $Z$  を算出し、COBRA のレーダ反射因子  $Z$

と比較することにより、400MHz WPR の受信強度の補正を行い最終的な粒径分布を導出する。

Kobayashi and Adachi の手法を用いて 400MHz WPR から得られた降雨スペクトルより雨滴粒径分布  $N(D)$  を求めた。その手法について簡単に説明を行う。なお、詳細な導出方法については Kobayashi and Adachi を参照されたい。

まず、大気乱流からのエコーのドップラースペクトル  $S_i(v)$  をガウス関数；

$$S_i(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left[-\frac{(v-v_0)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (1)$$

で近似する。ここで  $\sigma$  はスペクトル幅、 $v_0$  は大気平均鉛直速度、 $v$  は視線方向のドップラー速度である。

降雨時にウィンドプロファイラで観測した大気および雨滴からの散乱された受信波のドップラースペクトル  $S_{obs}(v)$  は

$$S_{obs}(v) = P_t S_i(v) + S_D(v) * S_i(v) + P_n \quad (2)$$

と表される。ここで  $P_t$  は大気からの散乱受信電力、 $S_D(v)$  は雨滴散乱によるドップラースペクトル、 $P_n$  はノイズレベルであり、 $*$  は畳み込み積分を表す。

雨滴散乱によるドップラースペクトル  $S_D(v)$  は

$$S_D(v) = C \cdot N(D) \cdot D^6 \cdot \frac{dD}{dv} \quad (3)$$

と表される。ここで  $C$  はレーダシステムの諸定数から求まる定数、 $N(D)$  は粒径分布、 $D$  は雨滴の直径である。この雨滴粒径分布  $N(D)$  の推定アルゴリズムのフローチャートを図-1 に示す。降水によるスペクトル  $S_D$  を求めるために、まず、大気エコーをガウス関数 (1) 式により近似する( )。次に ( ) で得られた大気エコー  $S_i$  と ( ) で与えた初期値  $S_{D(i=1)}$  を用いて大気エコーと降水エコーの畳み込み積分 ( $S_{D(i)} * S_i$ ) を求める( )。観測スペクトル  $S_{obs}$  と ( ) で求めた  $S_{D(i)} * S_i$  との比 ( $S_{obs} / S_{D(i)} * S_i = R_{(i)}$ ) を求める( )。観測値との比  $R_{(i)}$  を全てのドップラー速度で平均し、閾値の範囲以下とならない時は、観測値  $S_{D(i)}$  と  $R_{(i)}$  の積  $S_{D(i+1)}$  を求め修正する。この過程( ~ )を繰り返し行い ( ) の条件を満たす  $S_{D(i)}$  を求め、( ) 求められた  $S_{D(i)}$  から式 (3) を用いて粒径分布  $N(D)$  を導出する。なお、雨滴直径と落下速度の関係式は Gunn and Kinzer (1949)<sup>9)</sup> による経験式を用いた。

### (1) 融解層より下層について

図-2 に解析対象期間中 6 月 1 日 21:36 JST における層状性降雨時に 400MHz WPR で観測された鉛直上向き視線方向のドップラースペクトル強度を示す。また図-3 は図-2 で示したドップラースペクトル強度の高度分布を波形で示したものである。横軸はドップラー速度で、鉛直上向きが正である。図-2 のドップラースペクトル強度の高度分布に着目するとスペクトルの強度は高度 4 km 付近を境界として 4 km より上層と下層でスベ

クトルの強度や形が大きく異なる．この高度 4 km 付近を境界としたドップラースペクトルの変化は，COBRA の RHI データやゾンデ観測などで 0 層であることが確認されている．図-2 および図-3(A) の融解層より下層においてドップラー速度が 0 m/s 付近のスペクトルに着目すると大気散乱による強いエコーが確認でき，鉛直流の存在を示している．ドップラー速度が  $-3$  m/s  $\sim$   $-10$  m/s 付近に着目すると強いエコーが高度 4 km 付近まで確認できる．これは降雨によるエコーを示している．融解層より下層では大気エコーと降雨エコーの分離したピークを確認することができる．観測された大気エコーからガウス関数で近似し，Kobayashi and Adachi のアルゴリズムによって雨滴粒径分布を推定することができる．

## (2) 融解層より上層について

次に融解層より上層のドップラースペクトル強度は，図-2 および図-3(B) よりドップラー速度が 0 m/s  $\sim$   $-2$  m/s 付近で強いエコーが確認できる．これは融解層より下層で見られた降雨エコーのドップラー速度と比べるとドップラー速度が小さいことがわかる．ドップラー速度が小さいことと融解層より上層であることから 0 m/s  $\sim$   $-2$  m/s 付近にみられる強いエコーは降雪によるエコーであると判断される．融解層より上層では図-3(B) の破線で示したように各高度のドップラースペクトルは大気エコーと降水エコーの速度差が小さく大気エコーと降水エコーを分離することは難しい．しかし実線で示したドップラースペクトルに着目すると大気エコー(丸印)と降水エコーの分離したピークを確認することができる．

本研究では解析対象期間中の高度 5 km  $\sim$  7 km の融解層より上層において大気エコーと降水エコーが分離できるドップラースペクトルを目視によって確認した．その結果，全サンプル数 5036 のうち 2051 個のドップラースペクトルで大気エコーと降水エコーが分離できるドップラースペクトルを確認することができた．しかしこれは全サンプル数の 40% 程度であり，本研究の主目的である衛星搭載マイクロ波放射計に用いられるリトリアルアルゴリズムのための粒径分布のデータベース作成には不十分である．そこで本研究では大気エコーと降水エコーの分離が確認できない高度のドップラースペクトルにおける大気エコーの推定手法の開発を行った．

まず，大気が静止している状態における降水ピークのドップラー速度は高さ方向に一様だと仮定すると，観測される降水ピークのドップラー速度の高さ方向における変化は大気の影響を受けたものと考えられる．図-4 に融解層より上層における大気エコーの推定方法を示す．図中実線は大気エコーのピーク ( ) と降水エコーのピーク ( ) が確認できるドップラースペクトルを示す．図中破線は降水エコーのピーク ( ) のみが確認できるドップラースペクトルである．よって図-4 より推定さ

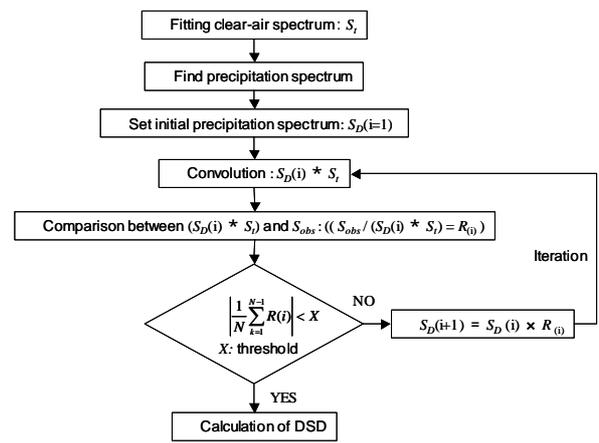


図-1 雨滴粒径分布  $N(D)$  の推定アルゴリズムのフローチャート

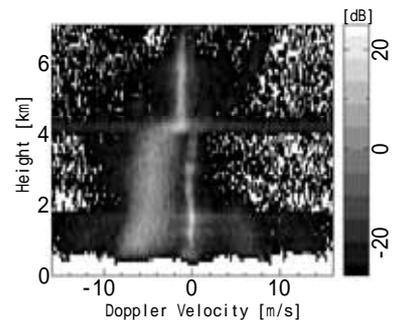
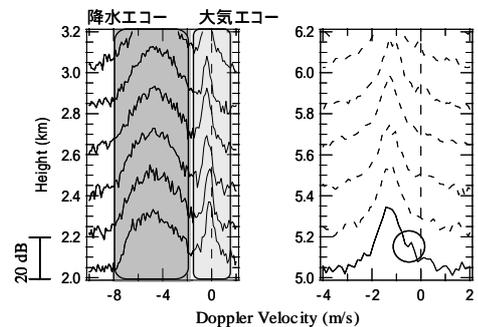


図-2 400MHz WPR で観測されたドップラースペクトル強度分布(2004/6/1 21:36:20, JST)



(A) Below the melting layer (B) Above the melting layer

図-3 400MHz WPR で観測されたドップラースペクトルの高度分布(2004/6/1 21:36:20, JST)

れる大気のエコーのドップラー速度は次式で表される．

$$v_{0n}(h) = Rv_n(h) + (v_{0bn} - Rv_{bn}) \quad (4)$$

図-5 に融解層より上層における大気エコーの推定手法のフローチャートを示す．大気エコー  $v_{0bn}$  と降水エコー  $Rv_{bn}$  の分離できるスペクトルを探す．大気エコーと降水エコーの分離できないスペクトルの降水エコーのピーク  $Rv_n(h)$  を決定する， で決定した  $Rv_{bn}$  と  $v_{0bn}$  ， で決定した  $Rv_n(h)$  を用いて式 (4) より各高度の大気エコーの鉛直流  $v_{0n}(h)$  とスペクトル幅を推定する． で推定された大気エコーを用いて粒径分布を推定する．本研究で用いた雪片の実直径  $D$  と

落下速度  $v$  の関係式を次式に示す .

$$v = 0.837D^{0.142} \quad (5)$$

図-6 に大気エコーと降水エコーのピーク分離が確認できた高度に , および □ で示した . は大気エコーと降水エコーのピーク分離が確認できた各観測時間帯の各高度で最も低い高度を示し , および □ は より上層で大気エコーと降水エコーのピーク分離が確認できた高度を示す . および における代表的なドップラースペクトルを図中 (a) に示し , □ における代表的なドップラースペクトルを図中 (b) に示した . 図-6(a) および (b) のスペクトルを比較すると強度や大気エコーと降水エコーの形状が大きく異なっていることがわかる . 図-6(b) で示したようなドップラースペクトルは高度 7 km 付近で見られることが多い . ドップラースペクトルの強度や形状の違いから高度 7 km 付近の降雪は高度 5 km ~ 6 km 付近の降雪とは現象が異なっていると考えられることから今回は除外した . 次にアルゴリズムによって推定される鉛直流の妥当性の確認を行った . 具体的には , 図中 で示した大気エコーを未知  $v_0(h)$  とし , で示した  $v_{ob}$  を用いて を推定する . 推定された  $v_0(h)$  と観測された鉛直流( )を比較した . 図-7 に推定された鉛直流と観測された鉛直流を比較した図を示す . 観測された大気の鉛直流と推定された鉛直流の相関係数は 0.76 となりアルゴリズムによる鉛直流の推定精度は十分信頼できるといえる . その結果 , 提案されたアルゴリズムを用いることによって大気エコーと降水エコーの分離ができるドップラースペクトルは 40% から92% となり融解層より上層の粒径分布の導出において有効な推定手法であると判断される .

### (3) COBRA と 400MHz WPR のレーダ反射因子 $Z$ を用いた粒径分布の推定方法

図-5 で示したアルゴリズムを用いて地上から融解層より上層までの粒径分布を推定した . ただし融解層内においては , 固体(雪)から液体(雨)へと現象が変わるため大気エコーと降水エコーの分離が難しく粒径分布の導出は行わなかった . 推定された粒径分布より式 (6) を用いてレーダ反射因子  $Z$  を求めた .

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) \cdot D^6 dD \quad (6)$$

図-8 に解析対象期間中の COBRA の RHI データより得られた 400MHz WPR と同位置にあたる大宜味観測施設上空のレーダ反射因子  $Z$  と 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  のスカッタプロットを示す . 図中 印 (補正前)に着目すると , 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  の強度は COBRA のレーダ反射因子  $Z$  と比べると全体的に弱く , ややばらついているものの線形関係にあることがわかる . このようなレーダ反射因子  $Z$  の差は , 400MHz WPR が元来風を測定するための装置であ

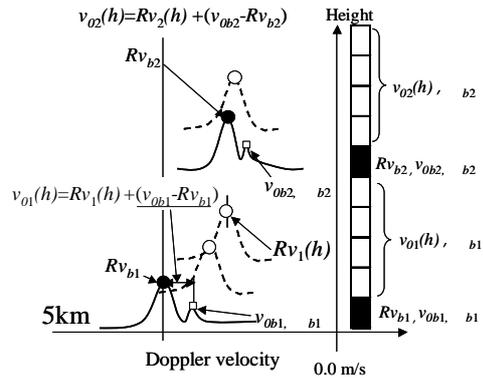


図-4 融解層より上空における大気エコー推定方法

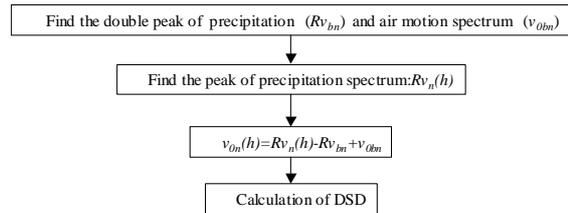


図-5 融解層より上空における大気エコーの推定方法のフローチャート

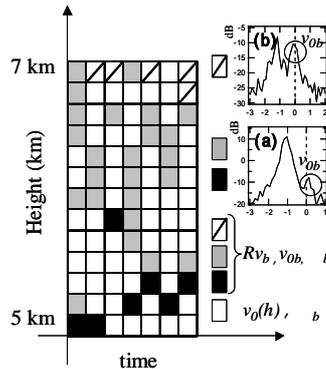


図-6 融解層より上層で大気エコーが確認できたスペクトルの星取り図

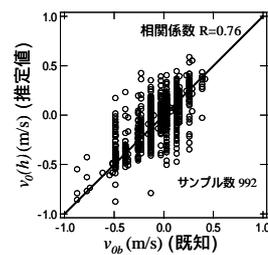


図-7 アルゴリズムによる鉛直流の推定精度の結果

り , 受信強度について較正されていないことが原因であると考えられる . このことは小林ら(2003)<sup>10</sup>)によって TRMM との検証結果でも同様の結果が報告されている .

COBRA と 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  の強度の違いから 400MHz WPR で観測される降水スペクトルから推定される粒径分布は粒径の個数が少なく推定されると判断される . そこで , 本研究では受信機が較正されている COBRA のレーダ反射因子  $Z$  を用いて 400MHz WPR の補正を行い粒径分布を推定した . 図-9

にそのフローチャートを示す． Kobayashi and Adachi アルゴリズムを用いて  $S_D$  を推定する． 得られた粒径分布よりレーダ反射因子  $Z$  の計算をする． COBRA の  $Z$  と 400MHz WPR の  $Z$  を比較し COBRA の  $Z$  と 400MHz WPR の  $Z$  の比 を計算する． 求めた比を で計算した  $S_D$  と の積より粒径分布を推定する． 補正は COBRA とウィンドプロファイラの観測時間が最も近い時間帯で行った．

#### 4. 結果および考察

図-8 に図-9 で提案した手法で得られた補正後の 400MHz WPR と COBRA のレーダ反射因子  $Z$  のスカッタプロットを 印で示した． 図-8 の COBRA と 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  は、補正前( 印) と比較するとばらつきも少なく、比較的一致しており提案した手法による補正は妥当であると判断される．

図-10 に解析対象期間中の 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  の鉛直分布の経時変化を示す． 図-10(a) に補正前のレーダ反射因子  $Z$  の経時変化を示し、図-10(b) に図-9 で提案した手法を用いて得られた補正後の 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  の経時変化を示した． 補正前と補正後のレーダ反射因子  $Z$  と比較すると全体的な変化傾向は概ね一致しているがレーダ反射因子  $Z$  の全体的な強さにおいては大きく異なり、補正後ではレーダ反射因子  $Z$  の強度は全体的に強くなっていることがわかる．

最後に図-9 で提案したアルゴリズムより得られた 400MHz WPR の粒径分布の鉛直分布を図-11 に示す． 図中破線は補正前の粒径分布を示し、実線は補正後の粒径分布を示す． 補正前と補正後の粒径分布は最大粒径や個数に変化が見られ、全ての高度において補正後で最大粒径が大きく、個数も多いことがわかる． このことは図-10 で述べた補正後のレーダ反射因子  $Z$  の大きさの変化に対応している． まず、融解層より下層に着目すると、補正前と補正後の粒径分布は地上に近づくほど粒径分布に違いが見られる． 補正前の粒径分布では高さ方向における変化は少ない． しかし補正後の粒径分布では高度 3500 m で最大粒径 4 mm 程度で、高度 1000 m では最大粒径 5 mm 程度であることから、補正後では地上付近で雨滴粒径の最大粒径が大きくなり、個数も増大していることがわかる．

融解層より上層では補正前と補正後ともに粒径分布は高さ方向に一様である． 融解層より上層における粒径分布は観測事例が少ないことから十分な検証がなされていない． そのため本研究では、Gunn and Marshall (1958)<sup>11)</sup> によって示された雪の粒径分布式を用いてその妥当性の確認を行った． 図-12 にGunn and Marshall によって示された雪の粒径分布と 400MHz WPR で推定された補正後の粒径分布を示す． 400MHz WPR の粒径分布と Gunn

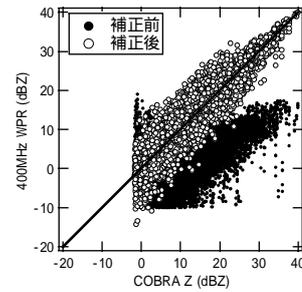


図-8 層状性降雨における400MHz WPR と COBRA のレーダ反射因子  $Z$  のスカッタプロット

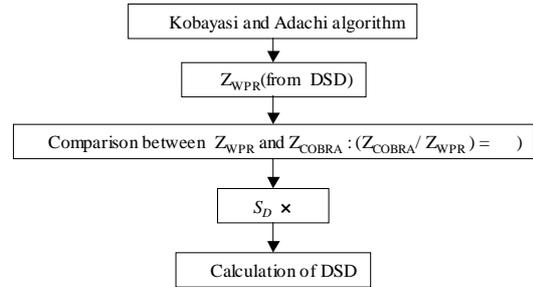
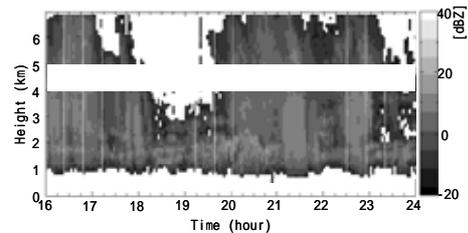
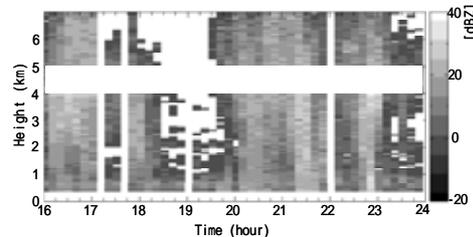


図-9 COBRA と 400MHz WPR のレーダ反射因子  $Z$  を用いた粒径分布の推定アルゴリズムのフローチャート



(a) 補正前のレーダ反射因子の経時変化



(b) 補正後のレーダ反射因子の経時変化

図-10 層状性降雨時における 400MHz WPR のレーダ反射因子の鉛直分布の経時変化

and Marshall の粒径分布は降雪強度 0.3 mm/h において比較的よく一致している． しかし Gunn and Marshall による粒径分布式は地上の降雪から得られた経験式であるため融解層より上層における降雪の粒径分布に適用できるか不明である． 融解層より上層の粒径分布においては、今後は数値モデルの結果と比較し詳細な解析を行っていく予定である．

#### 5. おわりに

本研究では、層状性降雨時の 400MHz 帯ウィンドプロファイラから得られたドップラースペクトルより粒径分

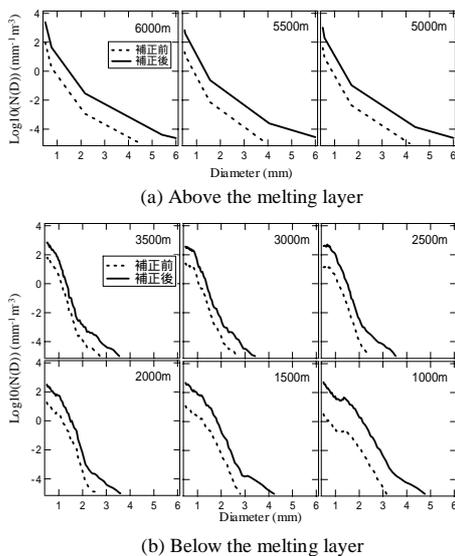


図-11 層状性降雨時における400MHz WPRのドップラースペクトルから推定された粒径分布の鉛直分布

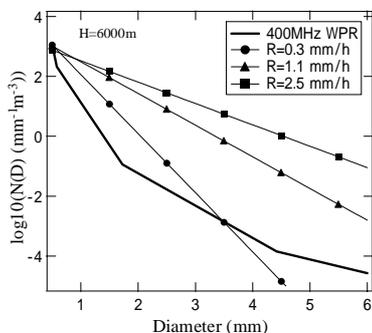


図-12 高度 6 km における 400MHz WPR の粒径分布とGunn and Marshall による粒径分布との比較

布を推定し、衛星搭載マイクロ波放射計で用いられるリトリーバルアルゴリズムに利用可能な粒径分布のデータベース作成のために、融解層より上層における粒径分布の推定手法の開発を行った。

(1)提案した手法による融解層より上層の大気エコーの推定精度は相関係数 0.76 となり十分信頼できるものであった。

(2)大気エコーと降水エコーの分離が困難である融解層より上層においては、提案した手法を用いることによって目視で確認できた 40% から 92% まで分離することができ本手法が有効であることが示された。

(3)COBRA のレーダ反射因子  $Z$  を用いて 400MHz WPR のドップラースペクトルから推定される粒径分布の補正を行った。その結果、補正後の粒径分布は融解層より下層では粒径分布は地上付近に近づくにつれて最大粒径が大きくなり、個数も増大する傾向にあった。融解層より上層では Gunn and Marshall が示した粒径分布と比較的よく一致した。

今後は 400MHz WPR の受信強度の較正を行い、精度の向上を図る。また本研究では、層状性降雨のみを解析対象としたが対流性降雨における雨滴粒径分布において

も同様に明らかにしていく。また高度 1km 以下の雨滴粒径分布においてはマイクロレインレーダを用いて明らかにしていく。また、融解層より上層においては数値モデルの結果と比較し詳細な解析を行っていく予定である。

謝辞: 本研究をまとめるにあたり、沖縄における梅雨集中観測 (Okn-baiu04) の実施に際して、CREST/GSMaP, CREST/LAPS, 名古屋大学地球水循環センター (HyRC) から多大なる金銭的・人的ご協力を頂きここに感謝の意を表します。

#### 参考文献

- 1) Kummerow, C, Hong, Y, Olson, W. S, Yang, S, Adler, R. F, McCollum, J, Ferraro, R, Petty, G, Shin, D.-B. and Wilheit T. T. : The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm(GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, pp. 1801-1820, 2001
- 2) Aonashi, K. and Liu, G.: Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1999. Part I: Algorithm description and validation, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 39, pp. 2024-2037, 2000.
- 3) Best, A. C. : The size distribution of raindrops, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 76, pp. 16, 1950
- 4) Wakasugi, K, Fukao, S, Kato, S, Mizutani, A. and Matuo M.: A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 623-629, 1986.
- 5) Sato, T, Doji, H, Iwai, H, Kimura, I, Fukao, S, Yamamoto, M, Tsuda, T. and Kato, S. : Computer processing for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *Radio Science*, Vol. 25, No. 5, pp. 961-973, 1990.
- 6) Kobayashi, T. and Adachi, A.: Measurements of raindrop breakup by using UHF wind profilers, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, pp. 4071-4074, 2001.
- 7) Nakagawa, K, Hanado, H, Satoh, S, Takahashi, N, Iguchi, T. and Fukutani, K. : Development of a new C-band bistatic polarimetric radar and observation of Typhoon events, *Proc. 31<sup>st</sup> Conf Radar Meteor. AMS*, vol. 2, 863-866, 2003.
- 8) Okamoto, K, Iguchi, T, Hanado, H, Takahashi, N. and Ushio, T. : The global satellite mapping of precipitation (GSMaP) project : Part I Outline of the project, The 2<sup>nd</sup> TRMM International Science Conference, Nara, 2004.
- 9) Gunn, R. and Kinzer, G. D.: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *J. Meteor.*, vol. 6, pp. 243-248, 1949.
- 10) 小林隆久, 笹岡雅弘, 足立アホロ, 石元祐史, 足立樹泰, 大野祐一: UHFウィンドプロファイラを用いたTRMM降雨レーダの検証, 宇宙事業団成果報告書, March, 2003.
- 11) Gunn, K. L. S. and Marshall, J. S.: The distribution with size of aggregate snowflakes, *J. Meteor.*, Vol. 15, pp. 452-461, 1958.

(2005.9.30受付)