

3-2 航空機搭載降雨レーダ(CAMPR)による降雨の偏波レーダ観測

3-2 Polarimetric Rainfall Observation with CAMPR (CRL Airborne Multiparameter Precipitation Radar)

花土 弘 佐藤晋介 中川勝広

HANADO Hiroshi, SATOH Shinsuke, and NAKAGAWA Katsuhiro

要旨

冬季日本海メソ対流系観測—2001(WMO-01)において取得された、日本海上の降水雲の航空機搭載降雨レーダ(CAMPR)による偏波レーダ観測のデータを用いて、偏波観測量(Z 因子、LDR、 $\rho_{HV}(0)$)の鉛直プロファイルを求め、降水雲内部の降水粒子の識別を行った。

Rainfall observation was conducted with an airborne rain radar named CAMPR (CRL Airborne Multiparameter Precipitation Radar) during WMO-01 (Winter MCSs Observations over the Japan Sea-2001). Hydrometeor discrimination in rain system over the Japan Sea at winter season was examined with vertical profiles of polarimetric radar observables obtained with CAMPR.

[キーワード]

偏波レーダ, 航空機搭載降雨レーダ, 降水粒子の識別, 両偏波間の相関, 直線偏波抑圧比

Multiparameter radar, Airborne rain radar, Discrimination of hydrometeors, $\rho_{HV}(0)$ (cross correlation coefficient), LDR (linear depolarization ratio)

1 降雨・降雪の偏波レーダ観測

雨滴、氷晶、雪、雹(ひょう)、霰(あられ)などの降水粒子は形状の違いから、散乱波の偏波特性を利用することで、その識別が可能である。それらの情報は降水雲内の物理過程を観測する目的及び降水強度推定の精度向上などに利用が可能であるとして、近年、活発に研究されている[1]。雨滴の場合、小さなもの(直径1mm以下)は水の表面張力が支配的であり球形であるが、大きなもの(直径2~7mm)は空気抵抗により水平に扁平な形状となる[2]。この場合には、水平偏波に対する後方散乱が垂直偏波に比べて大きくなる効果があり、これを利用して雨滴粒径分布の情報を得、降水強度推定の高精度化を行うことが研究されてきた。また、伝搬(前方散乱)

においても、水平・垂直偏波により位相回転量が異なる効果があり、雨滴粒径分布の違いに影響されにくいという利点を持つ降水強度推定の方法への利用の研究や強雨の場合の降雨減衰補正への利用への研究が行われている[1][3]。氷晶は生成・成長の過程や周囲の気象条件により、角柱、角板などの複雑な形状をとることが知られている。したがって、水平・垂直偏波による後方散乱の振幅・位相の測定から、氷粒子の形状を推定できれば、その氷粒子の生成・成長の過程、周囲の気象条件に関する情報を得ることができ、降水雲内の物理過程を明らかにすることができる。氷晶と同様に、雪、霰(あられ)、雹(ひょう)などの降水粒子においても、その識別は気象学的にも有用である。さらに雹は、降雹による農作物などへの被害を防ぐ意味から探知・予測技術

への需要が大きく、偏波レーダ観測はその有力な方法として研究されている。本論文では、航空機搭載降雨レーダ (CAMPR) の航空機観測実験で取得された偏波降水観測データをもとに、冬季日本海上の降水雲内の降水粒子識別を行った。

2 航空機搭載降雨レーダ (CAMPR)

CAMPR[4]はTRMM 降雨レーダ検証[5]を目的として開発されたレーダであり、周波数は Ku バンド (TRMM 降雨レーダと同じ 13.8GHz) を使用している。1997 年に航空機用デュアルビームアンテナ (CAMPR-D) が開発され、降雨のデュアルドップラー観測と偏波観測を実施することができる[6][7]。CAMPR システムの主要な諸元は表1に示す。

デュアルビームアンテナ (CAMPR-D) の二つのビーム (前方ビーム、下方ビーム) のうち、下方ビームは水平 (H)・垂直 (V) 偏波の利用が可能である。送信パターンは、HV か HHVV が選択でき、2 台の水平・垂直偏波用の受信機で主偏波成分と交差偏波成分を同時に取得可能である。データ収集系には強度データとパルスペアによるドップラー速度とその分散の利用が可能な積分モードと全ヒットモード (最大 1024 ヒットまで) の二つのモードがある。積分モードのデータ収集系は水平・垂直両偏波間の相関などの情報が取得できない欠点はあるものの、ハード的に平均処理を行い、処理後のデータのみを記録するために記録されるデータの量は小さく、データ転送時に発生するデータの欠測時間が少なく、ほぼ連続的に観測できる利点がある。それに対し、全ヒットモードでは記録データが大きく、これまでの収集系では、転送時の欠測時間が大きく、間欠的な観測となっていた。しかし、2000 年 12 月に実施されたデータ収集系の計算機の交換により、データ転送速度が向上し、上記の全ヒットモードの欠点がかなり改善され、データの欠測時間が減少したため、本論文では、全ヒットモードで観測されたデータを利用し、オフライン処理で積分処理を行い、偏波観測の強度だけでなく位相情報も利用した解析結果を報告する。

表 1 CAMPR の主要な諸元

Frequency	13.8 GHz (Ku-Band)
Transmitter	TWTA 2kW (peak)
Receiver	2 sets (one is for H, the other is for V or Forward Beam)
Pulse Width	0.5, 1, 2 μ sec
Range Resolution	75, 150, 300m
PRF	2, 4, 8 kHz
Doppler Unaliased Speed	10.9, 21.7, 43.4m/sec
Transmit Polarization pattern	H, V, HV, HHVV or F, HF, HHFF
Dats Acquisition Mode	(a) Integral Mode (b) All Hit Mode (max 1024 hits)
Antenna Mode	(a) Dual Boam (HF) mode (b) Polarization (HV) Mode

3 CAMPR-D による降雨の偏波レーダ観測

CAMPR-D はレドーム内のアンテナを機械的に回転させることで広範囲にビーム走査可能である。ビーム走査の範囲は、図 1 (a) に示すように、機体右側真下から 60° 左側真下から 85° である。

降水粒子を偏波レーダで観測する場合に、主偏波 (多くの気象レーダの場合には水平偏波が使用される) でのレーダ反射因子: Z に加えて、雨滴の空気抵抗による水平に偏平であることによる、水平偏波と垂直偏波の散乱強度の違い: $ZDR (=Z_{HH}/Z_{VV})$ と水平偏波と垂直偏波での伝搬位相差: ϕDP (その距離方向の微分である KDP)、降水粒子の非球形から発生する交差偏波と主偏波の強度の比: $LDR (=Z_{HV}/Z_{HH})$ と両偏波間の相関: $\rho_{HV} (0)$ などの量が測定される[1][3]。これらのうち、 ZDR , ϕDP , KDP の量は、降水粒子の水平方向と垂直方向の大きさの違いによるものであり、レーダのビーム方向が水平に近いときには測定できるが、鉛直近いビーム方向の場合には、降水粒子の軸がランダムに分布しているとする、測定を行うことができなくなる。これらの特徴と CAMPR-D の諸元を考慮し、CAMPR-D で降雨の偏波観測を行う場合のビーム方向の違いを表 2 に整理してみた。偏波観測の観点からは、真下方向のビームでは水平方向のビームに比べ利用可能な観測量の種類が少ないと

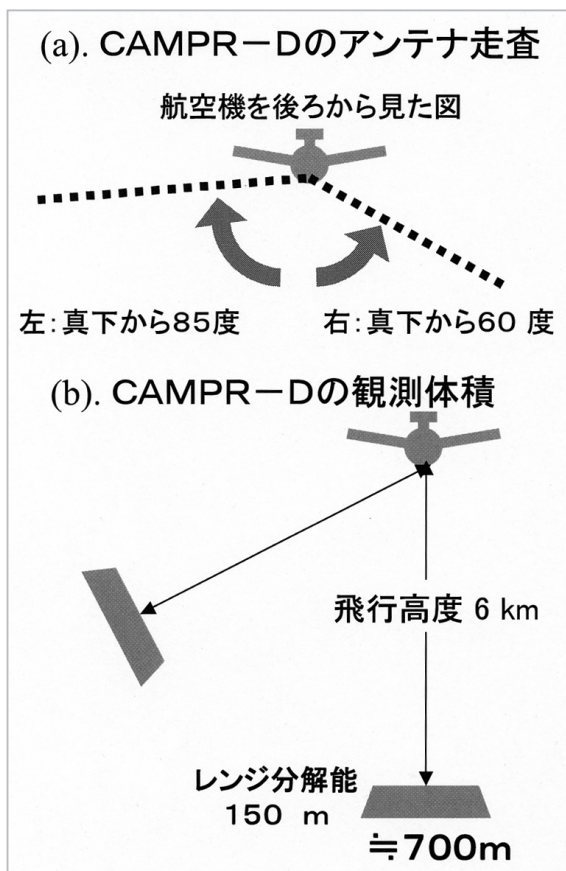


図1 CAMPR-Dのアンテナ走査と観測体積

表2 CAMPR-Dの航空機偏波観測について

ビーム	利用可能な観測量	利点	欠点
真下	Z , $\rho_{HV}(0)$, LDR	鉛直分解能が良い	観測量の種類が少ない
水平	Z , $\rho_{HV}(0)$, LDR, ZDR, ϕ_{DP} , KDP	観測量の種類が多い	鉛直分解能が悪い 地上付近では感度が悪い

いう欠点があるものの、CAMPR-Dの観測体積を考えると(図1(b)参照)、レーダのレンジ分解能がそのまま測定データの鉛直分解能となり、CAMPR-Dの航空機観測で通常使用されているパルス幅1 μ 秒では150mという良い鉛直分解能が得られる利点がある。それに対し、水平方向のビームでは偏波観測量の種類が多いという利点はあるものの、CAMPR-Dのアンテナビーム幅(約7度)を考慮すると、レンジ6kmでその広がり700m程度となり、鉛直分解能の劣化を意味する。また、上空から観測する場合、水平方向

のビームでは偏波観測での対象となる融解層までのレンジが長くなり、受信電力が弱く、データの質の点でも不利となる。これらの点から今回の解析したデータは真下方向のビームで観測されたものを使用している。

4 降水粒子と偏波レーダ観測量との関係

降水粒子の識別のために、偏波レーダでの観測量と降水粒子の対応関係を表3にまとめる。この表はDoviak and Zrnica (1993) [3] から、本論文で使用する Z 、 $\rho_{HV}(0)$ 、LDRの場合を抜き出したものである。表3によると、雨(rain)では、雨滴の対称性から、エコーの交差偏波成分は小さく(LDRは小さく)、両偏波間の相関の $\rho_{HV}(0)$ は1に近い値となる。融解層で観測される表面が融け始めた状態の雪(Snow、wet melting)の場合に、交差偏波成分が大きくなり、LDRが大きく、相関 $\rho_{HV}(0)$ も1から減少して、0.8程度まで小さくなる。雹(hail)の場合にも、交差偏波成分が大

表3 降水粒子のタイプと偏波レーダ観測量との関係

種類	$Z(\text{dBZ})$	$\rho_{HV}(0)$	LDR
Drizzle	< 25	> 0.99	< -34
Rain	25 to 60	> 0.97	-34 to -27
Snow, dry, low density	< 35	> 0.99	< -34
Crystals, dry, high density	< 25	> 0.95	-34 to -25
Snow, wet melting	< 45	0.8 to 0.95	-18 to -13
Graupel, dry	40 to 50	> 0.99	< -30
Graupel, wet	40 to 55	> 0.99	-25 to -20
Hail, small < 2cm, wet	50 to 60	> 0.95	< -20
Hail, large > 2cm, wet	55 to 70	> 0.96	-15 to -10
Rain & Hail	50 to 70	> 0.9	-20 to -10

きく、LDRが大きくなるが、相関は0.95程度とそれほど減少しない。

なお、表3の数値は、CAMPRで使用しているKuバンドでの結果ではなく、低い周波数であるSバンドの偏波レーダでの観測結果に基づくものであり、数値の値自体は若干異なることが考えられるが、上記で述べたLDR、 $\rho_{HV}(0)$ の融解層前後での傾向を見る場合には十分利用可能と考えられる。

CAMPR-Dの場合、アンテナの交差偏波抑圧の特性から、信頼できるLDRの最小値は-25dB程度であり、実際の降雨エコーのS/Nが充分確保できていない場合には利用が困難である。それに対して、両偏波間の相関の $\rho_{HV}(0)$ は主偏波成分同士から算出しているために降雨エコーのS/Nがあまりよくない場合でもある程度算出できるという特徴がある。

5 冬季日本海メソ対流系観測—2001(WMO-01)^[8]での冬季日本海上での偏波降雨観測

冬季日本海メソ対流系観測—2001(WMO-01)の航空機降雪観測実験において、2001年1月27日の午後、CAMPR搭載のキングエアと、SPIDER (CRLの航空機搭載雲レーダ)と粒子プローブ及び気象測器(気象研究所)を搭載したガルフストリームは東経137度30分の経線に沿って、同時観測飛行を実施した。図2に両者のフライトコースを示す。

CAMPRが搭載されていたキングエアは13:45-14:15に南から北へ(北緯36.7°から北緯39°まで)高度6kmで飛行を行った。SPIDER、粒子プローブの搭載されていたガルフストリームはそれより少し前12:34-12:49に南から北へ(北緯37.4°から北緯39.2°まで)、高度10.2kmで飛行した。ガルフストリームは粒子プローブによる降水雲の内部の観測を実施するために、その後も引き続き、同じ東経137度30分の経線に沿い、高度3.6km、1.5km、0.3kmで飛行を行っている^[8]。CAMPRが搭載されたキングエアはプロペラ機であるのに対し、SPIDERが搭載されたガルフストリームはジェット機であり、飛行速度がかなり異なり、図2のコースを飛行する時間がガルフストリーム

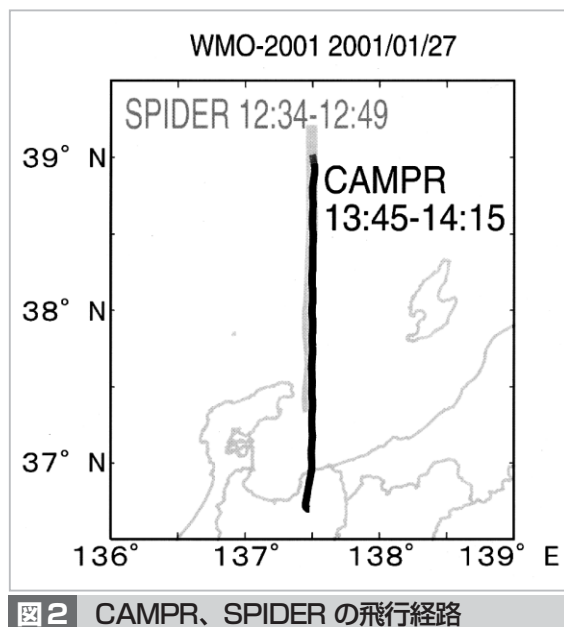


図2 CAMPR、SPIDERの飛行経路

で15分、キングエアで30分とかなり異なる。

CAMPRの測定モードは偏波観測モードで、アンテナビーム方向は真下方向固定にし、全ヒット収集モードでデータ収集を行った。パルス幅は1マイクロ秒であり、レンジ分解能(=鉛直分解能)は150mである。送信偏波パターンはHVと水平・垂直交互送信を行っているために、送信PRF(パルス繰返し周波数)は4kHzであるが、水平偏波のパルス繰返し周波数は2kHz相当であり、ドップラーの折返し速度は約±10m/secである。各レコードは1024ヒットからなり、そのレコードの間隔は2.4秒間隔、水平距離としては約190m間隔である。図1(b)に示すように、高度6kmから真下方向の観測を行う場合のCAMPR-Dの観測体積は水平方向で700mであるため、今回の観測では、各レコード間に観測空間の抜けはないと考えてよい。

図3にCAMPRで観測された降雨エコーの鉛直断面を示す。横軸が東経137度30分に沿った水平距離に対応し、図の左が南(北緯36.8°)、図の右が北(北緯39°)であり、飛行速度は秒速約130mで30分飛行しているために、ほぼ240kmの領域である。縦軸は高さに対応し、0kmが海面であり、上は航空機の高度6kmまでであり、下は海面の下2kmまでである。海面より下にエコーがあるのは、ミラーエコーと呼ばれ、レーダから送信された電波が海面で反射し、それが上空の降雨で散乱され、それがまた海面で反射され

るというように、海面で2回反射してレーダに戻ってきたものであり、実際のエコーと海面を挟んで鏡像の関係にある。

図3は上図が主偏波成分のレーダ反射因子 Z_{VV} (垂直送信垂直受信)、中図が交差偏波成分のレーダ反射因子 Z_{HV} (水平送信垂直受信)、下図が両偏波間の相関 $\rho_{HV}(0)$ である。各図の中央下より、高度0km付近には海面エコーが存在している。その上空、高度4、5kmまで、降水エコーが認められる(図3上図 主偏波成分(Z_{VV})参照)。航空機の近く(高度6km付近)にも強いエコーが認められるが、これは送信波の漏れこみ信号によるものである。また、海面エコーの下側にも降水エコーが強い場所では、ミラーエコーがぼんやり見えている。

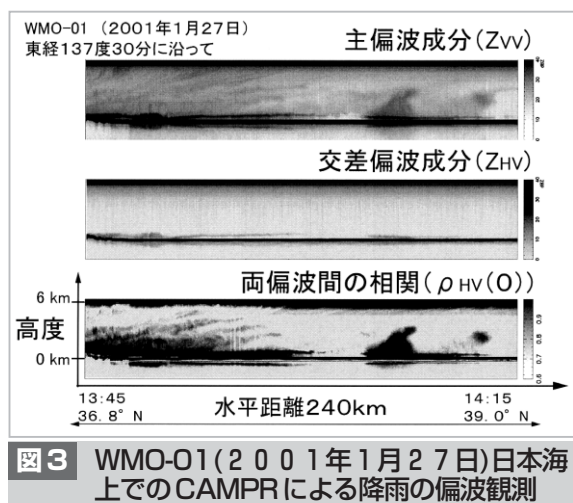


図3 WMO-01(2001年1月27日)日本海上でのCAMP-Rによる降雨の偏波観測

図3から分かる降水エコーの特徴をまとめると以下のようになる。

主偏波成分 (Z_{VV}) :

- (a) 高度 300m から800mに融解層と思われるエコー強度のピークが存在する。
- (b) 上記の融解層の高度は図の中央付近(北緯38度)で最も高く、その南側と北側で高度が低くなる傾向がある。
- (c) 陸地付近(図の左半分)の上空には北に向かって高度が上がっている縞状のパターンを持つエコーが存在した。

交差偏波成分 (Z_{HV}) :

- (d) 主偏波成分の融解層とほぼ同じ高度でエコーが観測される。
- (e) 観測された融解層の高さ方向の幅は、陸上

と陸地近く(図の左側)で大きく、沖合いでは小さくなっている。

両偏波間の相関 ($\rho_{HV}(0)$) :

- (f) 主偏波成分と良く似たパターンである。
- (g) 一見すると主偏波成分で見られる融解層のピークに対応するピークが存在するように見える。

主偏波成分に見られる融解層の高度の変化(a)、(b)については、ガルフストリームで観測された気象測器による直接測定でも確認されている。ガルフストリームの気象測器を利用した解析[8]によると、日本列島南岸を通る南岸低気圧の通過に対応して、通過直後日本海上、能登半島と佐渡島の間に小低気圧が発生し、その小低気圧がゆっくり北東進したと考えられる。その小低気圧の中心付近と考えられる領域は周囲よりも暖かい暖気核(warm core)が見られ、周辺部より相当温位にして2~3K高くなっていた。降水域は相当温位の高い領域の南北の相当温位の水平傾度の大きな部分に集中していたとあり、図3上図のCAMP-Rで観測された降水エコーも、融解層の高さのピークである北緯38度付近では降水エコーが弱く、その南北で降水エコーが強くなっており、同じ小低気圧を観測していたものと考えられる。CAMP-Rで観測された融解層の高度の違い500mという値も、ガルフストリームの気象測器で測定された相当温位の2~3Kの違いとよく一致している。

(c)の降水エコーの縞状の規則的な構造については今回の解析では十分検討していないが、その発生領域が陸地付近に限られていることから、陸地か高山地形によるものではないかと考えられる。

(d)は、融解層付近で交差偏波が大きくなり、LDRが観測されているこれまでの観測事実と一致していて特に新しいことではないが、(e)の融解層の厚みの違いは融解層高度での大気乱流の違いを意味している可能性もあり、今後検討すべきところと考えられる。(f)も降水エコーがあるところでは両偏波間の相関はほぼ1となり、降水エコーが無い領域では、相関がなくゼロ近くなることから、これまでの観測事実と一致していて特に新しいことではない。(g)の「主偏波成分と両偏波間の相関のピーク的一致」という特

徴は、よく報告されている「融解層でZ、LDRがピークをとり、 $\rho_{HV}(0)$ が負のピークをもつ」というのと矛盾しているようであり、次項で三者の鉛直プロファイルの詳細に検討する。

6 偏波観測の鉛直プロファイルと降水粒子の識別

図3右より、北緯38度30分付近の降水域でのレーダ反射因子(Z)、直線偏波抑圧比(LDR)、両偏波間の相関($\rho_{HV}(0)$)の高度プロファイルを図4に示す。

図4では横軸が海面からの高度を表し、右端が海面、左端が高度1200mである。CAMPRのデータはパルス幅で決まるレンジ分解能150mに対して、レンジ方向は2倍のオーバーサンプリングでデータ収集をしているために、図4ではデータは75m間隔となっている。図3では、主偏波成分と交差偏波成分と両偏波間の相関がほぼ同じ高度で正のピークをとるように見えていたが、高度方向にデータ拡大することで、主偏波成分(レーダ反射因子)の正のピーク(A)と交差偏波成分(LDR)の正のピーク(B)、両偏波間の相関の正のピーク(C)とその下にある負のピーク(D)のがそれぞれ、高度が異なっていることが見て取れる。偏波レーダでない気象レーダでも観測される、いわゆるブライトバンドに対応するレーダ反射因子：Zの正のピーク(A)のが高度450mである。融解層に対応していると考えられる直線偏波抑圧比(LDR)の正のピーク(B)の両偏波間の相関($\rho_{HV}(0)$)の負のピーク(D)が高度300mである。これらはこれまでの融解層の偏波観測結果「融解層付近でZ、LDRが正のピークをとり、 $\rho_{HV}(0)$ が負のピークをもつ、ZのピークはLDR、 $\rho_{HV}(0)$ のピークより少し高い高度に存在する」と一致している。また、図3ではレーダ反射因子：Zの正のピーク(A)に対応するように見えていた両偏波間の相関の正のピーク(C)は、高度525mであり、レーダ反射因子：Zの正のピーク(A)より少し高度が高い。この両偏波間の相関のピーク(C)の原因の物理的な解釈は不明であるが、相関がよいことから、降水粒子が非球形ではなく球形に近いものである可能性が考えられる。ただし、(C)のピークの位置にLDRには特に減少

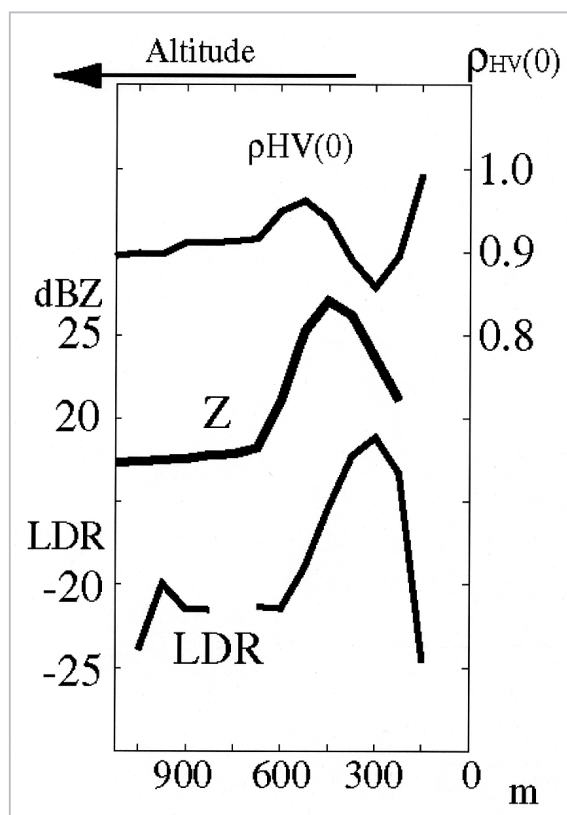


図4 レーダ反射因子(Z)、直線偏波抑圧比(LDR)、両偏波間の相関($\rho_{HV}(0)$)の鉛直プロファイル

横軸は海面高度を表す。

(=負のピーク)がみられていないのは、「降水粒子の配置に関して方位対称性を想定した場合にLDRと $\rho_{HV}(0)$ が一意的な関係がある[1]」という性質と一致しないことを意味し、降水粒子の配置に関しての方位対称性が想定できない場合、つまり、降水粒子がある特定の方向に整列している状況を示唆し、非球形の降水粒子がある特定の方向に整列している可能性が考えられる。

最後に、これらの偏波観測の値から、表3に示す降水粒子のタイプと偏波レーダ観測との関係をもとに降水粒子の識別を行ってみた。表3はSバンドの気象レーダでの結果で、Kuバンドでは多少値が異なると考えられるが基本的な傾向は変わらないと考えて、識別を行っている。結果を表4にまとめた。表4より、従来からの描像と一致する以下のような結論が得られる。上空で乾いた氷粒子が高い数密度で存在しているが、それが落下するにつれて、気温の上昇とともに表面から融解し、融解したことにより、衝突時の固着が起りやすくなり、併合により降水粒

表4 偏波観測量による降水粒子の識別

高度	特徴	降水粒子
600m 以上	$\rho_{HV}(0) \approx 0.9$ 、 Z、LDR ともに小さい	Crystals, dry, high density
500m	$\rho_{HV}(0)$ のピーク	Snow, dry, low density
450m	Z 因子のピーク	Snow, wet melting
300m	$\rho_{HV}(0)$ の負のピーク、 LDR のピーク	
300m 以下	$\rho_{HV}(0) \approx 1.0$ 、 LDR 小さい	Rain

子一つひとつの大きさは大きくなり、レーダ反射因子は大きくなるが、数密度が減少する。融解が更に進み、最後は雨滴となり、体積も減少しレーダ反射因子も小さくなり、落下速度も大きくなり、単位体積当たりの降水粒子の個数の減少につながり、レーダ反射因子も減少する。

7 まとめと今後の研究課題

本論文では、冬季日本海上での航空機搭載降

雨レーダ (CAMPR-D) で得られた降水雲の偏波レーダ観測データをもとに、降水粒子の識別を行った。得られた描像は、これまで報告されている偏波レーダ観測の結果とよく一致しているが、観測結果のうち、融解層の上部において、「 $\rho_{HV}(0)$ の正のピークは存在するが、それに対応するLDRに負のピークが認められない」という観測事実は融解層上部の降水粒子に関して、より詳しい情報を含んでいる可能性があり、他の観測データとの比較及び詳細な降水粒子の散乱特性の計算との比較を実施する予定である。

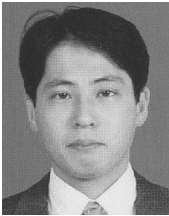
謝辞

観測飛行実験時の航空機運用に関しては、中日本航空にお世話になりました。また、観測飛行の実施に当たっては、戦略基礎の多くの観測メンバーにお世話になりました。ここに深く感謝の意を表します。本観測実験は、科学技術振興事業団、戦略基礎研究「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」の補助を受けました。

参考文献

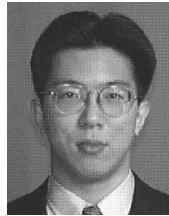
- 1 V. N. Bringi and V. Chandrasekar, "Polarimetric Doppler Weather Radar", Cambridge University Press, 2001.
- 2 Hans R. Pruppacher and James D. Klett, "Microphysics of Clouds nad Precipitation", Second Revised and Enlarged Edition with an Introduction to Cloud Chemistry and Cloud Electricity, Kluwer Academic Publishers, 1997.
- 3 Richard J. Doviak and Dusan S. Zrnica, "Doppler Radar and Weather Observations", Second Edition, Academic Press Inc., 1993.
- 4 H. Kumagai, K. Nakamura, H. Hanado, K. Okamoto, N. Hosaka, N. Miyano, T. Kozu, N. Takahashi, T. Iguchi, and H. Miyauchi, "CRL airborne multiparameter precipitation radar (CAMPR): System description and preliminary results", IEICE Trans. Com., 1996, 770-778, Vol.E79-B.
- 5 Kenji Nakamura, Hiroshi Hanado, and Kinji Furukawa, "Report of the Ishigaki/Miyako Campaign Experiment for TRMM (IMCET) 1998", NASDA EORC Bulletin Technical Report, 1999, 1-76, No.3.
- 6 佐藤晋介, 花土弘, 中川勝広, 井口俊夫, 中村健治, 吉崎正憲, "航空機搭載レーダ(CAMPR)による降雪雲内の風速場の観測", 本特集.
- 7 Timothy K. Isiah, T. Iguchi, Y. Ohsaki, H. Horie, H. Hanado, and H. Kumagai, "Test of the Specific Differential Propagation Phase Shift (KDP) Technique for Rain-Rate Estimation with a Ku-Band Rain Radar", J. Atmos. Ocean. Tech, 1999, 1077-1091, Vol.16.

- 8 吉崎正憲，加藤輝之，永戸久喜，足立アホロ，村上正隆，林修吾，MMO－01 観測グループ，“「冬季日本海メソ対流系観測－2001(WMO－01)」の速報”，天気，2001，893-903，Vol.48.



花土 弘

電磁波計測部門降水レーダグループ主任研究員
マイクロ波リモートセンシング



佐藤 普介

電磁波計測部門降水レーダグループ主任研究員 博士（理学）
レーダ気象学



中川 勝広

電磁波計測部門亜熱帯環境計測グループ研究員 博士（工学）
レーダ水文学