

Cバンド偏波レーダーを用いた降水粒子識別と ビデオゾンデを用いた集中同期検証観測

中北英一・山口弘誠*・隅田康彦*・竹畑栄伸**
鈴木賢士***・中川勝広****・大石哲*****・出世ゆかり*****・坪木和久*****

* 京都大学工学研究科

** 中部電力

*** 山口大学農学部

**** 情報通信研究機構

***** 山梨大学大学院医学工学総合研究部

***** 名古屋大学地球水循環研究センター

要 旨

本研究では、次世代現業用大型気象レーダーと期待されているCバンド偏波レーダーと、降水粒子を直接観測することができるビデオゾンデを同期させる手法を構築し、その観測を行った。この同期観測によって、ビデオゾンデで観測されている降水粒子と偏波レーダーの情報を直接結び付けられるようになった。そして、同期観測で得られた降水粒子と偏波パラメータの情報から、ファジー理論を用いた降水粒子タイプ判別法の構築について述べる。さらに、様々な降水粒子が混在している様子を表現できる粒子判別法構築の可能性について示す。

キーワード： 偏波レーダー，ビデオゾンデ，降水粒子判別，ファジー理論，レーダー
反射因子差，偏波間相関係数

1. はじめに

近年、温暖化・都市化に伴い集中豪雨災害が頻繁に生起するようになってきている中、その予測精度は向上してきたとはいえ、まだまだ難しいのが現状である。正確な降雨予測・降水量推定のためには、空間・時間的にきめ細かな情報を得ることができる気象レーダーの役割がますます重要となってきた。しかし、電波の反射強度のみを受信する現在のコンベンショナルレーダーでは、反射強度から降水強度を推定するのに必要な降雨の雨滴粒径分布や降水粒子のタイプをリアルタイムで推定することは不可能であり、地上雨量計ネットワークとタイアップすることによって精度向上が図られてきた。しかし、雨滴粒径分布は時々刻々と変化するため、その精度向上は限界に達している。

次世代型偏波レーダーは、降水粒子の粒径分布や、

雨や雪といった降水の種類を推定できる可能性を秘めており、精度のよい降雨予測や、地上雨量計の情報をを用いることなく降雨量推定精度が向上するものと大いに期待が寄せられている。もともと偏波レーダーは約20年前から現業用のレーダーに変わるものとして、まずは反射因子差 Z_{DR} を用いた研究開発が進められてきた(Bringi and Chandraseker, 2001)。わが国では、Xバンド(3cm波)を中心に研究が開始され、現在では国土交通省釈迦岳レーダ雨量計、八本木レーダ雨量計、国見山レーダ雨量計で現業用Cバンド(5cm波)レーダーとして実用化されている。しかし、技術開発黎明期であったため期待したほどの精度向上は見られず、国土交通省では利用に関する研究開発はいったん中止され、業務用レーダーとしてはこれらのレーダ雨量計以外に広がっていなかった。その後 Z_{DR} 以外の情報が利用可能になり、海外では欧米を中心としてSバンド(10cm波)偏波レー

ダーの改善が進められた。それに伴い、降雨量推定精度の向上の見込みが立ち、昨年からは順次、現業配備がなされ始めている。Xバンドにおいては、わが国でも研究開発が進められ実用化されつつある。しかし、わが国の現業用と見込まれるCバンド偏波レーダーにおいては取り組みが遅れている。

そのCバンド偏波レーダーは現在世界で数機しかなく、その1つが情報通信研究機構(NICT)沖縄亜熱帯計測技術センターで開発され、ここ数年実験運用されているCOBRA(C-band Okinawa Bistatic polarimetric Radarの略)であり、本研究では主にそのレーダー情報を用いる。COBRAでは、水平、垂直偏波面におけるレーダー反射因子 Z_{HH} 、 Z_{VV} ならびにその反射因子差 Z_{DR} のような従来の二偏波レーダーでも観測されるパラメータ以外に、直線偏波抑圧比 LDR 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、偏波間位相差 ϕ_{DP} とその伝播方向の伝播位相差変化率 K_{DP} といった偏波パラメータも得られる。また2つの発信機を用いて取得される Z_{DR} の優位性も旧来より増している。

2007年11月に実施した沖縄集中観測では、COBRAによるレーダー観測を中心として、様々な地上観測を行った。またそれだけではなく、レーダーが電波を出して探査している上空のそのポイントに、どういった大きさ・種類の降水粒子が存在するのかをビデオカメラを搭載したゾンデによって直接観測を行った。このビデオゾンデによる同期観測によって、今までレーダーがいったい何を見ているのか謎であった部分を実際に目で見るのが可能となった。

本研究では、この同期観測から得られる情報を用いて、様々な降水粒子が存在するときに、どのような偏波パラメータの値をとり得るのか分析し、降水粒子の種類に関する基礎的研究を行う。

2. 偏波レーダーによる諸因子

2.1 レーダーの原理

気象レーダーは、電磁波のもつ直進性、等速性、散乱性を利用した無線装置である。レーダーのアンテナから放射された電磁波は、目標である降水粒子に当たって散乱し、散乱した一部の電磁波が同一のアンテナに受信される。レーダーはこの電磁波を受信し、アンテナの向きと電磁波の往復に要する時間から目標の位置を測定し、反射波の強さ(レーダーエコー)から目標の性質や大きさを測定するものである。以下では深尾・浜津(2005)を参考に、気象レーダーによって観測される諸因子について述べる。

2.2 レーダー反射因子

電磁波が降水粒子を通過すると、入射電磁波のエネルギーの一部を受け取り、その一部は熱として降水粒子が吸収し、残りは同じ周波数の電磁波としてあらゆる方向に再放射する。入射方向に放射される反射波と入射波とのエネルギーの比を後方散乱断面積 σ という。目標の大きさが波長に対して小さい場合はレイリー近似が成り立ち、後方散乱断面積 σ は、

$$\sigma = \frac{\lambda^2 \pi D^6}{\pi \lambda} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (1)$$

と表される。このような近似が成立する散乱をレイリー散乱と呼ぶ。ここで、 λ はレーダーから放射される電波の波長であり、 D は降水粒子の直径である。また、 m は降水粒子の複素誘電率で、温度と波長の関数であり、 m の関数である $|K|^2$ も同様である。単位空間体積中に降水粒子が充満していれば全体からの散乱断面積は $(\pi^5/\lambda^4) |K|^2 \sum D^6$ となり、レーダーサイトから距離 d の位置にある単位体積空間内からの受信電力 P_r は、

$$P_r = \frac{C |K|^2 \sum D^6}{d^2} = \frac{C |K|^2 Z}{d^2} \quad (2)$$

で表される。この式(2)をレーダー方程式という。ここで、 \sum は単位体積空間内での総和を意味し、 C はレーダーの特性(受信電力、電波の波長、アンテナの特性、パルスの空間長等)で決まる定数でレーダー定数と呼ぶ。レーダー方程式内の Z は、レーダー反射因子といわれ、通常 $[\text{mm}^6/\text{m}^3]$ で表し、

$$Z = \sum D^6 = \int N(D) D^6 dD \quad (3)$$

で表される。 $N(D)$ は、雨滴の粒径分布であり、 $N(D)dD$ は単位体積空間中に含まれる直径 $D \sim D + dD$ の雨滴の個数である。さらに、

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log_{10}(Z[\text{mm}^6/\text{m}^3]) \quad (4)$$

のように表示することも多い。レーダーにより受信されるのはこの値である。

(2)式の受信電力 P_r からレーダー反射因子 Z を推定するには、レイリー近似が成立すること、 $|K|^2$ が既知であるという条件を満たす必要がある。 $|K|^2$ は電波の波長と温度に依存することは既に述べたが、加えて液相か固相かといった降水粒子の状態にも大きく依存する。上空の降水粒子は氷相であるものの、雪や氷、あられなどの状態であるために $|K|^2$ の値は不確定であるし、降水粒子が雪ならば結晶を形成しているためにレイリー近似の条件を満たすかも不確定である。そこで通常は水に対する $|K|^2$ の値(通常は0.93)を用いてレーダー反射因子 Z を算定している。この算定されたレーダー反射因子 Z を等価レーダー反射因子 Z_e という。

2.3 偏波レーダーによる観測

気象レーダーの標的である降水粒子は基本的に粒子構造をしており、その形状、粒子の向きなどがこれらの粒子を特徴付けている。単一偏波による送受信では、後方散乱信号からこのような粒子の形態に関する情報を得ることができない。一方、偏波による散乱特性の違いは標的の形状や粒子の向きに依存するため、複数の偏波を用いれば、形状や粒子の向きに関する情報を得ることができる。こうしたことから、降水粒子の形態に関する情報を得る手段として、複数の偏波を送受信できるレーダーが導入された。

通常の気象レーダーは進行方向に直交し、地表面に水平な偏波面を持つ電波を送受信する。それに対し、二重偏波レーダーは、偏波面が地面に平行な水平偏波と偏波面が地面に直交する垂直偏波の2つの直線偏波を送受信し、様々なパラメータを得ることが可能である。二重偏波を送受信する偏波レーダーには、水平・垂直偏波を同時に送受信する方式、水平・垂直偏波を単一または一定数パルスごとに交互に切り替える方式、右旋・左旋の2つの円偏波を用いる方式などが存在する。本研究で利用する偏波レーダーは、水平・垂直偏波を同時に送受信する方式を用いており、以後、この方式について説明する。

散乱波を水平偏波および垂直偏波の合成によるとするとき、アンテナ点での後方散乱（受信）電界 E^b は入射（送信）電界 E^i と直線偏波の後方散乱行列 s により、

$$\begin{bmatrix} E_H \\ E_V \end{bmatrix}^b = s \begin{bmatrix} E_H \\ E_V \end{bmatrix}^i \frac{e^{-jk r}}{r} \quad (5)$$

と表される。ただし、後方散乱行列 s は

$$s = \begin{bmatrix} s_{HH} & s_{HV} \\ s_{VH} & s_{VV} \end{bmatrix} \quad (6)$$

である。ここで、 j は虚数単位 ($j^2 = -1$) を表し、 k は波数 ($k = 2\pi/\lambda$)、 r はレーダーと標的との間の距離を示す。添え字のうちHは水平偏波を、Vは垂直偏波を示している。また第一添え字は降水粒子による散乱電界の偏波を、第二添え字は降水粒子への入射電界の偏波を示す。したがって、 s_{HH} は水平偏波で入射し、散乱してきた水平偏波を示し、 s_{VV} は垂直偏波で入射し、垂直偏波で散乱してきたことを示す。

次に、単位体積あたりの微小散乱断面積の和をレーダー反射率 η [m^{-1}] といい、次式で表される。

$$\eta \equiv \int \sigma(D) N(D) dD. \quad (7)$$

ここで $N(D)$ は降水粒子の粒径分布である。式(1)を用いることにより、式(7)は、

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int D^6 N(D) dD \quad (8)$$

と表すことができる。ここで、積分部分はレーダー反射因子 Z であるから、レーダー反射率 η は

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \quad (9)$$

となる。

そこで、後方散乱行列を用いれば、例えば水平偏波の入射波に対する水平偏波成分のみの散乱電力を求めることができる。入射電界と散乱電界がいずれも同じ水平偏波あるいは垂直偏波の場合、両者の関係は、

$$\eta_{hh} = 4\pi \langle n |s_{HH}|^2 \rangle, \quad (10)$$

$$\eta_{vv} = 4\pi \langle n |s_{VV}|^2 \rangle, \quad (11)$$

と表されることが知られている。ここで、 $\langle * \rangle$ は期待値を表し、 n は粒径分布に応じた粒子数の重み付けを示す。したがって、式(10)と式(11)に式(9)を代入すると、水平偏波と垂直偏波のレーダー反射因子は、

$$Z_{HH} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle n |s_{hh}|^2 \rangle, \quad (12)$$

$$Z_{VV} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle n |s_{vv}|^2 \rangle, \quad (13)$$

と表される。

2.4 レーダー反射因子差 Z_{DR}

垂直偏波 Z_{VV} と水平偏波 Z_{HH} の比として表現されるレーダー反射因子差 Z_{DR} は次式で定義される。

$$Z_{DR}[\text{dB}] = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right), \quad (14)$$

Z_{DR} は水平及び垂直偏波面に対する粒子形状、すなわち粒子の縦横比に関するパラメータである。降雨粒子は落下時の空気抵抗を受け横長に扁平し、その扁平度は直径が大きいほど大きくなる。したがって粒径が大きくなるにつれて、 Z_{DR} は大きな値をとるようになる。一方、雪やあられの場合は、径の大小によって扁平度が大きく変わることがないため、0dBに近い値をとる。また、融解層においては氷粒子が徐々に溶け出し表面を楕円形に覆うようになる。雨滴は粒径がある大きさ以上になると分裂してしまうが、融解層においては氷粒子の表面に附着しているため大きな粒径でも分裂せず、レーダーでは大きな雨滴として認識されるため Z_{DR} は極大値をとる。

2.5 偏波間相関係数 ρ_{HV}

水平偏波と垂直偏波の受信信号の相関係数である偏波間相関係数 ρ_{HV} は、

$$\rho_{HV} = \frac{|\langle n s_{VV} s_{HH}^* \rangle|}{\langle n |s_{HH}|^2 \rangle^{1/2} \langle n |s_{VV}|^2 \rangle^{1/2}} \quad (15)$$

と表される。ここで $\langle n_{svv} s_{HH}^* \rangle$ は水平偏波と垂直偏波の共分散であり、 $\langle n |s_{HH}|^2 \rangle$ 、 $\langle n |s_{VV}|^2 \rangle$ はそれぞれ水平偏波、垂直偏波の分散である。 ρ_{HV} は粒径の縦横比がそろっている度合いに関するパラメータであり、雨のような種類の降水粒子だけが存在する場合は縦横の比に相関があり、1に近い値を示す。一方、様々な粒子の種類や形が存在する場合や、山岳等の地表面によって電波が散乱される（グランドクラッター）場合は相関が小さくなる。特に液体と固体が共存する融解層においては、偏波間相関係数 ρ_{HV} が最低となる。後にこの特性を利用して偏波間相関係数 ρ_{HV} を用いて融解層を特定する。

2.6 伝搬位相差変化率 K_{DP}

電波が散乱体積内を伝搬するとき、一般には位相のズレが生じる。水平偏波、垂直偏波のそれぞれについてレーダーと対象標的間の往復で生じる位相変化を ϕ_{HH} 、 ϕ_{VV} とするとき、等方散乱標的であれば両偏波間で位相変化に差は生じないが、非等方性散乱標的では両者は異なる値をとる。粒径の大きい雨滴のような扁平粒子では、水平偏波による位相遅れが垂直偏波の場合に比べて大きくなるため、単位距離当たりでは $\phi_{HH} > \phi_{VV}$ となる。両者の差を ϕ_{DP} とすると、

$$\phi_{DP} [^\circ] = \phi_{HH} - \phi_{VV} \quad (16)$$

となり、これを偏波間位相差と呼ぶ。

ϕ_{DP} の距離に対する変化率が伝搬位相差変化率 K_{DP} である。大気のような均質媒質体中でレーダー電波が伝搬する場合、 K_{DP} は伝搬経路上の2点間を往復する間に生じる偏波間位相差 ϕ_{DP} の単位距離当たりの差として、

$$K_{DP} [^\circ/\text{km}] = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (17)$$

で与えられる。ここで、 r_i はレーダーアンテナからの距離である。

伝搬位相差変化率 K_{DP} は、振幅の情報を用いないため降雨減衰の影響を受けることが無く、強雨時の降雨量推定に有力であるとされている。特に、降雨減衰の影響が大きいXバンド気象レーダーにおいては K_{DP} が導入されることで、更なる可能性が期待されている。

3. 沖縄集中観測

3.1 沖縄集中観測の概要

沖縄集中観測は2007年11月15日から28日にかけて行われ、独立行政法人情報通信研究機構(NICT)沖

縄亜熱帯計測技術センターを拠点とし、京都大学防災研究所、山梨大学、名古屋大学、山口大学、つくば大学、電力中央研究所などの様々な大学、機関の水文学、気象学の観測、モデルの専門家が連携して実施した。偏波ドップラーレーダーCOBRAは名護降雨観測施設に設置されており、沖縄亜熱帯計測技術センターと大宜味大気観測施設に設置されている2次元ビデオディストロメータ、インパクト型ディストロメータ、パーシバル雨滴計、マイクロレインレーダ、レーザ雨滴計(LD)、光学式雨量計、転倒桁式雨量計といった地上設置装置により様々な観測がなされている。また、ビデオゾンデの放球は恩名村にある沖縄亜熱帯計測技術センターで行われ、ここでCOBRAの遠隔操作も行っている。Fig. 1ではこれら観測点の位置関係を示している。

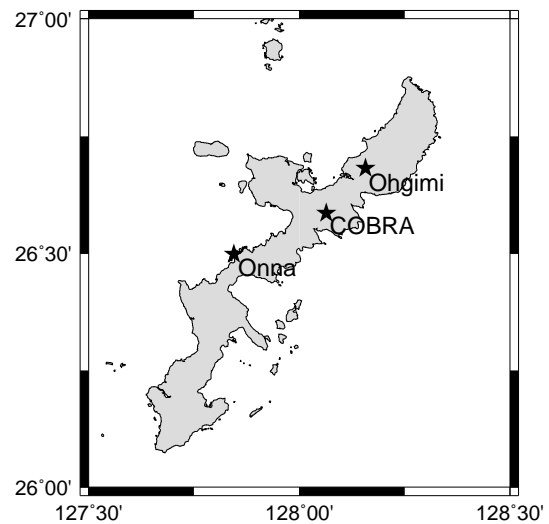


Fig. 1 Locations of COBRA, Onna site and Ohgimi site

3.2 COBRAの概要

本研究では、独立行政法人情報通信研究機構(NICT)沖縄亜熱帯計測技術センターが試験運用している沖縄偏波降雨レーダCOBRAで得られたレーダ情報を利用する。

一般の気象レーダーのアンテナは機械的に3次元全体を走査することが可能であり、必要に応じて特定の方角方向を走査する。3次元の立体的なエコーを観測する場合は、一定仰角で方位方向に全周走査するPPI(Plan Position Indicator)スキャンを、仰角を変えながら繰り返す行うボリュームスキャンが行われる。しかし、ボリュームスキャンでは、そのスキャンが完了し終わるまでに5分程度かかってしまうため、きめ細かな同期観測ができない。そのため、特定方位

角の鉛直断面を走査するRHI (Range Height Indicator) スキャンによってビデオゾンデとの同期を行った。

3.3 ビデオゾンデの概要

ビデオゾンデは、センサーのついたビデオカメラを気球に吊り下げ、雲の中の粒子を直接観測する装置であり、Takahashi (2006) , Suzuki (2006) により、東アジアモンスーン地域の様々な場所で200台以上が放球されている。Fig. 2 にビデオゾンデの概要を示す。

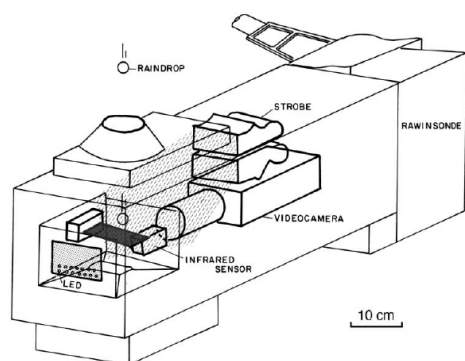


Fig. 2 Outline of Videosonde

ビデオゾンデは気球から50m下方に吊り下げられ、ゾンデの上昇速度が約5m/sとなるように気球の浮力が調整されてから放球される。ビデオゾンデには、直径0.5mm以上の粒子が通ったことを検知する赤外線センサーがついており、粒子がセンサーを横切るとフラッシュが焚かれ、真っ黒なスクリーンが一瞬明るくなり粒子が撮影される。通常、直径0.5mm以下の粒子はセンサーで検知されないが、大きな粒子とともにセンサーを横切るときに撮影されることがある。今回使用したビデオゾンデではビデオカメラによって写される視野は $13 \times 20 \times 30 \text{ mm}^3$ であり、また、1秒間に最大5回までフラッシュを焚くことができる。撮影された映像は1,680MHzの無線で送信され、10Hz~1MHzに変調されて地上のモニターに映し出されビデオテープに録画される。

ビデオゾンデで撮影された降水粒子は、雨、あられ、氷晶および雪片の4種類に分類することとした。これらの粒子の判別では表面の様子や形、サイズ、色の濃淡などによって一つ一つ目で見て降水粒子のタイプの判定を行っている。Fig. 3にはビデオゾンデで観測された降水粒子の例を示す。

判別した粒子は、空間的な分布を見るために、数濃度、質量濃度の計算を行った (Fig. 4)。 Fig. 4を見ると、雨と氷粒子 (あられ、氷晶、雪片) の存在する範囲は4,000~5,000mで分かれていることがわかる。し

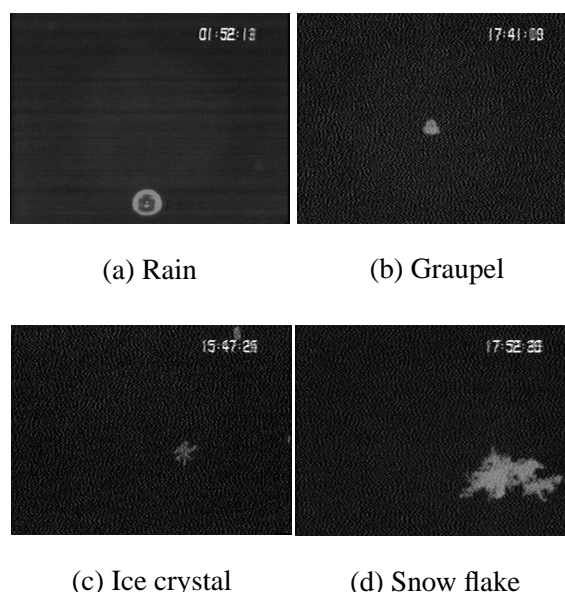


Fig. 3 Precipitation particles detected by pictures with Videosonde

かし、雨と氷粒子が混在する融解層付近では降水粒子がほとんど観測されておらず、ビデオゾンデNo.1以外では500~1000m程の厚さで降水粒子が観測されていない領域が存在する。今後の観測でこの融解層での降水粒子の分布を解明していく必要がある。

融解層より上空においてはあられ、氷晶、雪片が混在していることがわかる。雪片は主に雨と氷粒子の境界より上層の狭い範囲で観測されている。これは粒子表面が融け併合しやすくなっていることを示している。また、あられと氷晶はほとんど同じような高度分布形をしているが、氷晶のほうがより上空まで観測されており、落下するにつれて氷晶に着氷し、あられに成長してその数や大きさが増えている様子がうかがえる。

3.4 COBRAとビデオゾンデの同期

COBRAとビデオゾンデの同期は、ビデオゾンデの位置を特定して、COBRAでその方位のRHIスキャンを行うものとした。しかし、ビデオゾンデの位置を特定してCOBRAに指令を出しても、アンテナが走査する方位を向いてスキャンを開始するまでには時間が経過してしまう。その間にもビデオゾンデの位置は時々刻々と変化をしていくため、同期を行うためにはビデオゾンデの位置の推定と予測が必要不可欠となってくる。

COBRAのRHIスキャンは方位角 1° 毎の走査が可能であるが、この方位角を決定し同期するためには、ビデオゾンデの3次元的位置を特定する必要があ

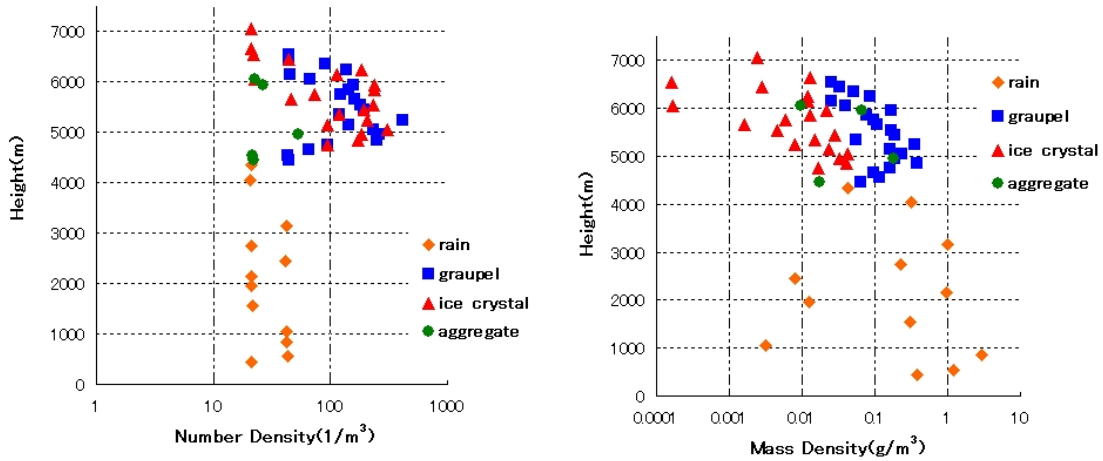


Fig. 4 Number density and mass density in Videosonde No.1

る。ビデオゾンデ自身には、その位置を特定する機能はないが、ビデオ画像を無線で送信するため、無線を受信するアンテナの向きから仰角、方位角を知ることができる。また、高度 H はビデオゾンデに取り付けられたラジオゾンデから得られる気温 T 、気圧 P の情報によって

$$H = \left[T_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{-\frac{R^* L}{90 M}} - T_0 \right] / L \quad (18)$$

で求めた。ここで、 R^* 、 M 、 g 、 L はそれぞれ、気体定数、大気のもル質量、重力加速度、気温減率である。また、添字 0 は地上での値を示している。仰角、方位角、高度が分かれば 3 次元的な位置を特定することができるため、以上の情報を直接入力することで現在位置を特定するプログラムを作成した。

ここまで、ビデオゾンデの位置を特定することは可能になったが、位置情報の入力からスキャンを開始するまでの間には約 1 分タイムラグが存在するため、1 分前と現在の位置から線形外挿によって 1 分後のビデオゾンデの位置を推定するとした。ビデオゾンデの現在位置を特定するプログラムに 1 分後の位置を推定するプログラムを組み込み、ゾンデ位置の仰角、方位角、気温、気圧を入力すると COBRA の RHI スキャンを行う方位角を表示するようにして、1 分毎に 1 方位角の RHI スキャンを行った。位置推定の開始時には過去の情報がないため、一度目のみ外挿せずに特定された位置情報をそのまま使用している。また、同期観測の終了はビデオゾンデが雲を突き抜け、粒子が観測されなくなるまでとした。

Fig. 5 はビデオゾンデが実際に飛んでいた位置とスキャンがなされた場所を示している。ビデオゾンデは COBRA から 25 ~ 30 km の位置を飛んでおり、ど

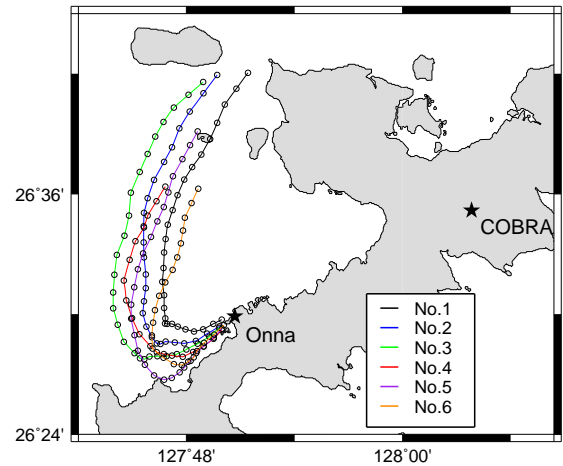


Fig. 5 Position where Videosonde flew. \circ is a position of the RHI scanning

のゾンデも推定された位置と大きく外れていなかった。RHI スキャンの 1 度目は、位置推定がなされておらず 1 km 以上も実際の位置とはズレてしまったが、多くの場合その誤差は 300 m 程度であった。COBRA のレーダービームの幅は約 0.8° であり、レーダーから 30 km の位置においてはビーム幅が約 400 m に広がるため、すべての RHI 観測がこの幅の中に入ったわけではなかったが、水平的な連続性を考えるとうまく同期ができたと考えられる。

3.5 使用したデータとその処理

本研究で解析の対象とするデータは Table 1 の通りである。2007 年 11 月 26 日夜半前から 27 日の昼過ぎまで台風 23 号から伸びる外側の降雨バンドが次々とかかり、その間にビデオゾンデを 6 台放球した。ビデオゾンデのナンバーは放球順に No.1 ~ No.6 となっ

Table 1 Observation period

Date	Start time	End time	Observation time(min)	Number of Videosonde
2007/11/26	18:37	19:03	27	No.1
	20:58	21:23	26	No.2
	21:53	22:19	27	No.3
	22:57	23:57	26	No.4
2007/11/27	01:51	02:16	26	No.5
	02:36	02:57	22	No.6

ている。

使用するレーダーデータはビデオゾンデ放球ごとに1分毎に存在するRHI観測のデータである。RHIのデータはレーダーサイトを中心とした極座標となっているため、まずビーム方向鉛直断面の直交座標系に変換を行った。直交座標のメッシュのサイズは100m×100mとし、メッシュの中心に一番近傍の極座標のメッシュを探索してその値をメッシュの値とした。次に、ビデオゾンデが存在する位置における偏波パラメータの連続的な変化を見るために時系列データを作成した。1分毎に存在するRHI画像のそれぞれにおいて、ビデオゾンデが位置する場所を中心として水平1km幅の鉛直断面を切り出す。そして、その一つの断面を1分間として時間順に並べていったものがFig. 6である。

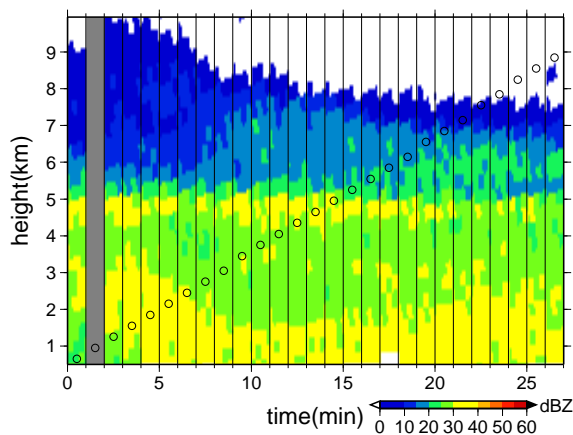


Fig. 6 Time series image of radar reflectivity Z_{HH} of No.1 Videosonde

3.6 レーダー反射因子差 Z_{DR} の校正

現在、COBRAのデータは完全には自動校正ができておらず、レーダー反射因子差 Z_{DR} にはオフセットが確認されている。Fig. 7は、横軸を Z_{HH} 、縦軸を

Z_{DR} として降雨域でのデータを散布図にしたものである。Fig. 7を見ると Z_{HH} が大きくなるにつれて Z_{DR} も大きくなっていくことが分かる。これは Z_{HH} が大きい範囲では降雨粒子が扁平していき、それに伴い Z_{DR} が大きくなっていることを示している。一方、 Z_{HH} が10～20dBZ程度の小さな範囲で降雨粒子は直径が小さく扁平していないと仮定するならば、水平偏波と垂直偏波の間に差はなく Z_{DR} の値は0dBとなるはずである。しかし、Fig. 7において Z_{HH} が小さな範囲では、 Z_{DR} は-0.6～-1.4dB程の値をとっていることがわかる。つまり、COBRAの Z_{DR} には、-0.6～-1.4dB程度のバイアスが存在している。以後、 Z_{DR} の値は観測された Z_{DR} に1.0dBプラスして扱っている。

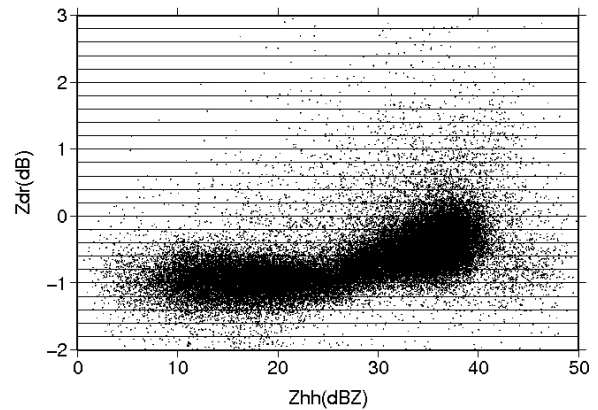


Fig. 7 Scatter chart in radar reflectivity Z_{HH} and differential reflectivity Z_{DR}

3.7 偏波間相関係数 ρ_{HV} の補正

ρ_{HV} を実際に使用するにあたっては、雑音の影響を考慮した補正が必要となる。 SNR をdB単位で表示したものを x とすると、 ρ_{HV} の観測値 $\rho_{HV_{obs}}$ は、

$$\rho_{HV_{obs}} = \rho_{HV} \frac{1}{1 + 10^{-x/10}} \quad (19)$$

と表されるため、式(19)によって ρ_{HV} の補正値を得ることができる。

このように SNR を使い ρ_{HV} に補正を施さなければならぬが、残念ながら SNR はデータとして記録されていないため受信電力によって SNR を求める。Fig. 8はビーム方向に描いた水平偏波による受信電力の値を示している。十分遠方の無降雨域では、受信電力は一定の値に収束しておりこの値を雑音 N とみなす。Fig. 8においては、40kmを越える地点から一定値に収束しており、その値は-108.7dBmを示している。雑音の原因には、外部から受信する雑音とレーダー内部で発生する雑音が存在するが、気象レーダーの場合はレーダー内部の雑音が卓越し外部から受信する雑音は無視できる程度である。また、雑音の大きさは短期間に大きく変動しないため、観測を通じて同じ値を使っている。

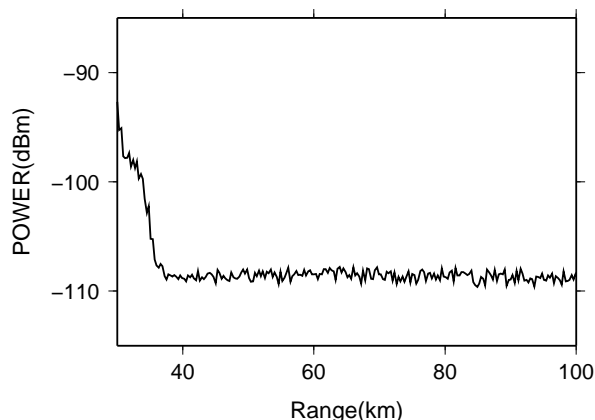


Fig. 8 Received power in the beam direction

各点での受信電力を信号 S とすると SNR x [dB]は、

$$\begin{aligned} x &= 10 \log_{10} SNR \\ &= 10 \log_{10} (S/N) \\ &= 10 \log_{10} S - 10 \log_{10} N \\ &= S[\text{dBm}] - N[\text{dBm}] \end{aligned} \quad (20)$$

である。ここで得られた x を式(19)に代入することで ρ_{HV} の補正値を求めることができる。Fig. 9は、 ρ_{HV} を補正する前後の図である。この2つの図のどちらでも ρ_{HV} が最小値となる融解層がはっきり確認でき、融解層より下部の降雨領域では受信感度がよく補正による ρ_{HV} の増加はほとんど見られない。一方、上空の雲の切れ目付近の ρ_{HV} が小さな部分においては、補正を施すことによって値が大きくなっている。

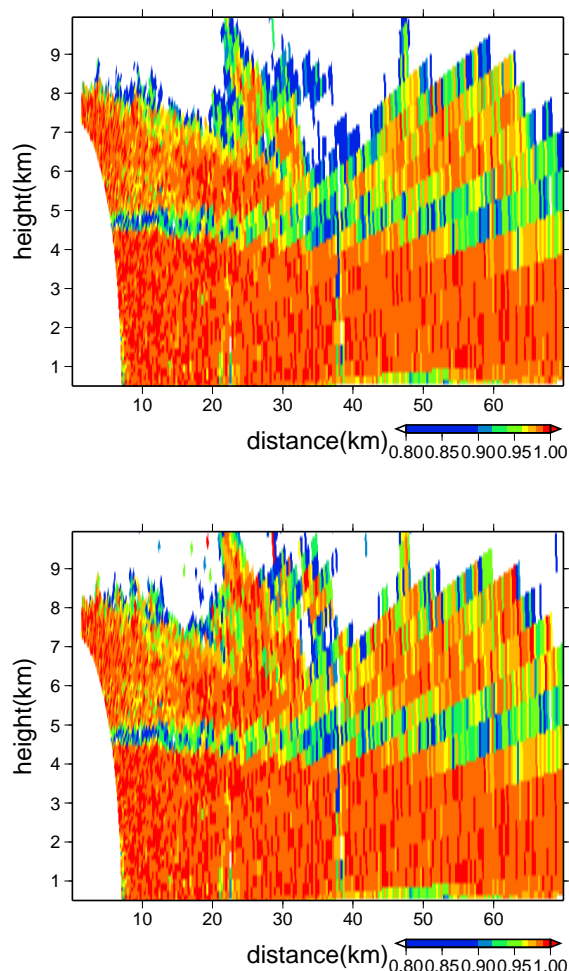


Fig. 9 RHI images of observed correlation coefficient (above) and corrected correlation coefficient (below)

3.8 伝播位相差変化率 K_{DP} と偏波間位相差 ϕ_{DP} の平滑化

偏波間位相差 ϕ_{DP} から伝播位相差変化率 K_{DP} の値を算定する前に、平滑化を行う必要がある。これは、観測された位相情報 Ψ から観測ノイズ δ を取り除き、偏波間位相差 ϕ_{DP} を取り出すためである。このとき位相情報 Ψ は、

$$\Psi = \phi_{DP} + \delta \quad (21)$$

の関係にある。もし、レンジ方向に対して十分に大きな δ が存在するとき、単純に移動平均を施して観測ノイズを取り除いたとしても δ の影響を完全に除去することができず、その結果として、 K_{DP} を算出するとバイアスが残ることになる。したがって、平滑化を行う前に δ を取り除くフィルタリングを行わなければならない。

そこで、本研究では反復フィルター (Hubbert and Bringi, 1995) を用いた。この反復フィルターの概要は次の通りである。

1. 観測値 $\Psi(r_i)$ に移動平均を施し、 $\tilde{\Psi}_{\text{fit}}(r_i)$ を求める。
2. $\Delta\Psi(r_i) = \left| \tilde{\Psi}_{\text{fit}}(r_i) - \Psi(r_i) \right|$ を求める。
3. $\Delta\Psi(r_i) \leq T_h$ のとき、 $\Psi(r_i) = \Psi(r_i)$ とし、
 $\Delta\Psi(r_i) > T_h$ のとき、 $\Psi(r_i) = \tilde{\Psi}_{\text{fit}}(r_i)$ とする。
ただし、 T_h [°] であり、閾値を示す。
4. 1~3までを所定の回数繰り返す。

閾値 T_h は Ψ の標準偏差から決める必要があり、標準偏差の1.25から2倍程度が良好な結果が出るとされている。また、繰り返す回数は10回程度繰り返せば、十分であることが知られている。閾値 $T_h = 5$ [°]、反復回数を10回としたときの結果をFig. 10に示す。単純に移動平均を施した青の実線ではノイズを完全に取り除くことができずに細かく変動しているが、赤の破線は滑らかに増減していることがわかる。

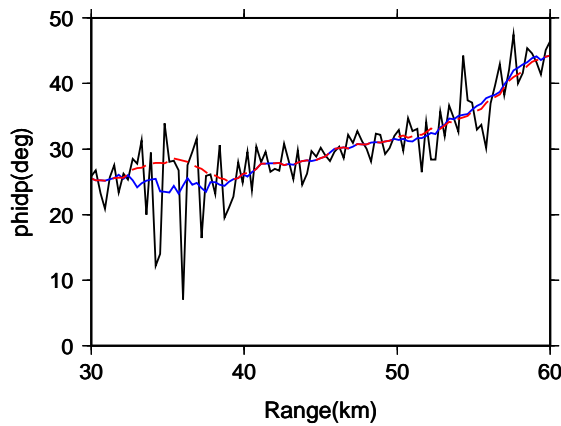


Fig. 10 Observed differential phase Ψ (black line), moving averaged differential phase ϕ_{DP} (blue line) and moving averaged differential phase ϕ_{DP} after filtering (red dash line) in direction of range

4. 同期観測における降水粒子タイプの判別

4.1 偏波レーダーを用いた粒子タイプの判別

正確な降水量推定・降水予測をするためには降水粒子タイプを推定することが必要不可欠となっている。そこでこれまで、偏波レーダーの情報を用いた降水粒子タイプの推定に関して様々な方法が試みられており、例えば、統計的決定手法、ニューラルネットワークによる判定法などがなされている。しかし、これらの手法を用いて降水粒子判別を行うためにはいくつかの問題点がある。すなわち、1) それぞれの降水粒子と偏波パラメータの関係が十分に解明されていない、2) 統計的に十分な量の観測により判別法を構築する必要があるが、それに耐えるだ

けの観測が行われていない、3) 降水粒子はある境界値できれいに分けられるものではなく混ざり合った状態で存在しているが、そのあいまいさを表現できない、などである。このような問題点はあるものの、現地観測とレーダーの観測により偏波パラメータと粒子の関係性がまとめられており (Straka et al., 2000), Table 2 に示すとおりである。

これに対し近年行われている降水粒子の判別方法にファジー理論を用いた方法がある (Lim et al., 2005)。ファジー理論は、「暑い」や「高い」などあいまいさを含んだ情報をあいまいなまま理解し、あいまいな形で判断する人間の思考方法をモデル化し、これを定量的に取り扱う手法である。このファジー理論によって、境界付近でのあいまいさや偏波パラメータが持つエラーを表現することができる。

4.2 ファジー理論による降水粒子タイプ判別法

ファジー理論 (水本, 1988) とは、境界がはっきり定まっていないような集合 (ファジー集合) を定量的に取り扱おうという理論である。ファジー集合 A とは、ある集合 X の要素 x が集合 A に属することをあいまい性を含んだ形で表現できる集合で、メンバーシップ関数 μ_A によって特徴付けられた集合のことである。ここで、メンバーシップ関数は

$$\mu_A : X \rightarrow [0, 1] \quad (22)$$

と表現される。すなわちメンバーシップ関数とは、集合 X の要素 x がファジー集合 A に対してどの程度属しているかの度合いを表しており、メンバーシップ関数の値が1に近いほどファジー集合 A に属している度合いが高いことを示し、反対に0に近ければ属する度合いが低いことを示す。そして、このようなメンバーシップ関数で非ファジー集合 X をファジー集合 A に関連付けることをファジー化するという。

4.3 偏波パラメータによる降水粒子タイプの推定

降水粒子をファジー理論で推定するにあたって、入力とするデータは、COBRAによって得られるレーダー反射因子 Z_{HH} 、レーダー反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、伝搬位相差変化率 K_{DP} と、ピデオゾンデに取り付けられたラジオゾンデから得られる気温 T を用いる。以下、この偏波パラメータに関する添え字を i として、ある偏波パラメータを表現するとき x_i と表す。また推定する降水粒子のタイプはピデオゾンデで特定した雨、あられ、氷晶、雪片の4種類であり、ある粒子を表す場合、添え字 j で表すものとする。

Table 2 Thresholds for polarimetric parameters in hydrometeor types(Straka et al., 2000)

Hydrometeor types	Z_{HH} [dBZ]	Z_{DR} [dB]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]	LDR [dB]
Hail	45 ~ 80	-2 ~ 5	< 0.96	0 ~ 0.5	-26 ~ -18
Graupel	20 ~ 50	-0.5 ~ 2	> 0.95	0 ~ 1.5	< -25
Rain	< 60	> 0	> 0.95	> 0	< -25
Ice crystal	< 35	-0.5 ~ 6	> 0.95	-0.6 ~ 0.6	< -24
Snow flake	< 45	0 ~ 3	> 0.5	0 ~ 0.5	< -10

まず、偏波パラメータの集合をメンバーシップ関数を用いてファジー化する。本研究では、偏波パラメータの集合をファジー化するために必要なメンバーシップ関数をビデオゾンデによって得られる粒子のタイプに関する情報を用いて決定することにした。

メンバーシップ関数の形には台形関数を用いた。この台形関数は、大きさが1で一定の値を持つ平坦な部分と直線的に漸減する裾野の部分を持つ。降水粒子タイプ j によく属する偏波パラメータの値 x_i には幅があり、この領域が台形関数の上底部分となる。また、降水粒子が存在し得ない偏波パラメータの範囲では0の値をとり、この2つの境界付近では裾野の部分に対応させる。台形関数のメンバーシップ関数は4つのパラメータ a, b, c, d によって決定される。これらのパラメータは台形関数の各頂点の偏波パラメータ x_i の値を表しており、裾野および水平な部分の幅を決めている。

この台形関数の境界値を決める4つのパラメータは今回ビデオゾンデで観測された降水粒子を全て積算し、その出現頻度によって決定した。各偏波パラメータ x_i ごとにヒストグラムを作成し、その上限値および下限値から10%の範囲を台形メンバーシップ関数の裾野の部分に対応付ける。このような方法をとったのは粒子の数が少なくなる x_i において粒子に属する割合は下がり、その間の値では広く粒子が分布していると考えられるためである。このようにして得られたメンバーシップ関数をFig. 11に示す。

今回の観測においては、限られた数のビデオゾンデ観測しかできておらず十分な数の降水粒子を観測できていないため、Table 2と比較して求めたメンバーシップ関数は不十分な点が多い。特に雨のメンバーシップ関数は、層状性降雨の弱い雨でしか観測がなされなかったため Z_{HH} 、 Z_{DR} などでは弱い数値を示している。しかし、観測事例が少ないという問題は今後さらなる観測がなされることで解決できる

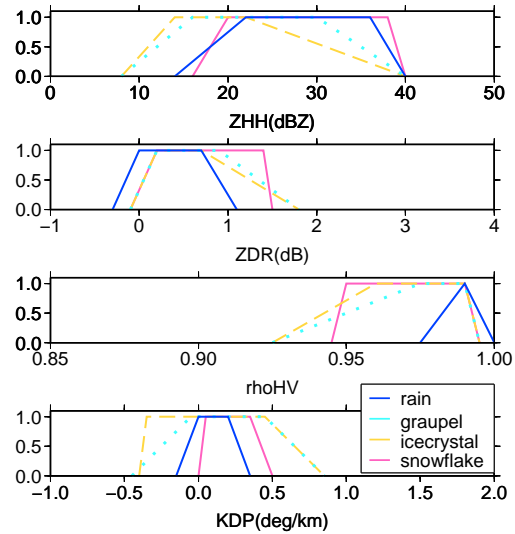


Fig. 11 Membership function $\mu_j^{x_i}$

ため、本研究ではできる限り観測データに従って降水粒子の判別を構築することを目指した。また、他のメンバーシップ関数に比べると気温 T のメンバーシップ関数では、 1°C 付近に雨と氷粒子のはっきりとした境界があり、気温 T によって雨と氷粒子が分類されていることがわかる。しかし、気温 T はレーダーと同時に観測できるパラメータではないため、気温に重きをおいた降水粒子の推定では偏波レーダーの特性を生かしていない。そこで、気温を除いた降水粒子タイプの判別についても後に述べる。

以上のようにして決定されたメンバーシップ関数を用いて、降水粒子ごとの評価値 Q_j をメンバーシップ関数の単純和として、

$$Q_j = \mu_j^{Z_{HH}}(Z_{HH}) + \mu_j^{Z_{DR}}(Z_{DR}) + \mu_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) + \mu_j^{K_{DP}}(K_{DP}) + \mu_j^T(T) \quad (23)$$

と定める。メンバーシップ関数は個別の偏波パラメータがどの粒子のタイプに属するか個別に表現するものであるのに対して、この Q_j は偏波パラメータの組

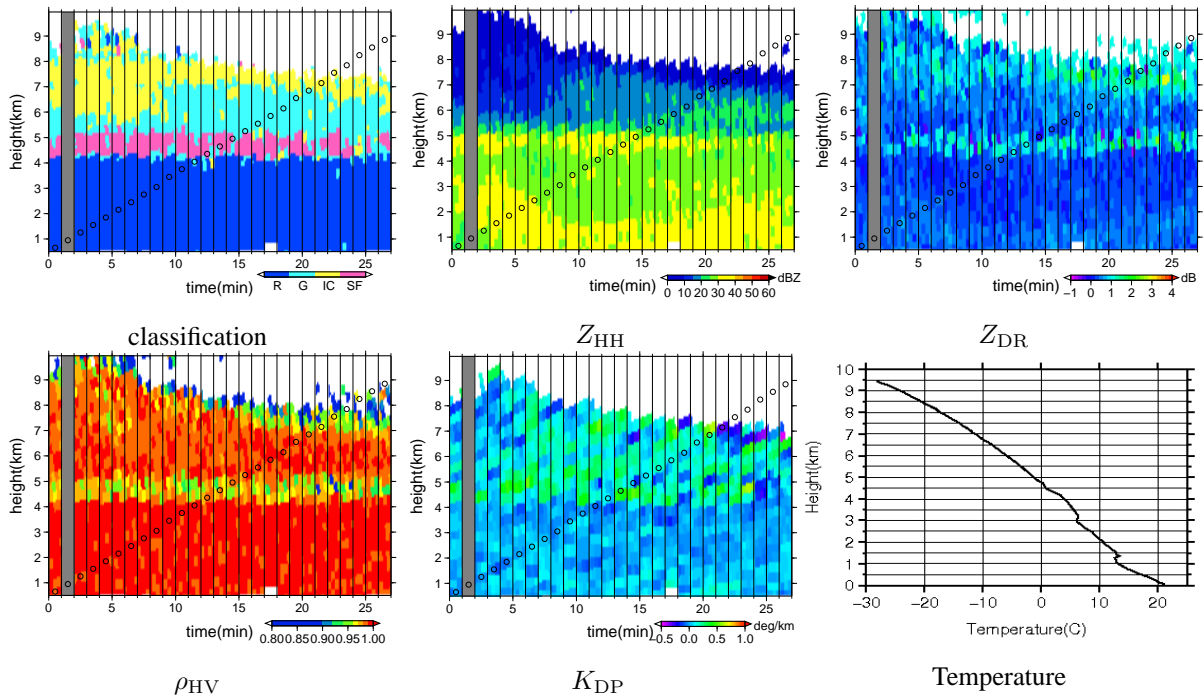


Fig. 12 Hydrometeor classification and observed polarimetric parameter. In the figure of classification, R, G, IC and SF show rain, graupel, ice crystal and snow flake, respectively

み合わせを考慮した上で総合的に評価する指標である。今回、評価式の値はメンバーシップ関数の単純和として求めているが、偏波パラメータ同士の関係性などを考慮したうえでメンバーシップ関数の重み付けや評価式の式形を今後考えなければならない。

最後に、計算された評価式の値を比較することで粒子のタイプ j を決定する。通常、評価式 Q_j が最大となる粒子 j が、 x_i の組に対する降水粒子のタイプと決定する。

5. 結果

5.1 降水粒子タイプの判別1

以上のようにして求められたメンバーシップ関数、評価式(23)を用いて粒子タイプの判別をおこなった。Fig. 12は降水粒子タイプ判別の結果とそのときの偏波パラメータの分布である。

Fig. 12では、きれいな層状性の降水システムであるため、レーダー反射因子 Z_{HH} やレーダー反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} によってブライトバンドとして融解層が検出されている。この融解層においては、多くの場合雪片と分類されている。それより上層ではあられ、氷晶と分類がなされている。対流性降雨の場合、融解層の上下部で偏波パラメータの値が大きく変化するための確に粒子が特定されている。

次に気温 T の影響を見るために、式(23)の評価式から気温 T のメンバーシップ関数を除いて粒子判別を行ったものがFig. 13である。これらの図を見てわかる通り、気温 T のメンバーシップ関数を除いた場合、雨の範囲であられや氷晶、雪片といった氷粒子に分類がなされている。一方で融解層より上層では、ほとんど雨と判別されることなく気温 T のメンバーシップ関数を除く前と似た分布を示している。そのため、気温 T の情報を用いずに降水粒子の判別を行う場合、雨と氷粒子の判別を行うことが重要となる。

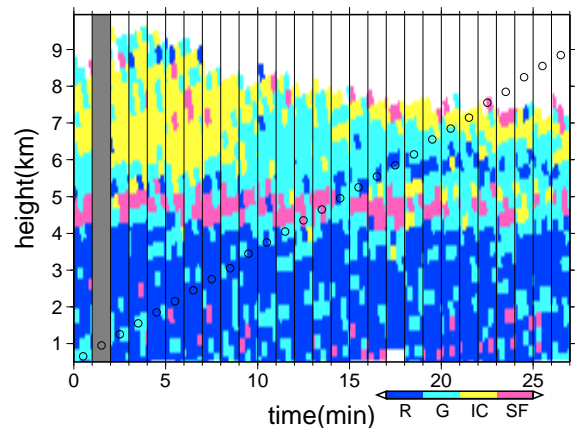


Fig. 13 Hydrometeor classification without membership function of temperature

5.2 降水粒子タイプの判別2

ビデオゾンデの観測 (Fig. 4) や気温 T のメンバーシップ関数 (Fig. 11) からわかる通り、雨と氷粒子は気温 0°C 以上のある高度 (融解層) を境界にしてわかれて分布している。そこで、この融解層を特定 (Brandes and Ikeda, 2004; Matrosov et al, 2006) することによって気温 T の情報を用いずに降水粒子の判別を行うことを考える。

融解層は、レーダー反射因子 Z_{HH} やレーダー反射因子差 Z_{DR} などによりブライトバンドとして検出されるが、本研究では偏波間相関係数 ρ_{HV} による融解層の特定を行う。偏波間相関係数 ρ_{HV} を用いるのは、降水粒子中の変動が Z_{HH} や Z_{DR} に比べて少なく、閾値を設けやすいためである。また、 Z_{HH} や Z_{DR} では検知されないような弱い層状性降雨においても、偏波間相関係数 ρ_{HV} によってブライトバンドが検出されるからである。

ρ_{HV} の鉛直プロファイルを見ると、降水粒子が存在する部分ではほとんど1に近い値をとるが、 0°C を上回る、数百mの範囲では急激に低下して最小値をとる。この性質を利用して ρ_{HV} の値が低下した部分を自動的に特定することにより融解層を求めたものが Fig. 14 である。

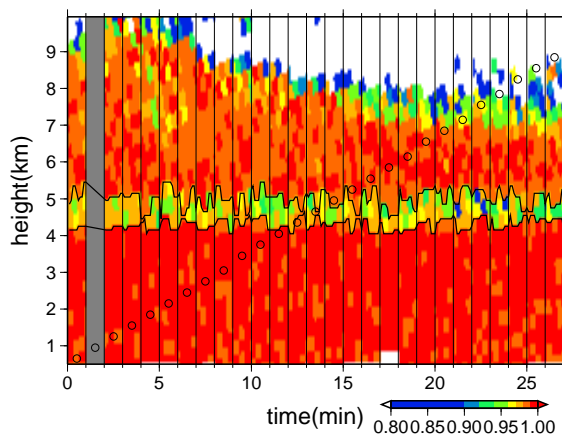


Fig. 14 Melting layer detection with correlation coefficient. Black line shows the top and bottom of melting layer

各鉛直断面について融解層下端 h_1 、融解層上端 h_2 を求めて、融解層高度 h に関するメンバーシップ関数 $\mu_j^h(h)$ を作成した。融解層においては液相と固相が混じり合っているものと考えられるので、融解層高度のメンバーシップ関数も h_1 と h_2 において混ざり合っているものとして表現した (Fig. 15)。

また、評価式も改めて次式を用いて降水粒子の判別を行った。

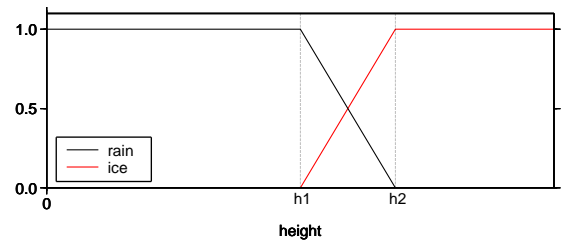


Fig. 15 Membership function of melting layer height. Ice shows ice particle such as graupel, ice crystal and snow flake.

$$Q_j = \mu_j^h(h) \times \left(\mu_j^{Z_{\text{HH}}}(Z_{\text{HH}}) + \mu_j^{Z_{\text{DR}}}(Z_{\text{DR}}) + \mu_j^{\rho_{\text{HV}}}(\rho_{\text{HV}}) + \mu_j^{K_{\text{DP}}}(K_{\text{DP}}) \right). \quad (24)$$

式 (24) のように融解層高度のメンバーシップ関数についての積をとることで融解層の上空で雨、融解層より下層で氷粒子といった矛盾した判別をなくすることができる。Fig. 16 では融解層を特定し評価式 (24) を用いて行った降水粒子判別の結果を示す。気温のメンバーシップ関数を含んだ Fig. 12 の粒子判別の結果と比較すると、Fig. 16 では雨の領域で氷粒子と判別される矛盾が取り除かれている。一方、融解層以上の上空では先の判別結果である Fig. 12 と比べても、あられ、氷晶、雪片の分布に大きな差異は見られない。Fig. 12 と Fig. 16 に示した判別結果の間に見られる大きな違いは、雨粒と氷粒子の境界が約 500m、高度が高くなっていることである。この領域は特定した融解層の下半分に当たり、多くの場合雨と判別されているが、残念ながら今回のビデオゾンデの観測ではこの高度において粒子が撮影されていない部分であり、どちらが正しいかは現段階では検証できない。雨と氷粒子の判別は非常に重要となるため、今後のビデオゾンデ観測においては融解層近辺で数多くの降水粒子を観測することが望まれる。

5.3 降水粒子の判別3

ビデオゾンデの観測により、融解層より上空では異なるタイプの降水粒子が混在していることがわかる (Fig. 4)。そのため、降水粒子のタイプの判別の過程で一種類に降水粒子のタイプを決定してしまうのは適切ではなく、ファジー理論の特性を生かしていない。この混ざり具合を表現するために、式 (24) の評価値 Q_j の大きさの違いに着目して推定を行う。

上述したように、融解層より上層においてはあられ、氷晶、雪片が混ざり合って存在していることがわかっている。そのため新たな判別区分として、あられ+氷晶、あられ+雪片、氷晶+雪片の区分を新たに追加した。この3つの区分に分類されるための判断の基準として、2つの粒子の評価式 Q_j の値が第

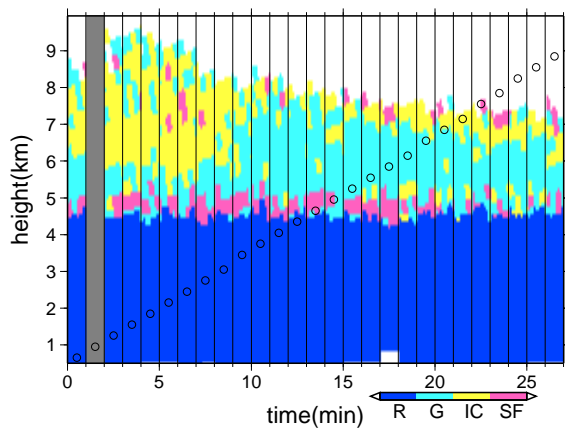


Fig. 16 Hydrometeor classification that used membership function of melting layer height

1位, 第2位になり, さらにその2つの評価値の差が0.1以内となることとした。この新たな混在判別区分を加えて降水粒子タイプの推定をおこなった結果をFig. 17に示す。

Fig. 17を見ると, Fig. 16ではあられが単独に存在するとして判別がなされていた広い領域であられ+氷晶やあられ+雪片の分類に変化している。この事実は粒子を1種類に判定していることに無理があったということである。融解層近辺において雪片が卓越している領域やあられ+雪片の分類がなされている領域が多く見られる。そしてあられ+雪片の領域は雲の中央までその領域が広がっている。さらに, 雲頂付近の雲の切れ目においては氷晶が卓越している。これらの結果はビデオゾンデの観測に一致するものであり, 偏波パラメータによって混ざり具合を表現することも可能であることを示している。

しかし, この降水粒子の混在を表現する上で評価値 Q_j の差の境界値は評価式の式形や粒子の混在状況を考慮したうえで決定しなければならないが, 0.1という値でどこまで混ざり具合が表現できるのかを見るために仮に与えている。今後, 粒子判別の精度評価の手法を構築し, 検証をしていく必要がある。

6. 結論

以上, 本研究では, 2007年秋に実施した沖縄集中観測によって行われた偏波レーダーCOBRAとビデオゾンデの同期によって, 明らかになった降水粒子と偏波パラメータの関係性を用いて, 降水粒子タイプの推定の可能性を探った。特に, 観測によって明らかになった粒子の混ざり具合が, 偏波レーダーを用いた判別の中で表現できるのか検証をおこなった。

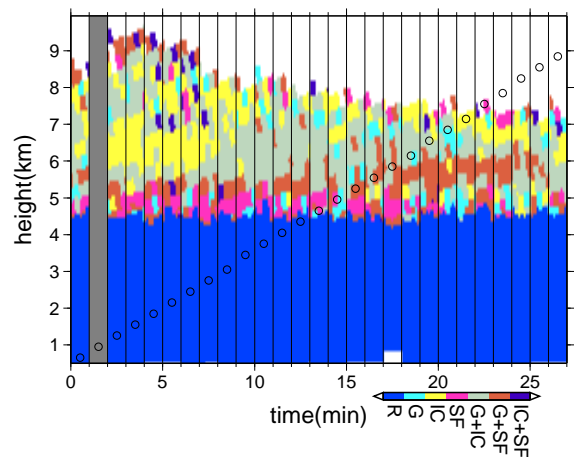


Fig. 17 Hydrometeor classification as mixture of some types

まず, 沖縄集中観測においては偏波レーダーとビデオゾンデの同期手法を構築するとともに, 確かに偏波レーダーCOBRAとビデオゾンデの同期が実現したことを確認した。次に, ビデオゾンデの観測結果を用いて降水粒子タイプの詳細な解析をおこなうことで雲中で粒子が混ざり合っていることを明らかにした。そして, COBRAの偏波パラメータとビデオゾンデの降水粒子の情報によって, ファジー理論による降水粒子タイプの推定法, 特に混在の推定方法を構築し, この観測における降水粒子タイプの判別をおこなった。

今回の研究では, 観測データが限られているため, 降水粒子のタイプと偏波パラメータを関係付けるメンバーシップ関数の設定に不十分な部分が残っている。さらに, 今回は混在する降水粒子の多寡といったものを考慮せず, 粒子の有無によってメンバーシップ関数を決定した。しかし, このように限られた条件においても, 粒子のタイプ推定はある程度可能であり, 偏波パラメータは降水粒子タイプを推定する能力を持っている。そしてさらに, 粒子同士が混じり合っているという状態を表現する可能性を示すことができた。

今回の沖縄集中観測は2008年の梅雨期をターゲットとした本観測の準備のための予備観測の意味合いがあったために, 必ずしも対流性降雨等の強雨を多く見込めない時期での観測であった。実際, 十分な数の降水粒子を観測するには至らなかった。2008年6月の本観測においては, 今回の観測中にはなかったような, 台風や梅雨時における対流性の雨が期待され, 異なる降水システムで数多くの観測が行われることによって, 降水粒子タイプの判別法のさらなる発展が望まれる。

さて, 従来の研究においては, ファジー理論によっ

て特定される粒子は分類数を増加させるだけで、最終的に1種類の降水粒子を特定するだけであった。しかし、本研究の最終的な目的は、降水粒子のタイプを特定することだけではなく、何と何が存在し、加えてその存在比はいくらかを偏波レーダによる観測によって明らかにし、降水予測モデルとのタイアップをはかることで、その精度の向上をはかることにある。引き続きビデオゾンデによる降水粒子の直接観測を実施することで粒子の混在の様子と偏波パラメータの関係を明らかにし、様々な降水タイプに対応できる判別法の構築を図っていきたく考えている。

参考文献

- 深尾昌一郎・浜津亨助(2005): 気象と大気のレーダリモートセンシング, 京都大学学術出版会.
- 水本雅晴(1988): ファジイ理論とその応用, サイエンス社.
- Bringi, V.N. and Chandraseker, V. (2001) :Polarimetric Doppler Weather Radar, Cambridge Univ. Press, New York.
- Brandes, E.A. and Ikeda, K. (2004) :Freezing-level estimation with polarimetric Radar, Journal of Applied Meteorology, Vol. 43, pp. 1541-1553.
- Hubbert, J. and Bringi, V.N. (1995) : An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 12, pp. 643-648.
- Lim, S. , Chandrasekar, V. and Bringi, V.N. (2005) :Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification , IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 43 , No. 4.
- Matrosov, S.Y., Clark, K.A. and Kingsmill, D.E. (2006) :A polarimetric radar approach to rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 46, pp. 154-166.
- Straka, J.M. , Zanic, D.S. and Ryzhkov, A.V. (2000) :Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations , American Meteorological Society, Vol. 39, pp. 1341-1372.
- Suzuki, K. , Shigenaga, Y. , Kawano, T. and Yoneyama, K. (2006) :Videosonde observations during the R/V mirai MR04-08 cruise , The Marine Meteorological Society , UMI to SORA , Vol. 82 , No. 2.
- Takahashi, T. (2006) :Precipitation mechanisms in east Asian monsoon: Videosonde study , J. Geophys. Res. , Vol. 111.

**Classification of Hydrometeors Using a C-band Polarimetric Radar and Validation by In-Situ Campaign
Observation Synchronized with Video-Sonde**

Eiichi NAKAKITA, Kosei YAMAGUCHI*, Yasuhiko SUMIDA*, Hidenobu TAKEHATA**, Kenji SUZUKI***,
Katsuhiro NAKAGAWA****, Satoru OISHI*****, Yukari SHUSSE***** and Kazuhisa TSUBOKI*****

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

**Chubu Electric Power Co., Inc.

***Faculty of Agriculture, Yamaguchi University

****National Institute of Information and Communications Technology

*****Interdisciplinary Graduate School of Medicine and Engineering, University of Yamanashi

*****Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University

Synopsis

This research is based on a synchronized campaign observation of C-band polarimetric radar, COBRA and video-sonde, which was carried out on Nov. 2007 in Okinawa, Japan. The observation was accomplished by constructing a method to synchronize C-band polarimetric radar, COBRA and video-sonde which observes the real hydrometeors. The observation succeeded to incorporate the polarimetric radar information and hydrometeor observed from video-sonde. Here, we investigate the relationship between the radar observation and hydrometeors, and seek for the possibility of classification as mixture of some types of hydrometeors from polarimetric radar observation.

Keywords: polarimetric rader, video-sonde, hydrometeor classification, fuzzy logic, differential radar refractivity, correlation coefficient