

## 1 台のドップラーレーダーによるエコー強度および ドップラー速度情報を用いた 3 次元風速推定手法の開発

中北 英一・村田 憲泰・藤吉 康志・池淵 周一

### ESTIMATION OF THREE-DIMENSIONAL WIND VELOCITY FROM INFORMATION ON REFLECTIVITY AND DOPPLER VELOCITY DETECTED BY SINGLE DOPPLER RADAR

By Eiichi NAKAKITA, Noriyasu MURATA, Yasushi FUJIYOSHI and Shuichi IKEBUCHI

#### Synopsis

Authors have proposed method of estimating three dimensional wind velocity using only information on reflectivity detected conventional radar, and evaluated accuracy of estimations by the method using wind fields derived from dual Doppler observations.

In this study, we evaluate accuracy of estimations more quantitatively, and investigate sensitivity of estimations to assumptions in the method. Moreover, based on results of the evaluation, the method is extended as a method which utilizes information on Doppler velocity detected by one Doppler radar. In order to evaluate accuracy of estimations by extended method, we calculate also horizontal wind field using information on Doppler velocity detected by dual Doppler radars. Using the calculated wind field, we evaluate accuracy of estimations by extended method qualitatively and quantitatively.

In summary, the more severe the precipitation event is, the better skill the proposed methods show.

#### 1. 序 論

水文循環システムへの基本的なインプットである降水に伴う大気風速場は、降水機構の解明のための最も重要な情報の1つであるばかりでなく、水文学上の大きな課題の1つである降雨予測システムにおいても、その予測精度そのものを左右する重要な変数となる。

日本における降水観測に関しては、全国をおおう降水レーダーのネットワークが完成し、ルーチ的に観測が行われている。日本以外の先進国においても、降水レーダーのネットワークが完成しており、また、近年衛星に直接降水レーダーを搭載して地球規模での降水観測を行う TRMM 計画も現在進行中であり、近い将来世界規模での降水観測が可能になると考えられる。

一方、大気風速場の観測に関しては、近年ドップラーレーダーによる観測が実用化され、アメリカでは全土にドップラーレーダーのネットワークを構築する NEXRAD 計画が現在進行中である。日本においても研究用のドップラーレーダーによる観測が近年盛んに行われている。また、現在稼働中の建設省や気象庁の3次元降水レーダーも今後ドップラー化していくと考えられる。しかし、ドップラーレーダーによって検出できるのはビーム方向の風速成分のみであることから、3次元の風速場の算定を行うには、少なくとも2台のドップラーレーダーによる同時観測が必要となる。ところが、2台のドップラーレーダーによる同時観測に

において、有意な風速を算出できるのは、2台のレーダービームがある程度の角度をもって交差する共通観測域内の一部領域のみである。そのため、2台のドップラーレーダーによる同時観測のネットワークを構築することは、現実的には難しく、アメリカのNEXRAD計画でも、2台のドップラーレーダーでオペレーショナルに風速算定することは想定されていない。

そこで、1台のドップラーレーダーによって観測されるドップラー速度の情報のみを用いて水平風速場を推定する試みが多くなされている<sup>1)</sup>。しかし、これらのほとんどは、水平風速場に関する力学的な仮定を通して風速推定しており、ドップラー速度の情報とともに得られるエコー強度の情報を熱力学的に用いているものはない。

このような現状を踏まえて、中北<sup>2),3)</sup>、Nakakita *et al.*<sup>4)</sup> はルーチン的に観測されている降水レーダーのエコー強度情報のみから、大気の3次元風速場を推定する手法を開発するとともに、また、2台のドップラーレーダーによって同時観測された降水事例に適用し、ドップラー観測から推定された3次元風速を用いて、推定手法から算定される3次元風速の定性的な精度調査を行った。

本研究では、中北らが開発したエコー強度情報のみを用いた風速推定手法から算定される3次元風速の推定精度を、2台のドップラー観測に基づく3次元風速を用いて、さらに定量的な視点から調査することを目的とした。そして、エコー強度情報のみを用いた手法の利点を生かした形で、その手法にあらたに1台のドップラーレーダーによるドップラー速度情報の導入を図る。そして、別途2台のドップラー観測のデータから検証用に水平風速場を算定した上で、ドップラー速度の情報を導入した手法の精度調査を行う。

Fig. 1は、本研究で、エコー強度のみを用いた手法にドップラー速度の情報を導入するに至るまでの経過と背景を図示したものである。

本研究で用いたデータは、1988年7月に北海道大学低温科学研究所所有のドップラーレーダーによって

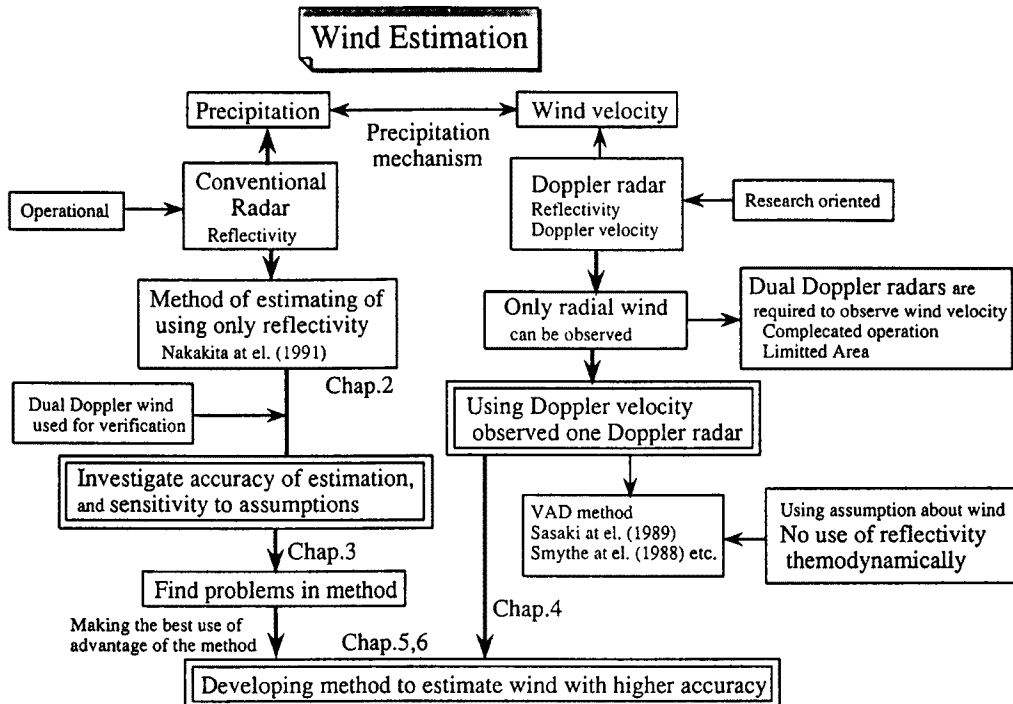


Fig. 1 Aim and background for this study.

観測されたもの、および1993年7月上旬に三重県尾鷲地方において名古屋大学大気水圏科学研究所所有の2台のXバンドドップラーレーダーによって観測されたものである。

## 2. エコー強度情報のみを用いた3次元風速推定手法

本節では、エコー強度情報のみを用いた3次元風速推定手法<sup>2),3),4)</sup>の概要を述べる。

本手法では、降水の存在する領域では大気は飽和状態にあり、また、雲の存在を無視して空気塊は偽湿潤過程に従って膨張圧縮すると仮定した上で、

大気連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0 \dots\dots\dots (1)$$

水分の保存式

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + u \frac{\partial m_i}{\partial x} + v \frac{\partial m_i}{\partial y} + w \frac{\partial m_i}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial z} \dots\dots\dots (2)$$

偽湿潤過程を仮定した飽和水蒸気量の保存式

$$\left\{ -C_p \left( \frac{RT}{L} + m_s \right) / \left( \epsilon L \frac{de_s}{dT} + p C_p \right) + \frac{RT}{Lp} \right\} \cdot \left\{ u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \right\} = -\frac{Q}{\rho} \dots\dots (3)$$

の3式を降水の存在する領域に適用している。基礎式中で用いている諸変数を **Table 1** に示す。

Table 1 Variables in basic equations

Symbol	Definition
$\rho$	density of dry air
$\rho_s$	density of saturated air
$\rho_w$	density of liquid water
$m_s = (\rho_s / \rho)$	mixing ratio of saturated air
$m_i$	liquid water mixing ratio
$e_s$	saturation vapor pressure
$Q$	conversion rate of water vapor in a unit domain and a unit time
$P_r$	precipitation intensity relative to atmospheric flow
$(u, v, w)$	wind velocity
$L$	latent heat for liquid water
$C_p$	specific heat at constant pressure
$T$	air temperature
$p$	air pressure
$\epsilon$	=0.622
$R$	individual gas constant for air

しかし、基礎式中において未知量である 3 次元風速  $(u, v, w)$ 、水蒸気相変化量  $Q$  に対して (1)~(3) の方程式系は閉じていないことから、簡易に方程式系を閉じるために、水平風速に対して等方水平収束という仮定を設けている。すなわち、

等方水平収束の仮定

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) = \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) \dots\dots\dots (4)$$

(1)式、(2)式、(3)式の 3 式に、(4)を加えた 4 式を用いて 3 次元風速  $(u, v, w)$ 、水蒸気相変化量  $Q$  を算定している。

基礎式中の諸変数の内、水分混合比  $m_l$  および大気鉛直流れに相対的な降水強度  $P_r$  の 3 次元分布は、レーダーエコーの 3 次元分布を用いて算定する。エコー強度 (以下同様に、レーダー反射因子をエコー強度とよぶ) から降水強度、水分混合比を算定する際に必要となる粒径分布  $N(D)$  に関しては、本研究ではブライトバンドよりも下層の高度に関して適用を行うので、水滴に対する粒径分布である Marshall and Palmer 分布<sup>5)</sup>

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda(P_r)D), \quad \Lambda(P_r) = 41 P_r^{-0.21}, \quad N_0 = 0.08 \dots\dots\dots (5)$$

に従うものとする。不適切な粒径分布の仮定が、算定される風速場に及ぼす影響は 3 で示す。

また、気温  $T$ 、気圧  $p$ 、密度  $\rho$  については総観場の値を用い、飽和水蒸気圧  $e_s$ 、飽和水蒸気の混合比  $m_s$  は、その  $T$ 、 $p$ 、 $\rho$  から求める。

上記のように求めた情報を基礎式中に代入し、水平風速に関して境界条件を与えた上で差分表現すれば、式系は未知量  $(u, v, w)$ 、 $Q$  に関する連立 1 次方程式系を成す。しかし、連立方程式として一挙に解を得る方法を取ると、本手法のどの仮定が解にどの程度影響を及ぼしているのか、あるいはどの仮定がどの程度成立しているかを調査するのに不都合であることから、以下に示す繰り返し計算によって解を求める。

- (1) 繰り返し計算の初期推定値として総観場の風速を与える。
- (2) 最終的に解を得たい高度  $z_c$  の上下  $\Delta z/2$  の 2 高度に関し、偽湿潤断熱過程のもと、水分の保存式(2)及び水蒸気の保存式(3)から鉛直風速  $w$  および水蒸気相変化量  $Q$  の水平分布を求める。
- (3) 得られた 2 高度の  $w$  の水平分布から高度  $z_c$  での  $\partial w / \partial z$  を算定し、(1)式を用いて  $\text{div}(u, v)$  の水平分布を求める。
- (4) 西端あるいは東端に設けられている  $u$  の境界値、北端あるいは南端に設けられている  $v$  の境界値を用い、等方水平収束の仮定(4)式に基づき、(3)で得られた  $\text{div}(u, v)$  の水平分布から繰り返し計算の更新値としての  $(u, v)$  の水平分布を求める。
- (5)  $u, v$  の更新値が、前ステップすべての格子点における  $u, v$  に対して収束条件を満たしていれば終了。そうでなければ、 $u, v$  の更新値を(1)で与える水平分布とする。

上述したように、基礎式系は未知量に関する連立 1 次方程式を成すので、収束解が局所解であることはない。

### 3. 2 台のドップラーレーダー観測事例を用いた定性・定量的精度調査

中北ら<sup>2),3)</sup>、Nakakita *et al.*<sup>4)</sup> は、エコー強度のみを用いた 3 次元風速分布推定手法を、2 台のドップラーレーダーによって同時観測された降雨事例に適用し、ドップラー観測から推定されている 3 次元風速を用いて、エコー強度のみから算定される 3 次元風速の定性的な精度調査を行った。

本節では、これらの精度調査に加え、定量的な視点からさらに調査を行うとともに、空間的にも時間的にも一様でない降水粒子の粒径分布によってひき起こされる降水強度および水分混合比の推定誤差に起因する、本手法の推定誤差に関して調査を行う。

なお、用いたエコー強度データは、上述の既精度調査同様、1998年7月に北海道大学低温科学研究所所有のドップラーレーダーによって観測されたものであり、精度調査に用いた3次元風速は、気象庁気象研究所所有のドップラーレーダーとの同時観測に基づき気象庁気象研究所によって推定されたもの（石原ら<sup>6)</sup>）をそのまま使用した。また、本節では、石原らが推定した風速場を「観測風速」と呼ぶことにする。

### 3.1 算定風速の定性的精度調査の概要

本研究で行った定量的精度調査の結果の説明を容易にするために、まず中北ら<sup>2),3)</sup>、Nakakita *et al.*<sup>4)</sup> の行った定性的精度調査の結果を概述する。詳細は参考文献に譲る。

2台のドップラー同時観測に基づく観測風速は、2台のレーダーのビームがある程度の角度をなして交わる領域においてのみ算出されるので、観測風速の存在する領域はレーダー観測域全体に比してかなり小さいものとなっている。本手法の精度調査を行う際には、適用領域内全体に観測風速の情報が存在することが望ましいので、精度調査を行う領域として観測風速の存在する領域において可能な限り大きな正方形領域を選択している。

**Fig. 2** は、適用領域におけるエコー強度分布であり、等値線は20, 30, 35, 40 [dBZe] に関して描いてある。ただし、エコー強度の格子点値は観測風速の水平スケール1 km に対応させるように平滑化を施してある。また、本手法に必要な情報としての水平風速の境界条件に関しては、 $u$  に関しては東端、 $v$  に関しては北端における観測風速の格子点値を与えた。

**Fig. 3 (a)** は、エコー強度分布のみから本手法を用いて算定した水平風速分布である。比較のために、適用領域における観測風速の水平風速分布を **Fig. 3 (b)** に示す。また、**Fig. 4 (a)** は、算定した水平風速の収発散量 ( $\text{div}(u, v)$ ) の水平分布であり、**Fig. 4 (b)** は **Fig. 3 (b)** に示した観測風速の水平風速分布から算定した収発散量の水平分布である。等値線は絶対値が0, 5, 10, 20, 30 ( $\times 10^{-4}$ ) [ $\text{sec}^{-1}$ ] に関して描いてあり、実線は負の領域（収束域）、鎖線は正の領域（発散域）、太線は0を表す。

水平風速は、観測風速を境界条件にのみしか用いていないにも関わらず、エコー強度のみから観測風速に近い精度で算定されている。本手法における風速の算定手順を考慮すると、本手法によってエコー強度のみから直接算定できるのは、(2)式、(3)式による鉛直風速とその鉛直勾配である水平風速の収発散量であり、水平風速は算定した収発散量を境界条件から積分することによって算定している。観測風速を境界条件に用いて算定した水平風速が観測風速に近い精度で得られていることは、本手法によって水平風速の収発散量が観測風速のものに近い精度で算定できていることを示している。

収発散量の分布は、値そのものは観測風速から算定したものより若干小さくなっている。しかし、水平分布そのもので比較すると、一部局所的には正負が逆転しているものの、観測分布における中央から左に広がる正の領域、中央下から東方に湾曲しながら延びている負の領域等ご全体系としては良く似た分布となっている。中北ら<sup>3)</sup> は、本手法における(2)式、(3)式による計算は、水分混合比と降水強度、すなわちエコー強度の鉛直勾配に大きく依存した形で、鉛直風速と水平風速の収発散量を算定しているとしている。石原らは、観測風速を算出する際には、レーダーの情報水平、鉛直方向に1 km のスケールに対して距離の重みつきの内挿を行った格

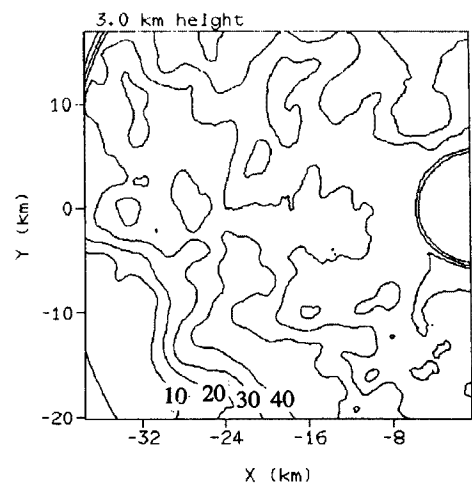


Fig. 2 Distribution of radar reflectivity at 3km height. Contours correspond to 20, 30, 40 [dBZe].

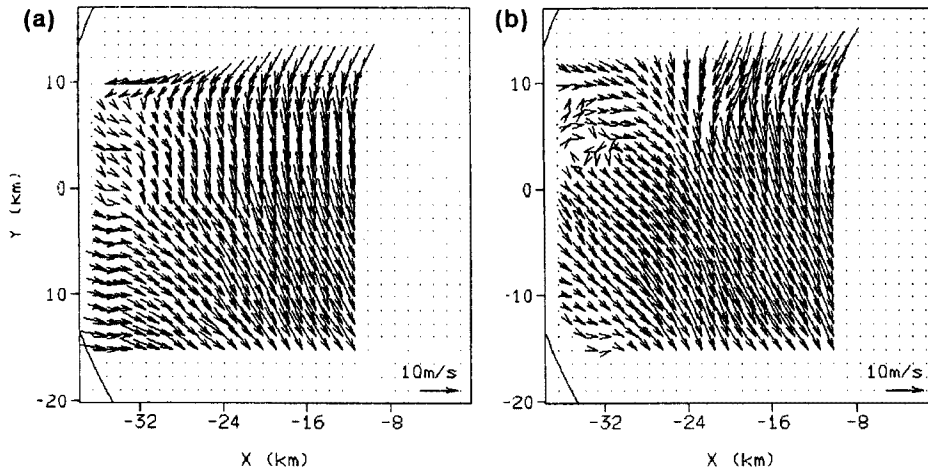


Fig. 3 Distributions of (a) horizontal wind velocity estimated using reflectivity and (b) horizontal wind estimated based on dual Doppler observation.

子点値を用いていることから、算出される観測風速のスケールは実際には1 km より大きいと考えられる。すなわち、観測風速の収発散量分布に対して、算定した収発散量分布の正負が一部逆転しているのは、算定に用いたエコー強度の空間内の平均スケールが観測風速のそれに比して非常に小さいため算定に用いる  $P_r$ ,  $m_i$  の分布を水平方向に平滑化して観測風速のスケールに合わせようとしたが、必ずしも両者のスケールが合致していないこと、および鉛直方向には平滑化していないこと、の2つが大きな理由と考えられる。したがって、これに関しては、5で別事例に関して2台のドップラー観測による観測風速データから独自に算定した水平風速を用いて、 $P_r$ ,  $m_i$  の分布を水平方向に平滑化のスケールに対応した検証用風速分布との比較を通して、もう一度考察を行うこととする。

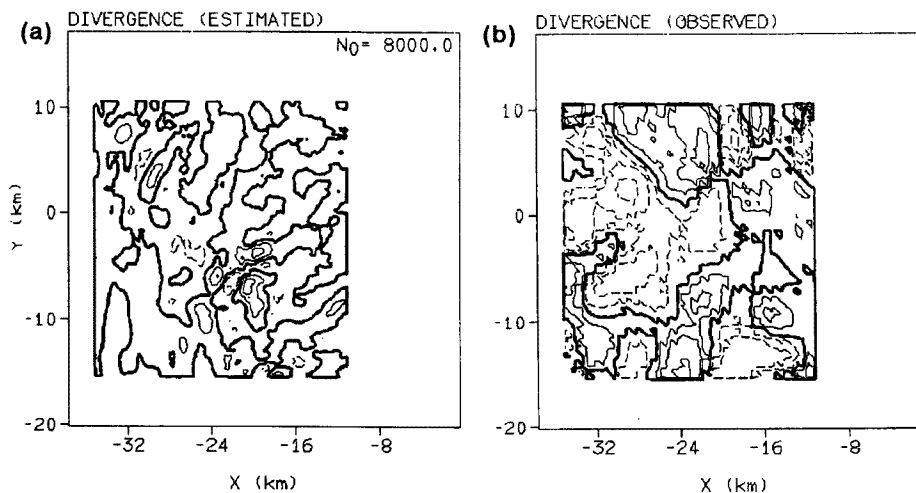


Fig. 4 Distributions of horizontal divergence (a) estimated using reflectivity and, (b) calculated from horizontal dual Doppler velocity. Contours correspond to 0, 5, 10, 20, 30  $\times 10^{-4}$  [ $\text{sec}^{-1}$ ].

### 3.2 定量的精度調査

本節では、3.1の既に行われた定性的な精度調査に加え、定量的な視点からさらに調査を行うとともに、空間的にも時間的にも一様でない降水粒子の粒径分布によって生じる降水強度および水分混合比の推定誤差に起因する、本手法の推定誤差についても調査を行う。

#### 3.2.1 算定風速場の定量的精度調査

Fig. 5は、水平風速の境界条件として観測風速を与えて、本週報によって算定した収発散量  $\text{div}(u, v)$  (Fig. 4(a)に示したものを)を横軸に、観測風速から算定した収発散量 (Fig. 4(b)に示したものを)を縦軸にとってプロットした散布図である。ただし、算定に用いたエコー強度の格子点値が35 [dBZe]以上の格子点に関してのみ示してある。また、散布図内の縦、横軸それぞれを41×41のブロックに分け、各ブロック内にカウントされた回数3, 4, 5, 6, 8, 10, 12に対する等値線を描いている。

前述したスケールの違いによる算定値の細かなスケールでの正負の逆転が存在するものの、観測値の負の領域(収束域)では、算定値と観測値が比較的良好に対応している。また、本手法が有効となる降水域のすべての格子点での算定値に関して算定した誤差分散(Var)とその偏差( $\sqrt{\text{Var}}$ )はそれぞれ $7.24 \times 10^{-7}$ ,  $8.51 \times 10^{-4}$ であり、収発散量の値そのものに対して小さい。

Fig. 6は、Fig. 3(a)に示した境界条件として観測風速を与えて算定した水平風速とFig. 3(b)に示した観測風速との誤差(算定風速-観測風速)をベクトルで示したものである。誤差ベクトルは、風速そのものの大きさに比して十分小さいものであり、本手法が観測風速に近い水平風速を算定していることを示している。定量的には、算定した水平風速と観測風速との誤差分散とその偏差はそれぞれ8.16, 2.86であり、水平風速の値そのものに対して小さい。

一方、Fig. 6に示した誤差ベクトルは渦状に分布している。本手法においては、与えた境界条件から、算定した水平風速の収発散量を(4)式の等方水平収束の仮定を通して積分を行って水平風速分布を算定している。等方水平収束の仮定は、水平風速の渦度分布に対する1つの制約となっていることから、水平風速の誤差ベクトルが渦状の分布をしていることは、等方水平収束の仮定を採用していることによる誤差が誤差ベクトルの大きな部分を占めていると考えられる。すなわち、本手法で用いている物理的根拠の乏しい「等方水平収束」という仮定は実現象において必ずしも成り立っていないと考えられる。したがって、さらに実現象に近い水平風速を推定するためには、エコー強度のみを用いた手法にできるだけ現実に即した渦度分布の仮定を取り込むことが望ましいと考えられる。

Fig. 7は、2台のドップラー同時観測と同時期

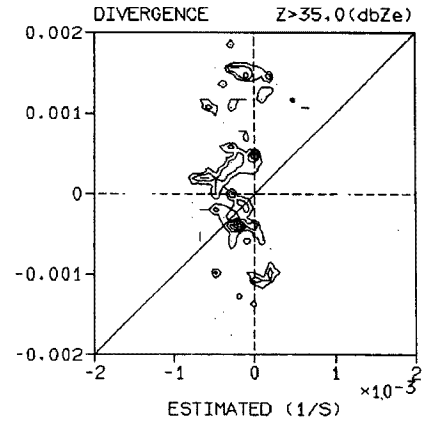


Fig. 5 Comparison between estimated and observed horizontal divergences.

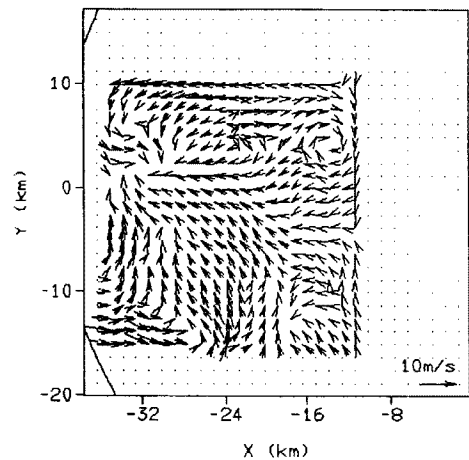


Fig. 6 Difference between estimated and observed horizontal wind.

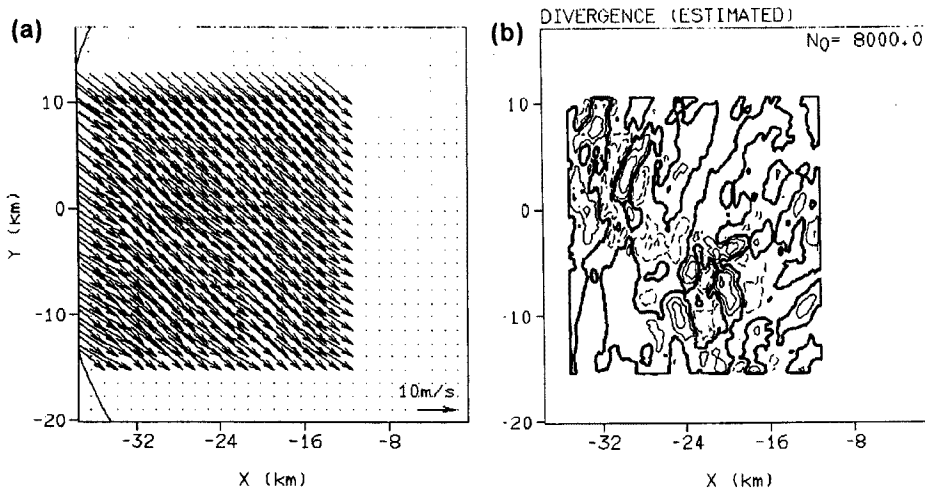


Fig. 7 Distributions of (a) horizontal velocity and (b) horizontal divergence, estimated using horizontal velocity observed by the upper air observation as boundary condition.

に低温研究所所有のレーダーのレーダーサイトでゾンデによって観測された水平風速を、本手法の水平風速の一樣な境界条件として与えた場合の水平風速分布 (a) とその収はっんさ量分布 (b) の算定結果である。Fig. 7 (b) における等値線は、Fig. 4 に対するものとまったく同じである。これまでに、観測風速といふかなり正確な水平風速を境界条件として与えた場合の本手法による解の精度調査を行ってきた。Fig. 7 (a) のゾンデによる風速を境界条件として与えた場合の水平風速分布は、Fig. 3 (a) に示した観測風速を境界条件とした場合の分布とはかなり異なっている。しかし、Fig. 7 (b) の収発散量分布は、Fig. 4 (a) に示した観測風速を境界条件とした場合の分布と定量的に値そのものが若干大きくなっているものの、定性的には完全に対応したものとなっている。また、この場合における水平風速の誤差分散とその偏差は 53.42, 7.3 であり、観測風速を境界条件とした場合に対して大きく変動に対して、収発散量の誤差分散は  $8.54 \times 10^{-7}$ ,  $9.24 \times 10^{-4}$  とであり、観測風速を境界条件とした場合との差は、水平風速の誤差分散の変動に比して非常に小さくなっている。すなわち、本手法における水平風速の収発散量の算定は、与える境界条件に対して感度が小さく、たとえ観測風速のような正確な境界条件が与えられなくとも、正確な境界条件を与えた場合に近い精度で解が得られる。一方、水平風速は、境界条件からその収発散量を積分して算定されることから、与える境界条件に大きく依存することになる。

さて、本手法では、適用する降水域を飽和状態にあると仮定している。しかしながら、下降流域において降水粒子は蒸発しており、降水域全体において飽和状態にあるとは考えにくい。Fig. 8 は、本手法を適用する降水領域全体が飽和度 80% の状態にあると仮定して算定した解を縦軸に、従来通り飽和と仮定して算定した解を横軸にとって、算定領域におけるすべての格子点に関してプロットした散布図である。(a) は水平風速の収はっんさ量、(b) は鉛直風速に関して示してあり、双方ともに水平風速の境界条件として観測風速を与えている。降水領域を飽和状態と仮定した解と不飽和と仮定した解は、定性的には完全に対応しているが、不飽和と仮定した解の絶対値が若干大きく算定されている。また、不飽和と仮定した場合における水平風速とその収発散量の観測風速に対する誤差分散はそれぞれ 8.27,  $7.34 \times 10^{-7}$  であり、飽和と仮定した場合とほとんど一致している。すなわち、完全に不飽和である領域に対して飽和という仮定が本手法の解に及ぼす影響はきわめて小さい。



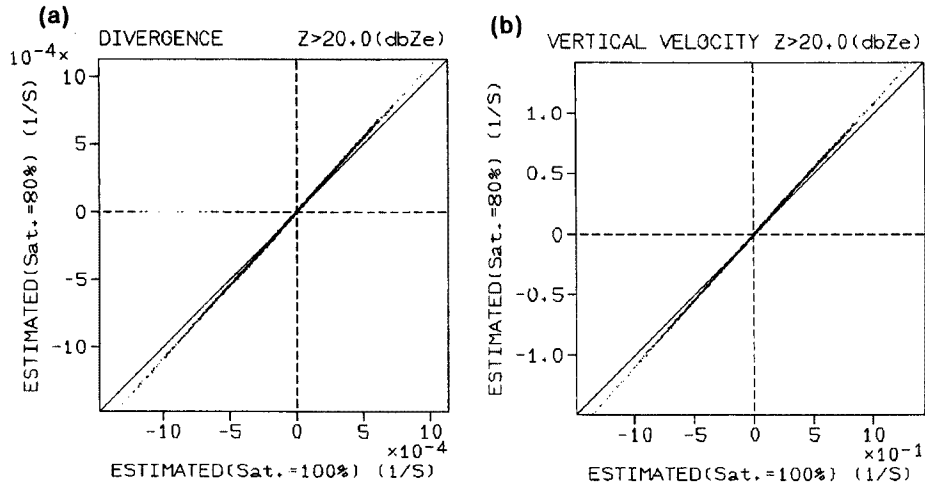


Fig. 8 Plots of (a) horizontal divergence and (b) vertical velocity estimated by assuming the relative humidity is 80%, against those estimated by assuming the air is saturated.

### 3. 2. 2 降水強度の推定誤差に対する感度分析

本手法の(2)式中で必要な主情報となる水分混合比  $m_i$  および大気の流れに相対的な降水強度  $P_r$  は、レーダーエコーの情報から水滴の粒径分布を仮定して算定している。本適用ケースの場合、ブライトバンドより下層の高度に関して本手法を適用するため、水滴の粒径分布  $N(D)$  として(5)式で表せる Marshall and Palmer 分布を仮定して  $P_r$ ,  $m_i$  を推定している。しかし、粒径分布は時間的、空間的に一様でないため、レーダーエコーから推定した  $P_r$ ,  $m_i$  には誤差が生じることになる。そこで、レーダーエコーから推定した  $P_r$ ,  $m_i$  に生じる誤差が本手法の解にどの程度影響を及ぼすかを調査する。

レーダーエコーから推定した  $P_r$ ,  $m_i$  に誤差が生じる要因となる粒径分布に関しては、多くの研究者によって降水原因別に種々の粒径分布が提案されている。しかし、 $P_r$ ,  $m_i$  をそれらすべての粒径分布を仮定して推定したとしても、実現象で生じ得る  $P_r$ ,  $m_i$  の誤差をすべて評価したとは言いがたい。そこで、 $P_r$ ,  $m_i$  に生じる誤差を、時空間的に最も変動するパラメータである  $N_0$  のみを実現象であり得る範囲で Waldvogel<sup>7)</sup> をもとに変化させることによって評価することにした。

Fig. 9 は、 $N_0$  をあり得る範囲である 2000 から 20000 [ $m^{-3} mm^{-1}$ ] までの間で、離散的に変化させて推定した  $P_r$ ,  $m_i$  を用いて算定した解に関して、観測風速との誤差分散の偏差を  $N_0$  に対してプロットしたものである。(a) は水平風速の収発散量、(b) は水平風速に関して示してあり、双方ともに水平風速の境界条件として観測風速を与えている。また、どの  $N_0$  値を用いても算定される収発散量は、その収束域、発散域の分布形態は定性的に完全に一致していたので、異なる  $N_0$  を用いて算定した収発散量の最大値および最小値をプロットしたものを Fig. 10 に示す。まず、Fig. 9, Fig. 10 とともにプロット値の変動幅は、プロット値そのものに比べると小さいことがわかる。さらに定量的には  $N_0$  が小さくなるほど収発散量の最大値および最小値の絶対値が大きくなっている。指数型の粒径分布におけるパラメータ  $N_0$  は、対流性降雨であるほど、層状性降雨に対する 8000 [ $m^{-3} mm^{-1}$ ] に比して小さくなる<sup>7)</sup>。本手法によって算定される水平風速の収発散量の絶対値が  $N_0$  が小さくなるにしたがって大きくなっていることは、粒径分布のパラメータによって表現される現象を本手法の解によっても表現できていると考えられる。

すなわち、Fig. 9 に示した誤差分散は、 $N_0 = 8000$  すなわち Marshall and Palmer 分布のときに最も小さくなっている。今回用いた降雨事例のエコー強度分布そのものはそれほど強いものではなく、降雨形態は

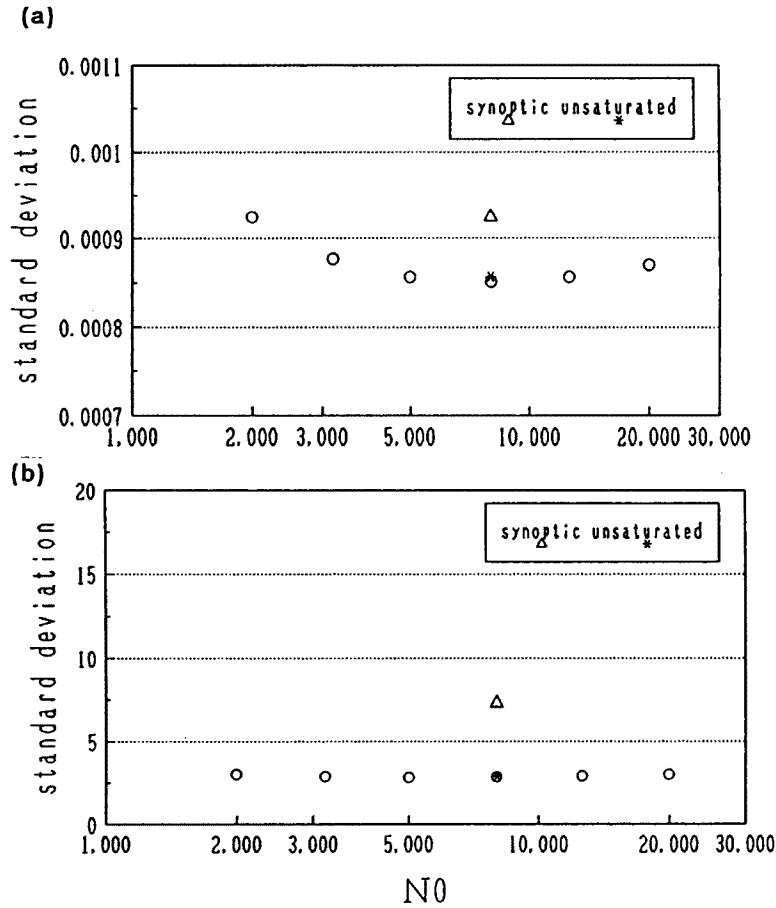


Fig. 9 Plots of deviations of estimated wind velocity from observed wind against  $N_0$  ((a) horizontal divergence, (b) horizontal velocity).

対流性のあまり強くないものである。したがって、層状性降雨に適用すべきとされる Marshall and Palmer 分布の場合に、最も精度のよい結果を得たことは逆に、本手法による算定結果の誤差を調査することによって粒径分布のパラメータに関する情報を推定できる可能性を示唆している。

また、Fig. 7 に示した水平風速の境界条件にゾンデによる風速を与えた場合の算定結果について、その観測風速に対する誤差分散を Fig. 9 に  $\Delta$  で示している。ただし、この場合の粒径分布は Marshall and Palmer 分布を仮定している。正確な境界条件が与えられない場合に算定される水平風速の収発散量の誤差分散、最大値、最小値の変動は、降水強度の推定誤差によって予期される程度の変動しかもたないといえる。しかしながら、境界条件に大きく依存する水平風速の誤差分散の変動は、降水強度の推定誤差によって予期される誤差に比して非常に大きくなっている。

一方、Fig. 9, Fig. 10 に \* で示してあるのは、不飽和を仮定した場合の算定結果の誤差分散であり、それは降水強度の推定誤差に起因する誤差に比して非常に小さい。また、 $N_0$  値の違いによる誤差分散の違いとを比較してもわかるように、飽和という仮定が本手法の解に及ぼす影響は非常に小さいことがわかる。

最後に、これまで行ってきた精度調査と感度分析の結果をまとめると以下のようなになる。

- 偽湿潤過程を通した計算による収発散量は、観測風速に近いという精度で算定されている。また、この

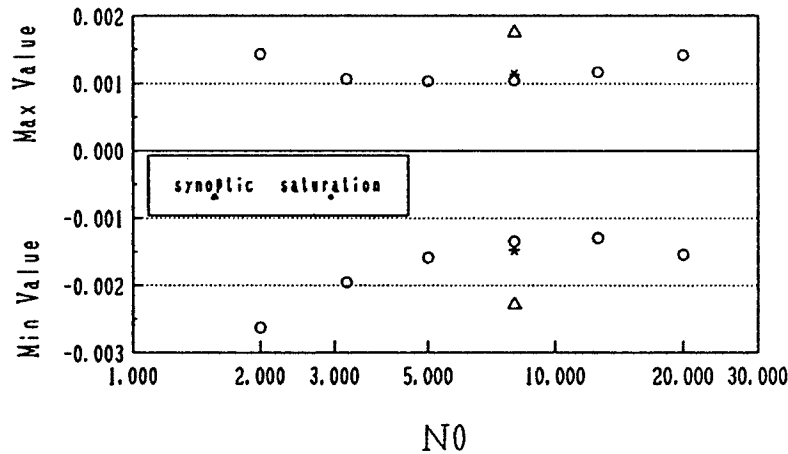


Fig. 10 Plots of maximum and minimum value of estimated horizontal divergence against  $N_0$ .

計算は境界条件として与える水平風速に対して感度が小さいため、たとえ正確な境界条件が与えられなくとも、正確な境界条件を与えた場合に近い精度で算定することができる。

- 等方水平収束という仮定は実現象において成り立っていないと考えられる。しかし、収発散量が観測風速に近いという精度で推定できているので、今回適用した領域のサイズにおいては、この仮定を通して水平風速は観測風速に近い精度で推定できる。
- 水平風速は、与えた境界条件のもとで収発散量を積分して算定しているため、与えた境界条件に依存した形で算定できる。
- 時空間的に一様でない水滴の実現象としてあり得る粒径分布の仮定誤差に起因する  $P_r$ ,  $m_i$  の推定誤差に対する本手法の解の算定誤差の変動幅はそれほど大きくない。また逆に、解の推定誤差を調査することにより、粒径分布に関する情報を推定できる可能性が示された。

#### 4. 1台のドップラーレーダーによるドップラー速度情報の導入

3で述べたように、エコー強度のみを用いた手法はレーダーにより観測されたエコー強度のみしか情報としては用いていないにもかかわらず、観測風速に近い精度で3次元風速を推定することができる。しかし、エコー強度のみを用いた手法によって推定できるのは実質的には鉛直風速と水平風速の収発散量であり、水平風速を精度良く推定するには水平風速の正確な境界条件が必要である。また、エコー強度を用いた手法において用いている仮定の内、等方水平収束という仮定は物理的根拠に乏しく、実現象においては成り立っていないと考えられる。

そこで、Nakakita *et al.*<sup>8)</sup> はエコー強度のみを用いた手法の解の内、「等方水平収束」の仮定の影響を直接受ける水平風速の算定において、この仮定に代わるものとして物理的に意味のある「渦無し流れ」という仮定を導入した。しかし、等方水平収束が渦度分布に対する1つの制約であったのと同様に、物理的に意味があるとはいえ渦無し流れも渦度分布に対する1つの制約となっている。風速 ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), 水蒸気相変化量  $Q$  という4つの未知数が存在する、エコー強度のみを用いた手法の方程式系を閉じた系にするためには、(1)式, (2)式, (3)式に加えて、1つの仮定あるいは1つの方程式が必要になる。しかし、エコー強度のみを用いた手法によって、水平風速の収発散量を算定することができるので、その手法に新たな仮定を設け

ることは結局、水平風速の渦度に関して新たに仮定を設けることになる。また、複雑な渦度に関する方程式をエコー強度のみを用いた手法に導入することは、算定方法が複雑になり、逆に等方水平収束あるいは渦無し流れという仮定した解より算定精度が下がる危険性があると考えられる。

エコー強度のみを用いた手法の大きな利点は、鉛直風速に関する境界条件を用いることなく(2)式、(3)式によって任意の高度に関する鉛直風速と水平風速の収発散量を推定できることである。そこで、本節ではより実現象に近い3次元風速を推定することを目指し、なおかつレーダーによるエコー強度の情報のみを用いた3次元風速推定手法の利点を生かした形で、「等方水平収束」という仮定に代わって「1台のドップラーレーダーによるドップラー速度」の情報を導入した3次元風速手法の開発を試みる。

1台のドップラーレーダーによる観測情報を用いて一様でない水平風速分布を算定する手法としては、Sasakiによる手法<sup>1)</sup>がある。Sasakiの手法は、ストームの中心軸に対して軸対称状にストームに起因する水平発散および渦度が分布するという仮定を設けた上で、いくつかの生起しているストームに関して重ね合わせとしてレーダー観測域内の水平発散および渦度分布を求めようとするものである。一方、ここで開発する手法は、軸対称状にそのストームに起因する水平発散および渦度が分布するというSasakiの力学的仮定の代わりに、レーダーエコーの3次元分布を偽湿潤過程という熱力学的な仮定を通して利用して、鉛直風速および水平発散量を直接求めようとするところに特徴がある。

#### 4.1 ドップラー速度情報の導入

1台のドップラーレーダーによって、レーダービーム方向の降水粒子の速度ベクトルであるドップラー速度を測定することができる。このドップラー速度はビーム方向の風速と降水粒子の落下速度の和として表せ、ドップラー速度と落下速度の差をとることによりビーム方向の風速を検出することができる。ドップラー速度の情報によって未知の風速場の3成分のうち1成分の情報を得ることが可能となることから、エコー強度のみを用いた手法にドップラー速度の情報を導入することによって、等方水平収束という仮定を取り除いた形で基礎方程式系を閉じることが可能になる。すなわち、ドップラー速度の情報を用いることにより、ドップラー速度からは検出することが不可能であるビーム方向に垂直な面内の風速を、(1)式、(2)式、(3)式を用いて推定することができる。以下、このことを具体的に示す。

ドップラー速度はレーダービームに沿った鉛直断面内における2次元風速場の情報である。Fig. 11は、ビームに沿った鉛直断面内における水平風速 $v_r$  (すなわち、風速の動径成分)、降水粒子の落下速度 $V_t$  (下向きを正とする) および鉛直風速 $w$  の関係を図示したものである。Fig. 11から $v_r$ 、 $V_t$ 、 $w$ は以下のような関係がある。

$$v_r = \frac{v_d}{\cos \phi} + (V_t - w) \tan \phi \quad \cdots (6)$$

ただし、 $\phi$ はレーダービームの仰角である。すなわち、水平風速の動径成分 $v_r$ は、ドップラー速度、鉛直風速および降水の落下速度によって表すことができる。一方、水分の保存式(2)および偽湿潤過程の式(3)による計算は、鉛直風速の境界条件を与えることなく鉛直風速を算定できる。よって、(6)式を用いると $v_r$ に関する境界条件は不必要となり、必要な水平風速の境界条件は $v_r$ に直交する接線成分 $v_\theta$ に関するもののみとなる。そこで、ドップラー速度の情報を導入する場合には、その風速成分を $(v_r, v_\theta, w)$ とした円筒座標系において風速場を算定することにする。

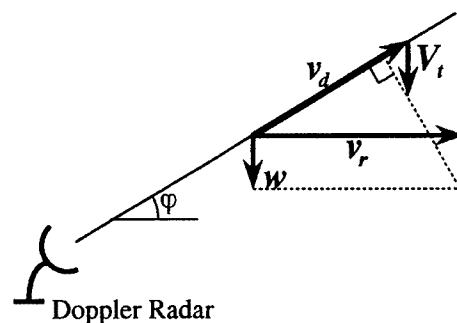


Fig. 11 Relationship among horizontal velocity, terminal velocity and vertical velocity in the vertical cross section.

4.2 基礎式および算定手順

1台のドップラー速度を導入した手法で用いる円筒座標系上の  $(r, \theta, z)$  における速度成分を

$$v_r = \frac{dr}{dt}, v_\theta = \frac{d\theta}{dt}, w = \frac{dz}{dt} \dots\dots\dots (7)$$

と定義すると、  
大気連続式

$$\frac{\partial}{\partial r}(\rho v_r) + \frac{\rho v_r}{r} + \frac{\partial}{\partial \theta}(\rho v_\theta) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0 \dots\dots\dots (8)$$

水分の連続式

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + v_r \frac{\partial m_i}{\partial r} + v_\theta \frac{\partial m_i}{\partial \theta} + w \frac{\partial m_i}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial z}, \dots\dots\dots (9)$$

偽湿潤断熱過程を仮定した飽和水蒸気量の保存式

$$\left\{ -C_p \left( \frac{RT}{L} + m_s \right) / \left( \epsilon L \frac{de_s}{dT} + p C_p \right) + \frac{RT}{L p} \right\} \cdot \left\{ v_r \frac{\partial p}{\partial r} + v_\theta \frac{\partial p}{\partial \theta} + w \frac{\partial p}{\partial z} \right\} = -\frac{Q}{\rho} \quad (10)$$

ドップラー速度の情報を導入する際には、上記の3式に(6)式を加えた4式を基礎式として、3次元風速場を推定する。

エコー強度情報のみを用いた手法と同様に、接線風速成分  $v_\theta$  に関する境界条件が既知として差分表現すれば、未知量に対する連立1次方程式系になる。よって、ドップラー速度を導入して3次元風速を算定する際にも、以下の手順に従って繰り返し計算によって行うことにする。

- (1) 繰り返し計算の初期推定値として総観場の水平風速分布を与える。
- (2) 最終的に解を得たい高度  $z_c$  とその上下  $\Delta z/2$  の2高度に関し、(9)式、(10)式から鉛直風速  $w$  の水平分布を求める。
- (3) 高度  $z_c$  における  $w$  の水平分布から高度  $z_c$  での(6)式を用いて  $v_r$  の更新値を求める。
- (4)  $z_c$  の上下2高度の  $w$  の水平分布から高度  $z_c$  での  $\partial w / \partial z$  を算定し、(3)で得られた  $v_r$  を用いて(8)式により  $\partial(\rho v_\theta) / \partial \theta$  の水平分布を求める。
- (5)  $v_\theta$  に関して境界値を与え、(4)で得られた  $\partial(\rho v_\theta) / \partial \theta$  の水平分布から更新値としての  $v_\theta$  の水平分布を求める。
- (6)  $v_r, v_\theta$  の更新値が、前ステップすべての格子点における  $v_r, v_\theta$  に対して収束条件を満たしていれば終了。そうでなければ、 $v_r, v_\theta$  の更新値を(1)で与える水平分布とする。

今回採用した円筒座標系の格子点は水平面内で等間隔には配置されず、レーダー中心からの距離に比例して格子点間隔は大きくなる。そのような配置の格子点上における格子点値を用いて平滑化を行うことは、各格子点値が有するスケールが動径方向に対して異なってくることになり、そのような格子点値に対して差分近似を施すことは意味を持たなくなると考えられる。そこで、円筒座標系の各水平面内において均一なスケールをもつ格子点値を作成するために、あらかじめレーダーの水平分解能

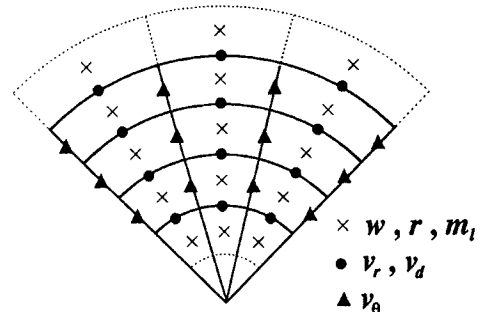


Fig. 12 Arrangement of grid points for various variables.

よりも十分に細かい水平間隔をもつ直交座標系の格子点に対するエコー強度の格子点値を作成し、円筒座標系上の各格子点値は、その格子点の最近傍に位置する直交座標系の格子点まわりに任意のスケールで平滑化(任意の範囲内に位置する格子点値の平均)を施すことにより作成することにした。また、ドップラー速度の格子点値を同様に作成する。

また、水平風速 ( $v_r, v_\theta$ ) はエコー強度の格子点値が存在する位置においては算定を行わず、Fig. 12 に示した位置において算定することにする。Fig. 12 のような配置で算定を行うのは、図中に×で示されたエコー強度の格子点値の存在する位置において水平風速を算定すると、(8)式から算定される  $v_\theta$  の勾配  $\partial v_\theta / \partial \theta$  のスケールと  $v_\theta$  を算定する際の積分区間のスケールが一致しないばかりでなく、動径方向の境界上において  $v_\theta$  が算定できないからである。

## 5. 2 台のドップラー同時観測に基づく風速算定と算定観測風速を用いた精度調査

3 では、石原らが2台のドップラー同時観測に基づいて推定した3次元風速を検証用として、エコー強度情報のみを用いた風速推定手法により推定した風速の精度調査を行った。しかし、石原らの推定した風速のスケールと、本手法で用いるエコー強度の平滑化スケールに対応していなかったために、エコー強度のみを用いた手法が用いるエコー強度分布の平滑化スケールとが対応したスケールの風速を算出できているかが不明瞭であった。

そこで、本研究では実際に別の2台のドップラーレーダーによるドップラー速度のデータを用いて、用いるエコー強度の平滑化スケールに合わせた検証用の水平風速分布の算定を自ら試みて、1台のみのドップラー速度の情報を用いた手法から算定される水平風速の精度調査を行った。すなわち、2台のドップラー観測による情報を用いて、自ら観測水平風速を算定することにより、検証用として要求する平滑化スケールの観測水平風速分布を作成することにした。

なお、本節で用いたデータは、1993年7月上旬に三重県尾鷲地方において名古屋大学大気水圏科学研究所所有の2台のXバンドドップラーレーダーによって観測されたものである。

### 5.1 2台のドップラー観測によるデータを用いた水平風速場の算定

#### 5.1.1 名古屋大学大気水圏科学研究所所有のドップラーレーダーの概要

本節では、1993年7月上旬に三重県尾鷲地方において名古屋大学大気水圏科学研究所が所有する2台のドップラーレーダーによって観測されたデータを用いる。2台のドップラーレーダーは、Fig. 13のように配置された。山岳部の標高0.55 kmに位置する主レーダーと海岸部の標高0.0 kmに位置する副レーダーは、それぞれ0.25 km  $\times$  1.0°の分解能をもち、その観測半径は64 kmである。各レーダーは仰角を一定にして方位角を変えながら観測を行うVAD走査を13の仰角に対して行い、それに続き方位角を一定にして仰角を変えながら観測を行うRHV走査を4つの方位角に対して行うサイクルで走査されており、1サイクルの走査に要する時間は7分である。また、VAD走査での仰角は、異なる標高に位置する2レーダーがほぼ一定高度で交差するように設定されている。

本節では、2台のドップラー同時観測期間のうち、7月2日19時50分~55分、19時57分~20時2分、20時4分~9分のVAD走査によって観測されたエコー強度のデータに適用する。本事例の観測では、副レーダーの電波減衰が大きかったので、検証用の風速場ができるだけ広範囲で推定できるよう、副レーダーの減衰が比較的小さい時間帯を選択した。

#### 5.1.2 ドップラー速度の折り返し補正

ドップラーレーダーでは、その測定可能な最大のドップラー速度である折り返し速度が存在する。よっ

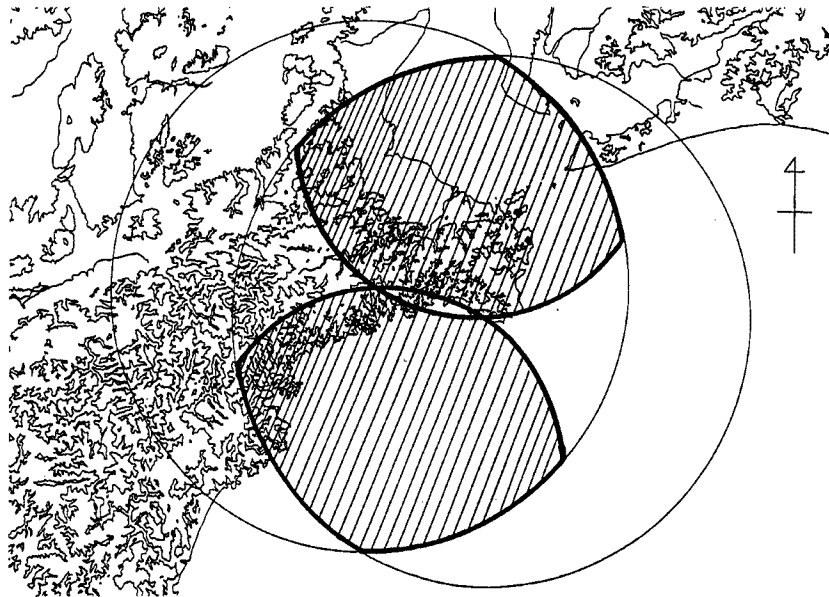


Fig. 13 Arrangement of dual Doppler radars of the Atmospheric and Hydrospheric Science Institute of Nagoya University in Owase.

て、レーダーによって観測されたドップラー速度のデータから真のドップラー速度の情報を得るためには、折り返して観測されているドップラー速度を補正する必要がある。しかし、折り返されて観測されたドップラー速度を、計算機を用いて自動的に補正することは非常に困難である。そこで、各仰角におけるドップラー速度の画像を用いて、ドップラー速度が折り返して観測されている領域を判断した上で、補正を行った。

また、ドップラー速度は、鉛直方向に大きく変化する風速の情報である。そのようなデータを、離散的な仰角ごとの値を用いて一定高度面の分布に変換すると、変換する値の仰角が変化する場所で速度分布に大きなギャップが生じることになる。そこで、ドップラー速度の情報を定高度面に変換する際には、格子点の存在する上下2仰角の値を鉛直方向の距離の重み付けによって内挿して変換した。

次に、このような前処理を施した2台のドップラー速度の情報を用いて、1台のみのドップラー速度を導入した手法の検証用としての水平風速分布の算定を行う。

### 5. 1. 3 2台のドップラーレーダーの情報を用いた検証用水平風速の算定

1台のみのドップラー速度を導入した手法の検証用として必要な風速は、ある任意の一定高度における風速である。また、その手法の適用を試みる高度3kmに変換されるレーダー情報は、ほとんど低仰角（2度～8度）におけるものである。このような小さな仰角上で観測されるドップラー速度には、降水粒子の鉛直移動速度の情報は有意な情報として含まれない。したがって、本研究ではそう仮定して、降水粒子の鉛直移動速度 ( $V_i-w$ ) は無視した。すなわち、水平風速 ( $u, v$ ) が、ドップラー速度  $v_d$  により、

$$\frac{v_d}{\cos \phi} = u \cdot a_x + v \cdot a_y \dots\dots\dots (11)$$

と表せると仮定する。ただし、 $a_x, a_y$  はレーダービームの方向ベクトルである。そして、水平風速は、(11)式に2台によるドップラー速度分布を代入して算定する。

Fig. 14 は、5. 1. 2 で述べた前処理を主、副両レーダーによって観測されたドップラー速度分布に施し、

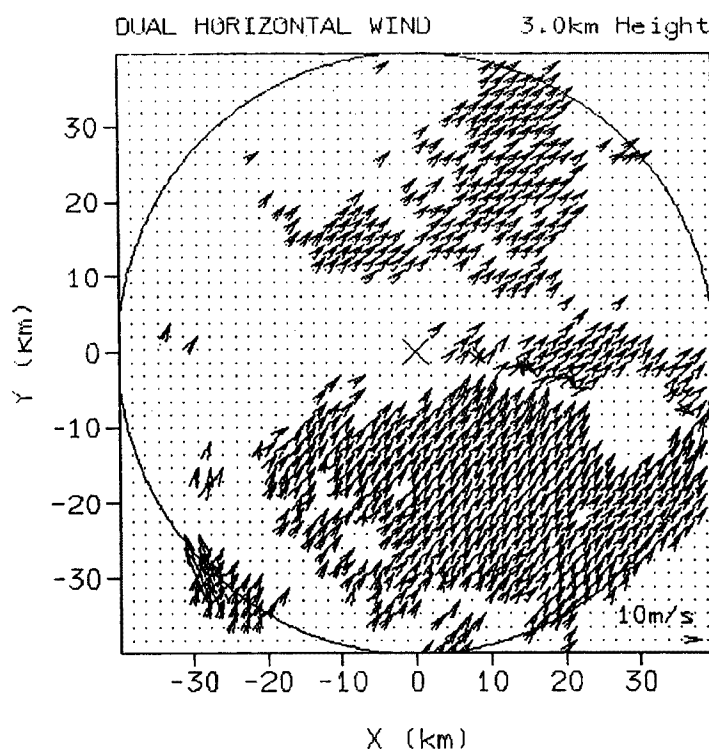


Fig. 14 Distribution of horizontal velocity calculated using information on Doppler velocity detected by dual Doppler radars.

その上で(11)式に代入して算定した水平風速分布である。ただし、レーダーエコーを用いた風速推定手法を適用する主レーダーを中心にした直交座標上で示している。また、どちらか一方のレーダーのドップラー速度が0の場合は、ドップラー速度そのものが0か欠測値なのか判断できないため、水平風速の算定は行っていない。Fig. 14の水平風速分布で、Fig. 13で斜線を施していない領域、すなわち互いのレーダーがある程度の角度をもって交差しない領域の風速分布が不自然になっていることがわかる。このような領域は、次節で行う適用の範囲外としなければならない。前述した理由からドップラー速度の情報に風速場の鉛直成分が含まれないと仮定したとしても、かなり現象に即した水平風速分布を算定できると考えられる。以下、算定したこの水平風速分布のことを「観測水平風速」と呼ぶことにする。

## 5.2 スケールの等しい観測水平風速を用いた精度調査

ここでは、用いるエコー強度の平滑化スケールに合わせた検証用の観測水平風速を用いて、1台のドップラー速度情報を導入した手法の精度調査を行う。

検証用に用いる観測水平風速は、2仰角のデータを鉛直方向に内挿した直交座標系上のドップラー速度の格子点値を用いて算定した。そこで、ドップラー速度を導入した手法で用いるエコー強度の情報も、観測水平風速のスケールと一致するように、ドップラー速度の座標交換時と同様に、2仰角のデータを鉛直方向に内挿した格子点値を用いる。また、ドップラー速度を導入した手法で用いるエコー強度とドップラー速度、および検証用の観測水平風速は、十分に細かい直交座標上の格子点値から平滑化する方法により、円筒座標系上の格子点に変換した。一方、本降雨事例の適用領域としては、有意な観測水平風速が存在する領域内で可能な限り大きな領域を選択した。

Fig. 15は、適用領域におけるエコー強度分布であり、最大値を35 [dBZe]、最小値を0 [dBZe]にと



ったグレースケールで示してある。ただし、水平方向の平滑化スケールは1 km であり、3 の場合と全く同様である。Fig. 16 (a) は、適用領域内における観測水平風速の分布であり、平滑化スケールはエコー強度分布と同じ1 km である。Fig. 16 (b) は、Fig. 16 (a) の観測水平風速から算定した水平収発散量の分布であり、最大値  $5.0 \times 10^{-4}$  [sec<sup>-1</sup>]、最小値  $-5.0 \times 10^{-4}$  [sec<sup>-1</sup>] としたグレースケールで示してある。今回適用を試みる降雨事例は、3 において適用した降雨事例に比べてエコー強度が強く、観測水平風速もかなり大きくなっている。

Fig. 17 は、主レーダーによって観測されたエコー強度およびドップラー速度の情報を用いて算定した水平風速 ((a)) と収発散量分布 ((b)) である。ただし、水平風速の接線成分  $v_\theta$  の境界条件として、最西端における観測水平風速を与えてある。また、Fig. 18 は、境界条件として最東端における観測水平風速を与えた場合の水平風速 ((a)) と収発散量分布 ((b)) である。

本事例で算定した収発散量分布には、3 でのスケールの異なる観測風速との比較でみられた細かなスケールでの正負の逆転が見られず、観測水平風速から算定したものとその分布の空間変動スケールが対応している。すなわち、水分および偽湿潤過程の式による計算は、エコー強度の平滑化スケールに対応したスケールの収発散量を算定している。また、観測水平風速から算定した収発散量分布の値オーダーと、算定した収発散量分布の値のオーダーが一致している。これは検証用の観測水平風速の分布の空間変動スケールが用いるエコー強度のスケールに一致しているためであると考えられる。さらに、本事例のエコー強度分布は3 において用いたものよりも強いので、エコーの鉛直勾配に大きく依存した形で有意に算定される収発散量そのものが、その誤差変動よりも十分大きくなっているとも考えられる。すなわち、用いるエコー強度分布が強い程、より有意にエコー強度を導入した手法によって収発散量分布を算定できることになる。

本事例の水平風速分布がかなり強いにもかかわらず、算定した水平風速分布は観測水平風速分布に近い精度で推定されている。Fig. 19 は、算定した水平風速と観測水平風速との誤差（算定風速－観測水平風速）をベクトルで示したものであり、境界条件を最西端で与えた場合を (a) に、最東端で与えた場合を (b) に示している。本事例で算定した水平風速の誤差ベクトルは、3 の事例の場合に比べ、水平風速そのものに対して非常に小さくなっている。これは、水平風速の算定で積分される収発散量分布が、本事例では前事例より有意に算定されているためであると考えられる。しかし、算定された水平風速分布は、そ境界条件を与える位置によって分布が幾分異なっている。ドップラー速度の情報を導入した手法でもエコー強度情報のみを用いた手法と同様に、水平風速は与えた境界条件から算定したその収発散量を積分して算定しているので、算定される水平風速に収発散量の算定誤差が積分方向に累積する。さらに、円筒座標系ではその動径方向に対する格子点間隔が一定でなく、積分距離の大きくなるレーダー中心から離れた格子点群に関してはそれが顕著に表れている。境界条件を与える位置に対して水平風速の分布が幾分異なるのは、境界条件をとる位置によって各格子点に対する収発散量の誤差の累積量が大きく異なってくるためである。しかしながら、境界条件からの誤差の累積が大きい領域においては、観測水平風速に近い水平風速が算定できている。

エコー強度情報のみを用いた手法では、等方水平収束という渦度分布に対する仮定を用いていた。しか

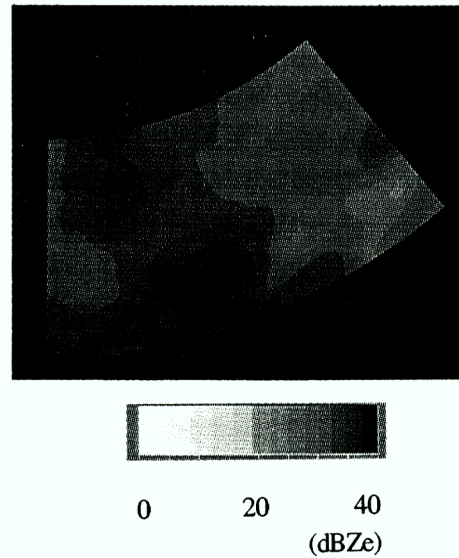


Fig. 15 Distribution of reflectivity detected by the main-radar in the selected area on the cylindrical coordinate system at 3 km height.

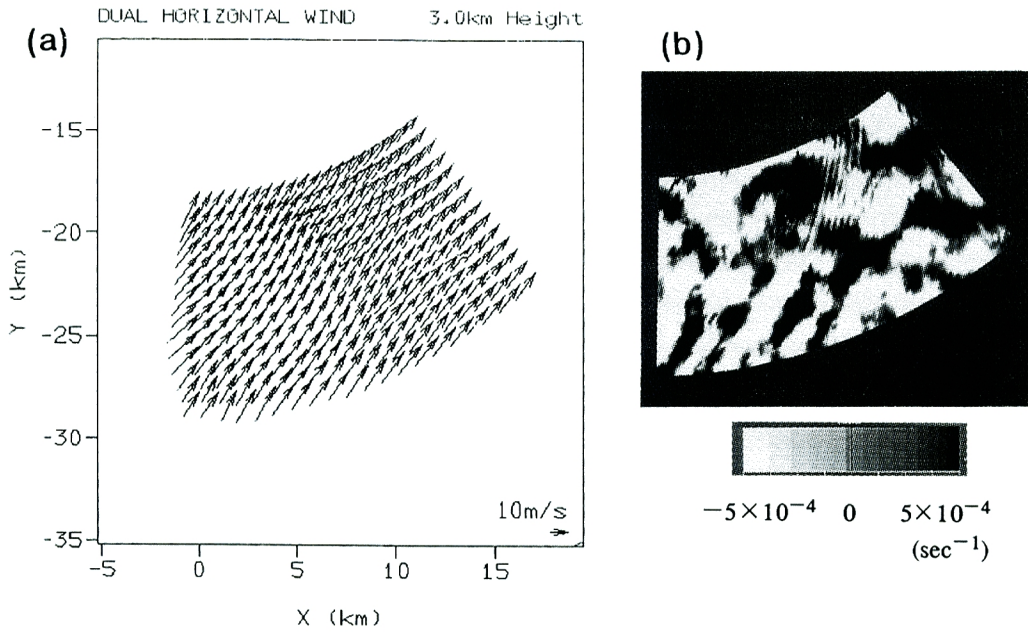


Fig. 16 Distributions of (a) horizontal velocity and (b) horizontal divergence of the dual Doppler wind in the selected area on cylindrical coordinate system at 3km height.

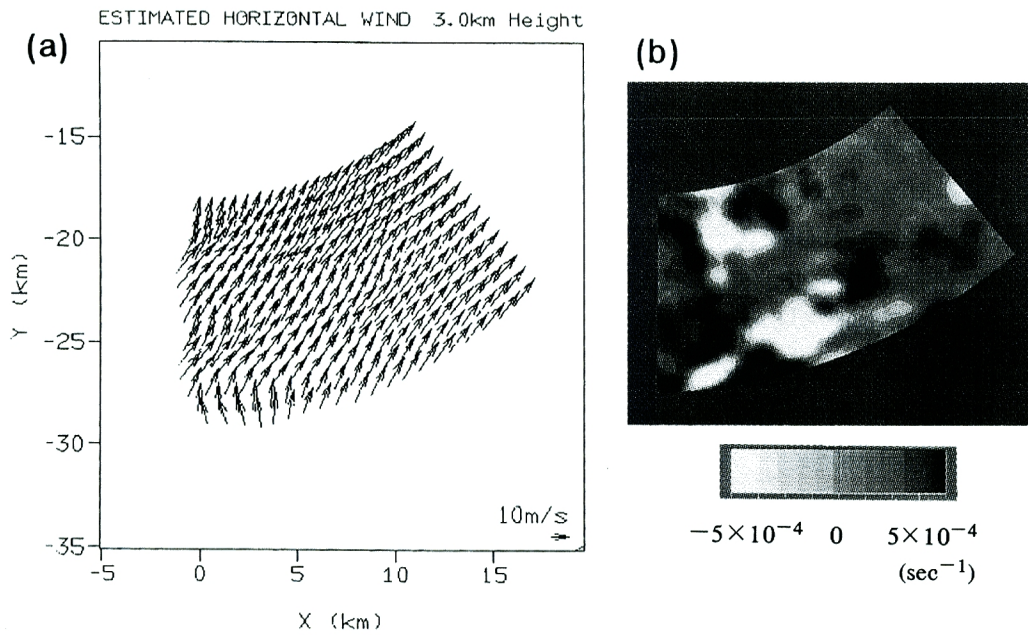


Fig. 17 Distributions of (a) horizontal velocity and (b) horizontal divergence estimated using dual Doppler velocity as boundary condition along the western end.

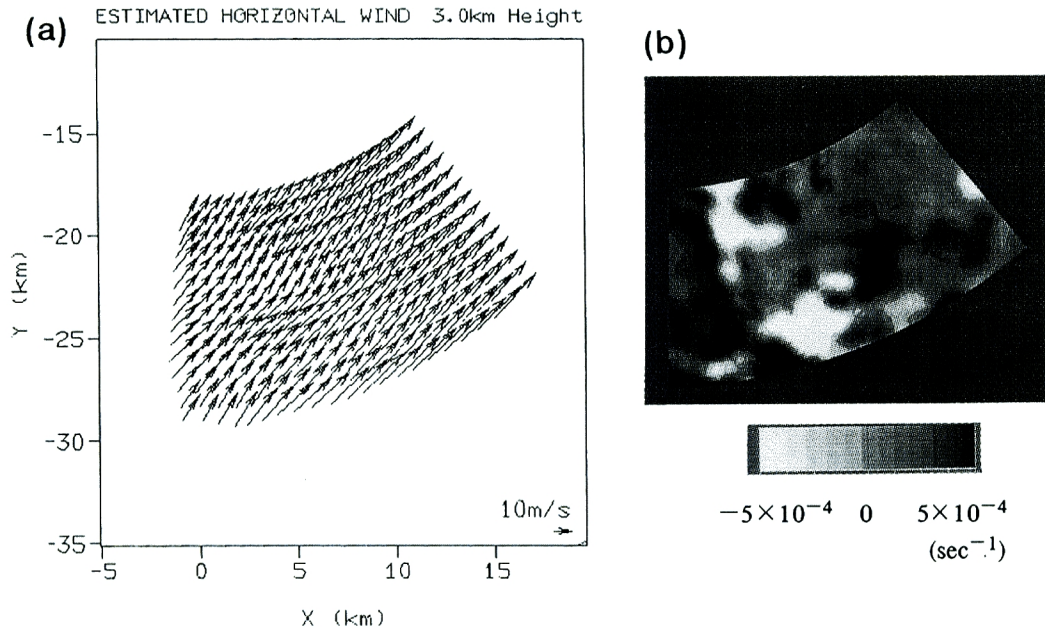


Fig. 18 Distributions of (a) horizontal velocity and (b) horizontal divergence estimated using dual doppler velocity as boundary condition along the eastern end.

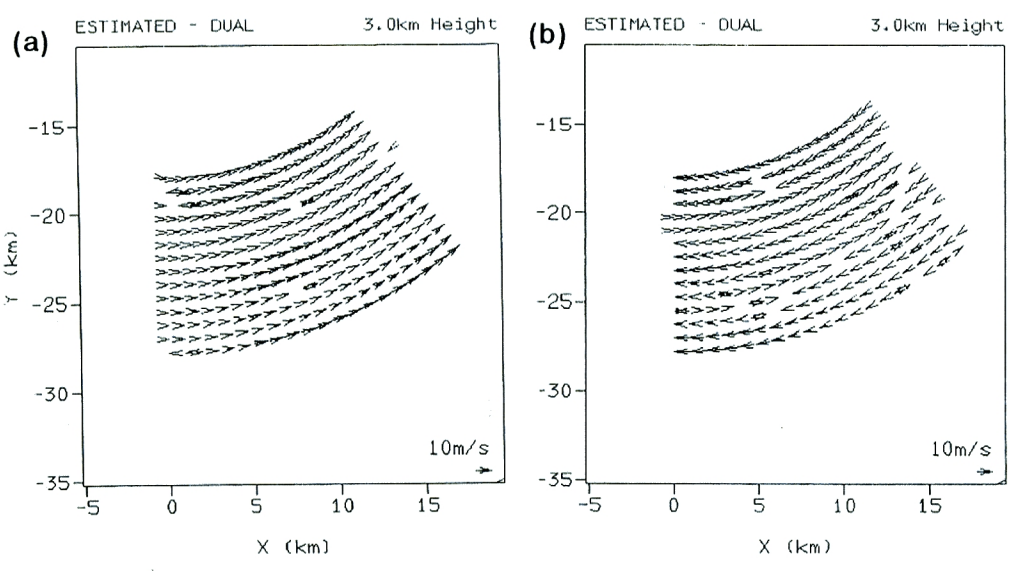


Fig. 19 Difference between estimated and observed horizontal velocity (giving boundary condition along western end (a), along eastern end (b)).

し、ドップラー速度を導入した手法では、渦度分布に関する仮定を用いていない。そこで、水平風速の渦度の比較のため、**Fig. 20**に観測水平風速から算定した渦度分布を、**Fig. 21**に算定した水平風速の渦度分布をそれぞれ示す。ただし、境界条件を最西端に与えた場合を**(a)**に、最東端に与えた場合を**(b)**に示してある。また、グレースケールはすべて最大値 $3.0 \times 10^{-3}$  [sec<sup>-1</sup>], 最小値 $-3.0 \times 10^{-3}$  [sec<sup>-1</sup>] としてものを用いている。水平風速の算定において収発散量の誤差の累積が少ない領域(すなわち、境界条件を与えた領域端に近い領域)で、算定した渦度の分布形態は観測水平風速から算定したものと対応している。しかし、水平風速に収発散量の誤差が累積しているため、渦度分布も接線方向に収発散量の誤差が累積している。

**Table 2**は、本事例において、境界条件として観測水平風速、ゾンデ風を与えた場合の算定結果の観測水平風速に対する推定誤差を算定したものである。また、**3.2**で述べたエコー強度情報のみを用いた算定結果に対するものも示してある。与える水平風速の境界条件の相違に起因する収発散量の誤差分散の変動は、双方の手法ともに非常に小さくなっている。したがって、双方の手法による収発散量の算定分布は、境界条件に対して感度は小さいといえる。一方、水平風速の誤差分散には、水平風速自体の絶対値に相対的にみれば誤差分散の変動幅が、収発散量の誤差分散の変動幅よりも大きくなっている。また、定量的にも収発散量の誤差分散ほど小さくないといえる。また、境界条件の相違に起因する水平風速の誤差分散の値の変動は、収発散量の誤差分散の変動に一致している。

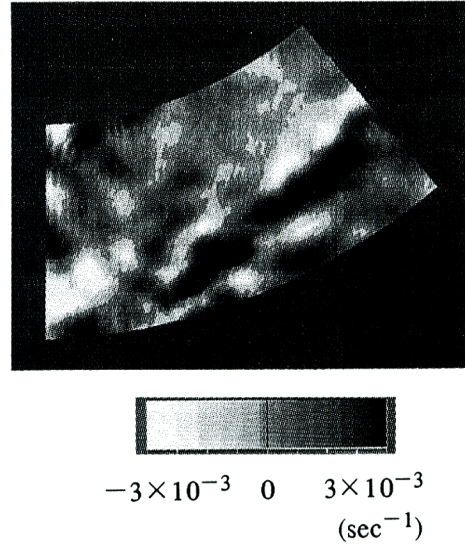


Fig. 20 Distribution of vertical rotation obtained from the dual Doppler observation.

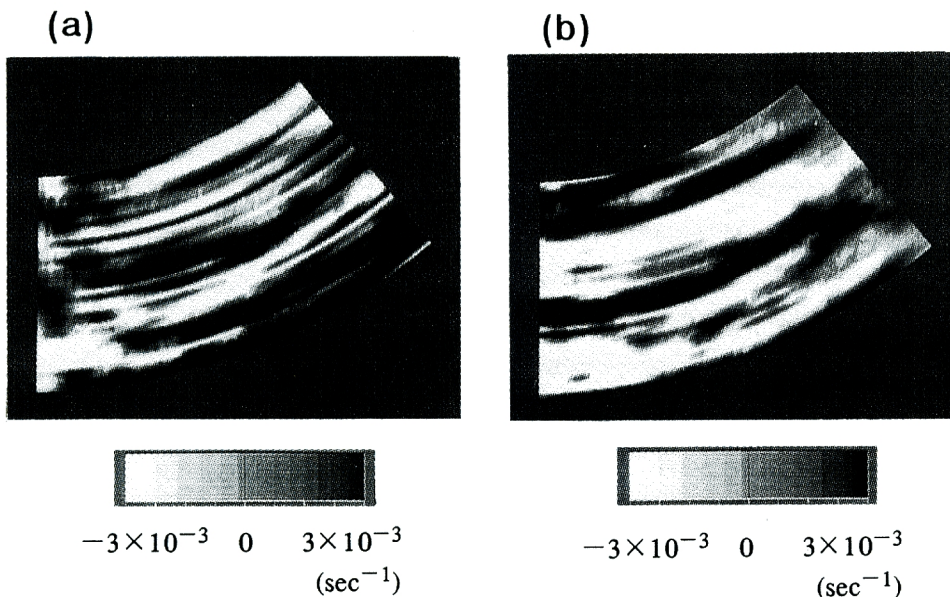


Fig. 21 Distributions of vertical rotation calculated from estimated horizontal velocity when (a) boundary condition is set along western end, and (b) along eastern end.

Table 2 Comparisons between accuracies of variables estimated using both reflectivity and Doppler velocity and using only reflectivity. First and second columns indicate differences of used methods and boundary conditions. Third column is error variance for dual wind, and fourth column is deviation of error variance. ((a): horizontal divergence, (b): horizontal velocity).

(a) Horizontal Divergence

Method	Boundary Condition	Error Variance	Deviation
Using Doppler velocity	Dual (along northern end)	$8.39 \times 10^{-7}$	$9.16 \times 10^{-4}$
Using Doppler velocity	Dual (along southern end)	$8.00 \times 10^{-7}$	$8.95 \times 10^{-4}$
Using Doppler velocity	Synoptic (along northern end)	$7.31 \times 10^{-7}$	$8.55 \times 10^{-4}$
Using Doppler velocity	Synoptic (along southern end)	$8.35 \times 10^{-7}$	$9.14 \times 10^{-4}$
Using only reflectivity	Dual	$7.11 \times 10^{-7}$	$8.43 \times 10^{-4}$
Using only reflectivity	Synoptic	$8.54 \times 10^{-7}$	$9.24 \times 10^{-4}$

(b) Horizontal Velocity

Method	Boundary Condition	Error Variance	Deviation
Using Doppler velocity	Dual (along northern end)	26.83	5.18
Using Doppler velocity	Dual (along southern end)	26.68	5.16
Using Doppler velocity	Synoptic (along northern end)	65.40	8.09
Using Doppler velocity	Synoptic (along southern end)	46.87	6.85
Using only reflectivity	Dual	8.61	2.93
Using only reflectivity	Synoptic	52.65	7.26

また、本事例の水平風速が3の事例に比べてかなり強いものにも関わらず、水平風速の誤差分散の値は3の場合とさほど変わりはない。すなわち、本事例では3の事例に比べ、より観測水平風速に近い風速が算定されている。よって、ドップラー速度の情報を導入することにより、エコー強度のみを用いた手法に比べ、更に実現象に近い風速を推定することができることになる。

5.3 2台のドップラーレーダーによる全観測域における風速推定に関する検討

これまでの精度調査では、双方の風速推定手法を全レーダー観測域内の一部領域にのみ適用してきた。これは、検証用として利用してきた2台のドップラーレーダーの同時観測に基づいて推定される風速が一部領域にしか存在しなかったためである。

2台のドップラーレーダーによって有意な水平風速を算出するには、算定地点において互いのレーダービームが水平面上である程度(30度~40度)以上の角度をもって交差していなければならない。また、算定地点において、降雨減衰等によってどちらかのレーダーの情報が欠測している場合にも、風速を算出することはできない。すでにFig. 13に斜線で示したように、2台のドップラーレーダーの同時観測によって風速を推定できる領域は、2台のレーダーの全観測域に比して小さいものである。しかし、エコー強度およびドップラー速度の情報は、2台のレーダーの観測域内の降雨域全体に存在している。1台のみのドップラー速度の情報を導入した手法において、風速を算定するのに必要な情報は、どちらか一台のレーダーによるエコー強度およびドップラー速度の情報のみであり、2台の観測によって算定される観測風速を水平風速を境

界条件としてのみ利用することができれば、2台の観測領域全体にわたってより高い精度の風速を算定することができる。したがって、1台のみによるドップラー速度を導入した手法によって、2台のドップラー観測でも風速を推定できない領域における風速を推定することができる。

5.2では、どちらか一方の境界上の観測風速を水平風速の境界条件として与えて風速の算定を行った。しかし、2台のドップラー観測の行われた事例に、1台のみによるドップラー速度を導入した手法を適用する場合には、適用領域の両端の境界上において、観測風速を境界条件として与えることができる。そこで、適用領域の両端の境界上で得られる観測風速を用いて、1台のドップラー速度を導入した手法で算定される風速の誤差補正を試みる。

本手法から算定される水平風速分布には、境界条件を与えた領域端（境界1とよぶ）から積分方向に、算定した収発散量の誤差が累積する。5.2では、境界条件を与えていないもう一方の領域端（境界2とよぶ）での観測風速が得られれば、境界2での水平風速の算定値 $\bar{v}_2$ と観測風速 $v_2$ の差である積分方向の収発散量の累積誤差を得ることができる。

エコー強度のみを用いた手法および1台のみのドップラー速度を導入した手法では、降水域が飽和状態にあると仮定している。しかし、降水域全体が飽和状態にあるとは考えにくいことから、3.2で飽和という仮定が、鉛直風速および水平風速の収発散量の算定に及ぼす影響を調査した。その結果、定性的な分布形態には全く影響がないものの、定量的に不飽和状態を仮定した解の絶対値が若干大きく算定されることがわかった。算定される収発散量の誤差は、手法中の種々の仮定あるいは降水強度の推定誤差などにも起因するものでもあるが、勿論、飽和、不飽和域が混在している適用領域全体を飽和と仮定することに起因しているとも考えられる。降水域中の飽和度は、その領域内の鉛直風速と関連しており、下降流域では不飽和、上昇流域では飽和となっている場合が多い。すなわち、飽和の仮定に起因する収発散量の誤差は、鉛直風速およびその鉛直勾配である収発散量の値の大きい領域ほど大きくなっていると考えられる。そこで、誤差の補正を行う一方法として、累積誤差に対して算定した収発散量の絶対値に関して重み付けした値

$$(\bar{v}_2 - v_2) \cdot \frac{|\partial w / \partial z|}{\sum_{\theta} |\partial w / \partial z|}$$

を差し引くことにした。このように補正することにより、収発散量の正負の分布に大きな修正を施すことなく、絶対値のみを修正することができ、また、飽和度の仮定に起因する誤差を補正することに対応すると考えることができる。

Fig. 22は、このような補正を行って算定した水平風速分布 ((a)) とその観測水平風速との誤差ベクトル ((b)) であり、Fig. 23は、算定した水平風速の収発散量分布 ((a)) と渦度分布 ((b)) である。誤差ベクトルは、一方の境界条件のみを用いた場合に比べてかなり小さくなっている。すなわち、水平風速分布は一方の境界条件のみを用いたものより、より観測水平風速に近い精度で算定されており、満足の行く結果となっている。また、渦度の分布も水平風速の累積誤差が補正されているので、接線方向の境界付近の領域での分布が改善されている。ただし、補正した収発散量の分布は、レーダーサイトから近い一部領域と逆に遠い一部領域において、補正前と正負が逆転している。すなわち、上式による補正では、水平風速、渦度は補正前に比べ精度の向上が見られたものの、補正を行うことにより収発散量の定性的な分布を若干変化させる結果となった。すなわち、両端の境界条件を用いて誤差の補正を行うには、さらに完全に、正負が逆転しない補正方法に修正する。若干の余地があるとはいえる。

以上、エコー強度の平滑化スケールに合わせた観測水平風速を自ら作成し、精度調査を行った。その結果、3で行った精度調査と比して、高い精度で風速算定が可能であることが明らかになった。その理由の一つとして、検証に用いる観測風速と、推定に用いるエコー強度、ドップラー速度の平滑化スケールが合致していることが挙げられる。さらにもう一つ、より本質的な理由として、5で適用した降雨事例が3までで適用してきたものに比べて、降雨強度も水平風速も強く、従って、鉛直風速も収発散量も大きいということが

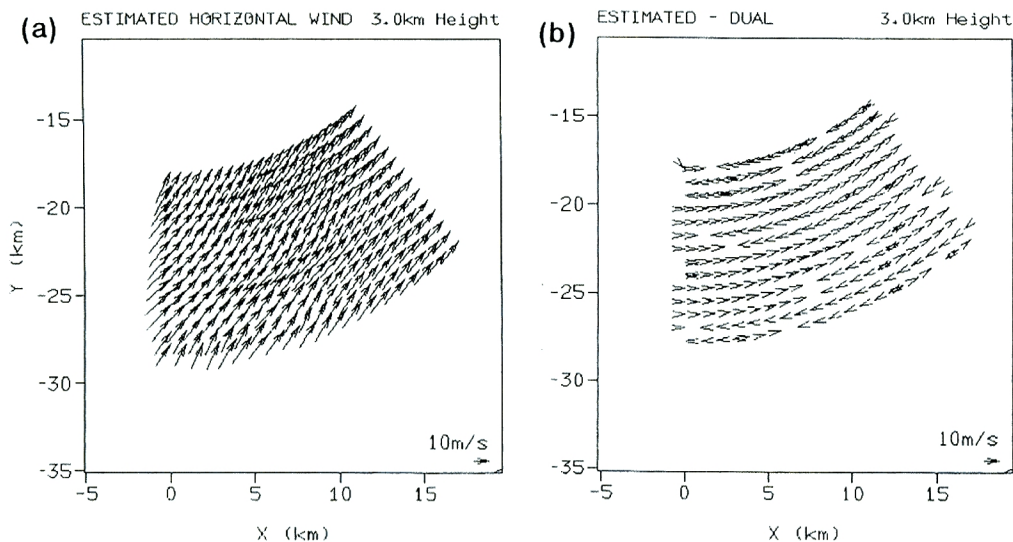


Fig. 22 Distributions of (a) horizontal velocity and (b) difference between estimated and observed horizontal velocity.

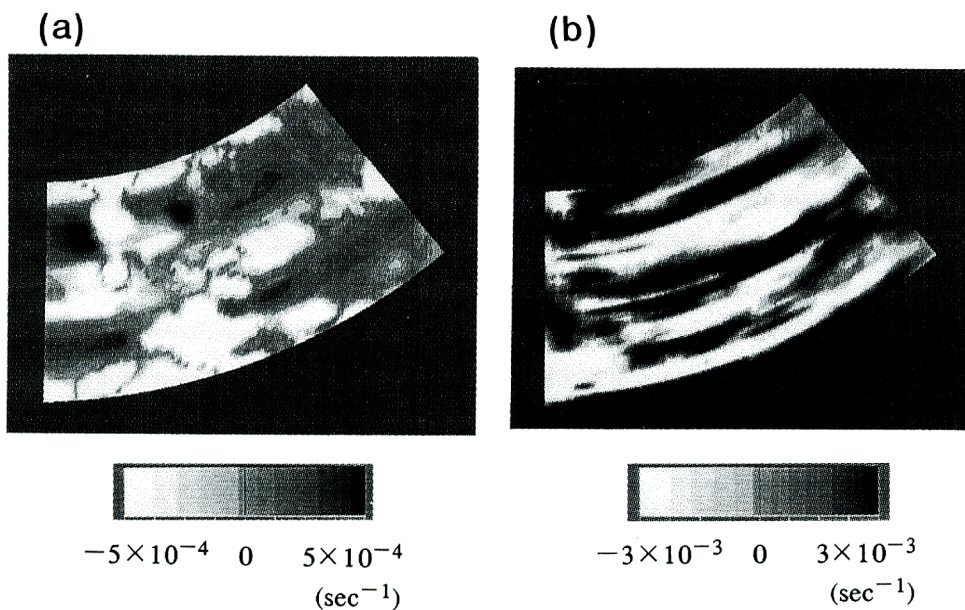


Fig. 23 Distribution of (a) horizontal divergence and (b) vertical rotation.

挙げられる。すなわち、エコー強度から算定される鉛直風速や収発散量には、一定の大きさの誤差成分が含まれるが、しかし、3のように弱い降雨の適用の場合、この誤差成分が比較的大きく顕れるのに対し、5のように強い降雨事例の場合は、この誤差成分より有意に大きな、現象に伴う振幅をもつ水平分布が存在するために、本手法でその水平分布を有意に抽出可能であったと考えることもできる。現段階では、これはあくまでも推測であるが、もしそうであれば、本論文で提案した手法は、強い降雨事例程、現象のもつ風速分布

をより有意に推定可能であると結論づけることができる。

## 6. 結 論

以上、本研究では、既開発のエコー強度情報のみを用いた3次元風速推定手法に関する定性、定量的な精度調査を行い、エコー強度情報のみから算定される風速の推定精度を明らかにした。また、精度調査によって明らかになった本手法の利点を生かした形で、エコー強度の情報に加えて、1台のドップラーレーダーによるドップラー速度の情報を導入することによって、さらに実現に近い風速を算定することが可能となった。

本研究の目的は、既存のエコー強度の情報のみを用いた手法に、1台のドップラーレーダーによるドップラー速度の情報を導入することではなく、既存のエコー強度の情報のみを用いた手法をベースに、適用を試みようとする降雨事例において利用できる情報を最大限に用いて、実現に近い風速場を推定していくことにある。本研究では、研究用高分解能ドップラーレーダーに対する適用のみしか、論議しなかったものの、すでに中北ら(1991, 1992), Nakakita *et al.* (1992) は、建設省深山レーダー雨量計の情報に、中北ら(1993), Nakakita *et al.* (1993) は、衛星搭載降雨レーダーによって観測されるような広領域にの情報をエコー強度情報のみを用いた手法の適用を行っており、かなり広範囲な空間スケールに対して本手法が有意な風速を推定できることを示している。また、本研究によって、1台のドップラー速度の情報を導入したことにより、より2台のドップラー同時観測に基づく風速に近い精度の風速、すなわちより実現に近い風速、が推定できた。そして、2台のドップラーレーダーの同時観測の事例では、その全観測域における風速場の推定を可能にできることとなった。

今後は、より多くの降雨事例に双方の手法を適用し、より有意な風速場を推定できる時空間スケールに関して検討を加え、双方の手法が強い降雨事例ほどより有意に風速が推定できることを検証する必要がある。

最後に、本研究で用いた、2台のドップラーレーダーの同時観測に基づく風速分布のデータは、気象庁の石原正仁様から提供して頂きました。また、本研究は名古屋大学大気水圏研究所共同研究「水循環とその変動と機構に関する研究」の助成を受けました。ここに深く感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) Sasaki, K., K. Mizuno *et al.* (1989) : Optimized Variational Analysis Scheme of Single Doppler Radar Wind Data, *Reprinted Conference on the Aviation Weather System*, 1, 2.
- 2) 中北英一・田中 実 (1991) : 3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量の推定と3次元風速の同時推定手法, 京都大学防災研究所年報, 第34号B-2, pp.145-161.
- 3) 中北英一・田中 実・椎葉充晴・池淵周一・高榎琢馬 (1992) : 3次元レーダーエコー強度情報を用いた水蒸気相変化量と大気3次元風速の同時推定手法, 土木学会水工学論文集, 第36巻, pp.483-488.
- 4) Nakakita, E., S. Ikebuchi, M. Tanaka, M. Shiiba and T. Takasao (1992) : Estimation of Three-dimensional Wind Velocity and Conversion Rate of Water Vapor Using Reflectivity Detected by Three-dimensionally Scanning Radar, *Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar*, C4 (10pages).
- 5) Marshall, J. S. and W. M. Palmer (1948) : The Distribution of Raindrops with Size, *J. Meteorol.*, 5, pp.165-166.
- 6) 石原正仁(1991) : 1台のドップラーレーダーによる大気下層の水平発散の検出—1台と2台の観測結果の比較をもとにした検討—, 天気, Vol. 38, pp.157-167.



- 7) Waldvogel, A. (1974) : The  $N_0$  jump of raindrop spectra, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.1067-1078.
- 8) Nakakita, E., N. Murata, S. Ikebuchi, M. Shiiba and T. Takasao (1993) : Fundamental Investigation for Estimating Three-dimensional Wind Velocity in Wide Area Using Reflectivity Information from Spaceborne Radar, *Proc. of 26th Int. Conf. on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, pp.424-426.
- 9) 中北英一・村田憲泰 (1993) : 3次元レーダー情報を用いた広域3次元風速場の推定, 京都大学防災研究所年報, 第36号B-2, pp.173-188.