

単一ドップラーレーダーによる台風域の高層風推定

立平良三*¹・瀬古 弘*²・鈴木智広*³

要 旨

単一ドップラーレーダーのデータから風の様子を推定するには、解析領域内で風が一様とか線形といった仮定が必要である。台風に適した仮定としてはまず軸対称風系が考えられる。この場合は、台風中心の周りの同心円上で風の流入角が一定となる。本論文ではさらに現実に近付けて「解析領域内で流入角はある曲線にそって一定」と仮定し、同心円上では流入角が変化しうるようにした。この曲線は円弧で近似できるものとし、その曲率を求める手法をモデル風系を用いたシミュレーションによって導いた。モデル風系としてはランキン渦(最大風速 50 ms^{-1})を基本とし、流入角が台風中心の周りを波数3で最大 $\pm 30^\circ$ 正弦関数的に変化するものを用いた。中心から65 km離れたドップラーレーダーでモデル風系を観測した時の動径速度分布にこの手法を適用し、風を推定したときの誤差ベクトルの大きさは、絶対値の平均で約 8 ms^{-1} であった。一様風を仮定した場合の誤差は約 41 ms^{-1} であったから、大幅な改善が達成されている。

1. まえがき

台風に伴う風系を高い分解能で時々刻々把握できれば、台風関連の予報業務あるいは防災業務に大きな改善がもたらされることは疑いない。台風は降水を伴っているため、ドップラーレーダーで観測された動径速度を利用するのが当面もっとも可能性のある手段であろう。この際、2台のドップラーレーダーの動径速度が利用できれば、それらを合成して風ベクトルを計算できる。しかし、このような合成が可能なのは、領域的にも時間的にも限られた場合であり、また予報作業のようなリアルタイムの利用にはかなりのコストが必要となる。

地上に設置された単一ドップラーレーダーによる風の推定手法としては、時間間隔をおいた二回の観測による動径速度を組み合わせる手法がある。この時間内に台風がその風系を変化させずに定常的に移動したと

すれば、台風域内の各点について、2方向からの動径速度観測が行われたことになり、2ドップラー観測と等価と考えられる(Bluestein and Hazen, 1989)。この手法はSDD(Synthetic Dual-Doppler Technique)と呼ばれているが、台風の移動速度が遅い場合や、風系が変化する場合などには使えない。

Donaldson and Harris (1989) および Donaldson (1991) は、VAD(Browning and Wexler, 1968)をハリケーン域内の動径速度データに適用し、VAD曲線をフーリエ解析して得られた係数から、ハリケーン風系のランキン渦との類似度とか、風系の運動学的特徴(曲率、シア、合流など)を推定する手法を提案しているが、風そのものは求められない。

単一ドップラーレーダーにより台風域の風そのものを推定する試みとしては、Lee *et al.* (1993) によって提案されたGBVTD(Ground-Based Velocity Track Display)がある。しかし、この方法は、台風中心に対する法線速度については、全方位の平均値しか求められず、また精度良く測定できる範囲が台風中心から30 kmあたりまでに限定される。

本論文では、単一ドップラーレーダーで観測された台風域の動径速度分布から、10 kmメッシュ程度の分

*1 気象業務支援センター。

*2 気象研究所予報研究部。

*3 松下電工(株)BAセキュリティシステム事業部。

—1998年1月19日受領—

—1998年5月11日受理—

解能で即時的に風ベクトルを推定する手法を提案する。この手法の適用には、台風の中心位置を知る必要があるが、その位置に誤差があった場合の対応についても検討した。

2. 風の推定手法

単一ドップラーレーダーで観測された動径速度分布から10 km メッシュ程度の分解能で風場を推定する手法としては、Waldteufel and Corbin (1979) によって提案されたVVP (Volume Velocity Processing) がある。しかし、この手法では、風ベクトルそのものではなく、渦度と位置ベクトルに関係する項が付加されたものしか推定できない。風場の変化が比較的緩やかな場合は、解析領域内で風が一様と仮定して簡略化されたVVPにより風ベクトルを推定することは可能であるが(立平・鈴木, 1994), 台風のように大きな渦度を伴う場では無理である。

一方、台風の場合に都合なことは、台風中心がかなりの精度で既知と考えて良く、また風系が中心に関して近似的に軸対称と見なされることである。風系が軸対称のとき台風中心を取り巻く同心円(半径 R) 上で風の接線成分と法線成分は一定である。この仮定の下で、第1図に示すように台風中心からの方位 $\beta \pm \Delta\beta$ の2点における風向を $\alpha(\beta \pm \Delta\beta)$ とすると、レーダーから見た風の動径方向成分 V_r および方位角方向成分 V_ϕ は (1) 式で表される。

$$\begin{aligned}
 V_r(\beta \pm \Delta\beta) &= -V \cos\{(\phi \pm \Delta\phi) - \alpha(\beta \pm \Delta\beta)\} \\
 V_\phi(\beta \pm \Delta\beta) &= V \sin\{(\phi \pm \Delta\phi) - \alpha(\beta \pm \Delta\beta)\}
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

V : 風速

$\Delta\phi$: β が $\Delta\beta$ だけ変化したときの ϕ の変化量

風系は軸対称だと仮定しているので $\alpha(\beta \pm \Delta\beta) = \alpha(\beta) \pm \Delta\alpha$ が成り立つ。この関係を用いて (1) 式から α を消去すると、 $\Delta\beta$ が十分小さい場合、動径方向成分 V_r と、方位角方向成分 V_ϕ は、次式の関係にあることが導かれる。ここで $V_\phi(\beta)$ の符号は、時計回りの向きを正とする。

$$V_\phi(\beta) = \frac{V_r(\beta + \Delta\beta) - V_r(\beta - \Delta\beta)}{2 \sin(\Delta\phi - \Delta\beta)}
 \tag{2}$$

アンテナ仰角が小さい場合、風の動径方向成分は

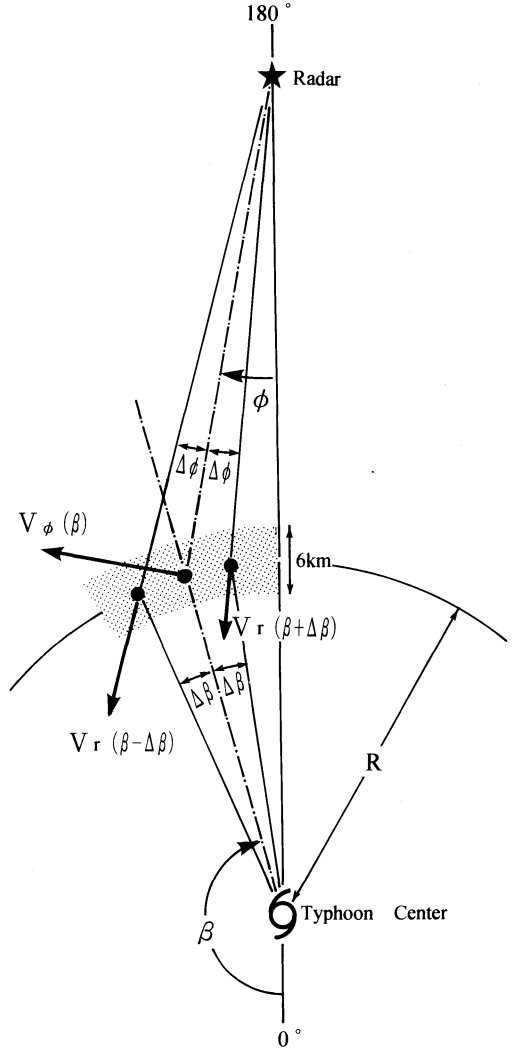


Fig. 1 Schematic picture of V_r , V_ϕ , $\Delta\phi$ and $\Delta\beta$ in Eq (1). $V_r(\beta + \Delta\beta)$ and $V_r(\beta - \Delta\beta)$ are the averages of radial velocity data within the adjacent two shaded areas.

ドップラーレーダーで測定された動径速度と考えて良いから、動径速度 V_r から (2) 式で方位角方向の成分が求まれば動径速度と合成して風ベクトルを得ることができる。この手法の実用性を確かめるため、軸対称の台風モデル風系(距離50 kmで最大風速50 ms^{-1} のランキン渦)を設定し、これを台風中心から65 kmの距離に設置されたドップラーレーダーで観測したとして、その動径速度分布から (2) 式を利用して風ベクトルを復元するシミュレーションを試みた。ランキン渦というのは軸対称渦の一種で、中心から最大風速帯まで風

速が距離に比例して増大し、それ以上では距離に反比例して減少する風系で、台風風系の近似などに使われる。

このシミュレーションに用いた動径速度データは、レーダーからの距離0.5 km ごと、方位角方向1°ごとにモデル風系から計算したもので、これに乱数で作成した動径速度の乱れ(平均値0 ms⁻¹, 変動幅の Root Mean Square 1 ms⁻¹)を加えてある。台風中心を取り巻く同心円(半径 R)上のドップラー速度 V_r は、第1図に示すように、距離方向に6 km, 中心からの方位角幅が $2\Delta\beta$ の扇形領域(影域)にはいる動径速度データを平均して求めた。レーダーから見て台風中心の向こう側などは、レーダーからの距離が遠いため、この扇形領域にはいる動径速度データの個数が少なくなる。個数が2以下の場合はその領域の V_r は欠測として扱った。この個数の妥当性は検討していない。

このようにして求めた同心円上の V_r をそれぞれ $2\Delta\beta$ 離れた V_r と組み合わせて、式(2)を適用して V_ϕ (β)を求めた。このとき $\Delta\beta$ は0.5°と十分小さく設定したので、式(2)が適用できる。

この V_ϕ は、6 km×2°(第1図参照)の小さな扇形領域内の少数の動径速度データから推定されたことになるので、データに含まれるランダム誤差の影響でバラツキが大きい。それで、方位角方向1°ごとに推定されている17個の V_ϕ の移動平均を取って平滑化した。その際、17個のうち約1/3が欠測の場合は風推定値として採用しなかった(この比率の妥当性は検討していない)。結局、最終的な解析領域は6 km×17°ということになるが、17°の円弧の中央ほど大きく加重した平均を取っているため、実質的な解析領域の角度幅はもう少し小さいと考えられる。以上のような手法でシミュレーションした結果、平均誤差(誤差ベクトルの絶対値の平均)が2 ms⁻¹程度の高い精度で台風モデル風系が復元できることが確かめられた。

式(2)は台風中心を中心とする同心円上で接線成分および法線成分を一定として導かれたものである。しかし、軸対称が崩れた場合、特に第2図aのように風の台風中心への流入角が方位によって変動する風系の場合には、式(2)に基づく台風モデル風系の復元の精度は、平均誤差で15 ms⁻¹程度と著しく低下する。

第2図aのモデル風系は、台風中心からの距離50 kmに最大風速50 ms⁻¹を持つ流入角10°のランキン渦を基本とし、さらに流入角を方位によって変動させたものである。一般に台風中心付近の方が軸対称に近い

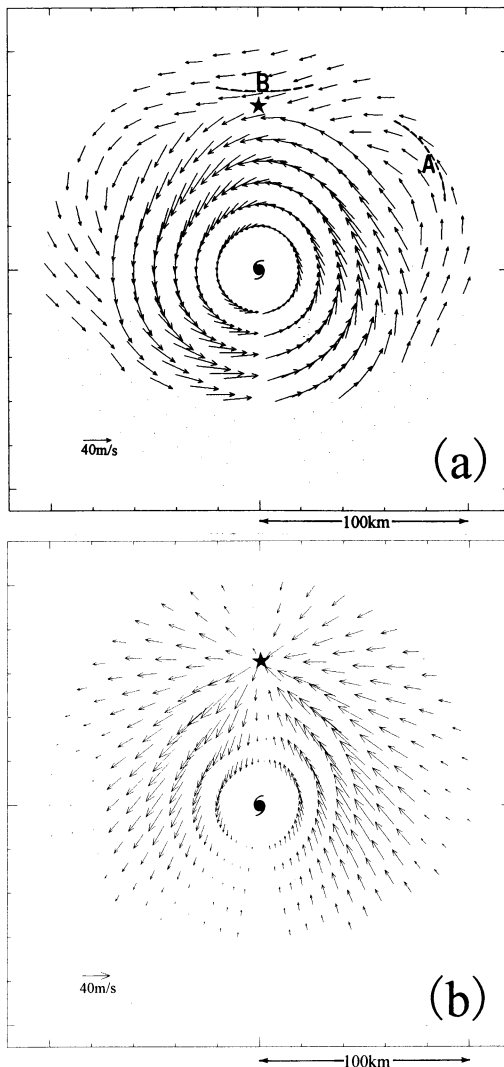


Fig. 2 (a) Model of typhoon wind field (top) with a maximum speed of 50ms⁻¹ at 50km from the center. This model is used in the simulation to estimate the wind vector from single-Doppler radar data. Broken lines indicate the curves along which both the tangential and normal components of wind are constant. The symbol ★ indicates the radar site. (b) Doppler velocities (bottom) of the wind field shown in Fig. 2 a.

と考えられるので、流入角の変動幅は距離75 km以内では±10°, それ以上では±30°とし、中心の周りを波数3で正弦関数的に変化するようにした。つまり75 km以上では方位が60°違うと流入角が60°変化することになる。また距離75 kmを境に、位相を60°ずらして、顕

著な収束発散のパターンが形成されるようにしてある。この風系をレーダー（★印）で観測すると第2図bのような動径速度の分布がえられるが、これから元の第2図aへの復元を試みるのがこの論文の趣旨である。

第2図bは、レーダーアンテナの仰角が小さく降水粒子の鉛直速度は動径速度に寄与しないと仮定して、第2図aから導かれている。従って、レーダー設置点に近い領域で、仰角を大きくして高い高度面の風を観測する場合は、この仮定が崩れていないか注意する必要がある。

台風域内の高層風の細かい分布については観測例が殆どないので、このようなモデルが適切かどうか判断し難い。しかし、例えば詳細な飛行機観測の行われたハリケーンDaisyの高度1.7 kmにおける風速分布(Colon *et al.*, 1961)を見ると、台風中心から100 km以内では中心からの方位角が60°違った場合の流入角の変化は最大50°程度であり、モデルで与えた変化と同程度のものであった。

日本での細かい観測例としては、Tabata *et al.* (1992)が関東地方に上陸した小型で弱い台風について、デュアルドップラーレーダーのデータを用いて解析したものがあつた。台風中心の北東象限に位置する50×50 kmの狭い領域(関東南部)の解析であるが、最大風速帯の内側でも対流圏下層で±20°程度の流入角の変動が認められ、モデルで与えた変化よりも大きい。これは陸地の影響も加わっているものと考えられ、防災上もっとも重要な上陸前の台風中心付近の風系の場合には流入角の変化はこれほど大きくないと考えてよからう。第2図aのモデル風系の場合、例えばA点付近では、同心円よりもっと曲率の大きい曲線(破線)に関して接線成分および法線成分がほぼ一定になっており、B点付近では曲率が負の曲線に関して接線成分および法線成分が一定になっている。この曲率と同心円の曲率の比を C_0 と表すと、(2)式の代わりに(3)式の成り立つことが導かれる。

$$V_\phi(\beta) = \frac{V_r(\beta + \Delta\beta) - V_r(\beta - \Delta\beta)}{2 \sin(\Delta\phi - C_0 \cdot \Delta\beta)} \quad (3)$$

$\Delta\phi$: β が $\Delta\beta$ だけ変化したときの ϕ の変化量

しかし、動径速度データから台風域の風系を推定する際には C_0 の値は未知である。そこで、色々の曲率比 C を仮定して風を推定しておき、その中から最も実際に近いものを選択するという手法を考えた。曲率比と

しては、2.5から1.0(軸対称)および0.0(直線流)を経て-1.5まで、0.25間隔の13段階を用いた。ここで問題は、どうやって最も実際の風系に近い推定風を与える曲率比 C_0 を選択するかである。その選択手法を次節で説明する。

3. 最適曲率比 C_0 の選択

台風中心の同心円に沿って設定した解析領域(第1図参照)に曲率比 C_0 の気流が存在しているとしよう。この時、 C_0 と違った曲率比 C を仮定して(3)式から方位角成分 V_ϕ を推定すると、その誤差 E は $\Delta\beta$ が十分小さいとすれば式(4)で表される。ここで、誤差 E の符号は V_ϕ と同様、時計回りの向きを正としている。

$$E = V_\phi(C - C_0)/(C_S - C) \quad \text{または} \\ E/V_\phi = (C - C_0)/(C_S - C) \quad (4)$$

ここで C_S は、解析領域と台風中心およびレーダーとの位置関係のみによって決まる値で、式(5)から計算できる。第3図はその等値線を示している。ここで★印はレーダーの位置を示す。

$$C_S = R \cos(\beta - \phi) / r \quad (5)$$

R : 台風中心からの距離 β : 台風中心からの方位角
 r : レーダーからの距離 ϕ : レーダーからの方位角

式(4)の E/V_ϕ は相対誤差を表すが、これを C で微分すると $(C_S - C_0)/(C_S - C)^2$ となり C_S と C_0 の大小関係によって、常に正または負の値を取ることが分かる。第2図aの台風モデル風系について、相対誤差 E/V_ϕ の変化を計算した例を第4図に示す。上図は相対誤差の微分(つまり曲線の勾配)が常に「+」の例であり、下図は常に「-」の例である。+型では C_0 は C_S より小さい所にあり、-型では C_S より大きい所にある。共に $C = C_S$ の所に特異点を持つ。

誤差 E の値は第2図bの動径速度分布に0.25ごとの曲率比を仮定して V_ϕ を推定し、 V_ϕ の真値との差をとれば求められる。従って第4図のような誤差の曲線を描くためには、 V_ϕ の真値が必要であるが、この手法を実際の台風に適用する際には未知である。そこで、例えば軸対称台風を仮定して推定した \hat{V}_ϕ で代用して計算すると、 E の値は一定値($\hat{V}_\phi - V_\phi$)だけ違ってくるが、微分値(dE/dC)は真値を使った場合と変わらない。従ってまた、第4図に示されている相対誤差 E/\hat{V}_ϕ の曲線も、その勾配の大きさは変わるものの正負は真の V_ϕ を用いたときと同じと考えてよく、+型か-型

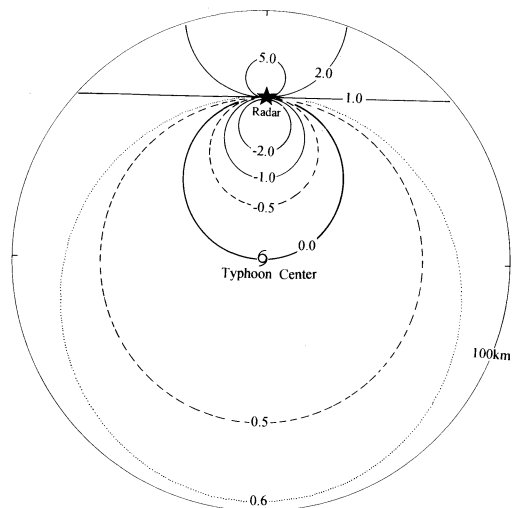


Fig. 3 Distribution of C_s in Eq. (5) around the typhoon center. The symbol ★ indicates the radar site. The error of wind estimation tends to infinity when we assume the tangential and radial components of wind are constant along the curve of C_s in curvature ratio, as seen in Fig. 4. The curvature ratio is defined as the ratio of the curvature to that of concentric circle of the typhoon center.

かの判定は正しく行える。ただし風向が動径方向と平行に近い場合は、 \hat{V}_ϕ と V_ϕ の符号が逆転する可能性があり、誤判定の恐れがある。第4図には E/\hat{V}_ϕ の曲線を描いてあり、これを用いて正負の判定を行っている。

+型か-型かの判定ができれば、最適な曲率比 C_0 が第3図に示す C_s より大きいか小さいかが分かることになる。さらに C_0 の値を特定するには、 C_s と C_0 の間隔が推定できればよい。この間隔 ($C_s - C_0$)は、 C_s が1.0(軸対称)から離れるほど大きくなる傾向が認められるがかなりのバラツキがある。それで $(C_s - 1)$ と $(C_s - C_0)$ の間の統計的関係式を導き、これを用いて C_s から C_0 を求めることにした。以後、この手法を最適曲率法 (Optimum Curvature Technique, 略称 OCT) と呼ぶことにする。

4. 最適曲率法 (Optimum Curvature Technique : 略称 OCT) の精度

第2図aの台風モデル風系 (変形ランキン渦) について、第3節で提案した最適曲率法を適用して V_ϕ を推定し、これを V_r と組み合わせて風ベクトルを描くと第5図のようになる。★印はドップラーレーダーの位置

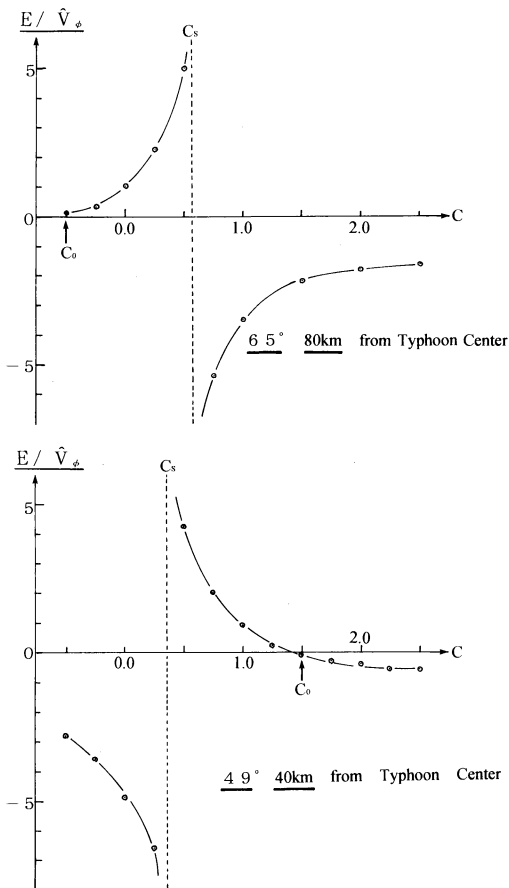


Fig. 4 +Type (top) and -Type (bottom) of relative estimation error as a function of the curvature ratio C . C_0 indicates the optimum curvature ratio at which the estimation error can be minimized.

を示す。

台風中心からの距離ごとに誤差ベクトルの絶対値の平均を取ると第1表のようになり、風速が増大するほど誤差が増える傾向が認められる。また風向変動を大きく与えてある75 km以遠で誤差が大きくなっている。全領域について誤差ベクトルの絶対値の平均を取ると 7.4 ms^{-1} になり、解析領域内で一様風を仮定した簡略化 VVP (立平・鈴木, 1994) を適用した場合の平均誤差約 41 ms^{-1} 、軸対称台風を仮定した場合の平均誤差約 15 ms^{-1} に比較して、大きく改善されている。また第2図aの台風中心を取り巻く風向変化の波の位相を変えて精度を調べたところ、すべて 8 ms^{-1} 程度の平均誤差であった。第2図aに示される領域の平均風速は約 37 ms^{-1} であるから約20%の誤差で風ベクトルが

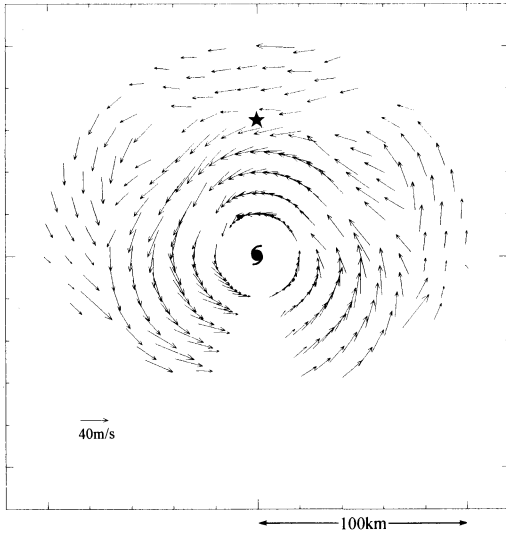


Fig. 5 Wind vectors reproduced from Doppler velocities in Fig. 2b by using the OCT (Optimum Curvature Technique). The symbol ★ indicates the radar site. This figure shows fairly close resemblance to Fig. 2a. The mean absolute value of error vector is 7.4 ms^{-1} .

推定されたわけである。

第5図において、レーダーから見て台風中心の後ろ側に風ベクトルが記入されていない領域があるが、これはレーダーからの距離が遠いため、 V_r の平均をとる領域である $6 \text{ km} \times 1^\circ$ の扇形(第1図)に入る動径速度データの個数が2以下となり、その領域の V_r を欠測として扱ったからである。そのほか、式(3)の分子と分母が共に小さい場合も、誤差が大きくなる筈なので、推定風を表示しないようにしてあり、このため風ベクトルが抜けている所がある。

5. 台風中心の誤差の影響

最適曲率法を台風観測の現場で使用する場合、与えられる台風の渦の中心にある程度の誤差は避けられない。これが風ベクトルの推定にどのように影響するかを調べておく必要がある。気象庁が発表する台風中心位置は気圧中心なので、渦中心とずれている可能性がある(特に台風の移動速度が大きい場合)。

第2図aのモデル台風風系について、台風中心が前後左右に25 km づつずれて与えられた場合の推定風ベクトルを第6図a, b, c, dに示す。●は真の台風中心の位置である。与えられた台風中心(●)から60 km 付

Table 1 Mean absolute value of error vector at each range from typhoon center.

Range (km) from Center	Mean Absolute Value of Error Vector (ms^{-1})	Wind Speed of Model Field (ms^{-1})
20	5.6	20.0
30	4.6	30.0
40	5.2	40.0
50	7.8	50.0
60	8.3	41.7
70	7.8	35.7
80	8.7	31.3
90	7.0	27.8
100	8.5	25.0

近までの推定風が異常な状態になっていることが読み取れる。この領域では平均誤差が $7 \sim 8 \text{ ms}^{-1}$ 増大し、 15 ms^{-1} 程度に達している。しかしその外側では誤差の増大は $1 \sim 2 \text{ ms}^{-1}$ 程度で僅かである。

左右にずれた場合は、第6図a, bに見られるように真の中心付近の推定風はごく弱いものとなる。一方、真の中心の存在する方向の反対側には大きな流入および流出を示す領域が隣接して推定されている。このようなパターンに着目すれば、真の台風中心の存在する方向が推定できるので、中心を修正して推定を繰り返せばよい。

前後にずれた場合は、第6図c, dからわかるように、真の台風中心の周辺の推定風は風速が一般に弱く、与えられた中心に対する流入角は殆ど0である。しかし第6図dの場合は、真の中心が推定風のない領域に位置するので、判定がやや困難である。また、真の中心の存在する方向の反対側には大きな流入を示す風ベクトルが推定されている。

6. 風速変化が加わった場合

第2図aは台風中心を取り巻く同心円上で風向のみ変化する風系モデルであるが、これに風速変化が加わった場合、推定誤差がどうなるかを調べてみた。風速は、風向と同様に台風中心の周りに波数3で正弦曲線的に変化するものとし、各距離における平均風速の $\pm 10\%$ および $\pm 20\%$ の変動幅があるものとして計算した。 $\pm 20\%$ の場合は、例えば中心からの距離50 km(最大風速帯)でいうと、方位角 60° ごとに風速の最大(60 ms^{-1})と最小(40 ms^{-1})が交互に配列するといったパターンである。

台風域内の高層風の細かい分布についての観測例が

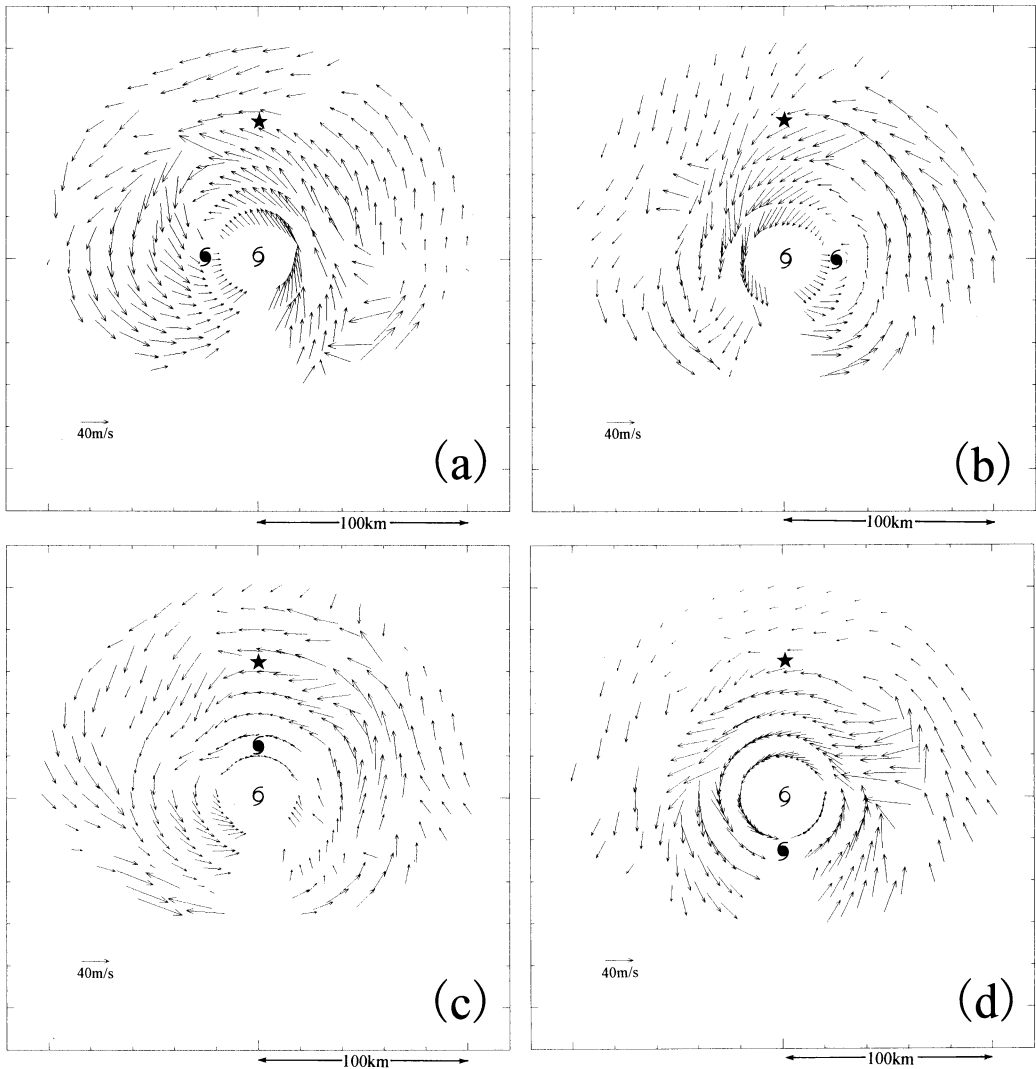


Fig. 6 (a) (b) (c) (d). Same as Fig. 5, but for the OCT estimations using inaccurate typhoon centers. The symbols ● and ○ indicate the true typhoon center and the inaccurate one in each figure, respectively. Each estimated wind field shows distinct asymmetry characterized by the true center position relative to the inaccurate one.

殆どないので、このような風速変動幅が適切かどうか判断が難しい。しかし、詳細な飛行機観測の行われたハリケーン Daisy の高度1.7 km における風速分布 (Colon *et al.*, 1961) の場合、最大風速帯 (中心から 20~40 km 付近) で中心からの方位角が60° 違った場合の風速変動はやはり ±20% 程度であり、モデルで与えた変化と同程度のものであった。

風速変動を加えた場合の誤差の増大は、風向変動の位相との位相差によっても多少変わるが、平均すると ±10% の場合約 1 ms^{-1} 、±20% の場合で約 2 ms^{-1} で

あった。軸対称風系に風向変動を加えた場合は、第2節~第4節で述べたように推定誤差が約 2 ms^{-1} から約 8 ms^{-1} に増大したが、これに比べると、風速変動の影響は比較的小さいといえる。

7. 台風のドップラーレーダー観測への適用

気象研究所の可搬型ドップラーレーダー (波長3.2 cm) が宮古島で観測した台風9015の動径速度データを用い、最適曲率法によって台風域内の風推定を試みた。この台風が宮古島を通過する前後の中心気圧は955

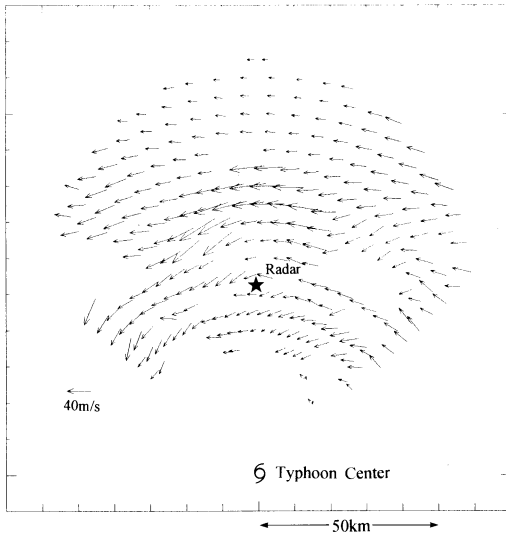


Fig. 7 Wind vectors in Typhoon 9015 at 0665 JST on 30 Aug. 1990, estimated by the OCT. The radial velocity data at an elevation angle of 2.0° were used, which were observed with a radar of the Meteorological Research Institute located at Miyako-jima.

hPa, 最大風速は75ノットで、強い台風に分類される。

第7図は1990年8月30日6時56分（日本標準時）に観測された動径速度分布（仰角 2.0° ）から推定した風速分布である。このレーダーの観測範囲は半径64 kmまでと小さいので、風推定は台風中心からの距離5 km 毎に行った。中心位置は気象庁の発表のものを用いた。

第7図で風がどの程度の精度で推定されているかは、この時刻に他の手段による測定がないので検証できないが、台風域内の高層風としてまず妥当な分布といえよう。今後、2ドップラーレーダーによる推定風との比較などにより、実用時の精度を把握する必要がある。

8. まとめ

この論文では、単一ドップラーレーダーによる観測データから台風域内の高層風を推定するのに適した手法として最適曲率法（OCT）を提案し、ランキン渦に風向風速変動を加えた風系モデルを用いて精度を検証した。台風中心を要とする扇形領域（距離方向6 km, 方位角方向約 15° ）毎に動径速度から風ベクトルを推定し、モデル風系の風と比較して誤差ベクトルを求めると、その絶対値の平均は約 8 ms^{-1} となった。モデル風系

の平均風速は約 37 ms^{-1} なので、相対誤差は約20%である。同じ扇形領域について、一様風を仮定して簡略化VVPで風を推定するとその平均誤差は約 41 ms^{-1} に達するので、これと比較すれば大幅な改善が達成されたことになる。

この論文では、台風中心を取り巻く波数3の流入角の変化を扱った。OCTは解析領域内で曲率比が一定であることを仮定しているが、この条件は変動幅が同じなら波数が小さいほど成り立ちやすい。例えば移動速度の大きい台風の場合など進行方向に対して非対称が大きくなることもあり、波数1のような変化が卓越すると考えられるが、OCTによる推定にはむしろ好都合なケースであろう。

最適曲率法の適用には台風中心を知る必要があるが、実際の台風の場合、発表される中心位置には誤差が含まれている。推定に使用する位置が真の中心位置とズレている場合、当然誤差は増大する。しかし、その場合の推定風分布は、ズレの方向によって特徴的な非対称性を示すので、これを利用して中心位置を修正しながら再推定を行えば、真に近い中心位置を用いての推定が可能である。

この推定手法の精度をさらに向上させるために有効と思われるアルゴリズムの修正としては、仮定する曲率比 C の刻みを現行の0.25から0.1程度に細かくし、 C に対する推定誤差曲線（第4図）をより正確なものにすることが考えられる。この処置により、曲線の勾配の正負がより精度良く判定できるようになる。この曲線は必ずしも一様増大（あるいは減少）ではなく、波状になる場合もあるので、勾配の正負を判定するアルゴリズムにも改良の余地がある。また、この曲線の特異点 C_s と最適曲率比 C_0 の間隔も C_s の値だけから統計的に推定するのではバラツキが大きく、改良の余地が残されている。

最適曲率法は、台風に限らず、一般に流線が円弧で近似できるような風の場合に適用することが可能と考えられ、一様風を仮定したVVPより高い精度が期待できる。

謝辞

この研究の端緒になったのは、山崎拓哉君（後藤池田特許事務所）の電気通信大学における卒業研究であった。同君の協力に感謝の意を表す。また台風9015号のレーダー観測データを提供して下さった島津好男氏（福岡管区気象台）および石原正仁博士（関西航空

地方気象台)に感謝する。

参 考 文 献

- Bluestein, H. B. and D. S. Hazen, 1989 : Doppler-radar analysis of a tropical cyclone over land : Hurricane Alicia(1983) in Oklahoma, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2594-2611.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968 : A determination of kinematic properties of a wind field using Doppler-radar, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Colon, J. W. and Staff, 1961 : On the structure of hurricane Daisy (1958), National Hurricane Research Project, No. 48, U. S. Department of Commerce, 102pp.
- Donaldson, R. J., Jr. and F. I. Harris, 1989 : Estimation by Doppler radar of curvature, diffluence, and shear in cyclonic flow, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 26-35.
- Donaldson, R. J., 1991 : A proposed technique for diagnosis by radar of hurricane structure, *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1636-1645.
- Lee, W. C., B. J. Jou and B. L. Chang, 1993 : Nowcasting Typhoon circulation using Doppler radar—The ground-based VTD (GBVTD) technique, 26th Conf. on Radar Meteor., 83-87.
- Tabata, A., H. Sakakibara, M. Ishihara, K. Matsuura and Z. Yanagisawa, 1992 : A general view of the structure of Typhoon 8514 observed by dual-Doppler radar, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 897-917.
- 立平良三, 鈴木 修, 1994 : 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の精度, *天気*, **41**, 761-764.
- Waldteufel, P. and H. Corbin, 1979 : On the analysis of single Doppler radar data, *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.

Estimation of Upper Wind in Typhoon Region from Single-Doppler Radar

Ryozo Tatehira*¹, Hiromu Seko*² and Tomohiro Suzuki*³

*¹ (*Corresponding author*) *Meteorological Business Support Center, Tokyo 101-0054, Japan.*

*² *Forecast Research Department, Meteorological Research Institute.*

*³ *BA Security System Division, Matsushitadenko Co. Ltd.*

(Received 19 January 1998 ; Accepted 11 May 1998)

Abstract

A technique is proposed by which wind vectors in a typhoon region are estimated, from single-Doppler radar observations, with a spatial resolution of ca. 10 km. In estimating wind vectors from single-Doppler data, it is needed to assume such conditions on the wind field within the sampling volume as uniformity or linearity. In the case of a typhoon, an assumption that the wind field is axisymmetrically cyclonic is roughly appropriate. Under this assumption, both tangential and normal components of the typhoon wind are constant along a concentric circle of the typhoon center. The inflow angle to the center are also constant. However, the assumption cannot represent changes of the inflow angle owing to a fine structure of typhoon (e.g., spiral bands). So, a more realistic assumption is newly introduced in the current study. The new assumption is that the tangential and normal components are constant along the curve of an unknown curvature rather than the concentric circle. In order to find the unknown curvature, firstly we estimate the wind vectors from the Doppler velocities by assigning various value to the unknown curvature, then select the optimum value that

gives the best estimate of the actual wind field (Optimum Curvature Technique). The algorithm to select the optimum value of curvature is developed with numerical simulations on a model cyclone, where the inflow angle sinusoidally varies $\pm 30^\circ$ around the average inflow. The performance of the algorithm is that the mean absolute value of the error vector is ca. 8ms^{-1} , about 20% of the average wind speed. In applying this technique to actual typhoons, it is necessary to know the accurate position of typhoon center. However, if inaccurate center locations are given, the estimated wind fields show a distinct asymmetry characterized by the true center position relative to the given inaccurate one. This asymmetry allows us to make subjective adjustment of the center location to minimize the error caused by the inaccurate position.

気象技術講習会の開催のお知らせ

(社)日本気象学会は、(財)気象業務支援センターとの共催で、懸案の本講習会を開催する運びになった。開催の目的は、松野太郎前理事長がしばしば言及されてきたように、社会における気象の占める割合が非常に濃密になり、気象情報や気象知識の理解や利用の普及が社会から強く要請されている現状に応えるためである。

講習会は4つのレベルが企画されているが、まだ細部については固まっていない部分もある。内容が固まったものから、順次開催を進める予定であるが、現段階では、下記の2つの課程を11月から新たに開講する。

- (1) 気象技術専門課程「メソ気象」
局地気象予報にも関わる専門的な個別のテーマについて解説する課程。気象事業に従事する中堅技術者や気象予報士などを対象にした講座。
- (2) 基礎課程「気象学の基礎講座」

気象予報技術習得のための気象学とそれに関する数学・物理学との基礎を解説する入門講座。

期 間 1998年11月～1999年3月の毎週1回で約15回
(1) は火曜日午後15時～17時
(2) は水曜日午後15時～17時

会 場 (財)気象業務支援センター講習室(4階)

受講料 4万円

定 員 40人(申込多数の場合は抽選)

申込先 (財)気象業務支援センター講習係
〒101-0054 東京都千代田区神田錦町3-17
東ネンビル

申込期限 1998年9月30日(消印有効)

問い合わせ先 (財)気象業務支援センター(講習係)
Tel: 03-5281-0440
Fax: 03-5281-0443

詳しくは、気象業務支援センター及び気象学会のホームページに掲載予定。