

## マルチパラメータレーダ群を用いたゲリラ豪雨ライフサイクルと渦管の統合的解析

### Integrated Analysis of Guerrilla Heavy Rainfall Life Cycle and Vortex Tubes by Using Multiple Types of Radars

高尾充政<sup>(1)</sup>・中北英一・山口弘誠

Mitsumasa TAKAO<sup>(1)</sup>, Eiichi NAKAKITA and Kosei YAMAGUCHI

(1) 国土交通省東北地方整備局

(1)Tohoku Regional Development Bureau of MLIT

#### Synopsis

Localized heavy rainfall which resulting from isolated cumulonimbus often brings severe human and economic damages. Nakakita et al. developed a prediction system for torrential rainfall using vertical vorticity in a first echo using X-band Polarimetric Doppler radar (X-band MP radar) and Katayama et al. implemented this system. Besides, research on vertical vortex tube structure has been conducted. Nakakita et al. showed that with the development of the cumulonimbus cloud, a vertical vorticity structure with positive and negative pairs is generated. In this study, we analyzed the cumulous cloud with updraft, vertical vorticity, and hydrometeor. As a result, we succeeded in observing the behavior of the vertical vortex tubes, updraft, and hydrometeor.

**キーワード:** ゲリラ豪雨, 渦度, ドップラー解析

**Keywords:** Guerrilla heavy rainfall, Vorticity, Doppler analysis

## 1. 序論

### 1.1 研究の背景

近年, 都市域で豪雨災害が頻発し, 人的, 物的被害が甚大なものになっている. 災害をもたらす豪雨には台風, 梅雨を始めとして様々なスケールの現象が存在し, その中でも特に狭い範囲で急速に発達する豪雨としてゲリラ豪雨が挙げられる. 2008年7月28日, 兵庫県都賀川において, 突然ゲリラ豪雨が発生し, 55名が出水によって流され, 5名の尊い命が奪われるという水難事故が発生した. 同年8月5日には東京都豊島区雑司が谷で発生したゲリラ豪雨により地下下水道で作業員6名が流され5名の命が奪われた. 都賀川豪雨の際に気象レーダによる観測予測は

行われていたが, 気象レーダで降水を捉えた直後に出水が発生し, 従来の観測体制では危険を把握することはできなかった. このゲリラ豪雨災害は気象レーダの監視体制における防災上の課題を浮き彫りにし, 1分1秒という極めて短いリードタイム確保の重要性を改めて認識させた.

防災のための降雨予測技術の確立に関する研究は長年行われており, 台風の進路や前線の位置, 組織化された集中豪雨の監視にはリモートセンシング技術が用いられ, 特に局地性を持つ現象の監視には地上設置の気象レーダの利用が最も時間, 空間的に高い分解能を持ち, 大いに利用されてきた. また, 気象予測モデルを用いる場合は, スケールにより適切なモデルが存在しており, 大別すると物理的手法と

運動学的手法の2種類に分けられる。物理的手法

(全球数値モデル, メソ数値モデル等)が3時間以上先の予測, 運動学的予測が30分~3時間先程度の予測に適用される。これらの豪雨予測技術は近年めざましく進歩しており, 最新のメソ気象数値モデルにより台風や前線によるスケールの大きな豪雨は予測が可能となってきた。しかしながら, これらの監視, 予測の技術をもってしてもゲリラ豪雨による災害を防ぐには充分ではない。なぜなら, これらの監視, 予測の技術がカバーできる時間・空間的な規模よりもゲリラ豪雨の規模は小さいからである。こうした中で中北ら(2010)によってゲリラ豪雨をもたらす危険のある積乱雲を早期探知に関する研究がすすめられ, Xバンド偏波ドップラーレーダ(以降XバンドMPレーダと呼ぶ)の立体観測により雨粒が生成される段階での探知ができることが示された。この研究結果は日本にXバンドMPレーダのネットワーク(一般的にXRAINと呼ばれる)が整備されるきっかけとなった。さらに中北ら(2013)は積乱雲が強く成長する際, ドップラー風速から推測される鉛直渦度(以降単に渦度と呼ぶ)が強くなることを示し, 片山ら(2015)はこれを利用してXバンドMPレーダを用いた早期探知システムを開発し, それが現在実用化され自治体等向けに配信されている。

また, XRAINの偏波情報やXRAINのネットワーク性を生かした研究も行われている。増田ら(2009)はXRAINによる現業観測値に対して, 降水セルの追跡及び粒子判別手法を適用するとともに, これらを利用した降水セルのライフステージ判別手法を開発した。清水ら(2012)は3次元変分法を用いたGao and Xue (1999)を改良したデュアルドップラーレーダ解析手法を用いて3次元風速を算出し, その精度評価を行った。

一方, ゲリラ豪雨探知の更なる高度化を目的とした渦管構造の研究も行われている。Nakakita et al(2016)は積乱雲の発達に伴って, 正負のペアを持った鉛直渦度と間に存在する上昇流の構造が生成することを示した。中北ら(2017)はXバンドMPレーダを用いて観察できる前の段階で, Kaバンド雲レーダを用いて渦管が生成されていることを示した。また, 中北ら(2019)はKaバンド雲レーダとXバンドフェーズドアレイドップラーレーダ(本研究で用いるレーダはフェーズドアレイ気象レーダという固有名詞で呼ばれている。以下フェーズドアレイレーダと呼ぶ。)を用いて, ゲリラ豪雨の発達と共に, 小時間スケールの渦管が組織化・融合化し, 大時間スケールの渦管が生成することを示した。

## 1.2 研究の背景

ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲の既往研究の中に, 3次元風速を用いて積乱雲内部の渦管・上昇流を詳細かつ統合的に解析した事例はいまだない。また, 渦管を発達初期から衰退まで解析した既往研究もない。そして, 地上にもたらされる降水強度に大きな影響を与える降水粒子と渦管を統合的に解析した事例もない。本研究の目的は, 近畿地方に設置されているXバンドMPレーダの内4台を用いて, ゲリラ豪雨内部の渦管・上昇流・降水粒子の発達を統合的に調べることである。この研究によって, 正式な算出手法を用いて積乱雲内部に存在する渦管の構造に関する新たな知見が得られ, また, 上昇流・渦管・降水粒子の発達の関連性の知見を得ることによって, 早期探知システムの「空振り」の削減, 予測の早期化の実現が更に近づくと考えられる。

## 2. ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲の既往研究

### 2.1 ゲリラ豪雨の特徴とその早期探知

ゲリラ豪雨という言葉は「突然の豪雨による急な出水, 激流(鉄砲水)により人命が奪われる」という悲惨な災害をもたらす豪雨」といった意味合いで社会的に広く知られている。しかしゲリラ豪雨という言葉は専門用語ではなく「局地的大雨」「集中豪雨」といった言葉が代わりに用いられることもある。本研究では, 「ゲリラ」から想像される「短時間(突如, 急激)」, 「局地的」に加えて「人命への危険」というニュアンスを重要視しており, ゲリラ豪雨を「突如出現して, 急激に発達し, 局所的に強い降水をもたらす, 予測困難な災害をもたらす豪雨」と定義した上で, あえてゲリラ豪雨という言葉を用いる。

ゲリラ豪雨は孤立的に発生, 発達する積乱雲によってもたらされるのが特徴である。この単独の積乱雲の発達過程を概念的に示したのがFig.2.1である。積乱雲のステージは大きく分けて発達期, 成熟期, 衰退期の3つに分類される。Fig.2.1①では, 大気が不安定な中, 湿った空気が上昇し凝結することで雲粒になる。この雲粒は非常に小さいため現業気象レーダでは探知できないが, 雲レーダを用いて観測することができる。Fig.2.1②の段階では, 雲粒が集まり降水粒子が上空にのみ形成される。この降水粒子は現業用気象レーダでも探知でき, 「ゲリラ豪雨のタマゴ」と呼ばれる。Fig.2.1③では, このタマゴは発達して段々と雲頂高度も高くなる。しかし, 上空にのみ降水粒子を蓄えながら発達するため, この段階では地上には降水はもたらされない。発生から30分程度経った成熟期になると, Fig.2.1④, ⑤のように雲頂高

度が圏界面に達するほどに成長し、雲内部では十分に蓄えられた降水粒子が上昇気流で支えられなくなり落下する。やがて減衰期のFig.2.1⑥で降水が弱まる。以上のような発達衰弱が30分～1時間弱で行われる。

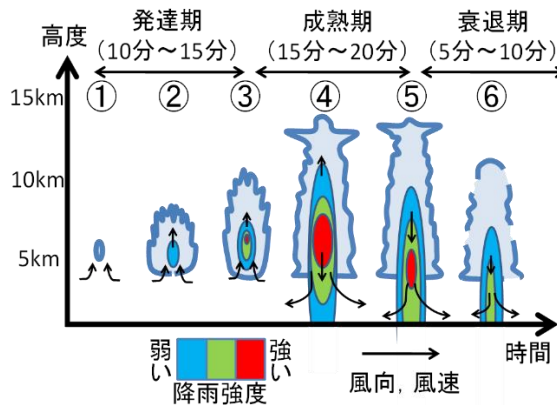


Fig.2.1 The development process of the cumulonimbus

また、中北ら(2008)は、Cバンドコンベンショナルレーダーを用いて、従来の低仰角のみの観測ではなく立体観測を行うことで、上空にゲリラ豪雨のタマゴを早期に探知できるという研究を行った。その結果、地上付近で降水粒子を探知するより最大で12分も早くタマゴを探知できたという結果を得た。たかが10分程度の時間ではあるが、タイムスケールが小さいゲリラ豪雨において、10分というリードタイム確保は人命を救うという意味で極めて重要である。この研究結果は、立体観測がゲリラ豪雨の早期発見において有効であることを示した。このことは国土交通省がXバンドMPレーダのネットワークを導入させるきっかけの一つになった。さらに、中北ら(4)は渦度を用いた危険性予測の研究を行い、ゲリラ豪雨をもたらすタマゴは大きい渦度を持つことを発見した。中北ら(2009)は「早期探知」、「自動追跡」及び「危険性の予測」の3手法を組み合わせ、ゲリラ豪雨災害危険地域を予測する予報システムを開発した。Fig.2.2 (中北ら(2009))は渦度がタマゴ探知から何分後に検出されているか、タマゴ探知から何分後に地上で最大降雨強度に至るかという統計情報を表している。渦度がゲリラ豪雨の危険性予測に極めて有効であることが示されている。また、片山(2015)は、ドップラー風速から算出される渦度や収束量に加えて、エコー頂高度差(セル発生からエコー頂高度の増加量)、鉛直発達速度(エコー頂高度差を時間で除した値)、鉛直積算エコー強度と豪雨をもたらす降水セルとの関係性を調査し、ファジー理論を用いて上記の5指標を統合したゲリラ豪雨危険度指数を

作成した。さらにそれを用いて各雨雲の警戒ランクを3段階で判定する手法を開発しWeb表示するシステムを構築し現在淀川ダム統管理事務所のサーバに実装し、近畿地方整備局、気象庁本庁、大阪管区気象台の他、幾つかの自治体に試験配信している。ゲリラ豪雨の早期探知・危険性判定の技術が社会に実用化され始めてきている一方で、見逃しはほとんどないものの危険と判定した場合の空振り率が約2割存在し、今後の更なる精度の向上が期待される。

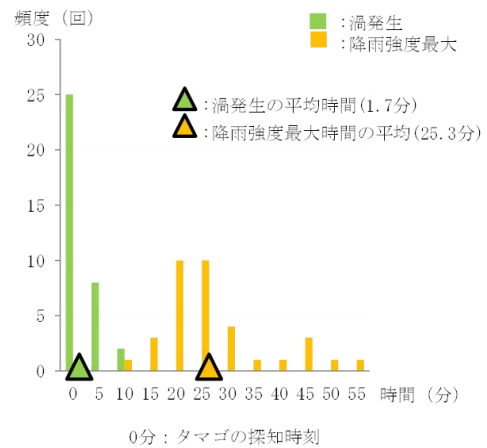


Fig.2.2 Frequency distribution of the time of vortex detection when the time of egg detection is set to 0 minutes, and frequency distribution of the time of maximum rainfall intensity on the ground

## 2.2 渦管の既往研究

一方、ゲリラ豪雨探知の更なる高度化を目的とした渦管構造の研究も行われている。中北ら(8,19)は弱い鉛直シアが水平渦管を形成し、それが浮力によって持ち上げられることで鉛直渦管が形成されることを示した。また中北ら(2017)はXバンドMPレーダを用いて観察できる前の段階で、Kaバンド雲レーダを用いて渦管が生成されていることを示した。また、中北ら(2019)はKaバンド雲レーダとXバンドフェーズドアレイドップラーレーダ(本研究で用いるレーダはフェーズドアレイ気象レーダと呼ばれている。以下フェーズドアレイレーダと呼ぶ。)を用いて、ゲリラ豪雨の発達と共に、小時間スケールの渦管が組織化・融合化し、大時間スケールの渦管が生成することを示した。

XバンドMPレーダは偏波情報を得ることができる上、日本のXバンドMPレーダネットワークを利用することで、複数のレーダを用いて積乱雲を観測することが可能である。こうした特徴は世界でも珍しく、研究をする上で様々なメリットがある。Gao et al. やProtat et al., 清水ら(2012)は2台以上のドップラー

速度のデータを用いて、3次元風速を推定する手法を提案している。また、増田ら(2009)はXバンドMPレーダから得た偏波情報から、積乱雲内の降水粒子の種類を推定することで、積乱雲のライフステージを、一時刻の立体観測データのみで判別する手法を示している。

しかし、渦管や上昇流をゲリラ豪雨のタマゴ生成から衰退まで解析した研究はいまだなされていない。また既往研究(2017)では、一台のドップラー風速で擬似的に算出された渦度を用いており、3次元風速場の情報を用いたゲリラ豪雨内の渦管構造の研究はいまだない。更に、ゲリラ豪雨の発達に伴う降水粒子の変化と、渦管の発達を統合的に解析した研究もいまだない。本研究の目的は、近畿地方に設置されているXバンドMPレーダの内4台を用いて、ゲリラ豪雨内部の渦管・上昇流・降水粒子の発達を統合的に調べることである。この研究によって、正式な算出手法を用いて積乱雲内部に存在する渦管の構造に関する新たな知見が得られ、また、上昇流・渦管・降水粒子の発達の関連性の知見を得ることによって、早期探知システムの「空振り」の削減、予測の早期化の実現が更に近づくと考えられる。

### 3. レーダの特徴とデータ処理手法

#### 3.1 レーダ諸元

本研究で利用した国土交通省のXバンド二重偏波ドップラーレーダの特徴について説明する。まず、波長の長さについて説明する。レーダ(RADAR)とはRADIo Detection And Rangingの略であり、電磁波を放射して遠方にある物体の探知と距離測定を行う機器を指す。レーダアンテナから放射された電磁波は散乱体に当たって散乱した一部の電磁波が同一アンテナに受信される。レーダはこの電磁波を受信し、アンテナの向き、電磁波の往復に要する時間から目標の位置を測定し、反射波の強さや発射時との位相の変化を利用して目標の性質や大きさを測定する。この時利用する電磁波の波長の長さによって測定できる粒子の大きさは異なる。Xバンドは周波数9GHz帯の波長約3cmにあたり、直径0.1~数mm程度の降水粒子の観測に適しており、XバンドMPレーダは雨粒形成後の積乱雲を解析することになる。

次に観測データについて簡略に説明する。Xバンド「二重偏波ドップラー」レーダの名の通り、国土交通省XバンドMPレーダでは、ドップラー観測と水平偏波と鉛直偏波の二偏波、位相差を利用した観測が実用化されている。偏波パラメータの導入、レーダのネットワーク化により、短波長の電波を用いたレーダ特有の、降雨による電波減衰の問題が改善さ

れている。観測データの詳細については3.2で説明する。

最後にXバンドMPレーダの観測手法について説明する。XバンドMPレーダは、PPIスキャンを、仰角を変えながら繰り返し行う立体観測を行っている。国土交通省が導入したXバンドMPレーダは、河川管理のために低仰角を時間的に密(1分間隔)に観測する運用モードとなっている。しかし、1章で述べたように、立体観測がゲリラ豪雨監視に有用であるという結果から、全国で、1分ごとの低仰角観測と同時に、5分毎に3次元観測が行えるような観測スケジュールとなっている。更に近畿地方では、Xバンドレーダは、偏波機能が実装されたCバンドレーダ2基と合わせて観測仰角のスケジュールを最適化する事により1分間隔での3次元情報の取得が可能となっている。

### 3.2 レーダから得られる観測データ

#### 3.2.1 レーダ反射強度

レーダから得られる観測データの内、レーダ反射強度について説明する。レーダ反射因子は次の式(3.1)で表される。

$$Z = \int N(D)D^6 dD \quad (3.1)$$

ここで、Zはレーダ反射因子、N(D)は粒形分布、Dは粒径を表している。式(3.1)から分かるように、レーダ反射因子は粒径の関数になっており、雨が激しく降水粒子が大きいほど大きさは大きくなる。

#### 3.2.2 ドップラー速度

XバンドMPレーダ、フェーズドアレイレーダはドップラーレーダであり、ドップラー原理を利用して観測対象の運動を捉える。ドップラーレーダで観測された風速をドップラー風速と呼び、レーダ波長とドップラー周波数によって算出される。ドップラー周波数とは、観測対象が移動することによって、受信信号に生じる周波数の変動である。ドップラー風速 $v$ [m/s]は、ドップラー周波数 $f_d$ [s]、波長 $\lambda$ [m]を用いて、レーダから遠ざかる方向を正とすると、

$$v = -\frac{\lambda f_d}{2} \quad (3.2)$$

と表すことができる。

#### 3.2.3 レーダ反射因子差

本研究で利用するXバンドMPレーダは二重偏波を利用している。これにより反射強度、ドップラー風速のみならず、様々な偏波パラメータを得ることができる。偏波パラメータは水平偏波、鉛直偏波の反射因子から導出される反射因子差 $Z_{DR}$ 、偏波間相

関係係数  $\rho_{HV}$ 、位相から導出される位相差変化率  $K_{DP}$  等が挙げられる。  $Z_{DR}$  は水平偏波と垂直偏波のレーダ反射因子差であり、それぞれを  $Z_{HH}$ 、 $Z_{VV}$  とすると次式で表される；

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}. \quad (3.3)$$

$Z_{DR}$  は水平および垂直偏波に対する粒子形状、すなわち粒子の縦横比に依存するパラメータとみなすことができる。雨滴は落下時に空気抵抗を受けて横長の扁平な形状になるため、 $Z_{DR}$  は通常正の値になる。一般に、その値は気象レーダで使用される 2.8GHz~9.5GHz 程度の周波数では最大で 4 dB 程度である。一方、雪やあられ、小さな雨滴の場合は扁平することはなく、0 dB 程度の値を示す。

以上の特性から、通常、融解層より上空は  $Z_{DR}$  の値は 0dB 程度の値である。しかし、強い上昇流が発生したとき、雨粒が上昇流に運ばれて融解層より上空に達する場合がある。この時、その領域は融解層より上空であるにも関わらず、 $Z_{DR}$  は高い値を示す ( $Z_{DR}$  カラムと呼ばれる)ため、融解層より上空の上昇流の存在を推定できる。

### 3.2.4 偏波間相関係数

$\rho_{HV}$  は水平偏波と垂直偏波の受信信号の相関係数であり、次式で表される；

$$\rho_{HV} = \frac{\left| \left\langle n s_{VV} s_{HH}^* \right\rangle \right|}{\left\langle n |s_{HH}|^2 \right\rangle^{1/2} \left\langle n |s_{VV}|^2 \right\rangle^{1/2}}. \quad (3.4)$$

ここで、 $n$  はレーダからの距離  $r$  における単位体積あたりの粒子の大きさの分布  $n(r)$  を表している。

$\left\langle n s_{VV} s_{HH}^* \right\rangle$  は水平偏波と垂直偏波の共分散であり、

$\left\langle n |s_{HH}|^2 \right\rangle$ 、 $\left\langle n |s_{VV}|^2 \right\rangle$  はそれぞれ水平偏波と垂直偏

波の分散である。 $\rho_{HV}$  は散乱体積内の個々の粒子に着目するとき、粒径の縦横比が変動する度合いに依存するパラメータとみなすことができる。降水粒子がそろっている場合、例えば雨滴のような単一粒子だけが存在する場合は縦横比に相関があり、0.99 以上の値を示す。一方、異なる粒子が混在する場合は両者の相関は小さくなる。また、雹のように大粒の粒子で形状がいびつな場合は粒子が回転することによって相関が小さくなる。しかし、いずれの場合にお

いても  $\rho_{HV}$  の値の範囲はおおよそ 0.8 以上であり、それよりもはるかに低い  $\rho_{HV}$  を示す場合は山岳等の地表面によって電波が散乱されるグラウンドクラッターや、鳥や虫などによるエコーが原因であると考えられる。そこで本研究では  $\rho_{HV}$  を用いてノイズ除去を行った。詳細は 3.3 節で述べる。

## 3.3 観測データの処理手法

### 3.3.1 疑似渦度の算出手法

既往研究では中北ら(2017)と同様に 1 台のレーダのみを使ってドップラー速度から渦度の算出を行っていた。直交座標系における鉛直渦度  $\zeta$  の定義式は、

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (3.5)$$

と表せる。ただし、 $u, v$  はそれぞれの  $x$  成分、 $y$  成分の速度を表す。これを極座標系  $(r, \varphi)$  で書き直すと、

$$\zeta = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} (r v_\varphi) - \frac{\partial v_r}{\partial \varphi} \right\}, \quad (3.6)$$

となる。ただし、 $v_r, v_\varphi$  はそれぞれ  $r$  成分、 $\varphi$  成分の速度を表す。ドップラー風速観測ではレーダビーム方向の風速しか得ることができず、式(3.8)の右辺第 2 項の情報しか得ることができない。中北ら(2017)は渦が Fig.3.1 のように存在すると仮定し 2 地点のレーダビーム方向の風速差を用いて近似的に渦度を算出する手法を提案した。本研究ではこの風速差を 2 地点の距離で除した値を 2 倍することで渦度の値とした。すると鉛直渦度は以下の式(3.7)で算出することができる。

$$\zeta = 2 \cdot \frac{v_a - v_b}{2R}. \quad (3.7)$$

ただし、 $v_a - v_b$  は隣り合ったセル間のドップラー速度差を表す。

一方、デュアルドップラー解析を用いて 3 次元風速を算出することで、渦度を本来の定義通りに算出することができる。本研究では、デュアルドップラー解析から計算した渦度を用いると共に、比較のために疑似的な算出手法も使う。

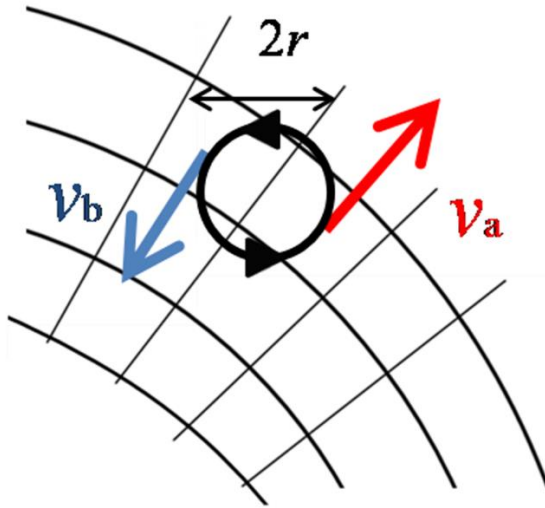


Fig. 3.1 the Calculation method of pseudo-vorticity

### 3.3.2 ノイズの除去手法

Xバンドレーダデータに関しては過去研究を参考に偏波間相関係数 $\rho_{HV}$ を用いたノイズ処理を行った。本研究では観測された $\rho_{HV}$ をそのまま用いるのではなく、受信信号とノイズの分散比S/N比を用いて $\rho_{HVobs}$ の補正を行い、補正後の $\rho_{HV}$ が0.7未満のエコーをノイズとして除去した。補正式については付録Bで述べる。また反射強度については5dBZ未満のエコーをノイズとして除去した。ドップラー風速、 $Z_{DR}$ に関しては反射強度によるノイズ除去を行わなかった。

### 3.3.3 データの可視化

観測データの可視化手法について述べる。各仰角の全周観測をPPI (Plan Position Indicator) と呼び、PPI データから鉛直方向に内挿して得られた特定高度毎の水平断面データをCAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) と呼ぶ。通常得られたPPI データは鉛直方向に補間され、CAPPI データとして出力される。一方、既往研究では補間を避け詳細な構造を解析するために、PPI 観測データを平面投影図にして解析を行った。本研究でも、疑似渦度を扱う際にはこの手法に従う。

まず、PPI 観測データの平面投影図の作成方法を述べる。まず、サンプリングボリュームが格子を十分な数含み、正確な極座標系データを表現できるよう格子の大きさを考慮した。方位角方向の分解能は、XバンドMPレーダは約1度、20km離れた地点でのサンプリングボリュームの水平方向の広がり400mである。またビーム方向の分解能は150m、100mである。そこで、水平方向にXバンドMPレーダのデータを50m×50mの格子に投影することで

可視化を行った。Fig.3.2に示すように高度 $H$ kmは地球の形状、標準大気の屈折を考慮して以下の式(3.6)~(3.9)で算出した。レーダサイトからレーダビーム直下の点までの距離を $L_d$ km、経度、緯度方向の距離をそれぞれ $x$ km、 $y$ km、レーダビームで測定した方位方向の距離を $r$ km、地球の半径を $R_e$ km、レーダサイトの標高を $h_r$ km、観測仰角を $\theta_e$ rad、大気による屈折を考慮する係数 $k=4/3$ とする。

$$L_d = kR_e \tan^{-1} \left( \frac{r \cos \theta_e}{kR_e + h_r + r \sin \theta_e} \right),$$

$$H = \frac{r \sin \theta_e + h_r + kR_e}{\cos \left( \frac{L_d}{kR_e} \right)} - kR_e,$$

$$x = L_d \sin \theta,$$

$$y = L_d \cos \theta.$$

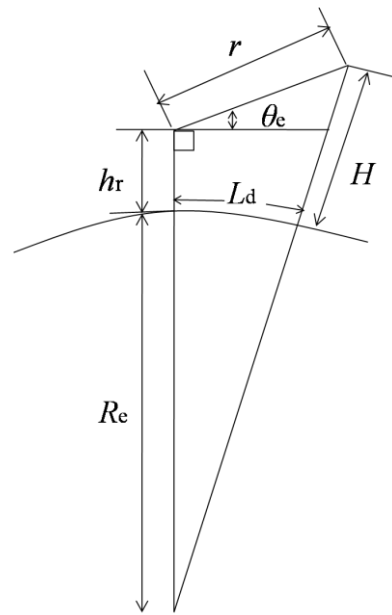


Fig.3.2 Relationship between beam elevation angle, beam direction distance and distance and altitude from the radar site.

これらの処理により観測された情報から内挿等を施すことなく平面図に投影できる。

次に、CAPPI データ作成手法について述べる。CAPPI データは中北(2013)の手法に従い作成した。まず、各時間のPPI データを式(3.6)~(3.9)を用いて水平方向100m×100m、鉛直方向200mの3次元デカルト直交座標系に変換した。また、レーダビームが通過していない格子点に値を挿入するため、鉛直方向に線形に内挿補間を行った。以上の手法により、反射強度、ドップラー風速、渦度のCAPPI データを得ることができる。このCAPPI データを用いて鉛直断面や3次元イメージを作成し積乱雲や渦管構造の解析を行った。



## 4. 解析事例の概要とその消長解析

### 4.1 解析事例について

本研究の解析対象の特徴を説明する。本研究は大阪付近で2017年8月5日14時から15時にかけて発生した積乱雲を解析対象とする。Fig.4.1に解析事例の位置を示す。赤い丸で囲った雨域をもたらしている積乱雲が本研究の解析事例である。また、図中の青い円は、近畿地方に設置されているXバンドMPレーダの観測範囲を示している。同時に4つのXバンドMPレーダで観測できること、そしてその内3つのレーダ(田口・六甲・葛城)が異なった角度から積乱雲を観測可能であることから、高精度なデュアルドップラー解析を行えることが期待される。

Fig.4.1に解析事例の位置を示す。この解析事例は14時5分から地上に降雨が発生し始め、14時32分頃、地上の降水強度が最大になる。その後は降水強度の値は減少を続け、14時45分頃、他の降雨域に衝突する。45分以降は解析事例が他のセルと衝突しており、最大降雨強度の抽出が困難だったためグラフには載せていない。この解析事例は地上に非常に強い雨をもたらす、降水強度の最大値は128mm/hにも達する。

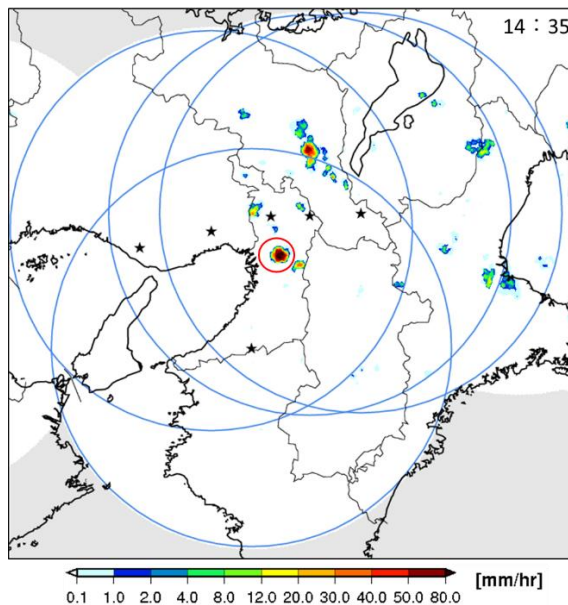


Fig.4.1 The precipitation intensity in the Kinki region at 14:35 on August 5, 2017.

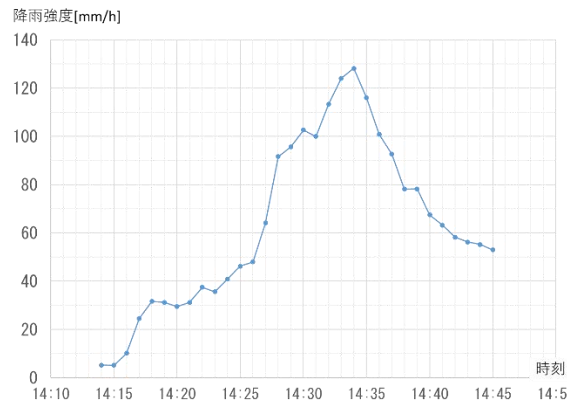


Fig.4.2 the time change of maximum rainfall intensity on the ground in the analysis case.

### 4.2 解析事例を取り巻く環境場について

次に解析事例を取り巻く環境場について述べる。Fig.4.3に2017年8月5日9時のゾンデデータから作成した相対湿度の高度変化を示す。ゾンデデータの地点として、解析事例から一番距離が近い潮岬を選択した。Fig.4.3をみると、地上から高度2500mまで相対湿度は80%から100%の値をとっており、高度2500mから6000mまでは40%から70%の値を、高度6000mから7500mまでは90%以上の値を、そして高度7500mから10000mまでは40%から70%の値をとっていることがわかる。この図から、解析事例の周囲には湿った空気が取り囲んでいるといえる。この解析事例が非常に高い雨をもたらした要因の一つとして、積乱雲が発達すると共に周囲から湿った空気を取り込むことが考えられる。

次にFig.4.4に気象庁のホームページ17から入手した2017年8月5日の天気図を示す。図をみると九州に台風が上陸していることが確認できる。ここで、Fig.4.1の降水強度の図を確認すると、近畿地方に台風由来の雨域がみられないことから、この解析事例は台風由来の積乱雲ではないと判断できる。次にホドグラフを確認する。Fig.4.5に、9時に潮岬で打ち上げられたゾンデデータから作成したホドグラフを示す。風のシアは比較的少なく、台風による風の影響は少ない。このことから、台風内の強風は解析にさほど影響を与えていないと判断できる。

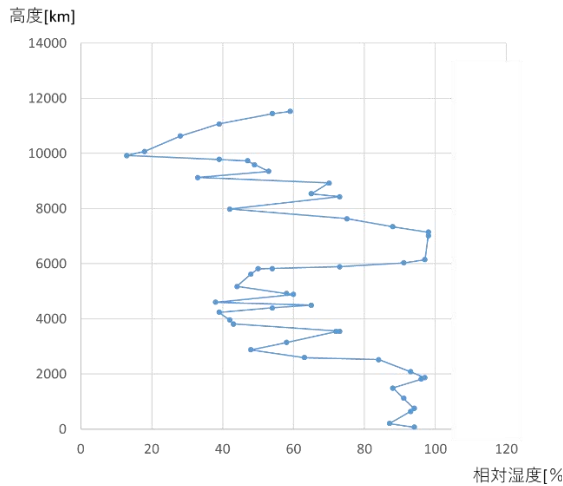


Fig.4.3 The altitude change in relative humidity observed at Cape Tide at 9:00 a.m. on August 5, 2017.

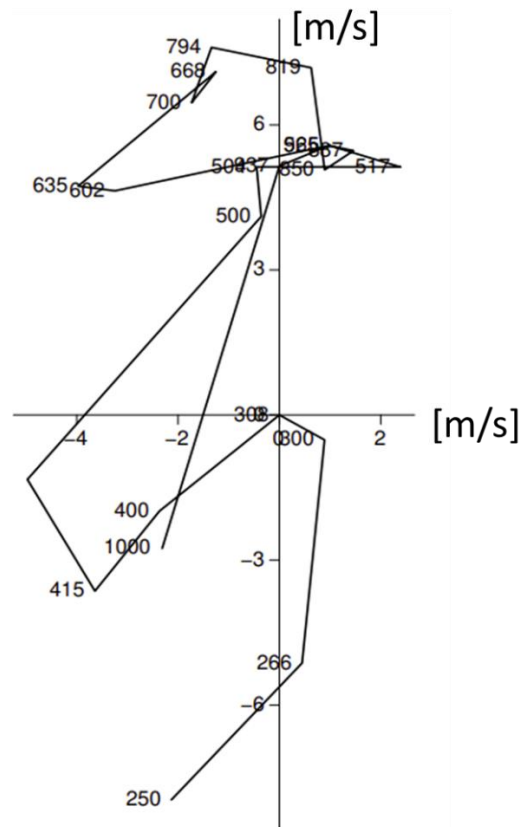
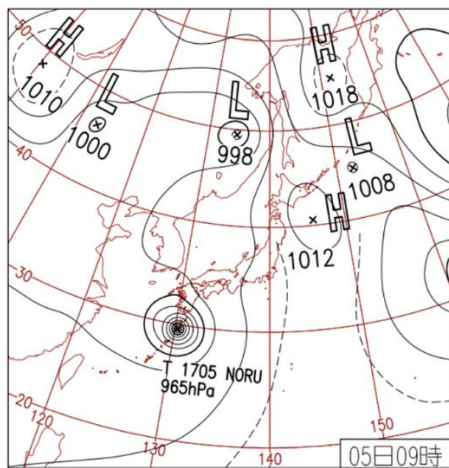


Fig.4.5 The hodograph at 9:00 a.m. on August 5, 2017, created from the Cape Tide sonde data.



**5日(土)鹿児島県で記録的大雨**  
 台風の動き遅く、奄美や屋久島で記録的な大雨。鹿児島県名瀬92mm/1hと日降水量509mmは8月1位。笠利91mm/1h、日降水量348mmなど史上1位。屋久島で最大瞬間風速39.6m/s。

Fig.4.4 The weather map for August 5, 2017.

#### 4.3 エコーの発達・衰退の様子

Fig.4.6 に X バンド MP レーダで観測した解析事例のエコーの消長を、Fig.4.7 にフェーズドアレイレーダのエコーのスナップショットを示す。フェーズドアレイレーダで観測した発達から衰退まで示したエコーの図は非常に枚数が多いため、紙の都合上 Appendix A に載せる。Appendix A のフェーズドアレイレーダのデータを確認すると最初に図の右の青い四角で囲ったセルが 14 時 2 分 9 秒に探知され、ゆっくりと発達する。それから少し遅れて 14 時 6 分 9 秒に、左の黄色の四角で囲ったセルが探知される。その後左のエコーは、14 時 8 分 9 秒から 14 時 35 分に至るまで急発達を続けエコー頂は高度 10km 以上にも達する。一方で右の青い四角で囲ったセルは 14 時 14 分頃、6km の高さまでエコーが到達し、地上に最大 15mm/h 程度の強度の降水をもたらしつつ、左のエコーに衝突・吸収される。以降、右のエコーを Cell A、左のエコーを Cell B と呼ぶ。Fig.4.6 中の Cell B 内部を見ると 30dBZ 以上の 3 つのエコーの塊がみえる。時空間分解能の非常に高いフェーズドアレイレーダのデータを利用することで、こうしたエコー内部の滑らかな消長が確認できる。



一方で、XバンドMPレーダの5分ごとのデータでも、Cell AやCell Bを始めとした小さなエコーやエコー内部の消長が、フェーズドアレイレーダ程ではないもののある程度捉えることができる。Fig.4.6の14時15分のXバンドMPレーダで観測したエコーを確認すると、高度3kmから4kmの間に30dBz以上のエコーの塊が2つ観測できているのがわかる。これは右からCell A, Cell Bである。Fig.4.8にXバンドMPレーダで観測したエコーの鉛直断面を示す。断面は東西方向である。Fig.4.8を確認すると、高度4kmより下の値の大きな反射強度の上空に、新しく発生したエコーが確認できる。

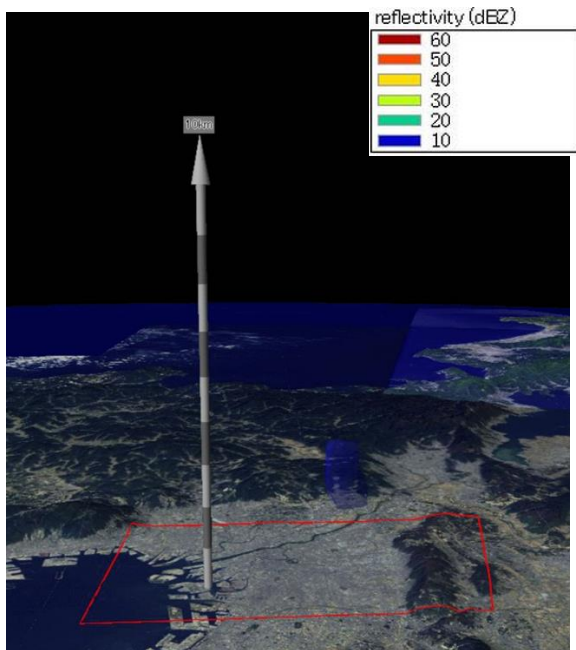


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:05)

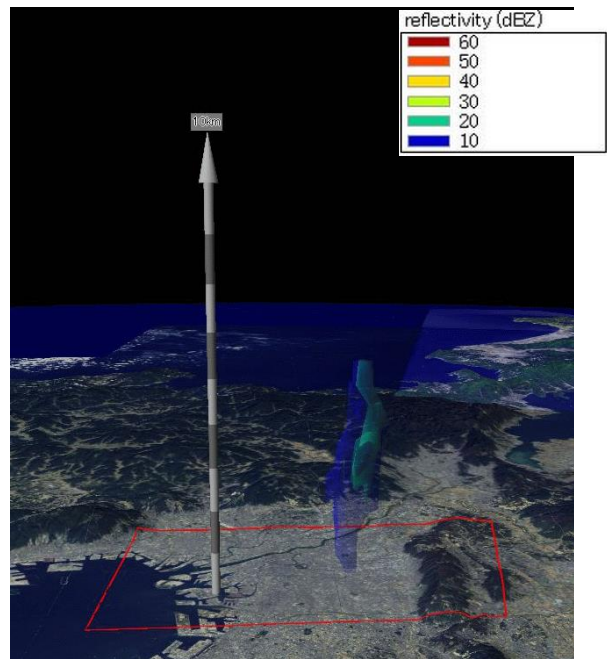


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:10)

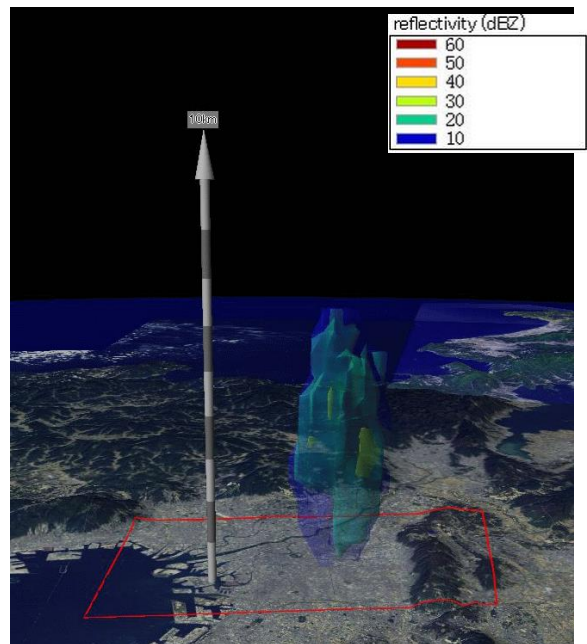


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:15)

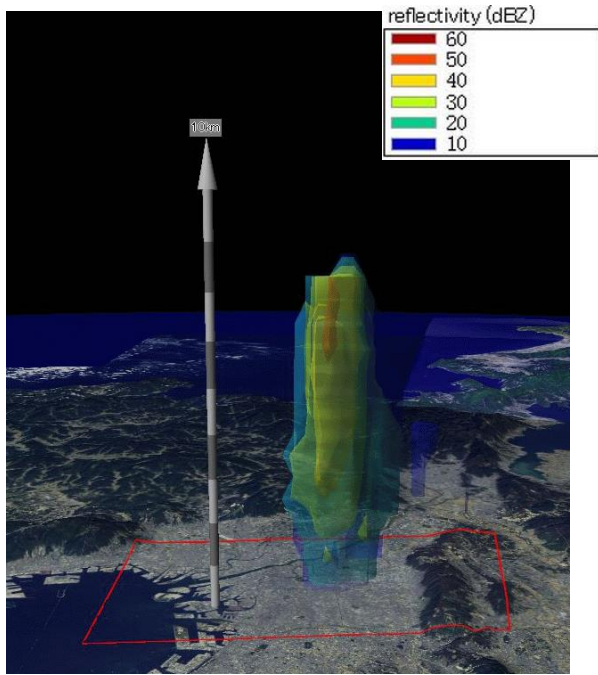


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:20)

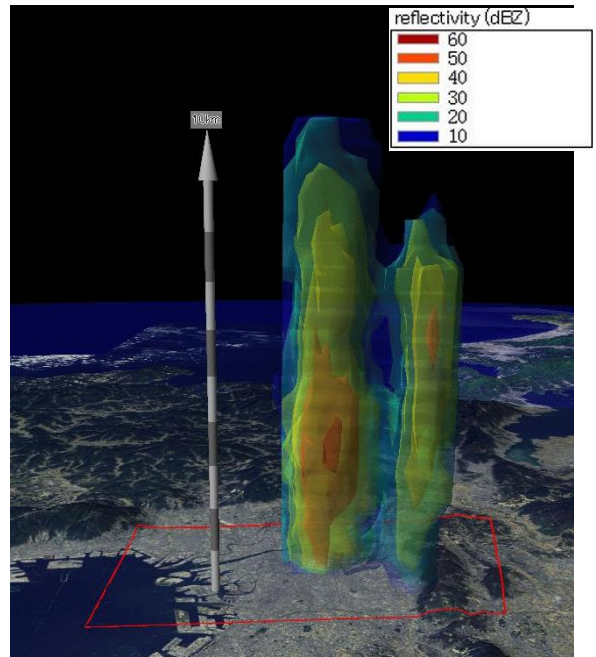


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:30)

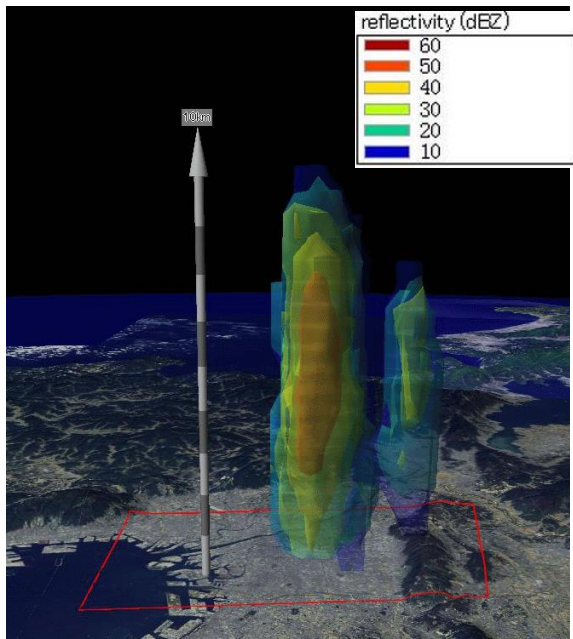


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:25)

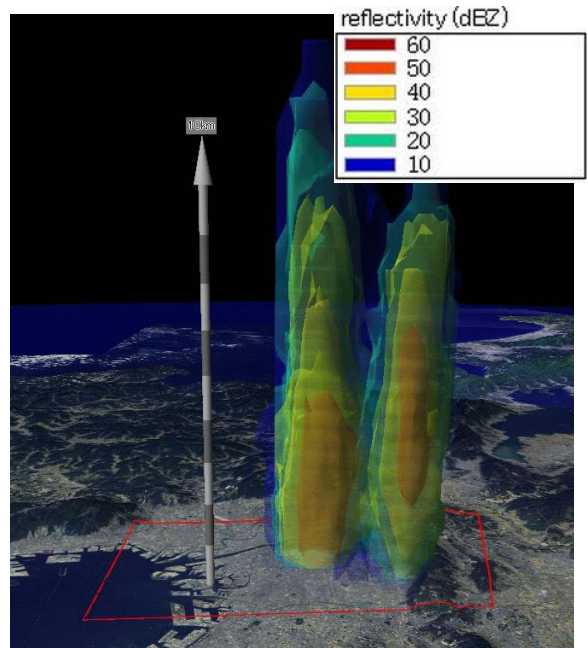


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:35)



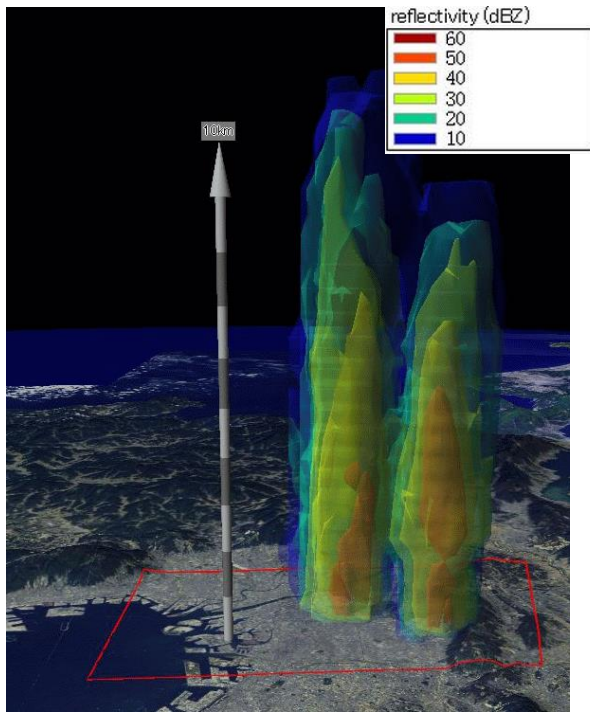


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:40)

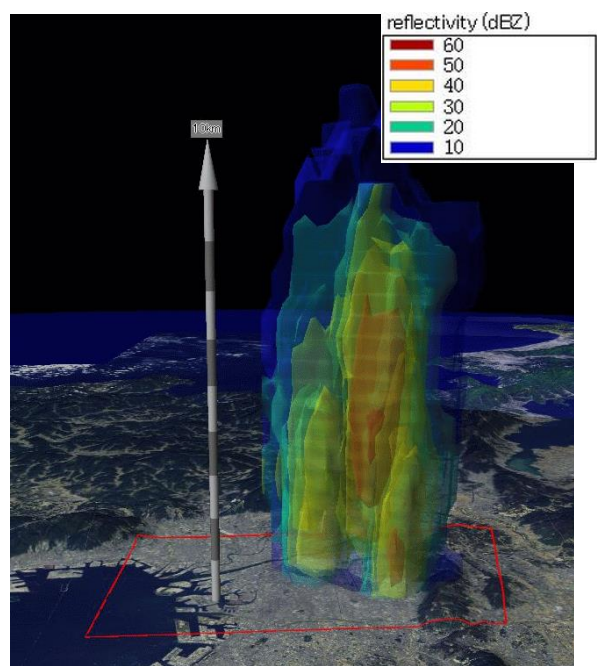


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:50)

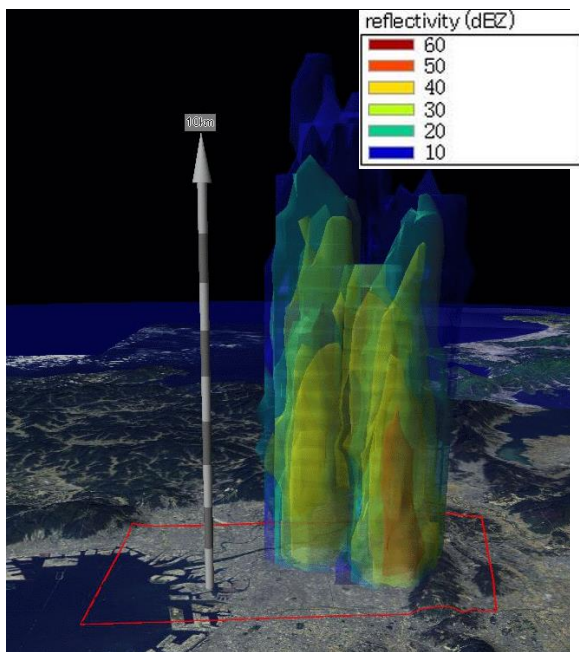


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:45)

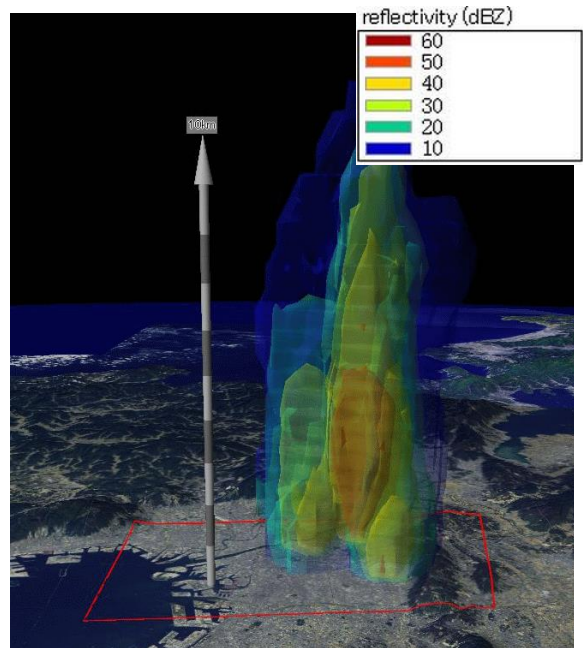


Fig.4.6 Reflection intensity observed by X-band MP radar. (14:55)

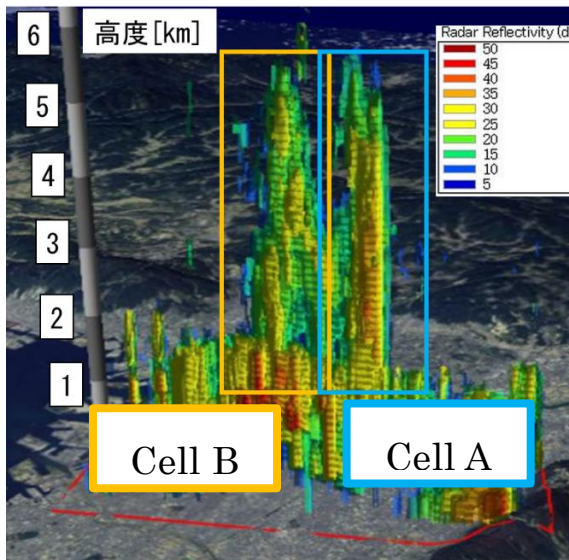


Fig.4.7 The echo at 14:12:09 observed by the Osaka phased array radar.

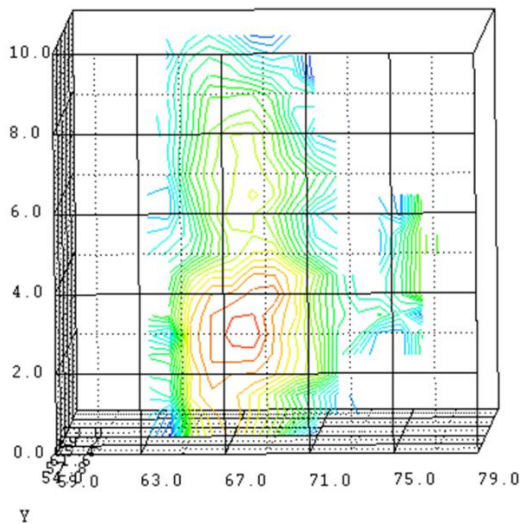


Fig.4.8 Vertical cross section of the analysis case at 14:30. The cross section is made in the east-west direction.

このように Xバンド MP レーダをでもエコー内部の変化をある程度追跡することが可能である。この新しく発生しているエコーは Kim らが示したマルチコアと同一のものであると考えられる。第 6 章で上昇流の確認と、内部の渦度場の様子を確認する。

#### 4.4 エコー頂の時間変化

エコー頂が高くなるのは、エコー内に上昇流が発生しているからであり、それゆえ、エコー頂の時間変化を調べることで、エコー内の上昇流の変化を大まかに調べることができる。第 6 章でデュアルドップラー解析から算出した上昇流を用いた解析をする際に妥当性の評価をするために、エコー頂の時間変

化を、Xバンド MP レーダを使って解析した。Fig.4.9 に Xバンド MP レーダで観測したエコー頂の 1 分ごとの時間変化を示す。ただし、14 時 21 分以降はエコー頂が限界まで達しているためデータを載せていない。

Fig.4.9 をみると、いくつかの時間帯でエコー頂が上昇している。14 時 2 分から 3 分の間に Cell A のエコーが高度 2.5km から高度 3.5km まで伸びている。また、14 時 8 分から 14 時 10 分までの間に Cell A のエコーが高度 3.5km から 4.5km、Cell B のエコーが 2.5km から 3.5km まで伸びている。そして、14 時 11 分から 15 分の間に Cell A のエコーが 4.5km から 6km に、Cell B のエコーが 3.5km から 6km に伸びている。更に 14 時 20 分から 21 分までに Cell B のエコーが 7.5km から 9km まで伸びている。以上の変化から、14 時 5 分から 10 分の間に上昇流が発生し、次の 14 時 10 分から 15 分の間に強烈な上昇流が、そして、14 時 15 分から 14 時 20 まで、14 時 10 分から 15 分の間程ではないものの十分強い上昇流が発生していると推測することができる。

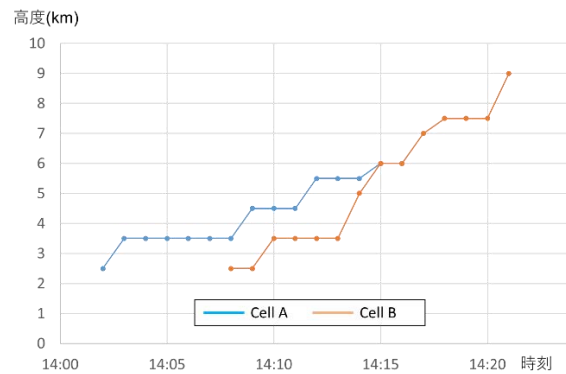


Fig.4.9 Time variation of echo tops observed by X-band MP radar.

## 5. 擬似渦度に関する解析

既往研究では擬似的な算出手法を用いて渦管の解析を行った。擬似的な算出手法ではあるものの、時間分解能データであることから擬似渦度自体を用いて解析を行う目的で、そして 6 章で示すデュアルドップラー渦度との比較と行う目的で、擬似渦度を使った解析を本章で行う。

### 5.1 Xバンド MP レーダを用いた解析

#### 5.1.1 渦管の算出に用いたレーダビームの方向に関する考察

Fig.5.1(a)(b)に 4 つのレーダで観測した、2 種類の発達初期から成熟期まで(14 時 5 分から 14 時 30 分)



の擬似渦度のデータを示す。Fig.5.1(a)は移動平均を施していないデータ、Fig.5.1(b)は周囲9グリッド(距離450m)の範囲で水平方向に移動平均を施しているデータである。この図では、移動平均を施している擬似渦度に関しては、正の渦管を赤い線で、負の渦管を青い線で鉛直に結んでいる。移動平均を施していないFig.5.1(a)をみると、水平スケール1km程度の小時間スケールの渦管が確認できるものの、細かい時間変化を追うことはできない。一方で移動平均を施したFig.5.2(b)をみると時空間スケールの大きな渦管の時間変化を追跡することが可能である。14時5分から14時10分に田口レーダで正負の渦管のペアが見え始め、14時10分に田口レーダでも正の渦管が1本観測される。14時15分に急激に渦管が伸び、田口・葛城レーダで、4つの渦管が観測され始め、六甲レーダでもこの4本の内、2本が観測され始める。14時20分には鷲峰山レーダでも2本の渦管が、14時30分には4本の渦管観測が観測できている。

ここで渦管の位置に着目する。Fig.5.1(b)の時刻14時20分の移動平均を施された擬似渦度分布をみると、田口レーダで4本の渦管、六甲レーダで3本の渦管、鷲峰山レーダで2本の渦管、葛城レーダで4本の渦管が観測できている。田口レーダと葛城レーダでそれぞれ観測された4本の渦管を確認すると、位置がほぼ一致している。また、田口レーダと葛城レーダで観測できている4本の渦管の内、真ん中2本(左から正、負の渦管)の渦管の位置と、六甲レーダ、鷲峰山レーダで観測されている2本の渦管の位置(左から正、負の渦管)がほぼ一致していることがわかる。また14時30分に鷲峰山レーダで観測できている4本の渦管の位置が、田口レーダと葛城レーダで観測できている4本の位置と一致している。以上から、水平スケール2km以上の渦管は、擬似渦度算出に用いたドップラー風速のビーム方向によらず観測できることがわかる。一方で、Fig.5.2(a)の水平スケール1km程度の小時間スケール渦管に着目すると、ビーム方向によって渦管の構造が異なる場合がしばしばある。水平スケール1km程度の渦管は、XバンドMPレーダではうまく捉えられない危険性がある。原因として、5分間の間に小時間スケール渦管の構造が大きく変化していること、渦ではなく水平シアを観測していること等が挙げられる。

また、大時空間スケール渦管であっても時にレーダによって異なる構造を観測することがある。Fig.5.2に14時15分、高度3km付近の擬似渦度のデータを示す。田口レーダと六甲レーダの擬似渦度に着目すると、それぞれ赤い丸で囲った擬似渦度の符号は一致している一方で、黒い丸で囲った水平スケールが2km以上であるにも関わらず、擬似渦度の符

号が異なっていることがわかる。原因の一つとして、渦ではなく水平シアを観測したことが挙げられる。一方で、激しい上昇流が原因であるとも考えられる。4章のFig.4.3で示したエコー頂の時間変化に着目すると、14時15分あたりでエコー頂が急激に発達している。この間に激しい上昇流が発生し、空間全体の擬似渦度データが作成される5分間の間に渦管の空間構造が大幅に変わっていることが考えられる。

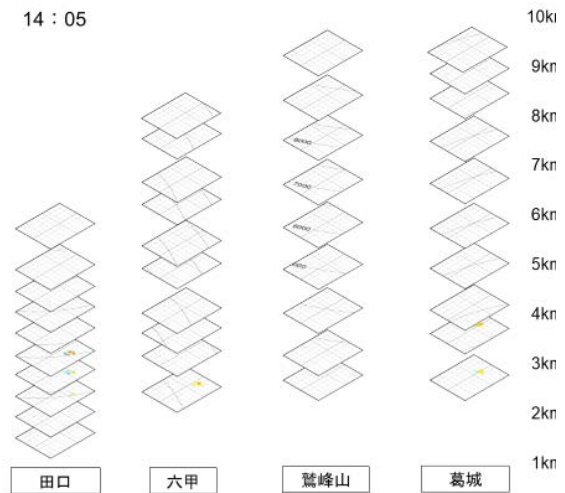


Fig.5.1(a) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.

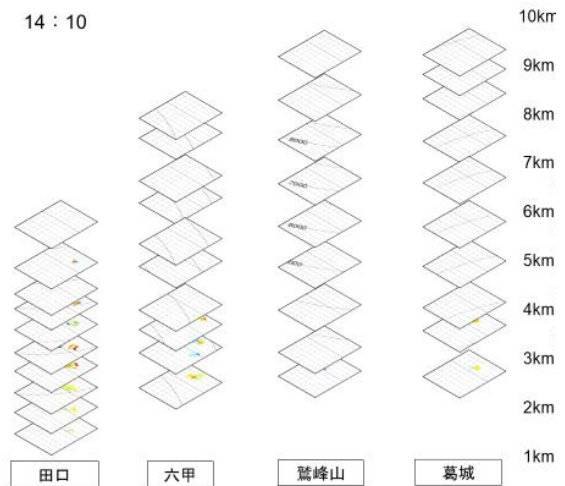


Fig.5.1(a) (Continued) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.

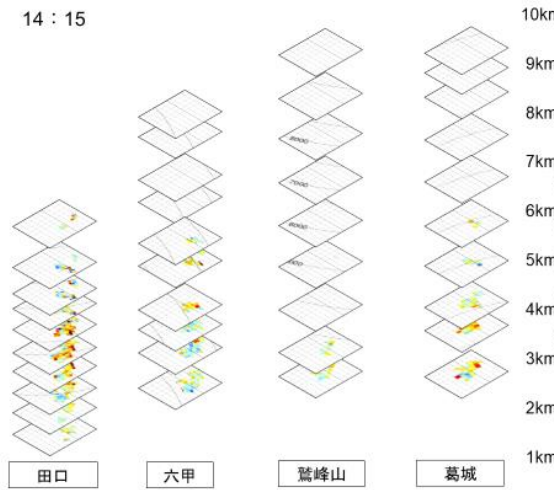


Fig.5.1(a) (Continued) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.

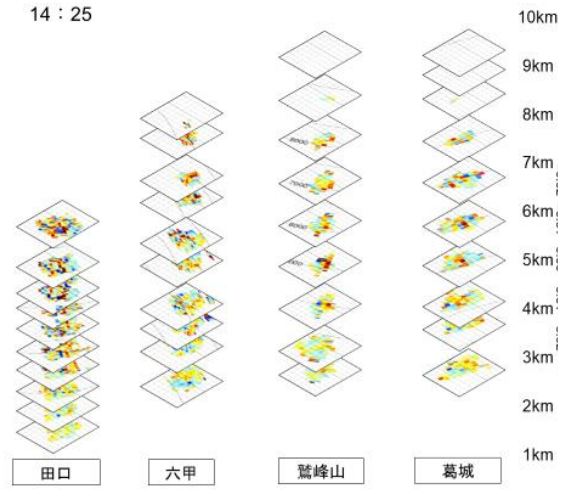


Fig.5.1(a) (Continued) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.

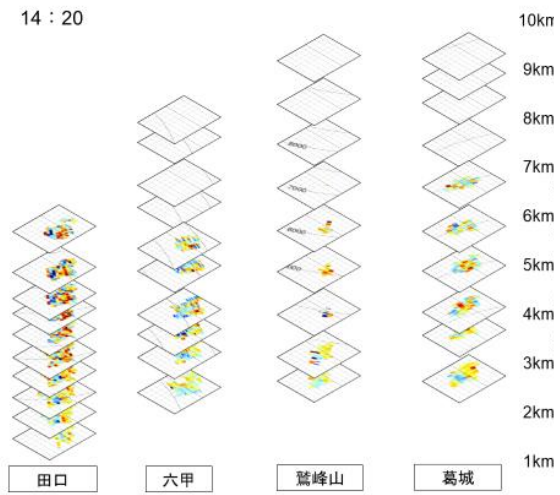


Fig.5.1(a) (Continued) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.

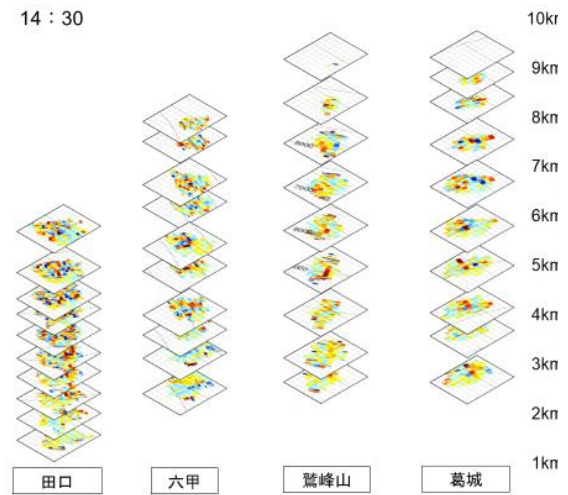


Fig.5.1(a) (Continued) The spatial structure of a vortex tube. No moving average is applied.



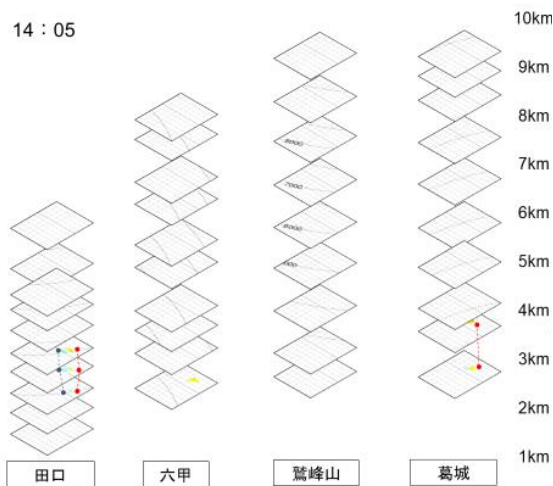


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

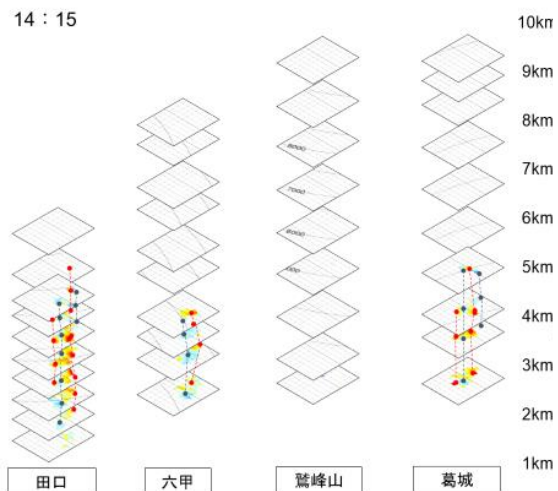


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

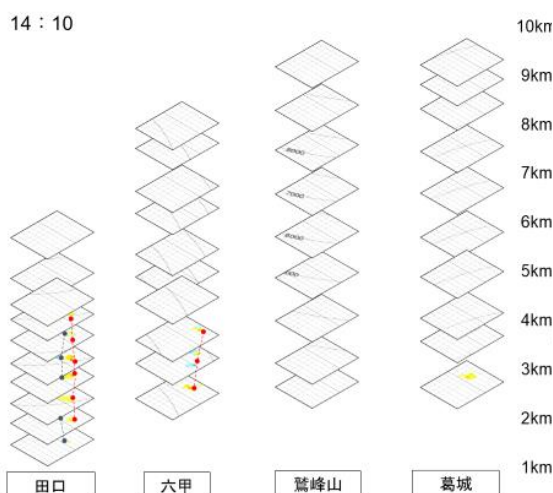


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

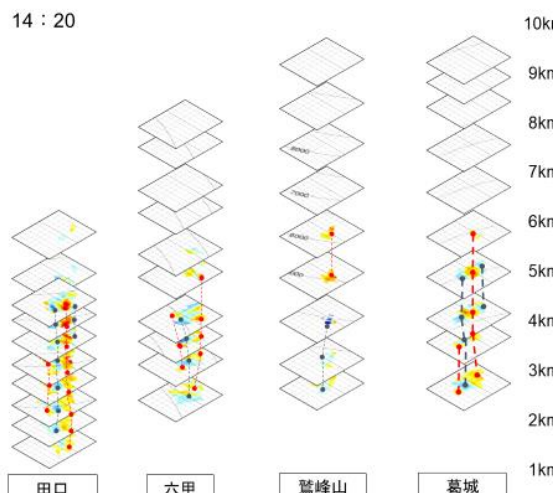


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

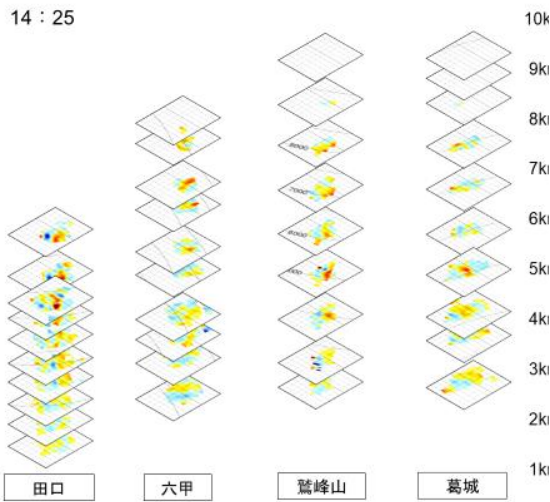


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

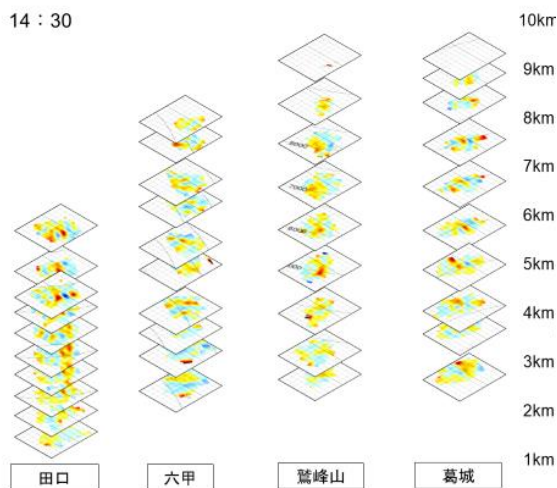


Fig.5.1(b) Spatial structure of a vortex tube. Moving averages are applied horizontally over a 9-grid (450m). Positive vortex tubes are connected vertically by red lines until 14:20, and negative vortex tubes are connected vertically by blue lines.

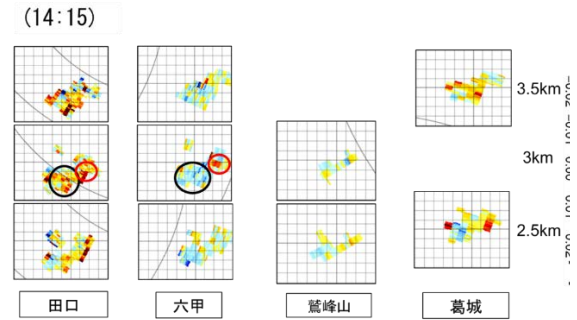


Fig.5.2 The spatial structure of pseudo-vorticity near the 3km at 14:15.

### 5.1.2 渦管の高度ごとの時空間スケールの変化に関する考察

次に渦管の高度方向の変化に着目する。擬似渦度の値の高度変化をみると下層より上層では擬似渦度の絶対値が高い。例えば Fig.5.1(a)の田口レーダで観測された、時刻 14 時 20 分の移動平均を施していない擬似渦度データを見ると、下層（高度 1km~2km 程度）では渦度の絶対値が 0.02/s を超えることが少ない一方で、上層（高度 3 km より上空）では渦度の絶対値が 0.02/s を超える点が多い。この傾向は他のレーダでもみられる。また、移動平均を施したデータでも同様の傾向がみられる。

次に渦管の時空間スケールの高度方向の変化に着目する。渦管の水平スケール・渦管の本数の高度変化に着目すると、上空ほど渦管の水平スケールは小さく、渦管の本数は多くなることが確認できる。例えば、Fig.5.1(b)の田口レーダで観測された時刻 14 時 20 分の移動平均を施した擬似渦度データを見ると、高度 1 km で高度 2 本の非常に水平スケールの大きな渦管を確認できる一方で、高度 6 km では 7 本の渦管を確認できる。この傾向は、他のレーダでも確認でき、時間が経つほど顕著である。

以上のことから上空に行くほど、渦管の時空間スケールが上がっていることが推測される。気流を含めた考察を 6 章で行う。

### 5.1.3 擬似渦度の値に関する解析

次に擬似渦度の値の変化に着目して解析を行った。Fig.5.3(a)に 14 時 5 分から 14 時 30 分までのセル内の擬似渦度の最大値の変化を示す。Fig.5.3(a)から、14 時 5 分から 14 時 30 分まで、なだらかに擬似渦度の最大値が増加しているのがわかる。渦度の増加している時間は 4 章の Fig.4.3 で示されたエコー頂の増加する時間と対応している。このことから上昇流による渦管のストレッチングが発生した可能性があると推測できる。

Fig.5.3(b)に成熟期から衰退期まで（14 時 35 分か

ら 14 時 50 分) の田口レーダで観測した擬似渦度を示す。図から、時間が経つとともに、渦度の値が小さくなっているのがわかる。14 時 35 分に渦度の絶対値が  $0.02/s$  以上の点がある一方で、14 時 50 分の時点では、渦度の絶対値が  $0.02/s$  以上の点はほぼない。このことから、積乱雲が衰退期に入り上昇流が無くなることで、渦管も衰退していったと推測できる。上昇流を含めた詳しい考察は 6 章で行う。

Fig.5.3(a)の渦度の値が  $0.03/s$  を超えた始めた時間を見ると、14 時 30 分とタマゴの探知から 25 分も時間が経っている。現実化されているゲリラ豪雨の早期探知システムでは、降水セル内に  $0.03/s$  以上の擬似渦度を探知した時点でその降水セルを、強い雨をもたらすおそれのあるセルと評価している。この事例は地上に最大降雨強度をもたらした時刻とほぼ同時に、 $0.03/s$  の強い擬似渦度を観測したことになる。なぜこのような現象が発生したかの考察を 6 章で行う。

また、Fig.5.3(a)で示す擬似渦度の値の絶対値はどの時刻も  $0.01/s$  を超えている。 $0.01/s$  という値は竜巻のオーダーであり、値に関しては現実的な現象を捉えているとは言い難い。なぜこのような大きな値が観測されるのかもデュアルドップラー解析を用いて 6 章で考察する。

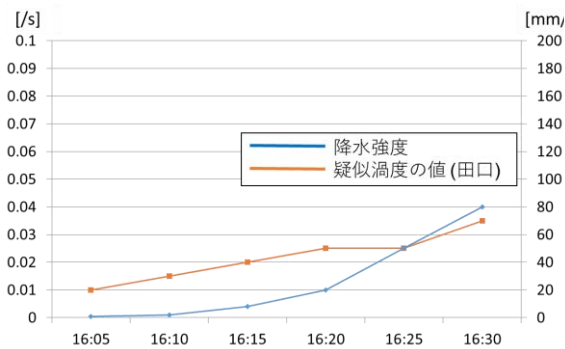


Fig.5.3(a) The time change of the value of pseudo-vorticity.

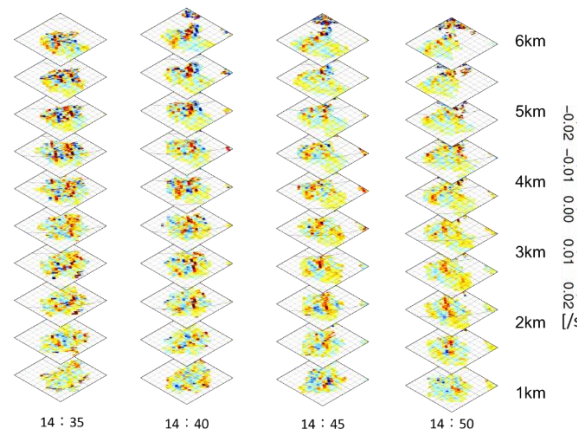


Fig.5.3(b) The development of vortex tubes from the mature stage to the waning stage observed by Tanokuchi radar.

## 5.2 フェーズドアレイレーダを用いた解析

フェーズドアレイレーダでも擬似渦度の様子を確認した。Fig.5.4 に田口 X バンド MP レーダで観測した擬似渦度と、フェーズドアレイレーダで観測した擬似渦度を示す。田口 X バンド MP レーダ、フェーズドアレイレーダいずれも周囲 9 グリッド(距離 450m)の範囲で水平方向に移動平均を施している。Fig.5.4 をみると 4 つの大時空間スケールの渦管が確認できる。各渦管の位置は、X バンド MP レーダで観測した渦管の位置と一致していることから、フェーズドアレイレーダでも大時空間スケールの渦管が観測できているといえる。

擬似渦度の最大値を追跡した結果を Fig.5.5 に示す。X バンド MP レーダと同様に、渦の値が増加していく様子を確認することができる。また、X バンド MP レーダでは捉えきれない、詳細な渦度の値の変化も捉えられている。一方で、14 時 9 分 9 秒の渦度の値が急に高い値を示している。これはノイズによる影響によるものだと考えられる。フェーズドアレイレーダは時空間スケールの大きな現象を捉えられる一方で、小時空間スケールの渦度を解析する際は、新たなノイズの除去手法を適用することが必要である。

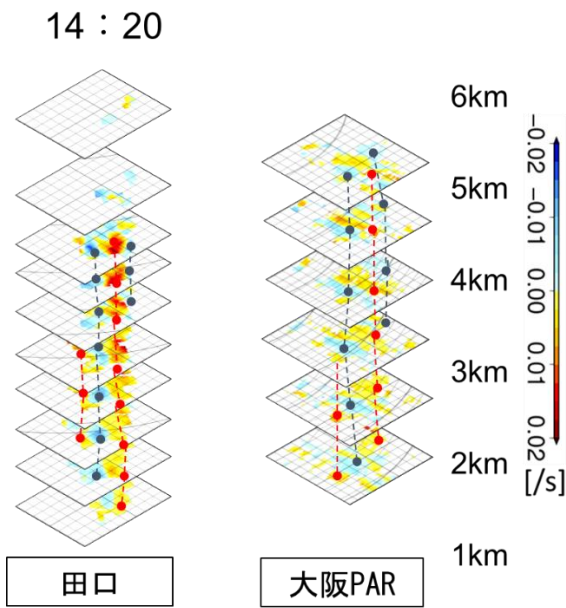


Fig.5.4 The vortex tube structure observed by Tanokuchi X-band MP radar and phased array radar.

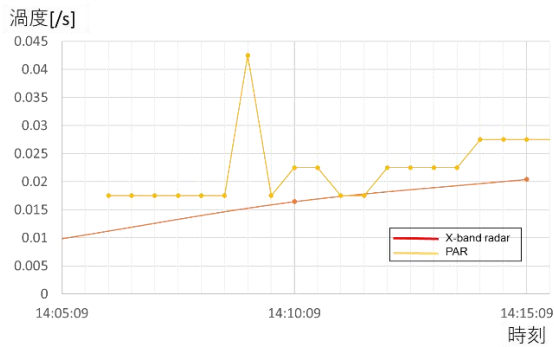


Fig.5.5 The time change of the maximum absolute value of vorticity in a cell, tracked by phased array radar.

### 5.3 Ka バンドレーダを用いた解析

最後に Ka バンドレーダで観測した擬似渦度の様子を確認した。Fig.5.6 は田口レーダ、Ka バンドレーダで観測した擬似渦度を示す。Fig.5.6 のレーダの名前の右にある数字は、その擬似渦度データの観測が完了した時刻を表す。図を見ると、Ka バンドレーダを使っても正負ペアの 2 つの渦管が観測でき、渦管の位置が、X バンド MP レーダで観測した渦管と一致していることから、X バンド MP レーダで観測した渦管と同じ渦管を観測しているといえる。

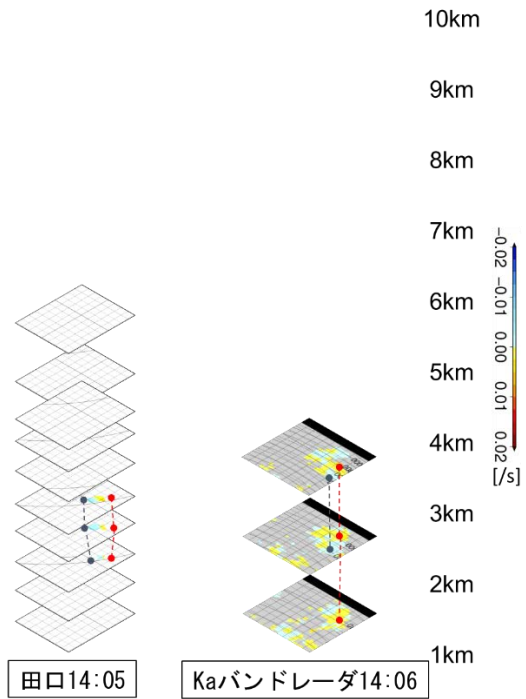


Fig.5.6 Vortex tubes observed by Taguchi X-band MP radar and Ka-band radar. The positive vortex tube is connected to the vertical direction by the red line. The negative vortex tube is connected to the vertical direction by the blue line.

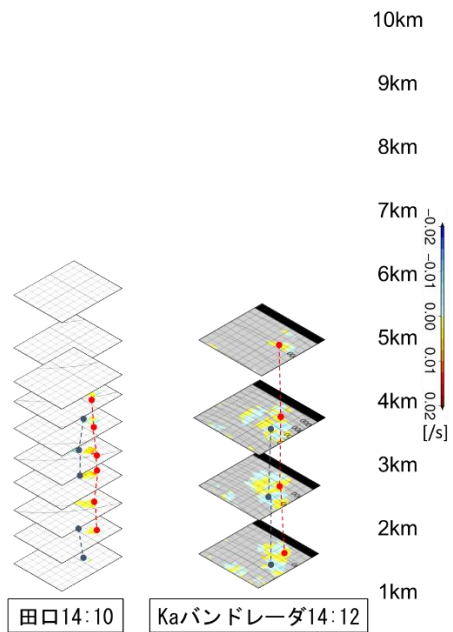


Fig.5.6 The vortex tubes observed by Taguchi X-band MP radar and Ka-band radar. The positive vortex tube is connected to the vertical direction by the red line. The negative vortex tube is connected to the vertical



direction by the blue line.

## 6. デュアルドップラー解析を用いた渦度解析

本解析事例は4台のXバンドMPレーダで観測できる。そのためデュアルドップラー解析手法を適用して、3次元風速を算出することが可能である。本章では、デュアルドップラー解析から得た3次元風速情報を用いて上昇流・渦度の統合的解析を行う。

### 6.1 デュアルドップラー解析手法について

デュアルドップラー解析の手法には Gao et al. , Protat et al.の手法を始めとして様々なものがある。最初には、既往研究で使われている、Gao et al.らの手法を改良した清水・前坂の三次元変分法を用いる解析手法を説明する。これは全領域同時に最適な風速場を推定する手法である。すなわち、最小にすべき評価関数を  $J$  とすると、 $J$  を最小とするような風速  $u, v, w$  の組み合わせを求める手法である。 $J$  は式(6.2), (6.3)でそれぞれ表される2つの評価関数の総和である。 $J_0, J_d$  はそれぞれドップラー風速の観測誤差、連続式の誤差である。ただし、 $m$  はレーダ番号、 $i, j, k$  はそれぞれ  $x, y, z$  座標方向の格子番号、 $Vr_m$  はドップラー風速の観測値、 $wt$  は降水粒子の落下速度、 $\cos A, \cos B, \cos C$  はレーダ位置からの方向余弦、 $\bar{\rho}$  は平均大気密度、 $\lambda_0, \lambda_d$  はそれぞれ誤差分散の逆数である；

$$J = J_0 + J_d, \quad (6.1)$$

$$J_0 = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,m} \lambda_0 (Vr_m - u \cos A - v \cos B - (w + wt) \cos C)^2, \quad (6.2)$$

$$J_d = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k} \lambda_d D^2, \quad (6.3)$$

$$D = \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial z}. \quad (6.4)$$

降水粒子の落下速度はStraka et al.を参考に、以下の式で与えている。 $Z_h$ は反射強度、 $T$ は気温、 $Height$ は高度を表す；

$$z = 10^{Z_h/10}, \quad (6.5)$$

$$\rho_{factor} = \rho \left( \frac{Height}{\rho(Height=0)} \right)^{0.4}, \quad (6.6)$$

$$(1) Height(T=0) \leq Height, \quad (6.7)$$

$$wt = -1.23 \cdot z^{0.103} (Z_h > 45),$$

$$wt = -0.75 \cdot z^{0.0714} (Z_h \leq 45),$$

$$(2) Height(T=0) - 1km \leq Height < Height(T=0), \quad (6.8)$$

$$wt = -3.80 \cdot z^{0.0714},$$

$$(3) Height < Height(T=0) - 1km, \quad (6.9)$$

$$wt = -2.275 \cdot z^{0.0714},$$

$$wt = wt \cdot \rho_{factor}. \quad (6.10)$$

(1) 0度層よりも高い層では降水粒子を雪、(2) 0度層より1 km低い層から融解層まででは雪と雨の混ざったもの、(3) 0度層から1 kmより低い層では雨と見なし、反射強度と大気密度を用いて落下速度を近似的に算出した。評価関数 $J$ は全ての格子点における $u, v, w$ の関数である。そのため、データ格子点の数を $n$ とすると $J$ は $3n$ 個の次元を持つ関数である。式(4.3), (4.4)で $3n$ 個の変数は二次項だけで表される正值二次形式の形をしているので、 $J$ が最小値をとる $3n$ 個の変数の組み合わせがひとつだけ存在する。以上の式を用いて、 $\nabla J$ が0と見なせる $u, v, w$ を算出する。最適化手法にはL-BFGS法を利用する。計算には、Xバンドレーダデータと気象庁による潮岬のゾンデ観測データを用いる。Xバンドレーダから反射強度、ドップラー風速のCAPPIデータを得る。大気密度 $\rho$ は気温、気圧を用いて理想気体の状態方程式から算出する。気温、気圧、0度層高度はゾンデ観測データを内挿して算出する。

次にProtat et al.の手法を説明する。Protat et al.の手法は清水・前坂の手法と三次元変分法を使う点は一致しているものの、Protat et al.の手法の場合、評価関数 $J$ は式(6.2)で示される評価関数のみを使用する。そして式(6.3)を必ず満たすようにする。ゆえに、Protat et al.の手法は清水・前坂の手法よりも強い連続式の拘束条件をかけることになる。降水粒子の落下速度は清水・前坂の手法と同様、Straka et al.を参考に、(6.5)から(6.10)の式を用いて与えている。

既往研究<sup>19)</sup>では清水・前坂の手法を採用している。しかし、この手法をゲリラ豪雨のようなスケールに適用すると鉛直流の値が弱く算出されるという欠点があった。本研究の解析対象に清水・前坂ら、Protat et al.の手法を適用して算出した上昇流をFig.6.1に示す。清水・前坂らの手法を用いて算出した上昇流の

最大値が 0 から 1m/s 程度の値である一方、Protat et al.の手法を用いて算出した上昇流の最大値は 5m/s を超えている。4 章の Fig.4.3 では、14 時 10 分から 14 時 15 分の間に Cell B のエコー頂が 2.5km も伸びており、8.33m/s の上昇流が観測されるはずである。Protat et al.の算出結果もこのエコー頂の速度を捉えているとは言えないので、清水・前坂らの算出結果は、Protat et al.の算出結果以上にこのエコー頂の速度からかけ離れている。原因として、解析対象の時空間スケールの小ささが挙げられる。本研究の解析対象は水平スケールが最大 10km 程度と、小さめの時空間スケールの現象である。そのため、連続式の誤差があまり大きくなり、結果に反映されなかったのではないかと考えられる。一方で、Protat et al.の手法は連続式を強い拘束条件として与えているので、連続式を考慮した結果が出やすい。そのため、Protat et al.の手法では強い上昇流が算出されやすいのではないかと考えられる。以降のデュアルドップラー解析は Protat et al.の手法を採用することにする。

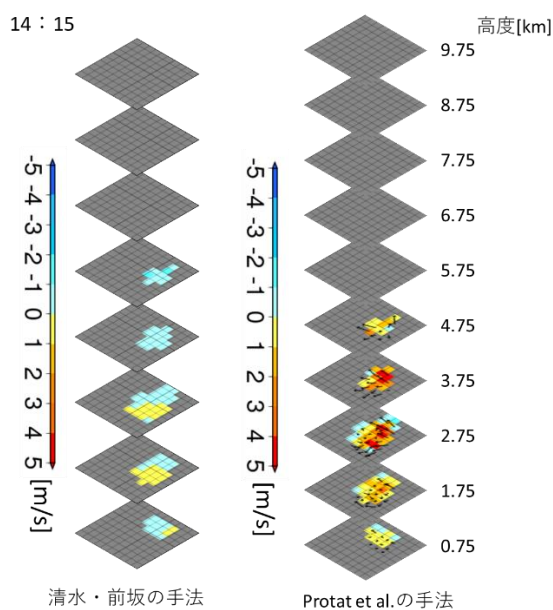


Fig.6.1 The distribution of upwelling calculated using the method of Shimizu and Maesaka and the method of Protat et al.

## 6.2 デュアルドップラー解析結果の概説

次に上昇流・デュアル渦・発散・反射強度の消長を追跡する。14 時 5 分に反射強度が観測できているものの、まだ上昇流、渦管、収束は観測できておらず、14 時 10 分に初めて上昇流・デュアル渦・発散が観測される。14 時 15 分にはある程度広い範囲で上昇流・デュアル渦・収束が観測されるようになり、正負の渦管のペアが確認できる。上昇流に着目すると、

正負の渦管ペアの中心で強い上昇流が発生していることがわかる。14 時 20 分には上昇流と共に、下降流も観測されるようになる。左の上昇流は Cell A に、右の下降流は Cell B の位置に対応しており、以降の Cell A 発達、Cell B の衰退を捉えられているといえる。高度 3.75km 以下の領域では発散が目立つようになり、その上空では収束が優勢である。また、この時間から高度 3.7km から 5.75km の右端に位置する、負の 3 本目の渦管が観測できるようになる。14 時 25 分では高度 2.75km より上空に非常に強い上昇流が確認出来るようになり、それに伴う強い補償下降流が左右に確認できる。この時間に発生した上空の非常に強い上昇流は、4 章で述べたマルチコアによるものだと考えられる。詳細は 6.6 章で考察する。

そして、高度 3.75km より上空で収束がある領域が拡大していく。渦管は上空にも伸びていく一方で、渦管の繋がりが分かりにくくなる。渦管の繋がりを確認するために、やはり 6.6 章で渦管の鉛直断面を調べる。14 時 35 分には高度 0.75km から 2.75km の左側に位置する正の 4 本目の渦管が確認できるようになる。時間が経つにつれ、上昇流の強い領域は上に移動して、セル内の上昇流・収束は弱くなっていく。それに対応して、渦管の値も小さくなっていく。

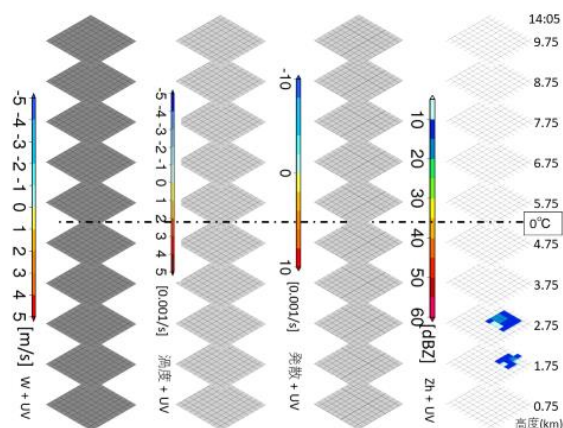


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:05)



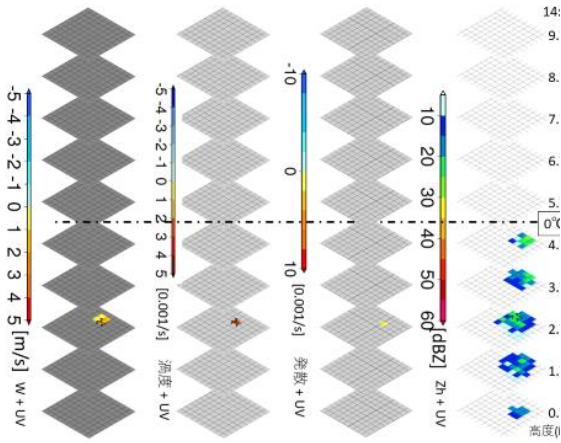


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:10)

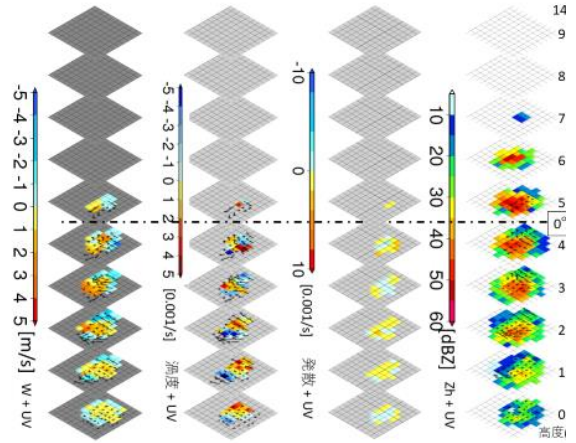


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:20)

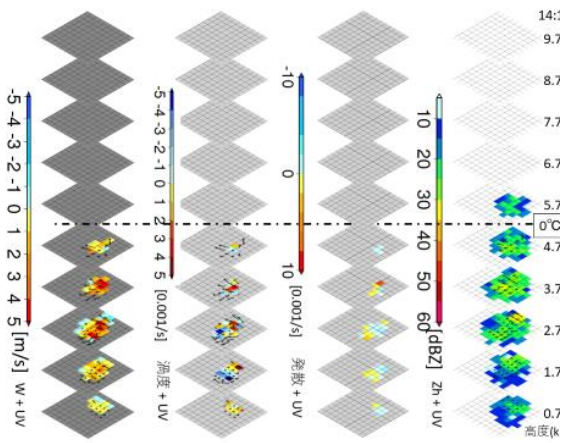


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:15)

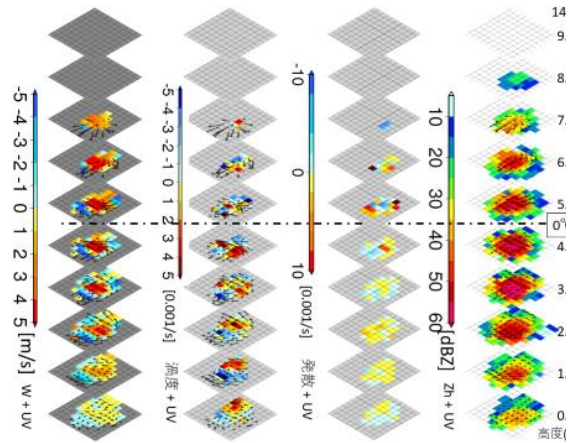


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:25)

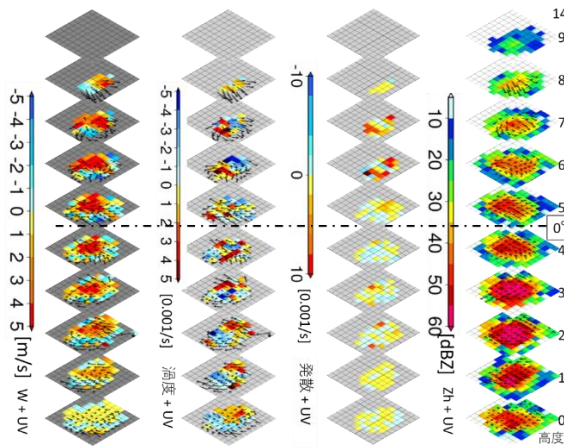


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set.

(14:30)

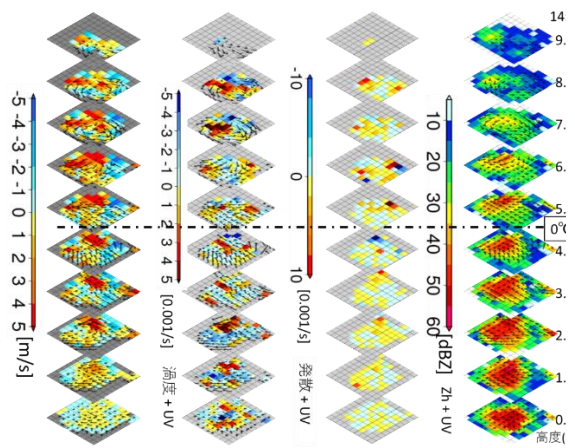


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set.

(14:40)

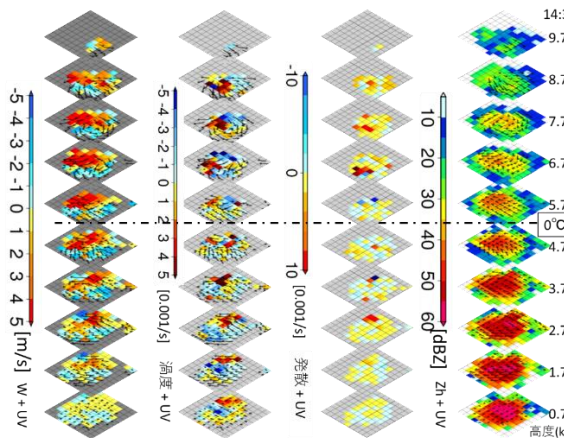


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set.

(14:35)

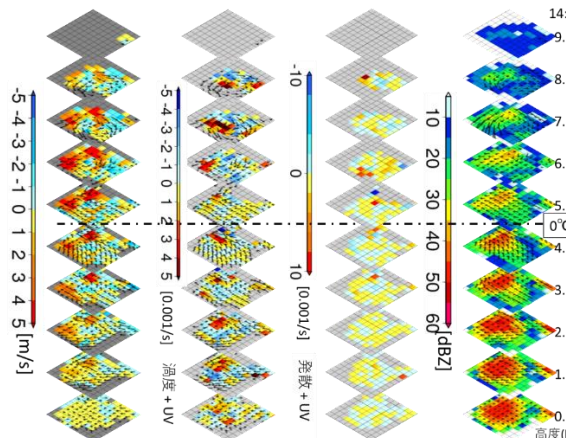


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set.

(14:45)



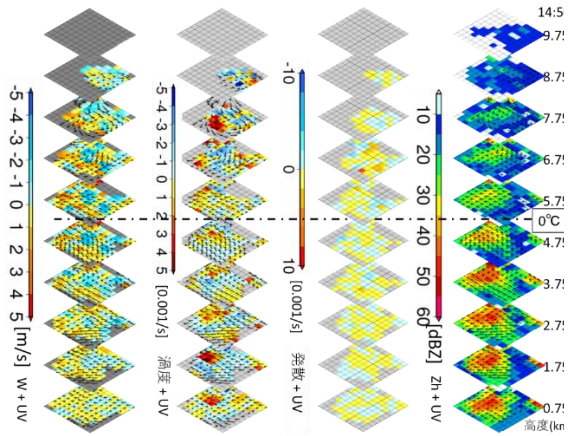


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:50)

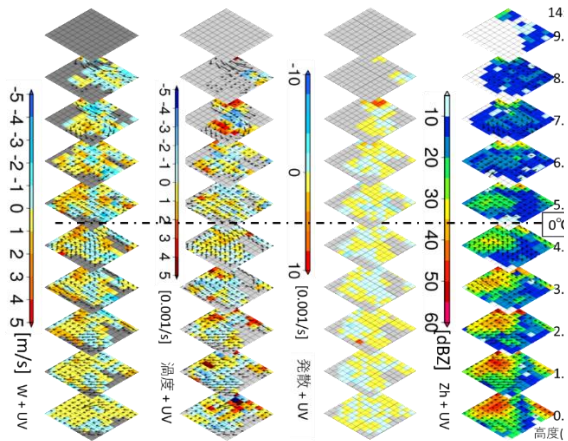


Fig.6.2 (Continued) Results of dual-Doppler analysis. From left to right, upwelling, vorticity, divergence, and reflection intensity are shown. The horizontal wind speed is represented as a vector in each data set. (14:55)

### 6.3 鉛直シアと渦管の位置の確認

次にデュアルドップラー解析で観測できた渦管と、地上付近水平風の鉛直シアの関係性を調べた。4章の Fig.4.5 の hodograph を確認すると、地上から気圧 850hPa 気圧面（高度約 1500m）付近に北方向の鉛直シアが確認できる。もし、この鉛直シアが上昇流で持ち上がったとするならば、東に正の渦管、西に負の渦管が発生するはずである。デュアルドップラー解析で観測できた地上付近の渦管ペアの位置を確かめると、上昇流の東側（右側）に正の渦管が、西側（左側）に負の渦管がある。以上のことから、既往研

究で示されたようなメカニズムで渦管が発生していることが示されたといえる。

### 6.4 降水セル内の上昇流の組織化

既往研究は積乱雲の発達と共に、上昇流・渦管の組織化現象が起こると報告している。本解析事例でも上昇流の組織化を確認したため、その消長を調べる。Fig.6.3 に上昇流と反射強度の時間変化を示す。図の内、左が上昇流、右が反射強度である。14時15分の図をみると、エコーの強い箇所が横軸の 66km, 71km 地点付近にみられる。それぞれは Cell B, Cell A に対応している。上昇流をみると、上昇流の強い領域が横軸 67km, 69km 付近にある。それぞれの上昇流の強い領域は Cell B, Cell A に対応していると考えられる。14時20分の図をみると、反射強度の値が高い領域、上昇流の強い領域が共に一つになっている。この間に、上昇流、エコーの融合化が発生したと考えられる。

ここで 14 時 15 分の図の上昇流の分布に着目すると、2つの上昇流の強い領域の間の距離が、2つの上昇流の値が強い領域の間の距離より、小さいことがわかる。また、4章の Fig.4.9 のエコー頂の変化をみると、14時13分から15分の間急激にエコー頂が高くなっている。以上から 14 時 15 分から 14 時 20 分の間だけではなく、14 時 15 分より以前から上昇流の組織化が始まっていることがわかる。

既往研究では積乱雲の発達と共に、上昇流だけでなく、渦管も組織化すると報告されているものの、本解析事例では上昇流の組織化に伴う、渦管の組織化はみられなかった。Fig.6.4 に 14 時 15 分、14 時 20 分の上昇流と渦管の鉛直断面を載せる。この図からは 3 つの時空間スケールの大きな鉛直渦管（左から負・正・負の渦管）が発達する様子しかみられない。原因として、デュアルドップラー解析の時空間解像度の粗さ、3次元風速を推定できる領域の狭さが挙げられる。今後は Ka バンドレーダの高頻度観測データや、フェーズドアレイレーダを用いて、渦管の組織化の様子を調べたい。

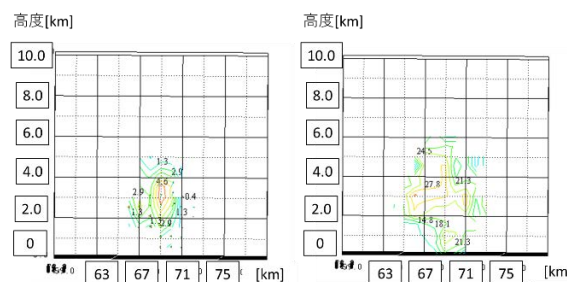


Fig.6.3 (Continued) The vertical cross section

of upward flow and reflection intensity  
(14:15)

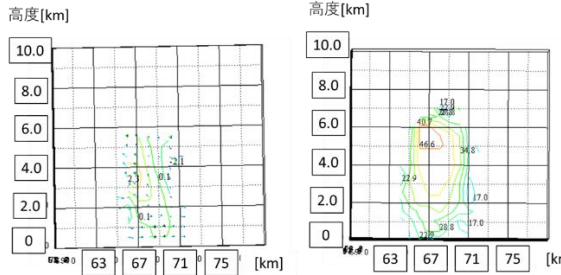


Fig.6.3 (Continued) The vertical cross section of upward flow and reflection intensity (14:20)

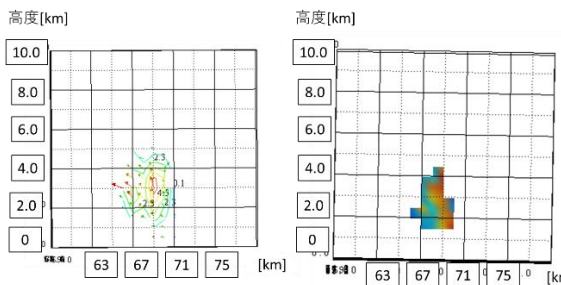


Fig.6.4 (Continued) The vertical cross section of upward flow and reflection intensity (14:15)

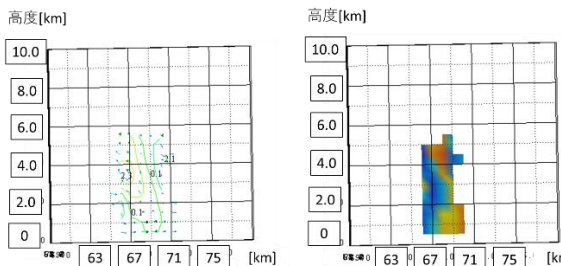


Fig.6.4 (Continued) The vertical cross section of upward flow and reflection intensity (14:20)

### 6.5 セル内の渦管と上昇流の傾き

次に渦管の鉛直断面を調べる。Fig.6.5 に左からそれぞれ、セル内の鉛直断面の風速ベクトル、セル内にある渦管の鉛直断面を示す。渦管の分布に着目すると、渦管が斜め左方向に傾いていることがわかる。同じ断面の風速ベクトルを調べると、正負の渦管のペアの中心付近に位置する上昇流が斜め左方向に傾いている。上昇流、渦管どちらも同じ傾きを持つことから、斜めに傾いた鉛直渦管は、地上の鉛直シアが傾いた上昇流によって持ち上げられて形成される、

ということができる。

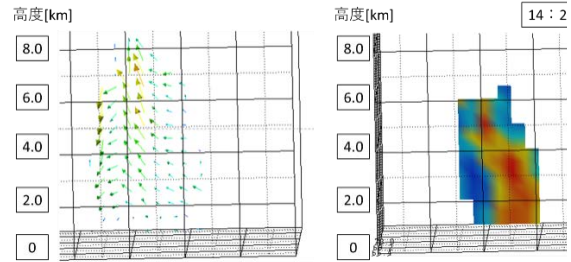


Fig.6.5 The wind velocity vector in the cell and vertical section of the vortex tube

### 6.6 上空の鉛直シアが持ち上げられて発生する渦管のペアとその融合

本節では、上空の鉛直シアが上昇流に持ち上げられて、渦管が発生する事例を示す。4章のFig.4.3に示すように14時30分前後で降水セル内の上空に新しく反射強度の強い領域が現れ始める。Fig.6.5の左側の上昇流の図を確認すると、新しい反射強度の強い領域と対応して、高度7kmあたりに強い上昇流が発生しているのが確認できる。こうした特徴は、Kim<sup>18)</sup>らが示したマルチコアと一致していることから、この上空の新しい反射強度の強い領域とそれに伴う強い上昇流は、マルチコアによるものであるといえる。

次に渦管を確認する。Fig.6.6に14時35分の渦管の3次元表示を示す。左の図は渦管を南から、右の図は渦管を北東から見ている。高度4km以下に着目すると、東側に正、西側に負の渦管のペアがあるのがわかる。一方で高度4km以上に着目すると、東側に正、西側に負の渦管と、地上とは正負が逆の渦管のペアがある。

ここで、セル内の上昇流と渦管を確認する。図にセル内の左からそれぞれ上昇流・渦管の鉛直断面を示す。上昇流・渦管の切断方向は東西で、どちらも同じ位置の断面を表示している。渦管の鉛直断面をみると、高度4kmより上空に左右が逆転している渦管が写っている。上昇流の鉛直断面をみると、逆転している渦管と同じ位置に4.5m/s以上の強い上昇流がある一方で、その下方には強い上昇流がみられないのがわかる。4章のFig.4.5のホドグラフを確認すると、気圧面510hPa(高度5000m)から気圧面410hPa(高度7300m)まで南向きの鉛直シアがあるのがわかる。以上から、高度4km以上の渦管は、上空5000mから7300mの鉛直シアが上昇流に持ち上げられて、発生したといえる。

またこの後、この上下で左右の位置が逆である渦管ペアの内、正の渦管同士が繋がった構造になる。Fig.6.8に14時40分の渦管の3次元立体図を示す。

高度 4km から 5km のあたりに上下の正の渦管が互いに融合し、左斜めに傾いた非常に時空間スケールの大きな渦管が形成されているように見える。以上のことから、既存のメカニズムとは別の、上空の鉛直シアから発達する渦管の発達と、渦管同士の融合化を捉えられたといえる。

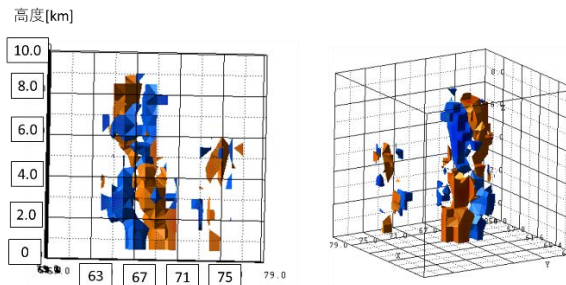


Fig.6.6 The 3D view of a vortex tube at 14:35.

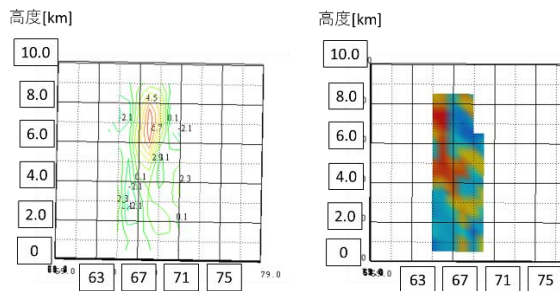


Fig.6.7 The vertical cross section of upward flow and vortex tube at 14:35

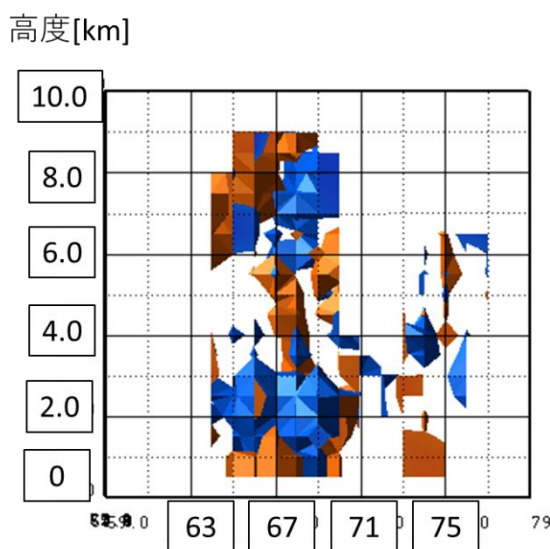


Fig.6.8 The three-dimensional view of a vortex tube at 14:40

## 6.7 擬似渦度との比較と考察

5章で述べたように、デュアルドップラー解析の

結果を踏まえた、いくつかの擬似渦度に関する考察を行う。

### 6.7.1 擬似渦度・デュアル渦度から推定した渦管の考察

擬似渦度の分布と、デュアルドップラー解析から算出した渦度との比較・考察を行う。Fig.5.1(b)とFig.6.1の渦管を比較すると、Fig.5.1(b)で観測できる4本の渦管の位置は、Fig.6.1の渦管の位置と一致する。擬似的手法を用いて推定した渦管構造は、デュアル渦から推定した、地上のシアから生成される渦管ペア構造を捉えられているといえる。

### 6.7.2 上空の渦管・空間スケールの考察

Fig.5.1(b)では14時20分以降から、上空の渦管が非常に複雑な分布を示す。6.6章で述べたようにデュアル渦を用いた解析では14時30分にマルチコアによる渦管が観測されている。Fig.5.1(b)の上空の空間スケールの小さな複雑な渦管の消長は、地上のシアから生成された渦管、と上空のマルチコアから生成された渦管が干渉、混じりあう際に発生する、時空間スケールの小さな現象を捉えているのではないかと推測される。この推定は、Fig.5.1(b)の上空の複雑な渦管に対して、下方ではあまり複雑な渦管が観測されないことも矛盾しない。今後、フェーズドアレイレーダのデュアルドップラー解析を使った、渦管が混じりあう過程の詳しい解析が期待される。

### 6.7.3 4本の渦管に関する考察

Fig.5.1(b), Fig.6.1ではいずれも4本の渦管を観測することができた。その内、真ん中の正負の渦管は6.3章で述べたように地上の鉛直シアから生成された渦管である。一方で、外側の渦管(左から正, 負の渦管)がどのように生成されたのかは不明である。デュアルドップラー解析を用いた算出法, XバンドMPレーダやフェーズドアレイレーダ, Kaバンドレーダのデータを使った擬似的手法を用いた算出法いずれの方法でも、外側の渦管がみえることから単なるノイズではないと考えられる。エコーの外側に上昇流によって生成される, 下降流によって上空の鉛直シアが曲げられて生成される等, いくつかの要因が考えられる。今後はKaバンドレーダの高頻度観測データを用いてこうした渦管の, 発達メカニズムを追うことが期待される。

### 6.7.4 0.06/s以上の渦度が探知される時刻の考察

本解析事例では, 0.06/s以上の渦度が探知できるようになる時刻は, タマゴ探知から25分後と非常に



遅い。図に上昇流の最大値の時間変化を示す。高い渦度が探知できるようになった時刻(14時25分)に今までにない10m/s程度の上昇流が存在している。上昇流が強くなる時間が遅れたために、0.06/s以上の渦度が探知できるようになる時刻も遅くなったのではないかと考えられる。今後、他の事例と比較して、上昇流が強くなる時間が他の事例と比べて遅いことを確認したい。

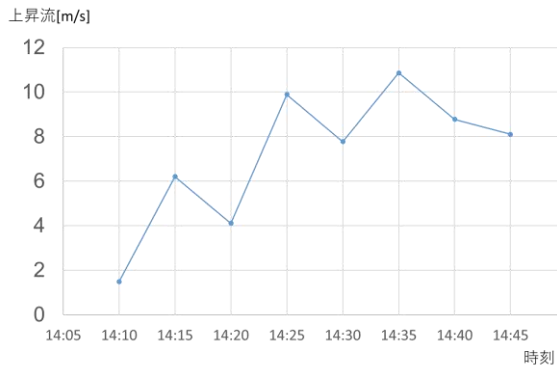


Fig.6.9 The time variation of the maximum value of vorticity in a cell

### 6.7.5 渦度の擬似的算出手法で0.01/s以上の渦度が観測される理由の考察

本解析で、地上シアが持ち上げられて生成された渦管、上空シアが持ち上げられて生成された渦管が混じりあう消長を確認した。2つの渦管はそれぞれ、渦管ペアの向きが異なり、融合の際、極めて激しい風速場の変化が予想される。0.01/sのオーダー渦度の値は、そうした水平シアを含めた、激しく変化する乱流場を取られているのではないかと考えられる。

### 6.8 渦管の発達と降水粒子の変化の考察

本解析で渦管の発達と降水粒子の変化に関連性がないか確認した。Fig.6.10に擬似渦度と降水粒子の発達の消長を示す。降水粒子の成長に伴って渦度の値は増加し、セル内に霰や雹が無くなると共に渦度の値が小さくなっている。この傾向は擬似渦度だけではなくデュアル渦度でも確認できる。

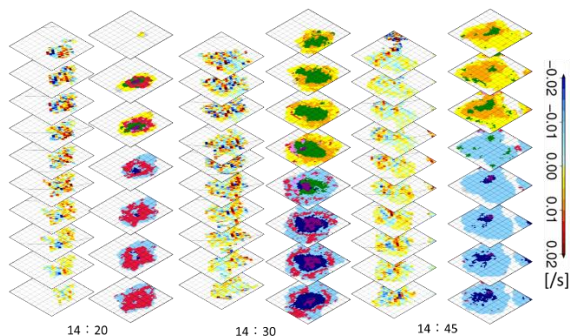


Fig.6.10 The development of pseudo-vorticity and precipitation particle development

### 6.9 渦管の新しい発達メカニズムの提案

本解析で Cell A, Cell B に対応する上昇流が組織化する様子を観測した。その後、地上シアが持ち上げられて生成された渦管、上空シアが持ち上げられて生成された渦管が混じりあう消長を確認した。また、この時間帯の上空で、時空間スケールの小さな渦管が組織化している様子を、擬似的手法を用いて観測できた。以上の過程を概念図で示したものを Fig.6.10 に示す。この発達メカニズムが異なる渦管の組織化は、別の事例でも起きている可能性がある。例えば既往研究<sup>10)</sup>では Ka バンドレーダで強い上昇流が発生しているときに渦管の組織化が起きていることを示しているが、エコー頂が 5km にも達している。地上から 5km の間に風速の鉛直シアが変わり、下層、上層で異なったメカニズムの渦管が生成される可能性は高い。本解析を通して、渦管の組織化現象の過程の一部を捉えたということが出来る。今後は下降流によって生成される渦管など、別の視点からの解析も試みたい。

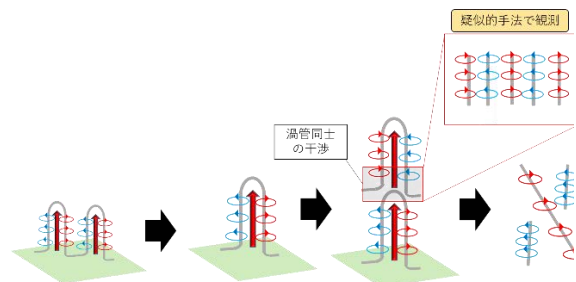


Fig.6.11 Conceptual figure of the development of the vortex tube in this study

### 7. 結論

本論文では、デュアルドップラー解析も用いて上昇流・渦管の統合的解析を行った。その結果、デュアル渦から推定した3次元風速を用いて、擬似渦度から推定している渦管と同じ渦管を算出することができた。また、その渦管の上層に、上空のシアが上昇流によって持ち上がってきた渦管の発達過程が捉えられた。その後、下層の渦管と上層の渦管が融合する過程を捉えた。渦管の融合の渦度分布の様子を擬似的手法で、算出してみると、時空間スケールの小さな渦管が組織化していることがわかった。渦管の組織化現象は、発達メカニズムの異なる渦管同士の融合化が一つの要因であると推測される。



以上の結果を導いた過程を以下に詳しく述べる。

第1章では、ゲリラ豪雨の危険性予知手法の必要性について述べ、Kaバンドレーダの能力を最大限に生かし高精度化に必要であるゲリラ豪雨発生、発達メカニズムの解明を目的として定めた。

第2章では、研究対象であるゲリラ豪雨の定義について述べ、防災上におけるタマゴの研究の流れを述べた。中北らが行ったゲリラ豪雨のタマゴの早期探知・危険性予知手法とともに、渦管の構造に関する研究の流れについて述べ、渦管・上昇流を、デュアルドップラー解析を用いて統合的に解析する重要性を明確なものとした。

第3章では、XバンドMPMPレーダの観測特性について、波長の特性から詳細に示すとともに解析において留意すべき事項を確認した。また、ノイズの影響を最小限に抑えるためのXバンドMPレーダのノイズ処理手法を述べた。さらに解析に用いるレーダデータの可視化手法を示した。

第4章では、解析対象の発達の様子や環境場、解析をするメリットについて述べ、エコーが発達する様子を詳しく調べた。その結果、2つの降水セルが連続的に発達していること、1つのセルの中に、マルチセルと呼ばれる反射強度の強い領域が上空に発達していることを示した。また上昇流解析の補助のためにエコー頂の時間変化を調べた。

第5章では、疑似的な渦度算出手法を用いて渦管の解析を行った。その結果、水平スケール2km程度の渦管は、疑似的な渦度算出手法にも関わらず、どの方向から見ても観測できることを示した。そして疑似渦度に関する疑問点をまとめ、6章での考察の準備をした。最後にフェーズドアレイレーダやKaバンドレーダを用いて、XバンドMPレーダと同様の大時空間スケールの渦管が観測できることを示した。

第6章ではまず、デュアルドップラーの解析手法

について述べた。次に地上の鉛直シアと渦管ペアの向きの対応を調べ、デュアルドップラー解析から推定した渦管、XバンドMPレーダの疑似的渦度算出手法で推定した渦管が、地上の鉛直シアから発生したものであることを示した。また、上昇流の傾きと、渦管の傾きの対応を調べ、上昇流の向きが渦管の傾きに影響を与えること、渦管が、鉛直シアが上昇流によって持ち上げられてきたであることを改めて示した。そして、上昇流が融合化する過程を示すとともに、渦管の融合化が観測できなかったのは時空間スケールの粗さが原因だと推測した。最後に地上の鉛直シアではなく、上空の鉛直シアが上昇流によって持ち上げられてきた渦管が発達し、下層の渦管と融合する消長を観測した。渦管の疑似的算出手法を用いて、上空に時空間スケールの小さな渦管が組織化していることを示した。最後に、以上の結果が、渦管の融合化現象の過程を捉えられていることを示した。

以上の結果から、今後の課題と展望について述べる。本研究では雨粒が十分生成された段階で渦管・上昇流の解析を行っている。一方雨粒が十分生成された段階だけではなく、雲粒の段階で渦管の組織化現象は起きている。Kaバンドレーダを用いて上昇流・渦管の統合的解析が求められる。鉛直渦度が発生するメカニズムは、鉛直渦管が下降流によって曲げられる、など様々なものが考えられる。他の事例を解析して、渦管が発達する新しいメカニズムの解明が求められる。また、本研究の解析事例は1時間程度の時間スケールの現象であるため、マルチセルのようなもっと時空間スケールの長い事例ではどのような渦管・上昇流が発生しているかの解明も求められる。

(論文受理日：2021年8月31日)