

レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析

中北英一・山口弘誠*・山邊洋之**

*京大大学生存基盤科学研究ユニット

**京都大学大学院工学研究科

要 旨

2008 年 7 月 28 日の都賀川事例に代表されるような豪雨は、局所的に突如として発生し、その後急速に発達するため、一般的に“ゲリラ豪雨”と呼ばれる。ゲリラ豪雨はレーダーで雨域が探知されてからごくわずかな時間で巨大な積乱雲となり、運動学的手法・物理学的手法のいずれを用いても予測が困難である。本研究では、ゲリラ豪雨の予測を実現するための前段として、ゲリラ豪雨の発生メカニズム、特に、レーダーで探知し始める程度の段階である“ゲリラ豪雨の卵”の大気状態について、様々なレーダー情報を用い、電波の波長による感度の比較や時間・空間分解能の違いを比較することで解析を行った。本研究での解析事例は、2006 年 8 月 22 日豊中豪雨事例、2008 年 7 月 28 日の都賀川豪雨事例であり、都賀川豪雨事例では C バンドレーダーの 3 次元画像解析によって都賀川豪雨をもたらす約 20 分前の積乱雲の卵を、立体観測で早期に探知できていた。

キーワード：ゲリラ豪雨，立体観測，レーダー

1. 序論

1. 1 研究の背景

2008 年、日本では豪雨によって引き起こされる洪水や氾濫、すなわち、豪雨災害による事故が多発した。7 月 28 日兵庫県神戸市灘区の都賀川が豪雨により急増水し、親水空間を楽しんでいた約 50 人がその激流で流され 5 人が亡くなり（以下、この事例を都賀川豪雨とする）、また 8 月 5 日東京都豊島区では増水した下水道で作業員が流され亡くなった。これらの災害は局所的な集中豪雨の中でも最近目立つようになった急激な出現、発達をするゲリラ豪雨が要因の一つに挙げられる。昨今、地球規模で起きている気候変動や都市部におけるヒートアイランド現象などが要因となりゲリラ豪雨はこれからも発生しうる可能性がある。このような豪雨の予測を可能にすることは水害による事故の防止及び軽減のため、また人々が安心して暮らせる社会のためにも大変重要かつ緊急な課題であると言える。

正確な降雨予測、降水量推定に関しては観測技術において空間的にも時間的にも細やかな情報が得ら

れる気象レーダーが用いられている。近年ではドップラーレーダーは言うに及ばず次世代型偏波レーダーの導入も行われるなど観測体制は整備改善されてきており、国土交通省では半径 200km ほどの観測範囲のある C バンド（5cm）波長の気象レーダーを全国に配置し、台風や発達した低気圧の接近に伴う降雨を観測することで土砂災害対策や河川管理を行っている。この C バンドレーダーは低仰角を主体に観測しており、全国をカバーするように配置されているが、地球の曲率のため遠方では地表付近の大気を観測できないし、一方ではレーダーの観測仰角が低いため近傍の高度の高い雲の情報が得にくい。また、レーダーの空間分解能が一つ一つの雲をとらえられるほど細くないため局所的な状況を把握するのが難しいといった問題点があり、それを補うべく観測範囲は狭いが空間分解能が高い X バンド（3cm）波長のレーダーが主要地方自治団体で導入されている。この X バンドレーダーは降雨減衰が激しく定量的な降雨観測には不向きであるとされてきたが、最新型で偏波化されることで降雨減衰の影響を受けない観測パラメータを降雨量推定に利用することができる段階に

きている。また、複数のレーダーによる相互補完することで精度よく観測できるようになり、首都圏・中部圏・関西圏において偏波Xバンドレーダーネットワークの導入が国土交通省によって検討されるなど現在配備が進められている。

このように降雨監視体制が強化され、高頻度、高解像度の降雨観測情報を得られるようになることで時々刻々と変化する雲の動きを上空も含めて把握できるようになってきている。しかしながら、これらのレーダーを有効的に活用することにより局所的な集中豪雨の予測に役立てるにあたり、高分解能を有効に生かすためのレーダー運用面に検討の余地がまだまだ残されている。

一方、気象レーダーの高度利用による短時間予測精度の向上や、予測精度を保つ研究は行われており成果を上げているが（中北・寺園，2008；山口・中北，2008；山口・中北，2009），上述したように2008年の都賀川豪雨では短時間で河川が急激に増水するという事故が起こり、予測可能時間の向上という視点だけではなく、レーダーで雨域が探知された直後にもたらされる豪雨の予測という‘超’短時間の予測が重要であることが示された。このような豪雨は複数の積乱雲が組織化されてもたらされる通常の集中豪雨よりも突然にもたらされる。すなわちレーダーで見えていなかったところから突然現れるという意味でゲリラ豪雨と一般に呼ばれるが、河川や下水道内の急激な増水に対応するためにも、一刻も早いこの‘超’短時間の予測の精度向上は必要不可欠である。都賀川豪雨事例の事故においては予測するために必要なレーダー情報が雨域を探知できておらず、予測をする前に雨域を探知さえできていない状態であったと言われている。国交省レーダー雨量の観測では14時25分に捉えられた雨域が14時35分までには急速に発達し都賀川に豪雨をもたらしているが、都賀川の出水時刻が14時42分であるためレーダーで極めて小さな雨域を捉えてから15分、加えて発達した雨域を捉えてから10分程度しか経っていない。14時25分の現況情報（14時30分ごろに得られると仮定して）が得られた時点で14時30分、35分の都賀川上空での豪雨が予測（5～10分予測）でき、かつ避難警報の発令の判断を行わなければならない。この10分程度の短い時間では情報伝達（降雨の現況把握と避難警報の発令）を含め事故を防ぐための対策を十分に行うことは難しい。このことから、現在予測困難と言われている5～10分先の急激な発達予測手法の開発とゲリラ豪雨を引き起こす初期の状態の積乱雲、すなわちゲリラ豪雨の卵の状態を一刻も早く探知することが極めて重要である。本研究では後者の一刻も早い探知の可能性を探ることを主な目的とし、前

者の予測可能性については予備的な検討を行う。

1. 2 研究目的と方針

ゲリラ豪雨を予測するには、レーダーで捉えられていない雲のでき始めの状態がどのようなであったか、またその雲が出来てきてからのどのように成長していくのかを知ることが大切である。ゲリラ豪雨のスケールとしては時間スケールで1時間以内、空間スケールで10km以下である。またその卵の段階においてはより空間スケールは小さい。本研究では豪雨をもたらす積乱雲のできはじめの状態において、レーダーが20dBZ以上の値として初めて捉えられたものをゲリラ豪雨の卵と定義する。このゲリラ豪雨の生成過程、特に卵の状態を解析することが本研究の目的である。

本研究では、ゲリラ豪雨の卵を解析するにあたり大きく分けて以下の3つのアプローチの方法をとる。

1. レーダー電波の波長による感度の違い
2. レーダー観測の空間および時間分解能の差
3. ドップラー風速および力学的指標の利用可能性

1. 1の背景に述べたように、レーダーの波長により観測域や感度に違いが生じるため、同じ事例を対象としても地形の影響も含めて、レーダー間で観測結果に差が生じる。本研究では現業用のCバンドレーダーで積乱雲の発生段階を感知できるのかどうか、またより感度がよく微弱な降雨もとらえることのできるXバンドレーダーを用いた場合どれほど詳細に感知できるのかどうか、加えて、立体観測はどれほど有効かについて検証を行う。ここで感度とはレーダーがどの程度小さい降水粒子を観測できるのかどうか、という意味で用いている。また、現業で行われている観測において、レーダーによる空間および時間分解能による差を降雨の捉え方によって比較する。またドップラー風速および力学的指標を用いた検証を行い、ゲリラ豪雨が起こりうる大気場についての解析を行う。

一方で、以上に述べたアプローチの結果の判断基準は

1. 運動学的手法を用いての短時間予測
 2. 上空に溜まった降水粒子の鉛直方向の移動予測
 3. 同化による大気モデルを用いた予測
- という3つの視点において判断を行う。

まず1. については、ゲリラ豪雨の実態は短時間で急速に発達する積乱雲である。通常、短時間（1時間以内）の降雨予測に関してはレーダーで探知された雨域の動きを数理工学的に捉えて予測する手法（運動学的手法）が有効であるとされてきた。しかし、都賀川豪雨のように突然発生し急激に発達する‘超’短時間のゲリラ豪雨を雨域の移動方向を時間的に外

挿することで予測するのは困難であると考えられる。

次に、2. については、1の水平面上の移動に対して鉛直方向の運動学的手法である。積乱雲が成長期にある段階では内部は上昇流が卓越しており、積乱雲内部の降水粒子を上昇気流が支えている。そして積乱雲が成熟期に達し上昇流が弱まったり、上昇流の位置が変化することで降水粒子の重さを支えられなくなり、降水粒子が落下する。3次元レーダー情報を用いてその動態を追うことにより、上空の降水粒子が落下する時刻および場所を5分から10分のリードタイムで予測できる可能性がある。こういった予測はリードタイムが極めて短い故、これまではそれほど有用性はないと考えられてきた。しかし、2008年の複数のゲリラ豪雨災害により、この極めて短いリードタイムの重要性があらためて認識された。

最後に3. については、物理的な予測手法として大気・雲物理の支配方程式を数値的に積分するメソ大気モデルを用いる方法があり、できるだけ空間的に細かな初期値を取り込む同化手法が一部実用化されると共に、現在も研究開発がなされている（山口・中北，2008；山口・中北，2009）。同化とは予測のためによりよい初期場をつくることによって、予測精度を向上させる方法であるが、ゲリラ豪雨のような局所的な予測のためには個々の積乱雲の発生発達を少しでも早く把握する必要がある、個々の積乱雲の発生予測ができれば豪雨となりうる地点を予測することができる。そのためにはゲリラ豪雨の卵の状態を感知できる感度の良いレーダー情報が必要であり、その感度の良いレーダー情報としてドップラー観測によって得られるドップラー風速を同化に取り込むことにより、ゲリラ豪雨によって被害を受ける領域を予測できる可能性がある。本研究では初期的な研究ではあるがその確認を行う。これらの視点でアプローチを行うことで、ゲリラ豪雨の予測のためにまずその感知を行うためにはどのような空間および時間分解能で観測することが必要であるのかを空間および時間分解能が果たす役割を整理することで明らかにする。また、今後導入されるXバンドのレーダーネットワークにおける展望および提言を行うものである。

2. レーダー情報について

ここでは、本研究で使用したレーダー情報について述べる。本研究で使用したレーダー情報は国土交通省の深山レーダー、大阪市オークレーダーによって観測されたものと、気象庁のレーダーAMeDASである。

2. 1 深山レーダー

(1) 深山レーダーについて

深山レーダー（Cバンド）は仰角を変化させながら降雨を観測できる3次元レーダーであり、降雨の立体構造を観測できるという利点を持つ。また、現業の観測では5分間のうち3分間を全国合成レーダー情報に用いるため定仰角で仰角固定観測（PPIf）を行い、残り2分間で予測モデルへの利用のため仰角可変観測（3次元観測，PPIv）、それに加え2001年からドップラー観測（PPIId）を行っている。仰角固定観測（PPIf）では半径120kmの定性観測範囲と半径198kmの定量観測範囲でレーダー反射因子のみを観測しており、仰角可変の観測ではビーム方向120kmの範囲内を7.5分に1回の観測頻度でレーダー反射因子の立体観測（PPIv）だけでなく、低回転速度で限られた仰角でのドップラー観測（PPIId）を行っている。ここで、ドップラーレーダーとはドップラー効果によって生じる送信電波と受信電波の周波数差を感知して降水粒子のビーム方向の移動速度を観測するレーダーであり、低仰角では水平風速に一致する。このようにして観測される速度のことをドップラー風速（動径風速）という。本研究で使用する深山レーダーでは遠ざかる成分が正、近づく成分が負の値として記録されている。

(2) 深山レーダー立体観測データの処理

深山レーダー立体観測（PPIvおよびPPIId）のレーダー情報に関しては、レーダーの仰角ごとに観測時刻がわずかに異なっているが、本研究では、PPIv およびPPIId の観測が1 サイクル終了する時刻を、秒単位の時刻が6分、13分30 秒、21分、28分30 秒、36 分、43分30秒、51分、58 分30 秒の時にすべての仰角の観測がなされ、その時刻での反射強度およびドップラー速度の空間分布の観測値が瞬時に得られるものと見なして、レーダー情報を使用した。

また、レーダーの受信電力は距離方向、方位方向、仰角方向の極座標系で表現される放射状メッシュ単位のサンプリングボリュームの代表値として得られる。しかし、反射強度因子などの3次元画像を作成する際や、各種解析を行うにあたってはデータの空間配置は3次元デカルト直交座標系で表現することによって各種処理が容易になる。したがって本研究では単位放射メッシュごとに得られる値を中北ら（1988）に従い3次元デカルト直交座標系における格子点上の値に変換した。

2. 2 オークレーダー

オークレーダーは大阪市が設置しているXバンド（3cm波）レーダーであり集中豪雨時の雨水ポンプ運

転支援を主目的として設置されたレーダーである。1993年4月1日よりオークレーダーによる雨の観測を開始し、雨水排水ポンプの効果的な運転操作などに役立てられている。現業の観測では、レーダーから20km以内が0.25km、20-40kmが0.5km、40km以上が1kmの空間分解能であるが、本研究ではすべてにわたって0.25km間隔の格子点上の値とし、遠方では同じデータを与えて扱っている。観測仰角は1.5°であり、時間分解能は2.5分である。序論で述べたようにXバンドレーダーは感度は良いが減衰が起こり易いレーダーであり、レーダーを囲うレドームが水膜に蔽われることによって大きな減衰が生じる。また六甲山方面を観測する際にレーダービームが六甲山で隠れて、より遠方の反射強度が弱くなってしまうことが報告されている。

2.3 レーダーAMeDAS

気象庁が保有する全国20台のCバンドレーダーで観測した1kmメッシュ全国合成レーダーエコー強度GPV（レーダーで観測される換算降水強度）が2004年6月から配信されている。これはAMeDASによってキャリブレーションされたものである。

2.4 大気場の力学的指標について

本研究ではAMeDASによる観測風速、気象庁による数値予報結果やそれから算定される力学的指標もレーダー画像と対応させながら解析に用いる。これらの観測情報の処理方法ならびに力学的指標の算定方法に関しては中北ら（2000）と同様にして求めた。

3. 豊中豪雨の解析

3.1 豊中豪雨概要

2006年8月22日に起こった豊中豪雨の概要を述べる。近畿地方の上層には弱い寒気があり、大気の状態が不安定となっていた。大阪府では22日の朝のうちからよく晴れて気温が上昇した。北陸から中国地方にかけて線状の発達した雨域がゆっくり南下して、昼過ぎにかけて北部大阪及び東部大阪を中心に非常に激しい雨をもたらした。

特に豊中では14時10分から15時10分までの1時間に110mmの猛烈な雨を観測し、時間雨量としては観測史上1位を更新した。大阪管区气象台(2006)によればこの豪雨による影響で、大阪府豊中市や兵庫県尼崎市、伊丹市などで床上浸水(143棟)、床下浸水(551棟)が発生したほか、近畿地方中部を中心に落雷による停電の被害や大阪空港発着の航空機に欠航が発生した。

3.2 レーダー情報を用いた豊中豪雨の解析

さまざまなレーダー情報を用いて豊中豪雨の解析を行う。これよりゲリラ豪雨を引き起こした積乱雲の出来はじめの状態をレーダーによって初めて捉えられたものを「ゲリラ豪雨の卵」と呼ぶことにする。このゲリラ豪雨の卵がレーダーによって捉えられた時点での時刻および卵の空間スケールが本研究では発達する積乱雲をどの成長段階で捉えたのかを判断するうえで重要となる。

(1) レーダーAMeDAS

Fig.1に13時30分から14時20分までの豊中を中心としたレーダーAMeDASの画像を示す。このFig.1には地表面に等高線を描いている。13時30分豊中上空には雨域は存在しないが、13時40分に突如新しい雨域が矢印で示した場所に現れる。Fig.1に矢印で示した箇所がゲリラ豪雨の卵である。その雨域はわずか10分後の13時50分には80mm/hr以上の強さにまで発達しており、その強さを保ったまま停滞するように14時00分、14時10分、14時20分と豊中上空に存在している。

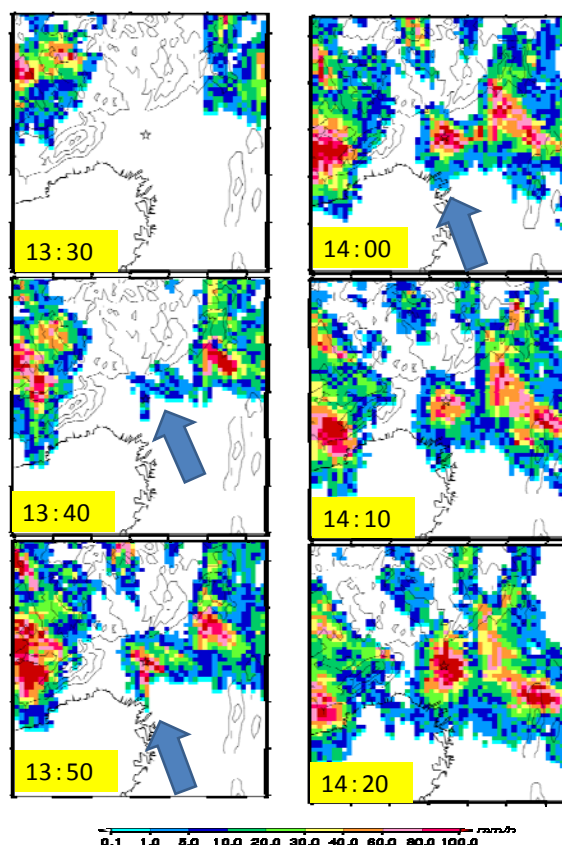


Fig. 1 Rainfall intensity by Radar-AMeDAS in case of Toyonaka heavy rainfall

(2) 深山レーダーを用いた立体観測による解析

豊中豪雨について深山レーダーを用いて解析する。Fig. 2, Fig. 3は13時28.5分から14時21分に至る7.5分毎のレーダー反射因子強度（以下反射因子とよぶ）が20dBZ以上の降水域を3次的に表現した図である。Fig. 2上空において南東から北西を向いたもの、Fig. 3は南から北を向いたものである。この3次元画像においては降水域の空間的な全体像を見ることができ、また内部の強度分布を表現することでより効果的にメソスケールの降水域の様子を直感的に把握することが可能である。マルチセル型の豪雨の際に発達段階の違う複数のセルや、地形による発達衰弱の様子を確認することが可能である。ただし、レーダーでは粒径の小さな雲粒をとらえることはできないため雲の様に描いているものは雨粒の集まり、つまりは降水域である。

この作成にあたっては反射因子の立体観測を直交座標系内に設定した格子点上のデータ値への変換を行った。これらの図の中心は豊中であり、 z 軸は高度、 x 軸、 y 軸には深山レーダーサイトからのそれぞれ東方向、北方向への距離が記されている。下面には地表面を描いているが、3次元で表現した降水域と地形の両方を見えやすくするためここで地表面を z 軸に対して5km下げた位置としている。また地表面には高度1750mでの反射因子を降雨量に変換した値を等値線として描いている。

まず、南東から北西を見たFig. 2について地表面に描いた降雨強度の等値線とともに検討する。全体を通して見ると、13時36分矢印で示した場所に小さな雨域が上層にのみ現れることが確認でき、この小さな雨域が徐々に発達していく様子がわかる。これがゲリラ豪雨の卵である。極めて小さな雨域であるが、レーダーAMeDASよりも探知時刻は早い。13時43.5分には小さいが中心に反射因子の大きい強い値を持つ降水域になるが、この時点ではまだ地表面に降雨強度は描かれていない。13時51分には、その強雨域は小さくなりながら降水域としては全体的に広がる。この時点から地表面に降雨強度が描かれ、豊中に降雨がある。しばらくはその空間スケールを維持しながら少しずつではあるが南西に進んでおり、その後積乱雲は大阪湾手前で動きを止め、発達し豊中で豪雨となる。

次に、南から北方向を横方向から見たFig. 3について検討する。図の地表面の中心が豊中の位置である。ここでは1点透視図法で描いているため、背面に描いた z 軸の値と雲の高度を比べる際には注意を要する。Fig. 3でも13時36分に矢印で示す場所にゲリラ豪雨の卵の存在がわかり、生成高度は約7kmである。南東から北西を見たFig. 2と同様の発達の様子がわかるが、まるで上空に向けて炎が燃え上がるかのように発達している様子がみとれる。14時13.5分に存在する中心の強い部分が14時21分にはさらに高くなり50dBZの部分が11km付近にまで達しており、十分

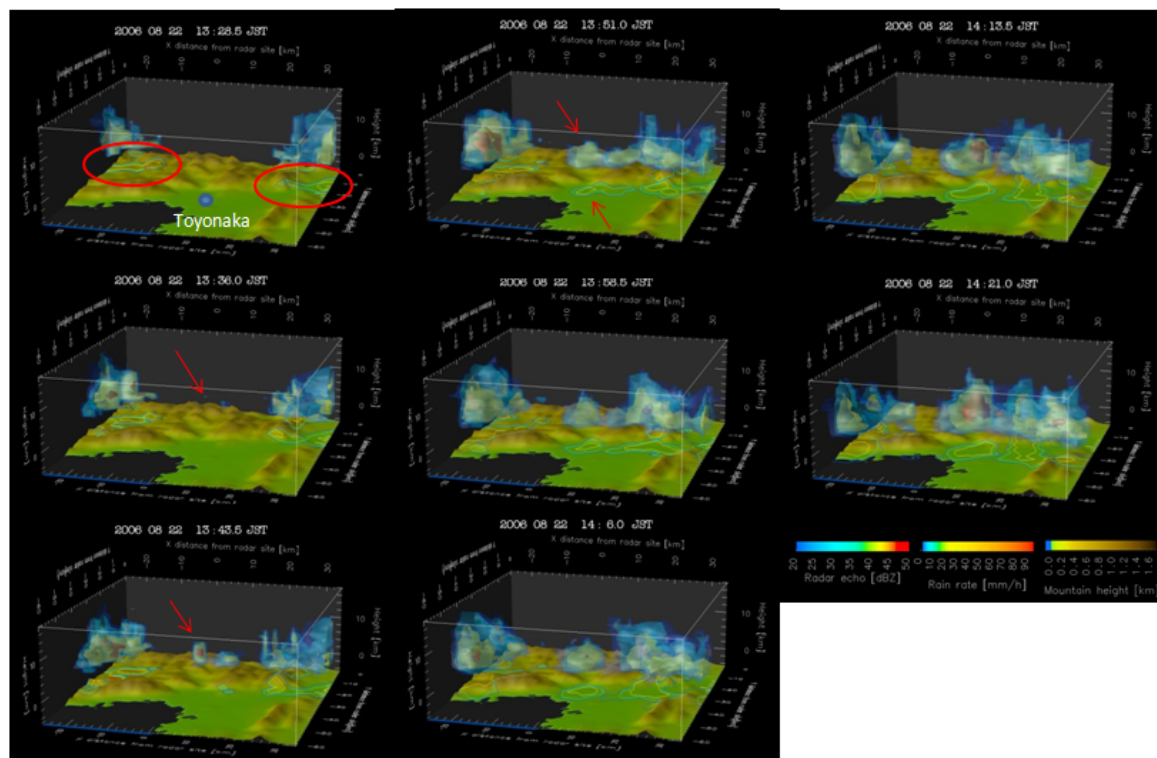


Fig. 2 3-D image of radar echo as the view from southeast to northwest

量上空で蓄えられた降水粒子が落下する挙動を見せている。

Fig.2において、13時43.5分の深山レーダー立体観測画像と13時40分のレーダーAMeDASの画像を比べると、レーダーAMeDASではゲリラ豪雨の卵がつかがっているように見えるが、深山レーダー立体観測

画像からは、この両者が別個のものであることがわかる。すなわち、レーダーによって捉える雨域に差があり、特に立体的に観測し降水域の挙動を捉えることで複数の方向から情報を得ることができ、高い高度を観測できるという利点がある。

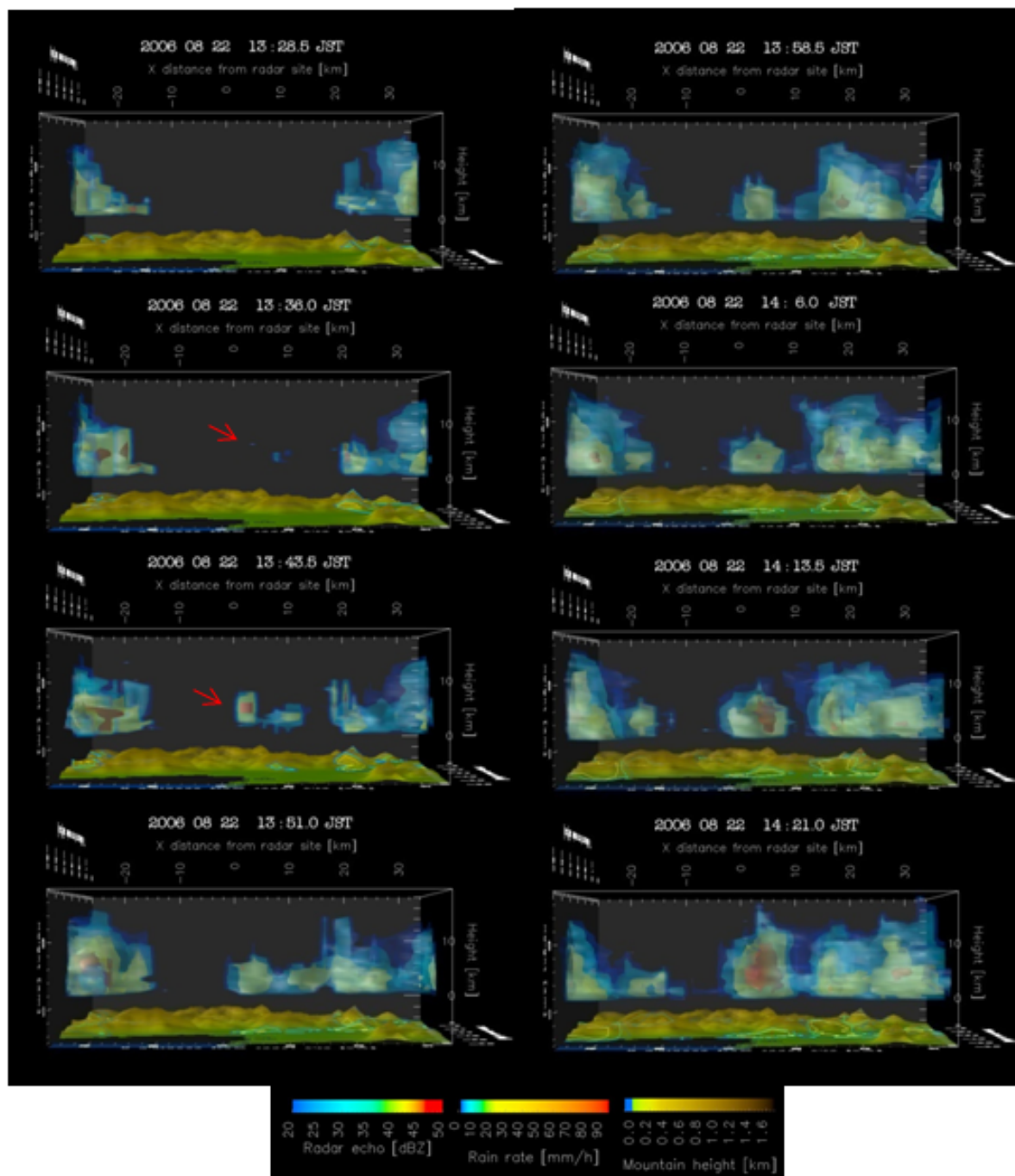


Fig. 3 3-D image of radar echo as the view from south to north

(3) 深山ドップラーレーダーを用いた解析

次にドップラー風速を用いて解析を行う。ドップラー風速はボリュームスキャンにより5仰角観測されているが今回はPPId観測の最低仰角である 0.8° について考察する。Fig.4に豊中周辺のドップラー風速を示す。暖色系がレーダーサイトに遠ざかる方向であり、寒色系がその逆を表している。また豊中の位置を☆マークで示している。レーダーサイトは豊中の北の方角である。ドップラーレーダー画像には暖色系の色と寒色系の色とが混在した部分があり、これは局所的に渦状の水平風速分布が存在することを示している。

13時40分から豊中周辺に暖色系で示される雨域が存在しており、14時2.5分まではほぼ暖色系の色のみであるが、14時10分からは暖色系と寒色系が混ざり

合うようになっており、これは、深山レーダー立体観測における14時6分から14時13.5分以降の積乱雲の急速な発達と対応している。ドップラー風速は14時10分以降豊中周辺で渦状の水平風速分布が確認できる。14時25分には暖色系の色が寒色系の色を取り囲むようになっており、積乱雲の発達に関与している推定される。その後、豪雨となる時間帯においても暖色系と寒色系の混在が存在している。ドップラー風速では動径方向の風速成分のみであるが水平風が渦を巻くような収束域が確認でき、豊中の豪雨の時間とも対応している。

このように降水域の挙動をよく説明することから、ドップラー風速はデータ同化に取り込める可能性があると考えられる。

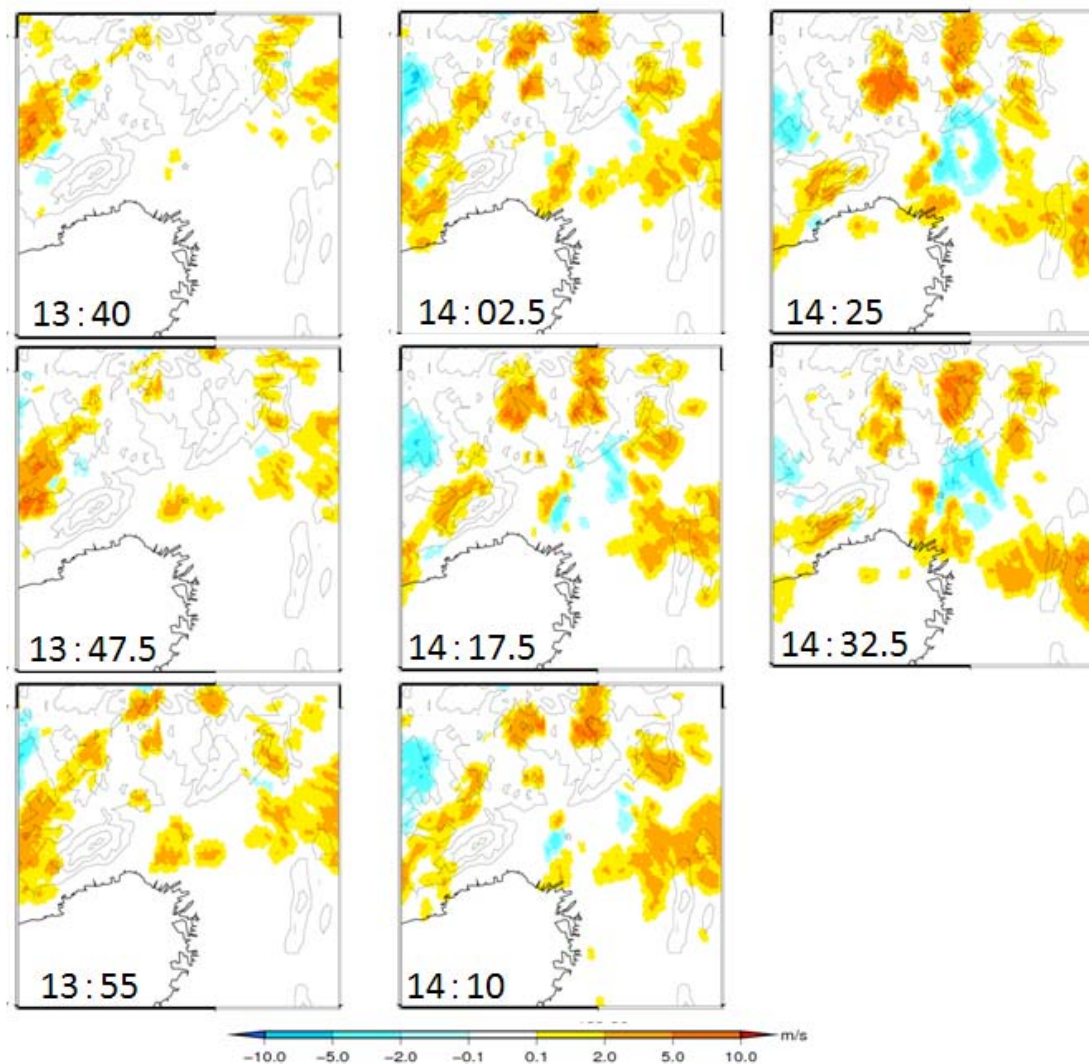


Fig. 4 Horizontal distribution of Doppler velocity

3.3 豊中豪雨力学的指標を用いた解析

力学的指標を用いて解析を行う。Fig.5に豊中豪雨事例における13時、14時、15時のMSMのGPV情報ならびにAMeDAS地上風を用いて算定したGPV・AMeDAS合成風および大気環境場情報（中北ら、2000）を豊中周辺域で示す。大気環境場の情報は水平収束、水蒸気流入量、CAPEである。これより、降雨状況と大気場の関係を検証する。

風速場は大阪湾から流入しその風が大阪平野に入っている。渦状の風速分布しているところがあるところ存在しており、これは雨域からの風も関係しているが、いったん出現すると下層大気の収束効果と相まって大気を持続的に不安定にする効果がある。水平収束においては、豊中周辺では豪雨前の13時から14時まで収束しており豪雨直後の15時には発散に転ずる。水蒸気流入に関しては、豊中周辺では14時から15時に西からの水蒸気の流入があり、強雨域の南下、消散と対応した挙動をみせる。

以上のように風速、水平収束、水蒸気流入は豪雨の挙動と対応しており、雨域の形成、維持のために水蒸気が必要であることを表している。CAPEについては13時から15時の間大阪周辺では小さな値である。自由対流高度を超える気塊の温度が周りの大気的气温より高いほど気塊は勢よく上昇し積乱雲は発達するため、積乱対流が起こったときのCAPEに関しては高い値を示すと予想されたが、豊中豪雨に関しては良い結果が得られなかった。豊中豪雨事例に関し

て有効な指標とはいえない結果となった。

3.4 まとめおよび考察

京都と大阪の境、宇治川、木津川、桂川というそれぞれ大きな川が合流することで淀川となる三河合流地点と大阪湾との中間地点である箕面上空でゲリラ豪雨の卵は発生している。AMeDASの値が強く反映される指標（風速場、収束散）は、豪雨の現象を捉える事ができていた。また、GPV情報に関しては風速、相対湿度、気温を用いているが、風速分布に関する指標および鉛直シアはAMeDASの効果もあり現象と対応していた。よって、ドップラー風速も含めこれらの指標を同化に用いることで豪雨の予測の可能性をみて取れる。しかしながら、GPVの水蒸気の情報を中心に用いる指標（CAPE）では、あまり雨域の様子と指標とが対応しなかった。これは実際の観測とモデルとの差と言える。

4. 都賀川豪雨

4.1 都賀川豪雨概要

2008年7月28日午前、西日本の上空には寒気が存在し、一方下層では前線に向かって暖かく湿った空気が流入しており、大気の状態が不安定となっていた。午後には強い日射の影響も加わり、近畿を中心に広い範囲で雷雲が発達して強い降水やや雷を観測した。このため、兵庫県南部では雷を伴った大雨となり、

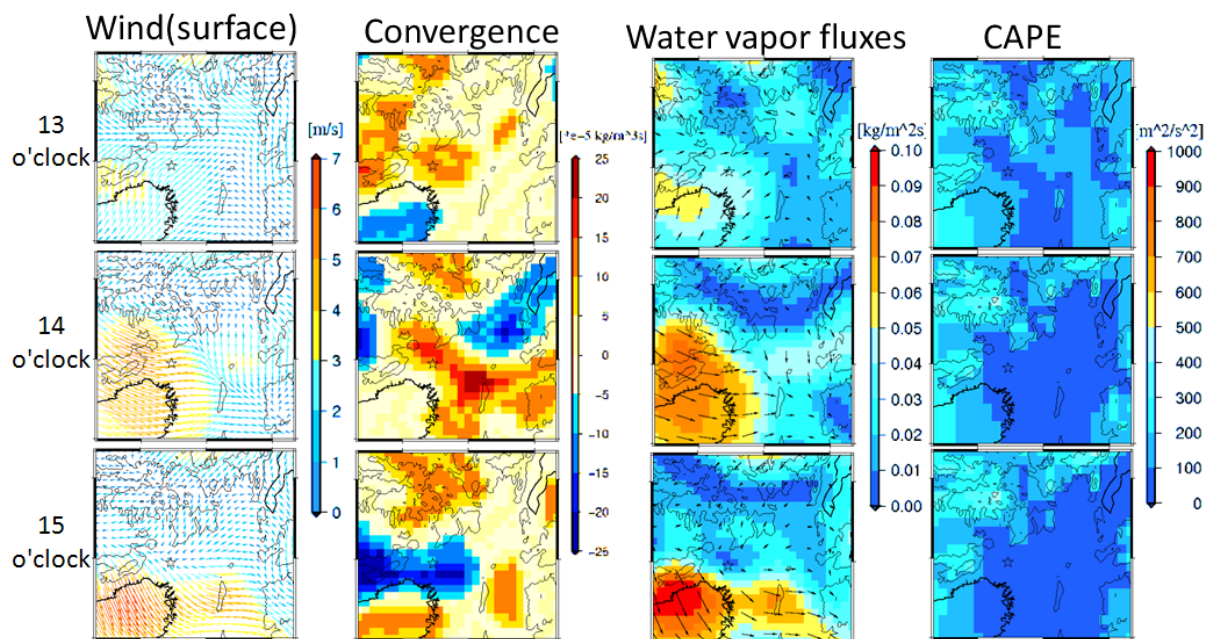


Fig. 5 The dynamical indexes such as wind, horizontal wind convergence, CAPE (Convective Available Potential Energy) and water vapor fluxes

14時から15時の解析雨量(国土交通省「解析雨量」は国土交通省河川局・道路局と気象庁が全国に設置しているレーダー、AMeDAS等の地上の雨量計を組み合わせ、降水量分布を1km四方の細かさで解析したもの)では、神戸市付近で約60 mm/hrの非常に激しい雨となった。神戸海洋気象台(2008)によると、この大雨の影響で神戸市灘区都賀川では、急激な増水のため、約50名が流され、そのうち5名が亡くなった他、各地で浸水被害が発生した。また、落雷により姫路市網干区で1名が亡くなった。

4.2 レーダー情報を用いた都賀川豪雨の解析

(1) レーダーAMeDASを用いた解析

Fig.6に2008年7月28日14時から14時50分に至る都賀川を中心としたレーダーAMeDASを示す。地表面には地形の等高線を描き、☆マークが都賀川の位置を示す。時間が進むにつれて北にある大きな雨域が南下し都賀川に近づいてきており、14時20分矢印で示した都賀川の西側に突如雨域が現れる。これがゲリラ豪雨の卵である。14時30分、この雨域は急速に発達し80mm/hrを超える強雨域を持つようになり都賀川に近づくように東に進んでいる。またこのとき北にある大きな雨域と合流している。そして14時40分に都賀川では豪雨となっている。

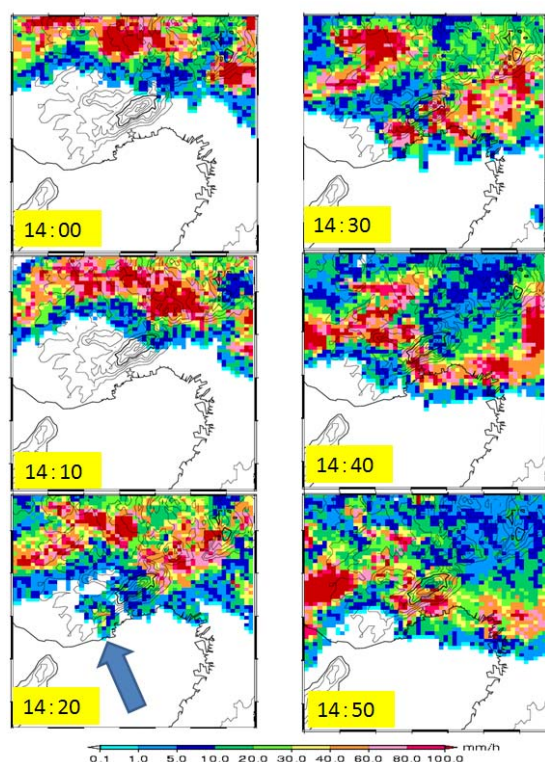


Fig. 6 Rainfall intensity by Radar-AMeDAS in case of Toga river

(2) 深山レーダーを用いた立体観測による解析

都賀川豪雨を豊中豪雨と同様に深山レーダーデータを用いて解析する。

Fig. 7, Fig.8は2008年7月28日14時6分から14時43.5分までの深山レーダーデータの反射強度が20dBZ以上の降水域を3次的に表現した図である。Fig.7は上空において南東から北西を向いたもの、Fig.8は南から北を向いたものである。すべて図の中心は都賀川であり、x軸、y軸、z軸に関しては3章の豊中と同じく深山レーダーサイトからのそれぞれ東方向、北方向、鉛直方向への距離が記されている。下面には地表面を描いているが、3次元で表現した降水域と地形の両方を見えやすくするためここで地表面をz軸に対して5km下げた位置としている。地表面に六甲山および摩耶山が確認できる。また地表面には高度1750mでの反射強度を降雨量に変換した値を等値線として描いている。

南東から北西を見たFig.7について検討する。注目すべきは14時13.5分に六甲山地の南西端の摩耶山付近に小さな雨域(20dBZの反射強度)が観測されており、これが今回都賀川に豪雨をもたらしたゲリラ豪雨の卵である。Fig.7で確認できるが、この降水域は高度5kmほどの位置に存在している。14時21分には摩耶山上空で卵から成長するが、この時点では地表面に降雨強度は少ししか描かれていない。14時28.5分では東進して都賀川上空に近づいている。地表面に描いた降雨強度の等値線においては、14時36分に都賀川では強い降雨となっていることがわかる。

次に、南から北を横方向から見たFig.8について検討する。14時13.5分に探知されたゲリラ豪雨の卵は、14時28.5分には雲頂高度が7km程度まで発達する。空間スケールとしてはそれほど大きくはないものの、50dBZ以上の強降水域が大半を占めている状態である。14時36分では12km程度に雲頂は達しており、下端にまで強降水域が存在していることから、積乱雲の上空に蓄えられた降水粒子がすでに落下していると考えられる。ここで、強降水域の形が鼓を重ねた形状をしているのは、PPIv観測において各仰角における走査時刻のズレによる影響である。この強降水域は14時36分下層側に広がりを見せ、地上に強い雨をもたらしている。この方向からみた図は、積乱雲内部の強降水域の空間分布が良くわかる利点があるが、PPIv観測が7.5分に1回の時間分解能であるため、14時21分から28.5分間の積乱雲の成長過程が捉えられていなかった。すなわち、卵の生成から上空に降水粒子を蓄えながら発達し、上昇流が降水粒子を支えられなくなり降水に至るといふ挙動において、PPIv観測では卵の発生段階は捉えているが、その各

発達段階を詳しく捉えるには至っていなかった。よって今回のような急速に発達する積乱雲の挙動を

7.5分に1回の立体観測で把握するのは難しいと考えられる。

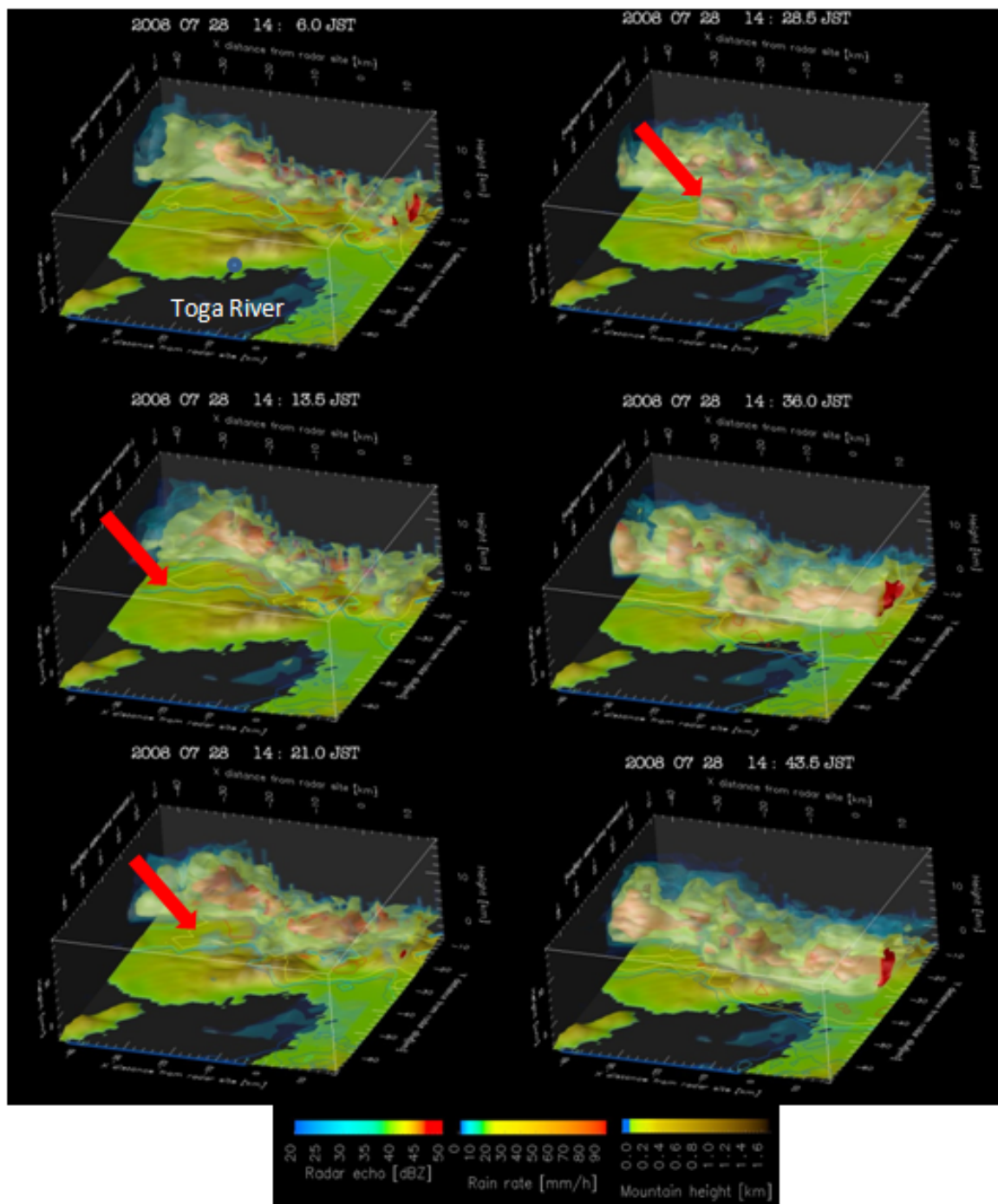


Fig. 7 3-D image of radar echo as the view from southeast to northwest

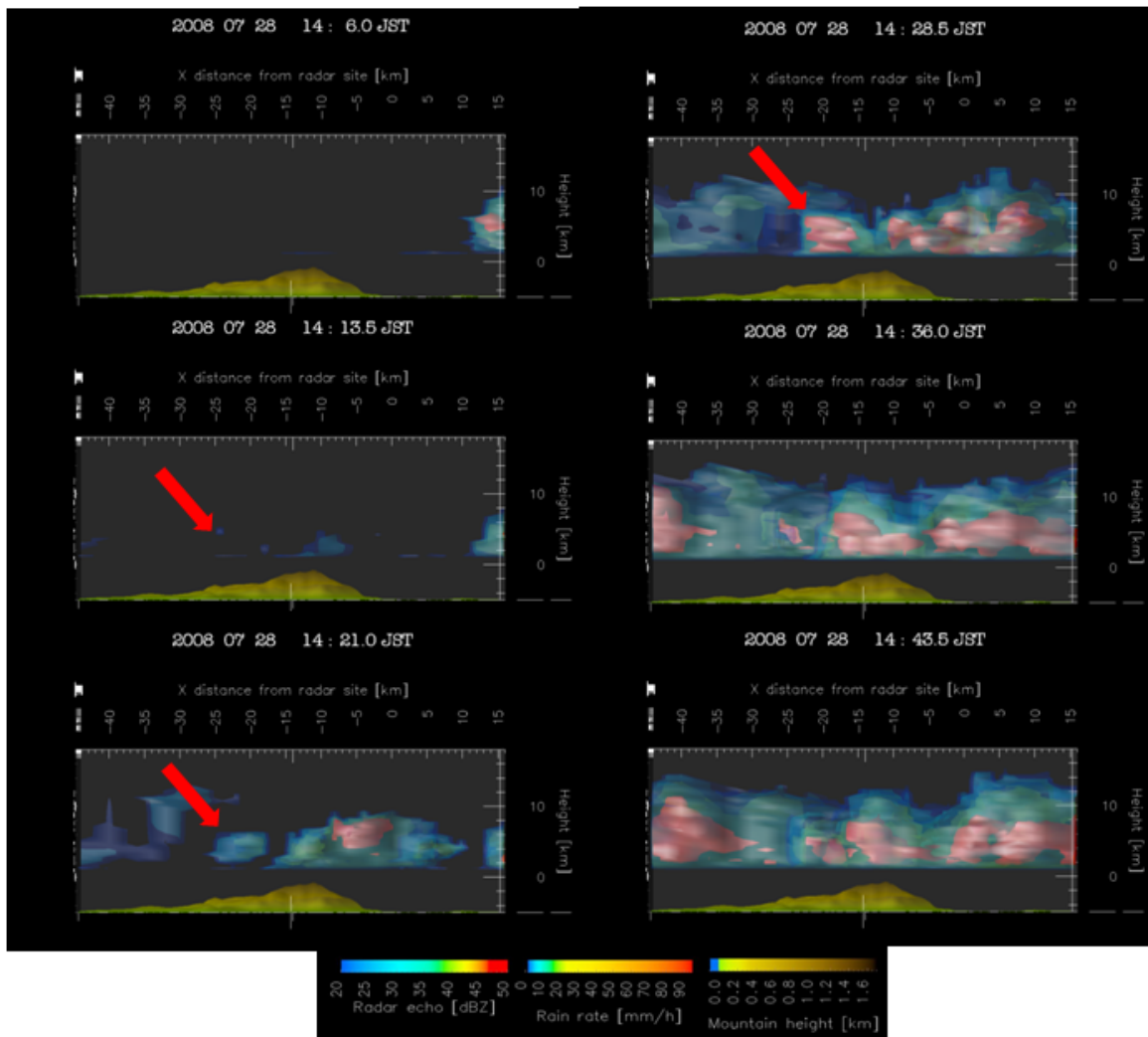


Fig. 8 3-D image of radar echo as the view from south to north

(3) 高時間分解能レーダーを用いた解析

深山レーダー低仰角 (PPIf) およびオークレーダーによる観測結果を検証する。Fig.9, Fig.10に、既に議論した3次元画像やレーダーAMeDASとともに、それぞれのレーダーがゲリラ豪雨の卵を探知した時刻から都賀川出水の14時42分までのレーダー情報を示す。なお、Fig.9, Fig.10には14:20と14:22の都賀川上空の雲の様子と、14:38から出水の14:42に至る都賀川河道の様子も示してある。

深山レーダー低仰角 (PPIf) およびオークレーダーによる降雨分布図には☆マークで都賀川の位置を示している。PPIfは格子間隔2km×2km、オークレーダーは格子間隔0.15km×0.15kmであり、オークレーダーは大変細かな分解能をもっている。PPIfは5分間に3回、1rpmで1分ごとに観測を行っている。オークレーダーは2.5分に1回の観測である。このように細かい観測時間分解能を利用してゲリラ豪雨の卵が観測される時間を検証する。しかし、本研究は深山レーダーとオー

クレーダーの定量的な比較を目的としておらず、むしろゲリラ豪雨の卵の発見に重きを置いているため大きな問題とはなり得ない。

まず深山レーダーPPIfについて検証する。大阪湾の東端に常に降水域が存在している。これはグランドクラッターであり1990年代に調査されたが、未だこのクラッターが現れる理由はまだ解明されていない。14時17分に矢印で示したところにゲリラ豪雨の卵が確認できる。この降雨域が東進し、都賀川に豪雨をもたらすのはレーダーAMeDAS、深山レーダー立体観測において確認しているが、同様に雨域は大きくなりながら東進しているのがわかる。

次に、高時間分解能レーダーであるオークレーダーの検討をおこなう。六甲山の上空に数個の小さな雨域があるが、これはグランドクラッターである。また、雨域の北側の部分はレーダーAMeDASなど他のレーダーと比較しても本来ならば雨域がある場所であるが、Xバンドレーダーの降雨減衰のため情報が得られ

ていないことがわかる。

オークレーダーは14時15分に矢印で示したところにゲリラ豪雨の卵が確認できる。この卵が発達しながら都賀川に向かう。高時間分解能であるため、ゲリラ豪雨の卵が成長しながら都賀川に近づいていく様子が細かく捉えられている。しかし、オークレーダー上空に降水域が到着した14時30分頃から、レドームが水膜で覆われることでレーダービームは激しく減衰し、以後降水域の様子がわからなくなってしまう。波長が3cmのXバンドレーダーは高感度で高空間分解能の観測ができるという利点があるものの、このように減衰が激しいため複数のレーダーによる反対方向からの観測体制が望ましい。加えて最新型偏波レーダーでは、レドームの水膜による激しい減衰以外は、降雨減衰の問題が大きく解決される見込みがある。

さて、これらの高時間分解能の観測結果から深山レーダーにおいては仰角 0.4° の14時17分にゲリラ豪雨の卵が捉えられており、オークレーダーに関しては深山レーダー低仰角観測よりも2分早い14時15分でゲリラ豪雨の卵が捉えられていることがわかった。

(4) レーダー情報についての考察

以上、様々なレーダーおよび観測様式による観測結果をもとに、ゲリラ豪雨の卵の発見の時間を時系列で整理すると14時13.5分に深山レーダーの立体観測(PPIv)、14時15分にオークレーダー、14時17分に深山レーダーのPPIfとなっている。深山レーダーのPPIvが最初に観測した理由として、ゲリラ豪雨の卵がまず高度が5kmほどのところに出現したことが挙げられる。レーダービームが上空を通過しているため、早期に捉える事ができている。このように上空の監視を実施しなければ、上空に降水粒子が積乱雲内の上昇流に支えられて段々と蓄積されていき、十分量溜まったところで降水粒子が落ちてくるという挙動をつかむことができない。すなわち上空に蓄積された降水粒子が落下し始めた後にはじめて低仰角のレーダービームで強降水域を捉えたとしても、ほぼ同時刻に地上で豪雨がもたらされることとなり、5分でも早く危険を感知するためにはレーダーによる立体観測が極めて重要かつ有効であることを、今回の都賀川災害時の豪雨が示している。

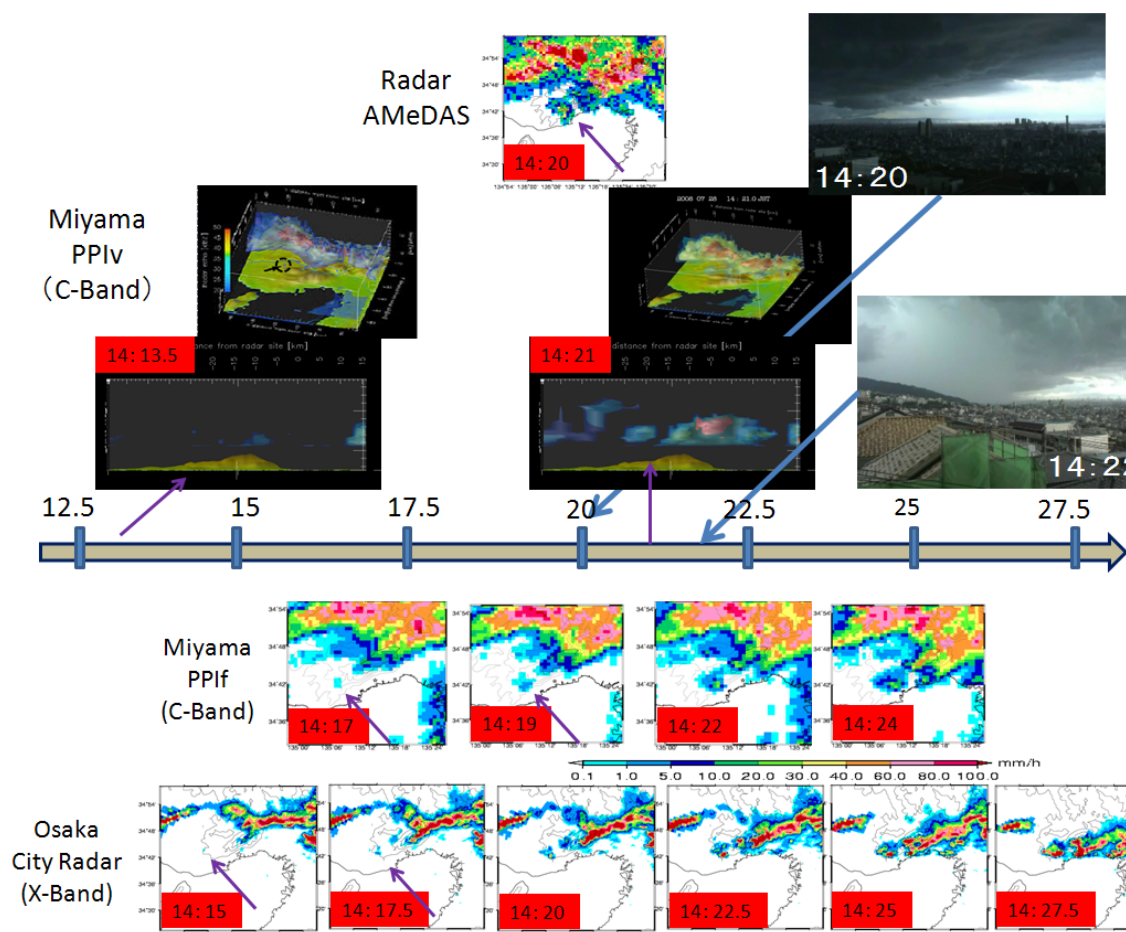


Fig. 9 Situation around Toga River after the origin of the cumulonimbus cloud detected by radars (No.1)

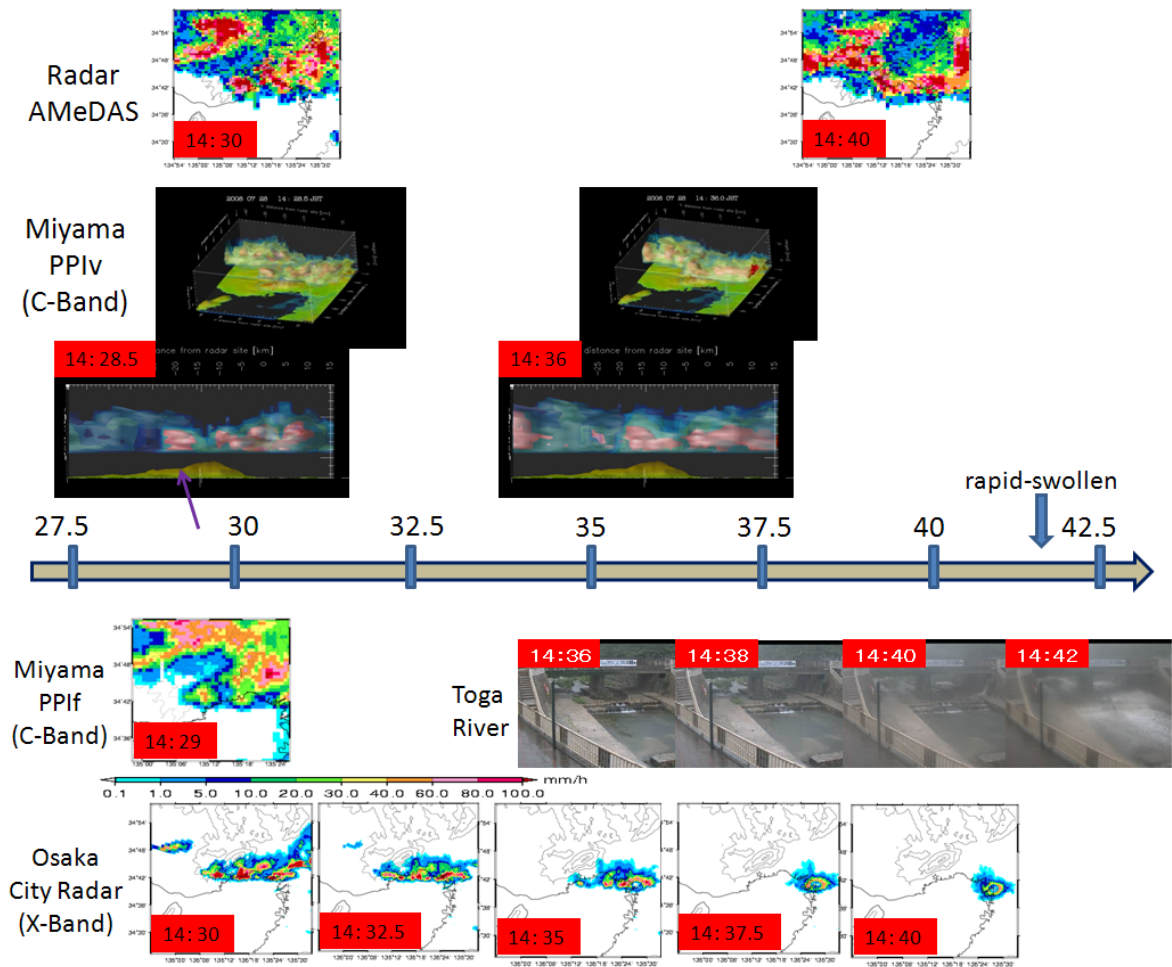


Fig. 10 Situation around Toga River after the origin of the cumulonimbus cloud detected by radars (No.2)

4.3 力学的指標を用いた都賀川豪雨の解析

豊中豪雨事例と同様に力学的指標を用いて解析を行う。都賀川豪雨事例においては, AMeDASを用いず, MSMのGPV情報のみを用いて解析を行う。

Fig.11に都賀川豪雨事例における13時, 14時, 15時のMSMのGPV情報を用いたGPV風速および, 大気環境場情報を都賀川周辺域で示す。大気環境場の情報は水平収束, 水蒸気流入量, CAPEである。

風速場は13時から14時にかけて大阪湾から都賀川周辺に流入する地上風が存在しており, 北方からの風と南方からの風の境が都賀川周辺に存在する。その挙動は水平収束が都賀川周辺に収束域があることもよく対応している。水蒸気流入量に関しては, 14時, 15時と豪雨となる時刻では都賀川周辺では周囲よりも流入が少ないことがわかる。CAPEにおいては都賀

川周辺で13時から15時にかけて段々と弱くなっており, 周囲と比較してもそれほど大きな値ではない。

以上のように, 水蒸気量が関係する水蒸気流入量, CAPEに関しては, MSMは都賀川豪雨事例に関しては有効な予測ができていないと想像される。その原因の一つとして, 津口・成田(2009)はMSMの初期値における下層の水蒸気量が少なかったことを挙げている。

豪雨を説明するにあたり力学的指標はその助けとなり, 風速や水平収束を見ても, 大きなスケールにおいて豪雨の起こりうる大気場であると考えられる。しかし, GPV情報のみでは豊中豪雨事例の風速ほど下層の風速が局所性を表現できておらず, 小さなスケールでの様子はわからない。つまり, GPV情報のみを用いての解析では不十分であると言える。

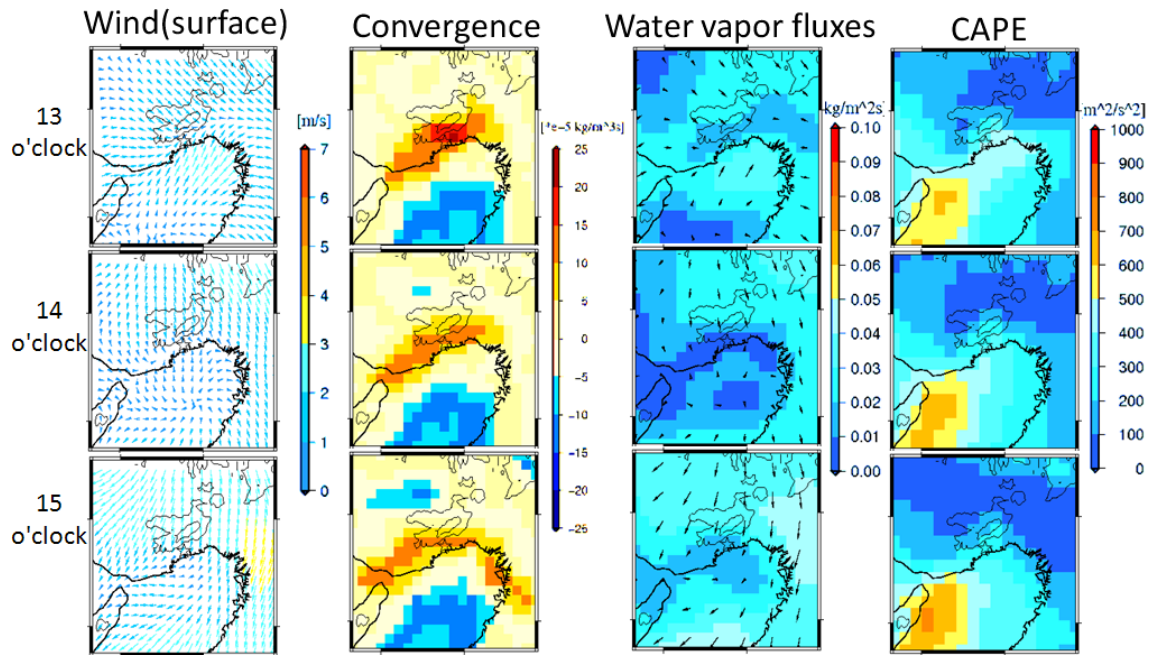


Fig. 11 Dynamical indexes such as surface wind, horizontal wind convergence, water vapor fluxes and CAPE (Convective Available Potential Energy)

4.4 まとめおよび考察

都賀川は表六甲河川と呼ばれる六甲山から瀬戸内海に注ぐ24水系の一つであり、流路が短く急勾配で流域面積が小さいという特徴をもつ。都賀川流域周辺の雨量観測においては14時30分から15時にかけて強い降雨を観測しており、この間に都賀川の水位は1.34m上昇している。レーダーで捉えられた都賀川上空の降水域の挙動はこの流域での観測状況と対応しており、またゲリラ豪雨の卵の状態レーダーでとらえることができていた。すなわち、都賀川災害時のゲリラ豪雨はレーダーに捉えられていないほど急激に成長し、豪雨をもたらしたわけではない。一方、レーダー観測の方法によって豪雨を引き起こす降水域を初めて捉える時刻が違うことが判明した。本研究で用いたレーダーの中で立体観測 (PPIv) が最も早期にゲリラ豪雨の卵を観測しており、反射強度を測る立体観測の有効性が示された。

本事例に取り組むにあたり豪雨域が六甲山周辺であったためレーダービームが遮断されている恐れがあったが、レーダービームは六甲山の上空を通過しており、低仰角の観測においてゲリラ豪雨の卵をとらえることができていた。

ゲリラ豪雨の卵は低仰角が観測している高度よりも上空で生成していた。この上空で生成されたゲリラ豪雨の卵が発達し豪雨をもたらしたことから、この卵を早期に探知するためには上空の監視が必要であることがわかる。上空の監視を行うことで卵を早期に探知し、積乱雲内に降水粒子が蓄積されていく様子を捉

えることができる。ただし、時間分解能が粗いと上空の細かい挙動はわからず、ゲリラ豪雨のような急激な発達をする積乱雲の内部で降水粒子が蓄積する様子を捉えることなく、降水粒子の落ち始めをレーダーが捉えられた直後には豪雨となってしまふ。すなわち、突如として強降水域が現れるゲリラ豪雨となる。ゲリラ豪雨の卵を少しでも早く探知し、少しでも早く人を避難させるためには高時間分解能の立体観測が必要であることを示した。

5. 結論

序論で述べた3つのアプローチを用いてまた3つの判断基準を念頭に置き、豊中豪雨事例、都賀川豪雨事例を複数のレーダー情報を用いて解析を行った。豊中豪雨事例においては、ドップラー風速と豪雨発達域とが対応していることを示し、ドップラー風速に関して同化による利用の可能性を示した。都賀川豪雨事例においては、ゲリラ豪雨の卵をレーダーによって捉えられた時系列を追うと、深山レーダーのPPIv、オークレーダー、深山レーダーのPPIfという順番で捉えている。都賀川に豪雨をもたらしたゲリラ豪雨の卵は高度が5kmほどのところにのみあったため、5分間に3回観測している高時間分解能の深山の低仰角観測ではとらえる時間が遅れ、また深山レーダーのPPIvは7.5分に1回のため時間分解能が粗く豪雨の発生発達の一部分しかとらえることができていないということを明

らかにした。低仰角で比較した場合では、感度の良いXバンドレーダーがゲリラ豪雨の卵の情報をいち早くとらえることができていた。しかしそのあとの降雨減衰により定量的な観測ができていないことも示した。

以上のことから、ゲリラ豪雨を予測するためには、高時間分解能の立体観測が必要であり、また高空間分解能で監視できるXバンド偏波レーダーによる観測が最適であることが判明した。すなわち、Xバンドによる観測の利点を認識し、最新型Xバンド偏波レーダーネットワークの導入を進めていくことの有効性を本論文で示したとも言える。ただし、本論文の重要な結論である高時間分解能の立体観測を行うことにより、このネットワークはより有効なシステムになりうる。Xバンドのネットワークは限られた範囲をより細かい精度で観測することが特徴であるため、それ以外の箇所は現状のCバンドレーダーをあわせて使っていくことで、全国を網羅することも必要である。

ゲリラ豪雨の予測のためには、まず豪雨となる卵の探知能力を上げることが予測の第一歩であり、早期に探知出来れば5分でも10分でも早く予測することができ、避難の時間を稼げることとなる。この5分、10分の予測手法の開発に今後取り組むことが必要であり、また、予測手法が実現する前でも、今回示したような立体観測画像を防災機関等にリアルタイムで配信し、対象領域は危ないかという視点で注視することで対象領域に危険が迫るかどうかの危険察知を行うことができる。本研究ではゲリラ豪雨の予測に結びつくような手掛かりを提示できた。

謝 辞

本論文で用いた国土交通省深山レーダーの観測情報は近畿地方整備局淀川ダム統合管理事務所から、大

阪市オークレーダーの観測情報は建設局下水道河川部から研究用として提供いただいた。オークレーダー情報の読み取りに関しては(株)日水コンの柴田研様に多大な労力をいただいた。また、都賀川上空の雲映像は神戸市在住の山本博様からご提供いただいた。ここに深く感謝する次第である。

参考文献

- 大阪管区気象台(2006)：8月22日に発生した局地的な大雨について，pp.1-3.
- 神戸海洋気象台(2008)：平成20年7月28日の兵庫県南部の大雨について，pp.1-5.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988)：三次元レーダー雨量計情報の可視化，土木学会論文集，第393号/II-9，pp.161-169.
- 中北英一・矢神卓也・池淵周一(2000)：1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性，土木学会水工学論文集，第44巻，pp.109-114.
- 中北英一・寺園正彦(2008)：地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法，土木学会水工学論文集，第52巻，pp.331-336.
- 津口裕茂・成田正巳(2009)：2008年7月28日の兵庫県の大雨 ～MSMの予測失敗の原因～，日本気象学会2009年度春季大会講演予稿集，p98.
- 山口弘誠・中北英一(2008)：アンサンブルカルマンフィルタを用いたドップラーレーダー情報の4次元同化設計，土木学会水工学論文集，第52巻，pp.343-348.
- 山口弘誠・中北英一(2009)：偏波レーダーCOBRAを用いた降水粒子種類の同化手法の提案，土木学会水工学論文集，第53巻，pp.355-360.

A Study on Detecting Origin of Localized Torrential Rainfall Using Volume Scanning Radar

Eiichi NAKAKITA, Kosei YAMAGUCHI*, and Hiroyuki YAMABE**

* Institute of Sustainability Science, Kyoto University

** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

On July 28 in 2008, 5 people were washed away by the rapid-swollen Toga River. The accident was caused by the localized torrential rainfall. The rainfall is occurred by cumulonimbus clouds that develop rapidly in a very short time. Therefore, it is difficult to predict such rainfalls. Now then, as that cloud at early stage consists mainly of iced water droplets in upper atmospheric layers, the volume scan radar monitoring can detect the origin of the rainfall earlier than the operational monitoring. In this study, to clarify what information is necessary for forecast, various radar observations of the localized torrential rainfall are compared, especially comparison C-band and X-band radar, comparison PPI scan and Volume scan Doppler velocity, are focused on. As a result, the origin of the cumulonimbus cloud at the height of 5 km was detected by volume scan observation 4 minutes earlier than the operational monitoring.

Keywords: Guerrilla-heavy rainfall, Volume Scan, radar