

ドップラーライダーと高分解能気象モデルによる 都市の極端気象予測

古本 淳一^{1*}

Forecasting of extreme weather using Doppler Lidar and high resolution numerical model in metropolitan area

Jun-ichi Furumoto^{1*}

概要

本研究ではコヒーレントドップラーライダーを高度 200 m の超高層ビルの屋上に設置し、100 m 分解能で東京都心における水平風観測を実施するとともに、非静力学気象予報モデルにドップラーライダーの視線風速をデータ同化することで、都市部における局所的に強い降水に対する精度向上を実現した。

1. はじめに

局地的豪雨のような極端気象現象が発生すると、土砂崩れや河川の氾濫、家屋の浸水といったように、社会的に大きな被害をもたらすだけでなく、時には人命を脅かす大きな災害となることもある。このような自然災害による被害を軽減するには防災情報の正確かつ迅速な発信が必要である。こうした極端気象現象に対する現状の予報精度は高くなく、早急な改善が望まれる¹⁾。

気象庁気候監視変動レポート（2015年）によると、非常に強い雨である1時間降水量 50 mm 以上の年間発生回数は年々増加傾向にある。また都市においては人工排熱やビルの蓄熱効果の影響によりヒートアイランド現象が顕在化している。東京における気温変化率は1931~2014年において3.2 °C/100年と非都市域の2倍の増加量となっており、積極的なヒートアイランド対策なしには今後も上昇すると考えられる²⁾。

局地的豪雨をより早く捉え予測するには、下層の高相当温位の気塊の流入や潜在不安定な成層状態、鉛直シアなどが重要であることはよく知られている^{3,4)}。しかしこの大気下層における風況は地表面の影響を強く受けるため、地表面状態が複雑な都市では上空の風況も複雑で積乱雲の形成に重要な風の下層収束の場所や時間を正確に予測することは困難である。そのため都市域での水平風の動態を捉え強い下層収束をいち早く見つけることが、局地的豪雨の予測向上に寄与すると考えられる。

ドップラーライダーは、風向・風速といった風に関する情報を得ることができるリモートセンシング技術である。この技術は大気観測の有効な手段として注目されており、航空機や衛星に備え付けられ観測が試みられている。このドップラーライダーを実際に都心の真ん中に設置し観測を行うことが一番大きな効果を発揮すると考えられる。

2017年7月18日受理。

¹⁾〒611-0011 宇治市五ヶ庄 京都大学生存圏研究所大気圏精測診断分野

* E-mail: furumoto@rish.kyoto-u.ac.jp

2. ドップラーライダーによる都市の風況観測

LIDAR (Light Detection and Ranging) は光を用いたリモートセンシング技術の1つで、パルス状に発光するレーザー照射に対する散乱光を測定し、遠距離にある対象までの距離やその対象の性質を分析するものである。RADAR (Radio Detection and Ranging) に類似したリモートセンシング技術であり、レーダーでは主にマイクロ波の電波が用いられるのに対し、ライダーではより波長の短いレーザー光が用いられる。すなわちライダーとレーダーの大きな違いは波長である。レーダーの散乱体が大気乱流や降水粒子など比較的大きな散乱体であるのに対し、ライダーはより小さなエアロゾルや大気分子に感度がある。ライダーでは大気中に浮遊するエアロゾルによるミー散乱や空気分子によるレイリー散乱を観測することが出来る。また、大気の散乱と大気分子の吸収を組み合わせた差分吸収法やラマン散乱法を用いてガス状物質の濃度分布を測定することも可能である。散乱光のドップラーシフトを利用して散乱体の移動速度から風向風速を測定することも出来る。

これらの光の散乱過程には弾性散乱と非弾性散乱が存在しており、弾性散乱は入射光と散乱光の波長が等しいものであり、非弾性散乱は散乱波長が変化するものである。大気浮遊粒子の大きさや形状、構成される物質の散乱吸収特性によりどちらの散乱過程が卓越するかが異なる。

2.1 ドップラーライダーの原理

自然界において一般的に大気中にはエアロゾルが存在する。ドップラーライダーは、レーザー光を発射して大気中に存在するこの無数のエアロゾルによる後方散乱光を受信する。この時、エアロゾルが風に乗って移動しているならば、散乱光の周波数はドップラー効果によってシフトされている。このドップラー周波数を解析することにより、観測点から離れた位置における視線方向の風速を測定することが可能となる。

コヒーレントドップラーライダーは十分にコヒーレント性があるレーザー光と望遠鏡を用いてエアロゾルが移動している様子をコヒーレントに検出する。望遠鏡によって集光された散乱光は、光ミキサー上で種光源からの連続光と重ね合わされる。このように受信信号は送信に用いたものと同一の局部発振器からの放射と混合され周波数差を計測することにより、移動する粒子から後方散乱された光の周波数のドップラー偏移を高精度に検出することが可能である。一方、インコヒーレントドップラーライダーも開発が進められている。これは紫外域のレーザーを用いてレイリー散乱光を受光する高分解能の分光器を用い、ドップラーシフトを検出するものであるが遠距離での観測は難しい。

2.2 基本構成

コヒーレントドップラーライダーは、1980年代に波長 10 μm で発振する CO_2 ガスレーザーが広く研究された。1990年代以降になると 1.5 μm より長い波長で発振する、レーザーダイオード励起固体レーザーが使われるようになり、近年はより安価なファイバーレーザーが使われるようになった⁵⁾。

観測に使用したドップラーライダーの構成を図1に示す。使用した望遠鏡はカセグレン式望遠鏡を用いた。シードレーザーから発信された赤外連続光を、光変調器でコントロールしパルスレーザーへ成形した後、光アンプで増幅させ、望遠鏡で大気中に射出する。大気中のエアロゾルの動きに応じてドップラーシフトを受けた反射光を同一の望遠鏡で受光する。その後、光ミキサーに入れて数 10 MHz 程度のうなりを作る。受光した信号成分のうち低周波のビート信号を A/D 変換し、デジタル信号として取得する。A/D 変換によりデジタル化された受信信号にフーリエ変換を施して得られる受信光強度とドップラー周波数偏移から、大気浮遊粒子の距離と風速を求めることが可能となる。例えば波長 2 μm では周波数の偏移 1 MHz が風の視線方向成分で 1 m/s の大きさに対応する。

本研究で使用した装置は仏国 Leosphere 社の「WINDCUBE 200S」である。この機器は小型ポータブルなドップラーライダーで、最大観測距離は公称値で 6 km の性能を有している。

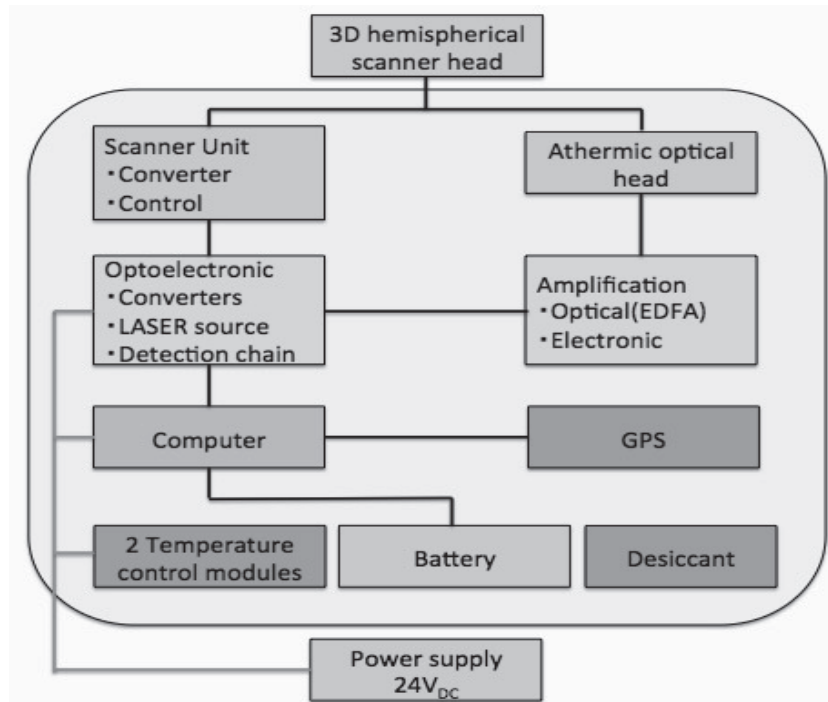


図1：WIND CUBE 200S のシステム構成図

この観測機器には大きく分けて、ライダープロセッサ、スキャンヘッドプロセッサ、コンピュータ、望遠鏡、レーザーアンプが搭載されている。ライダープロセッサとコンピュータでレーザーの送受信の制御を行い、アンプでシードレーザーを増幅し送信を行う。大気で散乱された光を望遠鏡で受光しライダープロセッサで検波を行う。スキャンヘッドプロセッサはレーザー本体上部に設置されているレンズを、方位角 0~360 度、仰角 -10 度~90 度の範囲で動くように制御している。WINDCUBE 200S の性能とハードウェア環境を表 1 に示す。WINDCUBE 200S は、レンジ分解能を 25 m, 50 m, 75 m, 100 m の 4 種類選択できる。その分解能に応じて計測範囲が変わる。例えばレンジ分解能を一番高い 25 m に設定した時の計測範囲は 50 m ~ 2500 m となり、100 m の時は 200 m ~ 6000 m となる。観測できる最小距離は設定したレンジ分解能の 2 倍の距離となる。

出力されるレーザー光は最大出力 5 mW、パルス幅 400 ns、200 ns、100 ns (選択)、中心波長 1543 nm であり、レーザー安全レベルでクラス 1 M のアイセーフ性 (目に対するレーザー光の安全性) をもつ。

表 1 : WINDCUBE 200S の性能とハードウェア環境

WINDCUBE 200S	性能
測定方式	自動連続観測
レンジ分解能	25m,50m,75m,100m
最大計測範囲	50m~6km
方位角	0~360度
角度分解能	0.1度
回転速度	0.5~4度/s
スキャン位置リフレッシュレート	2Hz
計測可能風速	-30~30m/s
仰角	-10~90度
計測モード	PPI,RHI,DBS,LOS
重量	232kg
防塵防滴性能	IP65
耐熱性	-25度~45度
耐湿性	10%~100%
耐塩性	ISO 9227
外気設計条件	平均風速 50m/s、最大瞬間風速 75m/s
電源供給	110-240V(AC) / 50-60Hz
電力消費	500W~1600W

3. 非静力学気象予報モデル

本研究では、東京都市域で観測された局地的豪雨の再現と、ドップラーライダー観測データの気象予報モデルへのデータ同化を行うために、WRF (Weather Research and Forecasting Model) モデル - ARW (Advanced Research WRF) バージョン 3.4.1 を用いた。

局地的豪雨の発生、発達過程を明らかにするため個々の積乱雲が解像可能な計算領域を設定し、親ドメインは関東平野全域の領域であり水平分解能 1 km、子ドメインはドップラーライダーが設置してある日本橋三井タワーを中心とした東京都心の領域で 200 m に設定した (図 2)。対象とした事例は関東周辺に前線が存在し、降水強度が 5 mm/10 min を上回った 2015 年 9 月 6 日と 10 月 2 日の事例である。計算時間は 2015 年 9 月 6 日の 18:00~24:00JST、2015 年 10 月 2 日の 09:00~15:00JST の 6 時間積分を行った。表 1 に示すように初期値・境界値は気象庁メソ予報モデル (MSM) の予報値を用い、不足する地表面温度の情報は NCEP の FNL (Final Analysis) を用いた。鉛直層は領域 1 および領域 2 で共通の 50 層とし、地表面付近ほど分解能を高く、上空に行くほど分解能が粗くなるような可変グリッドを用いている。積乱雲の発生・発達過程を再現するため、グリッドの最下層の高度分解能は約 100 m で、最上層は約 2000 m と設定した。また最上層の気圧は約 100 hPa であり高度は 16 km に相当する。タイムステップは領域 1 では CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 条件を考慮し 6 秒に、領域 2 では 1 秒で設定した。今回の事例ではこれ以上の時間に設定してしまうと計算不安定を起こしてしまい破綻する。

SST (Sea Surface Temperature) データは NASA が提供する水平分解能 1 km の GISST (Global 1-km Sea Surface Temperature) を用いた。大気境界層のパラメタリゼーションは領域 1、2 まで改良 Mellor-Yamada Level 2.5 乱流クロージャーモデル (MYNN level2.5) を採用した。土地利用条件における植生データは環境省が提供している 100 m メッシュ植生データを用い、地形データは国土地理院が提供している 10 m メッシュデータを用いた。

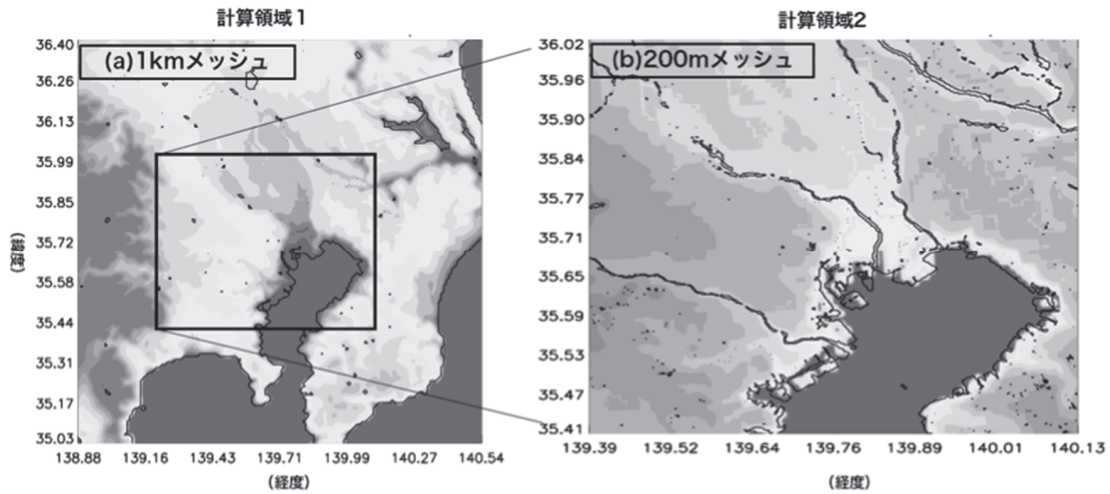


図 2: (a):領域 1 の計算領域 (関東平野全域)
(b):領域 2 の計算領域 (東京都心部周辺)

WRF には初期設定として、地形データや土地利用条件などの情報が含まれている。しかし本研究ではそれを入手可能な限り細かい情報に置き換えた。その理由として、本研究で捉えようとしている局地的豪雨の空間・時間的スケールは非常に小さく、現在においても予報は困難であることがあげられる。その要因として挙げられるのが、モデルの分解能が捉えたい現象のスケールに対して粗過ぎることや、環境設定のデータが粗いことによりモデル内で正確に現象が反映されないことなどである。これらの問題を解決するために、モデルの高分解能化と詳細な環境設定のデータを導入した。気象庁が現業で用いている MSM が 5 km 分解能であるのに対して、本研究のモデルでは分解能を 200 m と 25 倍に上げた。また各種の環境設定は表 2 のものを採用することで、より詳細な結果が得られることが期待される。

表 2: 数値シミュレーションで用いた計算設定

Using Model Type	WRF-ARW Version3.4.1
計算領域と 格子数・解像度	151 × 151 grids 1 格子 1km (領域 1) 331 × 331 grids 1 格子 200m (領域 2)
鉛直総数	50 層 (モデル最下層の層厚は約 100m)
タイムステップ	6 秒 (領域 1)、1 秒 (領域 2)
大気境界層・パラメタリゼーション	MYNN Level2.5
初期値・境界値	JMA-MSM・NCEP-FNL
SST	NASA JPL 1km G1SST
土地利用条件	環境省 100m メッシュ植生データ
地形データ	国土地理院 10m メッシュデータ

3.1 ドップラーライダー観測データの同化

都市域における局地的豪雨の発生、発達過程の予測精度向上に向けて、コントロールランの分解能向上だけでなくドップラーライダー観測で得られた風のデータを気象予報モデルに同化しそのインパクトを調べ、都市におけるドップラーライダー観測データの最適な同化方法について検討を行った。

データ同化とは、観測データから得られた情報を元に数値モデルに入力するデータを最適化し組み合わせる事で、出来る限り現実に近い解析値を得ることをいう。データ同化には様々な種類が存在しており、一番シンプルなものとして数値モデルの予報値を観測値に置き換える直接挿入法や、観測データで予報値を補正するナッジングという手法がある。また上述したものより複雑で時間もかかるがより精度向上が期待される3次元変分法や4次元変分法がある。予測精度を考えると4次元変分法の方が良い結果が得られる見込みが高いのだが、その分計算時間を大幅に必要とする。今回のような局地的な集中豪雨の現象を予測するに時間がかかりすぎるのは、より高い精度で予報できると言っても実用性の観点から現実的ではない。一方、直接挿入法やナッジングでは計算は比較的すぐに終了するのだが、同化結果のインパクトは弱いと考えられる。そのため本論文では、比較的高い精度を維持しつつ、なおかつ現象の予測に大幅な計算時間を必要としない、3次元変分法を数値モデルの予報結果と観測データの同化に用いた。

3.2 WRF データ同化システムによるデータ同化手法

ドップラーライダーで観測したデータをWRFに同化するために、WRFとともに開発が行われてきたWRFDA (Weather Research and Forecasting model Data Assimilation system) を用いた。本研究ではWRFDAに組み込まれているドップラーライダーの視線風データを同化するシステムをドップラーライダーのデータ同化に応用する。WRFでは視線風のデータ同化を行うためのデータフォーマットが指定されており、ドップラーライダーの観測データフォーマットからのフォーマット変換プログラムを作成した。オリジナルのドップラーライダー観測のデータはレンジ分解能が100 m、時間分解能が1度/1 sで特にレンジ分解能が計算領域2の水平分解能より小さいので、計算不安定を起こさないように500 m分解能までデータの間隔を粗にしている。またドップラーライダーの観測地点から3 km以遠のデータは欠測やノイズが多く、計算不安定を起こす要因となるのでデータ同化には用いないこととした。データ同化用の初期値の作成にはコントロールラン(標準実験)用に予め用意した計算領域2の初期値を、フォーマット変換を行ったドップラーライダー観測のデータより修正が行われ、観測データが欠測している部分はWRFDAシステムにより推定が行われデータセットが作成される。

4. 観測結果

4.1 都市におけるドップラーライダー観測

都市の地表面付近の風況を明らかにするためにドップラーライダーを日本橋三井タワー屋上(高さ約200 m(図3))に設置し、連続観測を開始した(図4)。観測パラメータの設定は表3の通りで可能な限り細かな大気構造を見るためにレンジ分解能は100 m、角度分解能6分/1周とした。東京都市部では航空機の離発着規制により高層ビルの高さが約250 m以下であり、高さ200 m級のビル屋上に設置することで人工構造物によるレーザー光の遮蔽をできるだけ抑制でき、地表面付近の大気を広い範囲で水平スキャンすることが可能となる。



図 3： 高層ビル屋上に設置したドップラーライダー（Wind Cube 200S）



図 4： 日本橋三井タワー

表 3：ドップラーライダーの設定

Coherent Doppler Lidar	Windcube 200S
計測範囲	100m～4km
レンジ分解能	100m
時間分解能	1周6分
計測精度	±0.5～30m/s
走査方位角	0～360度
仰角	0度

4.2 豪雨発生事例の抽出

豪雨と呼ばれるような強い降水が確認される時には、積乱雲の発達に伴う大気下層の風の収束や、前線の通過等による風向の変化が見られることが多い。本研究ではそのような豪雨の事例を抽出するために、2015年6月から11月までの半年間において、東京の千代田区北の丸公園の東京管区気象台に設置してある地上アメダス観測所で降水が観測された全事例について検証すべき事例を絞り込んだ。これはドップラーライダーが設置してある日本橋三井タワーから一番近い位置に存在する地上アメダス観測所で、西北西に約2 km離れたところに設置してある。上記の半年間で、気象庁が降水と定義する1 mm以上の降水が東京の地上アメダスで観測されたのは68事例あった。その68事例を1時間降水量10 mm以上の条件で絞り込むと15事例となり、これらの事例をさらに10分降水量5 mm以上の降水があった事例に絞り込むと10事例となった。ここでの10分降水量5 mm以上とは、気象庁が定義する1時間降水量30 mm以上の激しい雨に該当する。この時、山崩れや崖崩れがおきやすくなり、危険地帯では避難の準備が必要とされ、都市では下水管から雨水があふれるような状況となる。

5. 豪雨発生時の事例解析

5.1 孤立積乱雲型

ドップラーライダー観測期間中の2015年6月23日に関東地方で成層不安定場における積乱雲の発生・発達により、東京都市域周辺で局地的な大雨となった。本研究では個々の積乱雲が次に形成されたこの日を孤立積乱雲型による大雨とした。図5は2015年6月23日の0900JST(日本標準時)の地上天気図である。

日本の南岸に前線が停滞しており日本付近は日本海に中心をもつ高気圧に覆われており、天気図スケールからは局地的な大雨をもたらすような様子は見られない。一方、地上天気図では現れないが、この日の上空に寒気が流入しており、東北から近畿地方にかけて不安定な成層状態になっていた。この時のレーダーで観測された降水を図6に示す。

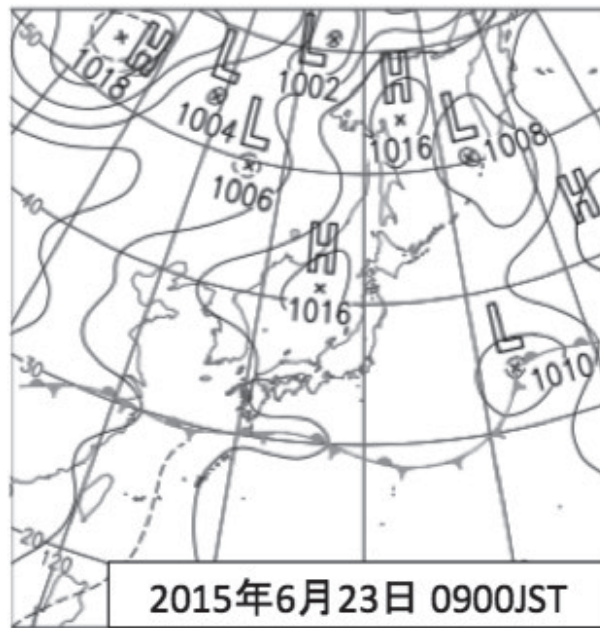


図 5 : 6 月 23 日 0900JST の地上天気図

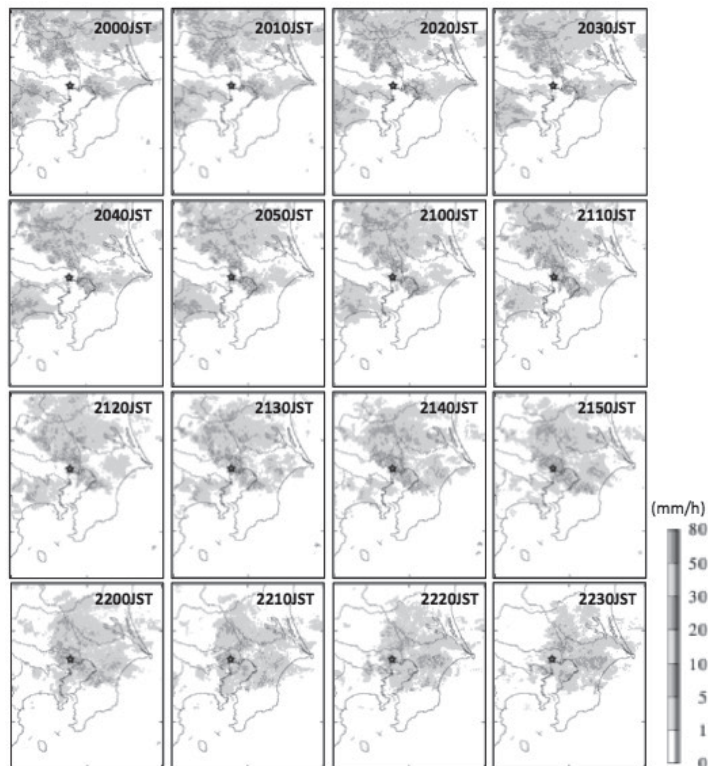


図 6 : 気象庁レーダーによる 2000JST~2230JST の降水強度分布 (6 月 23 日)
図中の星印はドップラーライダー観測点を示す。

2000JST にはドップラーライダー観測を行っている東京都心部（図 6 中の星印）では降水は見られなかったが、北関東では降水強度が 30 mm/h を上回る積乱雲が発生・発達した。2000JST 以降、これらの積乱雲は 1~2 時間スケールで成長・衰弱を繰り返しながら全体的に北から南へ移動していく様子が見られた。ドップラーライダー観測域周辺では 21 時 40 分頃に強い降水が観測されており、アメダス練馬では 21 時 40 分からの 10 分で 16.5 mm の降水が観測された。また千葉市では 20 時 10 分からの 10 分で 12 mm の降水があった。

一方モデルで予測された降水予測を図 7 に示す。コントロールラン（解析値から得られた初期値に人工的な誤差を与えないで計算した数値予報）では 2000JST~2300JST にかけて北関東から降水システムが時間とともに南下していく様子が再現されている。レーダーで観測された東京都市域周辺の個々の積乱雲の発生・発達過程は見られなかったが、千葉市周辺で発生した積乱雲についてモデル内でシミュレートすることができた。

2000JST では東京湾から北関東にかけて南~南南西風の流入があったが、2100JST には北関東から千葉にかけて風向が西~北西の風に変化した様子が見られる。この時刻に東京湾からの南西風と北西風との収束域で積乱雲が形成した。2200JST には北関東からの北西風は 2100JST より増大し、千葉市付近での風の収束が顕著になるとともに積乱雲が発達していった。2300JST には東京湾で卓越していた南西風も西~北西風に変化するとともに個々の積乱雲の発生・発達も見られなくなった。総観場の天気図では前線の通過や低気圧の通過は見られなかったが、メソスケールの前線が関東地方を通過し、そのタイミングにおいて都市部周辺で個々の積乱雲が発生・発達し、局地的な大雨をもたらしたと考えられる。

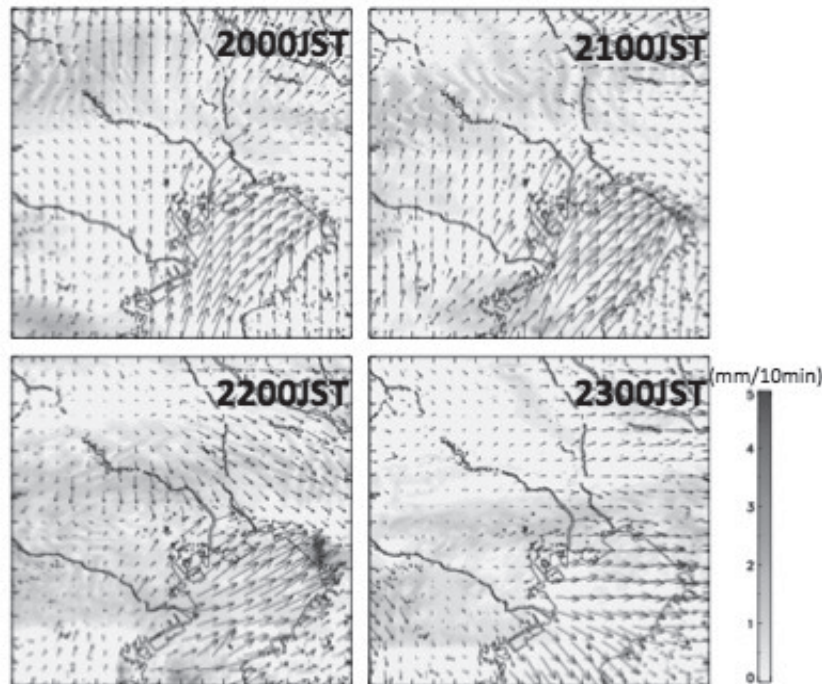


図 7: 数値予報モデルによりシミュレートされた 6 月 23 日 2000JST~2300JST の 10 分間降水量分布と地上風向風速分布（シェードは降水量を、ベクトルは風向風速分布を示す）コントロールラン

次に同じ 2015 年 6 月 23 日の事例について 1800JST にドップラーライダーの観測データを同化して、コントロールランと同じ領域、計算時間でシミュレーションを行った。図 8 はデータ同化により予測された降水量分布からコントロールランで予測された降水量の差分を示す。

図 7 のコントロールランと比較すると、2200JST の東京湾北東部で降水を予報している箇所がより強い降水強度を示すようになり、またその降水の発生箇所も南下したため現実のものに近づいた。

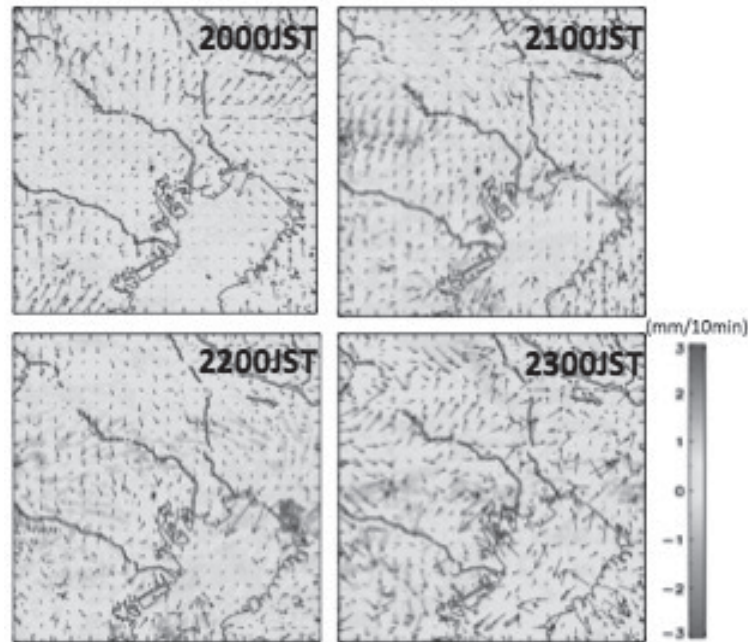


図 8: 6 月 23 日における 3 次元変分法によりシミュレートされた降水量分布
地上風向風速からコントロールランとの差分(寒色系は 3 次元変分法によりシミュレートされた降水量が多い時の差分を、暖色系はコントロールランの方が多量時の差分を示す)

全期間を通じてコントロールランよりデータ同化を行った方が北関東から北風がより強く表現されている。今回のデータ同化では観測場所の西側はビルの影響で欠測が多いため、観測点の東側の風向風速成分をデータ同化に使用した。そのためその影響は風下側である千葉方面に現れたものと見られる。

上記の関東平野全域でのモデルの結果を比較する。図 9 に 2100JST におけるコントロールランと 3 次元変分法によりシミュレートされたものの降水強度を示す。この図で比較したところ北関東の降水においては発生場所、降水強度共に大きな差は見受けられない。千葉市で発生した降水はデータ同化後の方が位置も降水強度も改善されたのに対し、こちらの現象には大きな変化が見られない理由として考えられるのは、データ同化した領域は東京都心部における日本橋三井タワーを中心に半径 3 km のエリアのみである。またデータの欠測が多い西側の領域は使っていない。観測サイトから地理的距離の近い千葉市での降水は、観測データによる風の効果がデータ同化時に強く反映されているため、より現実のものに近づいたのだと思われる。ドップラーライダー観測の風下側であり、有効なデータとして採用した東側であることから、千葉市に流入する風の流れをより精度よく捉えることができ、これによりモデルの予報精度が向上したものと考えられる。一方、北関東で発生した孤立型の積乱雲に対しては、観測サイトからの距離が遠すぎるため、また風上側であったためにデータ同化を行っても大きな影響を及ぼさなかったものと考えられる。

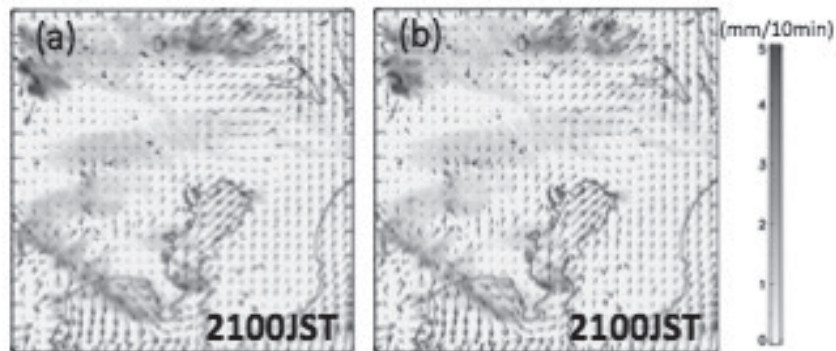


図9:(a):コントロールランでシミュレートされた降水量分布
(b):3次元変分法によりシミュレートされた降水量分布

5.2 停滞前線型

2015年9月6日は停滞前線に湿った気流が流れ込み、東京都心部や関東周辺で局地的な大雨となり竜巻等の気象災害が発生した事例である。この事例では関東周辺で4件もの竜巻が発生した。

図10は2015年9月6日0900JSTの地上天気図である。東シナ海に998 hPaの低気圧が存在し、そこから伸びる停滞前線が日本の太平洋沿岸にかかっている。また日本の東海上には高気圧があり、関東地方は高気圧の周辺をまわる南風となっていた。日本のはるか南には熱帯低気圧が存在し、総観場では関東地方は温湿気流が流入しやすい条件が整っていた。

2000JSTにはドップラーライダー観測点から南西方向に大きな雨域が存在し、その中に強い降水帯が神奈川県付近に存在した。降水強度30 mm/h以上の強雨域は時間の経過とともに北東に伸びるとともに線上に分布し、2050JSTにはドップラーライダー観測点付近に達した。2100JST～2140JSTにかけて観測サイトを強い降水帯が通過し、この時間にアメダス東京では34 mm/hの降水が観測された。2140JST以降東京都市域では強雨域は見られなくなり、茨城県方面に強雨域は移動した(図11)。

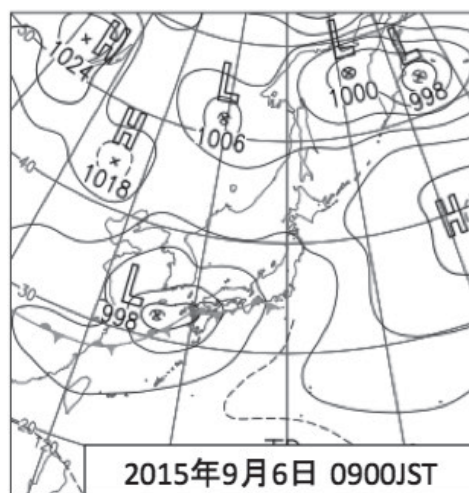


図10:2015年9月6日0900JSTの地上天気図

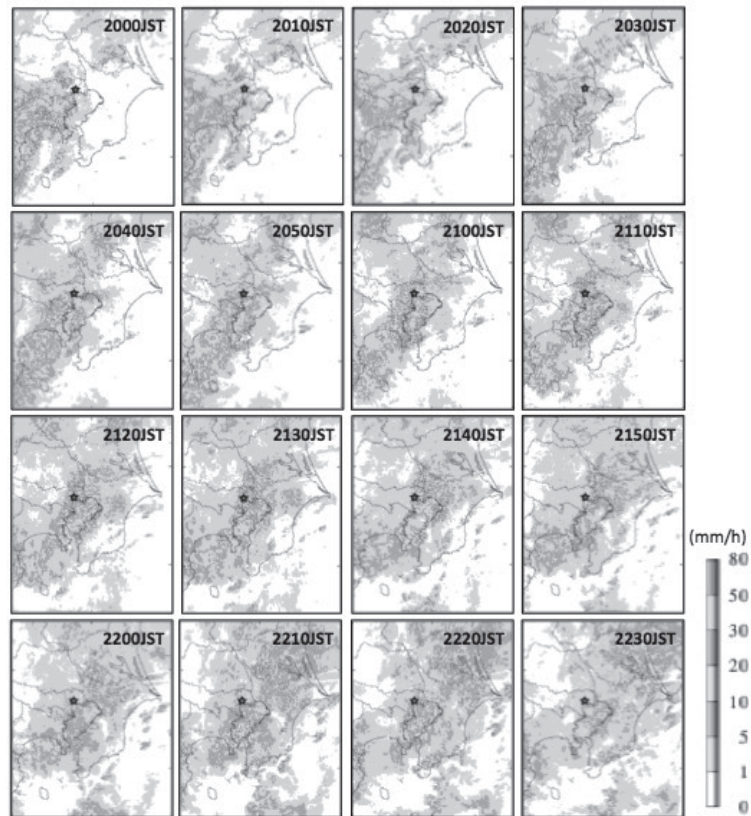


図 11： 気象レーダーによる 2000JST～2230JST の降水強度分布（9月6日）

図 12 はコントロールランにおける 2000JST～2300JST の 1 時間ごとの降水分布と地上風向風速分布を示す。モデルでの結果は、東京湾を抜ける風との収束を捉えており、東京湾内で発生している強い降水の再現に成功したことを示す。2000JST に東京都内で見られる降水帯は東京湾を通過する南東風の先端付近の収束域で形成されており、降水帯の北西側領域では相対的に風が弱くなった。2100JST には 2000JST と比べて降水帯が線状に広がり、東進している様子が見られた。降水帯東側では南東風が流入し、北東から南西に伸びる収束帯が維持された。2200JST では降水帯は 2100JST とほぼ同じ位置に停滞しており、同時間帯に東京都市域で強雨をもたらした。一方、2300JST にはこれまでの時間に見られた南東風の流入が弱まり、さらに降水帯は南東方向に移動し、東京都市域では降水が現れなくなった。東京都市域で観測されたこの事例にドップラーライダーのデータを同化した結果を次に示す。今回のデータの同化は、同化の開始時間を 1800JST からの 6 時間積分のものと 1500JST からの 9 時間積分の二つ用意した。1800JST での観測データには風向や標準誤差の値には大きな変化はなく、一方 1500JST の方では風向や標準偏差の値が大きかった時間のものである。

(a)の事例では、3次元変分法の降水領域の方が少し北側に出ていることが確認出来る。データ同化することで降水領域が東京に少し近づいている。しかし現象そのものが停滞前線による天気図スケールのもだったため、3次元変分法によるデータ同化では6月23日の小さなスケールでの事例と比較すると、非常に効果が薄くただ同化するだけで大きな精度の改善には至らないと考えられる。一方、(b)の事例では降水帯の位置がより東京に近づいており、降水位置が大幅に改善された。また東京湾から吹き込む風の流れが強化されたことも確認出来る。(b)の線状降水帯の北の部分で北西に広がるような降水帯も発生しており、レーダー画像と比較しても、その降水の場所の精度が改善されていることが分かる。今回の結果で示されたことは、(a)の事例の様に一様な風場を同化してもある程度の効果を得られるが、風向が変わったタイミングや標準誤差の大きくなった時の細かな風のゆらぎなどの

挙動を、ドップラーライダー観測なら高分解能で捉えることが可能であるため、そのタイミングの同化をすることでモデルの結果に大きな影響を与えることが出来る。当初、9時間積分は6時間積分よりも現象の発生までに時間が長いので予報精度も落ちると考えていたのだが、時間が長くなるという一概に予報精度が落ちる訳ではないことが判明した。今回の事例の結果より、ただデータを同化するだけではなくそのデータの同化のタイミングを適切に選択することで、降水予報の精度をより向上させることが可能になると考えられた。

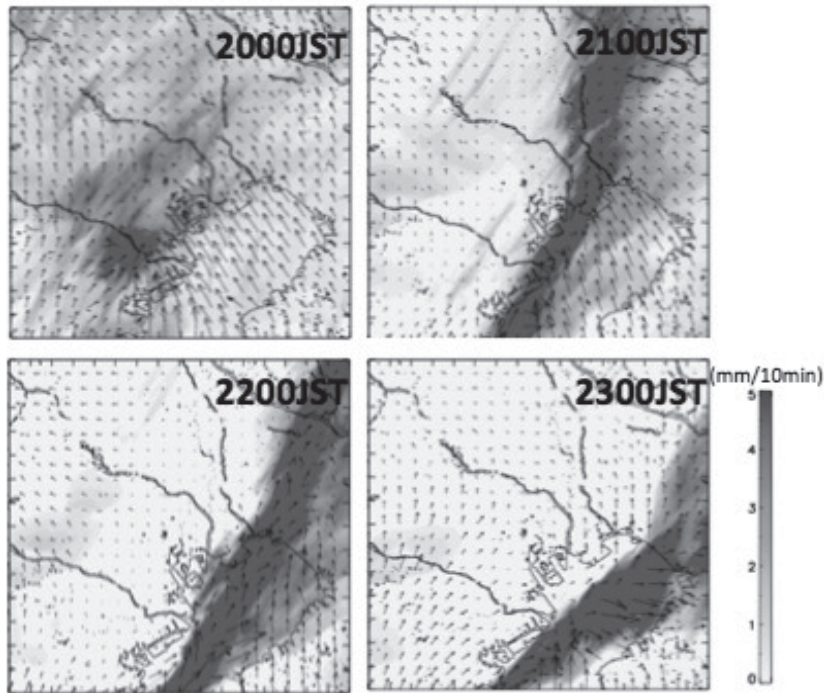


図 12： 数値予報モデルによりシミュレートされた 9 月 6 日 2000JST～2300JST の 10 分間降水量分布と地上風向風速分布（シェードは降水量をベクトルは風向風速分布を示す）コントロールラン

5.3 台風通過型

図 13 に 2015 年 9 月 9 日 0900JST の地上天気図を示す。東海付近には中心気圧が 990 hPa の台風 18 号が存在し、日本の東海上には中心気圧が 970 hPa の台風 17 号が存在している。関東付近は台風 18 号の前面の南風場と台風 17 号の北西側の東風場が流入する領域に位置していた。また、北海道の北に存在する 1028 hPa の高気圧から北東風が卓越する場となっており、台風 17 号の縁辺流との間に停滞前線が形成され、その西端が関東地方に伸びていた。

図 14 は観測サイト周辺で強い降水があった 1430JST～1700JST の 10 分毎の気象レーダーデータを示す。1430JST には観測サイトの西に総観場の風の収束に伴うと見られる収束域に対応する線状降水帯が南北に存在している様子が見られる。観測サイトの北側には複数の積乱雲で形成されている降水域が見られるが、観測サイトでは降水域は見られなかった。1430JST から 1520JST にかけて観測サイト西側に存在している線状降水帯が東進し、1520JST から観測サイト周辺でも強雨域が到達した。その後、線状降水帯は個々の積乱雲の衰弱、発生を繰り返しながらほとんど停滞していた。

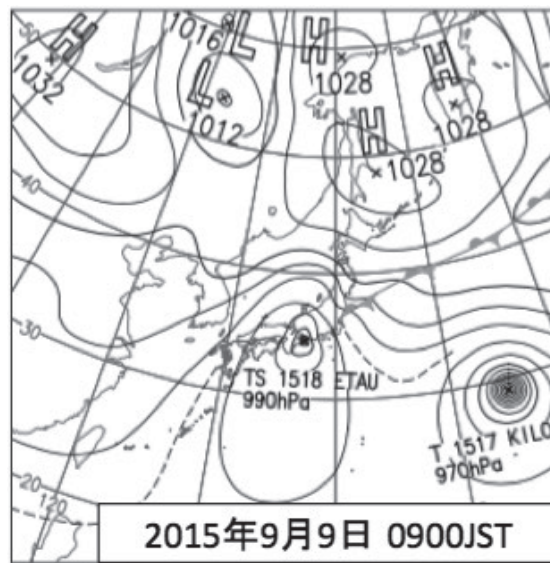


図 13 : 2015 年 9 月 9 日 0900JST の地上天気図

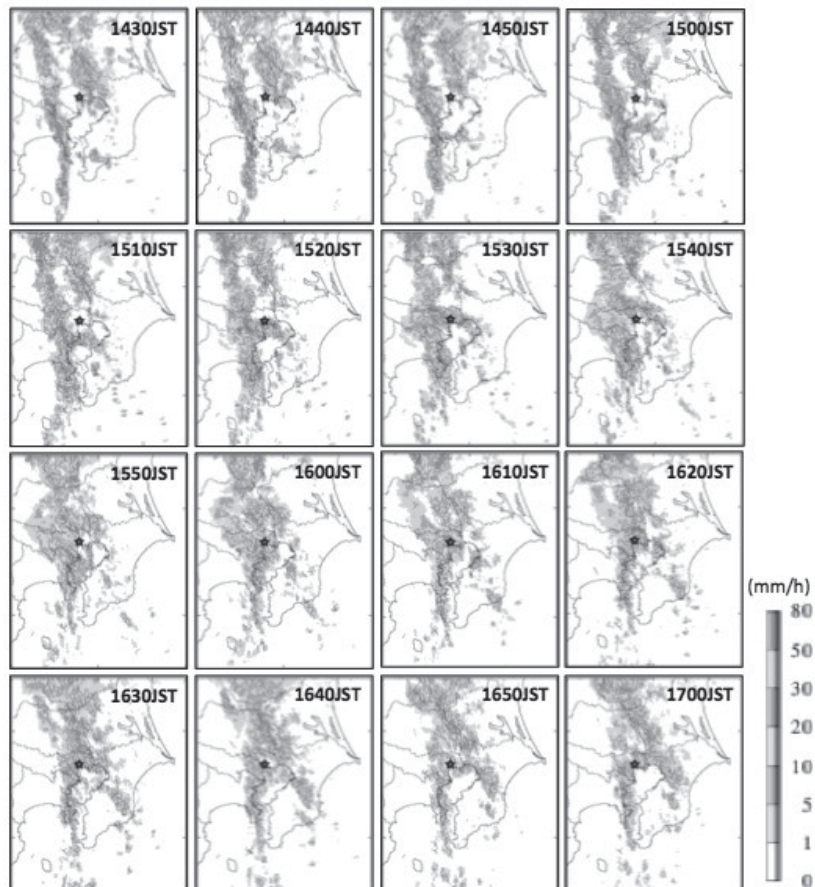


図 14 : 気象レーダーによる 2000JST～2230JST の降水強度分布 (9 月 9 日)

数値予報モデルによるコントロールランで線状の降水帯が予測されている（図 15）。1400JST では現実より位置が東へずれているが南北に数 100 km のスケールを持つ線状降水帯が再現されており、この線状降水帯は降水帯東側の南東風と西側の南南東風の境界付近で形成されている。1500JST には降水帯は前時間に比べて幅が広がり、ほぼ同じ位置に停滞した。レーダーデータからも線状降水帯の幅が時間とともに広がる様子が見られるが、数値予報モデルでは降水帯東側の南東風と西側の南から南南東風の収束が顕著であることが見られ、この幅の広がりは総観場の風の収束強化によるものと考えられる。この収束域は少なくとも 1600JST、1700JST にかけて維持されており、ほぼ同じ位置に停滞する原因の1つであると見られる。台風 18 号と台風 17 号の縁辺流の流入に伴う風の収束の様子を、現実大気と同様にモデル内でも再現することができた。降水の位置に関して MSM とモデルであまり大きな差が見られないのは、今回の事例が台風同士の風の収束による大規模スケールのもののため、5 km 分解能の MSM でも比較的精度よく再現できているためである。

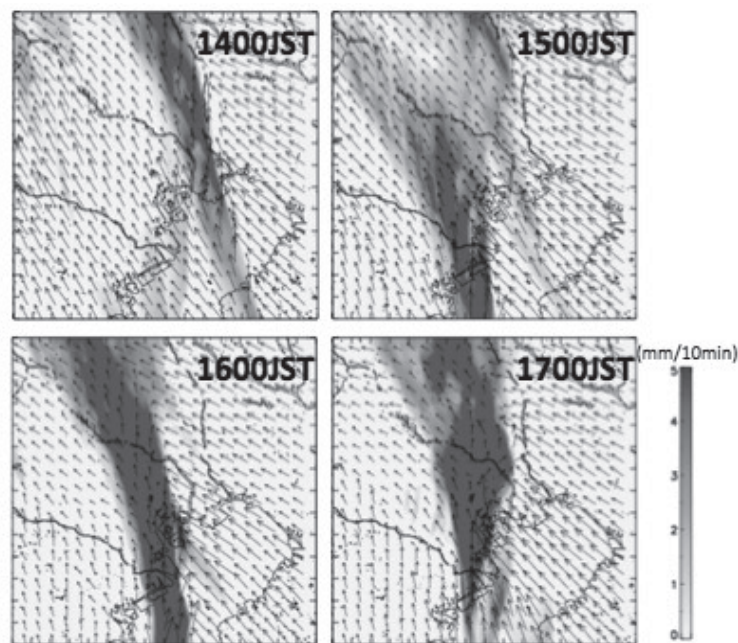


図 15 : 2015 年 9 月 9 日の数値予報モデルで再現された 1400JST から 1700JST の降水量分布と地上風向風速分布（シェードは降水量、ベクトルは風向風速を示す。）

ドップラーライダーで得られた観測データを数値予報モデルに同化した結果を図 16 に、3 次元変分法からコントロールランを引いた差分を図 17 に示す。図 17 における 3 次元変分法とコントロールランの差分を見ると、全体的には両者に大きな差は見受けられなかった。この原因として考えられるのは、この事例は台風通過型という大規模スケールな気象場のため、ドップラーライダー観測のデータ同化領域では小さすぎたため、モデルの計算途中で背景風にほとんど平均化されて、影響がほとんど見られなくなってしまったものと考えられる。6 月 23 日のような孤立型積乱雲による降水の予報には 3 次元変分法でも十分な効果が見られたが、9 月 9 日のような大規模スケールの気象場に対して今の 4 km 四方の観測データでは空間スケールが圧倒的に異なるため、大規模スケールの風場が支配的である時はコントロールランのみで十分に精度が出るものと考えられる。

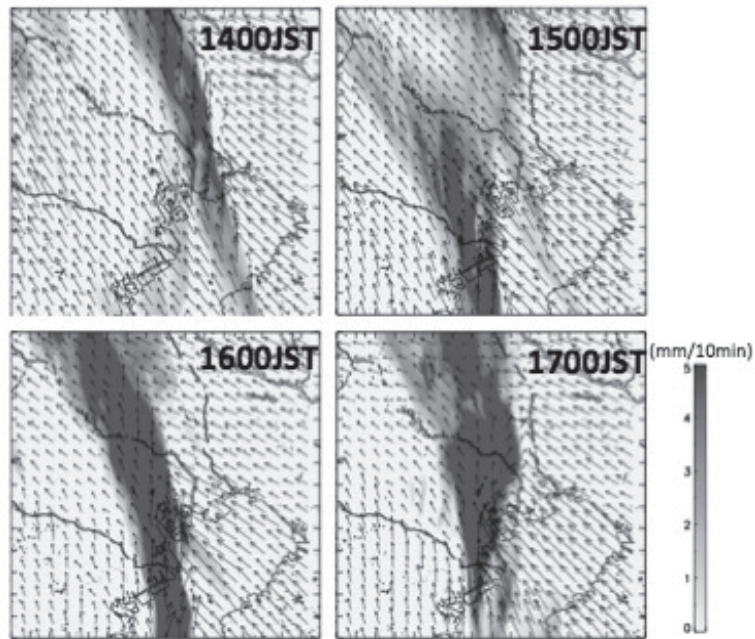


図 16: 3次元データ同化を行った 1400JST から 1700JST の 1 時間毎の降水量予測分布

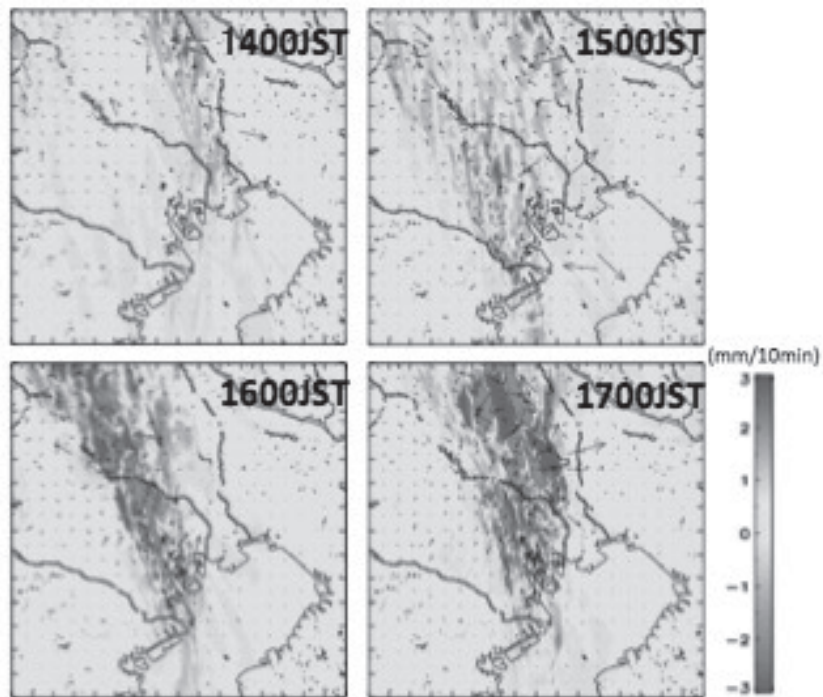


図 17: 9月9日における 3次元変分法とコントロールランの降水量と風向風速データの差分

6. 議論

モデルのコントロールランと気象庁 MSM との比較では、200 m 分解能まで上げたシミュレーションの方が、MSM よりも細かいスケールの現象を捉えることができた。またそのシミュレーションにドップラーライダー観測のデータを同化することで、よりその予報精度が向上することが前節まででわかった。しかし3次元変分法によるデータ同化をしたから必ず予報結果がよくなるわけではなく、大規模スケールにおける気象場に関するシミュレーションでは、精度の改善があまり見られなかった。理由としては空間スケールの大きな現象に対して、ドップラーライダー観測で得られた高分解能のデータを同化しても、その空間スケールがあまりにも小さすぎることが1つの要因として考えられる。例えば9月9日の事例のように、スケールの大きなものに対しては5 km 分解能の気象庁 MSM でもある程度の予報ができています。しかし6月23日の事例に代表される、短時間のうちに発生・発達した積乱雲による時間的・空間的に小さなスケールの現象に対しては、5 km 分解能の気象庁 MSM ではうまく予報はできていない。前線などの大きな場ではなく、個々の積乱雲による局地的な降水に関する予報は、現在用いられている気象予報モデルでは十分な予報精度は得られない。本研究で対象としているスケールの小さな現象に対しては、ドップラーライダーの高分解能のデータを数値予報モデルに同化することが有効であると考えられる。

またデータ同化の結果に、観測場所からの距離がモデルの結果に影響を及ぼすことが考えられる。6月23日の事例では、データ同化の結果が観測場所から比較的近い千葉市での降水は位置や降水強度がデータ同化をした結果改善されたが、観測サイトから離れている北関東で見られた降水に関しては大きな変化が見られなかった。これは千葉県方面が観測サイトの風下側であったためデータ同化の効果が大きく影響したと考えられる。現在は半径3km かつデータ取得率の高い西側のほぼ半分の範囲での観測データを同化しているが、風下側へはよりその同化の影響が及ぶと見られる。しかし半径3 km というのは観測範囲としては小さく、観測範囲が例えば10倍の30 km に拡大したもののデータを同化することができれば現在より飛躍的な精度の向上が期待される。

一方、降水予測には大気変動の大きい情報を持つデータを同化することが予報精度の向上に影響を与えることが考えられる。9月6日の事例では、6時間積分に比べて9時間積分でのデータ同化結果の方が現実に近い予報値が得られた。6時間前のデータを同化しても、その時の風が水平一様なものを同化するのではあまり効果が得られなかった。一方、9時間前のデータ同化であっても、その時の風況が大きく変動して細かな風の変動が観測されている時のデータ同化では6時間積分の結果と比べて風下側に効果があることが明らかになった。初期値からの計算時間が長くなると予報精度の劣化が予想されたが、それに反しドップラーライダー観測から得られる高分解能データは、特に風の場に変化が起こったタイミングで大きな効果を果たした。風向や標準誤差が大きく変化しているタイミングをデータ同化することで、モデルの結果に好影響を与える可能性が考えられた。

現在はドップラーライダー1台のみの観測であるが、2台以上設置することができればデュアル観測ができ、2方向のベクトルを得ることができるためより正確な風の情報を手に入れることができる。また変分法のデータ同化手法として本研究では3次元変分法を採用したが、時間的に連続な観測データを同化することが可能になる4次元変分法を行えば、さらなる予報精度の向上が見込まれる。

7. 結論

分解能数値モデルとドップラーライダー観測による都市における極端気象メカニズム解明を行った。またモデルにドップラーライダー観測で得られたデータを同化する手法を用いて、モデルの精度をより向上させた。先行研究による近年頻発している豪雨の特徴と、本研究の対象となる都市における局地的豪雨の早期予報の重要性や社会的要望を述べ、観測に使用したドップラーライダーについて詳細

に述べた。ドップラーライダー観測は、東京都心部の日本橋三井タワービルの屋上に設置することで、都市における大気下層の細かな風の挙動を得ることを主目的として実施した。

東京都内の地上アメダス観測所で10分間に5mm以上の強い降水が確認された事例に絞り、モデルを走らせ豪雨のメカニズム解明を行った。計算資源は京都大学が所有するA-KDKを用いた。A-KDK内に気象庁とNCEPが配信する客観解析データを導入し、WRFモデルに初期値・境界値としてデータを導入した。2015年6月1日から11月30日までの半年間における、東京都内で1mm/h以上の降水が発生した68事例から、10分降水量5mm以上の強い降水が存在した事例の10事例に絞り、その中でも特に降水強度が強かったタイプの異なる3事例に関してシミュレーションを行った。モデル内では計算領域をネスティングすることにより、分解能を1km、200mと高分解能化した。ドップラーライダー観測で得られたデータを3次元変分法のデータ同化手法に用いることで、現実の大気現象に近づけることに成功した。また風向の変化したタイミングや標準誤差の大きな情報を持つ観測データの同化もモデルの結果に改善が見られる。しかしどんな事例でもデータ同化すれば結果がよくなる訳ではなく、大規模スケールの風の場合が卓越している事例に関しては3次元変分法によるデータ同化では大きな改善は見られず、コントロールランのみで十分に精度のよい予報ができていた。以上より、ドップラーライダーで得られる観測データは非常に高分解能のため、気象庁MSMでは予報が困難な時間的・空間的に小さなスケールの場合、または風の変動の大きな観測データの情報を同化する際には有用であると考えられる。一方、大規模スケールの場合ではコントロールランのみでも十分であるとされる。

現在のドップラーライダーの観測は1台のみで実施しているが、今後は高性能のドップラーライダーを東京都心部に複数台設置し稠密観測を進めることで、より広範囲にかつ正確で細かな風の動態を得ることができ、新たな知見が得られることが期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたりまして、京大生存圏研究所の大型計算機共同利用にてA-KDKを使用させて頂きました。ここに心より感謝申し上げます。

参考文献

- 1) Murray, V. and Ebi, K. L., IPCC special report on managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation (SREX), *J. Epidemiol. Community Health*, **66**, 759-760, 2012.
- 2) 気象庁, ヒートアイランド監視報告2014.
- 3) Seko, H., Miyoshi, T., Shoji, Y. and Saito, K., Data assimilation experiments of precipitable water vapour using the LETKF system: intense rainfall event over Japan 28 July 2008, *Tellus A*, **63**, 402-414, 2011.
- 4) Seko, H., Hayashi, S. and Saito, K., Processes generating convection cells near Sumatra Island in the monsoon season, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **63**, 57-67, 2012.
- 5) Kameyama, S., Ando, T., Asaka, K., Hirano, Y. and Wadaka, S., Compact all-fiber pulsed coherent Doppler lidar system for wind sensing. *Appl. Opt.*, **46**, 1953-1962, 2007.

著者プロフィール



古本 淳一 (Jun-ichi Furumoto)

<略歴> 1997年京都大学工学部電気電子工学科卒業/2002年京都大学大学院情報学研究科博士後期課程修了 博士(情報学) / 同年日本学術振興会米国DC1/2009年京大生存圏研究所助教、現在に至る。<研究テーマと抱負> リモートセンシング技術開発 境界層における物質エネルギー輸送・循環過程の解明 気象災害の低減に向けた地域コミュニティの構築<趣味など> 研究成果の社会実装・ベンチャー起業