気象災害　特集号

局地的大雨のメカニズムと予測技術

加藤亮平†

マスコミ等で「ゲリラ豪雨」とも呼ばれる局地的大雨は，河川の急な増水や道路の浸水などを通じて時には人的被害をも引き起こすため，そのメカニズム解明と予測技術の開発・高度化は重要な研究課題である．本稿では局地的大雨について，その実態とメカニズムについて現在の知見を紹介し，その予測技術について解説した．実態とメカニズムについては，局地的大雨を引き起こす積乱雲について，その構造と発生条件を解説し，局地的大雨が起こるプロセスを考察した．予測に関しては，一時間程度の非常に短い予測時間に対し，積乱雲に伴う強雨の時間発展を予測する技術に焦点を当て，補外ベースのナウキャストとデータ同化を用いた数値予測について解説した．最後に局地的大雨研究の今後の展望を述べた．

キーワード：局地的大雨，積乱雲，補外ベースのナウキャスト，数値予測，データ同化

1．はじめに

局地的大雨とは「急に強く降り，数十分の短時間に狭い範囲に数十 mm 程度の雨量をもたらす雨」のことをいう[1)]．局地的大雨はその突発性から予測が難しく，マスコミ等では「ゲリラ豪雨」などと呼ばれることもある．

局地的大雨は集中豪雨と混同して用いられることがあるが両者は空間的・時間的スケールが大きく異なる（**図 1**）．集中豪雨は「同じような場所で数時間にわたり強く降り，100 mm から数百 mm の雨量をもたらす雨」[1)] である．集中豪雨を引き起こし最近よく耳にする「線状降水帯」は，線状に伸びる長さ 50 ～ 300 km 程度，幅 20 ～ 50 km 程度の強い降水を伴う雨域であり，次々と発生する発達した雨雲（積乱雲）が列をなした組織化した積乱雲群が数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される[1)]．このような集中豪雨と比べると，局地的大雨は空間的・時間的スケールが小さい（10 km，1 時間程度）現象であり，それほど組織化しない少数の積乱雲で引き起こされる．また，局地的大雨の継続時間は短いため総雨量は一般に集中豪雨より少ないが，一時間あたりの雨の強度は劣らない．

局地的大雨によって痛ましい災害が発生している．2008 年 7 月 28 日には，局地的な大雨により神戸市を流れる都賀川の水位が急上昇し，川の近くで遊んでい

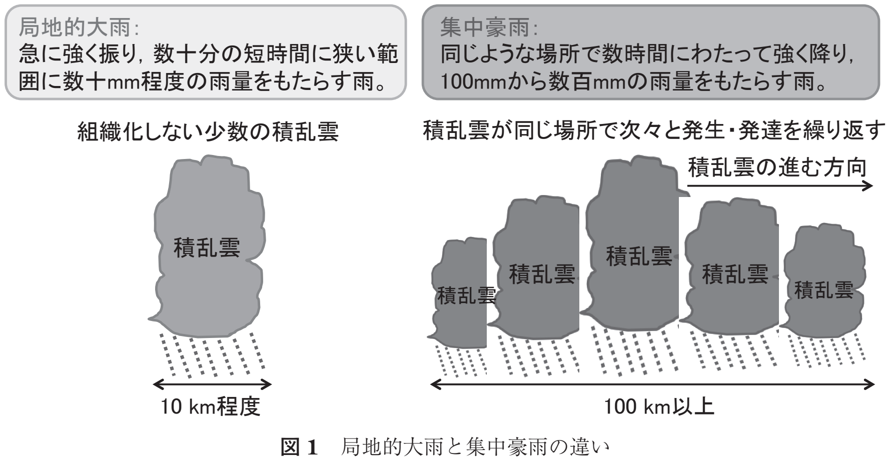

図 1　局地的大雨と集中豪雨の違い

†　国立研究開発法人 防災科学技術研究所：〒 305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1
E-mail：rkato@bosai.go.jp

た子供を含む5名が流され犠牲となった．2008年8月5日には，東京都豊島区雑司が谷の下水道工事現場で作業をしていた男性5人が局地的大雨による急な増水で流され犠牲となっている．さらに2008年8月16日には，栃木県鹿沼市で発生した局地的大雨によりアンダーパス（立体交差で地下を通る道路）が冠水し，車が水没してドライバーが命を落としている．

これらの災害に共通した特徴として，雨が降り始めてから災害が起こるまでの時間が非常に短いことが挙げられる．都市域では降雨が土壌に浸透しにくく，短時間で河川や下水道，あるいは道路上の低地に流れ込む．また，都市域の下水の排水処理は1時間に約50 mmまでの雨を想定しているため，これを超える短時間の大雨が降ると下水による排水処理が間に合わなくなる．局地的大雨は数十分の短時間に猛烈な雨が狭い範囲で降るため，雨が振り始めてから20分程度で河川の水位の急上昇や道路の冠水が生じ，その結果甚大な被害が生じる．このような被害を軽減するには，局地的大雨を引き起こす積乱雲の実況監視，及び直前予測が重要である．

局地的大雨を含む短時間の強い雨は年々増加傾向にある．気象庁の統計[2]によると，1時間降水量50 mm以上の年間発生回数（地上雨量計1 000地点換算）は，1976～2016年の統計期間では10年あたり約20回の割合で増加している*．また，IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change: 気候変動に関する政府間パネル）の報告書[3]においても，地球温暖化に伴い世界平均地上気温が上昇するにつれて，中緯度の陸域のほとんどと湿潤な熱帯域において，今世紀末までに極端な降水がより強く，より頻繁となる可能性が非常に高いことが報告されている．このように地球温暖化に伴い大雨の頻度の増加が予想されているため，局地的大雨の実態とそのメカニズムの解明・予測手法の開発は重要な研究テーマである．

本稿では局地的大雨について，2節でメカニズム，3節で予測手法について解説し，最後に4節で研究の今後の展望を述べる．

2. 局地的大雨のメカニズム

2.1 積乱雲の構造と一生

局地的大雨は積乱雲と呼ばれる強い上昇流によって鉛直方向に著しく発達した雲によって引き起こされる．積乱雲の水平方向の大きさは10 km程度，鉛直方向の大きさは15 km程度，寿命は1時間程度である．積乱雲は複数の上昇流域と複数の下降流域で構成されていることが多く，その構成要素である一つ一つの上昇流や下降流は対流セルと呼ばれる．

積乱雲を構成する一つの対流セルの一生は「発生期」，「発達期」，「最盛期（成熟期）」，「衰退期」に分けることができる（**図2**）．発生期は，大気下層の湿潤な空気が持ち上げられ，水蒸気が凝結して雲が形成された段階である．その後，発達期では更なる水蒸気の凝結と雲粒の併合により，雲粒の粒径が大きくなり雨が形成される．この発達期では，水蒸気の凝結による潜熱放出により空気は浮力を得るため，上昇流が支配的である．最盛期は雨の強さが最も強い段階で，雨粒が落下する際の引きずりの効果と蒸発による冷却により下降流が生じ，上昇流と共存する．衰退期では下降流が支配的なり，雨も弱くなる．

上述したように積乱雲の多くは，数個の対流セルを含んだ「多重セル構造」をしていて，対流セルが入れ替わりながら全体が維持される．このため，一つの対流セルの寿命は30～50分程度しかないが，多重セルの積乱雲は3時間以上も持続するものもある．積乱雲

＊このような強雨の増加傾向は，地球温暖化の影響を示唆するが，観測期間は約40年と比較的短いことから，地球温暖化との関連性をより確実に評価するためには今後のさらなるデータの蓄積が必要である．

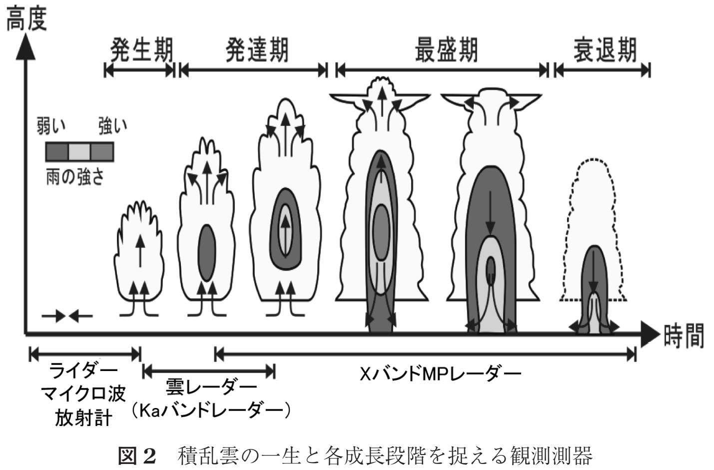

図2 積乱雲の一生と各成長段階を捉える観測測器

が多重セル構造になるには鉛直方向の風の変化の度合い（鉛直シアー）がある程度強いことが必要である[4].

2.2　積乱雲発生に必要な条件：ポテンシャルとトリガー

積乱雲の発生に必要な条件は大きく分けて二つある．一つ目は大気が不安定であることである．ここでいう不安定とは空気塊に鉛直方向の変位を与えたとき，その変位が拡大していくような状態をいう．日射による地表加熱や上空の寒気などによって地上と上空の温度差が大きくなったり，大気下層が湿潤であると大気の不安定は大きくなり，積乱雲が発生しやすくなる．したがって，大気が不安定であることは積乱雲発生のポテンシャルがあると言い換えることができる．しかしながら，大気が不安定でポテンシャルがあるだけでは積乱雲は発生しない．積乱雲発生の二つ目の条件は，大気下層の空気を持ち上げるメカニズムが存在することである．積乱雲が発生するには対流が起こる必要があるが，そのためには下層の空気を自身のもつ浮力のみで上昇する高度（自由対流高度）まで強制的に持ち上げる必要がある．このような作用を積乱雲発生のトリガー（引き金）という．トリガーとなるのは，山などの地形による空気の強制上昇，前線（総観規模の温暖前線，寒冷前線だけでなく，局地的な海風前線やガストフロントも含む）による持ち上げ，大気下層での水平収束，地面加熱や都市排熱の不均一性など様々な要因がある．

局地的大雨は地形や総観規模の擾乱（台風や総観規模の前線等）の影響が小さい場で大気が不安定な場合に生じるため，トリガーとしては局地的な前線や水平収束，熱や水蒸気の不均一性等が重要となってくると思われる．従来の観測ではこのような局地的なトリガーを捉えるのは難しかったが，新たな観測測器を高密度に展開することによって局地的なトリガーを捉える研究が行われている（3.2 節で詳しく述べる）.

2.3　局地的大雨を引き起こす積乱雲とそうでない積乱雲の違い

発生した積乱雲のうちどの積乱雲が局地的大雨を引き起こすかは，大気の不安定度の違い，鉛直シアー，発生した雲の動きなど様々な要因が複雑に絡み合っていると思われるが，そのメカニズムは十分には解明されていない.

積乱雲を構成する対流セルに着目し，局地的大雨が起こるプロセスについて考察してみる．単一の対流セルからなる積乱雲から降る雨は，水蒸気の鉛直積算量（可降水量）が 50 mm・降水効率が 40 % であるとすると，20 mm 程度である[5]．したがって，積算雨量が 100 mm に達する雨が 1 時間以内の短時間に局地的に降るためには，以下のプロセスが考えられる：（1）複数の対流セルを持つ積乱雲が停滞し，対流セルが入れ替わって同じ場所に雨を降らせる，もしくは（2）単一もしくは複数のセルを持つ積乱雲が同じ場所に繰り返し発生し（積乱雲のバックビルディング型形成）同じ場所に雨を降らせる．2008 年 8 月 5 日に東京都豊島区雑司が谷に局地的大雨をもたらした積乱雲は（1）のプロセスを経ており，同じ場所に次々と対流セルを作り出す特殊な構造をしていたことがレーダー解析により示されている[6]．多くの局地的大雨事例について，その実態とメカニズムの調査を行うことが望まれる.

3.　局地的大雨の予測技術

局地的大雨の予測にはその質と予測可能時間の違いにより大きく二つに分けられる．一つ目は一日程度の比較的長い予測時間の下で積乱雲発生のポテンシャルを当てる予測，もう一つは一時間程度の非常に短い予測時間の下で積乱雲に伴う強雨の位置と時刻を高い精度で当てる予測である．一つ目の積乱雲発生のポテンシャルすなわち大気の不安定度は地上気温の増加や上空の寒気の侵入など比較的水平スケールの大きな現象に付随するため，予測可能時間は長い．一方，二つ目の予測である大雨の位置や時刻を高い精度で当てる予測を行うためには，水平スケールの小さな積乱雲発生のトリガーや時間発展を予測する必要があるため，予測可能時間は短い．本節では 1 時間程度の非常に短い予測時間の中で，積乱雲に伴う大雨の位置と時刻を高い精度で推測する予測技術について記述する.

局地的大雨の 1 時間以内の短時間予測は，気象レーダーなどによる実況監視とその時間補外を用いた手法が中心手段であり現業でも利用されている．一方，気象数値モデルを用いた局地的大雨予測は，わずかな条件の違いで結果が大きく変わるため難しい．しかしながら，予測技術の進歩に伴い気象数値モデルによる直前予測ができる場合もでてきており，研究ベースで予測手法の開発が進められている．これらの短時間予測はナウキャストとも呼ばれる．ナウキャスト（nowcast）という単語は，今を表す now と予報の forecast を組み合わせて作られた造語であり，現在から数時間先（3 〜 6 時間）までの予測を指す[7].

局地的大雨に対して実況監視および精度の高いナウキャストを行うためには，高精度な雨量の解析値を迅速に作成する必要がある．高精度な雨量の解析値作成には，X バンド（波長約 3 cm）マルチパラメータ（MP）レーダー[8] が活躍している．MP レーダーは，垂直偏波と水平偏波を同時送信し，そこから得られる

複数のパラメータから降雨強度を推定する．MP レーダーによる降雨強度の推定は精度が高く，雨量計の補正を必要としない．したがって，レーダーのスキャンが終了した直後に雨量情報を提供できる．このような情報の迅速さは，雨が降ってから被害が生じるまでの時間が短い局地的大雨に伴う都市型の水害に対して有効である．現在，国土交通省が XRAIN（eXtended RAdar Information Network：高性能レーダ雨量計ネットワーク）の名称で X バンド MP レーダーと C バンド（波長約 5 cm）MP レーダーを運用し，250m メッシュで 1 分間隔の雨量情報を提供している[9]．

以下の節では，時間補外ベースのナウキャスト（3.1 節）とデータ同化を用いた数値予測（3.2 節）について解説する．

3.1　補外ベースのナウキャスト

降水に対する時間補外ベース（Extrapolation-based）のナウキャスト（EXT）の基本原理は，レーダーで観測された降水の分布を直前までの降水の移動の情報を基に移流させることで短時間先の予測を行うといったものである．現業や研究等でよく利用される手法としては，（1）雨域の局所領域毎に移動ベクトルを求める手法（移流ベクトル場推定法[10),11]：field-based nowcast）や（2）個別の降水域を検出し追跡する手法（降水オブジェクト追跡法[12]：Object-based nowcast）が挙げられる．ただし，これらの手法のみでは，積乱雲の発生・発達・衰弱等の効果は含まれない．これらのプロセスは局地的大雨など水平スケールの小さな時間変化の激しい現象に対して重要であると考えられるため，これらのプロセスを組み込む様々な工夫がなされてきた．以下ではこれらのプロセスを組み込んだより進んだ補外ベースのナウキャストとして，VIL ナウキャストと気象庁高解像度降水ナウキャストについて簡単に説明する．

3.1.1　VIL ナウキャスト

VIL ナウキャストは鉛直積算した雨水量（VIL：Vertically integrated liquid water）の時間変化を用いて（VIL を予測し，VIL と降雨強度の関係から）降雨強度を予測する．上空の雨水量の時間変化を用いているため，積乱雲の発達・衰弱の効果を予測に組み込むことができる．また，VIL ナウキャストでは上空の雨水量を利用するため，雨粒が上空から地上まで落下する時間差を利用することができ，地上の降水強度のみを用いたナウキャストに比べ大雨が発生するタイミングをより早く予測することが期待される．

Hirano and Maki[13] は孤立ストーム 2 事例と総観規模擾乱 1 事例にともなう局地的大雨に対して VIL ナウキャストの精度を検証した．VIL は X バンド MP レーダーを用いて推定され，水平格子間隔 500 m，時間間隔 5 分で 1 時間先までの予測が行われた．VIL ナウキャストは 10 分先の直前予測であれば局地的大雨に対しても格子スケールのピンポイントの評価で有用な予測精度を示した．さらに，VIL を利用しない降水強度のみのナウキャスト予測に比べ，VIL ナウキャストによる予測は降水の発生とピーク時における時刻ずれが小さいことを示した．

この VIL ナウキャストによる予測を利用した「10 分先の大雨情報」を提供する社会実験も 2015 年と 2016 年の暖候期に行われており，局地的大雨の直前予測に対して社会のニーズがあることがわかってきた[14]．

3.1.2　気象庁高解像度降水ナウキャスト

気象庁高解像度降水ナウキャストは現業で利用されている補外ベースのナウキャストである[15),16]．1 時間先までの降雨を 5 分毎に予測し，水平格子間隔は 30 分先までは 250 m，35 分から 1 時間までは 1 km である．初期値（解析値）の作成には気象庁の C バンドレーダー加え，国土交通省の X バンド MP レーダーのデータが活用され，高精度な雨量推定と高解像度化に貢献している．

予測には時間補外（移流ベクトル場推定法）に加え，様々なプロセスが組み合わされている．局地的大雨予測に密接に関連するプロセスとして以下の 3 つの予測が挙げられる：（1）高解像度 3 次元予測，（2）VIL を用いた低解像度 3 次元予測，（3）発生予測．（1）の高解像度 3 次元予測では VIL の分布から強雨域を抽出し，強雨域毎に予測を行う．予測の前半は降水の空間 3 次元的な補外を行う．予測の後半では鉛直一次元対流モデルを用いて単一のバブル内の雨滴の発生，成長，落下，および蒸発の時間発展を予測し，地上の降水を予測する．ただし，（1）は計算量が多いため，予測できる強雨域数は 1 初期値あたり 5 〜 10 程度に限定される．したがって，夏の午後のように数多くの積乱雲が発生する場合は，（2）の VIL を用いた低解像度 3 次元予測が併用される．（3）の発生予測は，積乱雲発生のきっかけ（トリガー）となる現象を捉え，トリガーが検出された場所に対して鉛直一次元対流モデルを使って降水量を予測する．積乱雲発生のトリガーは地上風の収束の大きい場所，温度や可降水量の水平傾度が大きい場所，弧状微弱エコーの交差点で起こるとしている．このように高解像度降水ナウキャストは発生予測を含む高度な補外ベースのナウキャストであるが，発生予測は鉛直 1 次元対流モデルを用い簡略化されており，次節で説明する 3 次元雲解像数値モデルによる数値予測とは本質的に異なる．

このような高度な補外ベースのナウキャストである

高解像度降水ナウキャストは局地的大雨をどの程度予測できるのだろうか？ Kato et al.[17] は2014年の夏季の局地的大雨23事例に対して高解像度降水ナウキャストの予測精度を検証した（**図3**）．強雨域（20 mm h^{-1} 以上）の予測精度は，格子スケールすなわちピンポイントの評価では約10分先まで有用，約10 km四方の位置ずれを許容すると約30分先まで有用であることがわかった．一方で，10〜30分以降では高度な補外ベースのナウキャストでも局地的大雨に対して有用な予測精度は得られなかった．局地的大雨の予測には積乱雲の発生過程や急激な時間変化を予測する必要があるため，時間補外をベースとしたナウキャストでは10〜30分以降の予測には限界があると考えられる．したがって，10〜30分以降の予測は，このような積乱雲の時間発展を予測しうる数値予測の活躍が期待される．そこで，次節で数値予測について詳しく解説する．

3.2　データ同化を用いた数値予測

3.2.1　数　値　予　測

局地的大雨のもう一つの予測手法は数値予測である．気象予測の文脈における数値予測とは，風や温度などの大気の状態を数値的に表現し，物理法則に基づいて大気の状態の時間変化を計算機を用いて定量的に求めることにより，将来の大気の状態を予測するものである．数値予測を用いた気象予測は英語ではNumerical weather prediction（NWP）と呼ばれる．局地的大雨の予測に対しては，水平スケール10 km程度の積乱雲を表現もしくは解像することが望ましいため，研究ベースでは水平格子間隔が1 km以下の領域雲解像数値モデルがよく用いられる．ちなみに，気象庁の最も解像度の高い局地モデルの水平格子間隔は2 kmである．

雲解像数値モデルの支配方程式は運動方程式（ナビエ・ストークス方程式），熱力学方程式，連続方程式（質量保存則），水蒸気混合比の式，雲・降水粒子の混合比の式，及び雲・降水粒子の数密度の式で記述される．これらの式に様々な物理過程（水物質の相変化などを記述する雲物理過程や放射過程など）を定式化したものと境界値の定式化が加わりモデルが構成される．これらのモデルは，空間3次元の格子に対して空間方向と時間方向に対して離散化され，適切な初期値と境界値（側面・上部下部）の下で時間積分が行われる．すなわち，雲解像数値モデルによる数値予測は初期値問題を解いていることになる．

数値予測の精度を決める要素としては，数値モデル（領域，分解能，力学過程，物理過程），初期条件（データ，解析手法），境界条件が挙げられる．このうち初期条件は局地的大雨の予測精度に特に重要と考えられるため初期値を作成する手法であるデータ同化について以下で詳しく述べる．

3.2.2　デ　ー　タ　同　化

数値予測の初期値の作成にはデータ同化と呼ばれる手法が用いられる．データ同化とは数値予測の結果（第一推定値：実用的には，前の時刻の数値予測の結果がよく利用される）と観測データを使って適切な初期値（解析値）を作成する手法であり，観測の持つ誤差と数値予測の持つ誤差の統計情報を考慮して行われる．このデータ同化の手法によりレーダー等の積乱雲スケールの観測データをモデルの初期値に取り込むことができ，その結果，局地的大雨の予測精度の向上が期待される．データ同化に利用可能な積乱雲スケールの観測測器として，ドップラーレーダー，雲レーダー，ライダー，マイクロ波放射計を以下に紹介する．

図3　2014年夏季に発生した局地的大雨23事例に対して平均した強雨域（20 mm h^{-1} 以上）に対する気象庁高解像度降水ナウキャストの予測精度．（Kato et al.[2] の図9bを編集して作成）

ドップラーレーダー

ドップラーレーダーは電波（マイクロ波）を発射し，降水粒子から反射された電波を受信することで，受信電波の強さ（反射強度）から雨や雪の強さを，受信電波の周波数のずれ（ドップラー効果）を利用して雨や雪の動きすなわち降水域の風の情報（動径風：レーダーを中心とした動径方向の風の成分）を推定することができる．前述したXバンドMPレーダーは二重偏波機能を有するXバンドのドップラーレーダーである．レーダーから得られた反射強度及び動径風は，積乱雲内で雨や雪などの降水粒子が形成された後，すなわち積乱雲の発達段階以降での利用が可能である（図2）．

しかしながら，局地的大雨予測に対するレーダーデータの同化は簡単ではない．例えば，反射強度の同化により初期値に降水の3次元分布を与えただけでは，降水が地上へ落ちてしまい持続しないといった問題がある．初期に与えた降水の時間発展を数値モデルによって正確に予測するには，雨がある場所で加湿を行ったり，雨を支える上昇流や熱などを力学的にバランスした状態で与える必要がある[18]．このように，バランスした初期値をどのように与えるかといった観点の研究が重要であると思われる．

雲レーダー（Kaバンドレーダー）

現業で用いられている通常の気象レーダー（Cバンド帯やXバンド帯）では比較的粒径の大きい雨や雪などの降水物質の情報を得ることができるが，比較的粒径の小さい雲粒を観測することはできない．一方，雲レーダー（Kaバンドレーダー）は波長の短い電波を用いることで，雲粒を捉えることができる．この雲の情報を適切に同化することができれば，積乱雲の発生段階すなわち積乱雲内で雨粒が形成される前の雲粒の段階の情報をモデルの初期値に取り込むことができる（図2）．ただし，雲レーダーデータを同化する際にはレーダー反射強度を雲水量に変換する必要があるが，両者の関係は雲粒の大きさにより大きく異なり単純ではないため，同化手法の慎重な検討が必要である．

ドップラーライダー

ドップラーライダーはレーザー光を発射し，エアロゾルから散乱された光を受信し，ドップラーレーダーと同様にドップラー効果を利用することで動径風を推定する．降水域の風の情報を得るドップラーレーダーとは異なり，ドップラーライダーは雨粒の存在しない非降水域の風の情報を得ることができるため，積乱雲の発生前に利用できる（図2）．ドップラーライダーを用いることで，積乱雲発生のトリガーである地表付近の水平収束や局地前線を捉え，それを同化することで局地的大雨の予測精度の向上が期待できる．Kawabata et al.[19] は2010年7月5日に板橋区で発生した局地的大雨の事例に対して，ドップラーライダーによる動径風の同化を行うことで，積乱雲上流下層の風向がより南よりに変化し，対流が強められたことを示している．このようにドップラーライダーは局地的大雨の予測にインパクトを与えうる測器である．

マイクロ波放射計

マイクロ波放射計は空気分子や水蒸気，雲などが放出する電磁波（放射）の強さを複数の波長帯で受信する測器で，その情報を基に積乱雲の発生前（図2）の雲のもととなる水蒸気の鉛直積算量（可降水量）や下層の気温を推定することができる．これらの可降水量や下層の気温を同化することで，局地的大雨の予測精度の向上が期待できる．

3.3 積乱雲の一生観測とデータ同化数値予測実験

ここで，防災科学技術研究所（以下，防災科研）が行っている積乱雲の一生観測とデータ同化予測実験について紹介する．防災科研では上述の測器（XバンドMPレーダー，雲レーダー，ドップラーライダー，マイクロ波放射計）を首都圏に高密度に展開し，積乱雲の一生を捉える観測を行っている（**図4**）．これらの測器から得られた観測データを用いることで，局地的大雨の実態やメカニズムの理解が進むことが期待される．さらに，これらのデータを同化することで，局地的大雨に対する数値予測の精度向上も期待される．

Kato et al.[20] は高密度な観測網によって取得されたデータ（XバンドMPレーダー，ライダー，マイクロ波放射計）を同化して初期値を作成し，水平格子間隔0.7 kmの雲解像数値モデルCReSS（数値予測）を用いて2015年7月24日に渋谷駅が冠水した局地的大雨事例を1時間先まで予測し，強雨域の予測精度を気象庁高解像度降水ナウキャスト（補外ベースのナウキャスト）と比較した（**図5**）．格子スケールすなわちピンポイントでの予測精度は，予測開始から40分までは高解像度降水ナウキャストのほうが高いものの，45分以降はCReSSが上回っていた．つまり，局地的大雨に対する1時間以内の短時間予測において数値予測の精度が外挿ベースのナウキャストを上回りうることが示された．また，外挿ベースのナウキャストと数値予測の結果をブレンドすることで局地的大雨の強雨域に対して1時間以内の短時間予測において高い精度の予測をシームレスに提供できる可能性が示唆された．今後は，局地的大雨に対して数値予測がどの程度利用可能か，外挿ベースのナウキャストと数値予測を用いたブレンディング予測が可能かについて，多くの事例での検証を予定している．

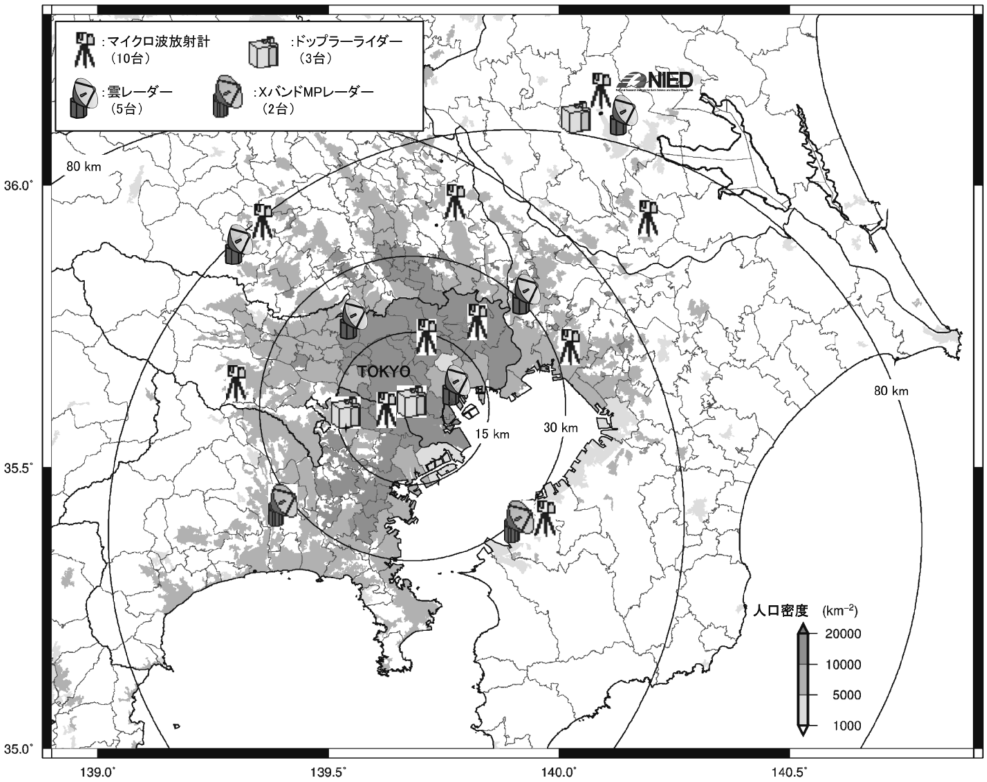

図 4　防災科研が首都圏に展開している積乱雲観測システム

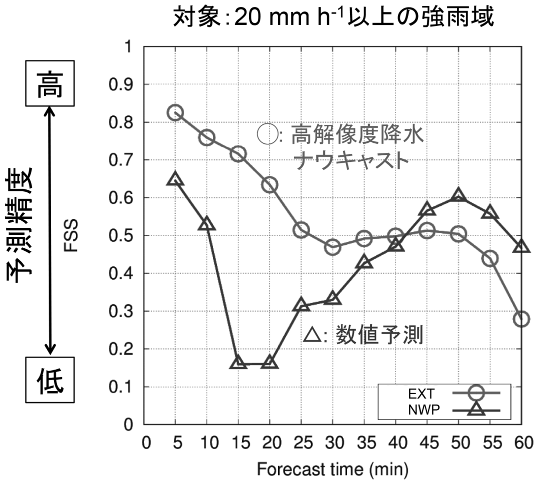

図 5　2015 年 7 月 24 日に渋谷駅が冠水した局地的大雨事例の強雨域（20 mm h^{-1} 以上）に対する気象庁高解像度降水ナウキャスト（EXT）と数値予測（NWP）の予測精度．計算開始時刻は日本時間 14 時である．（Kato et al.[20] の図 3c を編集して作成）

4．今 後 の 展 望

本稿では局地的大雨について，その実態とメカニズムについて現在の知見を紹介し，その予測技術について解説した．ここ 10 年間で，局地的大雨に関する事例解析が X バンド MP レーダーを用いて行われ，その実態が少しずつ明らかになってきた[6),21)]．最近は積乱雲の 3 次元構造を 1 分以下で観測可能な X バンドフェーズドアレイレーダーが研究で用いられるようになったのに加え，X バンド MP フェーズドアレイレーダーも完成予定である．これらの高速スキャンが可能なレーダーに加え，雲レーダー，ドップラーライダー，マイクロ波放射計などの測器を用いた高密度観測により，局地的大雨の実態およびメカニズムの解明が進むことが期待される．

予測に関しても，これらの観測データを適切に利用することで，局地的大雨の予測精度が向上することが示されてきている[19),20),22)〜24)]．特に，データ同化を用いた数値予測の精度が向上すると，補外ベースのナウキャストと数値予測を組み合わせたブレンディング

予測も可能となる．局地的大雨に対して，1時間以内の短時間に最適な割合でブレンドする手法の開発も行っていく必要がある．

最後に確率予測について触れておきたい．本稿では一つの初期値から時間発展を予測し一つの結果を得るという決定論的な予測のみを扱った．しかしながら，初期値には観測の不十分さに由来する誤差が含まれ，大気の運動が持つカオス的な性質により，初期の誤差は時間の経過とともに増大し予測結果に大きな違いが生じる．そのような誤差を勘案し，初期値などの計算条件をわずかに変えた多数の予測を行う手法をアンサンブル（集団）予測といい，この予測により確率情報を得ることができる．このような確率予測も局地的大雨に対する重要な研究テーマであり，一般市民が確率情報をどのように受け取るかといった視点も含め研究を進めていくべきであろう．

謝　辞

防災科学技術研究所（水・土砂防災研究部）の岩波越氏と清水慎吾氏に図の提供を受けました．ここに感謝いたします．

参 考 文 献

1） 気象庁，天気予報等で用いる用語（降水），http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/kousui.html
2） 気象庁，アメダスで見た短時間強雨発生回数の長期変化について，http://www.jma.go.jp/jma/kishou/info/heavyraintrend.html
3） IPCC, Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley（eds.）]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,（2013）
4） 大野久雄，雷雨とメソ気象，東京堂出版，pp309（2001）
5） 三隅良平，気象災害を科学する，ベレ出版，pp272（2014）
6） Kim, D. S., Maki M., Shimizu, S. and Lee D. I., X-Band dual-polarization radar observations of precipitation core development and structure in a multi- cellular storm over Zoshigaya, Japan, on August 5, 2008, J. Meteorol. Soc. Jpn. 90, pp.701-719（2012）
7） American Meteorological Society, nowcast, glossary of meteorology, http://glossary.ametsoc.org/wiki/Nowcast
8） 防災科学技術研究所，水・土砂防災研究部門，マルチパラメータレーダ（MP レーダ）について，http://mp-radar.bosai.go.jp/mpradar.html
9） 国土交通省，川の防災情報 XRAIN GIS 版，http://www.river.go.jp/x/xmn0107010.php
10） Li, L., Schmid W. and Joss J., Nowcasting of Motion and Growth of Precipitation with Radar over a Complex Orography, J. Appl. Meteorol., 34, pp.1286-1300（1995）
11） Germann U. and Zawadzki I., Scale-dependence of the Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part I: Description of the Methodology, Mon. Weather Rev., 130, pp.2859-2873（2002）
12） Dixon M. and Wiener G., TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting -A Radar-based Methodology, J. Atmos. Oceanic Technol., 10, pp.785-797（1993）
13） Hirano, K. and Maki M., Improving Nowcasts of Imminent Intense Rainfall using the Vertically Integrated Liquid Water Content, JMSJ, in revision.
14） 三隅良平，特集：雨と暮らし：10 分先の大雨情報，給排水設備研究，33-1，pp.4-7（2016）
15） 気象庁，高解像度降水ナウキャスト，https://www.jma.go.jp/jp/highresorad/
16） 木川誠一郎，高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について，気象庁測候時報，81，pp.55-76（2014）
17） Kato, R., Shimizu, S. Shimose, K., Maesaka, T., Iwanami, K. and Nakagaki, H., Predictability of Meso-γ-scale, Localized, Extreme, Heavy Rainfall during the Warm Season in Japan using High-resolution Precipitation Nowcasts, Q. J. R. Meteorol. Soc., 143, pp.1406-1420（2017）
18） Shimizu, S., Iwanami, K., Kato, R., Sakurai, N., Kieda, K., Shusse, Y. and Suzuki, S., Assimilation Impact of Potential Temperature on Quantitative Precipitation Forecasts Retrieved from Wind Analysis in a Severe Storm: Evidence from High-temporal-resolution Volume Scans, Q. J. R. Meteorol. Soc., submitted.
19） Kawabata, T., Iwai, H., Seko, H., Shoji, Y., Saito, K., Ishii, S. and Mizutani, K., Cloud-resolving 4D-var Assimilation of Doppler Wind Lidar Data on a Meso-gamma-scale Convective System, Mon. Wea. Rev., 142, pp.4484-4498（2014）
20） Kato, R., Shimizu, S., Shimose, K. and Iwanami, K., Very Short Time Range Forecasting Using CReSS-3DVAR for a Meso-γ-Scale, Localized, Extremely Heavy Rainfall Event: Comparison with an Extrapolation-Based Nowcast, Journal of Disaster Research, 12, pp.967-979（2017）
21） Shusse, Y., Maki, M., Shimizu, S., Iwanami, K., Maesaka, T., Suzuki, S., Sakurai, N. and Misumi, R., Relationship Between Precipitation Core Behavior in Cumulonimbus Clouds and Surface Rainfall Intensity on 18 August 2011 in the Kanto Region, J. Meteor. Soc. Japan, 93, pp.215-228（2015）
22） Otsuka, S., Tuerhong, G., Kikuchi, R., Kitano, Y., Taniguchi, Y., Ruiz, J. J., Satoh, S., Ushio, T. and Miyoshi, T., Precipitation Nowcasting with Three-dimensional Space-time Extrapolation of Dense and Frequent Phased-array Weather Radar Observations, Weather and Forecasting, 31, pp.329-340（2016）
23） Miyoshi, T., Kunii, M., Ruiz, J., Lien, G., Satoh, S., Ushio, T., Bessho, K., Seko, H., Tomita, H. and Ishikawa, Y, "Big Data Assimilation" Revolutionizing Severe Weather Prediction, Bull. Amer. Meteor. Soc., 97, pp.1347-1354（2016）
24） Maejima, Y., Kunii, M. and Miyoshi, T., 30-second-Update 100-m-Mesh Data Assimilation Experiments: A Sudden Local Rain Case in Kobe on 11 September 2014, SOLA, 13, pp.174-180（2017）