

第3回天気予報研究会の報告

「第3回天気予報研究会」は「集中豪雨の短時間予報」を主題に、2006年2月17日気象庁大会議室で開催された。「集中豪雨の環境場とメソスケール」の総合講演をはじめ、降水短時間予報や数値シミュレーション技術の現状、データ同化技術の改良、豪雨の天気系概念モデル、予測精度と防災現場での対応など広い範囲について最先端の話題を提供して頂いた。

総合討論の時間がなくなり、予測技術全体を統合したときの、時間的、空間的にみた集中豪雨予報精度の現状について掘り下げた討論が頂けず、司会担当して反省が残った(山岸記)。

なお天気予報研究連絡会のホームページ (<http://members.jcom.home.ne.jp/tenkiyoho/>) にも関連記事がある。

天気予報研究連絡会運営委員会

木俣昌久(気象庁観測部)

白木正規(気象業務支援センター)

高野 功(気象庁予報部)

立平良三((財)気象業務支援センター)

登内道彦((財)気象業務支援センター)

富沢 勝((財)日本気象協会)

古川武彦(気象コンパス)

山岸米二郎((財)気象業務支援センター)

吉野勝美(全日本空輸株式会社)

【総合講演】

集中豪雨の環境場とメソスケール

加藤輝之(気象研究所予報研究部)

台風本体や熱雷による降水を除き、ほとんどの集中豪雨は線状の降水帯によって引き起こされている。その線状降水帯が発生する環境場について地上天気図を見ると、第1表のように5つのパターンに分類することができる。低気圧の中心付近で発生する例(パターン1)としては、1982年長崎豪雨や1999年佐原豪雨がある。寒冷前線にともなうもの(パターン2)として

は1999年福岡・広島豪雨、停滞前線上で発生するもの(パターン3)としては1998年新潟豪雨や2004年新潟・福島豪雨が代表例である。パターン2と3については、梅雨前線として解析されている前線上で発生した例である。その他に、梅雨前線などの大規模な擾乱に直接関係しない豪雨の例として、1997年の出水豪雨や2003年の熊本豪雨(パターン4)、2000年東海豪雨や2005年首都圏豪雨(パターン5)がある。パターン5は、台風が日本の南方に存在するときに、台風周辺で加湿された空気塊が流入することで発生する豪雨である。また、豪雨発生時には、その周辺領域に衛星雲画像には雲のない乾燥域が見られ、中層の乾燥した空気塊も豪雨発生に関与していることが指摘されている(Kato, 2006)。

豪雨をもたらす降水は積乱雲により作り出される。積乱雲の水平スケールは5~15 km、寿命(時間スケール)は1時間弱なので、1つの積乱雲で線状降水帯を形成して豪雨をもたらすことはできない。積乱雲の下層・風上では新たな積乱雲が発生する(この発生形態はバックビルディングと呼ばれている)。また、複数の積乱雲が組織化することでメソ対流系(水平スケール:15~100 km、時間スケール:数時間)を形成する。さらに、メソ対流系が複数並ぶことで線状降水帯(水平スケール:50~300 km、時間スケール:

第1表 日本付近で線状降水帯により豪雨が発生する主な環境場の分類。

パターン	大規模な擾乱	豪雨が発生する位置と大規模な擾乱との関係	
1	低気圧	中心付近 (温暖前線を含む)	大規模な 擾乱にとも なった 豪雨
2	寒冷前線	前線上	
3	梅雨前線・秋雨 前線（停滞前線 として解析）		
4		南側 100～200 km	大規模な 擾乱と直接 関係がない 豪雨
5	台風	台風の影響下で加湿 された大気が南または 南東風により流入 する領域	

数時間～1日)が作られる。このように、線状降水帯には階層構造(第1図)が見られる。

積乱雲の発生について、相当温位 θ_e を用いて解説する。 θ_e は空気塊の持つ内部エネルギーであるエンタルピー ($C_p T$)、位置エネルギー (gz) と潜熱エネルギー (Lq) を用いて

$$C_p \theta_e \approx C_p T + gz + (Lq/\Pi)_{LCL}$$

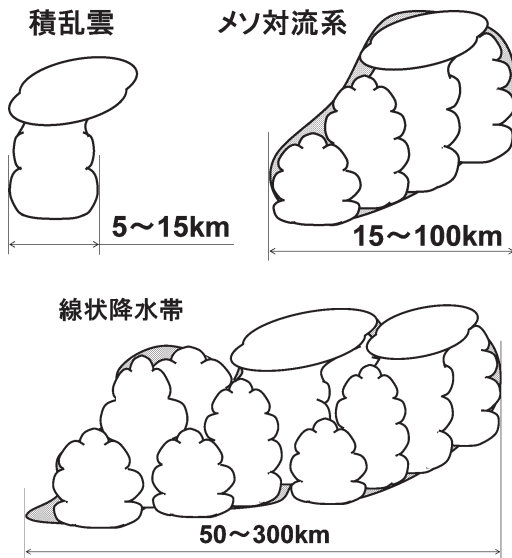
のように近似的に定義することができる。ここで、 C_p は空気 の定圧比熱、 T は温度、 g は重力加速度、 z は高度、 L は水から水蒸気に移る時の蒸発熱、 q は水蒸気の混合比、 $\Pi \equiv (p/p_0)^{R/C_p}$ であり、 $p_0 = 1000$ hPa、 R : 乾燥大気 の気体定数、 LCL は持ち上げ凝結高度での値であることを示す。また、相対湿度が100%の時の θ_e は、飽和相当温位 θ_e^* と呼ばれる。

積乱雲は下層の空気塊を持ち上げたときの気温が、周囲の気温より高い場合に発生する。そのような大気状態は潜在不安定と呼ばれ、

$$\theta_{eo} > \theta_e^*$$

の条件を満たす場合である。ここで、 θ_{eo} は持ち上げる空気塊の θ_e である。このことから、積乱雲の発生条件は、

- ・潜在不安定であること、すなわち、下層の θ_e が高い/中層の θ_e^* が低いこと、
- ・自由対流高度まで持ち上げる外部強制力(前線など



第1図 積乱雲、メソ対流系、線状降水帯の模式図。

の下層風収束域)が存在すること

であることが分かる。また、 θ_e を用いて

$$\theta_{eo} > \theta_e$$

の条件を満たす大気状態は対流不安定と呼ばれる。したがって、潜在不安定でなくても対流不安定でありうる。また、合わせて対流不安定を見ることができ、中層への乾燥した空気塊の流入を知ることができる。

多くの集中豪雨は梅雨期に見られる。梅雨期の大気の特徴は、対流活動の活発な中国大陸上空から高温多湿な空気塊が日本列島上空に流入することで特徴付けられる。この中国大陸・東シナ海上から日本列島に伸びる中層の湿った領域は湿舌と呼ばれ、中層の θ_e や θ_e^* を高くし、時には対流不安定や潜在不安定を解消させる。したがって、中層の θ_e^* が低いことから、豪雨発生時に潜在不安定を作り出すには下層の θ_e が高くならなければならない。実際、高度約1.5 km より下層に蓄積された、非常に湿った高 θ_e の空気塊が日本列島に流入して、多くの豪雨は引き起こされている。

熱雷にともなう大雨の発生は、500 hPa の温度場と渦位がよい目安となる。等温位面上の渦位 P_θ は、等温位面上の鉛直渦度 $\xi_\theta = (\partial v / \partial x)_\theta - (\partial u / \partial y)_\theta$ を用いて

$$P_\theta = -g \frac{\xi_\theta + f}{\partial p / \partial \theta}$$

で表される。ここで、 f はコリオリパラメータ、 p は気圧、 θ は温位である。高渦位領域は一般に高緯度帯上空に存在していて、その領域が南下(北半球の場合)すると、圏界面下部の温度が下がる(中層の θ_e^* が低下する)とともに、その前面で上昇流が誘起され、積乱雲が発生しやすくなる。実際、夏期に見られる熱雷の半数は、上層に高渦位域が流入して発生している。

以上のように、集中豪雨は積乱雲が組織化したメソ対流系(さらに、それが複数並んだ線状降水帯)によってもたらされ、その発生には下層に流入した高 θ_e の空気塊と、その空気塊を自由対流高度まで持ち上げる下層風収束域が必要不可欠である。また、中層に低 θ_e^* の空気塊が流入することは、積乱雲の発生には好条件となる。そして、対流不安定を合わせて議論すれば、中層に流入する乾燥した空気塊の影響も考慮することができる。

参 考 文 献

- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, J. Meteor. Soc. Japan, **84**, 129–153.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289pp.
- 吉崎正憲, 村上正隆, 加藤輝之編集, 2005: メソ対流系, 気象研究ノート, (208), 388pp.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2006: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, (発刊予定).

【講 演】

1. 防災情報と避難勧告

弘中秀治 (宇部市防災課, 日本気象予報士会)
防災対策の一義的な責任は, 市町村長にあります。その市町村長が, 適切な防災対策を行うために「市町村に連絡されるべき情報とは何か?」ということについて述べます。

はじめにまとめておきますが, それは防災や減災につながる情報であるべきであり, 「市町村長が避難勧告を判断するために必要な情報である」と考えます。そのためには, 情報の出し手である気象庁等も, 情報の受け手である地方自治体, そして最終的には情報の受け手である国民により伝わる情報にしていくことが大切です。

さて現在の防災情報の課題としては, 「被害が発生する前に, 適切なタイミングで適切な場所に避難勧告等の情報が発表されていない」ということと, 「住民への迅速かつ的確な伝達が困難である」ということ, さらに「避難勧告等が伝達されても住民の多くは避難しない」ということが挙げられます。例えば, 宇部市で被害発生前の事前の大規模な避難勧告を発表したのは昨年初めてであったし, 住民へ伝達する手段としては, 防災メール, 同報無線などがありますが, どちらも数%の普及率しかありませんので, その他テレビ・ラジオによる報道, 広報車両や電話連絡等に頼るしかない現実があります。また当市だけでなく全国的にもほとんど同様ですが, 避難勧告対象地域の実際の避難率は1割程度しかなく, ほとんどの住民に危険性は伝わらず避難しない現実があります。

そして我が国では, 災害が起きるたびに「避難勧告が出ていない, また出されたとしても遅い」との指摘があります。このことは防災の現場からみると, 「具体的な基準がない」とか, 「基準がいったん出来ると

硬直的になり, 出しておけばよいと言った姿勢に陥りやすい」などの問題があります。季節的な先行雨量の違いもあり基準は, 大切であり必要ですが, そもそも基準をつくるのが難しく, 運用は出しておけばよいものでないため, 更にむずかしいといえます。

また, 災害時には, 市町村には気象情報・水防情報・土砂災害情報・住民からの通報等大量の情報が集中するため, 情報の洪水の中で, よほど注意しておかないと重要な情報が埋没しやすいことがあります。また同じ雨量情報でも, 国, 都道府県, 市町村などでそれぞれ別個にデータが流れており一元化されていないこともそのことに拍車をかけます。そのため, 情報の出し手と受け手のそれぞれが工夫しないと, 情報を伝えられなくても伝わっていないということが生じます。そしてこのことが住民の避難にも影響していると考えます。

そもそもなぜ住民が避難しないのかについて考えますと, まず「情報・勧告の意味がわからない」という声が多く聞かれます。学校や地域で講演した時に聞くと, 「避難勧告の意味を知らない」ましてや「警報の意味, 雨量の意味はわからない」そして災害の実態を知らず, 「どのような行動をとったらよいかわからない」という人が圧倒的に多いのです。実際に, 平成11年の内閣府調査でも約4割の国民が避難勧告を知らないと答えています。

最後になりますが, 防災情報と避難勧告について, 観測情報の運用は, 国・都道府県・市区町村等の観測情報の一元化と異常観測値の通報を適切に行うこと, 予測情報の緊迫度を伝達するように工夫が必要であること, また, 空振りに対する住民の理解を深めることも必要であることと整理します。

2. 2003年4月8日に発生した淀川チャネル降水帯の衰弱や移動と環境の関係

瀬古 弘 (気象研究所予報研究部)

熊原義正 (大阪管区気象台)

斉藤和雄 (気象研究所予報研究部)

2003年4月8日に発生したいわゆる“淀川チャネル”と呼ばれる大阪湾付近から伸びる線状降水帯の事例について, ドップラーレーダー等の観測データやJMANHMで再現した降水帯を用いて, 降水帯の衰弱や移動と環境との関係を解析した。

解析した事例は, 寒冷前線が近畿地方を通過中に組織化した事例で, 淡路島付近から北東へ細く伸びた形

状をしていた。降水帯が発達していた時の降水帯内の降水強度や水平風分布を見ると、下層の南側から降水帯の側面に吹き込む気流があって、側面に沿って対流域が連続的に分布していた。また、対流域内の強い降水域が中層の風向と同じ北東へ移動していた。これらの特徴から、降水帯は、先端だけでなく側面でも降水の強化される“バックアンドサイドビルディングタイプ”と考えられる。

格子間隔2 kmのJMANHMを用いて線状降水帯を再現した。第2図は線状降水帯が最盛期であった12時頃の降水分布（影域）と地上付近の水平風（ベクトル）に、降水帯付近の主な気流（矢印）と降水帯の模式図を重ねたものである。降水帯は、紀伊水道からの南よりの気流（A）と瀬戸内海の西風（B）との収束線上に発達し、前者の気流が湿った気塊を降水帯に供給していた。降水帯付近の高度3 kmの風向は降水帯に沿った南西風（C）で、これらの気流構造も降水帯が“バックアンドサイドビルディングタイプ”であったことを示している。降水帯を発達させた気流Aは、先に通過した寒冷前線の降水域前面に形成された低圧部に吹きこむようにして強まっていて、寒冷前線の通過後の降水帯形成時には徐々に弱まっていくのみであった。水蒸気分布に注目すると、降水帯の発達時には下層の湿った気塊が降水帯に供給され、降水帯付近の中層も湿っていたが、その後、西側から広がってきた高度3 kmの乾燥域が降水帯まで到達すると、先端から順に強度が弱まっていった。中層の乾燥気塊の接近が、下層の暖湿気流の急激な弱まりよりも早く、ま

た、降水の衰弱に対応していることから、乾燥した中層の気塊が降水帯を弱めていたことが分かった。

数値モデルで再現した降水帯は、南部分に比べて北部分が速く東へ移動していった。実際に観測できるデータと想定した降水帯付近の地上気圧や下層の水平風を使って、降水帯に相対的な運動方程式を用いて降水帯の移動速度を決める要因を考察した。その結果、北側部分では瀬戸内海からの気流Bが雨滴を蒸発させて冷氣塊を形成し、気圧傾度を強めて降水帯を東に移動させていたことが分かった。

今回の報告は、淀川チャネルの降水帯の発達には、南からの気流Aの強さを監視することが重要であること、また、中層の乾燥域がいつも降水を発達させるわけではないので、中層の乾燥域＝発達というステレオタイプの理解ではいけないこと、また、数値モデルの結果を擬似的な観測データとして用いれば、本報告のように移動速度などをも考察でき、降水帯の発達・移動などの推移に対し、どのような観測データに注目すべきなのかという議論ができるということを示している。

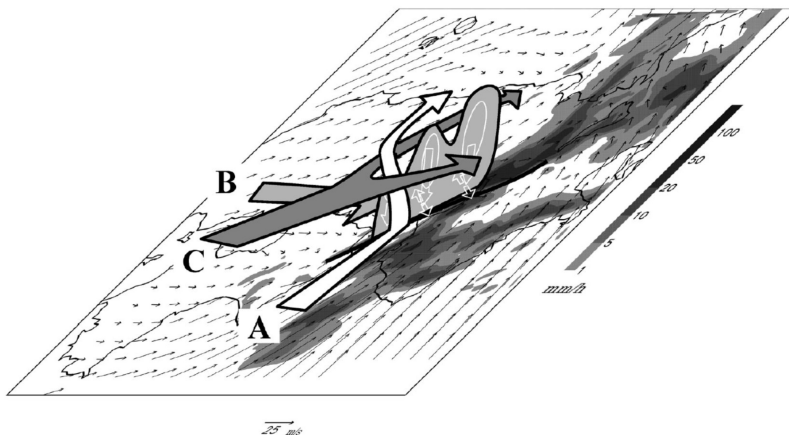
3. 予報現場が求める豪雨予報の天気系概念モデルと指標

入田 央（財）気象業務支援センター

この発表は、今日の予報現場において、数値予報モデルの量的な見積もりが「不足」あるいは「ない」ケースについて、その改善に気象予報士が関わる方法はないかということを議論して頂くために行ったものです。

量的予報の改善提案があまり進まない原因のひとつに、モデルのアウトプットを評価するための指標や「概念モデル」が構築されていないことが上げられます。

2004年7月13日の新潟豪雨は、能登半島沖を発生源とした対流雲が次々と新潟県に到達してメソ対流系が組織化したことにより発生しました。RSMは総観スケールの擾乱は良く予報していますが、実際の雨をも



第2図 2003年4月8日に表れた線状降水帯の気流構造の模式図。影域とベクトルはJMANHMで再現された降水域と地上付近の水平風分布。

たらしめたメソ対流系は予報できず、これが予報のエラーにつながっていることは誰でも知っています。梅雨前線帯に形成されたメソ対流系による強雨について、気象研究ノート208「メソ対流系」を参照すると、1. 総観規模擾乱を伴わない場合、2. 総観規模擾乱を伴う場合、3. 地形性のメソ対流系が発生する場合に分けられます。ここで得た知見を量的予報の修正につなげる手順として以下のことが考えられます。

① 気象シナリオの作成：予報者は自らが数値予報結果を評価判断する気象シナリオをもつ必要があります。このシナリオを持つことによって、現象を監視する過程で「中層に寒気が現れるか」、「下層のSW風が強化されるか」、「メソ対流系が顕在化しないか」などのチェックポイントが明らかになります。② 実況解析：気象シナリオから得られる現象の推移に関わる着眼点について、実況資料を分析すると「予想される低圧部の南側にメソ対流系が発生しているらしい」、「メソ対流系は収束帯の北側に現れている」、「ウインドプロファイラーで見ると下層から中層の風向が一定で強まってきている」、「暖気移流主導型になりつつある」、「925 hPaの時系列では次第に収束が強化される予想になっており、この下層風の収束は対流系を強める方向に働く」というように実況解析による数値予報の評価を行い、最適予報を構築します。ここでの問題は「メソ対流系がもたらす降水量」の見積もりです。残念ながら「中層への乾燥域の流入があれば1時間50 mm以上の雨が降る可能性が過去の経験からは極めて高い」というような材料はありますが、このレベルの量的予報の修正に簡単に適用できる指標がありません。気象学を十分理解した方々から見れば無謀としか言いようがない要求かも知れませんが、この部分にまで言及した調査や研究が展開されても良いのではないかと考えています。

4. 降水短時間予報の現状と今後

海老原 智（気象庁予報部予報課）

気象庁では降水に関する短時間予報として、「降水短時間予報（6時間先までの各1時間雨量）」と「降水ナウキャスト（1時間先までの各10分間雨量）」をいずれも1 km メッシュ単位で発表しています。

降水短時間予報は、過去3時間のレーダー・アメダス解析雨量から移動ベクトルを求め初期の雨量分布を運動学的に補外した予測に、数値予報（MSM）による降水予測を合成して作成されます。現状では目先1-

3時間程度は補外予測の精度が高く、その後は時間経過による精度低下の少ないMSMの精度が高くなる場合が多くなっています。最適合成をするため、予測毎に直前までの両者の予測精度を評価し、精度に応じた比率で両者の予測を結合します。これにより、補外予測、MSM いずれよりも精度の高い降水短時間予報が出来ます。

移動予測には、パターンマッチングにより総観規模とメソスケールの2種類の移動ベクトルを求めます。まず1 mm/hの閾値で広域の雨域を特定し、200 km×200 kmの範囲内で総観規模の移動ベクトルを求めます。更にメソスケールの移動ベクトルを求めるため、10 mm/hや30 mm/hの閾値で強雨域を特定し、50 km×50 kmとやや狭い範囲内で追跡します。

降水短時間予報では seeder-feeder model の概念に基づいて地形性降水も評価しています。MSMの900 hPa気温と風をパラメータとして求めた凝結水分を feeder 雲として山におき、seeder からの雨量（補外予測の雨量）に応じて feeder 雲に含まれる凝結水分を雨量に変換します（6 mm/h 以上では feeder 雲すべてを雨量に変換する）。

2005年6月28日の新潟県を中心とした大雨事例（図略）でも見られるように、降水短時間予報の予測精度には次のような特徴があります。

- ・規模の大きな雨域の予測精度は良い。その中に含まれる移動速度の遅い強雨域の予測も可能である。
- ・地形による降水域の停滞や強化も比較的良く予測できる。
- ・初期値にない雨の発生や強化は予測できない。
- ・メソ対流系は強雨域として捉えれば全体の移動予測は可能であるが、その中の個々の雨雲の盛衰は予測できない。

降水短時間予報の弱点は雨雲の発生や盛衰を予測できない点にあります。個々の降水セルに着目した盛衰予測はイギリスなどで取り組んでいる事例がありますが、課題が多く降水短時間予報に採用するのは困難な状況です。

現在、雨雲の盛衰予測に関して利用を検討しているのがレーダーの3次元観測値です。レーダーは19仰角で観測していますが、この観測から得られる鉛直積算雨水量（VIL）の広がり・強化と強雨の発現には数十分の時間差で相関があることが分かっています。これらの情報を利用して、降水ナウキャストや降水短時間予報の目先1-2時間程度の予測精度向上を図りたいと

考えています。また、本日の発表にもあるように各方面でメソ対流系の解明に向けた調査が進められています。これらの知見を基に、メソ対流系の中の個々の対流セルの移動・盛衰をモデル化して組み込もうとする構想もあります。

5. 防災情報のリードタイムと降水量予報の精度

富山芳幸（株式会社・ウェザーニューズ）

降水量予報の社会的インパクトを、防災情報のリードタイムを尺度として評価してみた。降水量予報の改善は減災という社会的課題と密接なかかわりがある。きめ細かく高精度の予測を迅速に提供することが必要だといわれる。しかし、どこまできめ細かく高精度の予測をどれだけ早く提供できたなら減災のために何ができるようになるのか、具体的な議論が必要である。

気象情報の価値は精度の良し悪しとは別の概念で、ユーザの意思決定に使われることによって発生する。市町村長が洪水氾濫に際して避難勧告の意思決定を行う場合を考える。意思決定に用いる情報のリードタイムは情報の発表から災害の発現までの時間となる。この情報をアラームと呼ぶことにする。中小河川ではアラームのリードタイムは、とれるとしても長いものではない。

リードタイムに対する降水量予報の寄与を知るためには、降水量予報をもとに仮想的なアラームを作成する必要がある。たとえば、新潟県中之島町（2004年豪雨災害当時の名前）で刈谷田川の氾濫に備えるとき、次のようなルールでアラームを発表することを考える。刈谷田川上流域を代表する10 km メッシュに対する空間平均3時間積算降水量の予報が、有効予報時間のうちにある閾値を超えた場合にアラームを出す。有効予報時間とは、このような意思決定が必要とする情報の確実性を統計的に保証できる予報時間である。

解析雨量や降水短時間予報などの降水量に関する情報は、物理的な空間に対する無機的な情報といえる。防災には当事者があり警戒すべき事象と想定される被害がある。降水量予報からアラームを作成することは、気象情報を社会的インパクトに関する情報に翻訳していることになる。これはまた予報精度を情報価値に変換することでもある。この考察では精度を降水量予報のスレットスコアで、価値を降水量予報から作成したアラームのリードタイムで評価した。両者を媒介するのが有効予報時間である。

有効予報時間を決める確実性の水準は社会的要請に

よって与えられるものである。これをスレットスコアで0.33以上として仮想的なアラームを作成した、これに対してリードタイムを評価したところ、降水量予報の寄与によるリードタイムは、調べた範囲で0.8時間から2.8時間とれることがわかった。

ユーザを市町村長、意思決定を洪水氾濫に際しての避難勧告とした場合、降水量予報の精度はリードタイムに対して有効なインパクトを保証していることがあきらかになった。しかしこの可能性は活用されていない。精度のよい予報を社会の安全のために活用するという点で、民間サービスを中心にやるべきことが多くある。WMOの研究計画のひとつであるTHORPEXは、その目指すもののひとつに「改善された予報が社会、経済、環境にもたらす恩恵」をあげている。気象情報が精緻になり精度が向上するとともに、それを社会に役立てるための方法論がもっと論じられてよい、と考えている。

6. 2005年9月4日から5日の首都圏豪雨の予測と発生・維持機構

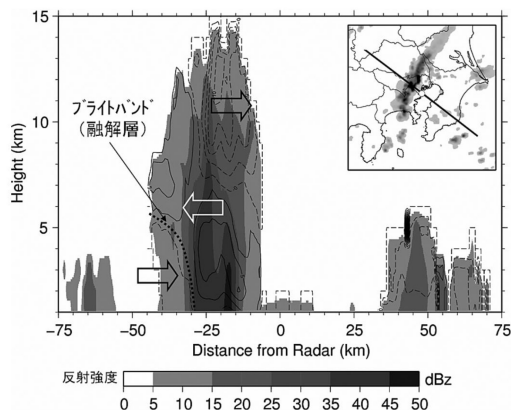
中山 寛（気象庁予報部数値予報課）

2005年9月4日昼過ぎから5日明け方にかけて、東京都23区西部や多摩北部を中心に大雨となった。中野区や杉並区では4日21時から5日0時までの3時間に200ミリを超える雨が降り、両区を合わせると約1500戸で床上浸水の被害を受けた。

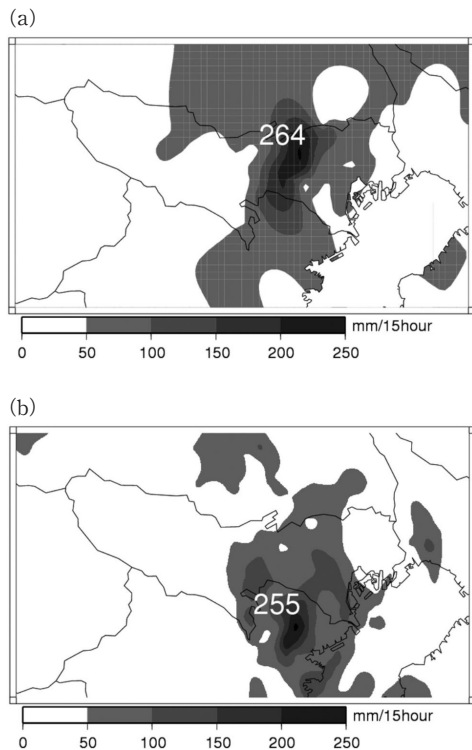
関東地方では、下層に台風14号の縁辺からの暖湿気が入り、中層には太平洋高気圧からの乾燥域が進入しており、対流不安定な状態となっていた。また、東京付近では、鹿島灘からの冷氣および先行降雨の蒸発冷却で、南からの暖湿気とのあいだに局地前線が形成された。

気象レーダーからは、18時頃に多摩北部にあったエコーが局地前線とともに23区へ南下し、線状降雨帯が形成されたことがわかった。線状降雨帯は4日21時から5日0時まで停滞したが、個々の積雲対流は神奈川県沖で次々と発生しては北へ移動しており、バックビルディング型の維持システムとなっていた。ドップラーレーダーの断面図から、最盛期には線状降雨帯の西側（局地前線の冷氣側）のブライトバンド（融解層）の下で発散域が見られ、降水粒子の蒸発冷却による収束の強化が示唆された（第3図）。

気象庁の当時の現業数値予報モデルではこの大雨を的確に予想することはできなかったが、開発中の格子



第3図 2005年9月4日22時の羽田ドップラーレーダーの反射強度とドップラー速度(2.5 m/s ごとの等値線, 負は破線)の断面図。



第4図 2005年9月4日15時から5日06時までの東京付近の15時間積算降水量。(a)アメダスと東京都の雨量計から作成した雨量分布図。(b) 格子間隔2 kmの高解像度非静力学モデルの予想結果。図中の数字は、それぞれ観測点または格子点の最大値。

間隔2 kmの高解像度非静力学モデルを用いて予報実験を行った結果、この線状降雨帯をある程度再現することができ、位置は南に約15 kmずれたものの、総降水量や降水強度は実況とほぼ一致した(第4図)。また、降水粒子の蒸発の効果を取り除くと、降水系は北西へ移動して停滞しなかったことから、降水系の維持停滞には降水粒子の蒸発冷却が重要であることがわかった。

7. 雲解像度非静力学4次元変分法データ同化システムを用いた練馬豪雨事例に関するデータ同化実験

川畑拓矢(気象研究所予報研究部)

瀬古 弘(気象研究所予報研究部)

田宮久一郎(気象研究所予報研究部)

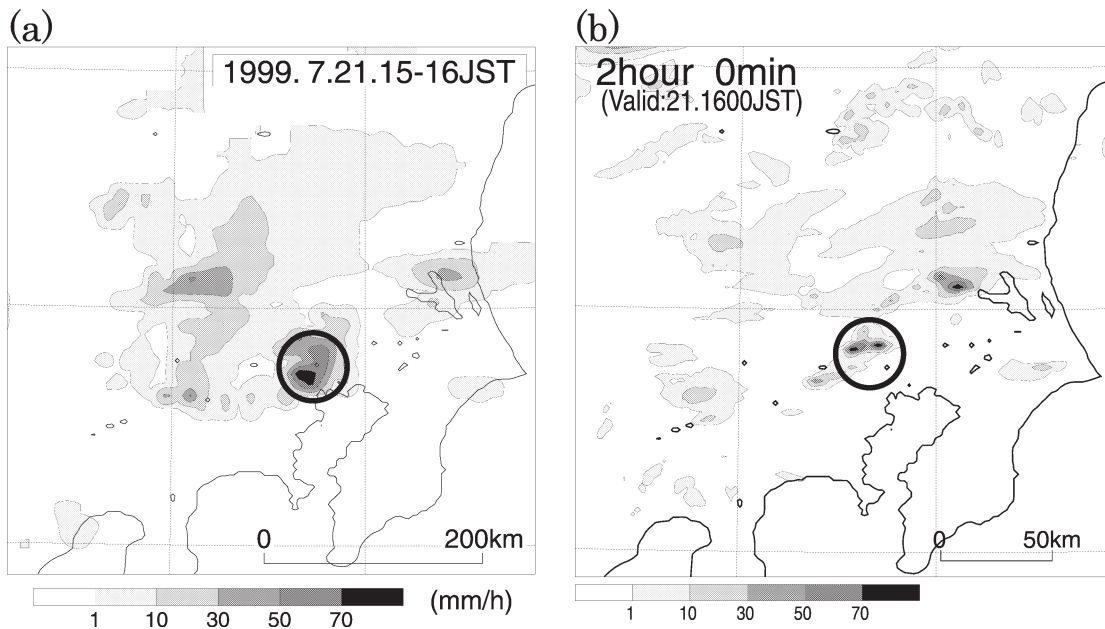
黒田 徹(気象研究所(JST 重点研究支援協力員))

斉藤和雄(気象研究所予報研究部)

露木 義(気象庁予報部数値予報課)

気象研究所予報研究部では、雲解像度非静力学4次元変分法データ同化システム(NHM-4DVAR)を開発している。考慮されている摂動は、力学フレームと水蒸気の移流および側面境界値で、2002年当時の気象庁非静力学モデルをベースとした接線形モデルとアジョイントモデルを開発した。また、豪雨の対流セルが表現できるよう水平解像度を2 km、同化ウィンドウを1時間として全体設計を行った。今回の研究会では、NHM-4DVARを1999年7月21日に発生した練馬豪雨に適用し、ドップラーレーダー動径風、GPS可降水量、アメダス地上風・気温を、それぞれ1分おき(仰角ごと)、5分おき、10分おきに同化して予報を行った結果を報告する。

第5図は、15-16時のレーダーアメダス解析雨量による降水量分布と、NHM-4DVARで解析した初期値から予報した同期間の降水量分布である。1440JSTに練馬豪雨を引き起こした対流セルが発生し、1520JSTから1610JSTにかけて東京都東部で激しい降水が観測された。NHM-4DVARを用いて1400-1500JSTにかけて1時間のデータ同化を行い、得られた解析値を初期値として1400JSTから3時間予報を行った。第一推定値では強い対流がまったく発生していなかったが、NHM-4DVARによる再現では、観測とほぼ同じ強度と大きさを持った豪雨が再現された。対流セル発生地点における降水量は1520JSTから1610JSTにかけて115 mmで、練馬におけるアメダ



第5図 練馬豪雨における1時間降水量分布(15-16JST)。(a) レーダーアメダス解析雨量。(b) NHM-4 DVARによる再現(14JSTにおける解析値を初期値とする2時間予報値)。

ス降水量の111 mm と非常に近い値であった。

この再現にとって重要な観測データは、降水の形成前の晴天エコー内の動径風データで、動径風のもつ下層収束の情報が、対流セルの発生やその後の正確な再現につながったと考えられる。また、GPS 可降水量を同化しないインパクト実験では、練馬豪雨は再現されず、水蒸気場の再現が気流場と同様に重要であった。

観測データおよび再現結果の解析から次のようなことがわかった。練馬豪雨が発生する以前に、練馬周辺には局地前線が存在し、日射による低圧部によって強化されていた。その前線の周辺には高比湿気塊が存在し、強められた海風によって持ち上げられることによって、対流セルが発生した。発生した対流セルは、複数の上昇流を持つ降水システムを形成して練馬豪雨をもたらした。