

## 第4回天気予報研究会の報告

「第4回天気予報研究会」は「地形の影響と天気予報」を主題に、2007年2月16日気象庁大会議室で開催された。「局地循環の多様性—「海風」と「海から吹いてくる風」の違い」の総合講演に象徴されるように地形の影響の多様な側面について討論がなされたこと、また水平分解能を2 kmとして詳細な地形を組み込んだ数値予報モデルによる降水予想の精度向上が報告されるなど、有意義な研究会が持てたことを講演者に感謝したい。

(運営委員会)

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 ((財)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, 当時)\*

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, 当時)\*

吉野勝美 (全日本空輸株式会社)

## 【総合講演】

## 局地循環の多様性

藤部文昭 (気象研究所予報研究部)

## 1. 海陸風研究の現状と問題点

海陸風は大気汚染が社会問題になっていた1970年代を中心として盛んに研究された。ここ10年ほどは、海風が降水活動やその日変化に与える影響など、応用的な方面に関心が移り、海陸風そのものについての研究は一段落している。しかし、海陸風の性質のすべてが理解されたわけではない。例えば、海風は陸風よりも強いが、その理由については文献によって説明がまちまちだったり、本質から外れた説明が載っていたりする。線形理論によれば、昼間の陸上の大気安定度が夜

間に比べて弱く、鉛直運動に対する復原力が小さいことが、海風を強める主因である。しかし、乱流熱拡散や摩擦力の昼夜差など、線形論では考慮しきれない因子も多く、それらを含めた量的な評価は不十分であり、「なぜ海風は陸風よりも強いのか？」という素朴な質問にきちんと答えられないのが実情である。

海風 (sea breeze) とは昼間の陸地の昇温に伴う海陸間の温度差によって起こる風であるが、昼間に海の方から吹いてくる風の中には、これとは性格が違うものがある。関東平野では、陸上の冷氣層が昼間になって解消する過程で、低気圧による東～南寄りの風が内陸へ広がっていく場合がある (藤部, 1999)。この変化は一見すると海風の侵入のようだが、気温分布は sea breeze としての海風とは反対 (海側が高温) であり、現象の立体構造は海風循環とは全く異なる。また、寒冷前線の通過前後に、午後になって東海上から寒気が侵入してくる場合がある。その初期は海風のようだが、東風は夜になっても止まず、気温は大幅に (10°C前後) 下がり、時には弱い雨を伴う。晴天日の海風だけでなく、いろいろな総観条件のもとで現れる多様な局地風を理解するためには、現象の構造や特性を見極める必要がある。

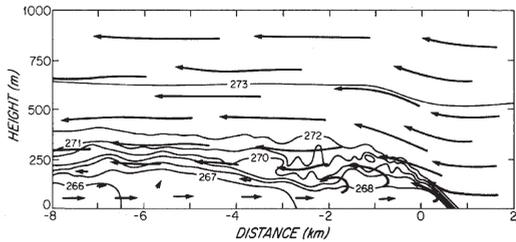
## 2. coastal front (沿岸前線) について

アメリカの東海岸は、大西洋に面する平野の内陸側を山脈が延びる地形になっている。寒候期にこの地域へ低気圧が近づき、海から陸へ向かって東風が吹くとき、陸上には冷氣層が存在して北風が吹き、上記の東風との間に coastal front ができる。coastal front は時として非常にシャープであり、水平距離170 mの間に3.8°Cの気温差と7.5 m/sの風速差を伴う例が観測されている (第1図)。coastal frontの内陸側は、統計的に見て周囲よりも降水量が数十%多い。また、coastal front はしばしば雨域と雪域の境界になり、時には着水性の雨による凍結災害 (ice storm) を引き起こす。

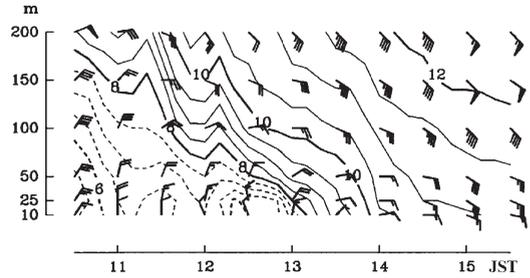
関東平野にも coastal front と似た局地前線が現れ

\* 当時、運営委員。

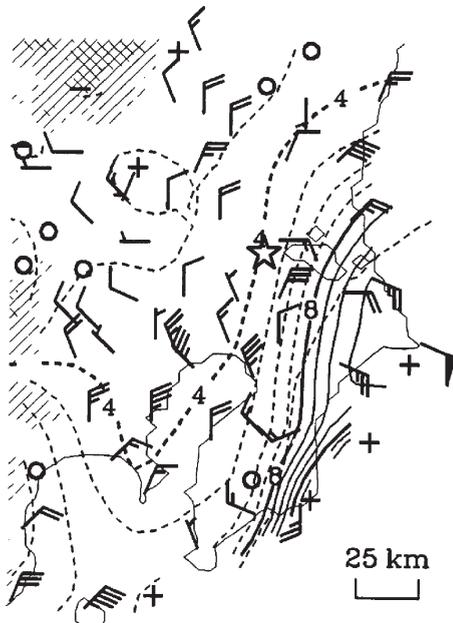
© 2007 日本気象学会



第1図 アメリカ・ニューイングランド沿岸に現れた coastal front 先端部の断面 (Nielsen and Neilley, 1990). 1983年12月12日1345~1545 UTCの飛行機観測による。横軸は海岸線からの距離 (0が海岸で、右が海)。等値線は温位 (K)。



第3図 第2図の coastal front が通過 (東から西へ) した際の気象研究所鉄塔における時間変化 (Fujibe, 1990)。風の記号は第2図と同じ。等値線は温位 (°C) で、8°C未満の等温位線を点線で示す。



第2図 関東平野に現れた coastal front 類似の局地前線 (Fujibe, 1990). 1985年2月9日09JST。風は短い羽根が1 m/s, 長い羽根が2 m/s, 旗は10 m/sで、○は静穏。等値線は気温 (°C) で、8°C未満の等温線を点線で示す。斜線部は山岳 (海拔600 m以上)。☆は気象研究所の位置。

る。第2, 3図はその例である。前線が前方 (内陸側) へ傾き、薄い冷気を伴う構造はニューイングランドの観測例 (第1図) と似ている。ただし、時間変化と前線の移動速度から先端部の遷移帯の幅を見積もると数 km 以上になる。関東では、南風のときにも類似

の局地前線ができる。南風の場合には関東は晴れていることが多く、局地前線は昼間に内陸へ侵入する日変化性を示す。

coastal front の成因としては、基本場の傾圧性 (前線帯)、海陸の温度差、山脈による冷気層の形成 (cold-air damming)、時には雲や降水による低温域の形成など、いろいろな要因がある。coastal front の捉え方として、低気圧に付随するサブシノプティックスケールの現象と見る立場と、局地地形効果による境界層内の現象と見る立場とがある。これは、どちらが正しいかというよりも、coastal front の形成に関わる諸要因のうちで、総観的なもの (傾圧帯) に着目するか、局地的な要素 (海陸分布、山岳) を重視するかの違いである。実際の現象の中には前者に近いものから後者の性格が強いものまであり、その中間に性格づけられるものも多く存在する。

### 3. オーストラリアの southerly buster

オーストラリアの南東部は、海岸に沿ってほぼ南北に山脈が延びている。暖候期にここを寒冷前線が通るとき、その先端部が北 (赤道側) へ突き出すように変形して急激な強風を起こすことがあり、southerly buster と呼ばれる。southerly buster の原因の1つとしては、cold-air damming に似た山岳の力学効果が考えられるが、海陸の温度差 (陸側が高温) によっても、同じような形の前線変形が起こるという数値実験結果がある。southerly buster も coastal front と同様、総観場や海陸分布、山岳効果などいろいろな因子の関わりの中で理解していく必要がある。

### 参考文献

Fujibe, F., 1990: Climatology of the coastal front in

the Kanto plain, Pap. Meteor. Geophys., 41, 105-128.

藤部文昭, 1999: 暖気侵入を伴う“海風”の気候学的特徴—関東地方と十勝-根釧地方について, 天気, 46, 501-512.

Nielsen, J. W. and P. P. Neilley, 1990: The vertical structure of New England coastal fronts, Mon. Wea. Rev., 118, 1793-1807.

【講演】

1. 沿岸前線に伴う大雨と濃霧

佐藤貴洋・斉藤 充 (気象庁予報部予報課)

関東地方における予報上の注目点になっている、沿岸前線に伴う大雨と濃霧について、2006年1月14日の事例やその他の事例を見ながら、現象がどのように発生、発達するか概観し、あわせて、予報の可能性について、これまで気象庁内で行われた研究・報告等の一部について、以下に報告する。

1.1 沿岸前線

関東地方では、南岸低気圧接近前に、関東山地の影響で滞留する内陸の寒気と、一般風である海上からの南風あるいは南東風の間で局地前線が発生することが多い(第4図)。この局地前線は沿岸前線と呼ばれ、低気圧接近前から雨が降り出すほか、低気圧が接近するとともに沿岸前線近傍で雨が強まり、警報級の短時間強雨を伴う場合がある。また、滞留寒気内では雨とともに視程が落ち、濃霧注意報の発表が必要になることがある。

1.2 沿岸前線による濃霧について

沿岸前線付近の寒気側では、降雨の開始とともに視程が落ちやすく、濃霧となることがある(第5図)。視程は降り始めに急速に落ち、数ミリ降った後最も低くなる。2006年1月14日の事例では、降りだしてすぐの15時に視程が数百メートルまで落ちたところもあった。

1.3 沿岸前線による大雨予想のポイント

沿岸前線近傍では警報級の短時間強雨も発生する。2006年1月14日の事例では、RSMやMSM等の数値予報モデルでもある程度大雨を予想していたが、実際にはその予想を大きく上回り、18時までの1時間に房総半島では約110ミリ(解析雨量)の大雨となった。

沿岸前線による大雨予想のポイントは、以下のとおり。(平成18年度全国予報技術検討会資料より)

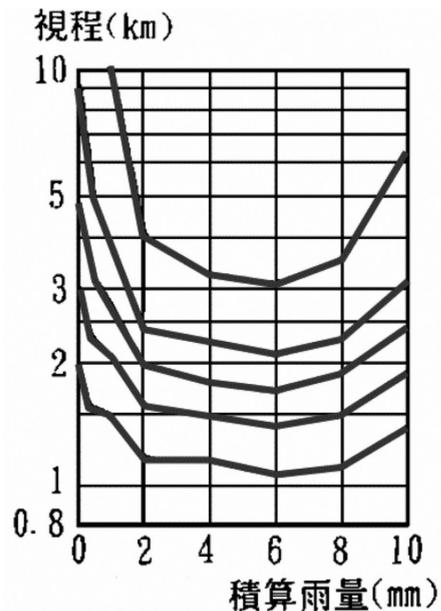
- 西日本またはその南海上を低気圧が東進する予想

となっている。

- 下層(地上, 1000 hPa, 950 hPaのどれか)で温暖前線とは別に、房総半島から伊豆半島にかけて、内陸の冷気により相当温位の集中帯がある。
- 房総半島から伊豆半島にかけて相当温位の集中帯の北側では北よりの風、南側では南よりの風、となっている。
- RSMの予想雨量は、温暖前線が沿岸前線に重なるタイミングで強まっている。



第4図 沿岸前線の模式図。沿岸前線は、関東平野特有の地形により滞留する寒気と、本州南岸を東進してくる低気圧の前面の南東風とのシアーにより形成される。



第5図 降り始めからの積算雨量(横軸, mm)と視程(縦軸, km)の関係(平成7年度航空予報資料(羽田))。

- 500 hPa で乾燥域 ( $T - T_d > 15$ ) が流入する予想となっている。

- RSM で強雨を予想している時間で、相当温位、飽和相当温位が上空までほぼ一定の値となるような成層状態となる予想となっている。

このような場合は、特に線状降水帯がかかった地域について、数値予報による予想降水量の大幅な上方修正が必要である。

#### 1.4 数値予報モデルによる沿岸前線の表現について

現行の各種数値予報モデルでは、内陸の地形の影響をうまく評価できず、滞留寒気を弱めに予想する場合が多く、注意が必要である。

### 2. 淀川チャンネル型降水

花房真二 (大阪管区気象台技術部、  
現所属：高知地方気象台)

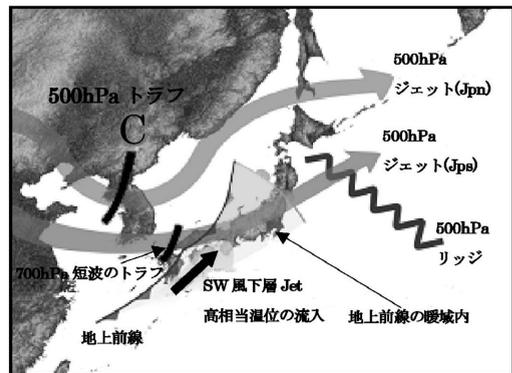
淀川チャンネル型降水現象は、主に淀川沿いに発生する線状の降水帯で、バックビルディング等により継続して大雨を降らせる降水パターンになることもあり、京阪神地域では防災上重要な現象である。この現象については、古くから数多くの調査研究が行われているが、事例ごとに様々な形態が報告されており、整理された定義づけは明確ではない。また、最近ではウィンドプロファイラやドップラーレーダー等の新たな観測データや非静力学メソスケールモデルが整いつつあり、新たな知見もいくつか得られるようになってきている。そこで大阪管区気象台では、定義を明確にするとともに予報現場における現象に対する認識を深めることを目標に、2006年度から「淀川チャンネルを語る会」を開催し、大学の研究者とも連携して調査を進めている。

淀川チャンネル型降水の発生する大阪湾から大阪平野は、大きくは紀伊山地、四国山地、中国山地に囲まれ、総観場に伴う下層南西風はそれぞれの山地を迂回し、紀伊水道からの南風と瀬戸内海からの西風が収束する場となる。細かく見ると淀川沿いの北西から北側に標高約700から900メートルの六甲山地と北摂の山地、東側に約600から1100メートルの生駒山地と金剛山地、南側に約800メートルの和泉山脈があり、西側に開けた大阪湾から進入する風はそれらの山地による地形の影響を受ける。

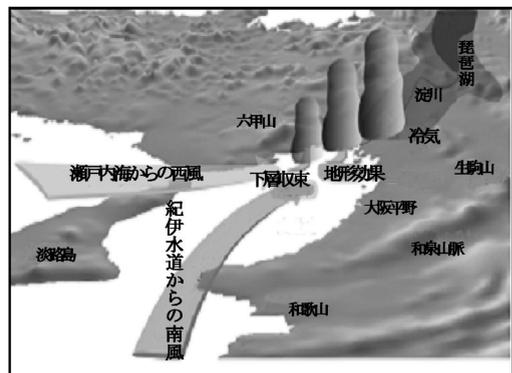
総観場の特徴を第6図に示す。500 hPa において2本の強風軸が存在し、北のものは朝鮮半島北部付近に

あって寒気を伴った谷などが存在し、谷の深まり方によっては西日本の南西流場を強化し、淀川チャンネル発生に必要な基本場の要件となる。南の強風軸は概ね中国地方に位置し、強風軸に沿って700 hPa 付近に短波スケールの谷が見られる。850 hPa では寒冷前線前面の南西風の暖気移流場となって、四国の南海上から高相当温位が流入しており、下層ジェットを伴っている場合が多い。

局地場からメソスケール場の特徴を第7図に示す。寒冷前線の南下に伴い紀伊水道から流入する南風と瀬戸内からの西風が大阪湾付近で収束する。ここでは地形の影響も加わり対流雲を次々と発生・発達させ、南西の場の風によって線状を形成すると考えている。また、淀川流域の地表付近に冷気が解析できる事例が多く、暖湿気が冷気に乗り上げ対流雲を発達させている。このように、線状降水帯を停滞させ対流雲を次々と発生発達させる要因は下層の収束、冷気存在、地



第6図 淀川チャンネル型降水現象の総観場の概念図。



第7図 淀川チャンネル型降水現象の局地場からメソスケール場の概念図。

形効果が考えられる。地形の影響は強制上昇だけではなく山地を迂回して収束線を形成するなど複雑である。

淀川チャネル型降水が発生する背景となる総観場の概念図を作成し、下層風の収束、冷気存在、地形効果についてもウィンドプロファイラ、ドップラーレーダー等から観測事実として確認できた。しかし、瀬戸内からの西風の性質と役割、大阪平野を取り巻く地形の役割、淀川沿いの冷気流のメカニズム等未解明な部分も少なくない。今後は、より時空間分解能を細かくしたNHMを用いた典型的な淀川チャネルの再現、長期再解析データを用いた総観場の解析事例の拡大、GPS可降水量等新たな観測データを活用した詳細な解析等も行い、メカニズムの解明を進めていくとともに、予報現場での予報則への反映も行っていく予定である。

### 3. 「雲断面図」による時系列予報—数値予報の利用

大門慎広（日本気象予報士会北関東支部）

#### 3.1 はじめに

航空予報で使われている飛行場予報断面図の雲分布（以下「雲断面図」）は天気現象を視覚的に捉えることができることから、特定地点の時系列予報もこの方法で試みた。

#### 3.2 データ・描画

雲断面図の作成はRSMのP面予想値（950～500hPa）を使用し、EXCELのマクロを使って描画した。雲らしく描画するため下層は25hPa毎、中層は50hPa毎、時間間隔は1時間毎に補間し、雲に相当する湿数3℃以下を黒、湿数3～6℃をやや雲のある領域としてグレーで色分けをした。降水の予想は雲厚2500m以上で「降水あり」とした。

#### 3.3 事例紹介—2006年5月20日の雷雨

第8図はRSM予想値を基にEXCELで描画した雲断面図で第9図は2006年5月20日の熊谷の気温・露点・降水量である（気象庁HPより）。RSM格子点予想値の数値データのみでは雨が降るかどうか感覚的にはわからないが、第8図のようにすると15時頃に降水を予想していることが一目でわかる。

この日は低気圧や前線の通過で第9図のように予想通り雨となった。

#### 3.4 検証

北緯36°00'東経139°30'（埼玉県桶川市付近）の格子

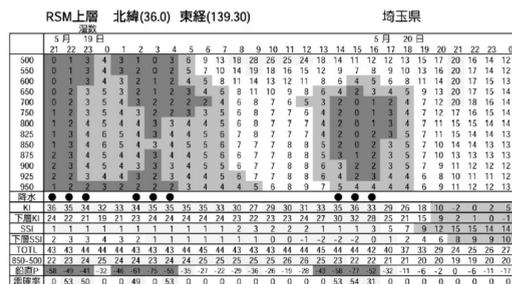
点で降水についての検証をおこなった。雲断面図の雨の降り出しはパラつく程度の弱い雨に対応することが多いため、毎正時に上記格子点を中心とした約40kmの矩形領域で解析雨量のエコーが2割以上かかった場合を「降水あり」とした。

雲断面図では上記のように湿数3℃以下を雲とし、雲厚が2500m以上で「降水あり」としたが最適なしきい値を求めるため

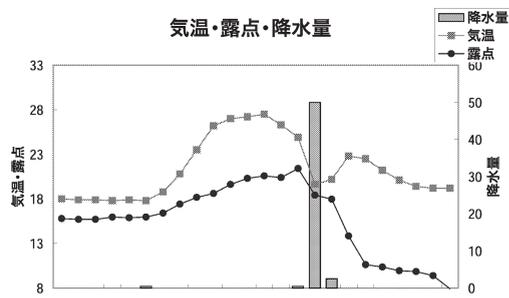
- ① 湿数3℃以下を雲、雲厚2000mで「降水あり」、
- ② 湿数3℃以下を雲、雲厚2500mで「降水あり」、
- ③ 湿数2.7℃以下を雲、雲厚2400m以上で「降水あり」。ただし、下層が乾燥している場合及び700hPa付近で湿域が切れている場合は「降水なし」。

以上3通りの検証と7月以降はRSM地上との比較も行った。

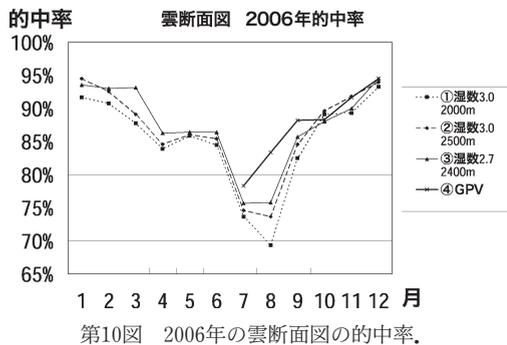
2006年についての検証結果は第10図のようになり、年間では85%の的中率となり良好な結果であった。但し7～8月はにわか雨がが多く降水時間を当てるのが難しいため75%程度の的中率で、総観規模現象での降水が多い春や秋は85%程度、降水の少ない冬は90%以上



第8図 RSM 予想値から作成した雲断面図時系列。



第9図 2006年5月20日の熊谷の気温・露点・降水量の時系列（気象庁HPデータより）。



的の中率であった。

RSM 地上との比較では秋～冬は同程度であるが夏は及ばない結果となった。しきい値の設定で的中率が向上し埼玉県では③の湿数2.7°Cを雲、雲厚2400 mが最適なようである。

### 3.5 まとめ

雲断面図は雲がどのように変化していく予想となっているかが視覚的にわかるため、実際の空と見比べることで予報と実況のズレが把握できるのが大きなメリットである。そして雲以外にも表示している相当温度、気温、露点、風向風速の断面図と各種予想図を組み合わせることで予報の修正に役立つものと思われる。今後は他の地点でも検証を行いたいと考えている。

## 4. 気象庁におけるメソスケール降水現象の実況監視の現状と将来

勝山健一 (気象庁観測部計画課)

### 4.1 はじめに

気象レーダー観測は、「高分解能で全国を覆う」、「観測資料が現場に届くまでのタイムラグが比較的小さい」、「イメージがつかみやすい画像表記が基本」といった特徴を持ち、メソスケール降水現象の実況を把握するための基本的なデータである。気象庁の気象レーダー (全国20箇所) は改良の時期を迎え、一昨年から、東日本では信号処理方式の更新により、データの解像度の向上 (1 km メッシュ化) と3次元化、地形エコー除去機能の向上、データ処理や制御監視の本庁管理を実現している。

多様化するレーダーデータを活用するため、気象庁本庁にデータ処理システム「気象レーダーデータ共有装置 (RISS)」を設置し、3次元レーダーデータを地方官署に提供するとともに、それを降水の実況監視に

役立てるために、NWS (米国気象局) の監視ツール「SCAN」を参考に「レーダーデータ解析監視システム (RaDAMoS)」を開発し (熊谷, 2006)、運用試験中である。

気象庁本庁や各管区気象台では、降水現象の実況監視を強化するため、RISSの出力する3次元レーダーデータやRaDAMoSの降水に関する指数についての調査を行なっている。ここでは、その結果を取りまとめて報告する。

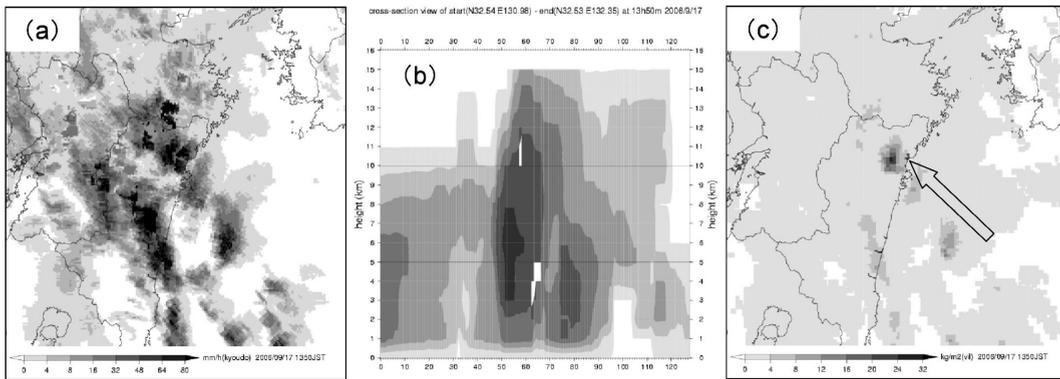
### 4.2 3次元レーダーデータと降水に関する指数の特徴

RISSの表示は様々な機能を備えている。そのひとつであるエコー強度を時間積算し10分ごとに出力する「1時間エコー積算」や「3時間エコー積算」が降水域の変化傾向の把握に有効であり、解析雨量の速報値として現場での降水の実況監視に活用できそうである。

15層等高度面データ (CAPPI) と鉛直断面図によって、レーダーエコーを3次的に調べることができるようになった。この3次元データを予報現場でさらに効率的に利用するため、エコーの3次的な特徴を捉えて地上に投影し指数表示するため、RaDAMoSが作られた。RaDAMoSは、RISSによって作成されたCAPPIデータから各種指数を作成し、20 km 格子ごとに強雨域などに関して注意喚起表示するシステムである。

鉛直方向15層の中で最も強い反射強度を指数値としたものがzmax (最大反射強度) であり、これまで利用してきた最低高度面 (約2 km 面) エコー強度では捕らえられない上空の強エコーの存在を表示する。これを用いた調査では、NWSが指標としているように (NWS, 1994) 降雹に先立って55 dBZ以上の反射強度領域が上空に現れた。

vil (鉛直積算雨水量・kg/m<sup>2</sup>) は、各層の反射強度を雨水量に変換し、それを鉛直方向に積算したものである。これまでの調査によれば、広い降水域の中から特に活発な降水セルを選び出す際に有効である (第11図)。また、vilをエコー頂高度で除したvild (鉛直積算雨水量密度・g/m<sup>3</sup>) は降雹の発生及び雹のサイズと相関が高いという報告がある。雷雨事例5例や、前線通過事例7例による調査によれば、格子内の解析雨量が最大値となる30分前に、地表付近の降水強度とともにvilやvildがピークとなる特徴が見られた。このほか、各指数値の年変化などの統計的な調査も行っ



第11図 RISS の表示例. 宮崎県延岡市で竜巻が発生した時刻2006年9月17日13:50JST. 矢印は竜巻発生地点. (a) 降水強度 (mm/h), (b) 降水強度の鉛直断面図 ((c) の矢印部を通る東西方向の断面) (dBZ), (c) 鉛直積算雨量 (kg/m<sup>2</sup>).

ている。(佐藤・宮城, 2007)

これらの指数はこれまで実測雨量や解析雨量により判断してきたシビア現象の変化傾向をより早く判断し, 注意報・警報の発表を支援するツールとして, 調査・開発を進めている。

#### 4.3 ドップラー速度観測

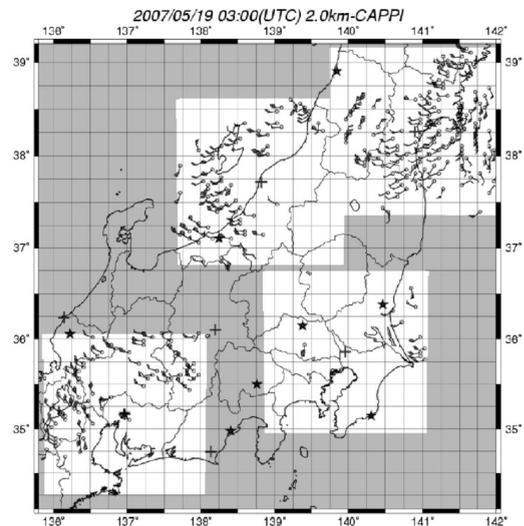
2005・2006年度には, 4箇所(東京・新潟・仙台・名古屋)でドップラーレーダーへの更新が行われ, そのデータの数値モデルへの4次元同化も始まっている。2007年度はさらに7箇所(釧路・函館・松江・室戸岬・福岡・種子島・沖縄)でドップラーレーダーへの更新を予定している。

ドップラー速度の3次元データや簡易VVP法(領域一様風の仮定・鉛直風を考慮しない)による風ベクトルも, RISSで表示している。4つのドップラーレーダーによる風ベクトルの表示例を第12図に示す。PPIでは見つけにくい, 積乱雲にともなうガストフロントがドップラー速度の鉛直断面図によって検出できることがある。

現在, 突風等の気象災害をもたらす現象を捉えられるよう, ドップラー速度の距離方向・方位方向のシアなどの表示も作成中である。

#### 参考文献

熊谷幸浩, 2006: RaDAMoS (レーダーデータ解析監視システム) の開発, レーダー観測技術資料 (気象庁), (54), II, 1-9.  
 NWS, 1994: WSR-88D Operations Course. Sept 94.  
 佐藤俊裕, 宮城仁史, 2007: レーダー3次元データによる



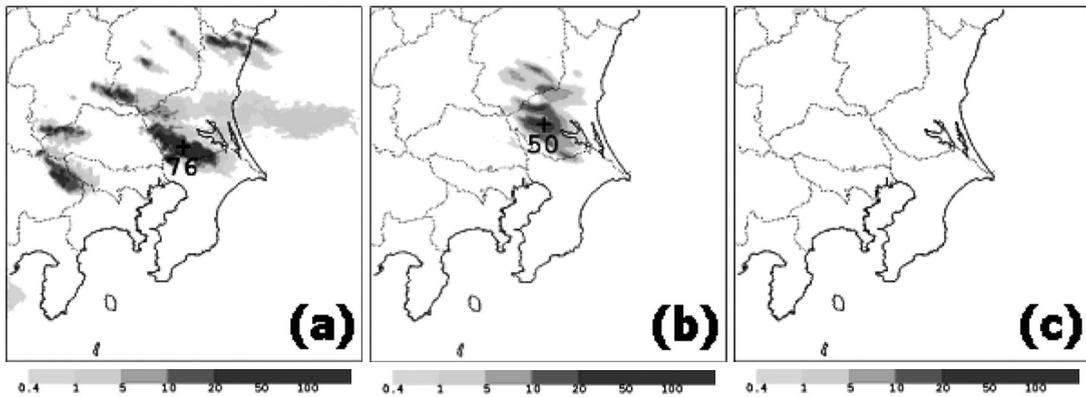
第12図 簡易VVP法による風ベクトル表示例. 2007年5月19日12:00JST.

る指数の降水時における出現特性, 日本気象学会2007年度春季大会予稿集, (91), 182.

### 5. 高分解能局地モデルの開発と解像度の違いによる地形の影響

中山 寛 (気象庁予報部数値予報課, 現所属: 札幌管区气象台技術部)

気象庁では, 力学的短時間予報と飛行場予報に利用可能な高分解能局地モデル(水平格子間隔2km)の開発を行っている。2006年6月から, 予備実験として, 非静力学モデル用3次元変分法を用いて毎時解析



第13図 2006年7月14日17時 (JST) の前1時間降水量。左：解析雨量，中央：高分解能局地モデル，右：メソスケールモデル。モデルの初期時刻は12時 (JST) で，予報時間は5時間目。

を行い，羽田・成田空港を中心とした300 km 四方の関東領域を3時間ごと1日8回12時間の予報を行い，問題点や改良点を抽出している。

2006年6月から2007年1月までの8か月間の統計的検証を行い，現業運用されているメソスケールモデル（水平格子間隔5 km）と比較した。その結果，平均降水量はやや過剰なものの，降水のピーク値はMSMに比べて大きく改善し，夜間の地上気温の精度が向上していることが分かった。また，地上気温を解析で同化しているため，日中の昇温による局地的な対流性の降水を予測する事例が多く見られた（例えば第13図）。

水平解像度を向上させると，モデルで表現される地形も詳細になる。関東領域について250 m メッシュの標高データをスペクトル解析し，地形強制力を解像する格子間隔を評価すると，水平格子間隔がおおよそ4 km 以下になると地形強制力に関して高解像度の効果が小さくなることが分かった。実際，地上風向の予測精度がメソスケールモデルと比べて大きく向上しているのは，関東山地の観測点に限られていた。これは，メソスケールモデルでは十分に解像できない谷や盆地を高分解能局地モデルが解像し，夜間の斜面風循環を表現できるようになったためである。夜間は逆転層などの影響で，わずかな起伏の違いで小規模な山風が起

こるため，このようなケースは高解像度の効果が最も現れやすい現象のひとつといえる。

現在の一般的な統計的検証方法は，観測値を予報の格子点へマッピングするか，予報値を観測点へ内挿するなどして，その値同士を比較するものである。しかし，このような検証方法では，低分解能モデルのなめらかな予報に比べて，高分解能モデルのよりリアルな予報に，わずかな時空間のずれや空間代表性に問題のある観測値によって大きなペナルティーが課せられる。そこで，現象論的またはオブジェクト指向的な検証法の開発が各国で進められている。高分解能局地モデルについても，このような検証手法の開発が必要であり，局地風である海風前線の通過時間の検証を試みた。この検証方法は，観測と予報の風向時系列値をある格子点に展開し，格子点ごとにバンドパスフィルタなどを適用して，1日周期を持って陸風から海風に変わる時刻を検出する。この海風前線の通過時刻の予報誤差のヒストグラムをガウス関数にフィットさせ，バイアスと標準偏差を求めるといものである。この方法で，高分解能局地モデルとメソスケールモデルを検証したところ，どちらのモデルもバイアスがほとんどなく，標準偏差は25分程度であることが分かった。