

(例えば大雨)ではどうであろうか、Ninomiya 他(1984)は長崎豪雨(1982.7.23)と山陰豪雨(1983.7.23)の予想実験を論じている。長崎豪雨の場合は強雨時の雨域分布のみならず豪雨域周辺の場の特徴も良くシミュレートされている。しかし予想雨域のみに着目してみると次の特徴が指摘できる。長崎豪雨ではFLMも同じように予測している(但しFLMでは雨量が少なく降雨域もVFMよりやや広い)。山陰豪雨ではFLMもVFMも同じように失敗している。つまり両モデルは量的にやや違う程度ともいえる。その後モデルの格子間隔を25kmに改善した実験でも山陰豪雨の予想は成功していない。2つの豪雨をもたらし場がどう違うのかを解析的に明らかにすること、地形や雲物理がどのような効果を及ぼしているかという面からの知識が今後のモデル改善に必要であるように思われる。

関東地方の北東気流や四国沖の土佐沖低気圧は規模が小さく予想が難しい現象とされてきた。格子間隔が小さいモデルで予想の改善があり得るであろうか。山岸(1983)は北東気流の予想実験を論じている。FLMモデルでは予想されていない北東気流時の場の特徴がシミュレートされている。山岸(上記)はこの現象に中部山岳の地形の影響が大きいと推論しているがまだ検討の余地がある。

以上いくつかの事例についてこれまでなされた調査を引用しながら述べてきた。格子間隔の小さいモデルでは単に低気圧の中心気圧や移動あるいは雨域が予想されて

いるか否かといった検証では不十分である。解析事実と対比しながら現象のどの部分が良くシミュレートされどの部分が不十分であるかを論じ物理的考察を深めてゆく必要がある。この意味でモデラーもようやく自然との対比を論じ得るモデルを手にしつつある段階といえるのではなかろうか。

## 文 献

- 古賀晴成・山岸米二郎・柏木啓一・二宮洗三, 1984: 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション—初期場の影響と総観的構造の特徴—天気, 31, 305-314.
- 大野久雄・山岸米二郎, 1984: 対流活動に及ぼす地表面加熱の影響—数値シミュレーション, 天気, 31, 553-563.
- 中山 崇, 1984: 気象庁の数値予報ルーティンモデルの精度について, 天気, 31, 441-459.
- Ninomiya, K., H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model, J. Met. Soc. Japan, 62, 273-295.
- 瀬上哲秀・住 明正, 1984: 衛星の風データ(SATOB)および解析の相違による予報モデル(VFM)への影響, 昭和59年春季大会講演予稿集.
- 山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シミュレーション, 天気, 30, 531-538.
- 山岸米二郎・古賀晴成・柏木啓一・二宮洗三, 1984: 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション—潜熱放出の効果—, 天気, 31, 357-362.

1052 (アメダス風と降雨)

## 2. アメダスの風を利用した降雨の実態の把握と予測

中 井 公 太\*

### 1. はじめに

アメダスから得られる資料を用いて降雨の把握とその予測をしようとするのが課題となっており気象庁では多くの試みが行われている。ここでは特に、アメダスの風データがどのように降雨の把握と予測に利用できるか

ということについてその現状と可能性について述べる。扱う降雨システムは雷雨に限定する。

### 2. 地上風と降雨システムとの関係についての理論的側面

まず初めに、アメダス風が降雨の把握と予測にどのように利用できるのかを理論的な側面から検討しておく必

\* Kohta Nakai, 気象庁観測部(現総務部企画課)。

要がある。

Chen・Orville (1980) は一般場として、境界層、すなわち高度 2.4 km より下の層にメソスケールの収束 ( $10^{-4}\text{s}^{-1}$ )、高度 5.4 km より上の層に同じオーダーの発散を仮定したモデルを考え、その中で積雲対流がどのように発生・発達するかを 2次元の数値実験によって調べた。実験は、(1) 非常に不安定な成層をしている場合、(2) 下層は条件付不安定であるがそのすぐ上に逆転層がある場合、の 2 ケースについて行われた。その結果は次のとおりである。

(1) 逆転層のない不安定大気の場合は下層に収束がなくても積雲は励起されるが、その発達の速度と規模は小さい。一方、収束がある場合は、ない場合に比べて雲の幅、雲頂高度、鉛直速度、降水量ともかなり大きくなる。

(2) 逆転層のあるケースでは、下層の収束によって逆転層は弱められ、水蒸気の上向き輸送で気層が湿ってくる。この効果によって積雲は発達しやすくなり、最終的には逆転層を破壊し巨大な積乱雲に発達するのを助ける。一方収束のない場合は積雲対流は発達しない。

このように、この数値実験はメソスケールの下層収束はそれよりもスケールの小さい積雲対流の発生・発達に大きな寄与をするということを示している。アメダス風を雷雨のような小規模の降雨システムの把握や予測に利用しようとするのは、この数値実験の一般場として与えられた下層収束をアメダス風から検出しようという立場に立つものである。

さらに雷雨のような小規模降雨の予測にアメダス風を利用しようとする調査に拍車をかけたものとして Ulan-sky・Garstang (1973) の解析論文がある。アメリカの南フロリダ地方のストームについて地上風の収束と降水との関係を調べた結果、45個のストームのうちその92%については降水に先立って地上に収束が検出され、強いストームでは収束が降水に対して90分程度先行して現れるという結果が得られた。

### 3. アメダス風の利用の現状と問題点

アメダス風から発散・収束分布を求め、それが雷雨のような小規模降雨の発生・発達とどのような関係があるのかについては数多くの報告がある。それらの中には、アメダス風から求めた強い収束が降面の発生・発達に寄与しているという報告も多いが、他方、両者の関係は必ずしも明確ではないという調査報告もある。例えば、浜

田 (1980) は1979年8月中に採録されたレーダーエコーの10日分、計76時間について、エコーと収束との対応を調べた結果、(1) 関東地方において収束が  $10^{-4}\text{s}^{-1}$  より大きい地点の20 km 圏内で収束が計算された時刻と同時か、または1時間遅れて 10 mm/h 以上の強雨が発生したのは8.3%に過ぎない、(2) 熱雷性の強雨ということに着目し、14~18時の間だけの対応を見ると26%になる、と報告されている。

このように、実際にアメダス風を利用して発散・収束を計算しても、そこで得られた強い収束が必ずしも降雨の発生・発達に結びつかないというのがこれまでの調査の結果であろう。それでは、何故、2.で述べたような結果が得られないのであろうか。これについてこれまでの多くの調査で共通して挙げられている理由として、第1にアメダス風の観測密度の問題がある。アメダスデータのサンプリングは1時間おきであり、観測点は平均して21 km 間隔に配置されているが、雷雨のような小規模じょう乱の把握や予測にはこのネットワークでは粗すぎるというものである。

第2は、アメダス風は山岳等の地形による影響を受けているので、降雨の発生・発達と関係ある発散分布を求めることが難しいということである。

これらの問題点を克服するアメダス風の解析法は今のところないようだが、少しでも実際に応用できる方法を開発しようとする試みがある。

小規模じょう乱をより効果的に抽出する方法として、中井 (1983) は Doswell (1977) らのフィルターテクニックをアメダス風解析に応用し、その風から計算される収束・発散と雷雨エコーの発生・発達の関係を調べた。これまで、アメダス風の解析に一般的に用いられてきた荷重関数は

$$w(r; \kappa) = \exp(-r^2/4\kappa) \quad (1)$$

ただし、 $r$  は格子点と観測点間の距離

$\kappa$  は任意の定数

の形のものが多いが、これら周波数応答を

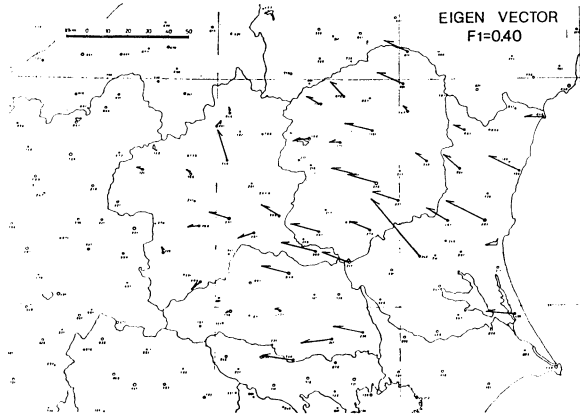
$$f(x) = A \sin kx \quad (2)$$

の波に対して計算すると、応答関数は

$$D(k; \kappa) = \exp(-k^2\kappa) \quad (3)$$

となる。これは一種の Low-pass filter である。Doswell に従えば、この種の Low-pass filter を2つ用いることによって任意の波数  $k$  でピークを持つような Band-pass filter を作ることができる。

波長 100 km にピークを持つ Band-pass filter を用い



第1図 第1主成分の固有ベクトル分布図。  
第1主成分の寄与率 (a figure of merit) は0.4, 風向は解析期間中の最多風向からの相対風向が示されている。

た中井の解析では、通常用いられている Low-pass filter による解析よりもより顕著な収束域が解析され、その収束域で雷雨エコーが発生・発達するケースがあることが報告されている。

次に、第2の問題である「地形の影響を受けたアメダス風」の実態を新しい視点から見るために、雷雨の発生があった期間(240時間分)の北関東地方41地点のアメダス風をベクトルの主成分分析(Hardy and Walton, 1978)によって調べた例(中井による)を報告する。

第1主成分の固有ベクトル(第1図)を見ると、

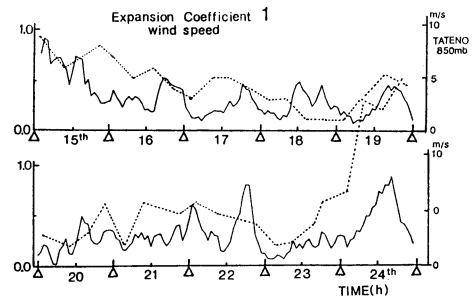
- (1) 風向はほぼ一定である。
- (2) 風速は海岸から陸地に入つて小さくなる(地表摩擦および山による遮蔽の影響か?)。
- (3) 筑波山の風だけは特異である(孤立峰のためか?)。

のことがわかる。また、このベクトルの分布から栃木県や群馬県の山沿い地方では東寄りの風の場合、強い収束域が形成されることがわかる。この収束域と雷雨の多発生域とが地域的に一致しているのは興味深い。

一方、第2図に示されている第1主成分の時間変動係数(expansion coefficient)には次のような特徴が見られる。

(1) 係数は夜半から午前にかけて小さくなり、午後から夕方にかけて大きくなるという24時間周期の変化をしている。

(2) 一般風(館野の850mb)の変化と係数とは相関がある。



第2図 実線は第1主成分の時間変動係数(expansion coefficient), 破線は館野で観測された850mbの風速(m/s),  $\Delta$ は00時を示す。

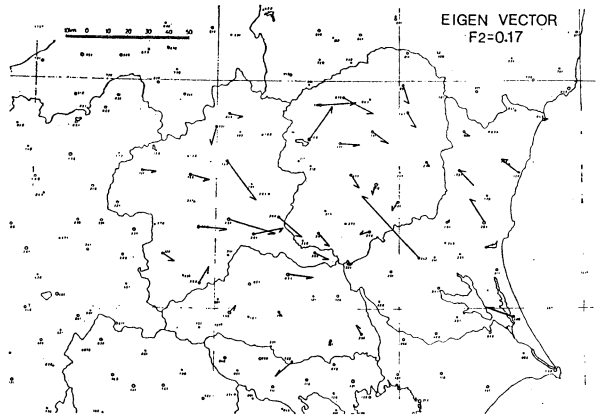
以上のことから、第1主成分は高気圧下における一般風が地表まさつや山による遮蔽効果によって変形された風の場を示していると考えられる。

次に第2主成分の固有ベクトル(第3図)を見ると

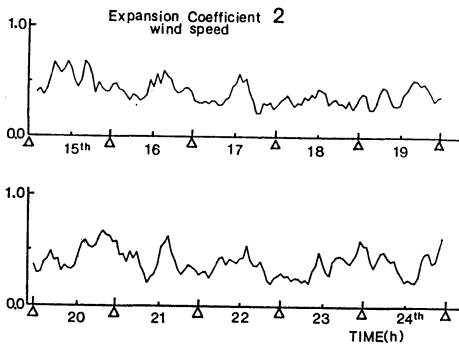
- (1) 風向は北関東の中央部を境に2分される。
  - (2) 風速は中央部に向かって小さくなる傾向があり、この風の場では中央部が顕著な収束となる。
- という特徴がある。

第2主成分の時間変動係数(第4図)は

- (1) 第1主成分と同様の日変化をしている。
  - (2) 顕著な雷雨の発生があった時間帯(例えば20日の午後から夜半)で係数が大きい。
- という特徴をもっている。



第3図 第2主成分の固有ベクトル分布図。寄与率は0.17。



第4図 第2主成分の時間変動係数。

第2主成分で記述される風の場を形成する力学的メカニズムについてここで明確に述べることはできないが、北関東中央部に形成される収束域は雷雨の発生・発達との関連でやはり興味深い。

一般に、地形の影響を受けたアメダス風はじょう乱の発生メカニズムや、その構造を的確に表現しにくいことが多くの報告で指摘されているが、今回報告した主成分分析の結果は、むしろ地形の影響が雷雨の発生に寄与する可能性が十分あることを示している。この解析は始められたばかりであり、明確な結論は何も得られていないが、今後とも調査を続けていきたいと考えている。

413 (デジタルレーダー；アメダス)

### 3. レーダーとアメダスを用いた雨域の把握

竹村 行雄\*

#### 1. はじめに

気象庁では、NWW計画<sup>(1)</sup>に基づき大雨の実況監視とその過去の経過の補外を基本とする降水短時間予報を目標に、昭和56年度以来レーダーのデジタル化とアメダス・衛星その他の資料を組み合わせたデータ処理システムの近代化が進められて来た。

レーダーデジタル化に伴う新しい観測方式については、レーダーデジタルエコー利用計画検討作業委員会の中で検討が重ねられ、観測種目・観測モード等気象庁の観測・予報システムとの整合をはかり、従来の人手によるレーダースケッチ観測で得ていた各種情報を可能な限り取り込み、また自動化により新たに可能となった有効な情報を取り入れるよう配慮しつつ、レーダーエコーデジタル化装置が設計された。

\* Yukio Takemura, 気象庁予報部予報課。