

不安定場のモデル化と降雨分布の再現

中北 英一・村田 啓・池淵 周一・高棹 琢馬

COMPUTATION METHOD OF RAINFALL DISTRIBUTION USING THE CONCEPT OF INSTABILITY FIELD

By Eiichi NAKAKITA, Hiromu MURATA, Shuichi IKEBUCHI and Takuma TAKASAO

Synopsis

The computation method of the rainfall distribution based on the idea that the rainfall occurs by the interaction between a moving modeled instability field and a given stream field of the water vapor under the influence of the configuration of the ground is presented, which is applicable to the short-term rainfall prediction.

In the first trial, the instability field was defined as the distribution of index α the percentage of the amount of the saturated water vapor that converts to liquid water. The computation results showed good representation mainly with regard to the time variation of the shape of the rainband which moved across the Kinki District in Japan. This is ample proof that the rainband was much influenced by mountains and essentially this computational method and its basic idea are effective in the short-term prediction of the rainfall distribution influenced by mountains.

1. 序 論

従来から、降雨パターンの時間的外挿を基本とした短時間降雨予測手法が開発されてきた^{1), 2), 3), 4)}。しかし、地形の複雑なわが国ではそれによって降雨分布の時間変動も複雑となり、降雨パターン変動の時間的外挿だけでは容易にはその時間変動を表現することはできない。特に大雨を対象とする場合、組織だった対流群を伴うメソ擾乱が通過する際に、地形の影響を受けて降雨パターンがどのように変動するかの予測が重要となる。

本報告では、メソ擾乱そのものを水蒸気から降水への変換能率が高い場という捉え方をし、これを不安定場とよぶことにする。そして、不安定場そのものはレーダー観測域を通過する間は不変であると考え、むしろ不安定場と流入する水蒸気および地形との相互作用によって降雨分布およびその時間変動形態を表現することを目的とする。つまり、地形による大雨の生起場の偏りを、地形そのものおよび地形を考慮した大気の流れ場とそれに沿って流入する水蒸気によって表現し、降雨場全体の動きは不安定場の動きによって表現する。大気の流れ場に関してはすでに発表したように⁵⁾、メソ β スケールでみた不均一性はおもに地形の影響によって定まっており、それゆえ数時間のオーダーでみれば一定とみなすことができ、あらかじめ given とできる。したがって、不安定場と水蒸気の流入場との相互作用をどのようにモデル化するかが重要な鍵となる。つまり、相互作用のモデル化に種々の物理過程を取り込むことが可能であるとともに、実時間予測である短時間降雨予測への利用を考慮して、レーダーデータ等からモデルパラメータの推定が可能な形でモデル化を進める必要がある。

そこで本報告では、短時間降雨予測への利用を考慮した形での、水蒸気流入場の設定手法、不安定場の

モデル化と降雨分布の再現方法を示すとともに、降雨事例への適用を通して上記の再現方針の有効性を議論する。

なお、対象とする降雨は1986年7月の梅雨末期に近畿地方で生じた集中豪雨であり、用いた3次元レーダーデータは、その時に建設省深山レーダー雨量計によって観測されたものである。

2. 水蒸気流入場の算定

短時間降雨予測手法を下層風速場の偏りを考慮した形で発展させるためには、地形の影響をうけた大気の3次元的な流れ場をできるだけ簡単に再現する必要がある。そこで、最初の試みとして、アメダス地上風を下端の境界条件として、気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力がつりあいの状態にあるものとして、地形情報、アメダス、高層観測情報から大気の流れ場を算出する方法を示す。さらに、算出した3次元流れ場に水蒸気を流入させることによって水蒸気の流入量分布を算定する。

2.1 基礎式

連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = \frac{1}{H-h} \left(\rho_0 u \frac{\partial h}{\partial x} + \rho_0 v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad \dots\dots\dots (1)$$

水平方向の釣合式

$$\begin{aligned} f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s} \right) &= 0 \quad \dots\dots\dots (2) \\ -f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \cdot \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s} \right) &= 0 \end{aligned}$$

水蒸気量の保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -S_m \quad \dots\dots\dots (3)$$

を基礎式とする。ただし、

$$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$K = \begin{cases} 10(\text{m}^2/\text{s}) & (z - h \geq d) \\ 0.35 \cdot (z - h) \cdot u_* & (z - h < d) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (6)$$

であり、(4)式以外の x, y に関する偏微分はすべて s 一定面に関するものである。ここで、 (u, v, w) は風速、 m_v は水蒸気混合比、 h は地形の標高、 f はコリオリパラメータである。摩擦速度 u_* は一定とし、その値は地表からの高度 $z-h$ が d のところで、 $K = 10(\text{m}^2/\text{s})$ となるように定める。また、添字0は総観スケールでみた値であることを表し、地衡風 u_{g0}, v_{g0} 、大気密度 ρ_0 および3.で用いる温位 θ_0 とともに、高層観測によるジオポテンシャル高度、気圧、気温データから静力学釣合の条件のもとで定める^{5), 6), 7)}。 $\rho_0 S_m$ は単位時間、単位体積当りの水蒸気相変化量である。

2.2 算定手順

以上の基礎式を用い、Fig. 1の算定手順に従って3次元風速場および流入水蒸気量を算定する。ただ

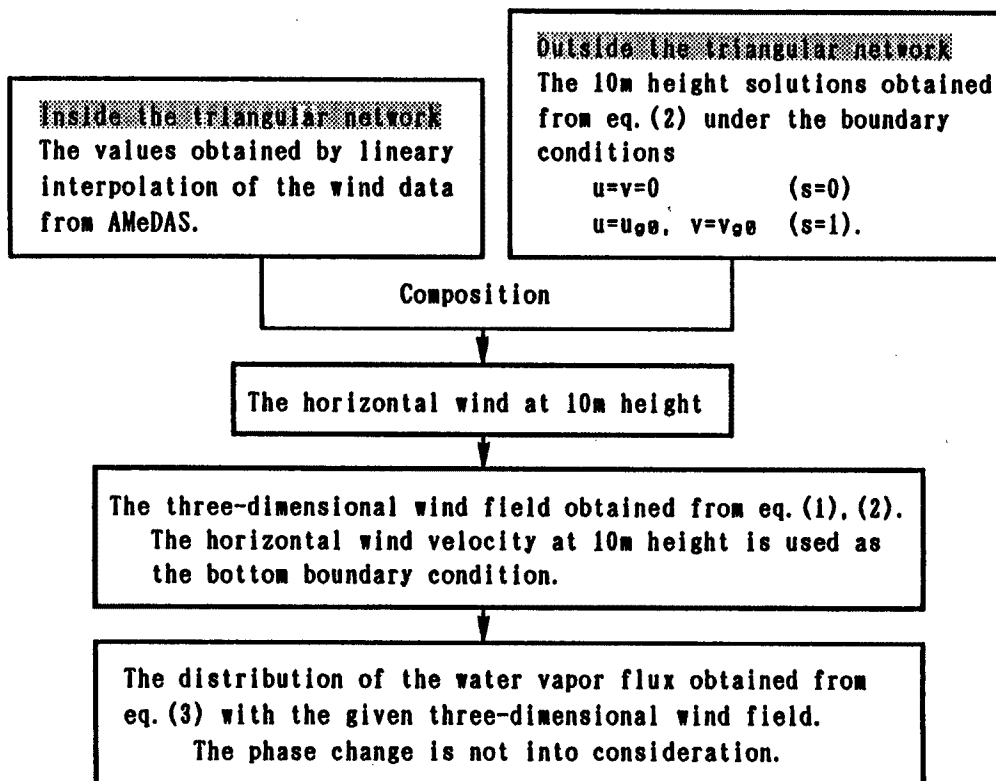


Fig. 1. Procedure of computing the three-dimensional stream field of water vapor using data of the ground height, upper observation and AMeDAS.

し、基礎式は、時間的には前進差分、移流項は上流差分、他は中央差分で近似する。鉛直方向の格子点配置は下層の風速鉛直プロファイルが滑らかになるように、

$$s=0, 5, 10, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000(\times 1/11000)$$

とする。つまり、 H は11 kmとする。また、水平方向の格子点間隔はレーダー雨量計データの格子点間隔(3 km)を考慮してとりあえず $\Delta x = \Delta y = 9$ kmとする。なお、風速の鉛直成分 ω は水平成分 u, v から連続式を通して求めるのに都合がよいように、 x 軸方向、 y 軸方向にそれぞれ $\Delta x/2, \Delta y/2$ だけずらした格子点上で評価する。また、差分時間間隔 Δt は15秒とする。具体的な、手順は以下の通りである。

① Fig. 2に示すようなアメダス観測点を頂点とする三角形網を作成し、 $s = 10/11000$ の格子点のうち、この三角形網に含まれる格子点の風速をその格子点を含む三角形の頂点のアメダス観測値から線形内挿によって定める。

② 三角形網に含まれない格子点に関しては、(2)式を境界条件

$$u=v=0 \quad (s=0), \quad u=u_{g0}, v=v_{g0} \quad (s=1)$$

のもとで中央差分近似して得られる連立1次方程式を水平方向の格子点ごとに解き、 $s = 10/11000$ での解として得られる水平風速を用いる。

ただし、三角形網の内外で算定される風速のオーダーが一致するよう、(6)式中の d を定める。

③ ①、②で算定した水平風速は三角形網内外で、特に風向に若干のギャップが存在する。そこで、算定した格子点上の値をその格子点を中心とした $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$ 内の格子点の値で平均し、それをあらためて $s = 10/11000$ 高度の水平風速とする。

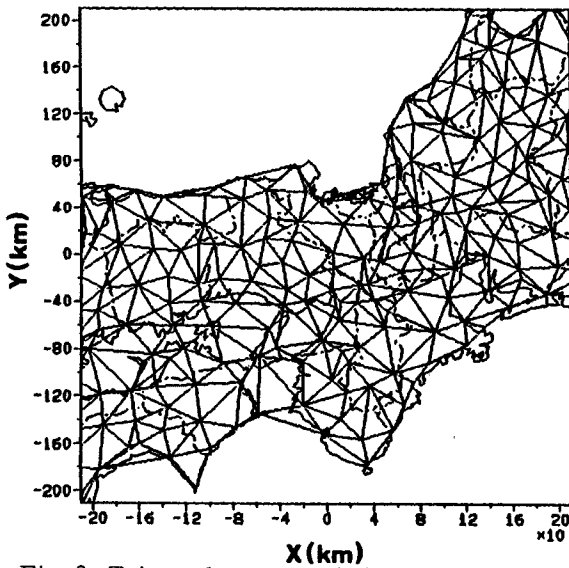


Fig. 2. Triangular network in which the vertexes of the triangles are AMeDAS observation points.

ため、アメダスデータは1986年7月21日19時から7月22日5時までの1時間ごとの観測値を時間的に平均したものをを用いた。もちろん時間平滑化した風速分布にも、地形と総観場の状況とにより定まっているメソβスケールでみた不均一性^{5), 8)}は十分現われている。また、①で算定した風速が1~2 m/sであったので、(6)式中の d は30 mとした。

Fig. 3(b)は、1986年7月21日21時米子、潮岬、輪島の高層観測データおよび2.1の最後で述べた方法により算定した地衡風 u_{g0} 、 v_{g0} および大気密度 ρ_0 を用いて、④の手順によって算定した地上100 m高度の水平風速である。この高度にも下層風の不均一性の影響が現われている。しかし200 m高度以上では、算定される風速はほとんど地衡風となる。

一方、水蒸気流入量算定のための初期値は、1986年7月21日21時の潮岬上空の観測値 (Fig. 4(a)) に中・低層部で合致するよう注意して簡略化し、標高0 mで98%、3000 mで90%、上端で50%、他はこれらの線形内挿値を与えた (Fig. 4(b))。

Fig. 5は、⑤の手順で算定した6時間後の水蒸気流入量分布である。網がけをしてある部分は他より流入量が多い。陸上部の流入量分布は2時間後算定結果とほとんど同じで、定常状態に達している。この図から、地形による下層風速場の不均一性によって、豪雨への主な水蒸気の供給源である下層水蒸気の流入量が淡路島、兵庫県南部および大阪湾を含む範囲で多くなっていることがわかる。つまり、従来から下層の風速分布のみから推定してきた下層水蒸気流入量の不均一性が、はっきり確認できたことになる。

3. 不安定場の導入による降雨分布の再現手法

本章および次章では、単に算定した風速場に水蒸気を流入させるだけではなく、簡単な降雨モデルを通して1986年7月の豪雨時の降雨分布の再現を試みる。とくに、メソ擾乱に伴ってレーダー観測域を通過する不安定な場を、採用した降雨モデルに適用できる形でモデル化し、モデル化した不安定場を観測域内を通過させることにより、地形の影響を受けた降雨域の分布および時間変動特性を再現することを主な目的とする。さらに、再現結果をレーダー観測と比較することによって、モデルの有効性あるいは生じてい

- ④ ③で算定した水平風速を下端 ($s = 10/11000$) の境界条件として、②と同様に (2) 式から得られる連立1次方程式を解いて、すべての格子点の水平風速を求める。さらに、算定した水平風速から (1) 式を中央差分近似したものを通して ω を算定する。
- ⑤ (3) 式右辺をゼロとした上で、④で算定した (u, v, ω) から m_0 を算定する。移流項は上流差分で近似しているため、境界条件は水蒸気が解析領域へ流入する部分でのみ必要であり、そこでは初期値をそのまま境界値として与える。

2.3 算定結果

アメダス地上風をもとに①、②、③の手順によって算定した、水平風速の下端条件を Fig. 3(a)に示す。矢の長さは時速を表す。ただし、今回は数時間にわたる降雨の再現を目的とする

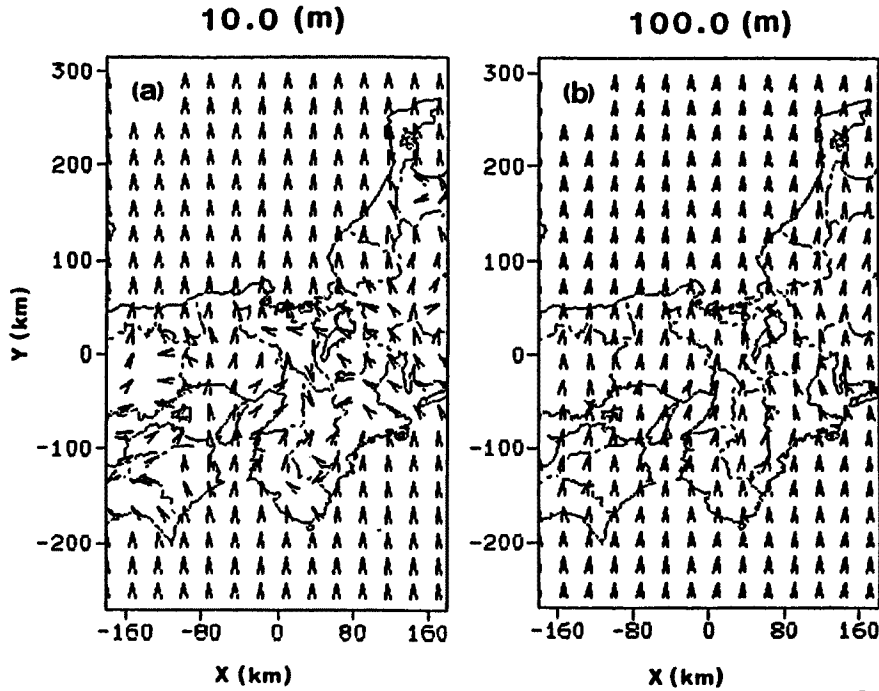


Fig. 3. Computed horizontal wind. ((a) computed by the procedure ①, ②, ③ and used for the bottom boundary condition, (b) computed by the procedure ①, ②, ③, ④.)

た現象の特性について考察する。

3.1 降雨モデルと算定手順

降雨分布の算定には、2. で算定した (u, v, ω) を固定したまま、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = S_t \dots \dots \dots (7)$$

水分量の保存式

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + u \frac{\partial m_i}{\partial x} + v \frac{\partial m_i}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_i}{\partial s} = S_m + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \cdot \frac{\partial R}{\partial s} \dots \dots \dots (8)$$

$$R = \rho_0 \omega m_i \dots \dots \dots (9)$$

および、水蒸気量の保存式 (3) の 4 式を用いる。ここで、 θ は温位、 m_i

は水分混合比、 ρ_w は水の密度、 S_t は水蒸気の相変化にともなう熱の出入りを表す。 R は大気流れに相対的にみた降水強度で、その算定に必要な降水粒子の大気に相対的な落下速度 w_i は、 T を気温として、

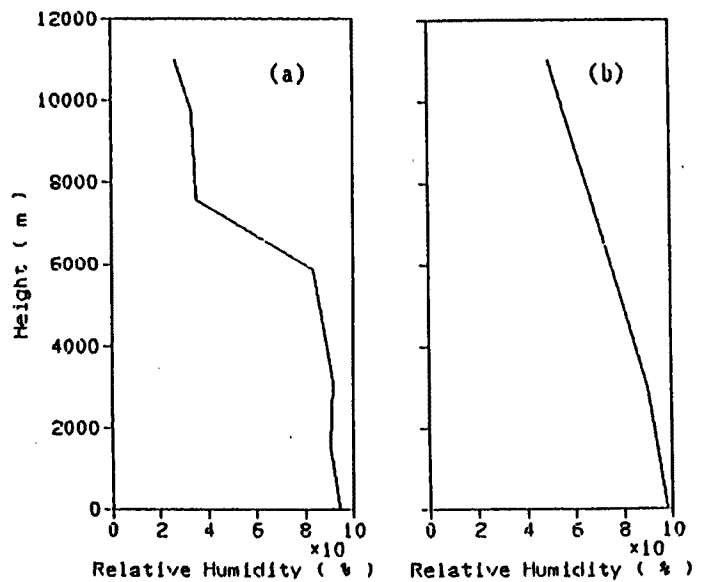


Fig. 4. Vertical profile of the relative humidity over Shionomisaki at 21 JST on July 21. ((a) observed by the upper observation. (b) used as bottom and laterally boundary condition.)

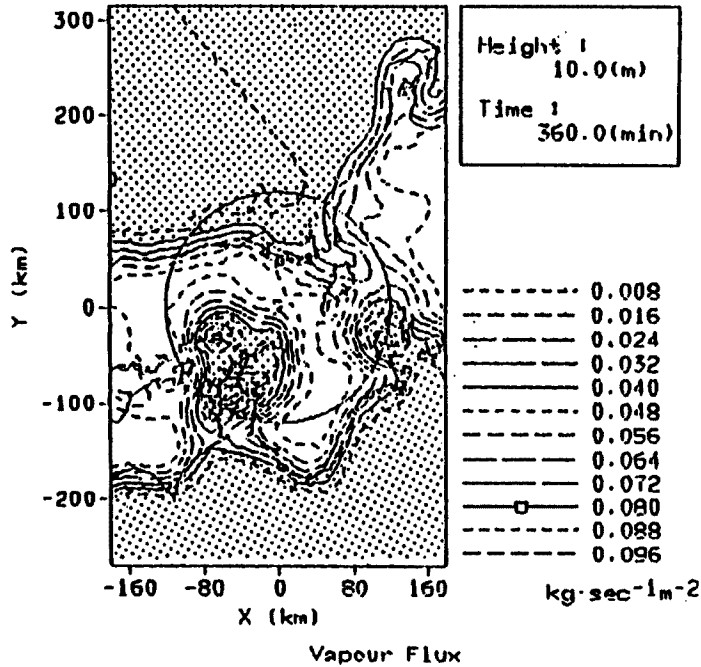


Fig. 5. Distribution of the computed amount of water vapor flux at 10 m height by the procedure presented in Fig. 1. Shaded area is the area in which water vapor flux is stronger than other area.

Ogura and Takahashi⁹⁾ の式,

$$w_i = \begin{cases} 31.2(\rho_0 m_i)^{0.125} & (T \geq 0) \\ 5.92(\rho_0 m_i)^{0.11} & (T < 0) \end{cases} \dots\dots\dots (10)$$

によって算定する。ただし、 ρ_0 は g/cm^3 , w_i は m/s , T は $^{\circ}C$ の単位である。

一方、 S_v , S_m に関しては、これらの値を直接算定することはしないで、Colton¹⁰⁾ 同様、Asai¹¹⁾ の算定方法を利用した手順に従う。

まず、Asai の方法を述べておく。ある状態で過飽和量が δm であるとする、つまり飽和混合比を m_s として

$$\delta m = m_v - m_s \dots\dots\dots (11)$$

とすると

$$\delta m = \delta m_1 + \delta m_2 \dots\dots\dots (12)$$

のように、 δm を 2 変量

δm_1 : 水蒸気の凝結量

δm_2 : 凝結による潜熱放出により、あらたに空気に貯えられ得る水蒸気量の和と考えることができる。定圧変化を仮定すれば、

$$\delta m_2 = \frac{L^2}{C_p R_v} \left(\frac{1000}{p} \right)^{2R_d/C_p} \cdot \frac{m_s}{\theta^2} \cdot \delta m_1 \dots\dots\dots (13)$$

が成立する。ここに、 L は水蒸気の潜熱、 R_v は水蒸気の気体定数、 R_d は乾燥空気の気体定数、 C_p は定圧

比熱である。これらの2式を用いて δm から水蒸気の凝結量 δm_1 を算定するのが Asai の方法である。

この方法によれば、過飽和の状態にある水蒸気はすべて一瞬に凝結し、不飽和の状態では水分が存在する限り飽和状態に達するまで一瞬に蒸発するという仮定のもとで、容易に水蒸気相変化量を計算することができる。

この方法を利用して、降雨量を計算する手順は以下の通りである。

- ① (7), (8), (9) 式の右辺をゼロとした式を用いて時間更新させ、相変化を考慮しない場合の更新値 m_v^* , m_i^* , θ^* と m_s^* を算定する。差分近似の方法は 2.2 と同じである。
- ② m_v^* , m_s^* を (11) 式の m_v , m_s に代入し、(12), (13) 式から δm_1 を算定する。
- ③ 以上の値を用いて、

$$\theta = \theta^* + \frac{L}{C_p} \cdot \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_d/C_p} \cdot \delta m_1, \dots\dots\dots (14)$$

$$m_l = m_l^* + \delta m_1, \quad m_v = m_v^* - \delta m_1$$

によって、水蒸気相変化を考慮した m_b , m_v , θ の更新値を求める。ただし、 m_b , m_v はともに負値を認めないものとする。また、熱力学的には氷相は考慮しないものとする。したがって、 L は水相に対する潜熱である。

ただし、 m_l の初期値はすべて0とする。境界条件は m_v と同じく大気が解析領域に流入する部分のみで必要であり、すべて0とする。一方、 θ の初期値は高層データ等から u_{g0} , v_{g0} , ρ_0 とともに推定した $\theta_0^{(5)}$ をそのまま与え、境界条件はそれが必要な領域の内、南北側面では初期値を与え、東西側面内では $\partial\theta/\partial x = 0$, 上端面内では $\partial\theta/\partial s = 0$ とした。

3.2 不安定場のモデル化

1. でも述べたように、水蒸気流入量に偏りを持つ場の中をメソ擾乱等に伴う不安定な場が通過し、地形の影響を受けながら、降雨をもたらす、という観点から降雨分布の再現を試みるのが本報告の目的である。そこで本節では、3.1 で示した降雨モデルに適用可能な形でモデル化した不安定場について述べる。

まず、(11) 式を

$$\delta m = \alpha \cdot (m_v - m_s) \dots\dots\dots (15)$$

のように拡張する。もともと、過飽和な状態にある水蒸気がすべて凝結するわけではない。また、本報告で設定した流れ場には対流は含まれていないが、対流が存在する場合にはより低温、低圧な高度に大気が上昇することにより、下層での飽和水蒸気量より多くの、下層を起源に持つ水蒸気が上空で凝結する。(15) 式のように δm の定義を拡張しておけば、いまだブラックボックス的ではあってもこれらのことを表すことができる。

そこで、(15) 式の α の多寡により不安定度を表すことにし、 α の水平分布により不安定場を定義し、 α の分布を解析対象領域内を移動させることによって、不安定場の移動を表現する。このようにして各時刻で α の分布が定まっていれば、降雨分布の計算には 3.1 で述べた方法をそのまま用いることができる。

本報告ではバンド状の不安定場を対象とするので、 α の水平分布は次のように定めた (Fig. 6 参照)。まず、バンドの中心となる軸を考え、軸方向および鉛直方向には α の分布は一様とする。一方、軸に直角方向には軸からの距離を r (km) として

$$\alpha(r) = \frac{a}{(2\pi)^{1/2}\sigma} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{r}{\sigma} \right)^2 \right\} \dots\dots\dots (16)$$

とする。したがって、軸に直角方向の分布形状を定めるパラメータは a と σ である。 a の方は、 σ が 10 km

のとき $\alpha(0)$ が 2 となる値に固定しておき、 α だけを変化させることにした。

その他、バンドの傾き ϕ 、計算開始時刻での位置と南北端、移動速度を定めれば、バンド状の不安定場に関する情報はすべて与えられたことになる。

このように、不安定場の分布形に正規分布の確率密度関数に類似した関数を用いたのは、将来この不安定場に precipitation field の考え^{12), 13)}を導入することを考慮して、こういった関数形でいかに降雨分布が再現できるかも確認しておきたいからである。

4. 降雨分布の再現結果

4.1 レーダー観測画像による不安定場の設定

Fig. 7 は深山レーダー観測領域の地形図、Fig. 8 はレーダーデータから推定した、1986 年 7 月 21 日 20 時から 22 日 3 時 30 分までの 2.5 km 高度の降水強度分布を 30 分ごとに示したものである^{7), 14)}。ただし、等高線は 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 (mm/h) について描いてある。

これら一連の図から次のことが確認される。つまり、南方からの湿潤空気が強制上昇せられる兵庫県中央部では、移動してきた雨域がそこで強雨となり、あたかも雨域が停滞しているかのよう

に見える。一方 30 分ごとの表示では読みとりにくいものの、大阪府北部を通過して京都府南部に移動する雨域は、大阪府付近で急激に発達して東方に進んでいるのが読み取れる。これらは淡路島方面から大阪湾に流入する湿潤空気の上空にさしかかるところで急激に発達している。後者の雨域の中には、六甲山がトリガーとなりその周辺で発生して東方に進んでいるものも多い。

さて、本報告でモデル化の対象とする不安定場は、22 日 2 時に京都府を縦断する形で存在するバンド状の雨域に関するものである。Fig. 9 に、設定した不安定場の中心軸を示す。軸の傾きは南北方向から反時計まわりに 30° 、南端は y 座標が -70 km、北端は 200 km、移動速度はおよその推定で東方に毎時 40

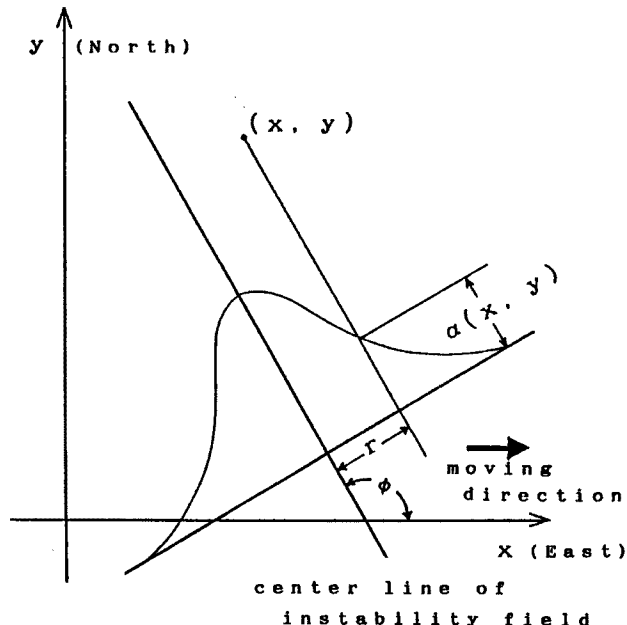


Fig. 6. Schematic of the modeled instability field. (distribution of the value of index α)

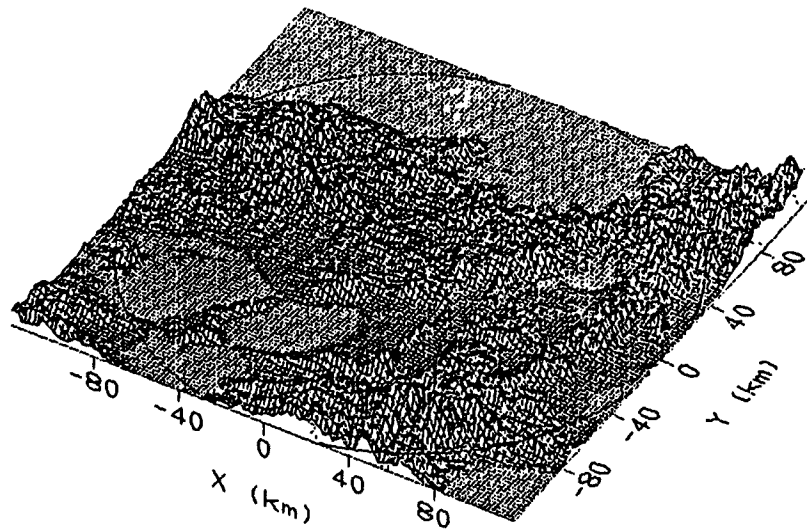


Fig. 7. Configuration of the ground around the Kinki District.

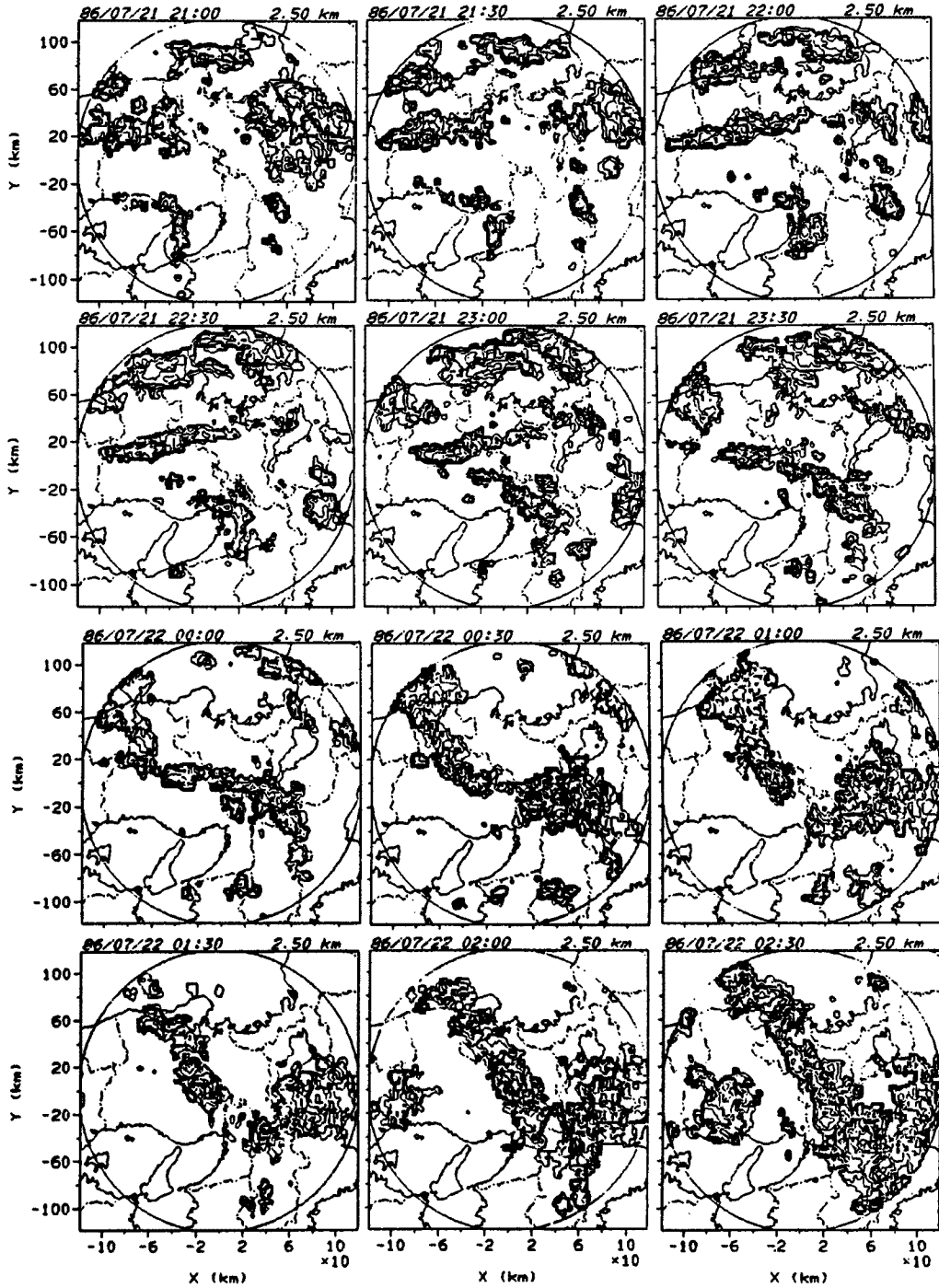


Fig. 8. Rainfall distribution estimated from radar information^{7), 14)}. The contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64mm/h.

kmとした。ただし、座標の原点は建設省の深山レーダーサイトにとってある。

この雨域がこのようなきれいなバンド状になったのは22日の午前1時以降であり、それ以前の兵庫県上空にあった時は、もっと東西方向に傾いた、しかも曲線状をなしている。これらの違いが、メソβスケールの擾乱のステージの違いによるものか、あるいは強制上昇や下層水蒸気流入場の不均一性といった地形の影響によるものなのかは、モデル化した不安定場による降雨分布の再現結果によって判断する。

4.2 設定した不安定場による降雨分布の再現結果

計算を行う領域は、Fig. 9に示した領域である。計算開始時には、不安定場の中心軸の南東端がちょうど計算領域の西端に位置するようにし、中心軸が領域の東端から出て行くまでの約12時間降雨計算を行う。水分混合比 m_l の初期値および領域への流入部に必要な境界条件はすべてゼロとする。一方、水蒸気混合比 m_v の境界条件は2.3の水蒸気流入量算定時と同じとする。初期条件は、2.3で算定した2時間後の水蒸気量分布を用いた。これは2.3で述べたように、この時点ですでに陸上部の水蒸気流入量が定常状態に達していたからである。差分時間間隔は15秒とした。

(16)式の σ は10 kmと30 kmとし、2ケースの再現計算を行うことにより、降雨の空間集中度が異なる場合に雨域の分布特性や移動特性にどういった違いが生じるかも調査した。

4.2.1 $\sigma=10$ kmの場合の再現結果

Fig. 10は $\sigma=10$ kmの場合の再現結果をFig. 8の降雨分布図と同じ領域の30分ごとの降雨分布図として表したものである。図中、移動している太線は各時刻の不安定場の中心軸を表す。ただし、レーダー観測領域内に雨域が存在する時刻についてのみ示してある。等高線は1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 (mm/h)について描いてある。

まず、不安定場の中心が近づく前に中心軸前方の氷ノ山あたりで強雨域が生じ、バンドが東進するにしたがい強雨域は兵庫県中央部の山岳地帯へ広がり、中心軸方向からさらに反時計回りに傾いたレインバンドを一時形成する(180分~300分)。このとき、不安定場が東進しているにもかかわらず、氷ノ山から兵庫県中央部あたりにかけて雨域が停滞している。その後330分あたりから次第にレインバンドは立ち上がり、不安定場の軸に沿うようになる。さらに不安定場が東進して420分以降になると雨域は小さくなり、琵琶湖東西の山脈部に存在する程度となる。このように、レインバンドの形状およびその時間変動特性は、4.1で述べたレーダー観測によるレインバンドの特性をかなり良好に再現している。とくに270分および300分の降雨分布に再現されているレインバンド形状は、レーダー観測の21日23時30分から22日0時30分までの形状に酷似しており、こういった形状が地形の影響によって生じたということをはっきりと証明している。また、こういったバンド形状の時間的変化は、従来のように降雨分布のパターン変動を時間的に外挿する形では表現できないことは明らかであり、この点に関して、本手法により一歩前進したと言える。

また、バンドの形状といったメソβスケールでの状態ばかりではなく、やや細かいスケールでみた降雨分布形態も比較的良く再現されている。特に氷ノ山から兵庫県中央部の山岳地帯にかけては輪郭ばかり

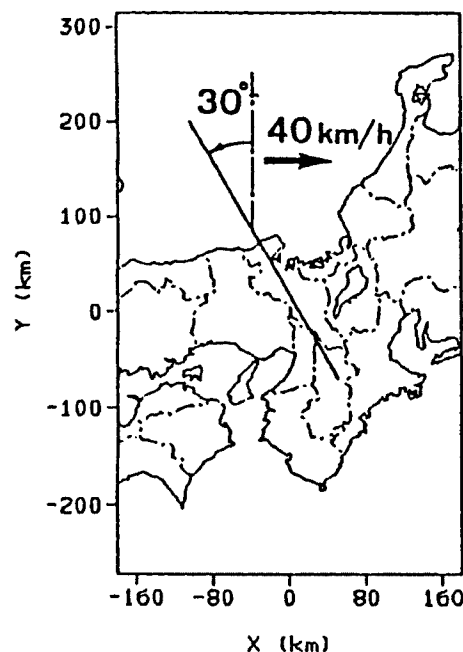


Fig. 9. Characteristics of the central line used to computation.

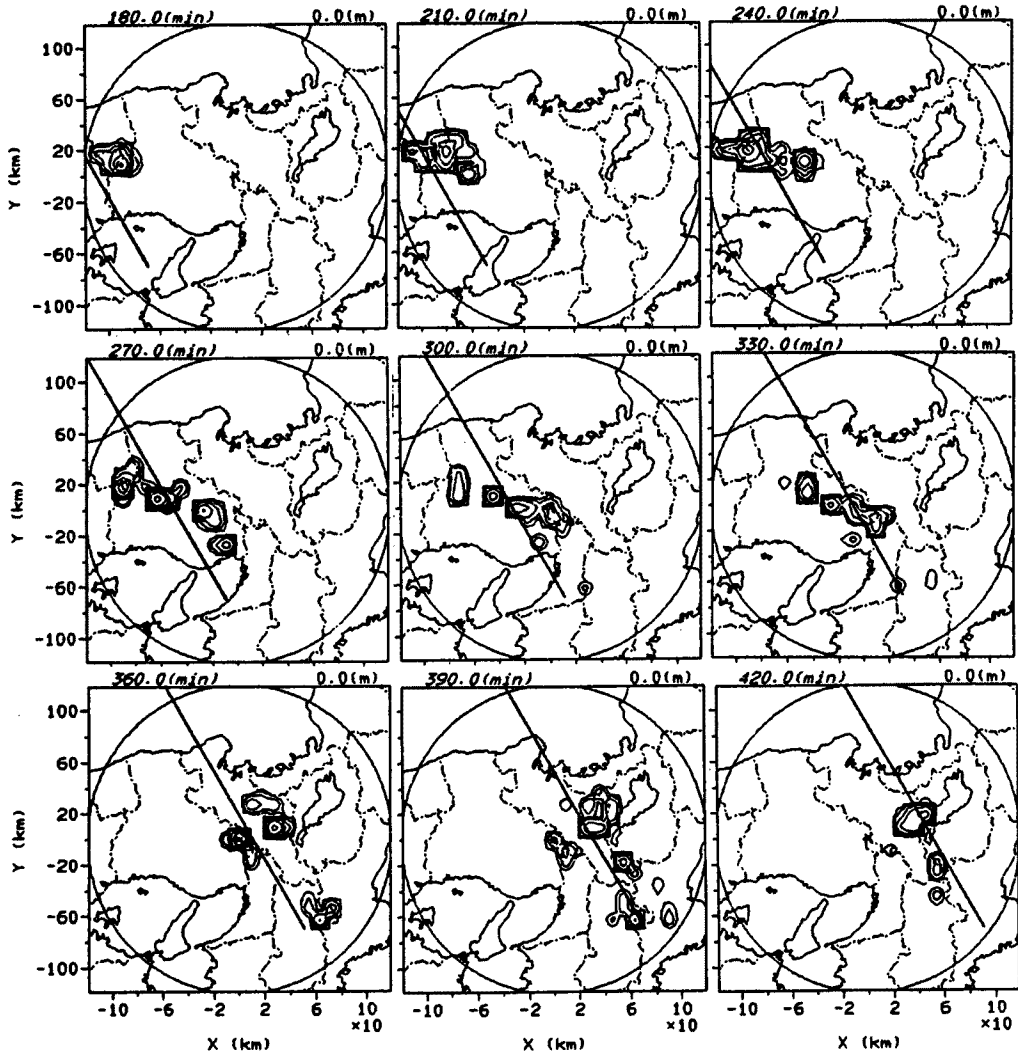


Fig. 10. Computed rainfall distribution at the ground ($\sigma = 10\text{km}$). The contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h.

でなく雨域内の強度分布までよく対応している。こういった例は他にも存在し、この豪雨時の降雨がいかに地形の影響を受けていたものかわかる。

4.4.2 $\sigma = 30\text{ km}$ の場合の再現結果

Fig. 11 に $\sigma = 30\text{ km}$ とした場合の再現結果を示す。この場合は $\sigma = 10\text{ km}$ の場合よりも、2時間も早くレーダー観測域内に雨域が現われる。当然ではあるが、前の例よりも雨域は広がり、強度も若干弱くなっている。不安定場の中心が兵庫県を横切る前から、横切った後しばらくまでの間、前例と同様、水ノ山から大阪府北部にかけて横たわるレインバンドが再現されている。しかも σ の値が前例より大きいので、より長いはっきりとしたレインバンドとなっており、特に 390 分の再現結果は 23:30 および 0:00 分のバンドの形状およびその中の強度分布を非常に良く再現している。このように、不安定場の軸とかけ離れた位置にはっきりとしたレインバンドが算定され、なおかつ実際にレーダー観測されたものを非常によく再現していることから、兵庫県中央部の強雨域に対する地形と関連させた従来からの推定^{6),8)}、つまり兵庫県南部の平野を通して流入した湿潤空気がこのあたりの山岳斜面によって移動してきた不安定な場の中

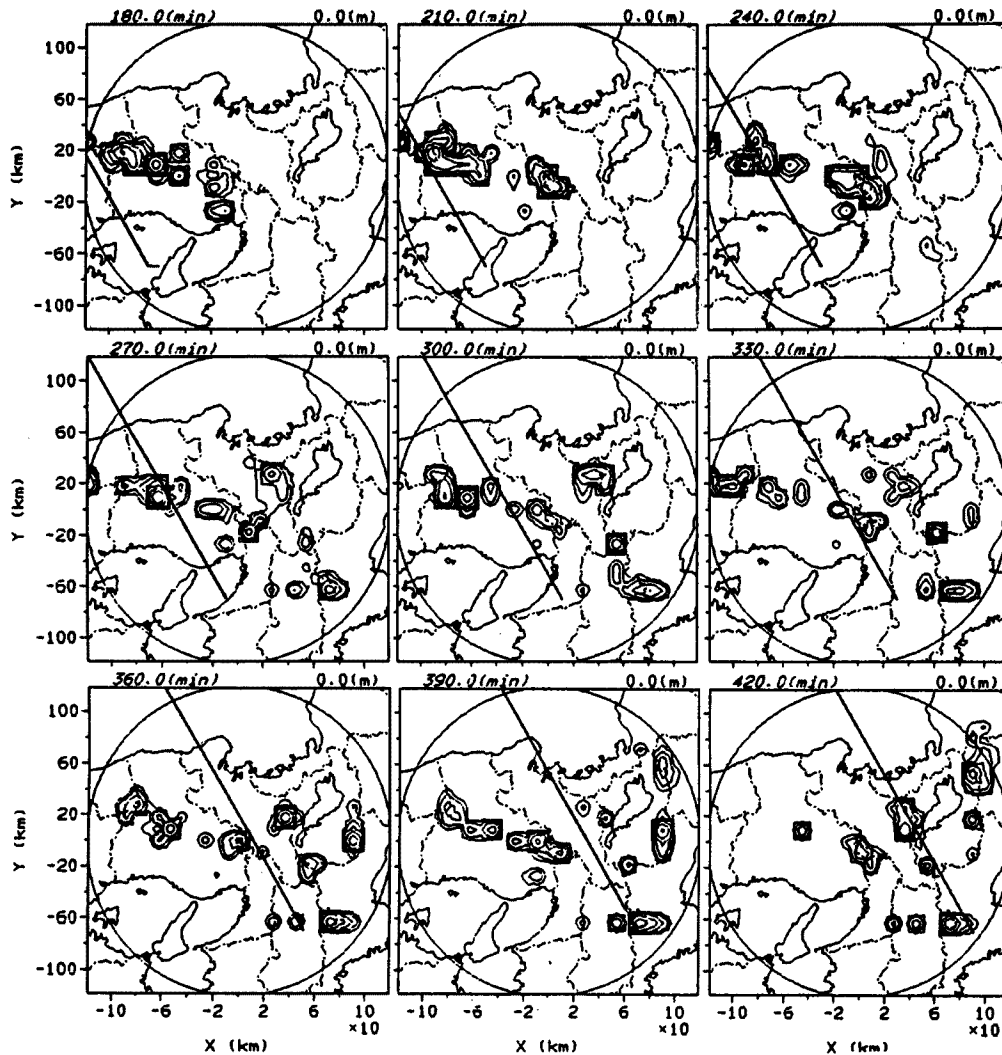


Fig. 11. Computed rainfall distribution at the ground ($\sigma = 30$ km). The contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h.

で強制上昇させられることが対流性降雨の発生あるいは発達の原因であるという推定が正しいものであると断定できるばかりでなく、本再現手法がこういった現象をうまく再現していると判断することができる。

5. 考 察

5.1 モデル化した不安定場の問題点と改良方向

$\sigma = 10$ kmの場合も $\sigma = 30$ kmの場合もともに六甲山あたりに雨域が算定されていた (Fig. 10 の 270 分~330 分, および Fig. 11)。つまり再現結果は, 4.1 で述べたように六甲山が対流発生トリガーとなり得ることを示している。しかし, 本報告で用いた風速場には対流は存在しないほとんど層状の流れであること, 不安定場は過飽和水蒸気量の α 倍の水蒸気が凝結するという形でモデル化したこと, の両者の理由により, 大阪府北部から京都府南部にかけての雨域は再現されなかった。つまり, いくらこれらの領域に流入する水蒸気量が多かったとしても, 今のモデルでは, 強制上昇等によって過飽和状態にならない限り

降水には変換されないで、いくら場が対流不安定であり、対流のトリガーとなる雨域が算定されたとしてもそこには雨域は算定されないからである。しかし逆にこれらのことから、4.1でも推定したとおり兵庫県中央部の強雨域と大阪府北部から京都府南部にかけての強雨域とは成因が異なることがこの再現を通してはっきりと確認され、後者の強雨域を再現するためには対流不安定概念の導入と併せた下層の水蒸気の吸引といったもう少し対流現象に近いモデル化がさらに必要なことが認められた。

また、再現時刻後半でレインバンドが不安定場の軸に沿う形になるとはいえ、レーダー観測のレインバンドと比較してバンド内の無降雨部分が多い。しかし、上記したように対流不安定概念を導入し、さらには発生した対流性降雨の寿命を取り入れた再現手法に発展させて行けば、これらの問題のかなりの部分は解決されるものと考えられる。

5.2 3次元レーダー雨量計情報を用いた水蒸気相変化量推定手法との結合による短時間降雨予測手法への拡張

本報告で示した不安定場のモデルパラメータは(16)式の σ 、 α および中心軸の傾き ϕ と移動速度である。本手法を短時間降雨予測に利用するためにはこれらのパラメータを実時間で推定しなければならない。そのためには水蒸気から降雨へ変換される量を、実時間で得られる3次元レーダー情報から推定する必要があり、この手法の開発をすでに進め良好な結果を得ている^{7), 14), 15)}。この水蒸気相変化量が実時間で得られれば、最適化手法を用いて上記のパラメータを推定することが可能である。また、移動速度に関しては別途、中層の風速や不安定場のスケールの重力波や不安定波の伝播速度等の利用も考えられる。

このように本手法を短時間降雨予測手法として利用して行くために、5.1で述べた方向で改良を加えるとともに、別途開発中の3次元レーダーを用いた水蒸気相変化量の推定手法から得られる情報をもとに本再現手法のモデルパラメータを推定すべき最適化手法を構築して行く予定である。

6. 結 論

以上、水蒸気流入量に偏りを持つ場の中をメソ擾乱等に伴う不安定な場が通過し、地形の影響を受けながら、降雨をもたらす、という観点に立ち、短時間降雨予測への利用を目的とした降雨分布の再現を、短時間降雨予測への利用を目的として試みた。

まず、アメダス地上風を下端の境界条件として、気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力がつりあいの状態にあるものとして、地形情報、アメダス、高層観測情報から大気の流れ場を算出する方法を示すとともに、従来から下層の風速分布のみから推定してきた下層水蒸気流入量の不均一性をはっきりと確認した。

メソ擾乱に伴ってレーダー観測域を通過する不安定な場を、採用した降雨モデルに適用できる形でモデル化し、モデル化した不安定場を観測域内を通過させることにより、地形の影響を受けた降雨域の分布および時間変動特性の再現を試みた。再現したレインバンドの形状およびその時間変動特性は、レーダー観測によるレインバンドの特性をかなり良好に再現しており、本手法の基本的な立場の有効性が確認されたばかりでなく、地形の影響に関して従来から推定してきたことの正しさが証明された。

また最後に、本手法によって再現できなかった部分に注目して現象の成因の違いを確認するとともに、それらを再現するための方針を示した。さらには3次元レーダーを用いた水蒸気相変化量の推定手法と結合して本再現手法を短時間降雨予測に利用して行く方針も最後に述べた。

今後はこれらの方針に従って、短時間降雨予測手法の完成をめざす。

謝 辞

本研究を進めるにあたり文部省科学研究費（重点領域研究、豪雨出水の実時間予測と制御に関する研究、代表者：高棹琢馬、気象解析とレーダー雨量計を補完的に組み合わせた豪雨災害の予測手法、代表者：山

田 正; 試験研究, 豪雨の物理・確率構造解析と3次元レーダー・衛星情報による短時間予測システムの開発, 代表者: 池淵周一)の一部を使わせて戴きました。また, 用いた3次元レーダー雨量計データは建設省淀川ダム統合管理事務所から提供して戴きました。ここに, 心から謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 立平良三・牧野義久: デジタル化されたエコーパターンの予測への利用, 研究時報, Vol. 26, 1974, pp. 188-199.
- 2) Austin, G.L. and A. Bellon: The Use of Digital Weather Record for Short-term Precipitation Forecasting, Quart. J.R. Met. Soc., Vol. 100, 1974, pp. 658-664.
- 3) 大倉 博・石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世: レーダー雨量計を用いた短時間降雨予測, 第27回水理講演会論文集, 1983, pp. 349-354.
- 4) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一: 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討, 第28回水理講演会論文集, 1984, pp. 349-354.
- 5) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 降雨分布特性の気象力学的解析, 京都大学防災研究所年報, 第31号B-2, 1988, pp. 209-229.
- 6) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 降雨分布特性の気象力学的解析, 第32回水理講演会論文集, 1988, pp. 13-18.
- 7) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬: 3次元レーダー雨量計情報を用いた水蒸気相変化量推定の試み, 水文・水資源学会1988年研究発表会要旨集, 1988, pp. 210-213.
- 8) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報, 第30号B-2, 1987, pp. 265-282.
- 9) Ogura, Y. and T. Takahashi: Numerical Simulation of the Life Cycle of Thunder Storm Cell, Mon. Wea. Rev., Vol. 99, 1971, pp. 895-911.
- 10) Colton, D.E.: Numerical Simulation of Orographically Induced Precipitation Distribution for Use in Hydrologic Analysis, J. Appl. Meteorol., Vol. 15, 1976, pp. 1241-1251.
- 11) Asai, T: A Numerical Study of the Air-Mass Transformation over the Japan Sea in Winter, J. Meteor. Soc. Jpn., Vol. 43, 1965, pp. 1-15.
- 12) Waymaire, E and V.K. Gupta: The Mathematical Structure of Rainfall Representations, Water Resour. Res., Vol. 17, 1981, pp. 1261-1294.
- 13) Waymaire, E: Scaling Limits and Self-Similarity in Precipitation Fields, Water Resour. Res., Vol. 21, 1985, pp. 1271-1281.
- 14) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬: 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(Ⅱ), 京都大学防災研究所年報, 第31号B-2, 1988, pp. 231-240.
- 15) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬: 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(Ⅲ), 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, 1989, pp. 351-361.