

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)

中北 英一・椎葉 充晴・池淵 周一・高棹 琢馬

FUNDAMENTAL STUDY FOR MAKING BETTER USE OF A THREE-DimensionALLY SCANNING RADAR RAINGAUGE (Ⅲ)

By Eiichi NAKAKITA, Michiharu SHIBA, Shuichi IKEBUCHI and Takuma TAKASAO

Synopsis

The method of estimating the conversion rate of water vapor into liquid water by using the information from three-dimensionally scanning radar, which we have proposed, was applied to the domain above the height of the bright band.

Firstly we investigated what term forms vital part of basic equation in estimating the conversion rate, and found that the term which includes $\partial R/\partial z$ plays most important role in the estimation in meso- β scale. Therefore, reduction of the estimation error of the rainfall intensity and the liquid water content due to the appearance of bright bands in the radar echo is first required in order to apply the estimation method to the domain above the bright band.

Based on these investigations, we have proposed a simple method to reduce the error and applied it to the domain below the height of 12 km in the case of heavy rainfall which arose along the Baiu Front in 1986. As a result, in terms of water budget, estimated values of the conversion rate were consistent with the water vapor flux which was estimated by another computation based on the meteorological upper observation data.

1. 序 論

短時間降雨予測を物理的に根拠のある形で扱って行くためには、降水へのインプットである水蒸気に関する情報が不可欠である。こういった観点に立ち、3次元レーダー情報から水蒸気相変化量を推定する手法を提案し、すでにブライトバンドより下層のデータへの適用を試み、定性的に生じている現象を説明づける結果を得ている^{1),2)}。この手法は、別途開発中の降雨分布再現手法³⁾において実時間でパラメータ推定を可能にするためのもので、これら両手法の結合によって短時間降雨予測手法への発展をめざすものである。

さて、本手法をこのような形で短時間降雨予測手法に発展させるためには、適用範囲をより上空に広げるとともに、現象に対する定性的な説明力ばかりでなく定量的な説明力も追求して行く必要がある。そこで本報告では、本手法の特性あるいは問題点を調査の上、より上空のレーダーデータに適用した結果を示すとともに、あわせて定量的な有効性についても議論する。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. 推定手法の概要

基礎式としては、水分量の保存式、

$$\frac{\partial m}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + w \frac{\partial m}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \frac{\partial R}{\partial z} \dots\dots\dots (1)$$

$$m = M/\rho \dots\dots\dots (2)$$

を用いる。ここで、 Q が推定すべき単位時間、単位体積当りの水蒸気相変化量である。また、大気密度 ρ 、風速 (u, v, w) は高層観測データ、地形データから、大気の流れに対して相対的な降水強度 R および単位体積当りの水分量 M は3次元レーダーデータから推定する^{1),2)}。 ρ_w は水の密度である。

ただし、レーダーデータは、水平方向には $3\text{ km} \times 3\text{ km}$ 、鉛直方向には 1 km （最低高度は 1.5 km ）ごとの格子点上、時間的には5分ごとに確保してあるので⁴⁾、基礎式(1)は、これらの格子点間隔に対応する差分間隔で中央差分近似して Q を算定する。したがって、この差分式が有効となるよう、 R, M に関しては水平空間内では $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 、時間的には20分の範囲内のデータを平均して平滑化したものを用いる^{1),2)}。また、現在用いている水平風速はレーダーデータの存在する高度ではほとんど地衡風であり、連続式を通して鉛直風速 w を算定しても u, v より数オーダー小さな値しか算定されないの、 $w \cdot \partial m/\partial z$ をあらかじめゼロとして Q を算定する。

3. 基礎式各項の寄与率

序論でも述べたように最初の試みでは、降水粒子が水滴である場合を対象とし、気温が 0°C 以上と推定される 5.5 km 以下のデータに対して本手法を適用し、実際に生じている現象をよく説明づける結果を得た。しかし、本手法を序論で述べたような形で短時間降雨予測手法に発展させるためには、現象に対する定性的な説明力だけでなく、定量的な説明力も追求して行く必要がある。したがってそのために、 R, M の算定をできるだけ正確にできるように改良を加えることはもちろん大切ではある。しかし、さらに上空の R, M を算定するためには、現在のところ経験式や半経験式に頼らざるを得ないので、推定される R, M あるいは u, v の違いによって、水蒸気相変化量 Q の推定値がどのように異なってくるかという感度分析を行うことが重要である。

そこで、以下の2点に重点をおき、水蒸気相変化量 Q の算定値に(1)式中のどの項が大きく寄与しているかの調査を行った。まず、Fig. 1に7月21日23時の 3.5 km 高度の Q の算定結果を示す。網がけしてある部分のうち実線部分が正の領域、つまり水蒸気から水分への相変化量が正であり、1, 2, 4, 8 ($10^{-7}\text{ kg/m}^3\text{s}$)の等値線を示してある。一方破線部分は負の領域であり、同じく1, 2, 4, 8 ($10^{-7}\text{ kg/m}^3\text{s}$)の等値線を示してある。ただし、 5.5 km までの R, M を雨としてレーダー反射因子からマーシャル・パルマー分布(4.参照)を通して算定した結果である。Fig. 2の降雨強度分布と比較すればわかるように、兵庫県中央部の強雨域の東方に広がる弱雨域は Q が負、つまり蒸発域として算定されており、そのオーダーは正の算定値のオーダーに近い。しかし、このような豪雨時にあって、強雨域での正の相変化量に匹敵するほどの負の相変化量つまり蒸発量が算定されるのは、水収支という観点からおかしい。したがって、何らかの誤差により生じた算定結果と考えねばならない。これはたとえば次のように説明づけることができる。まず、Fig. 3に示すこの雨域の鉛直断面内のエコー強度分布に注目すると、右方の弱雨域である層状降雨領域の 4.5 km 高度に、他の高度よりエコー強度の強い部分が存在する。これはブライトバンドに対応する。したがって、この高度の層状降雨の領域では他の高度より降水強度が大きく算定されており、

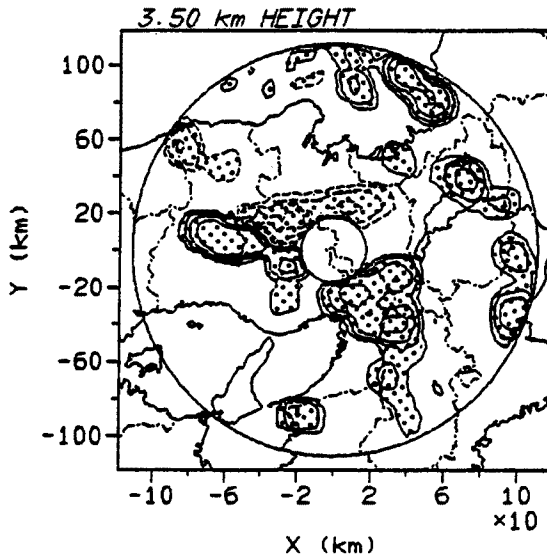


Fig. 1. Estimated distribution of the conversion rate at 23 JST on July 21. The contours correspond to 1, 2, 4.8 (10^{-7} kg/m³s). The solid and dashed lines mean positive and negative values, respectively.

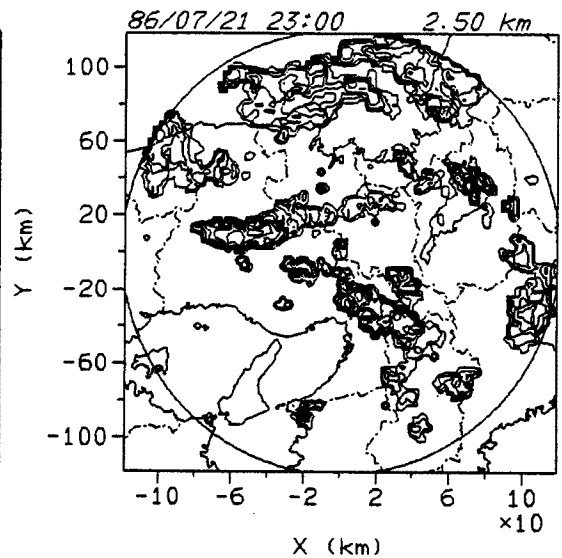


Fig. 2. Rainfall distribution estimated from radar information based on the size distribution proposed by Marshall and Palmer. The contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h.

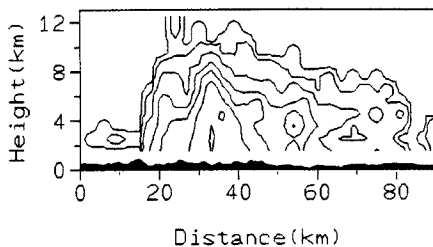


Fig. 3. Vertical cross section of the severe storm which existed above the central part of the Hyogo Pref. at 23 on July 21. The contours correspond to 10, 20, 30, 40, 45, 50, 55 dBz.

なおかつ 2.5 km, 4.5 km 両高度の R の算定値から差分近似によって (1) 式の $\partial R/\partial z$ を算定するので、この値は実際より大きくなる。その結果同じ右辺にある Q が小さく算定されることになる。したがって、 $\partial R/\partial z$ の算定は Q の算定に大きく寄与しているものと考えられる。

一方、 w が u , v に比べて数オーダー小さいことを理由に、 $\partial m/\partial z$ 項を無視した。しかし、

$$\left| \frac{\partial m}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} \right| \gg \left| w \frac{\partial m}{\partial z} \right| \dots \dots (3)$$

でなければ無視するということが妥当ではない。

Fig. 4, Fig. 5 に (1) 式各項の算定値の時系列を示す。

Fig. 4 が先ほど述べた兵庫県中央部の強雨域内、Fig. 5 が弱雨域内の一点に対する時系列である。それぞれ (a) が 3.5 km

高度、(b) が 2.5 km 高度である。また、長破線が (3) 式左辺、ただし図および以下では dm/dt と表記)、短破線が右辺中 $\partial m/\partial z$ のみ、実線が Q 、一点鎖線が $\partial R/\partial z$ の項つまり (1) 式右辺第 2 項である。ただし、(1) 式の両辺に ρ を乗じ、 Q と同じディメンジョンで比較してある。また、縦棒は R を表す。

これらの図から、 Q の算定値はほとんど $\partial R/\partial z$ 項の算定値の逆符号であることがわかる。弱雨域 (Fig. 5) の算定結果ではブライトバンドによる R , M の算定誤差により、2.5 km 高度および強雨域 (Fig. 4) の場合と比べて $\partial R/\partial z$ 項の符号が逆転している。

一方、3.5 km 高度以外では、 $\partial m/\partial z$ は dm/dt よりもかなり小さく、現在のように地衡風に近い水平風速を用いている場合は dm/dt に比べれば $w \cdot \partial m/\partial z$ は無視し得ることがわかる。また、3.5 km 高度に関しても、5.1 で示すようにブライトバンドによる R , M の算定誤差を補正すれば同じことがいえる。

以上のことから、 dm/dt は無視できないとしても、 Q の算定値はほとんど $\partial R/\partial z$ 項によって定まって

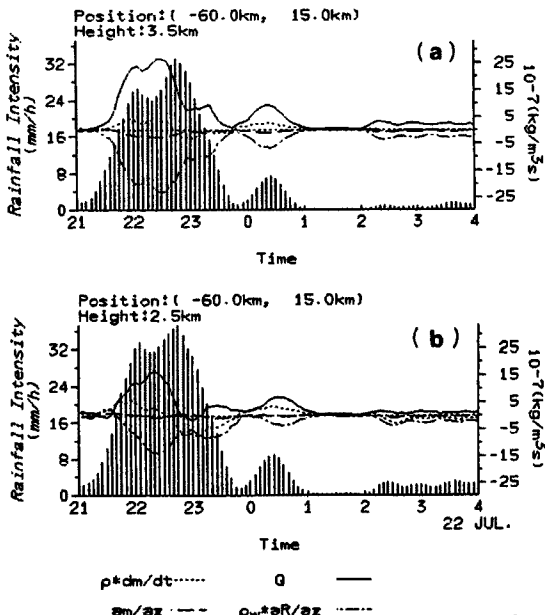


Fig. 4. Time series of the estimated value of the terms in the basic equation (1) at the point in the heavy rainfall domain. Time series of the estimated rainfall intensity also presented by the bar chart. ((a) 3.5 km height, (b) 2.5 km height)

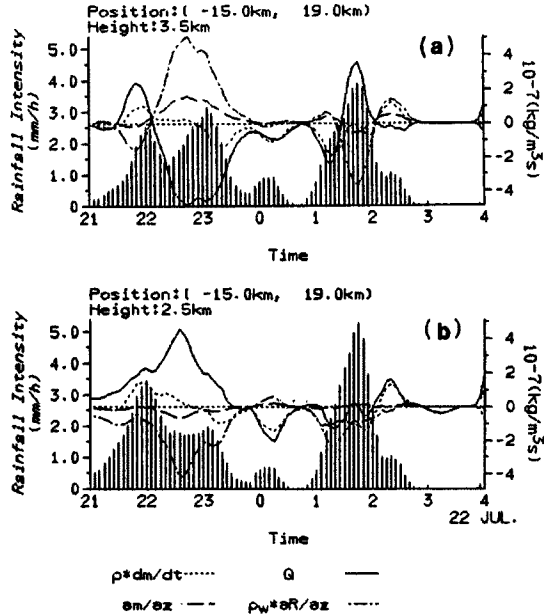


Fig. 5. The same as Fig. 4 but at the point in the small rainfall domain.

いる。したがって、ブライトバンドによる R, M の算定誤差を補正することが最優先課題である。

4. ブライトバンドより上空の R, M の推定とブライトバンドに起因する算定誤差の補正

ブライトバンドによる R, M の算定誤差の補正の最初の試みとして、次のような手順を踏むこととする。まず、レーダー方程式

$$P_r = C |K|^2 \frac{Z}{r^2} \dots \dots \dots (4)$$

- P_r : 受信電力値
- C : レーダー特性により定まる定数
- r : 観測する降水粒子とレーダーとの距離
- Z : レーダー反射因子

$|K|^2$: 降水粒子の複素誘電率によって定まる項 (水では 0.93, 氷では 0.197)

において複素誘電率によって定まる項 $|K|^2$ として、ブライトバンドよりも下層では水に対する値 0.93 を、ブライトバンドより上空では氷に対する値 0.197 を用いて⁵⁾レーダー反射因子 Z を推定する。

次に、降水粒子の粒度分布には、ブライトバンドよりも下層では Marshall and Palmer⁶⁾ による雨に対する分布、それより上空では Gunn and Marshall⁷⁾ による雪に対する粒度分布を用いて、 Z から R, M を推定する。つまり、粒度分布式

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-\Lambda(R) \cdot D) \dots \dots \dots (5)$$

において、ブライトバンドより下層 (3.5 km以下) では

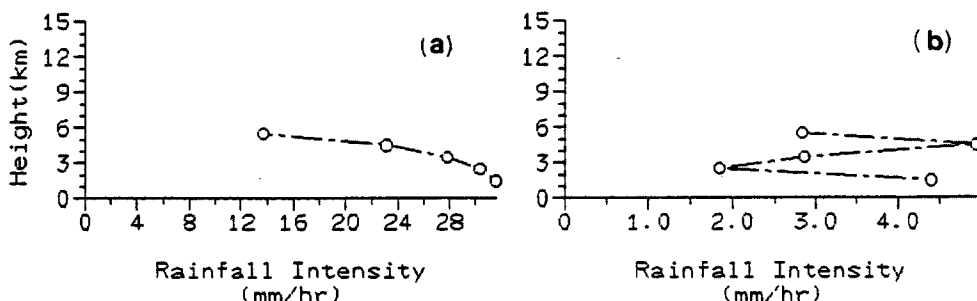


Fig. 6. Vertical profiles of the estimated rainfall intensity above two specified points without the correction of the error caused by the appearance of the bright band. ((a) in heavy rainfall area, (b) in small rainfall area)

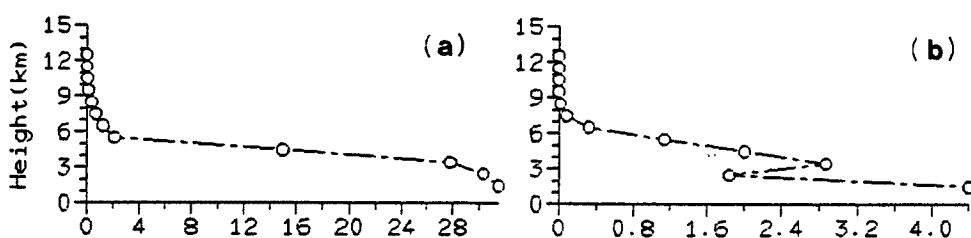


Fig. 7. Vertical profiles of the estimated precipitation intensity above two specified points after the correction of the error caused by the appearance of the bright band. ((a) in heavy rainfall area, (b) in small rainfall area)

$$\Lambda(R) = 4.1R^{-0.21}, N_0 = 0.08, \dots \dots \dots (6)$$

とし、ブライツバンドより上空（5.5 km以高）では

$$\Lambda(R) = 2.55R^{-0.48}, N_0 = 0.038R^{-0.087} \dots \dots \dots (7)$$

として、ZからR, Mを推定する。ただし、Dはcm, Rはmm/h, N_0 は cm^{-4} 単位である。

その上で、ブライツバンドの存在する4.5 km高度のR, Mは3.5 kmおよび5.5 km高度の推定値から線形内挿する。

まず、従来の方法つまりここで示した3.5 km以下の高度に対する方法で算定した5.5 km高度までのRの鉛直分布をFig. 6に示す。ただし、(a)が強雨域、(b)が弱雨域で、それぞれFig. 4, Fig. 5の時系列を算定した地点での鉛直分布である。強雨域でのRの推定値は高さとともに減少するのに対して、弱雨域ではブライツバンドの高度に対応する4.5 km高度（下から4点目）の推定値だけが突出しているのがわかる。このことにより、弱雨域の3.5 km高度においてのみQが大きく負の値として算定されていたのである。一方、Fig. 7は本章で述べた手順にしたがって算定した12.5 km高度までのRの推定値の鉛直分布である。つまり、4.5 km高度の推定値は、それより上下ではそれぞれ雪、雨として算定した上で5.5 km, 3.5 km高度の推定値から線形内挿によって算定したものである。強雨域では、4.5 km, 5.5 km高度の推定値がFig. 6の場合よりも小さくなっているより他は、パターンとしての変化はない。一方、弱雨域ではFig. 6で存在した4.5 km高度の突出はなくなり一応の目的は達せられている。ただし、弱雨域では逆に3.5 km高度で若干突出した形になっている。これが、やはりブライツバンドの影響によるものなのか、あるいは現象そのものなのかについては、他の事項ともあわせて5.2で考察する。

さて、本章で示したこの手順に従ってR, Mを推定し、あとは2.で述べた方法で算定した3.5 kmにおける23時のQの分布をFig. 8に示す。ブライツバンドの存在した領域では全体的にQの算定値は正の方向にシフトし、Fig. 1で存在した蒸発域はほとんど見られなくなった。したがって、3.で第一に挙げた問題、つまり水蒸気の凝結量と同じオーダーの蒸発量がすぐ横の強雨域と同程度の面積にわたって算定

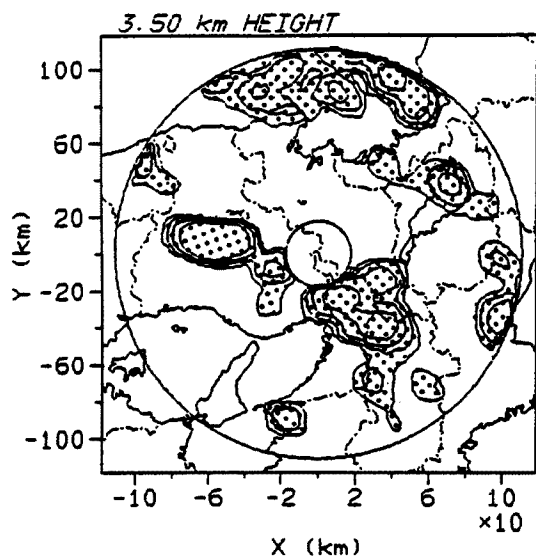


Fig. 8. Estimated distribution of the conversion rate at 23 JST on July 21 by using corrected values of R and M . Contours are same as those of Fig. 1.

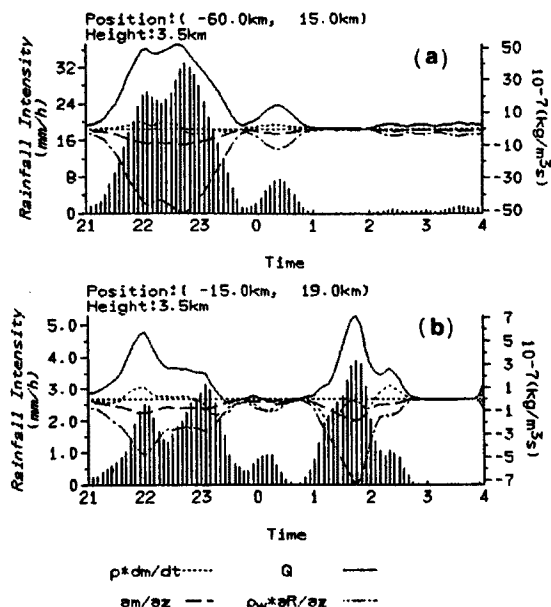


Fig. 9. Time series of the estimated value of the terms in the basic equation (1) at the points in 3.5 km height, by using corrected values of R and M . Time series of the estimated rainfall intensity also presented by the bar chart. (a) in heavy rainfall area, (b) in small rainfall area)

されるという豪雨時の水収支からみて納得の行かない点は解消された。

5. 考 察

4. で示した方法で R , M を算定することによって全高度の Q の算定値が得られるので、いままで議論のできなかつた Q の鉛直分布を含め、算定結果に対して種々の考察を加える。

5.1 各項の寄与率

Fig. 9 に 4. の方法に従って推定した R , M を用いて算定した 3.5 km 高度における (1) 式各項の時系列を示す。(a) が強雨域に関するもので Fig. 4 に対応し、(b) が弱雨域に関するもので Fig. 5 に対応する。まず強雨域の方は Fig. 4 と時系列のパターンはほとんどまったく同じで、 $\partial R/\partial z$ の絶対値が大きくなることにより Q の値も大きくなり、その結果強雨域においては他の項に比べて $\partial R/\partial z$ 項の Q の算定値に対する重要性がさらに増加する結果となった。

一方弱雨域の場合、0 時以降では時系列のパターンおよびそれらの値は Fig. 5 とほとんど同じであるが、0 時以前では大きく異なる。つまり、ブライツバンドの影響で Fig. 5 では 23 時あたりで大きな正の $\partial R/\partial z$ が算定されその結果 Q が負と推定されていたのに対し、ブライツバンド補正後は $\partial R/\partial z$ の値が正負逆転し、その結果 Q は正值として算定される結果となった。

もともとブライツバンドは層状降雨による弱雨域のみで現われることや、ブライツバンドの補正方法はブライツバンドの存在する領域にのみ有効であってそうでない対流性降雨等による強雨域には余計な影響

を及ぼさないのが理想であることから、以上のように $\partial R/\partial z$ の時系列パターンが強雨域ではブライトバンド補正前とあまり変化がなく弱雨域でのみ変化したことは、単純な割には4.の補正手法が有効な方法であることを示している。ただし、強雨域での時系列パターンが補正前と同じとはいえ、 Q の算定値が補正前より大きくなる。これは、Fig. 6, Fig. 7を比較してもわかるように、4.5 km高度では補正後の R の推定値が補正前よりかなり小さくなっていることに起因する。この最後の点に関しては5.2でもう一度ふれる。

さて、ここで再び Q の算定値に対する各項の寄与率について議論する。まず、3.で述べたようにブライトバンドの補正後も $\partial R/\partial z$ の重要性は変わらない。特に、対流現象の生じている大きな正の相変化量が予想される強雨域においてのことは顕著である。ただし、弱雨域において dm/dt の寄与率が大きい場合がある。しかし、この場合でも同時に存在する強雨域の Q の算定値に比べればオーダー的に小さく、全体の収支に及ぼす影響は小さい。むしろ注意しなければならないのは対流性降雨の領域についてである。現在地衡風に近い水平風速を用いているので dm/dt , $w \cdot \partial m/\partial z$ は $\partial R/\partial z$ 項に比して無視し得るが、 R , M の平滑化スケール(15 km \times 15 km)でみた場合、現在用いている風速に比してもう少し水平収束や鉛直風が存在すると予想される。したがって、このような収束を考えた場合に、 dm/dt , $w \cdot \partial m/\partial z$ の影響がどの程度大きくなるかを調査しておくことは次の課題としては必要である。つまり、用いる風速の精度をどの程度上げる必要があるかということになる。ただし、5.4で述べるように現段階でも Q の推定結果は、量としてもほぼつじつまの合うものとなっており、今後風速の精度をどの程度上げる必要があるかは、短時間降雨予測手法として本手法をいかに発展させどこまで Q の推定精度を要求するかに依存する。

5.2 算定された水蒸気相変化量の鉛直分布について

Fig. 10に推定された水蒸気相変化量 Q の鉛直分布を、兵庫県中央部の強雨域周りに関して示す。最下層が2.5 km、最上層が11.5 kmの結果で、1, 2, 4, 8, 16 (10^{-7} kg/m³s)の等値線を示してある。ただしFig. 1とは異なり、 Q が正の領域のみ網がけしてあり、 Q が負の領域は区別しにくい矢印で示してある。この負の領域は2.5 km高度中央北側に存在するだけで、その値も $-2 \cdot 10^{-7}$ (kg/m³s)程度である。ただし、領域、値としては小さいものの、下層では Q が正の領域の北側、つまりこの高度での風下側に現われるということは、この部分では dm/dt 項が Q の算定値の大きな部分を占めていることを意味する。したがって、これは小さいながらも、 R , M の平滑化スケールに比べてより大きなスケールでみた水平風速を用いることによる推定誤差である。5.1の最後でも述べたように、こういった誤差をどこまで許容するかは、こういった形で短時間予測手法に発展させるかに依存する。

次に、 Q の正領域の鉛直分布に注目すると、2.5 km高度に比べて3.5, 4.5, 5.5 km高度の Q が大きくなっており、特に4.5 kmにおいて顕著である。Fig. 11にFig. 10のほぼ中央に貫く鉛直断面内の Q の分布を示す。この図からいま述べたことがはっきりと確認される。こういった Q の鉛直分布は一見もっともらしく見える。しかし、これが現象そのものを表しているのか、それとも R , M の算定の不都合によるものかを考えてみる必要がある。Fig. 7の強雨域の R の鉛直分布から、4.5 km高度に対する $|\partial R/\partial z|$ の算定値が最も大きく、ついで3.5, 5.5 km高度に対する算定値が大きいのがわかる。つまり Q の鉛直方向の多寡は算定した R の鉛直分布から直接影響を受けている。そこで、算定した R の鉛直分布が妥当なものであったかが問題となる。結論を述べると、これはブライトバンドを境として上下別々に算定した R , M の不整合による。もう少し具体的に述べれば、上下の R , M の算定値にギャップがあり、相対的にブライトバンドより上空では小さく、下層では大きいことによる。つまり、4.5 kmをはさんで3.5, 5.5 km両高度の算定値の大きさの開きが大きいために、4.5 km高度の $|\partial R/\partial z|$ の算定値が大きくなったことによる。同じ理由により、2.5 kmと4.5 km, 4.5 kmと6.5 km高度の R から算定する3.5 kmおよび5.5 kmの $|\partial R/\partial z|$ の算定値が、4.5 km高度の R を上下高度の値から線形内挿によって求めている故に、大きい目に算定される。

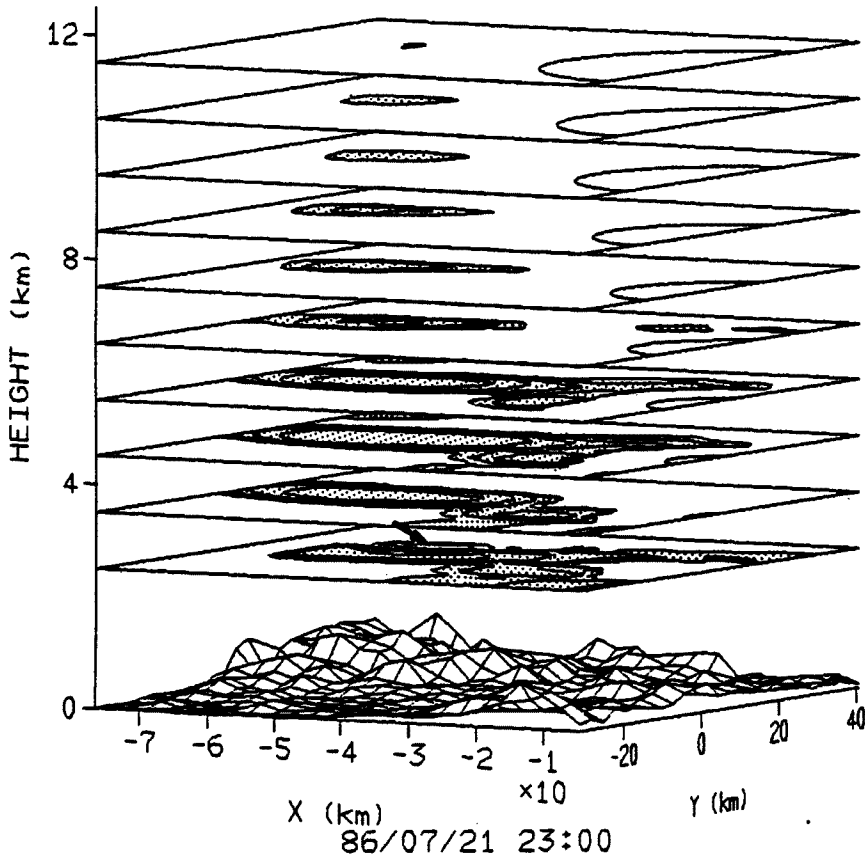


Fig. 10. Three-dimensional distribution of the estimated conversion rate above the central part of the Hyogo Pref. The contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16 ($10^{-7}\text{kg/m}^3\text{s}$). The shaded area means the positive area and the arrow indicates the negative area.

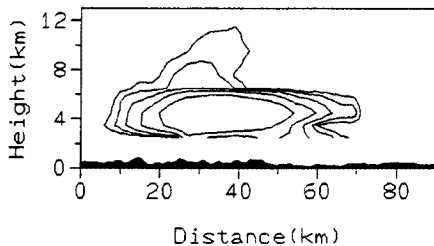


Fig. 11. Distribution of the estimated conversion rate in the vertical section through the domain presented in Fig. 10. Contours are same as those of Fig. 10

さて、4.5 km高度の Q の推定値が大きくなる原因がもう一つ考えられる。それは3.5 km高度にもブライトバンドが現われている場合である。もしそうであれば3.5 kmと5.5 km高度の R から算定する4.5 kmの $|\partial R/\partial z|$ は、やはり大きくなってしまう。4.でも述べたようにFig. 7の弱雨域の R の鉛直分布で3.5 kmの値が若干突出している。そこでこれがブライトバンドの影響によるものなのかを考えてみる。Fig. 12にFig. 11と同じ鉛直断面内の R の分布を示す。(b)は水平面内15 km \times 15 km、時間20分内の算定値を平均して平滑化し Q の算定に用いたもの、(a)は平滑化する前のものである。同じ断面内のエコー強度分布はFig. 3にすでに示してある。

平滑化してある方を見ると、横軸70~80 kmあたりで3.5 km高度にピークが存在し、一見ブライトバンドのように見える。ところが平滑化前の分布では、同じ場所の3.5 km高度にはこのような強いピークは存在せず、横軸50~60 km付近上空の対流性エコー部分の3.5 km高度あたりにピークが存在し、このあたりのピークが平滑化によって70~80 kmあたりに現われたと考えられる。そして、平滑化前の対流性エコーに現われている3.5 km高度あたりのピークは、ブライトバンドというよりも、左側の対流エコーの北東に隣接して存在する対流性エコーの南部分が現われたものと判断

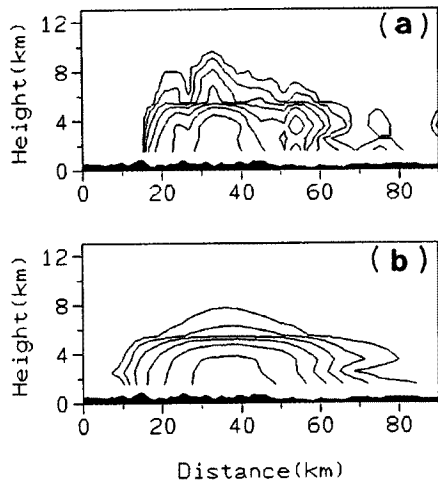


Fig. 12. Distributions of the estimated precipitation intensity. Contours are same as those of Fig. 2. (a) non-averaged, (b) averaged over $15 \times 15 \text{ km}^2$ and 20 minutes and used to the estimation of the conversion rate.)

した方がよい。つまり、弱雨域の3.5 km高度にある R 分布の突出はブライトバンドの影響というよりも現象そのものと判断した方がよい。

5.3 R, M 算定方法の改良の一方針

以上のように、4.5 km高度における Q の極大は、5.5 km高度で降水強度が下層と比べて相対的に小さく算定されていることによる。Fig. 12においても5.5 km高度で等値線が水平に走りしかも線が密になっており、やはり明らかに不自然さを感じる。それでは最後に、このような上下間の R のギャップがないよう、いかにすべきかを議論する。

R の分布が不自然であるとはいえ、何かを基準としているわけではない。実際のところ鉛直分布の検証は不可能であり、何らかの妥当性のある基準あるいは方針を定めた上で算定するしか方法はない。つまり、Fig. 11, Fig. 12にある鉛直分布の不自然さを解消すべき、妥当性のある方針を定め、その方針に従って R, M を算定し Q を算定して、主観的にはあっても不自然さが解消されれば、あとは算定結果が短時間降雨予測に対して有効に機能するかどうかの検証を通して、 R, M の算定方法の適否を問うべきである。

そこで妥当性のある基本的考えとして、

① ブライトバンドの存在しない、対流部分の4.5 km高度では、4. で示した手順による算定値よりも、Fig. 6で示した雨としての算定値の方がより真値に近い。

② さらに、5.5 kmより上空の算定値の鉛直分布を下方の4.5 km高度まで外挿すれば、それは別途雨として算定した R に一致すべきである。

を提示し、この基本的考えに従ったもう少し具体的な方針を以下に述べる。

① まず、 $|K|^2 = 0.93$ とし Marshall and Palmer による粒度分布 (5), (6) 式を用いて、対流部分の4.5 km高度の降水強度 R_l を算定する。

② $|K|^2 = 0.197$ とし Gunn and Marshall による粒度分布 (5), (7) 式を用いて算定した5.5 km以上高での R の鉛直分布は、Fig. 7を見れば高さ z に関する2次あるいは3次関数で近似できそうである。そこで、たとえば3次関数で近似するとして、関数の係数が定まれば下方に外挿することによって4.5 kmの算定値 R_u が定まる。

③ しかし、 R_l と R_u とは必ずしも一致しないので、(7) 式の係数や指数のいくつかをパラメータとし、それらの値を R_l と R_u とが一致するように定める。

④ 粒度分布は領域全体で一様という仮定を残しておくならば、レーダー観測領域内すべての対流部分で R_l と R_u とが平均的に合致するようにパラメータを定める。

⑤ 定まったパラメータを用いた(7)式が上空の粒度分布を表すものとして、対流性降雨でない部分も含め、4. で示した手順によってすべての領域の R, M を算定する。

以上のようにすれば比較的妥当な基本的考えに従って、ブライトバンド高度の上下間に存在する R, M 算定値の相対的な不整合を修正することができる。対流部分で定めた上空の粒度分布を層状性降雨にも適用しているとか、修正を加えるのが上空だけであるとかの問題はあるとはいえなくもないが、これらのことは現段階においてもいえることで、徐々に改善して行くべきことである。現段階での最重要課題は、ブライトバンド上下での R, M 算定値の相対的なギャップの解消である。

5.4 算定された水蒸気相変化量の定量的有効性について

最後に、現段階で算定されている水蒸気相変化量 Q の値が定量的にどの程度現象を説明づける結果となっているかを示す。まず、Fig. 13 は、下端境界条件を豪雨時のアメダス地上風の時間平均値として、ユリオリ力、気圧傾度力、サブグリッド項の釣合条件から3次元風速場を算定し、それを固定した上で、7月21日21時の潮岬の高層観測値から推定した水蒸気量を側方境界条件として、相変化が生じないという仮定のもとで、算定した10 m高度の水蒸気フラックスの大きさである³⁾。算定方法の詳細は参考文献に譲るとして、ここでは、これを定量的性の適否の判断材料とする。図から算定されている水蒸気フラックスの大きさは 10^{-2} kg/m²s 程度である。一方、Fig. 8, Fig. 10 等によれば、正の水蒸気相変化量はだいたい 10^{-7} kg/m²s, 多いところで 10^{-6} kg/m²s 程度である。これは、流入してきた水蒸気が100 km進む間に、 Q が大きいところでは10 km進む間にすべて消費される換算となる。これらは、概算値ではあるものの数 m という値でもなく数1000 km という値でもなく、Fig. 2 の雨域の広がり具合からみてオーダー的に納得のいく値である。したがって、別途開発中の降雨分布再現手法³⁾における実時間でのパラメータ推定に利用するという形で、本手法を、短時間降雨予測手法に発展させ得る可能性は十分に存在する。

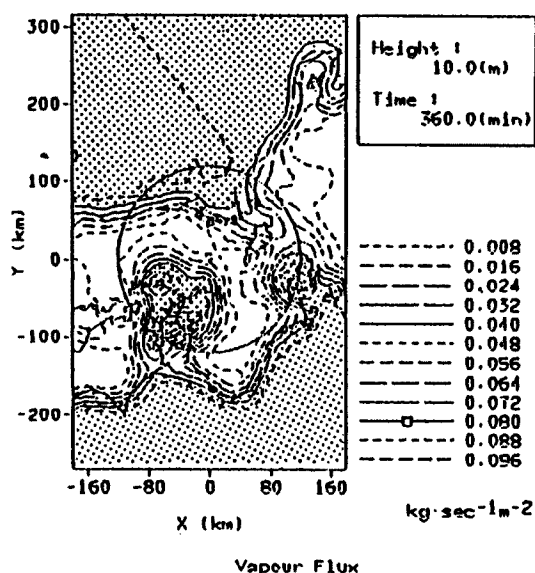


Fig. 13. Distribution of the quantity of the computed water vapor flux at 10 m height based on the meteorological upper observation data³⁾. Shaded area is the area in which water vapor flux is larger than other area.

6. 結 論

短時間降雨予測への利用をめざして昨年度から開発中の水蒸気相変化量の特性および問題点の調査結果、ブライトバンドより上空のレーダーデータへの適用方法とその結果を示し、それらに対して種々の考察を行った。得られた結果を要約すると以下の通りである。

- ① 現在の R, M の平滑化スケール (15 km × 15 km, 20 分) では、水蒸気相変化量 Q の算定結果は基礎式中の $\partial R/\partial z$ 項にほとんど左右され、したがって R, M の鉛直分布、特にブライトバンドによって生じる誤差の補正が重要である。
- ② 現在地衡風に近い水平風速を用いているので $dm/dt, w \cdot \partial m/\partial z$ は $\partial R/\partial z$ 項に比して無視し得るが、もう少し水平収束や鉛直風が存在すれば $dm/dt, w \cdot \partial m/\partial z$ の影響がどの程度大きくなるかの調査、つまり、用いる風速の精度をどの程度上げる必要があるかの調査は必要である。しかし、これらは短時間降雨予測手法として本手法をいかに発展させどこまで Q の推定精度を要求するか依存する。
- ③ ①の結果を受けた最初の試みとして、ブライトバンドより上空の R, M の算定方法とともに、ブライトバンドによる算定誤差の補正方法を示した。
- ④ ③の方法に基づいて算定した結果、ブライトバンドによる Q の算定誤差は解決された。しかし、 Q の分布は4.5 km高度において極大が存在し、これは現象というよりもブライトバンドの存在する高度で降水強度が下層と比べて相対的に小さ目算定されていることによる。
- ⑤ ④の問題を解決するために妥当性のある基本的考えを提示し、それによって若干具体的な R, M の推定方法を示した。

- ⑥ 算定されている Q のオーダーは、別途算定した水蒸気フラックスと比較した場合レーダー観測によって得られている降雨域の広がりとは矛盾しないものであり、本手法が短時間降雨予測へ十分利用可能であることが明かとなった。

今後は、②の調査および⑤の手法の具体化と適用を試みる予定である。特に②に関しては別途開発中の降雨再現手法において用いる風速場とは独立ではないので、互いにフィードバックさせながら進める必要がある。また、さらなる両手法の結合を意識して、降雨再現手法によって推定可能な変量とその推定精度をさらにうまく利用し得る形で発展させなければならないし、逆に本手法を降雨再現手法が必要とする変量を必要な精度で推定できるよう発展させなければならない。最終的には、両手法が独立したものではなく、たとえば式の上で連立した形で発展させて行くべきと考える。

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；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：池淵周一）の一部を使わせて戴き、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。また、京都大学大学院生の山浦克仁君には計算および図表の作成に多くの労力を費やして戴きました。ここに、心から謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 中北英一・村田 啓・池淵周一・高棹琢馬：不安定場のモデル化と降雨分布の再現，京都大学防災研究所年報，第32号B-2，1989，pp.337-350.
- 4) 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.
- 5) Battan, L. J.: Radar Observation of the Atmosphere, The University of Chicago Press, 1973.
- 6) Marshall, J. S. and W. Palmer: The Distribution of Raindrops with Size. J. Meteorol., Vol. 5, 1948, pp. 165-166.
- 7) Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall: The Distribution of Aggregate Snowflakes, J. Meteorol., Vol. 15, 1958, pp. 452-456.