

3次元レーダー雨量計情報による 水蒸気相変化量推定の試み

京都大学防災研究所 正員 中北英一 京都大学大学院 学生員 山浦克仁
京都大学工学部 正員 椎葉充晴 京都大学防災研究所 正員 池淵周一
京都大学工学部 正員 高棹琢馬

1. 概要 短時間降雨予測を物理的に根拠のある形で扱っていくためには、少なくとも降雨へのインプットである水蒸気に関する情報が必要である。そこで、本研究では3次元レーダーから降雨強度および単位体積当りの水分量を推定し、これらを用いて水分の3次元連続式により水蒸気相変化量を推定する。ここで、単位体積、単位時間当りにあらたに水分となる水蒸気質量を Q として、これを水蒸気相変化量とよぶことにする。なお用いたデータは昭和61年7月に京都府南部に生じた集中豪雨時に建設省深山レーダー雨量計システムにより観測されたものである。

2. 降雨強度および水分量の推定 本研究では降雨強度 R 、単位体積当りの水分量 M を用いた水分量の連続式から水蒸気相変化量 Q を推定するため、 B 、 β 方式による経験式あるいは半経験式を個別に用いて R 、 M を独立に算定するのは好ましくない。そこで水滴の粒度分布がマーシャル・バルマー分布

$$ND = N_0 \exp(-\Lambda D), \quad \Lambda = 4.1 R^{0.21} \quad (1)$$

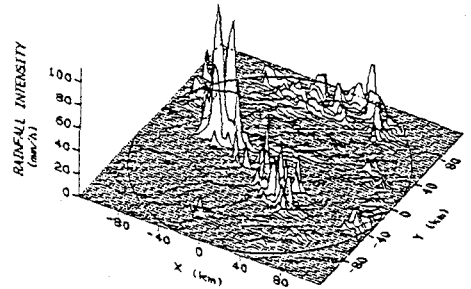
$$N_0 = 0.08 \text{ cm}^{-4}$$

に従うとすると、レーダー反射因子強度 Z および水分量 M は

$$Z = \int_0^\infty N_0 \exp(-\Lambda D) D^6 dD = \frac{6! N_0}{\Lambda^7} \quad (2)$$

$$M = \int_0^\infty \rho_w N_0 \exp(-\Lambda D) \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 dD = \frac{\pi \rho_w N_0}{\Lambda^4} \quad (3)$$

となる。ただし単位換算に伴う係数は省略した。まず(2)式により Z から R を算定し、算定した R を(3)式に代入することにより M を算定する。この手順に従って算定した高度3.5 kmの降雨強度分布を図1に示す。100mm/h程度の降雨強度が算出されている部分があるが、対象とした降雨が集中豪雨でありしかも瞬時値であるということを考えると100mm/hでも大きすぎることはない。また算定した M の値も 10^{-3} kg/m^3 のオーダーであり妥当な値といえる。



86/07/21 23:00

図1 算定した降雨強度分布

3. 水蒸気相変化量の推定 風速を $V=(u, v, w)$ 、空気密度を ρ 、水の密度を ρ_w 、大気の流れに沿ってみたときの降雨強度を R とする。ここで水滴の水平方向の移動速度が水平風速に等しいとすれば、水分混合比 $m (M/\rho)$ の保存式

$$\frac{\partial m}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + w \frac{\partial m}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial R}{\partial z} \quad (4)$$

が成立する。(4)式は雨滴により落下速度が異なっても成り立つ。この式を基礎式として偏微分を中央差分で表すことにより Q を推定する。ここで、水平風速(u, v)は高層データおよび地形データから推定した総観場の風速を用いる¹⁾。また鉛直風速に関しては、次の2通りの考え方をとる。

① 総観場の水平風速から大気の連続式を通して w を推定しても(u, v)にくらべて1から2オーダー小さくなるので最初から w を0として Q を推定する。

② (4)式で Q, w が時空間的に周りの格子点で等しいとして最小自乗法を用いれば水収支という観点から

総観場よりも小さなスケールで w を推定することができる。また差分式が有効になるように R 、 M の値を時間的、空間的に平均して平滑化しておく必要がある。ここでは、現実には生じえないような大きな w の値が推定される場合、差分式が有効でないと考える。 w を推定した結果、空間的には $15\text{km} \times 15\text{km}$ 、時間的には20分の範囲内で平均して平滑化すれば非現実な w の値は推定されない。

4. 結果 図2は①の考え方により推定した 3.5km 高度の Q の分布を等値線で示したものである。網がけしてある部分のうち実線部分が水蒸気相変化量が正の領域であり、 $1, 3, 7$ ($10^{-6} \text{ kg/m}^3 \text{ s}$) の等値線を示してある。一方破線部分は負の領域であり、 $1, 2, 4$ ($10^{-6} \text{ kg/m}^3 \text{ s}$) の等値線を示してある。図1と比較するとわかるように、降雨強度の強い兵庫県中央部と京都府南部で Q は大きな正の値を示している。2つの強雨域とも対流性降雨によってもたらされたもので推定した Q の分布はこれをよく表している。また兵庫県中央部の強雨域の東方に Q の値が負である領域が存在している。この領域は数ミリ程度の弱雨域であり、対流によって発生した降水粒子が東方に流され蒸発しながら下降していると考えられる。

図3は②の方針にしたがって推定した 3.5km 高度における鉛直速度 w の分布図である。ただし時間的には10分間、水平空間においては隣合う9個の格子点で値が等しいとして中心の点での値を算定した。算定された値はほとんどが正、つまり上昇流である。 30m/s 程度の鉛直速度が算定されている領域が存在しているが、これは前述の強雨域である兵庫県中央部であり、 3.5km 高度ということも考えると非現実な値ではない。

図4は兵庫県中央部の強雨域の東西断面の平滑化する前のエコー強度分布とともに算定した風速分布を示してある。実線がエコー強度の等値線であり、矢印は (u, w) を成分とする速度ベクトルである。強い対流性エコーに向かう上昇流が生じていることがわかる。このように水収支の観点から算定した大気

の鉛直速度は対流性降雨付近の、総観場より小さなスケールでみた上昇流をよく再現しているといえる。

4. 結論 以上のように推定した Q および w は定性的に妥当な推定結果をもたらしている。今後これらの成果をふまえ、定量的な解析に用いていくとともに、この手法をさらに精密化して行きたい。

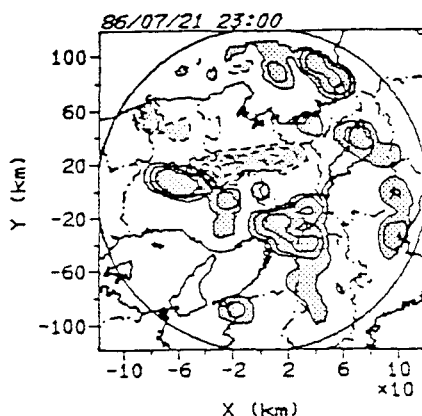


図2 推定した水蒸気相変化量分布

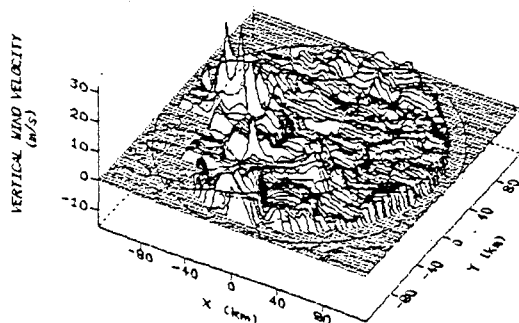


図3 水収支から推定した大気鉛直速度成分

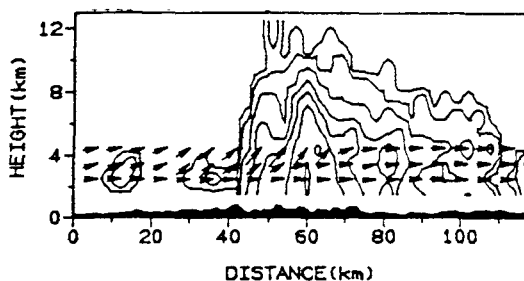


図4 エコー強度および推定した速度成分

1) 中北・筒井・池淵・高樺(1988); 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, pp.13-18