

II-8

リトリバル法を用いたレーダー情報からの雲物理量の同定について

(財)日本気象協会北海道本部 正員 宮下孝治
 北海道開発局開発土木研究所 正員 中津川誠

1. はじめに

これまで我々は運動学的手法にかわる物理過程に基づいたレーダー降雨予測手法の開発を進めてきた^{1) 2)}。

開発手法は、気流場はドップラー速度からVAD法³⁾により決定し、熱収支式・水蒸気保存式・大気水分量保存式を組み合わせる方式のものである。運動学的手法は実用性に富むものの方法論的には改良の余地が少なく発展性が期待できないが、物理過程を含む予測方式では物理量の生成・消滅量のモデル化をより精緻にしていくことで方法論として更なる発展と予測精度向上が期待できるものである。前年度には、我々が開発した方式が運動学的手法を上回る予測精度が得られる可能性があることを示した。

今回は、予測方式を更に精緻化するために大気水分量保存式を雲水量保存と雨水量保存に分け、Kessler⁴⁾が提唱した降水の生成モデルを導入することとした。しかしながら、レーダーから得られる観測情報は雨水のみであるため雲水・水蒸気・温位といった物理量の初期値設定の問題が生ずる。

そこで、レーダー観測情報から物理量を逆推定する定常リトリバル法^{5) 6) 7)}を応用し、一部非定常化して物理書量を同定することで初期値設定を行うことが可能となったので報告するものである。

なお、北海道大学低温科学研究所所管のドップラーレーダーを北海道開発局石狩川水理実験場に設置し、半径64kmのエリアを対象領域として実施した観測データを使用したものである。

2. リトリバル法を用いた雲物理量の同定手法

レーダー観測降水強度と熱収支式・水蒸気保存式・雲水量保存式・雨水量保存式を組み合わせ、温位・水蒸気・雲水・雨水の分布を決定するものである。支配方程式系は以下に示す通りである。

また、Kessler モデルの表現形式は文献 6) に基づいている。

支配方程式系

$$\text{(熱力学的方程式)} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{L}{\rho_0 \pi} Q - \frac{L}{\pi} EP \quad (2. 1)$$

$$\text{(水蒸気保存式)} \quad \frac{\partial q_v}{\partial t} + u \frac{\partial q_v}{\partial x} + v \frac{\partial q_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial q_v}{\partial s} = -\frac{Q}{\rho_0} + EP \quad (2. 2)$$

$$\text{(雲水量保存式)} \quad \frac{\partial q_c}{\partial t} + u \frac{\partial q_c}{\partial x} + v \frac{\partial q_c}{\partial y} + \omega \frac{\partial q_c}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} - AC - CC \quad (2. 3)$$

$$\text{(雨水量保存式)} \quad \frac{\partial q_l}{\partial t} + u \frac{\partial q_l}{\partial x} + v \frac{\partial q_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial q_l}{\partial s} = \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial R}{\partial s} + AC + CC - EP \quad (2. 4)$$

On determinations of thermodynamic and cloud-physical variables from Doppler radar data using the retrieval method.
 By Koji Miyashita and Makoto Nakatsugawa

(Kessler モデル)

転換項 AC : 雲水から降水粒子への転換

$$AC = k_1 \cdot (q_c - q_{ca}) \quad k_1 = 0.001s^{-1} \quad q_{ca} = 0.5 \times 10^{-3} kg / kg$$

捕捉成長項 CC : 降水粒子が雲粒を捕捉することによる成長

$$CC = \frac{2}{\pi} N_{OR} E_R q_c \left[\frac{c_1}{\lambda_R^3} - \frac{c_2}{(\lambda_R + 600)^3} \right] \quad N_{OR} = 0.4 \times 10^7 m^{-4} \quad E_R = 1 \quad \lambda_R = \left(\frac{\pi \rho_w N_{OR}}{\rho_0 q_l} \right)^{0.25}$$

E_R : 衝突率 λ : 粒径分布関数の形状係数 C_1, C_2 : 降水落下速度に係わる定数

蒸発項 EP : 雨水の未飽和大気中での蒸発率

$$EP = 32 \times 10^{-2} \frac{N_{OR}}{\lambda_R^{2.6}} (q_v - q_w)$$

x, y : 東西・南北座標 s : 鉛直座標 $s = (z - h(x, y)) / (H - h(x, y))$ z : 幾何高度 θ : 温位 (乾燥断熱過程 K)

q_v : 水蒸気混合比 (kg / kg) π : 円周率 $\pi = c_p (P / 1000)^{Rd/c_p} = c_p T / \theta$ P : 大気圧 (hPa) T : 気温 (K)

c_p : 定圧比熱 $1005 m^2 s^{-2} K^{-1}$ L : 凝結潜熱 $2.51208 \times 10^6 m^2 s^{-2}$ Rd : 乾燥空気気体定数 $287 m^2 s^{-2} K^{-1}$

Q : 水相変化量 ($kg / m^3 / s$) q_{vs} : 飽和水蒸気混合比 q_l : 大気水分量混合比 ρ_l / ρ_0 (kg / kg) ρ_l : 雨水量密度 (kg / m^3)

ρ_0 : 総観場大気密度 (kg / m^3) ρ_w : 水の密度 (kg / m^3) V_t : 雨滴落下速度 $3.8 Z_R^{0.0714} (m / s)$ Z_R : L - g 反射因子強度

R : $\rho_0 / \rho_w V_t q_l$ H : 観測場上端高度 h : 地形標高 u, v, ω : 風速成分

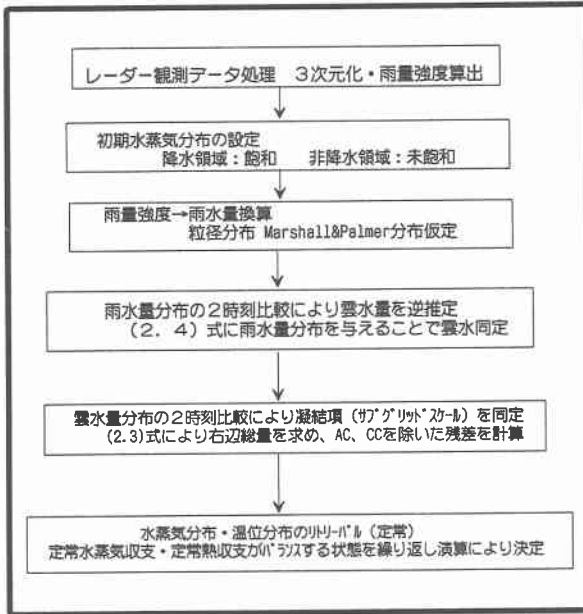


図-1 物理量同定の流れ

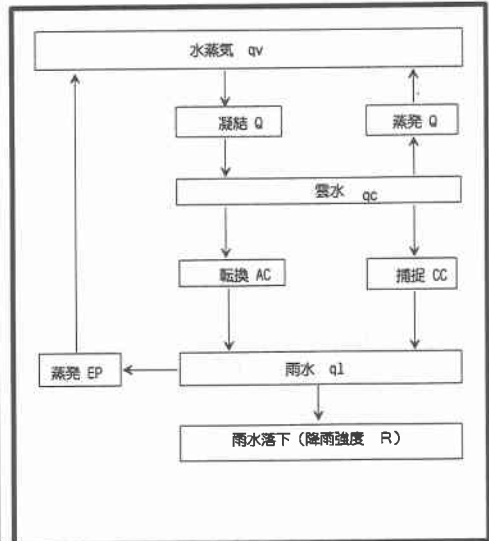


図-2 降雨生成過程

図-1 にリトリバーバル処理の流れを示す。また、支配方程式系における降雨生成過程は図-2 の通り表現される。さて、雲物理量同定にあたってはレーダー観測情報としては3時刻分を使用する。レーダー方程式により受信強度は降水強度に変換されるが、粒径分布としてMarshall&Palmer分布を仮定すれば雨水量を求

めることができる。連続した2時刻における雨水量分布を(2.4)式に代入すると、Kesslerのパラメタライズが雲水量により決まることから、雲水量分布を逆推定することができる。従って、3時刻の雨水量分布から2時刻における雲水量分布が決定できる。続いて、雲水量分布を(2.3)式に代入することで、雲水量生成・消滅項Qを計算することができる。このQという量は格子間隔内での雲水生成・消滅をマクロに捉えたものである。Qが決定できたことから、雲水生成・消滅に伴う熱収支・水蒸気収支の平衡状態を求めることができ、この平衡状態が現実の 대기状態を捉えたものと言える。

3. 物理量同定結果について

まず、リトリーバル処理対象時刻におけるレーダー観測降雨分布を図-3に示す。

なお、東西・南北を3 kmメッシュに分割し、格子点上の値を表示したものである。南西部に比較的強い降水域があり、北部には広がった降水域がある。リトリーバルされた雲水分布を図-4に示す。降水分布に対応した分布が得られている。降水の強い領域に多くの雲水が含まれる傾向が反映されていると言えよう。

図-5には定常リトリーバルにより決定された温位分布を示す。リトリーバル初期に設定した295.2Kを基準面としている。降雨の強い南西部に温位の高い領域がはっきりと現れており、南西部が降雨生成域にあたるため水蒸気の凝結に伴う潜熱の放出により、周辺部より温位が高い状態となることが示されている。

更に、図-6には定常リトリーバルにより得られた水蒸気分布を示す。南西部ではリトリーバル初期値として設定した水蒸気量 $0.619 \times 10^{-2} \text{kg/kg}$ よりも減少しており、また周辺部よりも水蒸気量が少ない。このことは降雨生成のために水蒸気が消費されているものと思われる。従って、移流や地表面からの水蒸気の補給がない限り、予測リードタイムを延長するにつれて南西部での降雨生成は次第に減少していくセンスにあることとなる。

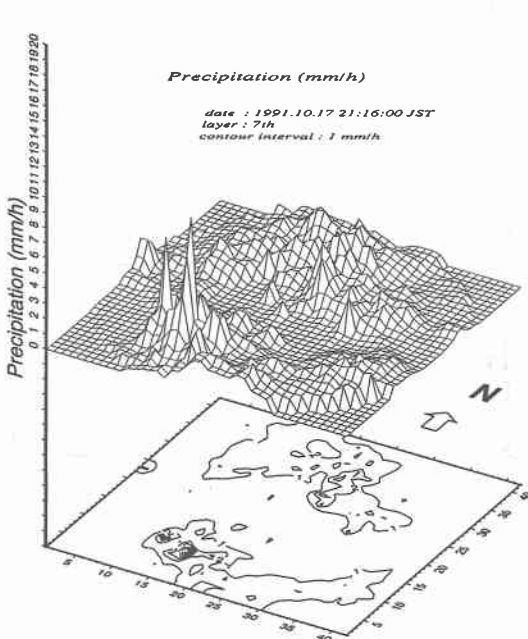


図-3 リトリーバル対象時刻における降雨分布

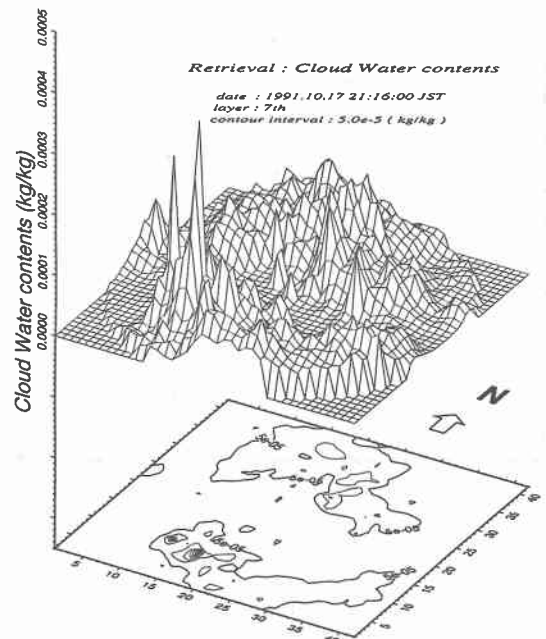


図-4 推定雲水量分布

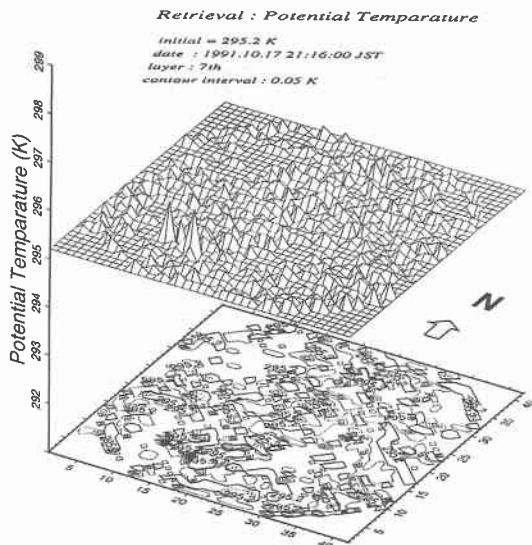


図-5 推定温位分布

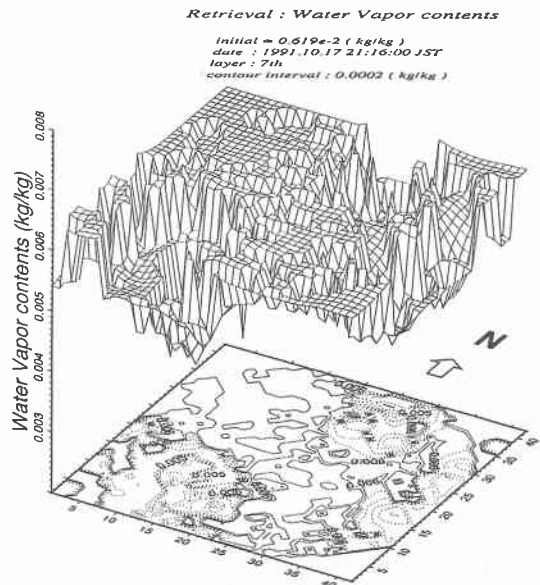


図-6 推定水蒸気分布

4. まとめ

レーダ観測域内を対象とした数km格子単位の降雨予測を物理過程に基づいて実施するためには、温位・水蒸気・雲水量・雨水の初期値を詳細に設定する必要が出てくる。気象レーダーが通常観測対象とするのは降水粒子のみである。そこで、定常熱収支・定常水蒸気収支・定常雲水量収支・定常雨水量収支などと降水観測情報を組み合わせ、諸量を逆推定するリトリーバル法が提唱されてきている。

本報告では、雲水量同定には非定常な雨水量保存式・雲水量保存式を適用し、熱収支・水蒸気収支には定常式を用いることで、より実現に近いモデルを採用することで物理量の同定ができることを示したものである。

この成果を検証するには格子間隔と一致した空間分解能での物理量の特別観測を実施することが必要となるが、事実上不可能に近い。そこで、今後はさらに(2.1)～(2.4)式に基づいて予測を実施し、精度向上へのインパクト評価することで、本方式の妥当性を検証していくものである。

<参考文献>

- 1) 橋本・宮下・中津川,1994:3次元ドップラレーダを用いた短時間降雨予測モデル,第38回水工学論文集
- 2) 宮下・橋本・中津川,1994:短時間降雨予測への3次元ドップラレーダの適用について,水文・水資源学会1994年研究発表会要旨集
- 3) 中津川・西村・宮下,1993:ドップラレーダによる風の場の観測と解析,土木学会北海道支部年次講演会概要集
- 4) Kessler,E.,1969:On the distribution and continuity of water substance in atmosphere circulation. Meteor.Monogr.,No.32,Amer.Meteor.Soc.
- 5) Gal-Chen,T.,1978:A method for the initialization of the anelastic equations:Implications for matching model with observations. Mon.Wea.Rev.,106,587-606
- 6) Hauser,D.,F.Roux and P.Amayenc,1988:Comparison of two method for the retriev of thormodynamic and microphysical variables from Doppler radar mesurements:Application to the case of a tropical squall line., J.Atmos.Sci., 45, 1285-1303
- 7) Greerts,B., and P.V.Hobbs,1991:Organization and structure of clouds and precipitation on the Mid-Atlantic Coast of the United States of America. PartIV, J.Atmos.Sci., 48, 1287-1305