

II-15 3次元ドップラーレーダを用いた降雨予測に関する研究

北海道開発局石狩川開発建設部 正員 橋本 識 秀
(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、レーダ降水予測では、相互相関法・移流モデルなどに代表される運動学的手法が採用されてきたが、降水の発達・衰弱の取り扱いが不十分のため、精度向上のための改良には限界があった。そのため、中北ら¹⁾は建設省深山レーダを利用して気流場および物理量予測を含む方式によるレーダ降雨予測を提唱している。本報告では、米国などでは定常観測用レーダとして展開を始めているドップラーレーダによる降水観測情報を初期値として、大気水収支・熱収支の予測をベースにドップラー気流観測データを結合した新しい降雨予測方式を提唱するものである。

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いる。

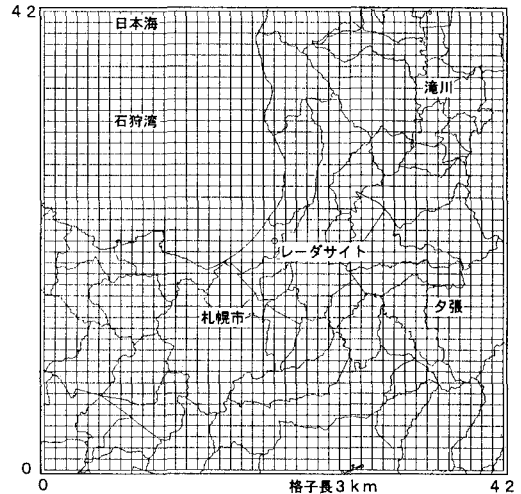


図-1 予測対象領域

2. ドップラーレーダに基づく降雨予測方式

水蒸気の蒸発・凝結に伴う熱収支・水蒸気収支・水分量収支を考慮し、かつ水の相変化量として対流調節に準じたパラメタライズを導入することで、大気中の水分量のSource-Sinkを大気の状態に応じて可変に取り扱うものとした。そのことにより、降雨の発達・衰弱を動的に評価することが可能となるものである。基礎方程式は以下の通りである。

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

$$\text{(水蒸気保存式)} \quad \frac{\partial q_v}{\partial t} + u \frac{\partial q_v}{\partial x} + v \frac{\partial q_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial q_v}{\partial s} = -\frac{Q}{\rho_0} \quad (1-2)$$

$$\text{(大気水分量保存式)} \quad \frac{\partial q_l}{\partial t} + u \frac{\partial q_l}{\partial x} + v \frac{\partial q_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial q_l}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial R}{\partial s} \quad (1-3)$$

$$\text{(水の相変化量のパラメタライズ)} \quad \delta Q = c_k \frac{q_v - q_s}{1 + (L/c_p)(\epsilon L/RT^2)q_s} \quad (1-4)$$

θ : 温位 (乾燥断熱過程 K) q_v : 水蒸気混合比 (g/g) π : 1757-関数 $\pi = c_p(P/1000)^{Rd/c_p} = c_p T/\theta$

P: 大気圧 (hPa) T: 気温 (K) c_p : 定圧比熱 $1005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ L: 凝結潜熱 $2.51208 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$

Rd: 乾燥空気の気体定数 $287 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ Q: 水相変化量 ($\text{g}/\text{m}^3/\text{s}$) δQ : 水相変化の変化量 ($\text{g}/\text{g}/\text{s}$) q_s : 飽和水蒸気比湿

q_l : 大気水分量混合比 ρ_l/ρ_0 (g/g) ρ_l : 雨水量密度 (g/m^3) ρ_0 : 総観場大気密度 (g/m^3)

ρ_w : 水の密度 (g/m^3) Vt: 雨滴落下速度 $3.8Z^{0.0714}$ (m/s) Z: レーダ反射因子強度

R: $\rho_0/\rho_w V_t q_l$ H: レーダ上端高度 h: 地形標高 u, v, ω : 風速成分 c_k: 相変化の係数 (s^{-1})

Short-range rainfall prediction model based on a physical method using three-dimensionally scanning Doppler radar

By Norihide Hashimoto, Koji Miyashita and Makoto Nakatsugawa

モデル座標系は水平方向には格子間隔3000m、格子数42×42、鉛直方向はモデル上端を5375mとし20層に分割している。上記の方程式系に基づく予測計算においては、時間差分間隔は60秒、空間差分スキームとしては熱力学方程式・水蒸気保存式には風上差分法、水分量保存式には2段階のLax-Wendroff法を用いている。

3. 領域内気流場の推定

ドップラーレーダによって得られる気流は動径方向成分のものである。これにVAD法²⁾を適用することで東西・南北成分の風速を精度よく推定できることは筆者ら³⁾により先に示している。

しかしながら、VAD法に得られる風はレーダサイト近傍における平均風である。そこで、VAD法により得られる観測風と山田ら⁴⁾が提唱したEkman-potential flowを結合して、対象領域内の気流分布を推定することとした。Ekman-potential flow modelは高度約1000m以下の大気境界層内部における摩擦収斂効果と地形起伏により生ずる効果を表現するもので、基礎方程式は表-1に示される。モデルの境界条件として境界層上端でのドップラー推定風を与えることで対象領域内の気流場を推定できる。図-2に観測風とモデル計算結果の比較を示す。また、図-3は対象領域南西部での高度1000mにおける気流計算結果を示したものであるが、地形起伏に起因した風速場が明瞭に表現できている。大気不安定度あるいは地上熱源分布などの熱的要因による流れや乱流現象をモデル化していないものの、極めて良い一致が示されたため、VAD法との結合による気流計算方式を本予測モデルにて採用するものである。

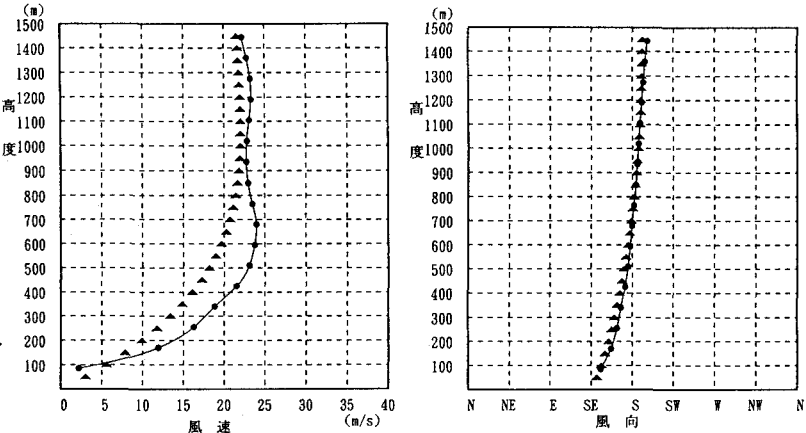
表-1 Ekman-Potential flowモデル基礎方程式

ラプラス方程式	$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$	境界条件	$\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad (\text{at } z=0)$	$\frac{\partial \phi}{\partial z} = u_E \frac{\partial \eta}{\partial x} + v_E \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (\text{at } z=-h)$
地形関数	$\eta = -h + a \exp(ikx + ily)$	解析解	$u = u_E + \frac{u_E k^2 + v_E kl}{\beta} \frac{\cosh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$	
1777境界層風	$\bar{U}_E = \bar{U}_g (1 - \exp(-z/\delta_E) \cos(z/\delta_E))$ $+ \bar{k} \times \bar{U}_g \exp(-z/\delta_E) \sin(z/\delta_E)$		$v = v_E + \frac{u_E kl + v_E l^2}{\beta} \frac{\cosh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$	
U_g : 境界層上端風	$\delta_E = (2K/f)^{1/2}$	K : 渦粘性係数	f : フーリエ変換	$w = w_E - i(u_E k + v_E l) \frac{\sinh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$
境界層上端鉛直流	$w_E = (1/2)\delta_E S_g$	S_g : 上端風渦度	$f(m, n) = \frac{1}{N^2} \sum_{p=0}^N \sum_{q=0}^N F(p, q) \exp(i(mp + nq)) \frac{2\pi}{N}$	
k, l : 波数	$\bar{U}_E = (u_E, v_E, w_E)$	h : 平均標高	$F(p, q)$: 2次元離散フーリエ変換	$f(m, n)$: フーリエ逆変換 N : x, y方向の格子数

図-2 気流モデル計算とVAD法(観測風)との比較

●: VAD
▲: モデル計算

計算対象日時
1991年10月17日21時2分



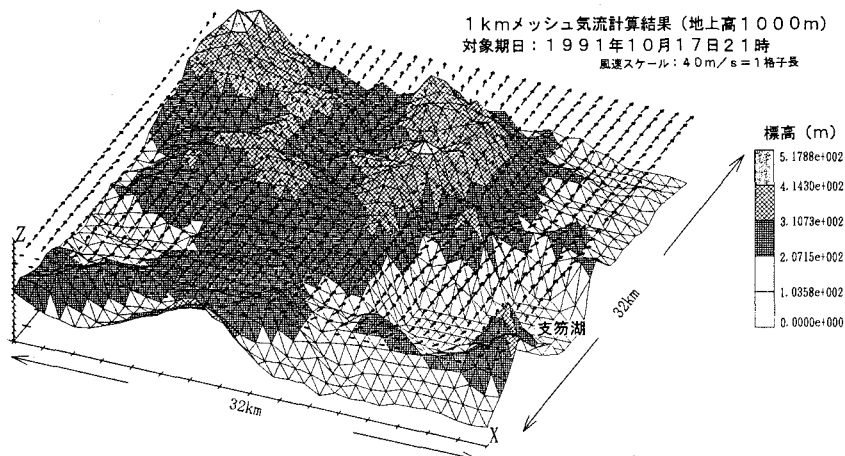


図-3 トップラ観測風とEkman-potential flowの結合による気流場

4. 初期温位場の推定

温位分布は風上からの温位移流と水相変化に伴う潜熱放出さらには地表面との熱交換により決定される。温位移流と水相変化とバランスする温位初期値を図-4方式にて求めた結果を図-5に示す。リトリーバル法^{5) 6)}は、レーダ観測情報から物理量を推定する手法として研究が進められてきている。

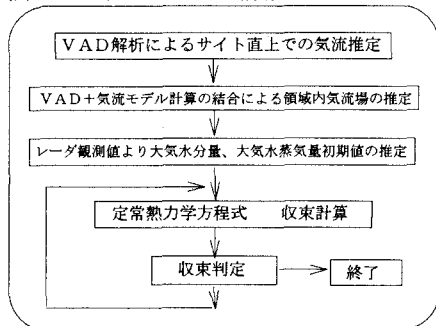


図-4 温位リトリーバル方式

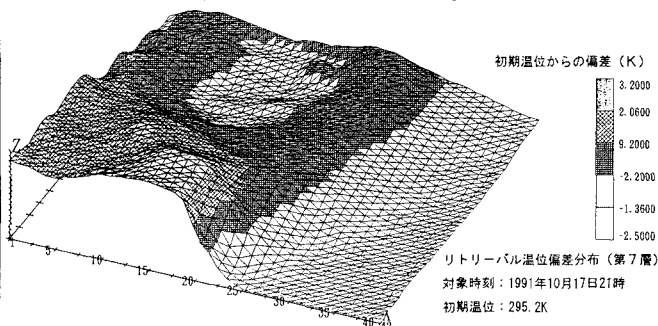


図-5 温位初期分布推定結果

5. 予測適用例および従来方式との予測精度比較

予測結果を評価するにあたっては、従来方式の代表例である移流モデル⁷⁾による予測を同一時刻に対して行い比較を行った。なお、観測エリアが半径64kmと狭いため、どのような予測方法を用いても予測可能時間帯は高々1時間程度である。ここでは、方法論の確立と従来方式との比較が主題であり観測エリアが狭いことは問題とならない。観測エリアが広がればアナロジー的に予測時間帯も拡大するものである。

さて、10月17日観測事例に適用した結果を図-6に示す。初期時刻の降雨域は、複雑な発達・衰弱を繰り返しながら分布形状を変化させて北向きに移動している。移流モデルでは、雨域の発達は予測できず初期状態をほぼ持続しながら北向きに移動している。一方、本方式では雨域の発達を予測しかつ持続させながら移動していく状態を予測しており従来方式を上回る予測結果を示している。対象域内の予測雨量を比較した結果を表-2、図-7に示す。従来方式を上回る予測精度を保証することが示されたものと言えよう。

表-2 予測精度の比較

予測開始時刻: 1991年10月17日21時 9分					
予測時刻	レーダ雨量との相互相関係数		対象域内平均雨量 (標準誤差) mm/h		
	提唱方式	移流方式	レーダ雨量	提唱方式	移流方式
10分後	0.79	0.74	1.1	1.1(0.6)	1.1(0.6)
20分後	0.52	0.67	1.1	1.2(0.9)	1.3(0.7)
30分後	0.30	0.31	0.9	1.2(0.9)	1.5(1.0)
40分後	0.28	0.02	0.7	1.3(1.1)	1.7(1.4)
50分後	0.33	0.06	0.8	1.3(1.2)	1.9(1.5)
60分後	0.43	0.35	1.0	1.3(1.2)	2.1(1.4)

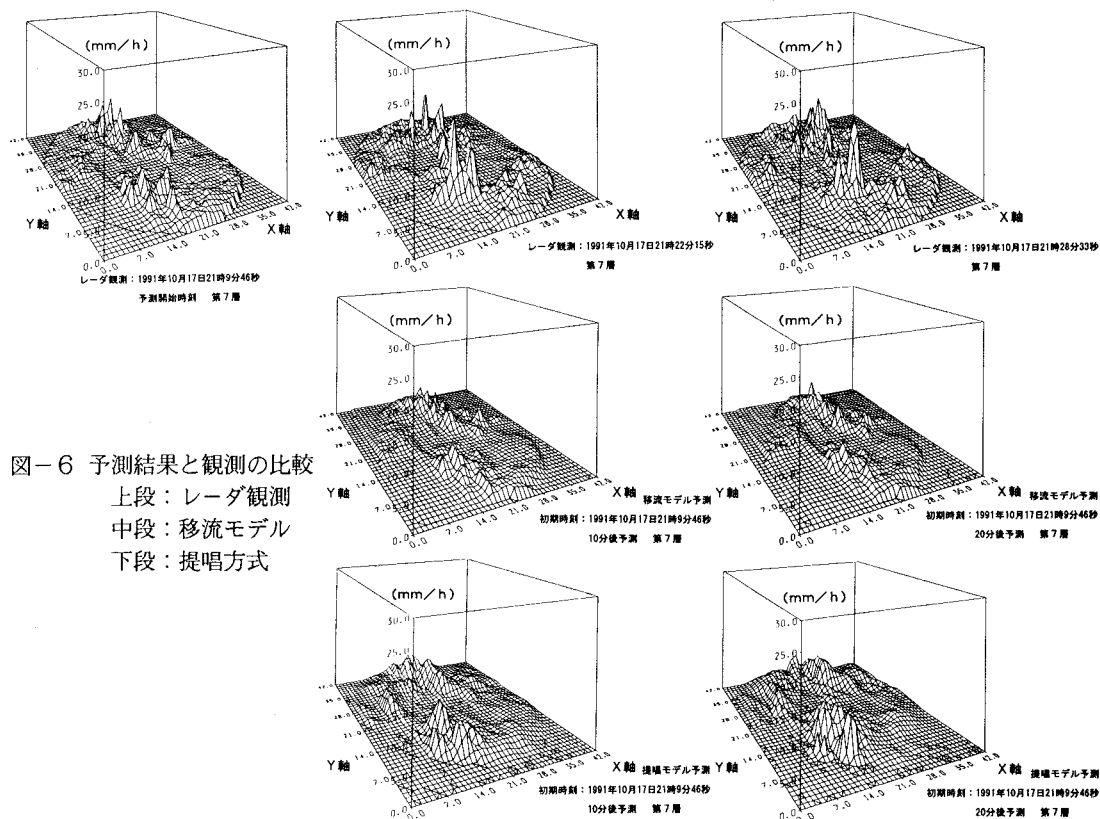


図-6 予測結果と観測の比較
 上段：レーダ観測
 中段：移流モデル
 下段：提唱方式

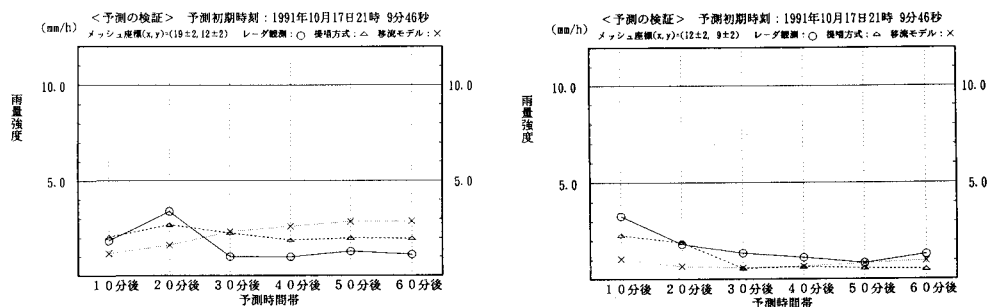


図-7 メッシュ地点における予測雨量の比較例

6. 結語

将来の定常観測レーダ網に欠かせない気流観測機能をもったドップラーレーダを用いて、レーダ観測情報と温位・水蒸気量・大気水分量という物理量収支の予測を結合した新しいレーダ降水予測方式を提唱した。

その中で、ドップラー機能を活用したVAD法によるレーダ観測風とEkman-Potential flow Modelを組み合わせることで大気境界層内の風が精度よく推定できることが示され、この気流推定法と水収支・熱収支を組み合わせた予測方式は降雨の発達・衰弱傾向を予測に取り込むことができ、運動学的手法を上回る精度で予測が可能になることが示されたものである。

<参考文献> 1) 中北・椎葉・池淵・高樺：3次元レーダ情報を利用した降雨予測手法の開発、第34回水工学論文集、1990 2) 坪木・若浜：1台のドップラーレーダを用いた風速場の測定法、低温科学物理編第47号、1988 3) 中津川・西村・宮下：ドップラー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、1993 4) 日比野・山田・中津川：地形の形状によって引き起こされるメソβスケールの風の場、第48回土木学会年次学術講演会講演概要集、1993 5) Ziegler, C.L.: Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part I, J. Atmos. Sci., 1985 6) 吉崎正憲：ドップラーレーダを用いたVAD法、文部省科学研究費研究成果報告書、1990 7) 椎葉・高樺・中北：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