

3次元ドップラーレーダを用いた短時間降雨予測モデル

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

橋本識秀^{*}、宮下孝治^{**}、中津川誠^{***}

By Norihide Hashimoto, Koji Miyashita and Makoto Nakatsugawa

A physically based model which predicts rainfall distribution using three-dimensionally scanning Doppler radar is proposed.

Most of short-range rainfall prediction models using three-dimensionally scanning radar are based on time-extrapolating method. Since physical processes of rainfall phenomenon are not included in those models, the accuracy of prediction is difficult to be more improved.

So we offer the method which takes into account the water balance and its phase change in the atmosphere as well as the wind components estimated by VAD analysis using three-dimensionally scanning Doppler radar. The results from a numerical experiment indicate that this method is more effective for short-range rainfall prediction than time-extrapolating method.

Key words : rainfall prediction, Doppler radar, VAD, retrieval, Ekman-potential flow

1. はじめに

現在、国内では気象レーダ定常観測網が整備されており、仰角可変観測により3次元降水観測データが利用できる環境にある。一方、研究機関においては3次元ドップラーレーダを用いて降水現象内部における微細構造および気流場を観測面からの研究を重ねている。既に、アメリカではドップラーレーダを定常観測用に展開し始めており、観測に基づく降水現象の解明と同時に今後は降水予測にむけての活用を検討すべき段階にきている。

従来、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・衰弱の取り扱いが前時間までの傾向が持続するものとしているため、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、ドップラーレーダ降水観測情報を初期値とした大気水収支・熱収支の予測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。

* 正会員 北海道開発局石狩川開発建設部部長
(〒060 札幌市中央区北2条西19丁目)

** 正会員 理修 (財)日本気象協会北海道本部
(〒064 札幌市中央区北4条西23丁目)

*** 正会員 北海道開発局開発土木研究所主任研究員 水工部環境研究室
(〒062 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)

2. 3次元ドップラーレーダ特性および予測対象領域

予測モデル開発に用いたドップラーレーダは北海道大学低温科学研究所が保有するもので、これを石狩川河口付近に位置する北海道開発局石狩川水理実験場に設置している。

本レーダは半径64kmの範囲を観測エリアとし観測空間分解能は方位方向1°、動径方向250m、仰角方向1°（仰角レンジ1°～30°）である。モデル開発にあたっては、図-1に示す通りレーダサイトを中心として格子間隔3km、東西・南北それぞれ42格子に分割した領域を予測対象領域としている。

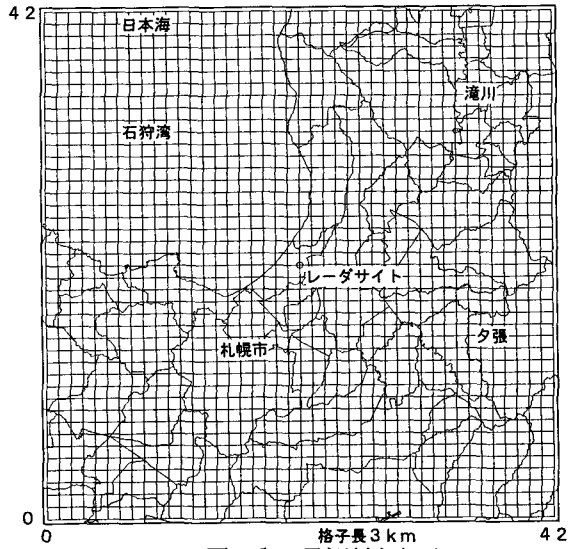


図-1 予測対象領域

3. 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。

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

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

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

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

θ : 温位 (乾燥断熱過程 K) q_v : 水蒸気混合比 (g/g) π : 1271-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 $3.8Z^{0.0714} (\text{m}/\text{s})$ Z : レーダー反射因子強度
 R : $\rho_0/\rho_w Vt q_l$ H : レーダー上端高度 h : 地形標高 u, v, ω : 風速成分 c_k : 相変化の係数 (s^{-1})

モデル座標系は水平方向には格子間隔3000m、格子数42×42、鉛直方向は図-2に示す通り7層上端を5375mとし20層に分割している。この座標系のもと上記の方程式を図-3に示す手順にて組み合わせ予測を行う。

なお、時間差分間隔は60秒、スキームとしては熱力学方程式および水蒸気保存式には風上差分法を用い、水分量保存式には2段階のLax-Wendroff法を用いている。

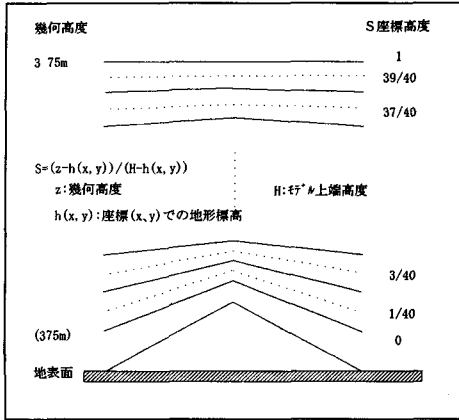


図-2 モデル座標系

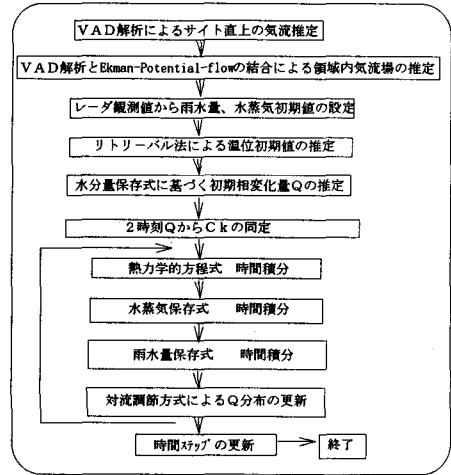


図-3 ドップラーレーダー降雨予測計算の流れ

4. 領域内気流場の推定

ドップラーレーダー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ー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。山田らが示した解析的計算手法を用いると、計算時間が節約することができるため実運用上有効な方法論である。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した例が図-4である。対象領域西南部での高度1000mにおける気流場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。

さらに、推定精度を検証した結果が図-5である。VAD法は観測事実と一致するので、VAD法により得られた風鉛直プロファイルとモデル計算を比較したものである。大気の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	$u = u_E + \frac{u_E k^2 + v_E kl}{\beta} \frac{\cosh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$	
Ekman境界層風	$\vec{U}_E = \vec{U}_g (1 - \exp(-z/\delta_E) \cos(z/\delta_E))$ $+ \vec{k} \times \vec{U}_g \exp(-z/\delta_E) \sin(z/\delta_E)$		$v = v_E + \frac{u_E kl + v_E l^2}{\beta} \frac{\cosh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$	
U_g : 境界層上端風	$\delta_E = (2K/f)^{1/2}$	K : 渦粘性係数 f : コリオリパラメータ	$w = w_E - \bar{f}(u_E k + v_E l) \frac{\sinh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} f(m, n)$	
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	$\vec{U}_g = (u_g, v_g, w_g)$	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

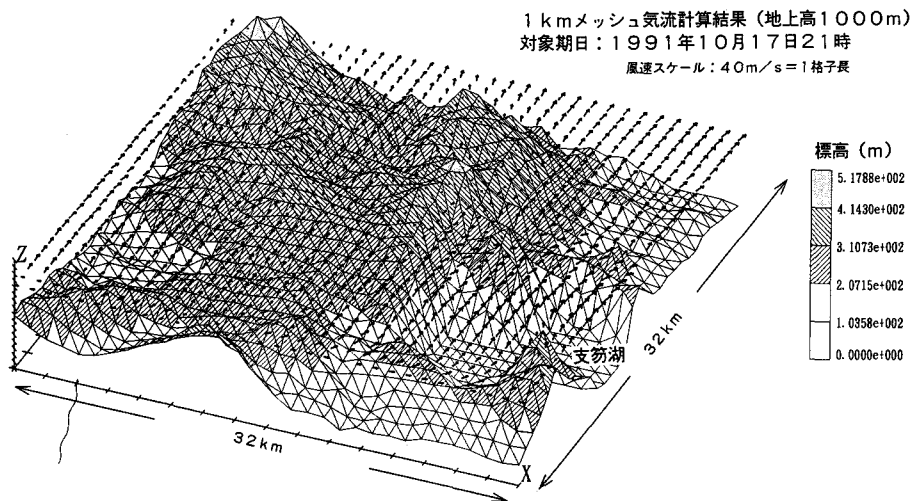


図-4 ドップラー観測風とEkman-Potential flowの結合による気流場

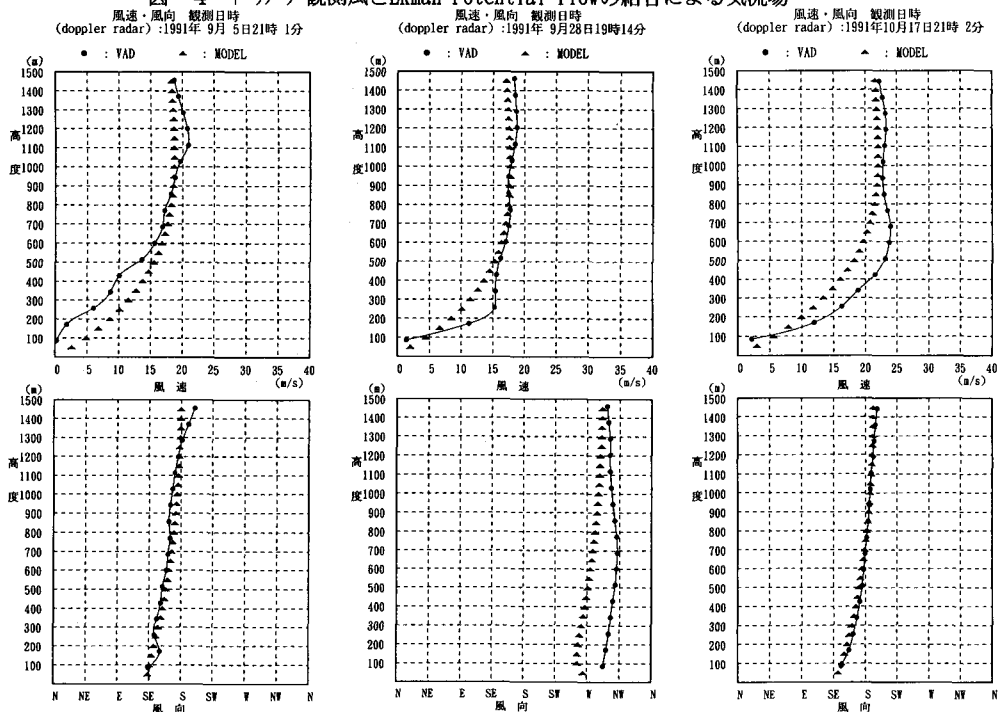


図-5 気流モデル計算とVAD法との比較

5. 初期温位場の推定

図-3に基づいた予測計算を行うにあたり、3次元格子上の温位初期値を設定しなければならない。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。ここでは、温位移流と水相変化とバランスする温位初期値を図-6に示す方式にて求める。これは、リトリバル法^{5) 6)}といわれる手法のひとつであり、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。計算結果を図-7に示す。水相変化と温位移流がバランスする温位勾配を持つ分布に修正された結果を示すものであり、降雨域では潜熱放出により温位偏差は正となっている。この前処理を施すことで予測計算開始時点で降水レーダ観測値とモデルとの間に生ずる残差を解消し、モデル計算を安定に解く効果を持つものである。

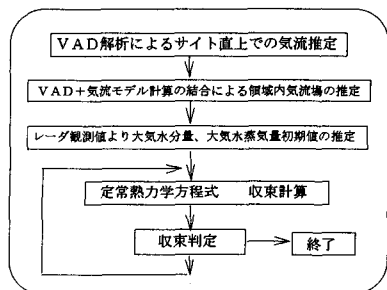


図-6 温位リトリーバル方式

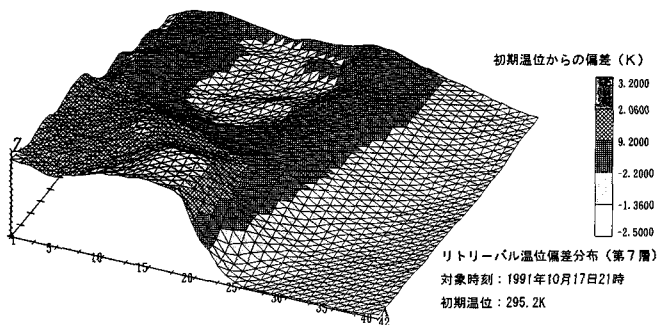


図-7 温位初期分布推定結果

6. 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-8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-9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。

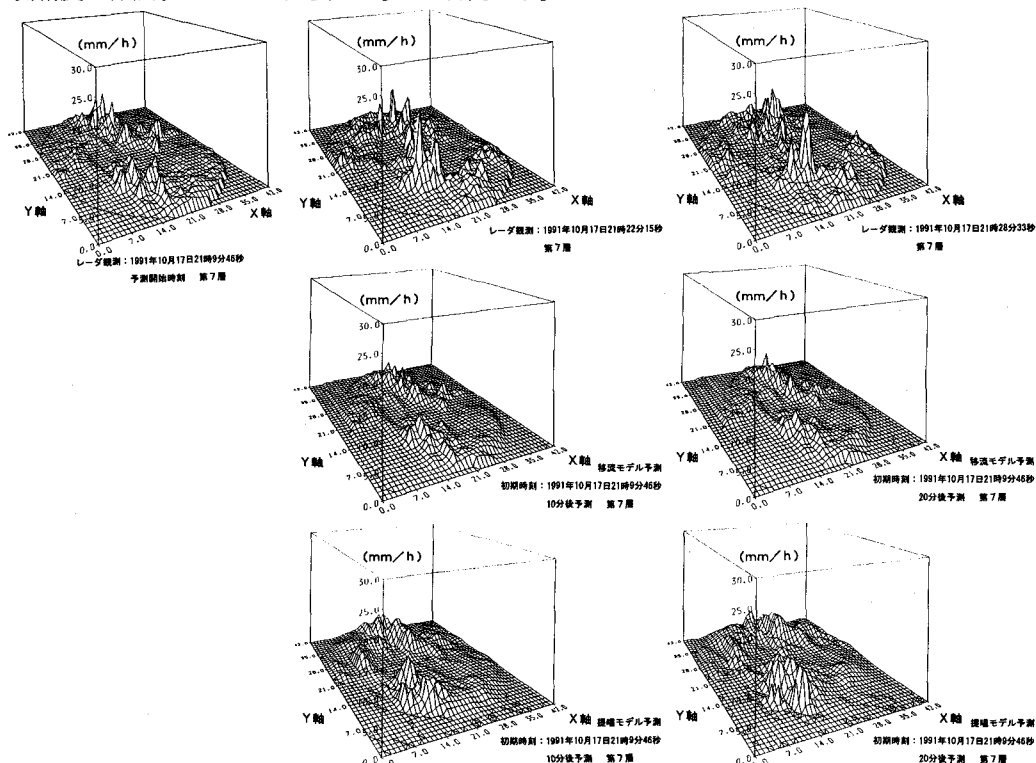


図-8 予測結果と観測結果の比較 (上段: 観測 中段: 移流モデル 下段: 提唱方式)

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（予測誤差） mm/h		
	提唱方式	移流モデル	レーダ雨量	提唱方式	移流モデル
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)

※ 予測誤差：レーダ雨量との残差のRMS

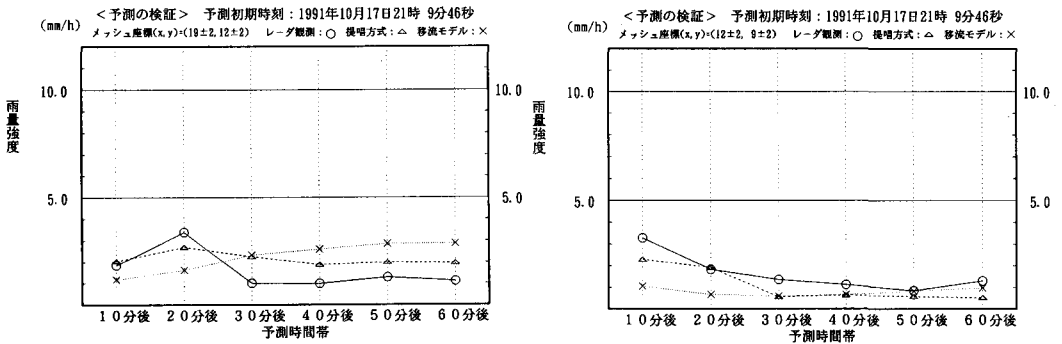


図-9 メッシュ地点における予測雨量の比較例

レーダ観測：○ 提唱方式：△ 移流モデル：×

7. 結語

従来、レーダを用いた短時間降雨予測には運動学的手法が用いられてきたが、降雨の発達・衰弱の取り扱いが不十分なために予測精度の向上には限界があった。

そこで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予測方式が提唱されてきているが、ここでは更に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による新しいレーダ降雨予測手法を試みた。

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により大気境界層内の風が精度よく推定できることが示された。

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運動学的手法が再現できなかった降雨の発達・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。

なお、本研究に用いたレーダ観測データは北海道大学低温科学研究所 遠藤辰雄助教授、佐藤晋介氏、大井正行技官から御提供頂いたものであり、ここに謝意を表するものです。

<参考文献>

- 1) 中北・椎葉・池淵・高棹：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リターン法、文部省科学研究費研究成果報告書、1990
- 7) 椎葉・高棹・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