

京都大学工学部 学生員○佐藤 幸久
 京都大学大学院 正会員 中北 英一
 京都大学防災研究所 正会員 池淵 周一

1. はじめに 未だに予測精度の低いメソ β スケールの降雨予測精度を向上させるためには、このスケールに見合った高精度の初期値を得ることが不可欠であり、高分解能の観測情報を同化する技術の開発が望まれている。そこで本研究ではドップラー速度を4次元変分法によって同化することを念頭に置き、風速場を定常として大気中の熱収支と水収支からメソスケールの降雨を予測する「 α モデルによる予測手法」に運動方程式にもとづいた非定常風速場を導入した。

2. α モデルによる予測手法 α モデルは特に地形の影響を受けたメソ β スケールの降雨を予測するための概念モデルである。メソ β スケールの気象擾乱が存在するときメソ α スケールの風速場とレーダ雨量計で捉えた激しい降雨から推定されるメソ β スケールの風速場の間にはギャップがあるので、 α モデルではメソ β スケールの降雨域には降雨が生じやすい不安定場が存在すると考え、後述の α の分布で定義する。

表1に不安定場の定義式と α モデルの支配方程式を示す。ここに θ は温位、 m_v は水蒸気混合比、 m_l は水分混合比（「水分」とは大気中の液体状の水）、 r は降水強度、 Q は水蒸気相変化量、 L は水蒸気の潜熱、 π はエクスナー関数、 ρ_0 は空気密度、 ρ_w は水の密度、 H は解析領域上端高度、 h は標高、 W_t は鉛直風速に相対的な降水粒子の落下速度で、 $s = \frac{z-h}{H-h}$ である。具体的には、レーダ観測に基づいて(4)から Q を算定し、別に算定した飽和混合比 m_s と ρ_0 を用い

表1: α モデルの支配方程式系

	名称	支配方程式
(1)	不安定場の定義式	$\frac{d(1-\alpha)m_s}{dt} = -\frac{Q}{\rho_0}$
(2)	熱エネルギー保存式	$\frac{d\theta}{dt} = \frac{LQ}{\rho_0\pi}$
(3)	水蒸気保存式	$\frac{dm_v}{dt} = -\frac{Q}{\rho_0}$
(4)	水分保存式	$\frac{dm_l}{dt} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s}$
(5)	降水強度の式	$r = \frac{\rho_0}{\rho_w} W_t m_l$

て、(1)から α の初期分布を求める。次に α を移流させて α の予測値とし、(1)から Q の予測値を逆推定する。またGPV及びAMeDASからメソ α スケールの3次元風速場を算定する。この風速場を予測の全期間にわたって定常としたまま先の Q の予測値を使って、(2)~(5)から θ 、 m_v 、 m_l および r を予測する。

3. 作成したモデル 本研究では、水蒸気相変化を考慮せずに3次元風速場を予測するモデル¹⁾を改良した上で α モデルと結合した(以下「新モデル」と呼ぶ)。表2に追加した方程式系を示す。ここで添

表2: 風速場予測のために導入した方程式

	名称	支配方程式
(6)	連続式	$\frac{\partial(\rho_0 u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 \omega)}{\partial s} = -\frac{1}{H-h} \frac{\partial H}{\partial t} \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 s) - \frac{\rho_0}{H-h} \left\{ u \frac{\partial(H-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(H-h)}{\partial y} \right\}$
(7)	東西方向の運動方程式	$\frac{du}{dt} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial x} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial x} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial x} + f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s})$
(8)	南北方向の運動方程式	$\frac{dv}{dt} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial y} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial y} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial y} - f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s})$
(9)	鉛直方向の静水圧平衡	$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{\theta'}{\theta_0} g (H-h)$
(10)	H の時間更新式	$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial x} \{ \rho_0 u (H-h) \} + \frac{\partial}{\partial y} \{ \rho_0 v (H-h) \} \right] ds$

字0のついた物理量はメソ α スケールでみた値、'のついた物理量はそれからの偏差であり、 f はコリオリパラメータ、 K は渦拡散係数である。すなわち水平風速(u, v)を運動方程式(回転流体中のNavier-Stokes

の式)(7), (8) によって予測し, 鉛直方向については静水圧平衡 (9) を仮定して鉛直風速 ω は連続式 (6) から求める。また α モデルでは $H = 11000\text{m}$ の等高度面としていたが, 新モデルでは計算の安定性と力学的整合性を考慮して $240[\text{hPa}]$ 等圧面 (ほぼ高度 11000 m に対応する) とし, 地表と解析領域上端では $\omega = 0$ として連続式から求めた (10) によって H を予測する。なお, 水平風速 (u, v) と H には Low Pass Filter¹⁾ による平滑化処理を施している。表 2 の 5 式と表 1 の (2)~(5) 式を連立して予測計算を行う。すなわち新モデルでは水蒸気相変化に伴う熱を通して 3 次元風速場と熱・水収支とが相互作用するので概念モデルからメソスケールモデルに一步近づいたと言える。なお Q については α モデルの場合と同様の方法で別に予測されている。さらに新モデルでは α モデルの予測対象領域 (以下「狭域」と呼ぶ) に加えて, より広い領域 (以下「広域」と呼ぶ。対象範囲は図 9 などの地図を参照) でも予測計算ができるようにした。

4. 予測結果とその検証 予測計算は 1999 年 6 月 25 日午前 7 時を初期時刻として行った。予測結果は 2 時間後のものと 4 時間後のものを示す。また同時刻のレーダ観測による高度 3.5km での実況降雨を図 1, 図 2 に示す。新モデルでは狭域, 広域ともに不安定場に降雨が集中するという傾向があり (狭域は図 3, 図 4 を, 広域は図 9, 図 10 を参照), 今後パラメータ α の新モデル中での物理的整合性を確保するための改良が必要ではあるが, 特に広域では強雨域がよく予測されている。また α モデルでは下層からの水蒸気供給が不十分なため不安定場で強制的に降雨を起こした結果下流で水蒸気が不足して雨域が分散するという欠点があり, 新モデルではこの欠点を克服したと言える。さらに, 不安定場 (図 5, 図 6 参照) 下層で強い風の収束が見られることを除けば発散に大きな変化が見られない (図 7, 図 8 参照) ことから地形の影響が表れていると考えられ, 地形性の降雨を予測するという α モデルの長所は引き継がれたと言える。

参考文献

- 1) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 1988, 京都大学防災研究所年報. 第 31 号, pp.209-228



図 1: 実況降雨



図 2: 実況降雨

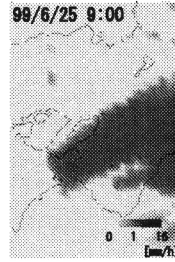


図 3: 予測降雨 (狭域)

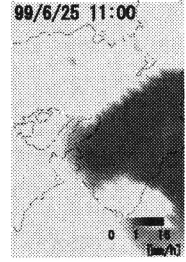


図 4: 予測降雨 (狭域)



図 5: $\alpha(5000\text{m}$ 付近)

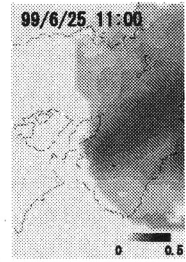


図 6: $\alpha(5000\text{m}$ 付近)

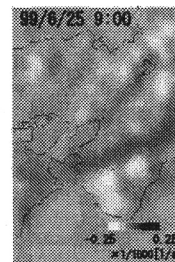


図 7: 発散 (100m 付近)

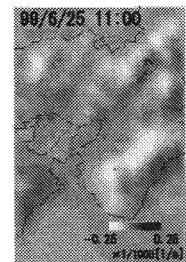


図 8: 発散 (100m 付近)



図 9: 予測降雨 (広域)

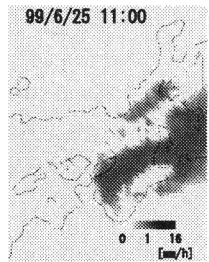


図 10: 予測降雨 (広域)