

論文

降雨モデルを用いた 土砂災害予測の試み

三 隅 良 平*

An Experiment of Landslide Forecasting Using a Mesoscale Rainfall Model

Ryohei MISUMI*

Abstract

A forecast experiment of landslide is conducted with the use of a mesoscale rainfall model. The rainfall model is physically based, which predicts rainfall at 2 km grid intervals. The predicted rainfall is inputted into an empirical formula and the occurrence of landslide is evaluated. We applied the model to the landslide disaster caused by Typhoon 9307. The model predicted 48% and 82% of the study area as the occurrence regions of severe and non-severe landslides, respectively. Actually two severe and nine non-severe landslides occurred in these regions. The results suggest the possibility of landslide forecasting with the use of a rainfall model. However, some problems were pointed out through the experiments; for example, the predicted landslide regions were too wide compared with the actual ones. We discuss how the problems will be improved.

キーワード：豪雨，土石流，降雨モデル，台風，地滑り

Key words：heavy rain, debris flow, rainfall model, typhoon, landslide

1. はじめに

一般に豪雨に起因する斜面崩壊の予測は，降雨の強度・持続時間と斜面崩壊発生との経験式に基

づいて行われる。すなわち過去のデータから，斜面崩壊発生に対する降雨の強度と持続時間（または降雨の強度と総雨量）の限界値を推定しておき，

・ 科学技術庁防災科学技術研究所
National Research Institute for Earth Science and Disaster
Prevention

本論文に対する討論は平成 11 年 3 月末日まで受け付ける。

実際に雨量を観測して、強度と持続時間がこの限界値を超えそうだと判断した段階で警報を出す、という方法である。その例として、Keefer *et al.* (1987) はサンフランシスコ湾岸域で土石流の警報に成功した例を紹介している。日本では藤井ら (1994) がこの方法による土石流警報の適確性を検証している。

この方法の問題点として、予測時間が長くとれないことがあげられる。すなわち、この予測法は基本的に観測された雨量を用いるため、可能なのはただか数時間後の斜面崩壊の予測である。住民への警報の伝達、さらに住民が非難行動をとるのに要する時間を考慮すると、数時間前の予測というのは必ずしも充分ではない。予測時間を延ばすためには、観測された雨量ではなく、予測された雨量を用いることが必要となる。

雨量予測の代表的な方法の1つとして、レーダによって得られた雨域の強度や移動を、時間的に補外する方法がある。気象庁が行っている、レーダ・アメダス合成図を利用した5 km 格子の降水短時間予報はその一例である (大林, 1991)。この雨量予測法は、基本的に降雨の現況の時間的な外挿であり、数時間程度の雨量予測が対象である。数時間より先の雨量を予測するためには、力学的な降雨予測モデルが必要となる。

ところが現在のところ、実際の降水予報に用いられている力学モデルの格子間隔は20 km であり、その出力をそのまま斜面崩壊の予測に用いることはできない。なぜならば、豪雨はしばしば数 km 程度の狭い範囲に集中することが知られており (例えば Ogura *et al.*, 1985; Watanabe and Ogura, 1987), 格子間隔20 km は豪雨時の雨量分布の予測には粗すぎるからである。豪雨時の雨量予測には、少なくとも10 km 以下の格子間隔をもつ力学モデルが必要であると考えられる。

近年の計算機の進歩によって、数 km 格子の力学的な降雨予測モデルが実用化されつつある。特に山岳上の降雨については、比較的簡便なモデルを用いて数 km 格子での降雨分布が精度良く再現された例が報告されている (Collier, 1975; Bell, 1978; Alpert and Shafir, 1989; Barros and

Lettenmaier, 1993; Sinclair, 1994)。このような数 km 格子の降雨予測モデルが、豪雨時の斜面崩壊の予測に使えるかどうかは興味深い問題である。しかし降雨予測モデルを斜面崩壊の予測に適用した例は世界的にも全く報告されていない。

本研究では、2 km 格子の力学的な降雨予測モデルを独自に構築し、それを用いて斜面崩壊による災害発生地点の予測を試みる。予測結果を実際の土砂災害発生地点と比較することにより、この予測手法の実用可能性、および問題点を議論する。

2. モデル

2.1 降雨予測モデル

この研究で用いる降雨予測モデルは、主に山岳上の降雨分布を予測することを目的に構築されたもので、Misumi (1996) の用いた2次元モデルを3次元に拡張したものである。モデルで扱う予報変数は水蒸気、雲水、雨水の3つで、予報方程式はそれぞれ次のように表せる。

$$\frac{\partial Q_v}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_v}{\partial x} - v \frac{\partial Q_v}{\partial y} - w \frac{\partial Q_v}{\partial z} - P_1 + P_2 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_c}{\partial x} - v \frac{\partial Q_c}{\partial y} - w \frac{\partial Q_c}{\partial z} + P_1 - P_3 - P_4 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q_r}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_r}{\partial x} - v \frac{\partial Q_r}{\partial y} - w \frac{\partial Q_r}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_r Q_r) - P_2 + P_3 + P_4 \quad (3)$$

ここで Q_v , Q_c , Q_r はそれぞれ水蒸気、雲水、雨水の混合比、 u , v , w は風速成分を示している。 V_r は雨滴の落下速度を示し、Lin *et al.* (1983) の式に基づいて計算される。 ρ は空気の密度である。 P_1 は水蒸気と雲水の変換率で Asai (1965) に与えられている。 P_2 , P_3 , P_4 はそれぞれ雨滴の蒸発速度、雨滴の雲粒捕捉による成長率、雲水から雨滴への自動変換率で、Kessler (1969) の式を用いる。(1)-(3) の右辺第1から第3項は、風によ

る移流効果を表している。

地形の効果を表現するために、(1)-(3)を地形に沿った座標系に変換する。まず鉛直座標 ζ を次のように定義する。

$$\zeta = \frac{Z_t(z - Z_s)}{Z_t - Z_s} \quad (4)$$

Z_t は計算領域の鉛直方向の厚さ、 $Z_s(x, y)$ は地形の標高である。 x, y, ζ 座標系で(1)-(3)を書き直すと、

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_v}{\partial t} = & -u \frac{\partial Q_v}{\partial x} - v \frac{\partial Q_v}{\partial y} \\ & - (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial Q_v}{\partial \zeta} - P1 + P2 \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_c}{\partial t} = & -u \frac{\partial Q_c}{\partial x} - v \frac{\partial Q_c}{\partial y} \\ & - (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial Q_c}{\partial \zeta} + P1 - P3 - P4 \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_r}{\partial t} = & -u \frac{\partial Q_r}{\partial x} - v \frac{\partial Q_r}{\partial y} \\ & - (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial Q_r}{\partial \zeta} \\ & + \frac{H}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho V_r Q_r) - P2 + P3 + P4 \end{aligned} \quad (7)$$

となる。 G_1, G_2, H は座標変換に伴うパラメータで、それぞれ

$$G_1 = \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial x} \quad (8)$$

$$G_2 = \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial y} \quad (9)$$

$$H = \frac{\partial \zeta}{\partial z} = \frac{Z_t}{Z_t - Z_s} \quad (10)$$

である。(5)-(7)を降雨予測モデルの基礎方程式とする。

豪雨発生時には大気は十分に湿っていると仮定し、 Q_v の初期値には飽和混合比を与える。また、 Q_r の初期値は0とする。降雨分布を計算する際、

重要となるのが上昇流 w の与え方である。従来の地形性降雨モデルは、地形性上昇流を単純に水平風ベクトルと地形の勾配との内積 $w = \mathbf{V} \cdot \nabla Z_s$ で表現しているものが多い(Collier, 1975; Bell, 1978; Alpert and Shafir, 1989; Sinclair, 1994)。しかしこの方法では、風が地形を3次的に迂回する効果や、水蒸気の潜熱放出による浮力の効果が表現できない。本研究では、地形性上昇流をより正確に計算するため、付録に示す3次元湿潤山岳波モデルを用いて気流を計算する。湿潤山岳波モデルは、水蒸気凝結による潜熱放出の効果や、風が地形を乗り越える際の気圧の変化を考慮しており、初期条件として大規模な気象パラメータを与えることにより、それに平衡する u, v, w, ρ, Q_c 、気温、気圧の分布を計算する。これらを式(5)-(7)の初期値として与える。

式(5)-(7)で計算される雨滴の分布は、空気を引きずる力や蒸発冷却による負の浮力を通して、気流の分布に影響し得る。したがって厳密には、式(5)-(7)を湿潤山岳波モデルと相互作用させる必要がある。しかし予測システムを全体として見た場合、予測誤差の多くは後述する全球予報モデルの誤差に依存し、地形性上昇流の推定法をより厳密にしたところで、降雨の予測精度が飛躍的に向上するとは考えにくい。従ってここでは式(5)-(7)を湿潤山岳波モデルと相互作用させずに、その初期値を湿潤山岳波モデルから一方的に与える。

式(5)-(7)によって計算されるのは、地形性上昇流によって形成される降水のみである。したがって、降雨分布を予測するためには、大規模擾乱に伴う降水を加える必要がある。大規模擾乱に伴う降水を表現するために、モデルの中層に、雨滴を水平方向に一樣に一定の強さで入力する。大規模擾乱からの降雨強度は、後述する水平格子間隔約110 kmの全球予報モデルによって与える。雨滴の入力層は、氷相過程による降水粒子の生成を仮定して、高度5 kmとする。入力された雨滴は、落下する過程でモデル内の地形性上昇流に伴う雲水を捕捉して、細かな降雨分布を形づくる。一般に、山岳上における降水は、大規模擾乱に伴う降水粒子が、地形性上昇流によって生成された雲粒

を捕捉することによって増幅することが知られている (Gocho, 1978; Iwanami *et al.*, 1988; Harimaya *et al.*, 1988; Bruintjes *et al.*, 1984)。上記の仮定は、このプロセスを単純化して表現したものである。雨滴の雲粒捕捉は高度 2 km より下の層で活発であり、雨滴入力層は高度 2 km より上にある限り結果にほとんど影響しない。

計算領域の広さは、後述する予測対象領域が入るよう、水平方向に 100 km×100 km とする。鉛直方向の領域は、モデルの初期値を与える湿潤山岳波モデルと同様に 15 km とする。格子間隔は小さいほど精密な計算には望ましいが、ここでは計算時間との兼ね合いから、 $\Delta x = \Delta y = 2$ km, $\Delta z = 500$ m とする。式 (5)-(7) は有限差分法によって解く。時間差分についてはリープフロッグ法を、空間差分については風上差分法を用いる。時間ステップは 10 秒である。境界条件として、外部からの物理量の流入を防ぐために、あらゆる変数について境界に直交する勾配を 0 となるようにおく。式 (5)-(7) は、入力した雨滴が地表に達した時点でほぼ定常状態になる。その時の地表の Q_r の値から、降雨強度を算出する。

2.2 全球予報モデル

前節で述べた降雨予測モデルは、入力値として大規模擾乱に伴う雨量強度が必要である。また、付録に示す湿潤山岳波モデルも、初期値として気温、気圧、風の鉛直分布を必要とする。これらはいずれも全球予報モデルを用いて計算する。用いた全球予報モデルは、気象庁全球スペクトルモデルの旧バージョンで、水平方向の分解能が約 110 km, 鉛直方向に 21 の層をもつ。水平分解能が粗いので、このモデルから予報されるのは大規模擾乱に伴う雨量のみである。このモデルの詳細は Sugi *et al.* (1990) に書かれている。

2.3 土砂災害発生と降雨量との関係式

予測された雨量から土砂災害が発生するかどうかを判定するための関係式として、ここでは瀬尾と船崎 (1973) の経験式を用いる。この式は、日本全国の土砂災害と雨量のデータを用いて導き出

されたもので、土砂災害が起こるかどうかの雨量の限界値を示すものである。今、有効雨量を E_R (mm), 有効雨量強度を I_R (mm/h) とすると、甚大な土砂災害に対する限界有効雨量は次の式で表せる。

$$E_R = \frac{6000}{20 + I_R} \quad (11)$$

また、軽微な土砂災害に対する限界有効雨量は

$$E_R = \frac{2360}{95 + I_R} \quad (12)$$

と表わせる。有効雨量 E_R , 有効雨量強度 I_R はそれぞれ、有効時間における総雨量および平均雨量強度と定義されている。ここで有効時間とは、時間を横軸にとった累加雨量曲線における変曲点、すなわち降雨強度が増加に転じる時点から、土砂災害が発生するまでの時間である。予測実験では土砂災害が発生する時刻を定義できないので、雨量強度が単調減少に転じる寸前の時間までを有効時間とする。ただし有効時間の判断において、 ± 1 mmh⁻¹/h より微少な雨量強度の変動は無視する。

式 (12) および (13) は日本全国のデータをもとに導き出されたものであるが、土砂災害が発生し得る限界雨量には地域によるばらつきがあると考えられる。したがって、厳密には地域別の経験式を用いることが望ましい。ただし瀬尾と船崎 (1973) の図 10 によると、本研究の予測対象領域である鹿児島県では、土砂災害発生時の有効雨量が多く事例で限界曲線の近傍にあり、地域に限定された限界曲線を用いた場合と結果は大きく変わらないものと考えられる。

3. 予測実験の結果

3.1 対象とした災害

1993 年 8 月 9 日夜、台風 7 号が九州に接近した。この台風の通過によって大隅半島周辺では局地的に雨量が 400 mm を超え、土砂災害の発生によって 6 人が死亡した。この豪雨の気象学的な特徴は Misumi (1996) が記述しており、モデルに

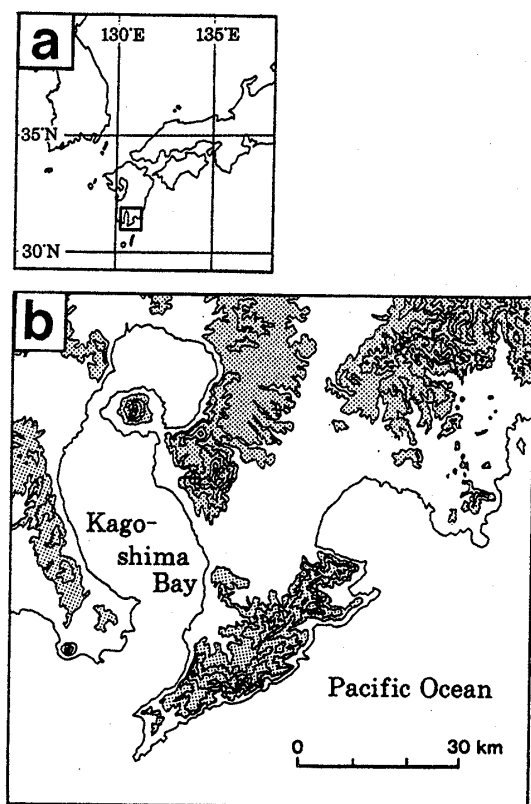


Fig. 1 (a) Location of the study area.
(b) Topographic map of the study area. Contours are drawn every 200 m. Areas higher than 200 m are shaded.

よる予測結果を解釈するのに好都合である。したがってこの災害を今回の予測実験の対象として扱う。Fig. 1に予測の対象領域を示す。領域の広さは100 km×100 kmで、被害の大きかった大隅半島を含んでいる。

予測の初期値として、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) が作成した1993年8月8日21時の解析値を用いる。この時刻は、大隅半島周辺で降雨が観測される約3時間前である。これを全球予報モデルの初期値として、42時間先までの予測を行う。全球予報モデルの計算結果は3時間単位で降雨予測モデルに送る。予測対象領域内には全球予報モデルの格子点が1つしかないの、その1点のデータを降雨予測モデルの入力値とする。こうして降雨予測モデルは3時間毎に領域内の細かな雨量強度の分布を計算する。すなわち、降雨予測モデルは8月8日21時から8月10日15時までの42時間について、3時間毎に全部で14枚の雨量強度の予測分布図を作成する。

Fig. 2は8月10日9時の海面気圧の分布で、(a)が観測に基づく実況、(b)が全球予報モデルによる予測結果である。予測された台風を中心の位置、および周辺の気圧のパターンは観測とよく一致している。ただし、台風を中心気圧は予測よりも観測の方が8 hPa程度低く、また台風の経路

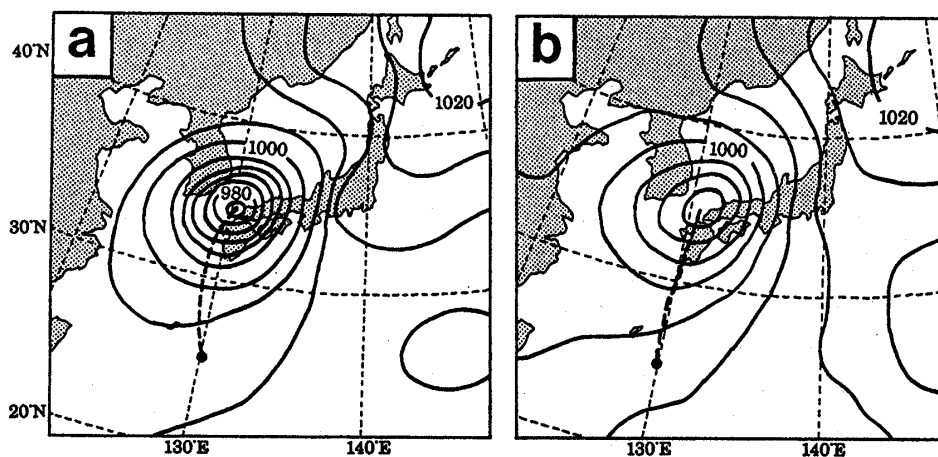


Fig. 2 Distributions of the sea-level pressure at 09 JST on 10 August 1993 by (a) the observation and (b) the forecasting with the global model. Contours are drawn every 4 hPa. Broken lines indicate the typhoon tracks.

も予測結果はやや東にずれている。

3.2 降雨分布の予測結果

降雨分布の予測結果を検証する目的で、レーダアメダス合成図を用いる。レーダアメダス合成図は1時間毎にレーダエコーとアメダス雨量を合成してつくられる降雨分布図で、約5 kmの格子間隔で出力される。レーダエコーとアメダス雨量の合成法は、Makihara *et al.* (1995) に詳しく書かれている。

Fig. 3a は対象領域全体を平均した、雨量強度の時間変化を示している。観測された雨量強度は9日13時から10日0時までの間ずっと5 mm/hよりも大きい。全球予報モデル (Global Model) もまた、この期間に比較的強い降雨を予測しているが、その雨量強度は観測よりもずっと弱い。例えば観測では18時から0時までの雨量強度が常に10 mm/hを超えているのに対して、全球予報モデルでは雨量強度は9 mm/hよりも弱い。一方、降雨予測モデル (Rainfall Model) の雨量強度の変動は、観測された変動に近く、最大雨量強度も11 mm/hに達している。ただし、次のような観測との相違点が見られる。まず、観測では9日21時から雨量強度が増加して10日0時に最大値に達するが、降雨予測モデルではこの時間帯に雨量強度が減少している。さらに、観測された降雨は10日1時頃に急激に弱まるが、降雨予測モデルでは6時まで強い雨が続けている。

Fig. 3b は、対象領域全体を平均した累加雨量の時間変化を示している。図によると、降雨モデルに基づく累加雨量曲線は、9日21時より前の時刻では観測に比較的一致している。ところが9日21時を過ぎると観測された曲線からずれ始め、10日3時までは雨量が過少に、それ以降は過大に予測されている。これらのずれは、Fig. 3a に示した9日21時以降の雨量強度の予測誤差に対応している。また、領域平均の総雨量は観測で171 mm、降雨予測モデルで201 mmであり、降雨予測モデルの総雨量は17.5%過大である。一方、9日12時から10日0時までの12時間の平均雨量強度は、観測で10.7 mm/h、降雨モデルで8.5

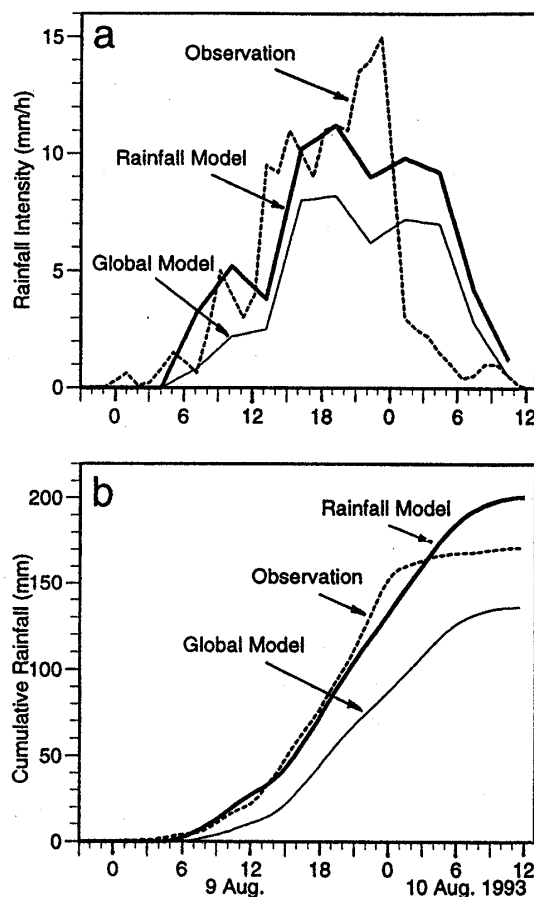


Fig. 3 Time variations of (a) rainfall intensity and (b) cumulative rainfall amount averaged through the study area.

mm/hであり、平均雨量強度は逆に観測値よりも小さい。全球モデルによる予測結果は総雨量136 mm、平均雨量強度6.2 mm/hで、いずれも観測された値よりもずっと小さい。

Fig. 4 は8月9日0時から10日12時までの、36時間の総雨量の分布である。この期間は降雨の開始から終了までにほぼ対応している。(a) がレーダアメダス合成図に基く雨量分布、(b) が降雨予測モデルによって予測された雨量分布である。降雨の分布の仕方は2つの図でよく一致している。例えば、レーダ・アメダスによる観測値で、大隅半島南部および領域北東部に雨量の極大値が見られるが、これらはいずれも降雨予測モデルで予測されている。予測結果の一致度を定量的に評価す

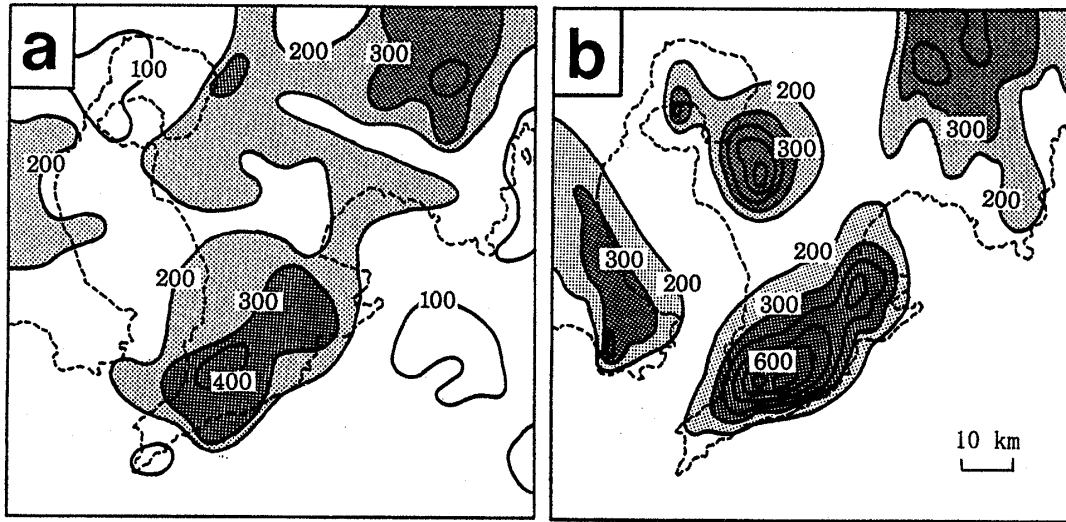


Fig. 4 Distribution of 36-hour rainfall amounts starting from 00 JST on 9 August by (a) the observation and (b) the prediction by the mesoscale rainfall model. Contours are drawn every 100 mm.

るために、観測された雨量を 2 km 格子に内挿して、予測された雨量分布との間の相関係数を計算した。相関係数は 0.70 で、予測された雨量分布は観測されたものと強い相関をもつ。但し、局所的に降雨予測モデルは雨量を約 50% 過大評価している。例えば、大隅半島南部の雨量の極大値は実際には 400 mm 程度であるが、予測では 600 mm を超えている。Fig. 1 と比較すると、雨量が過大評価されている場所は山の頂上付近に対応していることがわかる。山のふもとと平野部では、予測雨量はやや過少評価の傾向にある。

各時間帯の降雨分布の予測結果を検証するために、3 時間毎の降雨強度について、観測値と予測値の空間分布に対する相関係数を計算した。その結果を Fig. 5 に示す。相関係数の時間変化は、Fig. 3 に示した降雨強度の変動によく似ている。すなわち、大きな降雨強度が観測された時間に大きな相関係数が現れている。このことは、強い雨に対しては、予測された雨量分布が観測とよく一致することを示唆している。ただし、例外もある。15 時から 18 時の時間帯は、10 mm/h を超える強い降雨が観測されているにもかかわらず、相関係数が 0.15 しかない。この時間帯に観測された 3 時間雨量の分布図を Fig. 6 に示す。領域の北東部

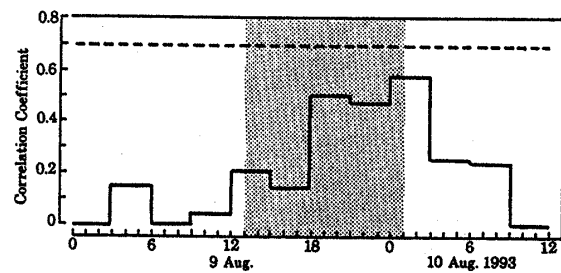


Fig. 5 Time variation of correlation coefficients between the observed and the forecasted distribution of 3-hour rainfall. The shaded area indicates the period in which the rainfall intensity averaged through the study area is stronger than 5 mm/h. Broken line indicates the correlation coefficient of 36-hour rainfall.

分に 50 mm を超えるバンド状の雨域が見られる。このバンド状の降雨域は、対流性の降雨帯の通過に対応している (Misumi, 1996)。降雨予測モデルはこの対流性の降雨帯の通過を予測できなかったため、この時間帯の降雨分布は観測と大きく食い違っていた。

3.3 土砂災害の予測結果

降雨予測モデルの出力結果から、式(11)と(12)を用いて土砂災害の発生位置を予測する。予測結果の検証には、鹿児島県庁から提供された土砂災

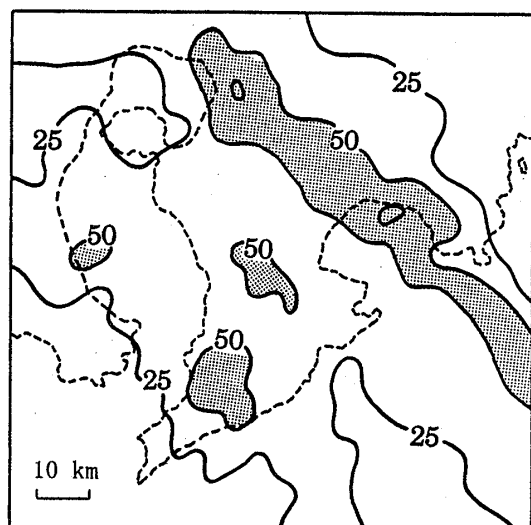


Fig. 6 Distribution of 3-hour rainfall from 15 JST to 18 JST on 9 August 1993. Contours are drawn every 25 mm.

害発生地点の一覧表を用いる。このデータは、家屋や構造物に被害を与えた斜面崩壊のみが記載されている。すなわち、被害を伴わない斜面崩壊については記載されていない。実際にはデータに記載されている以外の斜面崩壊も起こっていたものと考えられるが、それに関するデータは存在して

いない。

結果の検証のために、実際に起こった土砂災害を甚大なものと軽微なものに分類する。本来は、崩壊の規模から分類を行なうべきであるが、各地点の斜面崩壊の規模に関するデータが得られないので、ここでは便宜上、2戸以上の家屋を全壊させた土砂災害を「甚大」とし、1戸を全壊または家屋の一部に被害を与えた土砂災害を「軽微」とする。

Fig. 7 は、式 (11), (12) を用いて判定した、(a) 観測された雨量に基づく土砂災害の発生地点、(b) 予測雨量に基づく土砂災害の発生地点、を示している。甚大な土砂災害の予測域を濃い陰影で、軽微な土砂災害の予測域を薄い陰影で示している。また実際に土砂災害が起こった地点のうち、甚大な土砂災害を大きな黒丸で、軽微な土砂災害を小さな黒丸で示している。実際には全部で 13 箇所の土砂災害が発生し、うち 2 箇所が甚大で残り 11 箇所が軽微な土砂災害であった。予測モデルは、領域内の陸地の 48% を甚大な土砂災害の発生域と判断し、甚大な土砂災害はいずれもこの予測域内に発生している。また陸地の 82% を軽微な土砂災害の発生域と予測したが、2 つの軽微な土砂災

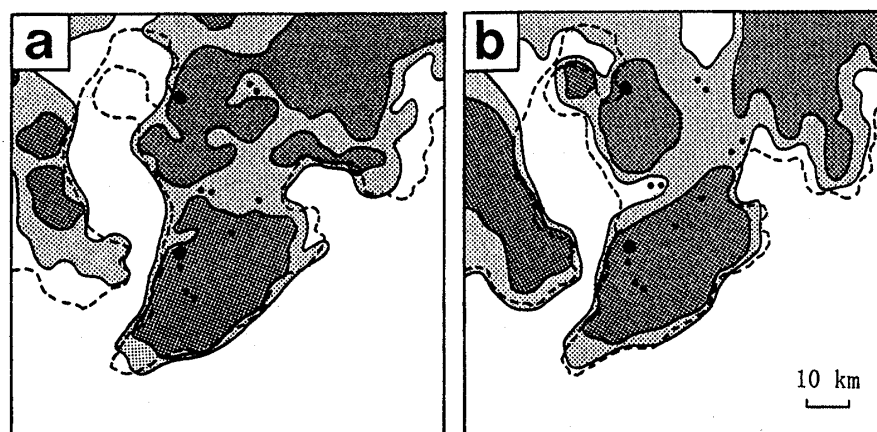


Fig. 7 Areas of severe and non-severe landslides predicted by (a) the observed rainfall and (b) the forecasted rainfall. Areas of severe landslides are represented by dark shades, while non-severe landslides are represented by light shades. Black spots denote the locations where landslides occurred. A big spot indicates a severe landslide, while a small spot indicates a non-severe landslide.

害は予測域の外に発生した。一方、観測された雨量に基く予測では、陸地のそれぞれ 44% を甚大、80% を軽微な土砂災害の発生域と予測し、実際にその予測域内にすべての甚大、軽微な土砂災害が起きている。

4. 議 論

1993 年台風 7 号に伴う豪雨を対象に、降雨予測モデルを用いた土砂災害の予測実験を行った。モデルは予測対象領域の陸地の 48% を甚大な土砂災害の発生域と判断し、実際に 2 件の甚大な土砂災害がこの範囲内で起こった。また陸地の 82% を軽微な土砂災害の発生域と予測し、この範囲内で実際に 9 件の軽微な土砂災害が起こった。これらの結果は、今回用いた降雨予測モデルが、土砂災害の予測に有効である可能性を示している。ただし、今回の実験を通じていくつかの問題点が指摘された。予測精度を上げるために、今後どのようなモデルの改善が必要かを議論する。

第 1 の問題は、局所的に雨量が過大に予測されたことである (Fig. 4)。雨量の過大評価は山の頂上付近で起こっており、その原因が山岳での過剰な降雨増幅にあることを示している。山岳上での降雨の増幅は、一般に雨滴の雲粒捕捉成長に支配され、この効果は (7) 式の P3 項で表現されている。ここでは P3 項に Kessler (1969) の式を採用した。Kessler の式では、雨滴の粒径分布関数が簡単な指数関数で表現されている。しかし実際には、雨滴の粒径分布関数は時間、空間的に複雑に変動すると考えられ、このことが定量的な誤差の一因になっていると思われる。また別の理由として、山岳上の雲水量を過大に予測している可能性がある。検証するための雲水量の観測データは存在しないが、今回の実験では初期条件として水蒸気の飽和を仮定しており、このことが雲水量の過大評価を引き起こした可能性がある。これらの誤差を修正する方法として、モデルの計算結果を過去の観測データを比較することにより、経験的な方法で P3 項を調節することが考えられる。

第 2 の問題として、降雨予測モデルは対流性降雨帯の通過を予測できなかった (Fig. 6)。この研

究で用いた降雨予測モデルは地形性降雨を対象としており、対流性の降雨は地形効果に起因するものの以外表現できない。しかし一方で、予測された総雨量の分布は観測値とよく一致した (Fig. 4)。このことは、対流性の降雨帯の通過が総雨量に及ぼす影響が小さかったことを示している。Oki *et al.* (1991) は九州を対象として 86 ケースの豪雨を解析し、多くのケースで降雨分布が地形性上昇流の分布に一致することを示した。このことは、地形効果が豪雨時の降雨分布を支配する重要な因子であることを示している。通過性の対流性降雨帯もまた降雨分布に影響するが、豪雨時においてその効果は必ずしも大きくないと考えられる。

第 3 の問題は、予測された土砂災害の発生域が広すぎることである。モデルは全部で 853 個の格子点を土砂災害の発生地点と予測したが、実際に起こった土砂災害は 13 件にすぎない。予測の空振りが多いことは、モデルに対する信頼性の減少につながる。Fig. 7a によると、観測された降雨を用いた場合でも、同様にかなり広い範囲が土砂災害発生域と予測されている。従ってこのような予測の空振りは、降雨のみを用いて土砂災害を予測する場合、避けられないものであると考えられる。土砂災害の発生は雨量のみならず、地形や土質にも依存する。より予測の誤差を小さくするためには、これらの効果もモデルに導入する必要がある。地形データに基いた土石流の予測モデルは Okimura and Ichikawa (1985) や Montgomery and Dietrich (1994) が発表している。これらのモデルを我々のモデルと組み合わせることによって、土砂災害予測の精度をより向上させることができると考えられる。

第 4 の問題点は、9 日 21 時以降の雨量強度の増加、および 10 日 1 時頃の急激な降雨の弱まりを予測できなかったことである (Fig. 3a)。台風の中心は 10 日 0 時頃に大隅半島に最接近しており、ほぼその時刻に雨量強度の最大値が観測され、また通過直後に降雨が急激に弱まった。台風の最接近時の雨量強度が過少に予測されたことは、Fig. 2 に示した、台風の中心気圧の予測誤差に関係している。すなわち、全球モデルが予測した台

風の中心気圧は現実より高く、台風の中心付近での水蒸気収束が弱いために、雨量強度が過少に予測されたものと思われる。また台風の通過直後の雨量の急激な弱まりは、台風の非対称構造、すなわち強い降雨域が台風の中心の北側に広く分布し、南側に狭いことに起因している。全球予報モデルはこのような台風の中心気圧の低さ、および降雨域の非対称構造を予測できなかった。これらの問題は、全球予報モデルの水平分解能の粗さと、初期値として与えた ECMWF 解析値の誤差の両方に関係している。予測の精度を上げるためには、台風の中心気圧、および周辺の降雨分布がより現実的に表現できるような予報モデルや初期値が必要となる。

第5の問題は計算時間である。今回の実験では42時間の予報に大型計算機 CRAY YMP-2 を使って約20時間を要した。警報発表にモデルを用いる場合、この計算時間は長すぎる。この問題は近い将来計算機の進歩によって解決されるであろう。

5. まとめ

土砂災害を予測する目的で2 km 格子の降雨予測モデルを構築し、1993年台風7号豪雨を対象に予測実験を行った。モデルは陸地の48%を甚大な土砂災害の発生域と予測し、実際にその領域内で2件の甚大な土砂災害が起こった。また陸地の82%を軽微な土砂災害の発生地点と予測し、その範囲内で9件の軽微な土砂災害が起こった。これらの結果は、降雨予測モデルが土砂災害の予測に有効である可能性を示している。

ただし問題点として、(1) 局所的な雨量の過大評価、(2) 対流性降雨帯の通過を予測できなかったこと、(3) 予測された土砂災害の発生域が実際より広すぎる、(4) 台風最接近時の強い雨量強度と、通過後の降雨の急激な弱まりが予測できなかったこと、(5) 計算時間がかかりすぎる、が挙げられた。これらの問題をどう解決すればよいのかを議論した。

付録. 3次元湿潤山岳波モデル

2章で説明した降雨予測モデルの初期値は、3次元湿潤山岳波モデルから与えられる。3次元湿潤山岳波モデルの基礎方程式系は、Durran and Klemp (1982) の2次元モデルを3次元に拡張したものである。

(x, y, ζ) 座標系において、風速成分 (u, v, w) 、無次元気圧 (π) 、温位 (θ) 、水蒸気混合比 (Q_v) および雲水混合比 (Q_c) の予報方程式は以下のように表せる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial u}{\partial \zeta} \\ + C_p \theta_v \left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} + G_1 \frac{\partial \pi'}{\partial x} \right) = D_u \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial v}{\partial \zeta} \\ + C_p \theta_v \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} + G_2 \frac{\partial \pi'}{\partial y} \right) = D_v \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial w}{\partial \zeta} \\ + C_p \theta_v H \frac{\partial \pi'}{\partial \zeta} = g \left(\frac{\theta'}{\theta} + 0.61 \theta'_v \right) + D_w \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi'}{\partial t} + \frac{R\pi}{\rho C_v} \left[\frac{\partial}{\partial x} (\rho u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho v) + G_1 \frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho u) \right. \\ \left. + G_2 \frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho v) + H \frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho w) \right] = \frac{R\pi}{C_v \theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'}{\partial t} + u \frac{\partial \theta'}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} \\ = \frac{L}{C_p \pi} P_1 + D_\theta \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'_v}{\partial t} + u \frac{\partial \theta'_v}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_v}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial \theta_v}{\partial \zeta} \\ = P_1 + D_{\theta_v} \end{aligned} \quad (18)$$

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} + u \frac{\partial \theta_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_c}{\partial y} + (G_1 u + G_2 v + Hw) \frac{\partial \theta_c}{\partial \zeta} = P1 + D_{\theta_c} \quad (19)$$

ただし

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61 Q_v), \quad \pi = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (20)$$

上記の式において C_p , C_v はそれぞれ乾燥空気の定圧および定積比熱, R は乾燥空気の気体定数, L は水蒸気の気化熱, p は気圧で $p_0 = 1000$ hPa, g は重力加速度, その他の変数は本文中と同じである。バーのついた項は基本場の値で鉛直方向のみの関数, ダッシュのついた項は基本場からのずれを表す。 D のついた項は拡散を表し, 変数 A について次の式で表す。

$$D_A = K_h \left[\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + 2G_1 \frac{\partial^2 A}{\partial x \partial \zeta} + 2G_2 \frac{\partial^2 A}{\partial y \partial \zeta} + (G_1^2 + G_2^2) \frac{\partial^2 A}{\partial \zeta^2} \right] + K_v H^2 \frac{\partial^2 A}{\partial \zeta^2} \quad (21)$$

ここで K_h , K_v はそれぞれ水平, 鉛直方向の拡散係数で $K_h = 500$ m²/s, $K_v = 10$ m²/s である。

式 (13)-(19) は有限差分法によって解く。時間差分には Klemp and Wilhelmson (1978) が提案したタイム・スプリッティング法を用いる。音波を含んだ項に対しては時間ステップを 0.25 秒, 他の項については時間ステップを 2 秒とする。空間差分は移流項については風上差分法, 拡散項については中央差分法を用いる。境界条件として, 上下の境界では境界に直交する変数の勾配が 0 になるように境界値を設定する。横の境界条件は, 重力波の反射を避けるため, Orlanski (1976) の放射境界条件を用いる。 Q_v の初期値として飽和混合比を与え, w の初期値を 0 とする。その他の変数の初期値は, 全球予報モデルの予測値を内挿して与える。すべての変数が定常状態に達するまで積分を繰り返し, その結果を降雨予測モデルの初期値として与える。

謝 辞

レーダアメダス合成データは気象研究所の牧原康隆室長に提供していただいた。また気象研究所の杉正人室長には全球予報モデルの内容について講義をしていただくとともに, 使い方についても丁寧に指導していただいた。さらに, 土砂災害の分布データは鹿児島県庁から提供していただいた。ここに深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) Alpert, P. and H. Shafir: Meso γ -scale distribution of orographic precipitation: numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements, J. Appl. Meteorol., Vol. 28, pp.1105-1117, 1989.
- 2) Asai, T.: A numerical study of air-mass transformation over the Japan Sea in winter, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol.43, pp.1-15, 1965.
- 3) Barros, A. P. and D. P. Lettenmaier: Dynamic modeling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas, Mon. Weather Rev., Vol. 121, pp.1195-1214, 1993.
- 4) Bell, R. S.: The forecasting of orographically enhanced rainfall accumulations using 10-level model data, Meteorol. Magazine, Vol.107, pp.113-124, 1978.
- 5) Brintjes, R. T., T. L. Clark and W. D. Hall: Interactions between topographic airflow and cloud/precipitation development during the passage of a winter storm in Arizona, J. Atmos. Sci., Vol. 51, pp.48-67, 1994.
- 6) Collier, C. G.: A representation of the effects of topography on surface rainfall within moving baroclinic disturbances, Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol.101, pp.407-422, 1975.
- 7) Durran, D. R. and J. B. Klemp: The effects of moisture on trapped mountain lee waves, J. Atmos. Sci., Vol.39, pp.2490-2506, 1982.
- 8) 藤井恒一郎・久保田哲也・奥村武信: 土石流警報の発令及び避難指示の適確性向上に関する研究, 新砂防, Vol.47 (2), pp.35-42, 1994.
- 9) Gocho, Y.: Numerical experiment of orographic heavy rainfall due to a stratiform cloud, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol.56, pp.405-423, 1978.
- 10) Harimaya, T., K. Tobizuka and K. Kikuchi: Enhancement of rainfall by topographic effects, Natural

- Disaster Sci., Vol.10, No.1, 1-14, 1988.
- 11) Iwanami, K., K. Kikuchi and T. Takahashi: A possible rainfall mechanism in the Orofure mountain-range, Hokkaido, Japan, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol.66, pp.497-504, 1988.
 - 12) Keefer, D. K., R. C. Wilson, R. K. Mark, E. E. Brabb, W. M. Brown III, S. D. Ellen, E. L. Harp, G. F. Wiczorek, C. S. Alger and R. S. Zarkin: Real-time landslide warning during heavy rainfall, Science, Vol.238, pp.921-925, 1987.
 - 13) Kessler, E.: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, Meteorol. Monogr. Vol.10, American Meteorol. Soc., 84p, 1969.
 - 14) Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, J. Atmos. Sci., Vol.35, pp.1070-1093, 1978.
 - 15) Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, J. Climate Appl. Meteorol., Vol.22, pp.1065-1092, 1983.
 - 16) Makihara, Y., N. Kitabatake and M. Obayashi: Recent developments in algorithms for the JMA nowcasting system, Part 1. Radar echo composition and Radar-AMeDAS precipitation analysis, Geophys. Magazine, Ser.2 Vol.1 (3), pp.171-204, 1995.
 - 17) Misumi, R.: A study of the heavy rainfall over the Ohsumi Peninsula (Japan) caused by Typhoon 9307, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol.74, pp.101-113, 1996.
 - 18) Montgomery, D. R. and W. E. Dietrich: A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, Water. Resour. Res., Vol. 30 (4), pp.1153-1171, 1994.
 - 19) Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol.63, pp.883-900, 1985.
 - 20) Oki, T., K. Musiake and T. Koike: Spatial rainfall distribution at a storm event in mountainous regions, estimated by orography and wind direction, Water Resour. Res., Vol.27 (3), pp.359-369, 1991.
 - 21) Okimura, T. and R. Ichikawa: A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in surface soil layer, Natural Disaster Sci., Vol.7, pp.41-51, 1985.
 - 22) 大林正典：降水短時間予報プロダクト作成におけるデータ処理について，測候時報，Vol. 58, 189-207, 1991.
 - 23) Orlanski, I.: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, J. Computational Phys., Vol.21, pp.251-269, 1976.
 - 24) 瀬尾克美・船崎昌継：土砂害（主に土石流的被害）と降雨量について，新砂防，Vol. 26 (2), pp.22-28, 1973.
 - 25) Sinclair, M. R.: A diagnostic model for estimating orographic precipitation, J. Appl. Meteorol., Vol.33, pp.1163-1175, 1994.
 - 26) Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada and T. Kitade: Description and performance of the JMA operational global spectral model (JMA-GSM88), Geophys. Magazine, Vol. 43 (3), pp.105-130, 1990.
 - 27) Watanabe, H. and Y. Ogura: Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: a case study, J. Atmos. Sci., Vol.44, pp.661- 675, 1987.

(投稿受理：平成9年8月18日
訂正稿受理：平成10年3月23日)