メソ気象モデルを用いた降雨場の時間積分過程の解析

鈴木 善晴*・宮田 昇平*・中北 英 一*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要旨

近年,防災および水資源工学的な立場から,対象流域の地形特性を考慮した降雨の時 空間分布特性の解明が強く求められている。そこで,本研究では降雨分布に対する地形 効果発現のメカニズムの解明を目的として,メソ気象モデルMM5を用いた数値シミュ レーションによる降雨場の地形依存特性の解析を行った。その結果,MM5が比較的高 い精度で降雨分布を再現できる能力をもつことを確認するとともに,地形の空間解像ス ケールが降雨-地形関係の変動に与える影響を明らかにした。さらに,水平風速と降雨 分布の地形依存性の度合いとの間に強い相関があることを明らかにすることができた。

キーワード: 降雨分布, 地形標高, 地形効果, メソ気象モデル

1. 序論

1.1 本研究の背景と目的

我が国の山岳地域のような複雑な地形条件を持つ 地域においては,地形の影響を受けて雨域が激しく 変動する。その最大の要因は,地球を取り囲む極め て薄い層を成す大気がその鉛直運動に対して驚く ほど鋭敏な性質を持ち合わせていることである。大 気現象に対する地形効果の解明は,日々の天候の仕 組みを明らかにするために必要であることは言う までもないが,豪雨災害に対する適切な防災計画や 水資源工学的な側面から,詳細な降雨情報を得るた めに避けては通れない最重要課題の一つである。そ こで,本研究では降雨分布の確率構造モデルの構築 を目指して,メソ気象モデル MM5 を用いた数値シ ミュレーションによる降雨分布の地形依存特性の解 明を目的とする。

我が国の地上雨量計および降雨レーダーによる降 雨観測ネットワークは世界的に見て観測精度,空間 密度ともに極めて高く,常時詳細な降雨情報を得る

ことが可能であるが,地球規模で考えた場合,降雨 観測が行われている地域は人口の密集したごくわず かな地域に限られている。そのような中,仮に対象 地域の地形特性を考慮した降雨分布の地形依存特性 が明らかになったとすれば、わずかな降雨情報から でもある程度の精度をもって全球規模での降雨分布 を把握できるようになる可能性が高い。降雨現象に 影響を与えていると考えられる地形特性としては地 形標高や斜面勾配,海岸距離,谷の開放度などが挙 げられるが,本研究では特に地形標高に着目してい る。なぜなら,降雨分布が地形標高に対して強い依 存性をもっていることが従来の研究より明らかにさ れているからである。例えば,山田ら(1995)は, 日本の山岳域に数 km から 10km 程度の間隔で配置 された地上雨量計による観測データをもとに,降雨 量分布と地形標高との関係について考察を行い,総 降雨量が大きくなるにしたがって地形標高への依存 性が高くなることを示している。また鈴木らの解析 (2000a, 2000b)によって「降雨分布の標高依存直 線」の存在が明らかとなった。これは,ある程度以

上の時間・空間スケールを持つ降雨分布を対象とし た場合には,地形標高と積算降雨量の層別平均値と の間に片対数グラフ上で明確な直線関係が成立する という極めて特徴的な降雨分布特性である。本研究 においても降雨分布の地形依存特性を定量化するた めの指標として,この降雨分布の標高依存直線に着 目する(詳細は第3章で述べる)。

ところで,このような降雨分布の地形依存特性に 関する研究においては,降雨分布の時空間スケール が重要な意味を持つ。例えば,沖ら(1990)は降雨 分布に対する地形効果が卓越する時間・空間スケー ルにはおよそ1対1の対応関係が成立しており,流 域スケール程度の空間スケールを想定した場合,地 形効果が卓越するのは一雨雨量~数日雨量の時間ス ケールにおいてであると結論している。しかしなが ら,そのような時間スケールでは地形効果は顕著と なるものの気象攪乱ごとに効果の現れ方が大きく変 動するためその特性を捉えることは困難である。そ こで,中北ら(1997,2000a)によれば,一雨雨量 よりもさらに長い時間スケール(月雨量程度)にお いて降雨分布に対する地形効果を解析した結果,気 象擾乱ごとの変動を越えた普遍的な降雨-地形関係 の存在する可能性が示唆されている。このことは, 降雨分布に対する地形効果の普遍性抽出のために は,複数の気象擾乱にわたるような長い時間スケー ル(週~月程度)にまでスケールを拡大して解析を 行うことが有効な手段であることを意味している。

一方,数値計算による降雨分布の地形依存特性に 関する研究として,沖ら(1990)は地形性強制上昇 域と多雨域が一致するとの仮定のもとで,大気の3 次元モデルを用いて流域内の地形性強制上昇域を算 定し,豪雨時の卓越風向を考慮することによって, 豪雨時の降水分布を定性的に推定可能であるとして いる。また,大石(1996)は雲の微物理モデルに2 次元の仮想的な地形条件を導入したシミュレーショ ンを行った結果,積雲の発達過程は,山岳の標高と 斜面勾配,及び一般風の強度により異なり,それに 伴って多雨域と山岳の位置関係も異なってくると結 論している。また,日比野(1995)も同様に,2次 元の仮想的な地形条件のもとでシミュレーションを 行い,降雨量及び降雨強度はともに,斜面勾配より も地形標高により大きく影響されることを示して いる。

以上の背景のもと,本研究では,降雨分布の確率 構造モデルの構築を目指して,降雨分布に対する地 形効果がどのようなメカニズムで発現するのか,気 象条件・地形条件・時空間スケール等によって効果 の現れ方がどのように異なるのかを明らかにするため,メソ気象モデル MM5 を用いた数値シミュレーションにより,降雨分布の標高依存直線をベースとした降雨-地形関係の解析を行う。

1.2 研究の概要とその特徴

前節において述べたように,本研究では数値シ ミュレーションによる降雨分布の地形依存特性の解 明を目的としている。降雨分布の標高依存直線に関 する鈴木ら(2001)の研究では降雨レーダーより得 られた降雨データを解析した結果,降雨分布に対す る地形効果の発現要因が,降雨の物理構造と深く関 わっていることが明らかとなった。そのため,降雨 分布の地形依存特性を明らかにするためには,降雨 の物理構造について,大気環境をも考慮にいれてよ リ詳細に解析する必要があるが,地上雨量計や降雨 レーダーからの情報のみでは,大気環境を考慮に入 れた解析を行うことには限界がある。

そこで,本研究では,メソ気象モデルによる数値 解析に取り組むことにより,地形効果発現のメカニ ズムの解明を試みる。すなわち,メソ気象モデルに よるシミュレーションを行うことで,降雨レーダー では得られない気温・水蒸気・風などの様々な情報に 基づいた,あらゆる角度からの解析が可能となる。 また,様々な地域や仮想的な地形条件で数値シミュ レーションを行うことにより,地形条件の違いを考 慮した降雨分布特性の解析が可能となる。

これらの解析によって,鈴木ら(2000a,2000b) の解析結果について,さらに詳細に考察することが 本研究の目的であり,最終的な目標となる「地形依 存特性を考慮した降雨分布構造モデル」の構築へと つながることを目指すものである。また,本研究で は基本的に現実に近い気象条件・地形条件によるシ ミュレーションを行うが,将来的には,仮想条件の シミュレーションによる降雨-地形関係のメカニズム の解明や,統計的特性の抽出を試みる予定である。 本研究はその前段階として,降雨分布の標高依存直 線をベースとした降雨-地形関係に関する新たな知 見を得ることが目的である。

2. メソ気象モデル MM5 とその適用条件

前章で述べたように気象モデルを用い,数値シ ミュレーションを行うことは,降雨-地形関係のメ カニズムの本質に迫ることができる有効な手段であ る。本章では本研究で用いる気象モデルThe Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model

Table 1 Model options for physical process used in the simulation of this paper.

Cumulus parameterization schemes	Grell scheme (Domain3) , None (Domain1, 2)
Planetary boundary layer schemes	MRF PBL scheme
Explicit moisture schemes	Mixed-phase ice scheme (Reisner)
Atmospheric radiation schemes	Cloud-radiation scheme
Ground temperature schemes	Five-Layer Soil model scheme

(MM5)の概要を説明する。本モデルは NCAR (National Center for Atmospheric Research)とペ ンシルバニア州立大学とで共同開発されてきている メソ気象モデルで,多方面の研究に多く用いられて いる。メソ気象モデルは対象とする現象のスケール により雲解像モデルとメソスケールモデルに大別さ れるが,MM5は後者のメソスケールモデルに属し, 雲解像モデルよりもやや大きなスケールの現象を捉 えるために用いられる。

2.1 計算条件

(1) モデルオプションの設定

物理過程 MM5 では様々な物理過程のオプション を選択できる。オプションを選択できる物理過程に は,雲物理,積雲パラメタリゼーション,地表面過 程,大気境界層,放射がある。本研究の目的が降雨-地形関係の解明であることから,ここでは,特に降 雨現象に影響を及ぼすと思われる雲物理及び積雲パ ラメタリゼーションのオプション設定について簡単 に解説する。

雲物理のオプションは,凝結過程,衝突併合過程, 融解過程などの微物理過程の条件を設定するための オプションであり,その設定により,雲,雨滴,氷 晶,雹,雪などの降水粒子の変化の過程が規定され る。オプションの種類としては,0 以下での氷晶 過程を考慮に入れないWarm Rain,0 の等温線 で凍結,融解を単純に行うSimple Ice,0 以下で 過冷却水が存在したり,同様に0 以上で融解しな い雪が存在するMixed Phase,Mixed Phase に降水 粒子として雹を加えた Goddar microphysics 等があ る。本研究では,雲解像モデルのように雹までを考 慮して雲の構造を詳細に捉えることは必要としない ので,雲物理オプションとしては Mixed Phase を 用いた。

次に,積雲パラメタリゼーションのオプションは, 雲物理を用いて格子点値として陽に表現できない 格子スケールよりも小さなスケールの積雲対流に よる降雨を,パラメータ化して陰に表現する方法 を設定するオプションである。様々な方法を選択で きるが,格子スケールに適しているものを用いる ことが重要である。本研究では,マニュアルの指示 に従って Domain1 (27km)には Grell の手法を用 い,Domain2(9km),Domain3(3km)では積雲パ ラメーターを用いなかった。Domain の設定につい ては後の格子間隔及び時間ステップの所で述べる。 Table 1 に地表面過程,放射,大気境界層も含め て,本研究で使用したオプション(Dudhia et al., 2001)を示す。

ナッジング MM5 では 4 次元データ同化手法の 1 つであるナッジングを用いることが可能である。こ のナッジングを用いることでモデルの精度をあげる ことができるため,本研究でも利用した。ナッジン グは,観測データを随時,観測時刻の予報モデルに 直接取り込むために,基礎方程式系に対して外部強 制項(ナッジング項)を付加するという時間的に連 続な(モデルの全てのタイムステップで連続)力学 的同化手法である。与えられる変数に対するナッジ ング項は,各格子点で計算されたモデル値 α と,観 測値 $\hat{\alpha}_0$ との差に比例している。変数 $\alpha(x,t)$ の予報 方程式の一般系をフラックス形で表すと,以下のよ うになる。

$$\frac{\partial p^* \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_{\alpha} \cdot W_{\alpha} \cdot \epsilon_{\alpha}(x) \cdot p^*(\hat{\alpha_0} - \alpha) \cdots (1)$$

ただし, $p_s \ge p_t$ をそれぞれモデル下端,上端での 気圧として, $p^* = p_s - p_t$ である。モデルの内部力 学項(移流項・コリオリ項など)の全ては, Fで, まとめて表されている。ナッジング項である右辺第 2項のナッジング係数 G_{α} は,第1項目 F の中の全 てのモデルプロセスに相対的なナッジング項の大き さを決めるものである。その空間的・時間的変化は, 解析に適用される水平,鉛直,時間荷重を特定する 4 次元荷重関数 W_{α} により,おおよそ決定される。 ϵ_{α} は 0~1 の範囲の値をとる解析品質係数である。 このナッジングを用いることにより,モデルの予報 値が観測データから大きく離れることがなくなり, モデルの精度をあげることができる。本研究では観 測データとして次項で述べる境界条件の設定と同様 に,6時間毎の GPV データを与えるものとした。



Fig. 1 Schematic of 16-point, 2-dimension paraboric interpolation.



Fig. 2 Schematic of one-dimension overlapping paraboric interpolation.

Two-way ネスティング 初期値や境界条件に用い るデータの格子スケールが,解析対象とするスケー ルよりも大き過ぎるという問題に対処するために ネスティングと呼ばれる手法を用いることができ る。その手法とは解析対象の領域である fine domain (F.D.)を含むより大きなスケールの coarse domain (C.D.) で先に計算した値を境界条件とし F.D. で計 算を行うというものである。また,ネスティングに は,先にC.D.での計算を全ての計算時刻について 行った後に, F.D. の初期値と境界条件を作成して, F.D. での計算を行う One-way nesting と C.D. と F.D.の計算を同時に行い,全ての時間ステップで相 互に計算結果を受け渡す Two-way nesting の2種 類が存在する。MM5 では後者の Two-way nesting を容易に用いることができるため,本研究において も採用した。

ここで, MM5 における Two-way nesting につい て詳しく解説する。MM5 では F.D. と C.D. の格子 間隔の比は 3 に限定されており, それ以外の格子間 隔比では Two-way nesting を行うことができない ので,はじめに格子データを作成する時には注意が 必要である。また, F.D. と C.D. では計算の時間ス テップの比も 3 に限定されており, C.D. で 1 step 計算するごとに, F.D. の境界条件を作成し, F.D. では 3 step 計算することになる。また, F.D. で計 算した値を C.D. にフィードバックするときには, ノイズが生じないように平滑化を行っており, 平滑 化手法として,本研究では 1-point feedback with smoother-desmoother (Dudhia et al., 2001)を用



Fig. 3 Target regions of the simulation in this paper.

いている。この手法は, F.D. と C.D. で重複する地 点でデータをフィードバックし, その時に, ノイズ を生じさせやすい短波を除去し,影響の少ない長波 だけを残すという手法である。

格子間隔及び時間ステップ 積雲対流を本質的に捉 えるならば数百 m のグリッドでの計算が必要とな る。しかし,本研究ではそのような細かいグリッド で詳細な雲の構造を捉えることは目的としていな い。また,計算機上の制約からも数百 m のグリッ ドで計算することは不可能であるため,本研究で は解析対象となる Domain3 の空間スケールに 3km のグリッドを採用した。また,次項で説明するよう に初期値及び境界条件に用いたデータのスケールが 80km のグリッドであることから,モデルグリッドと 極端な差が生じないようにするため,27km,9km, 3km のグリッドによる 3 段階のネスティングを行 うこととした。今後,それぞれを粗い領域から順に Domain1,Domain2,Domain3 と呼ぶことをここ に断っておく。

また,計算の時間ステップはマニュアルの指示に 従い,時間ステップ(秒)が格子間隔(km)の3倍 になるように設定した。また,前項で述べたように Two-way nesting ではF.D. と C.D. の時間ステップ 比が3に限定されているために,各 Domain の時間 ステップは Domain1 が 81 秒, Domain2 が 27 秒, Domain3 が 9 秒と設定した。

(2) 初期値場の設定方法

初期値及び境界条件 本研究では,初期値及び境界 条件には GPV (Grid Point Value)情報を用いるこ

	Domain1 (27km)	Domain $2 (9 \text{km})$	Domain3 (3km)
Kyushu	60 × 60	64 × 64	61 × 61
Kinki	60 × 60	64 × 64	70 × 61
Shikoku	60 × 60	64 × 64	64 × 76
Chubu	60 × 60	64 × 64	76 × 61

Table 2 Number of grids in each Domain and region.

Table 3 Simulation cases compared with each other for verification.

	Cases with high accuracy		Cases with low accuracy	
Name of regions	Number of cases	Period of simulations	Number of case	Period of simulation
Kyushu	Case1	1999.7.25 - 26	Case5	1999.6.18 - 19
Kinki	Case2	1998.10.16 - 17	Case6	1999.8.10 - 11
Shikoku	Case3	1998.7.25 - 26	Case7	1998.9.24 - 25
Chubu	Case4	1999.6.29 - 30	Case8	1998.6.21 - 22

ととする。GPV 情報とは,気象庁の数値予報モデ ルにより計算された予報結果を,物理量の格子点値 情報として気象庁から配信されているものである。 GPV 情報からは物理量として,気圧,風速,気温, 湿度などを等圧面上の値として得ることができる。 また,本研究では,GPV 情報の中でも特にRSM 航 空データを用いた。RSM 航空データからは 80km 間隔の格子状データが地上から対流圏界面の高さま で得られ,日本時間の毎日9時,21 時を初期時刻 として24 時間後までの3 時間ごとの予報値を得る ことができる。

本研究では,GPV 情報のジオポテンシャル高度, 気温,風速,湿度のデータよりモデルの初期値とな る内挿データを作成した。また,側面境界条件とし ては,6時間おきのGPV 情報を線形的に空間内挿 し,さらに時間的に線形内挿して連続的にモデルに 与えている。6時間おきのデータのみを用いたのは, GPV データが12時間ごとの初期値以外は予報値で あるために,9時間後の予報値と12時間後の観測 値との間に大きな隔たりが存在する可能性があり, そのとき,計算が不安定になることを懸念したから である。

地形標高データ 地形標高データにはUSGS(U.S. Geological Survey)提供の緯度・経度 30 秒(約 0.925km)及び2分(約3.70km)の分解能のデー タを用いた。Domain3には30秒,Domain1,Domain2には2分のデータを用いている。これらの 地形標高データから,モデル内での地形標高を作 成するための内挿手法(Guo and Chen,1994)に は16-point, 2-dimension paraboric interpolation (Fig. 1)を用いている。この手法はOne-dimension overlapping paraboric interpolation (**Fig. 2**)によ **り**,まずX方向に4回内挿を行った結果得られる4 地点について,さらにY方向に1回内挿を行うと いうものである。

解析対象期間及び解析対象領域 降雨分布に対する 地形効果が数週間や数ヶ月といった長期の時間スケー ルでなければ影響が現れないとすれば,本研究の数 値シミュレーションも同じように長期間にわたり連 続して行わなければならない。しかし,第3章でも述 べるように鈴木ら(2001)などの従来の研究によっ て,日雨量程度でも,降雨に対する地形効果がある 程度発現することが明らかになっている。また一方 で,モデル自体が長期間のシミュレーションに耐え うる精度を有しているのか、といった問題も存在す る。そこで本研究では,1事例を2日間として複数の 事例に対してシミュレーション行い,主に日雨量程 度の降雨分布の変動特性の解析を行った。解析対象 期間の選択にあたっては、AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System) 観測値 に基づいて比較的降雨量が多い期間を選択した。解 析対象期間は1998年から1999年である。また気象 モデルでは一般に,計算開始直後は降雨現象が正確 に表現できないスピンアップの問題が生ずる。その ため,本研究では最初に3時間を助走期間として設 けた。すなわち,1事例につき48時間(2日)+3 時間の数値計算を行い,最初の3時間の降雨情報は 解析対象から除外するものとした。

また本研究では,地形条件による降雨分布の地形 依存特性の違いを解析するために,九州南部,近畿 南部,四国,中部の4地域においてシミュレーショ ンを行った。Table 2に各地域各 Doaminの設定格



Fig. 4 Simulation results with high accuracy in the reproduction of rainfall (distributions of two-daysaccumulated rainfall amount (mm)). The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.



Fig. 5 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) in Domain2 of Case3. The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.

子数を, Fig. 3 に各地域の設定領域を示す。

(3) シミュレーションによる降雨分布の再現精度 本節では、シミュレーション結果と観測値を比較 することにより、モデルによる再現精度の検証を行 う。再現精度を正確に検証するためには、気温、湿 度、風など様々な観点から調べる必要があるが、本 研究ではあくまでも、数値シミュレーションによる 降雨分布の地形依存特性の解明を目的としており、 大気場の正確な再現が目的ではない。そこで、ここ では降雨という観点からシミュレーション精度の検 証を行う。比較検証に用いたのは AMeDAS と深山 レーダ雨量計による観測値である。

AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System)とは全国 840 箇所 (降水量のみ を観測しているところを含めると 1300 箇所)の観測 所で1時間ごとの地上観測値として,降水量,気温, 日照時間,風速を記録しているものである。また, 近畿地方を観測対象とする降雨レーダーである国土 交通省深山レーダ雨量計では,水平分解能1.5km, 鉛直分解能1kmの3次元降雨情報が5分間隔で得 られる。その中で本研究では断面高度3.5kmの降 雨情報を検証に用いた。

比較検証の対象とした事例を Table 3 に示す。は じめに,比較的再現精度の高かった Case1 ~ Case4 の事例について,シミュレーション結果と AMeDAS による観測雨量の2日積算降雨量の分布を Fig. 4 に示す。ただし,AMeDAS による観測雨量は内挿 処理を施して表示している。

同図より,地点ごとの降雨量など細かな視点でみ ると再現精度が高いとはいえないが,多雨域の場所 など領域全体の傾向としては比較的高い精度を示 していることが分かる。さらに,より大きな領域ス ケールで分布の傾向の比較を行うために Case3 の Domain2 における降雨分布を Fig. 5 に示す。ただ し,このように再現精度の高い事例ばかりではなく, 降雨域の場所等がほとんど一致しない事例も存在す る。Fig. 6 に再現精度の低かった Case5 ~ Case8 の 2 日積算降雨量の分布を示す。しかしながら,この ような降雨分布としての再現精度が低い事例におい ても,雨が実際に降っているような事例では,量や 場所に違いはあるものの,ほぼ間違いなく降雨が発 生していることが確認された。

次に,2日積算の分布で再現精度がかなり高かっ



Fig. 6 Simulation results with low accuracy in the reproduction of rainfall (distributions of two-days-accumulated rainfall amount (mm)). The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.

た Case2 について,期間中の3時間間隔の積算分布 の様子を Fig. 7 に示す。AMeDAS による観測雨量 との比較では,1日目はある程度の差はみられるも のの比較的再現精度を保っているといえる。しかし, 2日目の午前中の分布を見ると,AMeDAS 観測雨量 では西部に強い雨が降っているが,シミュレーショ ン結果の同時間帯はほとんど雨が降っていない。こ のように2日積算というスケールでみると再現精度 の高い事例でも,時間スケールになると精度が低く なるような事例も多く見られた。

本研究では,初期条件・境界条件として水平距離 分解能 80km, 鉛直 12層(およそ 1000m 間隔)と いう比較的粗いデータを与えたにも関わらず,日雨 量というスケールで見たとき, MM5 はある程度降 雨分布を再現できる能力を持つことが確認できた。 すなわち,降雨域・降雨量を正確に一致させる事は 困難であるが、マクロな視点でみたとき、適切な初 期条件・境界条件,モデルオプションの下では,比 較的高い精度で降雨分布を再現することが可能であ るといえる。また、この程度の精度があれば、降雨-地形関係を明らかにするという本研究の目的を達成 することができると考える。なぜならば,たとえ現 実の降雨を再現できなくとも, それは空間的時間的 に粗いGPV データを用いることによって生じた初 期値場のもつ誤差が最大の要因となって正確に大気 場が再現されていないのであり,モデル内の物理現 象としては正しい振る舞いを示していると考えるこ

とが可能だからである。第3章以降では,MM5の 再現精度が信頼に足るものであるとして解析を行っ ていく。

3. シミュレーションによる時間積分過程の解析

本章では,降雨分布の地形依存特性の特徴的な性 質である「降雨分布の標高依存直線」の概要を述べ るとともに,降雨の分布特性を理解する上で欠かす ことのできない「降雨分布の時間積分過程」につい て,鈴木ら(2000b,2001)の解析をもとに説明す る。これらの概念は,本研究における降雨-地形関 係の解析のベースとなるものである。その上で,シ ミュレーションに基づいた降雨分布の標高依存直線 の解析を行うとともに,標高依存直線の観点から, シミュレーションによる降雨-地形関係の再現精度 の検証を行う。次に,仮想的な地形条件を導入し, 地形解像スケールの違いによる時間積分過程への影 響について解析を行い,降雨分布に対する地形効果 と地形解像スケールとの関係を明らかにする。

3.1 降雨分布の標高依存直線及び時間積分過程

(1) 降雨分布の標高依存直線について

はじめに,深山レーダ雨量計による観測雨量をも とに,その解析対象領域内(約240km×約240km) の全地点(3km グリッド)における降雨量を,横軸 に地形標高,縦軸に積分降雨量をとって,グラフにプ



Fig. 7 Three-hours-accumulated rainfall amount (mm) during the period of Case2 on the basis of simulation and observation.

ロットしたものが Fig. 8 である。ただし, 縦軸は対 数軸とし,時間積分後の領域平均降雨量(Regional Average Rainfall; R.A.R.) で地点降雨量を正規化し て表示している。ここで,地形標高を適当な間隔で 層別化し,各標高区分内における積分降雨量の空間 平均値をプロットすると図中の赤丸で示すように相 関係数0.9以上の明確な直線関係が成立する。この 直線関係を鈴木ら(2001)は「降雨分布の標高依存 直線 (Dependence Line on Topographic Elevation; DLTE)」と呼び,同直線に基づいて降雨-地形関係 の解析を行っている。それによれば,標高依存直線 は R.A.R.=50~100mm 以上において成立すること が示されている。また,同様な関係が降雨レーダー 情報に基づいた九州南部の降雨分布においても成立 しており,近畿地方固有の特性でないことが確認さ れている。そこで,本研究においても,降雨分布の 地形依存特性を定量化するための指標として標高依 存直線に着目する。なお、地形標高の層別化の間隔 については鈴木ら(2001)と同様に間隔100mを用 いるものとする。

(2) 降雨分布の時間積分過程について

第1章において述べたように,従来の降雨分布 に関する研究から,短い時間スケール(一雨雨量程 度)における降雨分布には地形効果がみられるもの

の,一雨ごとに様々な変動を示すためにその特性を 捉えることは困難であるが、比較的長い時間スケー ル(週~月雨量程度)になると、より普遍性の高い 降雨-地形関係が成立するようになることが明らかと なっている。すなわち,降雨の分布特性は積分時間 スケールによって異なった特性を示すと考えること ができる。このように降雨の分布特性が時間積分と ともに変化する過程を鈴木ら(2001)は「降雨分布 の時間積分過程」と呼び,そのモデル化に取り組ん でいる。標高依存直線に基づいた鈴木ら(2001)の 解析によれば,降雨分布の時間積分過程はFig.9の 概念図に示すように三段階に分けて考えることがで きると結論されている。そこでは,各段階が時間雨 量,日雨量,月雨量程度の時間スケールにおよそ対 応し,第一境界スケールはおよそ R.A.R. = 50mm ~100mm, 第二境界スケールはおよそ R.A.R. = 200mm~250mm となることが示されており, さら に各段階の降雨分布特性は以下のように説明されて いる。

- 第一段階(時間雨量程度)では,降雨分布の変 動が激しいために標高依存直線が成立せず,降 雨分布に対する普遍的な地形効果を見いだすこ とはできない。
- 2. 第二段階(日雨量程度)になると,依然として 降雨分布の変動は大きいものの標高依存直線が



Fig. 8 The relation between accumulated rainfall and topographic elevation on the basis of rainfall observed by Miyama radar raingauge in the Kinki region of Japan.

成立し,降雨分布に対する地形効果が発現する。

 第三段階(月雨量程度)では,標高依存直線周 りの降雨分布のばらつきが小さくなりほぼ一定 値に収束することによって,明確な地形効果が 発現する。

このように,降雨-地形関係の解析を行う際には常 に降雨の積分時間スケールを意識して解析すること が大切である。

3.2 降雨分布の標高依存直線の解析

先に述べたように,降雨分布の標高依存直線は, 降雨レーダーによる観測雨量をもとに近畿地方およ び九州南部において成立することが確認されている。 この標高依存直線が数値シミュレーションによる降 雨分布においても成立するのかは,非常に関心のあ る事柄である。なぜならば,これまでに確認された 標高依存直線は,レーダーの観測誤差(グランドク ラッタ)の影響によって成立する擬似的な関係であ る可能性があること, また, 最近の TRMM/PR を 用いた研究で,他の地域においても標高依存直線の 成立が確認されつつあるが,あらゆる地域で成立す るような普遍的な関係なのかどうかなど,確認すべ き課題が残されているからである。このような理由 から、メソ気象モデルを用いた数値シミュレーショ ンにおいても降雨分布の標高依存直線の成立が確認 されるかどうか, すなわち, 降雨現象を純粋に物理 的側面から捉えた場合でも標高依存直線が成立する のかどうかを検証することはまず本研究において取 り組むべき課題である。

シミュレーションによる標高依存直線 はじめに, 前章で述べたように4地域で2日間ごとに行ったシ ミュレーション結果に対して,各地域における地形 標高と2日積算降雨量の関係を示したグラフを2日 積算降雨量の分布とともにFig.10に示す。ただし, 領域面積(プロット数)の違いによる影響を避ける



Fig. 9 Schematic of the Temporal Accumulation Process of Rainfall distribution (TAPR).

ため,各地域ともグリッド数が60×60(180km× 180km)となるように領域を限定してプロットして いる。同図より、どの事例においても地形標高およ び積算降雨量の層別平均値(図中の赤丸)に明確な 直線関係,すなわち,標高依存直線が成立している ことがわかる。さらに,事例により,標高依存直線 の傾きおよび標高依存直線周りのばらつきに違いは あるものの,積算降雨量がある程度以上の値をもつ 他の事例においても標高依存直線の成立を確認する ことができた。すなわち,シミュレーションにおい ても標高依存直線が再現されることが明らかになっ た。したがって,降雨レーダーによる観測雨量をも とに成立する標高依存直線も観測誤差の影響ではな いことを,間接的に示すことができた。また,近畿 地方および九州南部に限らず日本の他の地域でも標 高依存直線が成立することを示すことができた。

次に,各地域の標高依存直線の特徴の違いを捉え るために,各地域毎に15事例全てを積算して30日 積算降雨量の分布を求め,その地形標高との関係を Fig. 11に示す。同図より,各地域で標高依存直線 の傾きに差があり,近畿地方で傾きが最も大きく, 中部地方では最も傾きが小さくなっている。すなわ ち,近畿地方では降雨分布の標高依存性が相対的に 高く,中部地方では依存性が低いと言える。このこ とは,地形特性や気候特性の違いから,降雨分布に 対する地形効果が強い地域と弱い地域があることを 示している。

標高依存直線の成立条件 標高依存直線の成立条件 について,鈴木ら(2001)は回帰直線の相関係数を 1つの指標として解析を行った結果,標高依存直線 はR.A.R. = 50mm~100mm以上で成立すること を示している。しかしながら,回帰直線の傾きが小 さい場合には相関係数の値が必然的に小さくなる など,直線関係が成立していることを示す指標とし ては若干の問題があった。そこで,本研究では,標 高依存直線に対する積算降雨量の層別平均値(図中



Fig. 10 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures).

の赤丸)の RMSE (平均二乗誤差平方根)を標高 依存直線の成立不成立を判断する新たな指標とし て用いる。例として,明らかに標高依存直線が成立 している Fig. 10(a)の九州地方における事例では RMSE = 0.0784 となるなど,様々なケースに対し て RMSE を計算した結果から「RMSE が 0.1 を下 回るとき」標高依存直線が成立しているとみなせる と判断した。そこで,各15事例について標高依存 直線の成立条件である 0.1 を下回る割合と R.A.R. との関係を示したものが Fig. 12 である。ただし, サンプル数がほぼ等しくなるように R.A.R.を適当 な間隔で区分分けし,各区分ごとに割合を計算し た。同図から,地域により標高依存直線が成立する



Fig. 11 The relation between thirty-days accumulated rainfall amount and topographic elevation on the basis of simulations.



Fig. 12 The relation between regional average rainfall and the percentage of the cases where RMSE to DLTE is under 0.1.

R.A.R. すなわち積分時間スケールに大きな差がある ことがわかる。すなわち,近畿と四国ではR.A.R. = 30mm ~ 50mm という比較的小さい時間スケールで 標高依存直線が成立するのに対し,九州と中部では R.A.R.≥100mm という程度まで積分時間を要して いる。このように,地域によって降雨分布に対する 地形効果が発現し,標高依存直線が成立するのに必 要な積分時間スケールが異なることが明らかになっ た。また,R.A.R.≥100mm であればほぼ標高依存 直線が成立しており,時間積分過程の第1境界ス ケールは50mm から100mm であるという従来の研 究の成果とも一致することが示された。

地形依存特性の再現精度 降雨分布の標高依存直線 という観点から,シミュレーションおよび深山レー ダ雨量計より得られた降雨分布の比較を行う。近畿 地方の事例について地形標高と2日積算降雨量の 関係を Fig. 13に示す。ただし,シミュレーション の領域に合うように深山レーダーの領域を限定して プロットしたが,空間解像スケールの違いによりプ ロット数が異なっている。同図(a)は標高依存直線 の傾きの大きかった99年9月14日の事例,同図 (b)は傾きの小さかった99年6月29日の事例であ



Fig. 13 The relation between two-days-accumulated rainfall amount and topographic elevation in the Kinki region of Japan on the basis of simulations and observations by Miyama radar raingauge. The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by Miyama radar raingauge.



Fig. 14 The slopes of DLTE computed on the distributions of two-days-accumulated rainfall amount in the Kinki region of Japan on the basis of simulations and observations by Miyama radar raingauge.

る。同図によると,両者の標高依存直線の傾きが比 較的よい対応を示していることがわかる。そこで, レーダー観測雨量のデータが得られなかった98年 6月を除く近畿地方の全事例について両者の傾きを 比較したグラフをFig.14に示す。同図より,いく つかの事例を除けば,両者が比較的よい対応を示し ているといえる。このことは,降雨量・降雨域を詳 細に比較した場合にはそれほどモデルの再現精度が 高くなくとも,領域の平均的な降雨-地形関係を示 す指標である標高依存直線という観点に基づけば, シミュレーションによって現実の降雨分布のもつ地 形依存特性が比較的よい精度で再現されることを意 味している。

3.3 降雨分布の時間積分過程の解析

第3章1節に述べたように,降雨の分布特性は積 分時間スケールによって異なった特性を示し降雨分 布の時間積分過程と呼ばれており,時間積分過程は R.A.R. = 50mm~100mm および R.A.R. = 250mm



Fig. 15 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions which have regional average over 100 mm.

Table 4Simulation cases for the analysis of TAPR.

Region	Period
Kyushu	99.7.2 - 7.3
Kinki	98.9.15 - 9.16
Shikoku	98.10.16 - 10.17
Chubu	98.6.13 - 6.14

~ 300mm を区切りとして 3 段階に分けて考えるこ とができる。前節では第1ステージから第2ステー ジへ推移する過程に着目して解析を行った結果,降 雨分布の標高依存直線が成立するのに必要な積分時 間スケールが R.A.R. = 50mm~100mm であると いう従来の研究結果と一致するシミュレーション結 果を得ることができた。第2境界スケールについ て鈴木ら(2001)は降雨-地形関係の変動の大きさ を意味する標高依存直線周りの変動係数に着目して 解析を行い,領域平均降雨量の増加とともに変動が 徐々に小さくなり,やがて一定の値に収束するとい うことを明らかにしている。そこで,本節では第2 ステージから第3ステージへ推移する過程に着目し, 鈴木ら(2001)の解析と同様な結果が得られるかに ついてシミュレーションによる時間積分過程の解析 を行う。

はじめに,各地域15事例ずつ行ったシミュレー ションにおいて2日積算降雨量が100mm以上であっ た事例について標高依存直線まわりの変動係数の推 移の様子をFig.15に示す。同図から,どのケース においても降雨-地形関係の変動が積算降雨量の増 加とともに,次第に収束していく様子がみてとるこ とができ,シミュレーションによる降雨分布におい ても時間積分過程の概念が成立することが確認でき た。しかし,降雨-地形関係の変動が収束するまで



Fig. 16 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Kyushu region of Japan, 99.7.2 - 7.3).

に必要な積分時間のスケールや, 収束後の変動の大きさなどは, 同地域においても事例による差が大きく, 地域による有意な差を明らかにするまでには到らなかった。

次に,地域による違いとは別の視点から時間積分 過程について解析を行う。第一章で述べたように, 降雨-地形関係の解析では両者の時空間スケールが 重要な意味をもつ。この場合のスケールには、対象 領域の空間スケール,地形の空間解像スケール,

降雨分布の空間解像スケール, 降雨分布の時間 積分スケール(時間解像スケール)の4つの意味が あると考えられる。その中で,本研究では, 地形 の空間解像スケールに着目し,解像スケールが異な る地形条件を導入したシミュレーションを行い,地 形解像スケールが降雨-地形関係に及ぼす影響につ いて解析を行う。地形条件としては,本研究で通常 用いている解像スケール3kmの地形の他に,解像 スケール9km および27kmの地形を用い,各地域 に対して,Table 4の事例を含めた3事例のシミュ レーションを行った。



Fig. 17 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Kinki region of Japan, 98.9.15 - 9.16).

まず, Table 4の事例について Fig. 16~Fig. 19 に解像スケール 3km, 9km および 27km の地形に 対する2日積算降雨量の分布および地形標高と2日 積算降雨量の関係を, Fig. 20には Fig. 15と同様 に標高依存直線まわりの変動係数の推移の様子を示 す。ただし, Fig. 16~Fig. 19の海岸線はモデル 内の海岸線ではなく,別のデータを基にして表した ものである。Fig. 16~Fig. 19 からどの地域にお いても解像スケール 3km の地形と 9km の地形には 大きな差はみられないが,解像スケール27kmでは 地形が平滑化の影響を強く受けて解像スケール 3km および 9km の地形とは大きく異なっていることが わかる。また,2日積算降雨量の分布も地形解像ス ケールの違いにより少しずつ異なっているが,地形 標高のように地形解像スケール 3km および 9km に 対して解像スケール 27km で大きく異なっている ということはなく, 解像スケール 3km, 9km およ び27kmに対してそれぞれ少しずつ異なっている。 Fig. 20 からは,降雨-地形関係の変動が収束する までの時間スケールに地形解像スケールによる有意



Fig. 18 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Shikoku region of Japan, 98.10.16 - 10.17).

といえる差異はみられないが,九州と近畿では地形 解像スケール27km で降雨-地形関係の変動が収束 していくスピードが遅く,地形解像スケールによっ て変動が収束する傾向に差が生じていることがわか る。収束の傾向が異なるということから,収束まで の時間スケールにも違いがある可能性が考えられる が,本研究の結果からはそのような違いはみられな かった。その理由として,各地域の事例数が3事例 と十分な数とはいえず,統計的な解析が行えていな いことが考えられる。今後の課題として,事例数を 増やし地形解像スケールと変動が収束するまでの時 間スケールとの関係について統計的に解析を行う必 要がある。

しかし, Fig. 20からは他の特徴的な違いをみる ことができる。降雨-地形関係の変動が収束したと き,九州と近畿では地形解像スケール27kmが最も 降雨-地形関係の変動が大きいのに対し,四国と中 部では地形解像スケール27kmが最も降雨-地形関 係の変動が小さくなっている様子がみてとれる。各 地域3事例ずつ行ったシミュレーションにおいて,





Fig. 19 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Chubu region of Japan, 98.6.13 - 6.14).



Fig. 20 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions in the cases of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution.

同様な関係は九州の1事例について成り立たないだけで,他の事例では全て成り立っていた。このことから,地域によって地形解像スケールによる降雨-

Table 5Variation of the relation between rainfall distributon and topographic elevation varying with topographic resolution (3 km - 9 km).

Region	Topographic resolution		
	$3, 9 \mathrm{km}$		$27 \mathrm{km}$
Kyushu, Kinki		~	
Shikoku, Chubu		\searrow	

Table 6Variation of the relation between rainfall distribution and topographic elevation varying with topographic resolution (3 km - 56 km) in the Shikoku and Chubu region.

Topographic resolution				
$3, 9 \mathrm{km}$		$27 \mathrm{km}$		$56 \mathrm{km}$
	\searrow		~	

地形関係への影響が異なることがわかる。ただし, どの地域においても地形解像スケール 3km と 9km では降雨-地形関係の変動にほとんど差が見られな かったため,各地域における降雨-地形関係の変動 の大きさは,地形解像スケールによって Table 5 に 示すような変化を示している。

まず, Fig. 20 に示したように地形解像スケール 27km が地形解像スケール 3km よりも収束後の変 動が大きかった九州と近畿の両地域では, Fig. 16 および Fig. 17 からもわかるように解像スケール 27kmの地形では標高が全体的に小さくなっていて, 最高標高が1000m以下となっている。これは,こ れらの地域における山岳のスケールが小さいため に,解像スケール27kmでは多くの山岳が平滑化さ れてしまったからである。ただし,ここでの山岳の スケールとは単に標高だけ考えるのではなく,連峰 性,単峰性といった空間的な広がりをもつスケール のことを意味する。また標高が小さくなったことに よる標高の区分数の減少が変動の収束に影響を及ぼ している可能性が考えられるために,区分数を解像 スケール 3km の場合と同数にして変動係数を新た に求めたところ,0.01~0.015 程度小さくなった程 度で大きな変化はなかった。このことから,降雨-地形関係の変動に影響を及ぼした原因は以下のよう に説明することができる。これらの地域では山岳ス ケールが小さく, そのため解像スケール 27km では 平滑化の影響を強く受けて領域内の山岳の多くが平 滑化されてしまった。その結果,山岳による降雨分 布に対する地形効果が小さくなり,降雨-地形関係 の変動が大きくなったと考えることができる。

一方, Fig. 18 および Fig. 19 に示した四国と中 部では,降雨-地形関係の変動が地形解像スケール



Fig. 21 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 56 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures).



Fig. 22 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions in the cases of 3 km, 9 km, 27 km and 56 km of topographic resolution.

27kmにおいて最も小さくなったが,その原因は以下のように説明することができる。これらの地域で も平滑化によって標高は若干小さくなっているものの,依然として標高の最大値は四国で1200m,中部 で2000mとなっており九州・近畿ほどは平滑化され ていない。比較的山岳のスケールが大きいために, 解像スケール3kmの地形では,起伏の激しい細か な地形が降雨-地形関係にノイズとして働き,降雨 分布の変動を増大するような影響を与えるのに対し て,解像スケール27kmの粗い地形においては,そ のようなノイズが除去されているために,降雨-地 形関係の変動が小さくなると考えることができる。

次に,四国と中部の両地域において,地形解像ス ケール27kmよりもさらに大きな解像スケールの地 形が降雨-地形関係に与える影響を明らかにするた め,解像スケール56kmの地形を用いてシミュレー ションを行った。Table 4の事例についてFig. 21 に地形解像スケール56kmのケースの2日積算降雨



Fig. 23 Number of grids in each class of elevation, excluding sea grids. Topographic resolution is 3 km - 27 km in the Kyushu and Kinki region, and 3 km - 56 km in the Shikoku and Chubu region.

量の分布および地形標高と2日積算降雨量の関係を, Fig. 22 に標高依存直線まわりの変動係数の推移を 示す。Fig. 22 より降雨-地形関係の変動が地形解像 スケール56km では解像スケール27km よりも大き くなっていることがわかる。ここで,Table 5 と同 様にTable 6 に地形解像スケールによる降雨-地形 関係の変動の大きさの変化を示す。このことから, 解像スケール27km では変動が小さくなったこれら の地域でも,解像スケール56km では,九州と近畿 の両地域において解像スケール27km で変動が大き くなったのと同じ理由で,変動が再び大きくなった と考えることができる。

ここで,山岳スケールを表す1つの指標として標 高層別地点数を表したものを Fig. 23 に示す。同図 の地形解像スケール3kmのグラフより九州および 近畿では標高が高くなるにつれて地点数が大きく減 少しているのに対し,四国および中部では先の2地 域ほど標高が高くなっても地点数が減少していない ことがわかる。このことは九州および近畿は周囲に 広がりを持たない単峰性の山岳が中心となっている 地域,つまり山岳スケールが小さい地域であること を意味する。また,四国および中部は標高の高い地 点が連なっている地域,つまり山岳スケールが大き い地域であることを意味している。このことからも 九州および近畿を山岳スケールが小さい地域,四国 および中部を山岳スケールが大きい地域と区分する ことが適当であると示された。また,Fig.23より 九州および近畿では地形解像スケール27km,四国 および中部では解像スケール56kmになると最高標 高が大きく減少しており,それまでのグラフと比べ て大きく変化していることがわかる。これらの解像 スケールは降雨-地形関係の変動が大きくなった解 像スケールと一致しており,同解像スケールになり 平滑化の影響を強く受けて領域内の山岳の多くが平 滑化されてしまったことがグラフからも示されたと いえる。

以上のように降雨分布に対する地形効果の大きさ は地形解像スケールによる影響を受けて変化し,そ の影響の受け方は対象地域の山岳スケールに依存 することが示された。すなわち,九州・近畿などの 山岳スケールが小さい地域では比較的小さい解像ス ケールの地形において最大の地形効果が現れるのに 対し,四国・中部といった山岳スケールの大きい地 域では,相対的に大きな解像スケールの地形におい



Fig. 24 Simulation results of two-days-averaged horizontal wind speed (m) and vertical wind speed (m) in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).



Fig. 25 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).

て最大の地形効果が現れると考えられる。今後,さらに様々な事例に対してシミュレーションを行い,統計的な観点から,地形解像スケールが降雨-地形関係に与える影響を明らかにしたい。

4. 風向・風速場を考慮した降雨-地形関係の解析

本章では,地形効果発現のメカニズムを明らかに するため,大気環境のなかでも特に風向・風速場が 降雨-地形関係に及ぼす影響について解析を行う。降 雨-地形関係を定量化するための指標として,第3章 で述べた降雨分布の標高依存直線に着目し,水平風 速および風向が標高依存直線の傾きやその周りの分 布のばらつきに与える影響を明らかにする。

4.1 水平風速が降雨-地形関係に及ぼす影響

一般に,風の進行方向に山岳が存在すれば,山岳 が障害となって風の流れが妨げられるとともに,山 岳に沿って上昇気流が発生する。さらに,この上昇 気流がきっかけとなって対流が発達し,やがて降雨 現象に至る。すなわち,山岳に沿う上昇気流の強さ は水平風速の影響を強く受け,さらにはその影響が 降雨現象にまで及ぶと考えられる。そこで,本節で は,水平風速が降雨-地形関係に与える影響につい



Fig. 26 Simulation results of the relation between two-days-accumulated rainfall amount and topographic elevation in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).



Fig. 27 The relation between the two-days-averaged horizontal wind speed and the slope of DLTE on two-days-accumulated rainfall distributions.

て解析を行う。

水平風速と標高依存直線の傾きの関係 はじめに, 2日間のシミュレーションを行った事例の中での標 高依存直線の傾きが大きいケースとして九州の 98 年6月13日~14日の事例(Case1), 傾きが小さい ケースとして同じく九州の 98年 10月6日~7日の 事例(Case2)に着目し,これら2事例における2日 間の平均水平風速と平均鉛直風速の分布を Fig. 24 に示す。また, Fig. 25 には両ケースの2日積算降 雨量の分布を, Fig. 26 には地形標高と2日積算降 雨量の関係を示す。ただし、地形と等圧面が交差し ないように Fig. 24 では 800hPa 面上の風速を対象 とし,水平風速については30km 間隔の値を表示し た。また,2日間の平均風速とは,モデルからの3 時間間隔の出力を地点ごとに平均した風速とし,今 後,風速に対する時間平均はすべて2日間の平均風 速を意味するものとする。

はじめに Fig. 24 左図より,標高依存直線の傾き の大きいケース1 では水平風速が強く,斜面の風上 側で強い上昇流が発生していることがわかる。その 結果, Fig. 25 左図のように山頂をピークとした降

	C.C.	Slope	Intercept
Kyushu	0.778	4.78×10^{-5}	-5.18×10^{-4}
Kinki	0.495	$3.07 imes 10^{-5}$	-2.34×10^{-4}
Shikoku	0.585	$3.59 imes 10^{-5}$	-2.90×10^{-4}
Chubu	0.831	2.06×10^{-5}	-2.17×10^{-4}

Table 7Corelation coefficient (C.C.), slope and in-
tercept of the regression line in H-S relation.

雨分布になっている。対して, Fig. 24 右図に示した 傾きの小さいケース2では水平風速が弱く,地形に 起因した上昇流が発生しておらず,地形とは関係の ない南西の海上に強い上昇域がみられる。その結果, Fig. 25 右図のように降雨分布としても南西の海上 が多雨域となっている。このことから,上昇流の強 い地域と多雨域とは比較的よい対応を示すことがわ かる。水平風速が強ければ上昇流も地形に強く依存 するようになり,降雨分布としても地形の影響を強 く受け,標高依存直線の傾きが大きくなると考えら れる。このことから,水平風速の強さと標高依存直 線の傾きとの間に強い相関があると考えられる。水 平風速が強い場合には山岳の影響による地形性上昇 流も強くなり,強い対流が発生する。したがってこ の対流により発生する降雨は地形の強い影響を受け ていると考えられ,詳細なメカニズムは明らかでな いが結果的にその影響が標高依存直線の傾きの増大 といういう形で現れていると考えることができる。 H-S 直線による水平風速と標高依存直線の傾きの 関係の定量化 まず,領域の平均的な水平風速の大 きさ H を次式で定義する。ここで n は地点数, t は時間数である。ただし,基本的に水平風速の 値は 800hPa 面 (約高度 2000m)の値を用いたが, 中部では標高の最大値が 2500m を越えるので,地 形と等圧面が交差しないように 700hPa 面 (約高度 3000m)の値を用いた。

H =



ここで注意すべきことは,水平風速の大きさが領 域を代表するような大きなスケールで評価されてい るということである。また,H は各時間ごとに水平 風速の大きさを求めてから,その大きさを時間平均 したものである。次に,2日積算で領域平均降雨量 が30mm以上であったケースについて,地域別に水 平風速 H と標高依存直線の傾き S の関係をプロッ トし,さらに全プロットに対し回帰直線(H-S 直 線)を引いたものが Fig. 27 である。ここで領域平



Fig. 28 The relation between the two-days-averaged horizontal wind speed and the slope of DLTE on two-days-accumulated rainfall distributions on the basis of rainfall observed by Miyama radar raingauge.

均降雨量が 30mm に満たないケースを対象外とし たのは,鈴木ら(2001)の解析により降雨量が少な いケースでは標高依存直線自体が成立しないことが 示されており,そのため,その傾きについて議論す ることは意味がないと判断したからである。同図よ り地域による差はみられるものの,水平風速の大き さ(H)と標高依存直線の傾き(S)に強い相関が あることがわかる。Table 7 に各地域ごとの H-S 関係の相関係数及び回帰直線の傾き,切片を示す。

事例数が少ないので十分な統計的判断をすること はできないが,今回の解析で得られた情報から地域 特性について考察する。まず,相関係数は中部と九 州で高く,四国と近畿ではやや低い値をとっている。 このことは,中部と九州では降雨-地形関係と水平 風速の相関が大きいことを意味している。対して, 四国と近畿では水平風速以外の,他の気象要因によ る降雨-地形関係への影響が,他の2地域に比べて 大きいと考えられる。また,H-S 直線の傾きに着 目すると,九州で最も大きく,中部で最も低い値を とっている。したがって,九州では水平風速の影響 により,イベントごとに降雨-地形関係の程度が大 きく変動するが,中部ではその変動の度合いが小さ いということがいえる。

深山レーダ雨量計による *H-S* 直線の検証 シミュ レーションにより明らかにされた *H-S* 関係が,現 実の降雨分布に対しても成り立つかどうかを確かめ るために,深山レーダ雨量計による標高依存直線の 傾き *S* と水平風速 *H* の大きさとの関係を Fig. 28 に示す。ただし,水平風速にはモデル内の値を用い ている。これは,GPV により得られる風速をもと にナッジングを行いつつシミュレーションを行って いるため,モデル内の風速が現実の風速から大きく ずれることはないと考えられることから,現実の風 とほぼ同等であると仮定して用いた。同図より,深 山レーダ雨量計による *H-S* 関係にも比較的高い相 関があることがわかる。このことから,現実の降雨



Fig. 29 The relation between the deviation of twodays-accumulated rainfall at each point from the average in each class of elevation and two-days-averaged vertical wind speed (left figure), and the distribution of two-daysaccumulated rainfall (mm) (right figure) (Kyushu, 98.6.13 - 6.14).



Fig. 30 The relation between the deviation of twodays-accumulated rainfall at each point from the average in each class of elevation and two-days-averaged vertical wind speed (left figure), and the distribution of two-daysaccumulated rainfall (mm) (right figure) (Kinki, 99.9.14 - 9.15).

分布においても H-S 関係が高い相関をもつものと 推測される。また,第3章2節において降雨分布の 標高依存直線という観点からシミュレーションおよ び深山レーダ雨量計により得られた降雨分布の比較 を行った結果,両者の傾きが比較的よい対応を示す ことが明らかになったが,このことからも現実の降 雨分布においても H-S 関係が高い相関をもつこと は妥当な結果であるといえる。したがって,観測や シミュレーションによって対象期間内の領域を代表 する水平風速を推定することができれば,数日程度 の時間スケールにおいて,降雨分布がもつ地形依存 特性の度合い(標高依存直線の傾き)を算定するこ とが可能であることが示された。このことは,領域 の空間平均降雨量の推定など様々な応用が考えられ ることから本研究の大きな成果といえる。

4.2 風向が降雨-地形関係に及ぼす影響

従来より,風向を考慮した降水分布推定の研究は 数多く行われている。例えば,沖ら(1990)の研究 では3次元数値モデルにより算出された地形性強制



Fig. 31 Vertical sections of rainfall area passing over a mountainous region in Kyushu in June 13, 1998. Rainfall area is defined as the summation of mixing ratio of rain water and snow. The area shown with black color represents cloud area.

上昇域と,豪雨風向別のAMeDAS雨量より求めら れる多雨域との間に比較的よい対応がみられること から,豪雨風向別に地形性強制上昇域を割り出せば, 豪雨時の降水分布が推定可能であるとしている。こ のように,斜面の風上側では上昇流が強く,対流性 の雲が発生しやすいために,斜面の風上側が多雨域 になるという考えは容易に理解できる。しかし,大 石(1996)が雲物理モデルに2次元の仮想地形を 導入して,標高,斜面の勾配および一般風の強度, さらに風の鉛直シアが積雲の発達過程に及ぼす影響 について考察したところ,山岳の条件や,大気の条 件により,積雲の発達過程に大きな差が現れ,降雨 分布としても雨域の場所が山頂付近や風下斜面に到 るまで,条件次第で大きく変動することを示してい る。沖ら(1990)が現実の地形で,大石(1996)が 仮想的な単峰性の山岳でそれぞれシミュレーション を行っていることから,単純には比較できないが, 本研究では、これらの知見に基づき、風向が地形依 存特性に及ぼす影響について考察を行う。

まず,2日間のシミュレーションを行った事例の 中での標高依存直線の傾きが大きいケースとして九 州98年6月13日~14日の事例(Case1)に着目す る。同事例における2日間の平均水平風速および平 均鉛直風速の分布を示したものがFig.24左図であ り,2日積算降雨量の分布を示したものがFig.25 左図である。同図より,鉛直風は斜面の風上側で上 昇流に,風下側で下降流になっているのが明確にみ てとれる。対して,降雨分布は山頂をピークとして 等高線に沿うような分布になっている。すなわち, この事例については地形性強制上昇域と多雨域が一 致しないことがわかる。そこで他の事例においても 風速分布と降雨分布との対応について調査を行った ところ多くの事例で同じような傾向が見られた。

さて, 例えば Fig. 8 のグラフ上で標高依存直線 よりも上側に散らばっている地点は,標高区分内の 平均降雨量よりも相対的に雨量の多い地点を表し, その逆に,下側に散らばっている地点は,相対的に 雨量の少ない地点を表している。 仮に,地形性強制 上昇域と多雨域が一致するならば,地点降雨量の区 分内平均降雨量からの偏差と,地点ごとに求めた平 均鉛直風速との関係をグラフにプロットすれば右上 がりのグラフになるはずである。しかしながら,例 として Fig. 29 に示した Case1 における両者の関 係を見てみるとほとんどそのような関係が見られな かった。ただし,事例によっては,Fig. 30 に示し た近畿 99 年 9 月 14 日~15 日の事例 (Case2)の ようにやや対応があるとみられるのもあるが, それ でもこの程度の関係にとどまっている。本事例は台 風が上陸した際の大気条件のもとで計算された事例 であり,水平風速も非常に大きな値を示していた。 一般に台風によりもたらされた降雨分布では風上斜 面,風下斜面の間では雨量の偏りが大きい場合が多 いが,今回の解析からはそのような明確な偏りを抽 出することはできなかった。

では,対流性の雲は風上側で発生するにも関わら ず,降雨分布としては山頂をピークとする分布にな るケースが多いのはどのようなメカニズムによるの であろうか。そもそも,個々の積雲のライフサイク ルは成長期・成熟期・減衰期という3段階に分けて 考えることができる。成長期は積雲が上方へ発達し ていく段階で,成長した降水粒子は上昇気流に支え られて地上には到達しない。成熟期は,降水粒子の 数や大きさの増加とともに下降流が出現し,やがて 激しい降水がみられるようになる。この成長期から 成熟期にかけての段階で大気の条件次第で積雲が一 般風により風下側へ移流し,このことが対流発生地 点と降水地点の不一致を引き起こすと考えられる。 ここで,九州の98年6月13日~14日の事例を対象 として,風上側で発生した積雲が徐々に移流し,風 下側にまで降水をもたらしている様子を Fig. 31 に 示す。ただし,同図は霧島付近における東西方向の 鉛直断面図であり,9分間隔の降雨域を雨粒(rain water)および雪片(snow)の混合比の和によって表 している。また,図中に黒く示した部分は雲を表し ており,氷晶(cloud ice)および雲粒(cloud water) が約 0.6 (g/kg) 以上となっている。同図より斜面 西側から斜面東側にかけて降雨域が遷移していった ことがわかる。ただし,一定の降雨強度を保ちなが

ら遷移するのではなく,山頂がピークとなるように 降雨強度も変化していることが同図からはみてとる ことができる。このことは風上斜面で発生した積雲 が一般風の影響により風下側へと移流する過程にお いて,山岳が積雲の発達過程に強く影響を及ぼして いることを意味する。その結果,詳細なメカニズム は明らかではないが,積雲が発生してから消滅する までの1雨というスケールでみると山頂をピーク とした降雨分布となると考えられる。ところで,地 形性強制上昇域は風向により規定されるものである から,地形性強制上昇域と多雨域がそれほど対応し ていないということは,数日程度の時間スケールで 見たとき風向が降雨-地形関係に及ぼす影響が小さ なものであることを意味している。なお,これらの 考察は,期間内の風向の変動が大きいケース,小さ いケースによらず,どの地域においても成立するも のであることを確認した。以上の解析から,雨域の 場所が必ずしも風上斜面に集中するわけではないこ とを明らかにすることができたが, Fig. 8 の標高 依存直線が示しているように山頂をピークとした降 雨分布となるケースが多い点については,今回の解 析からそのメカニズムを明らかにすることはできな かった。

4.3 まとめ

本章では,水平風速および風向に着目して,各々 が降雨-地形関係に与える影響について解析を行っ た。その結果,水平風速が標高依存直線の傾きを規 定していることを明らかにし,同直線の傾きを水平 風速を変数とする1次式で表すことが可能であるこ とを示した。このことは,降雨-地形関係を解明す る上で,非常に大きな成果といえる。また,風向に より決定される地形性強制上昇域と多雨域が必ずし も一致しないことを明らかにしたことは,風向に関 する従来よりの研究との比較においても,興味深い 結果といえ,今後の研究に大きな意義を与えたとい える。

5. 結論

以上,本研究では,最終的な目標となる「地形依存特性を考慮した降雨分布構造モデル」の構築を目指し,メソ気象モデル MM5 を用いた降雨分布の地形依存特性の解析を行った。

本研究で得られた成果は以下の通りである。

 適切な初期条件,モデルオプションの下では, MM5 が比較的高い精度で降雨分布を再現可能 であること,数値シミュレーションにおいても, 降雨分布の標高依存直線および降雨分布の時間 積分過程が成り立つことが確認された。

- 降雨分布に対する地形効果の大きさは地形解像 スケールによる影響を受けて変化し、その影響 の受け方は対象地域の山岳スケールに依存する ことが示された。
- 降雨分布の標高依存直線の傾きが水平風速を変 数とする1次式で表すことが可能であることを 示した。また,風向により決定される地形性上 昇域と多雨域が必ずしも一致しないことを明ら かにした。

特に,本研究では,降雨レーダー情報などを用い た従来の降雨-地形関係の研究に対して,メソ気象モ デル MM5 を用いた数値シミュレーションを行って おり,この点が本研究の大きな特徴と言える。その 結果,MM5 が数日程度の時間スケールにおいて降 雨-地形関係の再現精度としては十分な精度をもつ ことが確認された。しかしながら,降雨分布の時間 積分過程の解析および地形効果発現のメカニズムの 解析はまだ諸についたばかりの段階であり,今後は 事例数を増やすことによって統計的な解析を行い, 降雨分布構造モデルの構築へと結びつけていきたい と考えている。

参考文献

大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一(1996): 豪雨の生起・発達に地形が及ぼす影響に関する数 値実験的研究,京都大学防災研究所年報,第39 号/B-2.

- 沖大幹・虫明功臣・小池俊雄(1990):地形と風向に よる豪雨時の降雨分布の推定,土木学会論文集, No.417/ -13, pp.199-207.
- 中北英一・菅原竜也・岡田憲夫・池淵周一(1997): 時間スケールに依存した地形 - 降雨分布特性,京 都大学防災研究所年報,第40号/B-2.
- 中北英一・鈴木善晴・池淵周一(2000a): 降雨分布 の地形依存特性における時間スケール階層構造, 水工学論文集,第44巻, pp.91-96.
- 中北英一・鈴木善晴・池淵周一(2000b):降雨場の 地形依存特性に関する基礎的研究,京都大学防災 研究所年報,第43号/B-2.
- 中北英一・鈴木善晴・池淵周一(2001):標高依存 直線に基づいた降雨分布の地形依存特性の解明, 水工学論文集,第44巻.
- 日比野忠史(1995):山地流域における降雨の特性 に関する研究,広島大学工学部学位論文.
- 山田正・日比野忠史・荒木隆・中津川誠(1995):山 地流域での降雨特性に関する統計的解析,土木学 会論文集,No.527/ -33,pp.1-13.
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Bourgeois, A. and Wang, W. (2001) : PSU/NCAR Mesoscal Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide (MM5 Modeling System Version 3), NCAR Technical Note.
- Guo, Y.R. and Chen, S. (1994) : Terrain and Land Use for the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Modeling System (MM5): Program TERRAIN, NCAR Technical Note.

Analysis of the temporal accumulation process of rainfall distributions using mesoscale meteorological model

Yoshiharu SUZUKI*, Shohei MIYATA*, Eiichi NAKAKITA* and Shuichi IKEBUCHI * Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The purpose of this study is to analyze the mechanism of topographic effect on rainfall distribution by using the mesoscale meteorological model MM5. As a result of the numerical simulation, it is shown that MM5 have an ability which reproduce rainfall distribution accurately, and the influence is made clear which the spatial resolution of topography have on the relationship between topographic elevation and rainfall distribution. Additionally it is made clear how the relationship change as the wind velocity increase.

 ${\bf Keywords}:$ rainfall distribution, topographic elevation , topographic effect , mesoscale meteorological model