

時間スケールに依存した地形 — 降雨分布特性

中北英一・菅原竜也*・岡田憲夫・池淵周一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

陸域の降雨の時空間的変動特性は、地形の影響を受けて複雑であると言われている。また、山岳地域における降雨強度は地形標高とともに増幅していると言われている。本研究では、地形の影響を受けた降雨分布にはスケールのな階層構造があり、地形とのある普遍的な関係を持つ時空間スケールにおける分布とそこからの変動分布の重ね合わせにより表現可能であることを示すとともに、その特徴を用いた計画降雨算定を試みている。

キーワード：レーダー、降雨分布、山岳性降雨、スケール効果、計画降雨

1. 序論

降雨の時空間的変動特性を考えると、地形の大気場に与える影響を切り離すことはできない。地形は大気の強制上昇を起こさせ、積雲の発生に寄与するという直接的な影響のほかに、地形の凹凸により地上風の流入形態にも影響を及ぼし、水蒸気の流入にも関与しているといった効果をもつものである。また、降雨分布と地形標高分布について、山岳地域においては降雨強度は標高とともに増幅していると一般に言われている（二宮, 1977; 田坂, 1981; 山田ら, 1995）。

本研究では空間的に細かい分解能で広領域の観測が可能なレーダーによる降雨観測情報を用い、時間雨量、日雨量、数日雨量と平均降雨分布の時間的スケールを変えることによって、(a) 地形と関連づけることの可能となるスケールを調査し、空間スケールについても検討する。さらに、(b) そこで得られた時間スケールよりも短いスケールでの降雨分布の変動を調査し、長い時間スケールからのばらつきという形で地形標高分布との関連性について解析を行う。具体的に式で表すと、地点 (x, y) 、時刻 t における D 日雨量の分布 $R_D(x, y, t)$ を、

$$R_D(x, y, t) = \underbrace{\bar{f}(x, y)}_{(a)} + \underbrace{\delta_D(x, y, t)}_{(b)} \quad (1)$$

といった、地形（標高）との関係において普遍的な特徴を持つ空間的な降雨分布 $\bar{f}(x, y)$ とそこからの変動 $\delta_D(x, y, t)$ を用いた形で表現する。

その上で、地形標高を $h(x, y)$ として、式 (1) を

$$R_D(x, y, t) = \underbrace{\bar{f}(x, y; h(x, y))}_{(a)} + \underbrace{\delta_D(h(x, y), t)}_{(b)} \quad (2)$$

という地形標高の関数で表現することのできる可能性をまず模索、検討する。

なお本研究では、建設省国見山レーダー雨量計により観測された、(a) 1993 年 6 月 18 日から 9 月 14 日までの 3 ヶ月間と、(b) 1993 年の 1 年間のデータを用いる。また、これらのデータは、1 辺 3 km の正方形メッシュ 80 × 80 個のうち、レーダーサイトを中心とした半径 120 km 内でのものであり、時間的には 5 分ごとに平均されたデータである。なお、現在本レーダーは、グランドクラッターの除去には減算方式が用いられている。

2. 平均降雨強度分布の地形依存性

1993 年 6 月 18 日から 9 月 14 日までの 3 ヶ月間において、レーダーにより観測された降雨強度とアメダスにより観測された地上雨量のデータをそれぞれ時間平均し、本研究の大前提としている「標高が

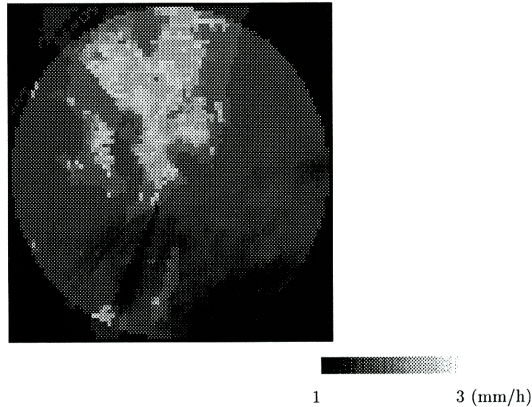


Fig. 1 Time averaged rainfall distribution observed by a radar (6:55 JST on June, 14 in 1993~7:30 JST on Sept., 14 in 1993).

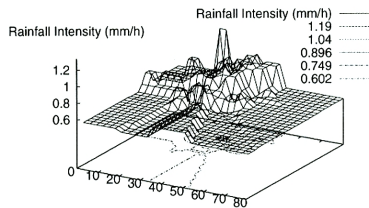


Fig. 2 Time averaged rainfall distribution observed by AMeDAS (6:55 JST on June, 14 in 1993~7:30 JST on Sept., 14 in 1993).

高くなるほど、降雨量が大きくなる」という特性を実際に示す。

まず、各メッシュごとに3ヶ月分の降雨強度を時間平均したものが**Fig.1**である。図中、弱雨域が放射状に見かけ上分布している領域は、レーダービームのシャドウ域である。また、国見山レーダー雨量計の定量観測域内での、49ヶ所の観測点におけるアメダスデータを用いて同様の計算を行い、レーダーのメッシュ毎に近辺の3つのアメダスデータから距離の重みづけをしてその地点での降雨強度とすることとし、3 km 間隔で図示したものが**Fig.2**である。これらの図を見ると平均降雨強度は海域と比較して明らかに陸域においては大きな値を示し(**Fig.1**)、

しかも地形の影響が存在していることがよくわかる(**Fig.1, Fig.2**)。すなわち、標高が高くなるほど、降雨強度が大きくなっている傾向もあることがわかる。

この特性は一般に言われる、標高が高くなるほど降水量が大きくなるということに一致する。したがって、降雨強度を長期間積算していくと1雨1雨固有の空間的降雨分布特性をうち消して、普遍の特性(地形の影響)が現れてくるということが出来る。このように降雨強度を長期間積算・平均することにより、地形標高分布に対応してくるという特性こそが、本研究の根本的な出発点であり、常に解析の前提、あるいは目標となる特性であるといえる。

3. 平均降雨強度分布の地形依存性とスケール効果

本章では、降雨レーダーによって得られるデータを用いて、2.で示した特徴がどの程度の時間的・空間的スケールで顕著となるのかを調査し、降雨分布の地形との関連性を求めていく重要な1ステップとする。さらに、モデルを構築する際には、降雨の空間分布の普遍的な特性として地形(例えば地形標高)を変数とした関数で表現することを目指す。

まずどの程度の時間スケールにおいて「標高が高くなるほど、降雨量が大きくなる」という特徴が現れてくるのかを調査するために次のような計算を行う；

$$R_T(x, y) \equiv \overline{R(x, y, t)} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T R(x, y, t). \quad (3)$$

ここで T は日単位で1ずつ増やしていくものとする。すなわち、時間スケールを1日ずつ大きくしていくことによって平均降雨強度分布の変化をみることになる。これをデータの各月の初め、すなわち6月18日、7月1日、8月1日から求める。そのうち8月1日からのデータにおける5日、10日、15日、20日のスケールでの平均降雨強度分布についてはFig. 3に示す。

次に、地形標高との対応をみるために、各時間、各地点における降雨強度 $R(x, y, t)$ の時間スケール T における平均降雨強度を $R_T(x, y)$ として、地形標高 $h(x, y)$ との相関係数を全領域で計算する。これによって得られた相関係数および T 日平均降雨強度の領域平均値を、時間スケール T を横軸にとって示したものがFig. 4である。以下、表現を簡単にするために、本章では、横軸 T に依存した相関係数 $\rho(T)$ の系列を単に時系列と表記する。この図をみると、どの期間においても T が20日程度という時間スケールで相関係数の時系列がピークを迎え、その後はほぼ一定の値で推移していることがわかる。よって降雨強度の空間分布は地形標高に対してこの20日という時間スケールにおいて最もよく対応していると考えることができる。

もちろん、この図から相関係数の推移が平均降雨強度の推移に関連していることがわかる。これは、平均降雨強度が小さくなる時、すなわち平均をとりはじめてからの T 期間中、無降雨期間あるいは領域の一部のみで降雨の存在が卓越する場合は、当然領域の地形による影響が小さくなるため相関係数が小さくなることが考えられる。したがって、降雨量の多少によっても相関係数がピークとなる時間スケールは変動することが予想される。たとえば、雨域が連続して到来する場合は短い時間スケールで、逆に

無降雨期間が続く場合は長い時間スケールを要する。このことは、ピークとなる時間スケールと積算降雨量との間に関連があることを示唆しているが、定量的な関係を見いだすには至らなかった。ただし、20日程度の時間スケールであれば、いずれの場合も最大の相関係数が得られることは明らかとなった。

以上本章での考察により、長い時間スケールで降雨分布をみれば、一雨一雨の固有の変動特性を打ち消し、共通の特性が現れてくるということがわかった。そして、本研究で対象としている領域の規模において、地形標高との対応が顕著になる時間スケールは20日程度で、図には示していないが、空間分解能としては15km~21km四方程度の空間スケールで移動平均を施して平滑化を行ったときであった。またその程度の平滑化を行ったとき、時間平均降雨分布と地形標高分布の相関係数は0.8以上の値を示した(Fig. 4は平滑化を施さない場合の結果である)。さらに、20日程度で得られた降雨分布と地形標高分布の相関係数はおよそピークの値を示し、それより長い時間スケールではそれほど大きな変動を示さないことがわかった。したがって、相関係数の変動が小さくなるということは少なくとも直線的な関係は保存されるということになる。すなわち、異なる20日ごとに平均降雨強度そのものは変化するとしても、この直線の傾きあるいは切片が変わるだけであり、地形標高との直線関係は保持される。このことから、結論として、Fig.5に整理したように、時間的なスケール効果という観点からみると、ある程度の降雨があるという条件の下では、20日というこの時間スケール付近がスケールのな階層構造の1つの境界になるということができる。

4. 各時間スケールにおける降雨分布の変動特性

本章では20日より短い時間スケールでの時間平均降雨強度を、20日平均降雨強度からの変動(ばらつき)として表現するための解析を行う。すなわち、式(1)の(b)の項について検討する。

なお、ここではデータ数の確保という意味で国見山レーダー雨量計により観測された1993年一年分のデータを用い、連続した20日雨量として取り出すことの可能である11個の20日間のサンプルを用いて解析を行う。

4.1 20日雨量を基にした数日雨量の確率的特性

まず、20日平均雨量分布からの変動の特性をみるにあたって、それより小さな各々の時間スケール間で平均降雨強度分布がどうの変化するかを実際にみておく必要がある。そこで、各メッシュ (x, y) に

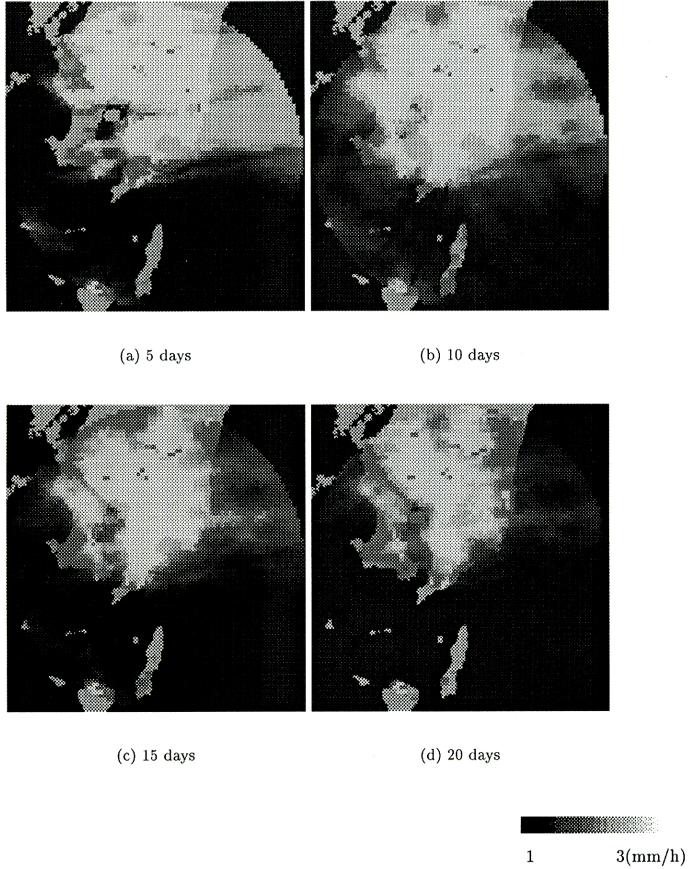


Fig. 3 Time averaged rainfall distribution.

おける D 日 ($D < 20$) 平均降雨強度を $r_D(x, y)$ とし、 $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ の頻度分布を作成した。標本の取り方は、11 個の時系列に対して、それぞれの 20 日雨量の平均降雨強度分布から、19 日雨量、18 日雨量、 $\dots$ 、1 日雨量の平均降雨強度分布の差を取り出す。すなわち、 $D > 10$ については、各メッシュ毎に 20 日平均値分布と D 日平均値分布のペアが 11 組存在することになる。また Fig. 6 に示すように、 $D \leq 10$ では同じ 20 日の期間の中に重なることのない複数の D 日期間をとることが可能であるので、サンプル数は時間スケールの短いところ、すなわち D が小さくなるほど多くなる。この方法によって各メッシュごとに計算を行い、その中で任意に

とったメッシュ (40, 40) における $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ の分布を Fig. 7 に示す。これをみると、時間スケール D が短くなるに従い、20 日平均降雨強度の値からのずれが大きくなっていくことがわかる。ここでは晴天日を含めた全期間において D 日平均雨量を計算しているため、 D 日雨量の全サンプルの平均値は 20 日雨量の 11 個のサンプルの平均値と一致する。よって、20 が D で割り切れないケースを除いて $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ のサンプル平均値は厳密に 0 となる。すなわち、この分布は 0 を平均としてばらついていることになり、 D が小さくなるとともにその分散が大きくなっていることがわかる。

次に、メッシュ (40, 40) における $\{r_D(x, y) -$

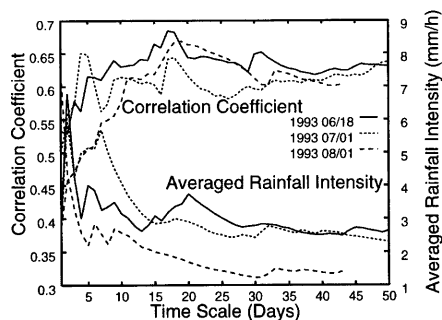


Fig. 4 Correlation coefficient between distribution of time averaged rainfall and topographic altitude, depending on averaging time scale.

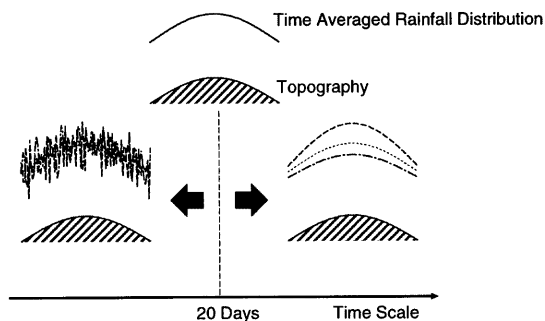


Fig. 5 Schematic of hierarchical time-scale structure of rainfall distribution affected by topography.

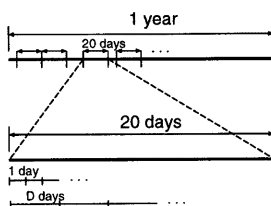


Fig. 6 Method of sampling D -day averaged rainfall.

$r_{20}(x, y)$ の分布を D 日スケールごとに調べ、 $D = 1 \sim 3$ 日について Fig.8 に示す。この図では、 x 軸に $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ をとり、 y 軸にその頻度を示している。また、これらを正規分布とみなして時間スケールごとに分散を計算し、その分散と平均値 0 をもつ正規分布の確率密度関数も同時にこの図に示

した。

この図をみると、どのスケールでみても $r_D(x, y) - r_{20}(x, y) = -1$ のあたりの頻度が高くなっている。これは、日雨量単位で降雨量をみた時、それがほぼ 0 に近い晴天日とそれ以外の非晴天日にわけることができ、非晴天日では降雨強度が一定ではないので、

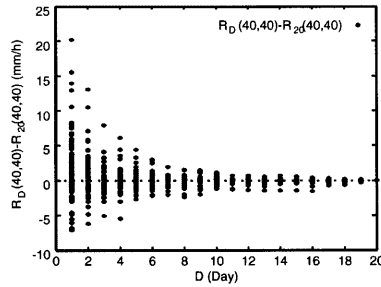


Fig. 7 Plots of $r_D(x, y) - r_{2D}(x, y)$ at a location (40,40).

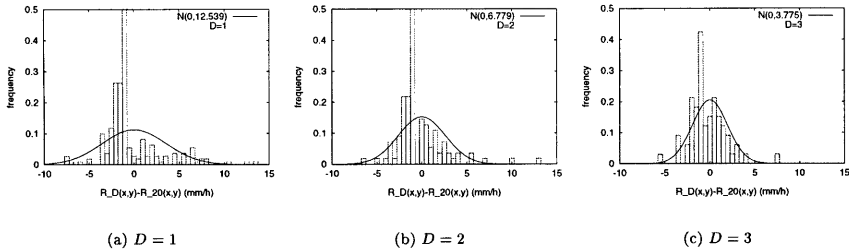


Fig. 8 Histogram of $r_D(x, y) - r_{2D}(x, y)$ at a location (40,40).

この図に示すようにわずかに負となる領域において D 日連続した晴天日に対応すると考えられる大きな頻度分布を持つからである。したがって、算定した確率密度関数が 0 に近い負の領域で適合性が悪いのは、密度関数が主に横軸方向に広がって存在する非晴天日の特性によって分布が確定されているからであり、それゆえ、逆に晴天日の特性を排除した形で確率分布が算定されていることを意味すると考えることができる。

さらに、降雨量の最低値が 0 であることと、この分布では正の値を持つ降雨強度同士の差をとっているため、負の領域では下限となる値、すなわち 20 日間での平均降雨強度のマイナス値で抑えられることになる。したがって、負の領域での分布の広がりはおさえられている。この傾向は時間スケールの短いときほど顕著であり、 $D=1$ の場合においてはその

影響が大きい。しかし、晴天日の影響を考慮してみると、あまね、 D が 3 以上では左右対象の分布と見なすことができ、対数正規分布などの非対称な分布を用いると、かえって晴天日の影響にとらわれてしまうことになる。すなわち、晴天日の存在を考慮すれば、 $D=1, 2$ 以外ではほぼ正規分布で近似できることから、この分布をあてはめることにより議論を進めていくこととする。

次に、標高別 (0 m, 0~200 m, 200~400 m, 400~600 m, 600 m~) の分散 $\sigma_D^2(x, y)$ の平均値の時間スケール D 依存性を Fig.9 に示す。この図をみると、標高が高くなるほど分散が大きくなる。すなわち高標高の地点では、長い時間スケールでの降雨強度との差が大きく変動することを示している。したがって時間スケールが小さくなるほど、また標高が高くなるほど分散が大きくなるのであり、分散そのもの

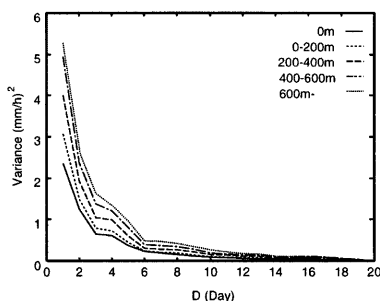


Fig. 9 Variances of $r_D(x, y) - r_{20}(x, y)$ for specified height ranges.

も時間スケールと地形標高についてモデル化していきける可能性を示しているものである。

4.2 地形標高に依存した確率モデルの構築

本節では実際に各地点での標高に依存する形で分散の空間分布のモデル化を図る。ただし、以降の本章での分散とはこれまで同様、 D 日平均降雨強度 $r_D(x, y)$ と 20 日平均降雨強度 $r_{20}(x, y)$ との差の分散である。

さて、降雨強度の変動量を分析するという目的からグラントクラッタの影響を無視できないことになる。そこで、全晴天日においてレーダーから観測されたみかけ上の降雨強度の平均値を求め、降雨量の少ない海域部の中でも純粋に3ヶ月平均降雨強度を計算すると 0.6 mm/h 程度になることから、晴天日において 0.6 mm/h 以上のみかけ上の降雨値を、グラントクラッターの存在する地点として除外した。

このようにグラントクラッタの影響が強いと思われる地点を除いて、標高の値に対する $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ の分散の分布を各時間スケール D に対してプロットした。また分散の分布が標高とともに大きくなっていることを考慮して、最小二乗法を用いることにより直線をあてはめることにする。そのようにして得られた分散の分布とあてはめた直線を $D=1, 3$ の場合について、Fig.10 に示す。なお、図中の波線については次節で述べる。

この図をみると、どのスケールにおいても標高とともに分散の値が大きくなり、ほぼ直線的に分布していることから、ここで併せて示したように標高に関して傾きが正であるような直線で近似する事が妥当であることがわかる。両図で縦軸のスケールが異なるため、 D が小さいほど直線からのばらつきが大きく見えるが、直線の傾きをそろえて表示したとき

にはそれほど分布の違いは表れなかった。一方、直線からのばらつきの存在は、プロット値があくまで標本分散であり、したがってあくまで確率変数であるとの見方によって説明づけることにする。この見方が妥当であることは、4.3 のグラントクラッタとの関連づけにおいて明らかにする。

したがって、ここでは地形標高によって降雨分布を表現することを目指すことから、分散の標高に関する分布形を直線によって近似し、これを用いて今後検証していくこととする。そして、このように地形標高の関数として分散を表現するというで、20 日の平均降雨強度からの D 日の平均降雨強度の確率的分布について、その基本形が完成したといえることができる。

4.3 モデル化した分散の検証とグラントクラッタについての考察

前節においては、確率モデルを構築していく過程において重要な情報となる分散の地域的分布を、得られている分散値が確率変数としての標本値であるとして、その母平均が地形標高の線形関数とみなすことによってモデル化を図った。しかし各地点ごとにみると、そこで同定した線形関数とは大きくかけ離れた値をとる地点も存在することがわかる。そこで、このようなばらつきを示す地点はどのような場所であるかを確認し、グラントクラッタの特性と関連して考察を行う。

まず、得られた標高に対する線形関数を用いて算出した分散の値を母分散であると仮定し、各地点で求められた標本分散が確率変数であると考えることによって検定を行う。本研究では確率分布を正規分布としているため、正規分布の母分散の検定に用いることができる、 χ^2 分布による検定を行う。

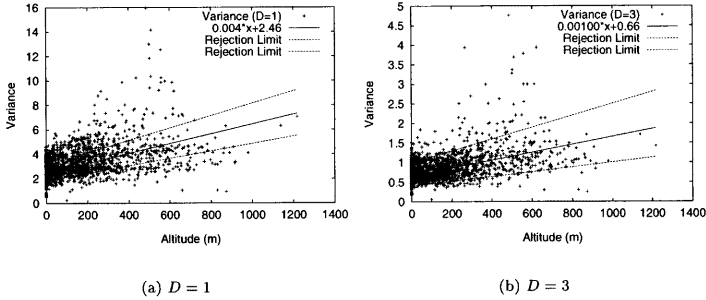


Fig. 10 Confidence limit obtained from χ^2 test.

この方法により、計画降雨が計算されるスケールとしてよく用いられる1日雨量、3日雨量に対応するスケール、すなわち $D=1, 3$ の場合において調査を行う。本研究においては、平均降雨強度の差に対して分散を標高の関数として与えているため、分散自体にかなりばらつきが生じることを予想して、棄却域を小さめにとることとし、有意水準を $\alpha=0.01$ に設定する。その上で、全地点においてこの検定を両側検定として行くと、 σ^2 が棄却域の限界値を越える、すなわち仮説 H_0 が棄却される限界値 σ_c^2 が存在することがわかる。この限界値 σ_c^2 は、 σ_0^2 が標高の一次式で表されることから、同様に一次式で表される。すなわち、各地点でモデル化された分散 $\sigma_0^2(x, y)$ を標高を $h(x, y)$ を用いて、

$$\sigma_0^2(x, y) = a_D h(x, y) + b_D \quad (4)$$

とすると、 σ_c^2 は、

$$\sigma_c^2(x, y) = \frac{\chi_c^2}{n} \sigma_0^2(x, y) = \frac{\chi_c^2}{n} \{a_D h(x, y) + b_D\} \quad (5)$$

と表されることになる。ここで、 n は χ_c^2 分布の自由度である。この χ_c^2 に $D=1, 3$ に対しての自由度 219, 65, またそれぞれ片側確率 0.005, 0.995 に対する値を式 (5) に代入すると、限界値を表す直線を描くことができる。このようにして求めた棄却域の限界値を表す直線を Fig.10 に示した図上に波線として引くことにする。

この図をみると、 $D=1$ の場合、棄却域の限界線を越える値が多く存在していることがわかる。これは、4.1 で述べたように、 $\{r_D(x, y) - r_{20}(x, y)\}$ の分布が正規分布とはかなり異なる分布をしていたことが原因であると考えることができる。よって、 $D=1$ の時は、標高に対して直線的に近似した分散のモデル

化では、この直線が母分散として代表することができないということができる。また、Fig.8 で示した頻度分布からも $D=1$ のような $r_d - r_{20}$ が大きな時間スケールでは、左右対称の正規分布をあてはめることが困難であるということができる。

一方、 $D=3$ の場合は各地点での分散の値が棄却域より内側に多く存在していることがわかる。Fig.8 で示した頻度分布においても、 $D=3$ の場合は負の部分に飛び抜けて大きな値がなく、正規分布によく適応していたため、この直線であてはめることだけではなく、正規分布として分布形をみないことにしてもある程度の妥当性が示されたということができる。

次に、減算処理を施した後もグランドクラッタの影響が残ってしまう地点、すなわちグランドクラッタの変動が大きい地点では、本節における解析において分散が大きくなるっていると考えることができる。したがって、Fig.10 で上側棄却域の限界線より分散が大きな値を示している地点においては、グランドクラッタの大きな影響を受けている可能性が高いということができる。逆に、分散の値が下側棄却域の限界線より小さな値を示している地点においては、同じ標高の他地点よりも降雨強度そのものが小さい地点であるので、レーダービームのシャドウ生きに属する地点である可能性が高い。Fig.1 において、レーダーサイトからみて高い標高を持つ山岳の後方に位置する地点ではシャドウとなり、降雨が正しく観測されないことを示した。そのような地点では近辺の地点より降雨強度が小さくなっていることが示されているので、分散が小さく見積もられることもこれらの影響によるものであると考えられることができる。分散が χ^2 検定における棄却域の限界線

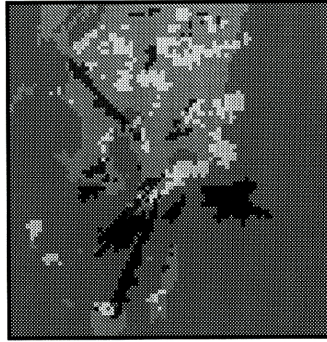


Fig. 11 Regions in which variance of $r_D(x, y) - r_{20}(x, y)$ is our of confidence limit from χ^2 test.

を越えるような値を持つ地点をFig.11に示す。この図で明るく表示されている部分は分散が上側限界線より大きくなっている地点、暗く表示されている部分は分散が下側限界線より小さくなっている地点である。上記したようにグラントクラッタの影響の残るような地点では明るく表示され、山岳のシャドウとなっている地点では暗く表示されていることがわかる。よって、レーダーの特性である地形の影響からくる観測誤差により、ここでの母分散を棄却するような分散の値を持つことになったと考えられる。したがって、 χ^2 検定で母分散を棄却するような値の存在は母分散を棄却するのではなく、そのような値を持つ地点は、グラントクラッタやシャドウ等の影響を受けている地点みなすことができる。このことは、逆にこの方法が、レーダーの受信電力から降雨量を推定する際のグラントクラッタやシャドウ等の影響を受けている領域の検証方法としても、十分用いることが可能な手法であるということが出来る。

5. 年雨量からの変動による降雨量の確率分布と豪雨時における降雨量推定

これまでの解析により、時間スケール D における時間平均降雨強度の空間分布を表現するために、20日平均降雨強度分布とその分布からのずれという2つの項、すなわち一雨一雨に共通して存在する地形の影響から現れる降雨分布と一雨一雨が固有に持つ変動という項に分離し、確率モデルとしての基本的な体系を確立した。共通の分布としてみなしている20日平均降雨強度分布も、年平均などのようなさらに長い時間スケールでの平均降雨強度と比較すると、その分布も変動することが予想される。

ここでは式(1)における(a)項をさらに分割し、

$$R_D(x, y) = \underbrace{\tau_{\text{年}}(x, y; h(x, y))}_{(a_1)} + \underbrace{\delta R_{\text{年}-20 \text{ 日}}(x, y; h(x, y))}_{(a_2)} + \underbrace{\delta D(x, y; h(x, y))}_{(b)} \quad (6)$$

として表現する。ここで、

$$\delta R_{\text{年}-20 \text{ 日}}(x, y; h(x, y)) = r_{20}(x, y; h(x, y)) - \tau_{\text{年}}(x, y; h(x, y)) \quad (7)$$

である。このことによって、地形標高に沿った降雨の持つ普遍的な分布を表す項にも確率的要素を与えることになる。これを概念的に示したものがFig.12である。式(6)には確率変数とみなす項が2つ存在し、(a₂)項は地形標高との線形関係を保存したまま変動する項で、(b)項は前章で分析した地形標高と相関関係の存在する分布からのずれを与えるものである。この(b)項は、期待値が0で、地形標高の線形関数で表される分散 $\sigma^2(r_D(x, y) - r_{20}(x, y))$ をもつ正規分布として、4.で既に定式化が終了している。一方、(a₂)項については、地形標高との相関関係が保存されるという4.での解析結果から、降雨強度を標高の一次式で表したとき、降雨量の変化に伴ってその傾きあるいは切片が変化するものであると考えることができる。

5.1 時間スケール間における降雨量変動の相関関係

本章で目指す確率モデルは、式(6)における(a₂),(b)項の2つの確率変数を同時にもつ関数によって表現されることになる。したがって、モデル構築の際

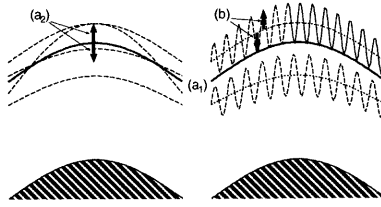


Fig. 12 Schematic presentation of difference between variabilities on a couple of different time scales.

にはその両者の共分散関係を把握しておく必要がある。そこで、まず本節ではその共分散関係についての調査を行い、モデル化に必要な情報を示しておく。

4.1 では、 D 日平均雨量の 20 日平均雨量からの変動を調査し、標高別に分散の平均値をプロットすることによって、標高とともに分散が大きくなることを示した。 D 日平均雨量とは、4. で用いたのと同様に 20 日以下の短い時間スケールに対するものであり、時間平均値である。

ここでは 4.1 と同様の計算を、 D 日平均雨量の年平均雨量からの変動についても調査し、その両者を比較することとする。Fig.13 には、Fig.9 に示した D 日平均雨量の 20 日平均雨量からの変動に加えて、ここで計算を行った D 日平均雨量の年平均雨量からの差における分散を算出し、標高別に平均して示している。これを各高度別にみると、20 日平均雨量からの変動と年平均雨量からの変動の分布は互いに相似な傾向をもっていることがわかる。これは、両者での相関がないこと、すなわち両者の共分散が 0 になることを示している。また、グラフによる判断だけでなく、 $\text{Cov}(r_D - r_{20}, r_{20} - r_{\text{年}})$ を算定したところほぼ 0 となった。したがって、

$$\sigma^2(r_D - r_{\text{年}}) = \sigma^2(r_D - r_{20}) + \sigma^2(r_{20} - r_{\text{年}}) \quad (8)$$

のように D 日平均雨量の年平均雨量からの分散は、前章で解析した D 日平均雨量の 20 日平均雨量からの分散と 20 日平均雨量の年平均雨量からの分散の和によって表現することが可能であるということが出来る。

5.2 20 日平均雨量の変動特性に対するモデル化

Fig.12 でも示したように、20 日平均雨量の年平均雨量からの変動は、地形標高分布との相関を保ったままばらつくと考えることによりモデル化することができる。3. の解析から、20 日平均雨量の空間分布 $r_{20}(x, y)$ は、標高分布を $h(x, y)$ として、

$$r_{20}(x, y) = ah(x, y) + b \quad (9)$$

と直線によりモデル化することができるので、20 日平均雨量のばらつきは式 (9) の係数 a , b の変動で表されることになる。ここでは、20 日平均降雨強度の領域平均値 r_{20} にも依存してこの a が変化すると考え、

$$r_{20}(x, y) = (cr_{20} + d)h(x, y) + b \quad (10)$$

のように、傾き a を定数とするのではなく、 r_{20} の線形関数として表現するものとする。この $r_{20}(x, y)$ に対し、時間的に平均したもの、すなわち 1 年間の平均降雨強度を $r_{\text{年}}$ とすると、

$$\begin{aligned} \delta R_{\text{年}-20 \text{ 日}}(x, y) &= r_{20}(x, y) - r_{\text{年}} = \\ &= (c(h(x, y) - \bar{h}) + 1)(r_{20} - r_{\text{年}}) \end{aligned} \quad (11)$$

と、 c で表される式で表現することができる。最後に示した式 (11) の左辺は、本節において対象としている、特性を調査すべき項にはならない。ここで、 $r_{20} - r_{\text{年}}$ が平均値 0 の正規分布であると仮定する。その結果、式 (11) より $r_{20}(x, y) - r_{\text{年}}$ も平均値 0 をもつ正規分布となり、その分散は、

$$\begin{aligned} \sigma^2(r_{20}(x, y) - r_{\text{年}}) &= \\ &= \sigma^2((r_{20} - r_{\text{年}})(c(h(x, y) - \bar{h}) + 1)^2) \end{aligned} \quad (12)$$

によって求められる。

この方法により、式 (10) から時空間的な平均化を施した式を導き、最小二乗法によって c を算出した結果、 $c = 0.0023$ となった。すなわち、20 日の領域平均降雨量 r_{20} が大きいときには地形標高との対応を示す直線の傾きが大きくなることを示している。一方、 $r_{20} - r_{\text{年}}$ の分散は、11 個のデータによって計算され、その結果は 0.454 となった。

以上の計算から、 $\delta R_{\text{年}-20 \text{ 日}}(x, y)$ は、平均値が 0、分散が、

$$\begin{aligned} \sigma^2(r_{20}(x, y) - r_{\text{年}}) &= \\ &= 0.454(0.0023(h(x, y) - \bar{h}) + 1)^2 \end{aligned} \quad (13)$$

なる正規分布として定式化される。

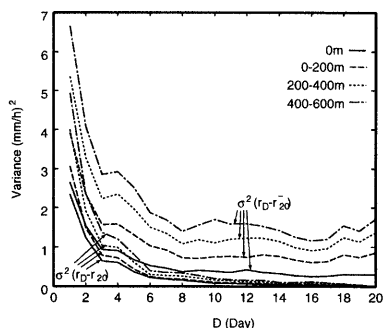


Fig. 13 Variation of variance depending on time scale and altitude.

なお、本章では4.3で得られたように、 χ^2 分布による検定の結果によって考察の対象から外すとした地点は、計算の対象外とする。

5.3 年平均雨量を基にした数日平均雨量推定のための確率モデルの定式化

5.1, 5.2の結果を総合すると、本章で目指す D 日平均雨量の年平均雨量からの変動を、確率モデルで表現することができる。まず、定式化の際に表れる2つの確率変数はその両者の間に相関がなく、ともに正規分布として表現していることから、平均・分散が両者の線形結合で表された正規分布とみなすことができる。具体的には、式(6)は、

$$R_D(x, y, t) = \underbrace{r_{\text{年}}(x, y; h(x, y))}_{(a_1)} + \underbrace{\delta R_{\text{年}-20 \text{ 日}}(x, y; h(x, y)) + \delta D(x, y; h(x, y))}_{(c)} \quad (14)$$

(a₂) (b)

という、地形の影響を受けた降雨分布として普遍的な関係を示す年平均雨量としての確定項(a_1)と、そこからの変動という形で表されることになり、20日平均雨量からの変動を分析した4.の結果からさらに時間的なアップスケーリングが行われたことになる。ここで示した確率変数とみなす項(a_2), (b)を結合して得た項(c)は、この両者が独立で無相関であるので、1つの正規分布で与えられ、形式的には D 日平均雨量の年平均雨量からの変動として表現していることになる。しかし、この項にはFig.12で示したように地形との相関を保持した変動と空間的にランダムな変動という性質の異なる2つの変動を含んでいることを忘れてはならない。

以上、本節では、本モデルの持つ階層構造的な性質について議論を行った。また、本章において20日平均雨量からのずれをみるという4.で得られたモデルを、1年という時間スケールに延ばし、確定項の中に存在する変動成分を分離した。また、この階層的な性質を用いれば、さらに長い時間スケールを基にするといった年雨量の変動性も付加させていくことのできる可能性も示しているものである。したがって、既に幾多のモデルがあるとともに、近年温暖化等の影響により変化しつつあると推定されている年降雨量の変動特性をモデルに組み込み、ダウンスケーリングを行っていくことが可能であるといえることができる。

6. 確率モデルを適用した豪雨時における降雨量分布の推定

本章では、式(6)で示したように、地形の影響を受けた普遍的な降雨分布を年単位でのスケールにまで延ばし、年平均雨量からのずれを確率モデルとしてモデル化した。ここでは、そのモデルをレーダーによるデータに適用して、モデルで推定される降雨量分布に対しての考察を行う。

Fig.14には、再現期間10年での分布を示す。ここでの計算では、確定項すなわち式(6)における(a_1)の項については20日雨量の11個のサンプルの平均を用いている。

また再現期間の計算においては、モデルの変動成分は正規分布としているので、再現期間 T を示す非超過確率に対応する確率変数の値は容易に算定でき、ここではその値をもって再現期間 T での変動量の空間分布とした。なお、モデルで得られる時間雨量単位の値を3日の積算雨量に換算して表示してい

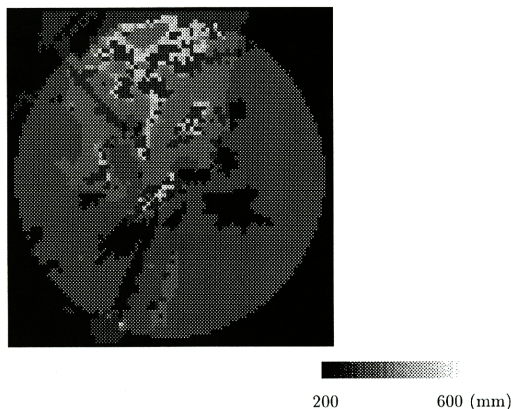


Fig. 14 Estimated design rainfall distribution for 3-day averaged rainfall.

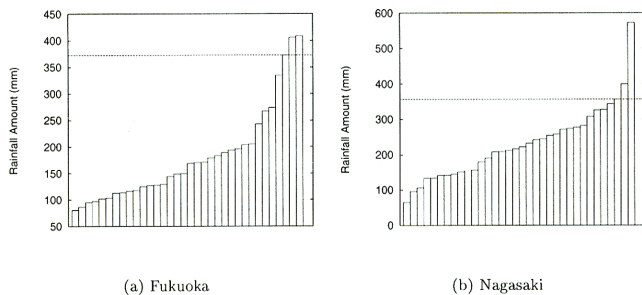


Fig. 15 Maximum 3-day rainfall, in the order of its amount (1961-1994).

る。この図を見ると、モデルの性質から、地形の標高が高くなるのと同時に、降雨量の変動が大きくなることが確認できる。

さらに、1961年～1994年の福岡、長崎での気象観測所における年最大3日雨量のデータとも比較する。福岡、長崎は本研究で対象とする鹿児島とは異なる地点であるが、気象特性が類似していると考え、選択した。この福岡、長崎の年最大3日雨量を小さい順に並べ替えて年ごとに表示したものがFig.15である。ここでは34年分のデータがあるため、再現期間10年を示す値については点線で表示した。その値は3番目の値をとり、福岡で372.6 mm、長崎で356.8 mmとなった。

Fig.14を見ると、海岸近くの標高の低い地域では約300 mm、標高の高い地域では500～600 mmの降雨量があることがわかる。この空間分布、すなわち

標高の高い地点での積算雨量が大きいという現象は顕著な豪雨でも観測されるものであり、オーダー的にもかなり妥当な量であるとみなすことができる。また、気象観測所が比較的標高の低いところに存在することを考慮すると、福岡や長崎での再現期間10年での3日雨量と比較しても同等であるということができる。

前節でも述べたように、近年の我が国の降雨量特性として年雨量の変動が激しいということを挙げるができる。本研究の解析では、鹿児島豪雨（正田, 1994）が生起した1993年という年平均雨量としてみてもかなり大きな雨量を持つデータを用いた。よって、基となる年平均雨量が大きいため、このデータを用いた解析では年平均雨量を条件付きとしない場合に比べて降雨量が多めに見積もられているということも考えられる。すなわち、ここでは降雨量の

多かった年における3日雨量の推定を行ったという条件付きでの推定であるということになる。したがって今後は、年変動の影響をモデルに組み込んでいくことによって、さらなるモデルの改良を進めていくべきであると考ええる。

以上、本節では本研究で確立したモデルにおいて、極値に近い値を確率的に想定して、実際に3日降雨量を算定した。そして、オーダー的には妥当な数値をとることを示し、数日という時間スケールにおける、降雨分布の再現を行っていけるという可能性を示すことができた。

7. おわりに

本研究では、降雨の地形依存特性に着目し、地形標高を説明変数とする確率モデルの構築という目標の下で議論を行ってきた。そして、地形標高との関連性が明瞭となる時間スケールを調査し、その時間スケールからより短いスケールでの「ぶれ」をみるという発想の転換を行った。そして、この「時間スケールを逆のぼって、ある確定項から不確定項をみていく」という手法こそが本研究の、他の研究と類を異にする点である。

本論文で議論したことは、確率モデルとしての新たな計画降雨算定手法について、その基本的な体系と道筋を示したものであり、詳細な部分における検討は今後行っていく。将来的には衛星による降雨観測も盛んに行われ、時空間的なスケール問題も大きな関心を持たれることにもなろう。本手法は、地形標高という変動のない情報をできるだけ有効に生かした表現を行おうとするものであり、ダウンスケールという側面においても充分に利用していけるものであると考ええる。

参考文献

- 田坂郁夫(1981): 時間スケールの違いによる降雨分布特性の差異, 地理学評論, 54-10, pp.570-578.
二宮洗三(1977): 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, 天気, Vol. 24, No. 1, pp.63-70.
疋田 誠(1994): 1993年豪雨による鹿児島県下の河川災害, 河川災害に関するシンポジウム, 自然災害総合研究班, pp.18-26.
山田 正・日比野忠史・荒木 隆・中津川誠(1995): 産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/II-33, pp.1-13.

Temporal-spatial Rainfall Distribution Characteristics Depending on Topographical Features

Eiichi NAKAKITA, Tatsuya SUGAHARA*, Norio OKADA and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Temporal and spatial variability of rainfall distribution over mountainous area is very complicated. On the other hand, it is generally said that the higher the land altitude is, the larger the rainfall amount is. In this study, it is made clear that the temporal and spatial variability of rainfall distribution over mountainous area has a kind of hierarchical structure in terms of time scale. Also, a design rainfall distribution is proposed based on the scale structure.

Keywords : radar, rainfall distribution, orographic rainfall, scale effect, design rainfall