

# 地形と風向とによる豪雨時の降水分布の推定

## RAINFALL DISTRIBUTION AT STORM EVENT ESTIMATED BY OROGRAPHY AND WIND DIRECTION

沖 大幹\*・虫明功臣\*\*・小池俊雄\*\*\*

By Taikan OKI, Katumi MUSIAKE and Tosio KOIKE

A three-dimensional numerical model of the atmosphere incorporating basin orography has been used to study the rainfall distribution in a basin at the storm-event level. It was shown that under a certain balance of time and space scale, the rainfall distribution in a basin is mostly dominated by orographical factors—the main effect being that of ground-forced-induced ascending current of the air. The numerical model was used to estimate the regions in a basin where the ascending current of air can occur, for any wind direction. A new concept called Directional-Probability-of-Storm-Event (DiPoSE) has been proposed by the authors. It was shown that severe storms are likely to occur when wind blows from a high DiPoSE direction, compared to that from a low DiPoSE one. The method of determining the wind direction from a DiPoSE analysis for use in the numerical model, has been used to show the severe rainfall regions in 18 river basins in Japan.

*Keywords: spatial rainfall distribution, severe storm, orographic effect, numerical model of the atmosphere, wind direction*

### 1. はじめに

流域内の降水分布は、河川計画・管理に大きな影響を及ぼす重要な因子の1つであり、河川水文学上の主要な関心事でもある。本川洪水波の形成には支川ごとの洪水出水の差異が影響するので、洪水計画、洪水対策にあたっては支川流域間の降水量の差異、すなわち本川流域内での降水量の偏り、降水分布を知ることが重要である。従来離散的な点データから面的な降水分布が推定されてきたが、本論文では、数値モデルと地点観測データとを総合的に組み合わせて用いて豪雨時の降水分布（以下豪雨分布とよぶ）を推定する手法を提案し、その妥当性を議論する。

### 2. 既往の研究と本研究の立場

#### (1) 降水分布と地形との時空間スケール

地形効果が明瞭に現われる時間スケールについて、田坂<sup>1)</sup>は四国での豪雨イベントの解析から、二宮<sup>2)</sup>は全国の極値分布解析から、日雨量、一雨雨量といった時間ス

ケールの降水記録により強い局地性が認められることを示し、比較的長い時間スケールの降水量に対して地形の影響はより強く現われると結論している。また一方、Sakakibara *et al.*<sup>3)</sup>は地上観測雨量とレーダエコーとの対比から、短時間の降水強度も地形の影響によって増幅されていると結論している。これは、一見、上の研究と矛盾しているかのように思えるが、後者がより細かい空間分解能での降水強度分布を議論していることから、次のように考えると統一的に理解できる。

気象学的条件が一様とみなせて、地形の差異が降水量の多寡をもたらす主要な因子となっている場合に、地形の影響は顕著に現われる。それは、ある時間スケールと気象力学的に対応する空間スケールに比べて細かい空間スケールの降水量分布に、地形効果がみられるということである。その条件を満たす時空間スケールは図-1の斜線部で示される。たとえば、数百kmのスケールでみると、日降水量の分布は台風などの構造を反映しているだろうが、日という時間スケールに対して数十kmの空間スケールでは、気象学的条件が同じと考えられるので、降水分布、すなわち降水量の多寡を決めているのは地形因子であるとみなせる。逆に、10km離れた2地点について、1時間降水量を比較すると積雲スケールの気象擾乱の通過などに伴う変動が顕著であろうが、積分された

\* 正会員 工修 東京大学生産技術研究所助手  
(〒106 港区六本木7-22-1)

\*\* 正会員 工博 東京大学生産技術研究所教授(同上)

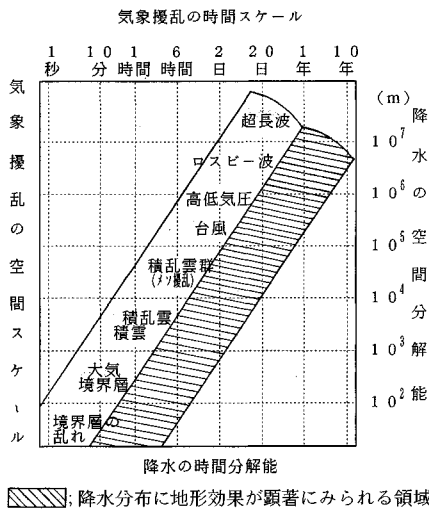
\*\*\* 正会員 工博 長岡技術科学大学助教授  
(〒940-21 長岡市上富岡町1603-1)

数日間の総降水量にみられる降水量の差異には地形の影響が認められることになる。流域スケールにあてはめて考えると、数 km の空間分解能で降水分布をみた場合、10 分間雨量や 1 時間雨量の分布には積乱雲の動的振舞いが反映されるが、数時間雨量～日雨量では、気象学的要因よりも地形効果が支配的となり、地形因子から降水分布が推定可能であるということになる。図の縦横のスケールはあくまで目安であるが、地形効果の降水分布への影響に着目する場合には、よい指標となる。

(2) 降水量と地形因子

既往の研究では表一で示すように、地形因子その他から重回帰分析によって降水量を推定する研究の成果が上がっている<sup>4)~6)</sup>。これをみると、勾配や水平収束といった強制上昇に関連した因子が支配的である。水蒸気供給に直接関係した因子は山越え量や陸度、地帯性といった量のみである。

また、地形性強制上昇から降水量を算定する研究も古くからなされていて、石原ら<sup>7)</sup>、草野ら<sup>8)</sup>、川畑<sup>9)</sup>がそれぞれ観測値や地形情報から算定される気圧座標系上昇速度  $\omega$  および湿度等をもとに降水量を短時間予測する手法を示している。一方、立平<sup>10)</sup>は雲物理的な過程と水蒸気の収支とを考慮した手法を開発して、それにより地形性降水の計算精度が著しく向上することを示している。最近の研究では、中北ら<sup>11)</sup>は 9 km メッシュの地形を組み込んだ乾燥大気の数値モデルに高層気象観測データを与えて流れ場を決定した後、水蒸気を導入して豪雨時の降水量分布をシミュレートしている。また、中津川ら<sup>12)</sup>は、地形上に固定された大気の流れ場に Kessler のパラメタリゼーションを組み込んで降水量を算定している。これらはいずれも層状雲による降水を主として考慮しているが、それぞれ良好な結果が得られたとされている。



図一 降水分布と時空間スケール

またその中で算定される降水量は基本的には上昇速度とほぼ比例するようである。

これらの結果から、地形性強制上昇域には相対的に降水が集中することが期待され、なんらかの形で地形性上昇域を算定すれば、定性的ながらも豪雨時の降水分布の推定が可能となる。また、空間的には流域スケールを想定するため、地形因子から推定される降水分布は、数時間雨量～日雨量の時間スケールをもつことになる。

3. 地形性上昇域の算定

(1) 算定手法

従来の手法では、主に標高データのみから地形による大気の強制上昇が算定されているが、本論文では以下のように、大気の三次元数値モデルを用いる。デジタル情報化されている国土数値情報の標高データと組み合わせることによって、読み取りの作業が不用であるのはもちろんのこと、地形による収束や遮断などの効果を図解法等で算定する必要もなく、地形上の大気の流れそのものを取り扱えるというメリットがある。

モデルの支配方程式は地球の曲率を無視した局所座標系のプリミティブ方程式で、鉛直座標系には次節に示す  $\sigma$  座標系を用いて地表面境界条件を取り入れやすくした。計算機の効率上日本全土を覆うことはできないが、地表面境界条件を代えることによって、容易に各地域での算定を行うことができる。本論文では全国を 6 領域に分けて数値計算を行った。

(2) 支配方程式と数値化

a) 支配方程式 以下に示すのは一般に総観場の気象予測に用いられているプリミティブ方程式系であり、回転流体におけるオイラー方程式を座標変換したものに、いくつかの気象学的簡略化を施したものである<sup>13)</sup>。

・座標軸  $x$  軸を東西方向、 $y$  軸を南北方向にとり、それぞれ東向き、北向きを正とする。地上気圧を  $p_s$ 、

表一 降水分布と地形因子

	志賀 <sup>4)</sup>	裏戸ら <sup>5)</sup>	山田 <sup>6)</sup>
降水の時間スケール	一雨雨量	記録最大日雨量 確率日雨量	三日雨量
降水の空間スケール	由良川上流域 面積 350.4km <sup>2</sup> 観測地点数 126地点	四国 18,000km <sup>2</sup> 102地点	利根川上流域 9,500km <sup>2</sup> 165地点
地形因子	標高 起伏度 方位性 開放性 陸度	標高 ○ 起伏度 ○ 収束 開放度 ○ 陸度	標高 × 山越え量 ○ 水平収束 ○
		障害距離 勾配 海岸距離 ○	障害 ○ 勾配 ○

○ -- 主要な説明因子 , × -- 主要でない説明因子

モデル中での大気上端気圧を  $p_t$  として、鉛直気圧座標  $p$  を

$$\sigma = \frac{p - p_t}{\pi} \dots\dots\dots (1)$$

のように正規化して、この  $\sigma$  を鉛直座標とする。ここに、

$$\pi = p_s - p_t \dots\dots\dots (2)$$

また、地表面で  $\sigma=1.0$ 、大気上端で  $\sigma=0$  となる。計算領域は対流圏内で十分なので、 $p_t$  は 100 hPa (高度約  $1.6 \times 10^4$  m) とした。

• 運動方程式  $x, y, \sigma$  方向速度をそれぞれ  $u, v, \dot{\sigma}$  として、

$$\frac{d\pi u}{dt} = f\pi v - \pi \frac{\partial \phi}{\partial x} - \pi \alpha \frac{\partial \pi}{\partial x} \dots\dots\dots (3)$$

$$\frac{d\pi v}{dt} = -f\pi u - \pi \frac{\partial \phi}{\partial y} - \pi \alpha \frac{\partial \pi}{\partial y} \dots\dots\dots (4)$$

ただし、ここでの微分は連続式を用いてフラックス形の、

$$\frac{dX}{dt} = \frac{\partial X}{\partial t} + \frac{\partial Xu}{\partial x} + \frac{\partial Xv}{\partial y} + \frac{\partial X\dot{\sigma}}{\partial \sigma} \dots\dots\dots (5)$$

である。また、 $\alpha$  は比容、 $\phi$  はジオポテンシャル、 $f$  はコリオリパラメーターである。

• 連続式

$$\frac{d\pi}{dt} = 0 \dots\dots\dots (6)$$

実際にはこれを要素に分解して地表面からモデル大気上端まで積分し、 $\dot{\sigma}=0$  (at  $\sigma=1, 0$ ) を用いて

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_0^1 \frac{\partial \pi u}{\partial x} + \frac{\partial \pi v}{\partial y} d\sigma \dots\dots\dots (7)$$

と変形した式を使用する。

• 熱力学方程式

$$\frac{d\pi C_p T}{dt} = \pi \omega \alpha \dots\dots\dots (8)$$

$C_p$  は乾燥大気の定圧比熱。また、 $\omega$  が鉛直気圧速度で

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \pi \dot{\sigma} + \sigma \left[ \frac{\partial \pi}{\partial t} + u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right] \dots\dots\dots (9)$$

ここで、 $p$  は鉛直下向きに増加するので、 $\omega > 0$  はほぼ地表面へ向かう流れを表わす。

• 静力学的つり合い

$$\delta \phi = -\pi \frac{RT}{p} \delta \sigma = -RT \delta (\ln p) \dots\dots\dots (10)$$

ただし、 $\ln$  は自然対数を示す。

• 状態方程式 気温を  $T$ 、乾燥大気の気体定数を  $R$  とすれば、状態方程式は

$$p\alpha = RT \dots\dots\dots (11)$$

となる。

b) 数値化の概要 空間的には中央差分を用いて差分方程式を作成した。変数の配置は図-2 のようである。計算的境界条件は、一次の微分が 0 になるように外挿して

$$X_0 = 2X_1 - X_2 \dots\dots\dots (12)$$

$$X_b = 2X_{b-1} - X_{b-2} \dots\dots\dots (13)$$

と与えた<sup>14)</sup>。ここで  $X$  は物理量の変数  $u, v, T, \phi, \pi$  であり、添字 0,  $b$  が計算上の境界での値を、右辺は計算領域内での値を示す。ただし、鉛直境界で  $\dot{\sigma}$  は

$$\dot{\sigma} = 0 \dots\dots\dots (14)$$

である。時間積分には 2 つの時間レベルを用いた繰り返し法の一種である松野スキーム<sup>15)</sup>を用いた。

(3) 数値計算と地形性上昇域

水平グリッド間隔はほぼ  $1.0 \times 10^4$  m とした。厳密には国土数値情報の 3 次メッシュに同期させているので、たとえば九州についての計算では

$$\Delta x = 1.04 \times 10^4 \text{ m}, \Delta y = 1.02 \times 10^4 \text{ m} \dots\dots\dots (15)$$

となっている。鉛直の層は

$$\Delta \sigma = 0.05 \dots\dots\dots (16)$$

で、20 層をとった。  $1.0 \times 10^4$  m メッシュで作成された地形をみると、流域界については山岳地帯では比較的明瞭だが平野部などではあいまいであり、河道については主要支川の河谷がかるうじてわかる程度である。これ以上粗いメッシュではわが国の流域地形を表現することは難しいと考えられる。

大気圏 (高度  $1.1 \times 10^4$  m 以下) 内で  $0.0065$  K/m、成層圏内で  $0$  K/m の気温減率をもつ標準大気の静止状態の初期値を作成し、それに対して  $\sigma$  座標系上で水平な風を任意の方角から数値風洞的に流域地形にあて、時間積分を実行した。風速は  $10$  m/s、積分時間間隔  $\Delta t = 10$  s である。

積分回数 120 回 (積分時間にして 5 分に相当) で計算領域全体 (水平方向  $70 \times 50$ ) に各グリッドの地形データの支配領域が十分広がったものと判断して計算を打ち切った。大気が地形の影響を感じるには十分な積分回数であるとみなせる。

表示面は 700 hPa 面 (高度約 3000 m) にした。これは山地付近で表示が不連続になるのを避けるためである。この面での気圧速度  $\omega$  が負の領域をその風向に対する地形性強制上昇域とみなした。

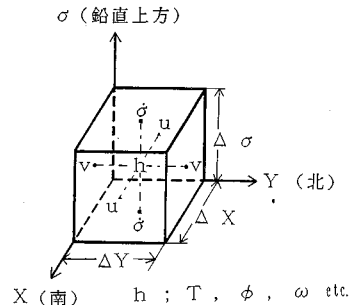


図-2 格子内の変数配置

(4) 結果と吟味

a) 結果 例として九州について、全8方位を初期風向とした計算結果を図-3に示す。影で示されているのが鉛直気圧速度  $\omega$  が負（地上に対して上昇）の領域で、地形性上昇域である。実線はモデル地形の200m間隔の等高線である。

さらに、この図から、筑後川、大淀川の各流域について拡大して切り出した例を、図-4(a), (b)に同様に示す。

豪雨時の降水分布については多数の事例報告があるものの、「ある地域に対する」豪雨時の降水分布」という包括的な研究は少なく、またそれらの精度も不明で、真値に対する結果の検証は不可能である。その点を踏まえたうえで、九州スケールについてはアメダス日雨量をまとめた著者らの研究結果を、流域スケールについては地点降水量・支川流量データ等より推定された山田の多雨域図<sup>17)</sup>を比較対象として上昇域図を吟味する。

b) 九州スケールに対する考察 九州全域約150地点のアメダス降水観測点のうち、10地点以上で100mm以上の日雨量が観測された日を選びだし、パターン分類した結果<sup>16)</sup>を再編成したのが表-2である。このうちNE, Nm, Ty, Smの各タイプの代表例を図-5に示す。

NE, Nm, Ty, Smの各降水タイプはそれぞれ北, 北西, 南東, 南の各初期風向に対する上昇域(図-3)とよく一致しているのがわかる。実際には、一日の間に九州全体としても風向は大きく変化しと考えられるし、

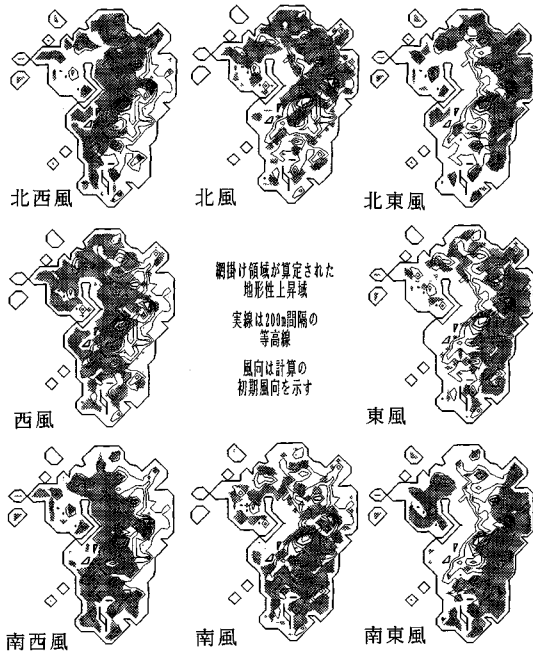


図-3 地形性上昇域の算定結果(例:九州)

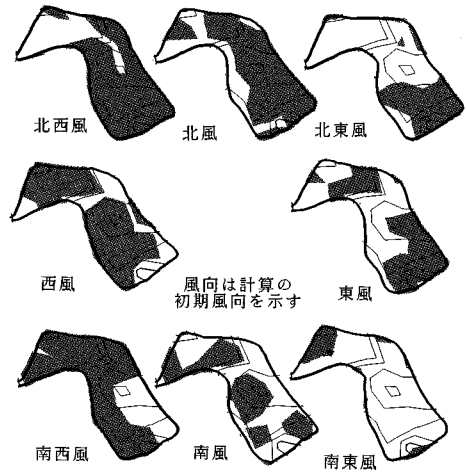


図-4(a) 筑後川流域の地形性上昇域 (風向きは初期風向を示す)

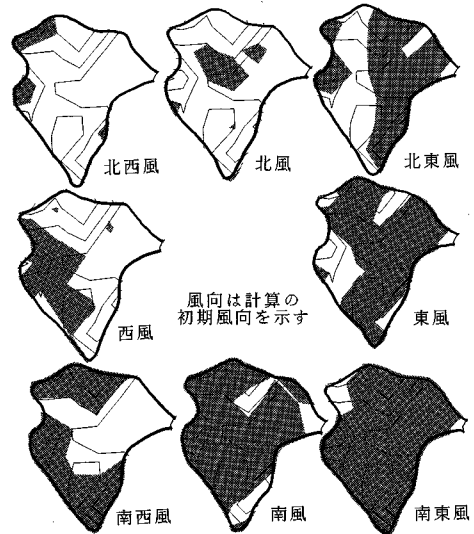


図-4(b) 大淀川流域の地形性上昇域 (風向きは初期風向を示す)

表-2 豪雨パターン分類 (AMeDAS 1978~1986, 九州)

豪雨原因	豪雨分布パターン										
	Np	Wp	NE	Nm	Mp	Sm	Ep	Ty	SE	Sp	合計
①梅雨前線	19	6	-	7	7	4	-	-	1	8	52
②台風	3	1	3	-	1	1	3	10	2	1	25
③低気圧	1	2	-	-	-	-	-	-	-	4	7
④その他	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	2
合計	23	9	3	8	8	5	3	11	3	13	86

豪雨分布パターン凡例：

- Ty：台風時の典型パターン
- Wp：西側半分
- SE：南東岸型
- Ep：東岸集中型
- Sm：中部南部分布型
- Nm：中部北部分布型
- NE：北東部型
- Np：北部分布型
- Mp：中部分布型
- Sp：南部分布型

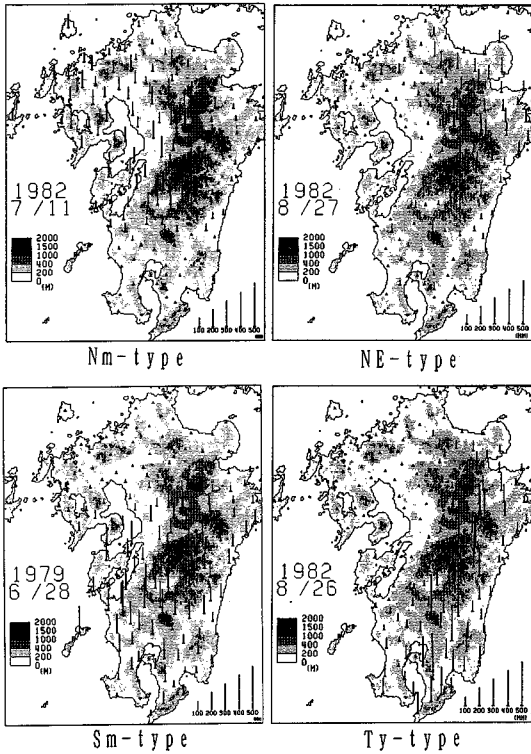


図-5 九州における豪雨分布パターン①  
(例：地形性上昇域と対応のつくもの)

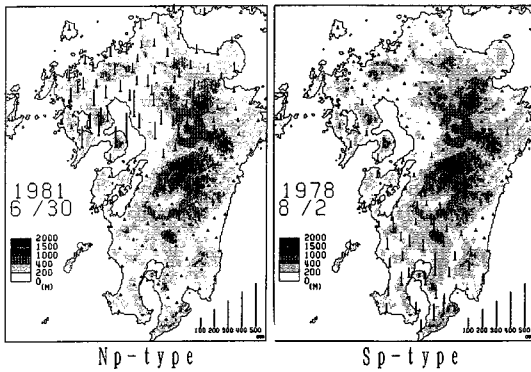


図-6 九州における豪雨分布パターン②  
(例：狭い領域に集中しているもの)

また、必ずしも一樣風であったとも限らないが、ある風向に対して効率的に降水をもたらすようなメカニズムが働いたと考えられる。

一方、Np, Wp, Mp, Sp, Ep等の、このスケールでみて特に狭い範囲に集中した降水パターンは、モデルの計算では表現されなかった。図-6にNpとSpの例を示す。

c) 流域スケールに対する考察 図-7に示す山田の多雨域図<sup>17)</sup>は地上日雨量データのほかに出水記録等も

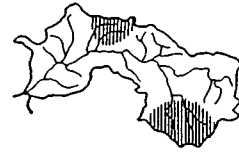


図-7(a) 筑後川の多雨域図 (山田<sup>17)</sup>より)

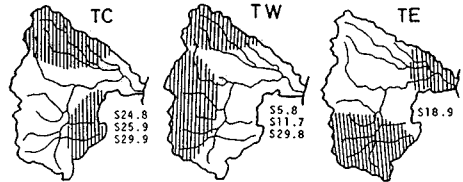


図-7(b) 大淀川の多雨域図 (山田<sup>17)</sup>より)

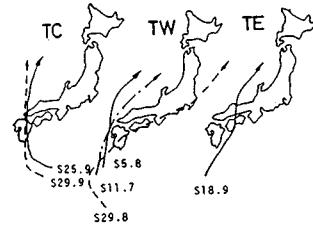


図-8 大淀川に洪水をもたらした台風経路 (山田<sup>17)</sup>より)

加味して作成されており、たとえば筑後川では(梅雨)前線によって(a)の斜線部の領域に相対的に多雨となるとされている。また、(b)の大淀川の例では図-8のT, TW, TCといった台風経路パターンの違いに対応して、多雨域となる領域が異なることが示されている。図-7中の実線は河道網である。

筑後川の多雨域図-7(a)と図-4(a)の北西～南西風による上昇域が対応しており、またこの風向は梅雨時の風向として妥当な風向である。

次に大淀川の例であるが、TW型の多雨域(図-7(b))と南西風の上昇域(図-4(b))との対応はよく、台風経路と風向との関係も自然である。TE型については台風経路から風向は南東～東～北東と考えられ、それらの風向に対する上昇域図(図-4(b))と多雨域図(図-7(b))の間にも明らかに関連がみられる。TC型についてはよい対応が見当たらないが、このケースでは台風が流域を通過しており、そのようなダイナミックな変化に対しては本論文のモデルの適用範囲外だと考えられる。

以上でわかるとおり、本手法による上昇域は九州、あるいはその中の流域というスケールで、豪雨時の降水分布の偏りを表現し得る。しかしながら、流域スケールでは、地上のまばらな点データから求めた降水分布の信頼性は明らかでなく、上昇域図とのパターンマッチングによって豪雨をもたらした風向を逆推定することには多少

の無理がある。したがって本モデルを有効に利用するには、豪雨をもたらすと期待される風向を別途定める必要がある。

次章では、気象庁アメダスによる既往の雨量と風向の地上地点観測データから、豪雨時の風向を定める手法を提案する。

### 4. 豪雨風向の算定

#### (1) 地形効果と風向

ある地点における、降水に対する地形の影響は、当然のことながら風向によって大きく変化する。

降水や風向それぞれの統計的研究は数多くあるが、両者を組み合わせた研究はほとんど見当たらない。以下ではこの点に着目して解析を行い、豪雨の生じやすい風向、すなわち豪雨風向の算定法を提示する。

#### (2) 使用データ

現在風向と降水量について手軽に利用できるデータとして、前章でも取り扱った気象庁の AMeDAS のデータがある。次に述べるような偏りはあるものの、日本全国の観測データを同一に処理できるという点では非常に有用なデータである。

アメダスデータの河川水文学への応用の際にはいくつかの注意が必要である。1つには標高の高い場所にはあまり観測地点がなく、通年観測地点、全要素観測地点ではさらにこの傾向が強まることである<sup>18)</sup>。これは人間生活に密着した気象観測網であるアメダスの意義を考えれば当然ではあるが、山地流域での降水量については情報不足である。また、アメダスは観測網が整ってからまだ約10年程度であり、統計的取り扱いの際には注意を要する。さらに、積雪期の降水量測定精度にやや疑問ももたれている点にも留意すべきであろう。

今回使用したのは1976年から1987年までの12年間のアメダスデータで、期間中に1か月でも全要素観測を行った全国約870地点を抽出し、次節のようなデータ処理を施した。期間途中に移設されて、観測地点ナンバーが変更された地点は別扱いとした。雨のみ観測の時期があった地点については、全要素観測で降水量+風向の観測の行われた期間のみを解析対象とした。

#### (3) 豪雨風向の算定

豪雨時の代表的な風向を求めるにはさまざまな方法が考えられる。しかし、単純に風向別の降水量を求めると、弱い降水が長時間続いた分の寄与が分離できない。また、ある一定値以上の降水強度のみの風向別平均降水量を積算すると、期間中に観測された、特に強い降水時の風向が強調されてしまう。したがって、ある一定値以上の降水強度があった時間数をそのときの風向別に積算し、各風向の総時間数に対する割合をとり、各地点ごとに風向

別の豪雨生起確率を求めるのが妥当である。アメダスの風観測データには周囲の事物の影響を受けて風の吹きやすい方向が存在するといわれているが、この操作を行うことにより、そのバイアスは除去されると考えられる。式で表現すると

$$P(w, x) = \frac{W(w, x)}{W(w, 0)} \dots \dots \dots (17)$$

と表わせる。ここに、

$W(w, x)$ :  $x$  (mm/h) 以上の降水があって風向が  $w$  であった総時間数

$P(w, x)$ : 風向が  $w$  であるときの  $x$  (mm/h) 以上の降水が観測される確率

であり、各地点でそれぞれ  $P(w, x)$  を最大にする  $w$  が、豪雨の生じやすい風向であると考えられる。

$w$  としてはアメダスで計測されている16方位について、 $x$  としては0, 1, 5, 10, 20 mm/h について計算を行った。

#### (4) 豪雨風向の算定結果

各地点について  $P(w, 10)$  をそれぞれの最大値で正規化して図化した。図-9に九州地方の代表地点での例を示す。表示をする際に、特にスムージングは行っていないが、各地点ともにはっきりした指向性をもっているのがわかる。豪雨というからには  $x$  はより大きい方がふさわしいのだが、 $x=20$  mm/h は資料期間が短いためか風向別の変動が激しく不適と判断されたため、本研究では  $x=10$  mm/h を採用した。今後資料期間が長くなれば、大きな  $x$  の値を用いることができるようになる。

図-9に示した例では、福岡、大分、佐賀でそれぞれ東北東、北東、南東の方角の豪雨生起確率が突出して大きくなっている。これは、それらの方向から風が吹くと

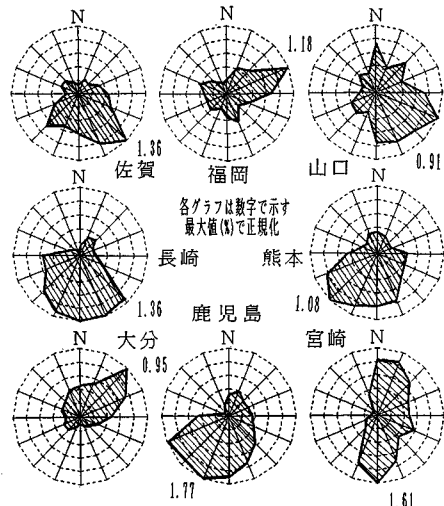


図-9 風向別豪雨生起確率  $P(w, 10)$  (例：九州、代表地点)

きには、10 mm/h 以上の降水が観測されるケースが、他の風向の風が観測されるケースに比べて著しく多いことを示している。また、長崎、熊本、鹿児島では上に比べると幅広いながらも、それぞれ南、南西、南南西の方角に豪雨生起確率のピークを明瞭に示している。一方宮崎が南と北の2方向に、山口が東南東と弱いながらも北の2方向にピークをもっていて、豪雨が観測されやすい風向が複数ある地点もあることがわかる。

このように、各地点における豪雨生起確率はある風向に顕著なピークをもつ。以下ではそのピーク風向を各アメダス観測地点における豪雨風向とする。算定された豪雨風向には、その風向に対して地形による降水増強作用が強く働くという地形要因のほかに、降水を維持して豪雨をもたらす水蒸気の補給がその風向から与えられやすいという地理的・気候学的要因も反映しているものと考えられる。

### 5. 豪雨分布推定

#### (1) 豪雨風向と地形性上昇域

前章で求めた各地点の風向別豪雨生起確率  $P$  を地図上にプロットしたのが図-10 である。矢印は各地点における  $P$  の最大値ならびに第2位値を与える風向を示し、顕著に複数のピークをもつ地点の場合、2方向までは表示されている。太い破線は図-4 に対応する筑後川と大淀川の流域界である。アメダス観測網もこうした流域内の降水分布を議論するには粗いことがわかる。

本来、豪雨に関係した風を問題とする場合には高層気象観測（たとえば、大気下層の代表として 850 hPa 面）のデータを使用する方が望ましいと考えられるが、時空間的な分解能が大変粗い（日本全国で 30 地点弱、2 回/日の観測である）ため、本研究では流域規模への適用を最優先して、高層データの使用は見送った。

アメダスデータより算定されたこの豪雨風向と、数値計算により求められた地形性上昇域との対応づけを検討するにあたり、あるアメダス観測地点の豪雨風向と同じ風向をモデルの初期風向として計算した地形性上昇域の中に、元の観測地点自身が含まれているか否かを判断基準として以下議論する。

たとえば、筑後川流域で、図-10 中の NE, SW, S, SE を豪雨風向としている地上観測地点は、それぞれを初期風向とする計算結果の上昇域（図-4 (a)）に含まれている。大淀川流域でも、S, E を豪雨風向としている地点（図-10）はそれぞれを初期風向とする計算結果の上昇域（図-4 (b)）に含まれている。しかしながら河口付近（宮崎）は、豪雨風向は N だが北風を初期風向とする上昇域には含まれない。これは、宮崎市南部に位置する最大標高 700 m 程度の山脈が  $1.0 \times 10^4 \text{ m}$  のグ

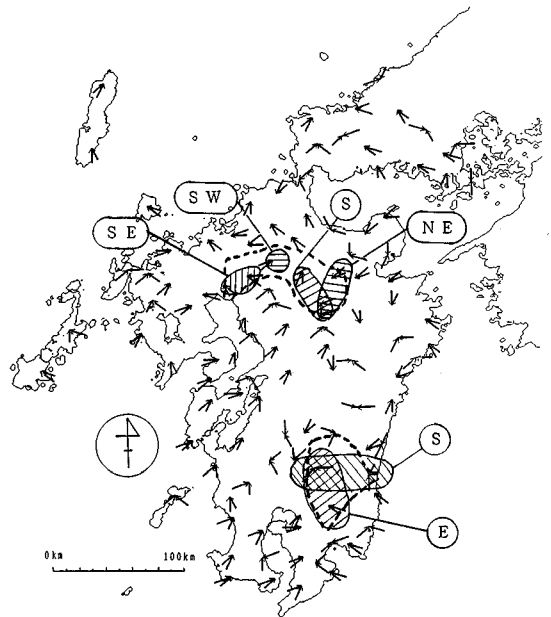


図-10 風向別豪雨生起確率の大きな風向（1位、2位）  
（例：九州）

リッド間隔では表現されなかったためと考えられる。もしその山脈がモデル中に適切に取り込まれていれば、宮崎市と山脈との相対的位置からみて、宮崎市は北風を初期風向とした計算結果で、上昇域に含まれたであろう。

逆に、各上昇域はその初期風向を豪雨風向とする地点以外を含んでいるが、豪雨風向は豪雨生起確率が各地点において相対的に大きい風向に過ぎず、他の風向で豪雨が生起しないというわけではないので、その対応づけに問題はない。

以上の検討から、地上観測のアメダスデータから求めた豪雨風向は、豪雨の生起しやすい風向を示すといえる。

#### (2) 豪雨分布の推定手法とその適用例

前節までの結果を用いて、次のようにして豪雨時の降水分布、すなわち豪雨分布が推定できる。

まず各流域のアメダス地点について豪雨風向を算定し、その代表風向を定める。そして、その風向を初期風向とした数値計算を行い、地形性上昇域を求め、図化して豪雨分布とする。ここで、豪雨風向の算定の段階に水蒸気補給に関する因子が統計的に反映されており、両者を組み合わせたこの豪雨分布推定法には、2.(2) に示された主要な因子は結果としてすべて考慮されることになる。

この手法を全国の主要大河流域に対して適用した結果が図-11 である。流域内の各アメダス観測地点ごとに豪雨風向は定まるのだが、その中から各流域の代表的な豪雨風向を1つ選択して、一例ずつ示している。選択した基準は次のようなものである。

- 豪雨風向に対応する上昇域内にその観測地点が含まれるという前節の判断基準に沿うこと。
- 豪雨風向に対応する上昇域が流域内で偏りをもつもの。ただし、流域全体を覆うような豪雨風向が認め

られ、かつその風向に対してほぼ流域全体が上昇域となる場合にはその風向を選択する。

この基準で選ぶと、前出の筑後川流域、大淀川流域ではそれぞれ東、北東が豪雨風向となり、それを初期風向



図一11 全国主要河川流域について算定された地形性上昇により豪雨が生じやすい領域 (網掛け領域が算定された地形性上昇域, 斜線部は海域, 風向は豪雨風向, 実線は200m間隔の等高線, 太い実線は流域界を示す)



とする上昇域(図-4)が豪雨風向の例として示されることになる。

図-11において、天竜川流域では上流のアメダス観測地点の豪雨風向が北～北東であったが、北東風を初期風向とする上昇域(図-11)によく対応している。また、十勝川流域の例では、流域内に豪雨風向が南東風である観測地点が多かったが、それに対応して南東風の上昇域(図-11)は流域全体となっている。この場合には、降水分布の偏りという点では情報が得られないが、十勝川流域では南東風に要注意であるという知見が得られることになる。

## 6. まとめ

以下に本研究の要点を列挙する。

(1) 気象力学に支配される時空間スケールよりも、より長い時間スケールもしくはより細かな空間スケールでの降水分布は、地形性強制上昇に代表される地形因子のみで推定可能であることが示唆された。

(2) 流域地形を組み込んだ大気の大気三次元モデルを数値風洞的に用いて、流域内の地形性強制上昇域を算定する手法が示された。

(3) 日雨量ないし一雨雨量の時間スケールで、モデルで算定された上昇域と、地形の影響を強く受けたと思われる既往豪雨時の流域内降水分布との間により対応がみられた。

(4) 風向によって変化する地形効果の指標として、各観測地点の風向別豪雨生起確率という概念が提案され、アメダスのデータを用いて算定された。各地点におけるこの風向別確率から、豪雨のもたらされやすい風向を知ることができ、洪水計画、予測への応用が期待できる。

(5) ある地上観測地点に対して、風向別豪雨生起確率の最大値を与える風向を初期値とするモデルの上昇域は、おおむねその地点を含み、この風向を豪雨時の卓越風向(豪雨風向)とみなせることがわかった。

(6) 豪雨風向を地形性上昇域算定モデルの初期風向とすることによって豪雨時の降水分布(豪雨分布)を推定する手法が、全国の主要河川流域への応用例とともに示された。

以上により、流域内の降水分布について従来の研究に新たな知見が加わり、流域内降水分布推定の新手法が開発された。本研究によって、河川水文学における降水分布研究が新たな局面へ向かうことを期待する。

謝辞：AMeDASのデータは気象庁統計室より提供を受けました。地形データは国土整備事業の一環として建設省国土地理院において作成された国土数値情報の標高データを用いました。数値計算ならびにデータ解析

には東京大学大型計算機センターを利用し、図の一部はNCARで開発され東大センターへライブラリとして登録されている図形出力プログラムを使用しました。また、本研究の一部は文部省科学研究費補助金重点領域研究(1)「気象解析とレーダー雨量計を補完的に組み合わせた豪雨災害の予測手法に関する研究」(代表：山田正)の補助のもとに行われました。ここに記して感謝します。

## 参考文献

- 1) 田坂郁夫：時間スケールの違いによる降水分布特性の差異，地理学評論，54-10，pp.570～578，1981。
- 2) 二宮洗三：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，24，1，pp.63～70，1977。
- 3) Sakakibara Hitoshi and Takao Takeda：Modification of Typhoon 7002 Rainfall by Orographic Effect，J. Meteor. Soc. Japan，51，pp.155～167，1973。
- 4) 志賀是文：降雨特性に関する二、三の考察，土木学会論文集，第59号，pp.43～48，1958。
- 5) 裏戸 勉・中村 昭・長谷川修：地勢因子による最大日雨量の推定，土木技術資料，1978。
- 6) 山田啓一・土屋愛自：降雨の空間分布に及ぼす地形因子の評価，第30回水理講演会論文集，pp.439～444，1986。
- 7) 石原健二・野口敏正・杉浦 茂・藤原滋水・福井 篤・畑 賢秀・土屋 清：Small Scaleの雨量予測(第1報)，研究時報，9，pp.615～632，1957。
- 8) 草野和夫・野口和則・角野迪夫：地形性降雨の数値予報，研究時報，9，pp.811～822，1957。
- 9) 川畑幸夫：地形性降水強度の算定法，水文気象学，地人書館，pp.93～106，1961。
- 10) 立平良三：雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，23，pp.96～100，1976。
- 11) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高榎琢馬：降雨分布特性の気象力学的解析，第32回水理講演会論文集，pp.13～18，1988。
- 12) 中津川誠・山田 正・内藤 修・水島徹治：流域スケールの風の場と降雨のシミュレーション，第33回水理講演会論文集，pp.109～114，1989。
- 13) たとえば，気象研究ノート134号：気象力学に用いられる数値計算法，日本気象学会，pp.13～24，1978。
- 14) 気象研究ノート110号：気象力学に用いられる数値計算法，気象学会，pp.44～49，1971。
- 15) たとえば，増田善信：数値予報，気象学のプロムナード，東京堂出版，pp.260～263，1981。
- 16) 沖 大幹・高橋 裕・玉井信行・小池俊雄：降雨分布の推定に関する研究，第32回水理講演会論文集，pp.7～12，1988。
- 17) 山田啓一：日本における洪水の地域的特性に関する実証的研究(1)～(6)，水利科学，No.135～141，1981。
- 18) 沖 大幹・虫明功臣・小池俊雄：風向別降水量と豪雨風向の算定，土木学会第44回年次学術講演会講演概要集Ⅱ，pp.2～3，1989。

(1989.5.12・受付)