

PMP (可能最大降水量) の地域分布 評価に関する研究

STUDY ON THE REGIONAL DISTRIBUTION OF PROBABLE MAXIMUM PRECIPITATION

矢島 啓¹・道上 正規²・梅崎 将昭³

Masanori MICHIEUE, Hiroshi YAJIMA and Masaaki UMEZAKI

¹正会員 博(工) 鳥取大学助手 工学部土木工学科 (〒680 鳥取県鳥取市湖山町南4-101)

²フェロー 工博 鳥取大学教授 工学部土木工学科 (〒680 鳥取県鳥取市湖山町南4-101)

³正会員 川田工業(株) 大阪支店工事部工事課 (〒550 大阪府大阪市北堀江1-22-19)

The probable maximum precipitation (PMP) is very important in river planning. The traditional approach to PMP determination is mainly based on the moisture maximization of observed extreme precipitation amounts and its regional distribution is obtained by smoothing the point data of PMP. But in geographically complex areas like most of Japan, it is difficult to smooth the data of PMP. This is because the wind field is affected by geographical features, so the atmospheric condition and precipitation process can make a large difference in relatively short distances.

Therefore in this paper, using a 3-D wind field simulation model, three parameters indicating atmospheric condition like CAPE(convective available potential energy) that could be related to the heavy rainfall are evaluated. Then the regional distribution of PMP is estimated using these parameters.

Key Words : river planning, PMP (Probable Maximum Precipitation) , regional distribution, CAPE (convective available potential energy)

1. はじめに

日本の治水事業において、第二次世界大戦後、計画基本高水を定めるのに確率洪水の考え方を採用している。しかし、この確率年を求める水文統計解析において、解析に用いるデータ数が少ない場合、最大の水文記録が年々増加するようなことがあれば確率年に応じた水文量はそれにつれて容易に変化する。そのような問題に対応するため、アメリカでは1940年頃から大規模水理構造物を設計する際に、起こりうる最大の降水量：可能最大降水量(PMP)の推定を行い降水量の上限値を与えている。¹⁾

日本でも古くからその推定が試みられている。²⁾しかし、日本のように山地が多く急峻な地形においては、降雨に地形の影響が大きく関わってくる。そのため、基本的に地点において評価されるPMP値の地域的な分布を推定することが困難である。そこで、本研究ではメソスケールの数値シミュレーションを用いて、大気場に対する地形の影響をいくつかの気象学的パラメータの観点から評価し、その結果を用いてPMPの地域分布を推定することを試みる。また、今後の展開についても考察する。

2. 従来のPMPの地域分布推定

PMPとは、アメリカ気象協会によると「ある季節、地域に対して、物理的に可能な理論的に最大化された降水量」と定義されており、主にダムなどの大規模水理構造物の設計基準に用いられている。現在、WMO(世界気象機構)でマニュアル化³⁾されているPMP推定法は「湿度の最大化」を基本とする方法であり、豪雨時の降水量を、豪雨発生時の大気の水蒸気量よりも高湿度の条件を与えることによって増大させる方法である。具体的には、12時間持続した過去最高露点温度に対する地表面から200hPa面までの気層における可降水量と、実際起こった豪雨時の12時間持続露点温度に対する同じ気層の可降水量との比率を実績降雨量に掛け合わせることで降雨量を増大させ求める。また、地域的なPMPの分布を求めるときには、周辺地域とその値がスムーズな等値線を描くことができるように、地域ごとの過去最大雨量、100年確率の地点降雨量、雷雨の生起頻度などの指標を参考にして修正が行われる。

しかし、さきに述べたように地形が複雑な地域では、地域間の補間を行うことが難しいため、近年発達しているメソスケールモデルの数値シミュレー

ション技術などを利用して、気象学的観点からもその妥当性が得られるような、地域の特性に応じたPMPの推定を行う方法の開発が望まれる。

3. シミュレーションの概要

(1) シミュレーションで用いる基礎式

詳しくは参考文献⁴⁾に譲り、ここでは用いるメソスケールモデルの概要を述べる。

まず、シミュレーションにおいて容易に地形を考慮するため、以下に示す s 座標系を用いる。

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H(x, y, t) - h(x, y)} \quad (1)$$

ここで、 $h(x, y)$ は地点 (x, y) での地表の標高、 $H(x, y, t)$ は時刻 t での解析対象領域上端（100hPaの一定気圧面）の高度である。

以下に基礎式を示す。ただし、モデル中に降雨過程を表す式は含めていない。また、式中のある物理量 ϕ に対する ϕ' は、総観スケールの値 ϕ_0 からの偏差を表す。

連続式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 \omega) = \\ - \frac{1}{H-h} \frac{\partial H}{\partial t} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 s) - \frac{\rho_0}{H-h} \left(u \frac{\partial(H-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(H-h)}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

東西方向の運動方程式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial x} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial x} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial x} \\ + f(v - v_{sur}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K_m \frac{\partial u}{\partial s} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

南北方向の運動方程式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial y} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial y} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial y} \\ + f(u - u_{sur}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K_m \frac{\partial v}{\partial s} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

静力学的釣合式：

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{\theta'}{\theta_0^2} g (H - h) \quad (5)$$

熱力学的方程式：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial s} \right) \quad (6)$$

水蒸気の保存式：

$$\frac{\partial n_v}{\partial t} + u \frac{\partial n_v}{\partial x} + v \frac{\partial n_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial n_v}{\partial s} = \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K_\eta \frac{\partial n_v}{\partial s} \right) \quad (7)$$

ここで、 u_{sur} , v_{sur} は総観場の地衡風、 (u, v, ω) は風速である。 f はコリオリパラメータ ($=8.36518 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。 m_v は水蒸気の混合比であり、 ρ_0 は大気密度である。 θ は温位、 π はエクスター関数と呼ばれる無次元気圧で $\pi = C_p T / \theta$ で定義される。 C_p は定圧比熱 ($=1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)、 T は気温である。 K_m , K_θ , K_η は運動量、温位、水蒸気の渦拡散係数であり、中北のモデル⁵⁾を参考にしすべての渦拡散定数 K を以下のように設定した。

$$K = \begin{cases} 10 [m^2 / s] & (z(s) - h > 400 \text{ m}) \\ 0.35 (z - h) u_* & (z(s) - h \leq 400 \text{ m}) \end{cases} \quad (8)$$

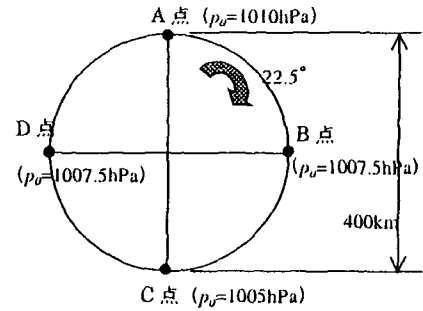


図-1 大気プロファイル設定地点

(2) シミュレーション条件の設定

a) 大気総観場の設定

大気の大気総観場を設定するために、まず東西南北400km離れた4地点の大気鉛直プロファイルを設定し、それらを全体に補間する(図-1参照)。

大気の大気鉛直温位分布は、夏場の高層気象観測データを参考にして、高度14kmの圏界面高度までは、気圧の減少に従い緩やかに上昇し、それ以上の高度では、気温がほぼ一定となり温位が急激に上昇するよう次式のように設定する。

$$\theta(z) = \begin{cases} \theta_{sur} + (\theta_{ir} - \theta_{sur})(z/z_{ir})^p & (0 \leq z < z_{ir}) \\ \theta_{ir} [\exp(g(z - z_{ir})/(C_p T_{ir}))] & (z_{ir} \leq z) \end{cases} \quad (9)$$

ここで、添字の sur は地表面での値を、 ir は圏界面での値を表し、 $\theta_{ir}=350\text{K}$, $z_{ir}=14\text{km}$ である。温位分布係数 ip は2/3とした。また、気圧分布は静水圧近似で求めることができる。このとき、図-1に示すように4点(A,B,C,D)において、地表面の気圧 p_0 に差を設けている。これは、地表面の気圧差により4点において鉛直方向に異なった気圧分布が生じ、その気圧場に対応した風向の風速場をシミュレートすることができるからである。本研究では、図-1に示す地点(A,B,C,D)を北から22.5度ずつ回転させることにより16通りの初期風速場を設定した。

b) 湿度分布の設定

初期大気および流入大気の水蒸気分布を設定するために、相対湿度を高度に応じ次式のように与える。

$$H(z) = \begin{cases} H_{sur} + (H_{ir} - H_{sur})(z/z_{ir})^p & (0 \leq z < z_{ir}) \\ H_{ir} & (z_{ir} \leq z) \end{cases} \quad (10)$$

ここで、 H_{sur} は95%、 H_{ir} は10%とした。すなわち、相対湿度は地表で最大値をとり、圏界面まで単調に減少し、それ以上では一定値となる。また、湿度分布係数 ip については2/3とした。

c) 地衡風の設定

地衡風はジオポテンシャル高度 ϕ との関係より、次式を用いて設定した。

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}, v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (11)$$

(3) 解析対象領域

解析の対象領域は、図-2に示すように、近畿地方を中心とした、東西に360km、南北に594kmの範囲

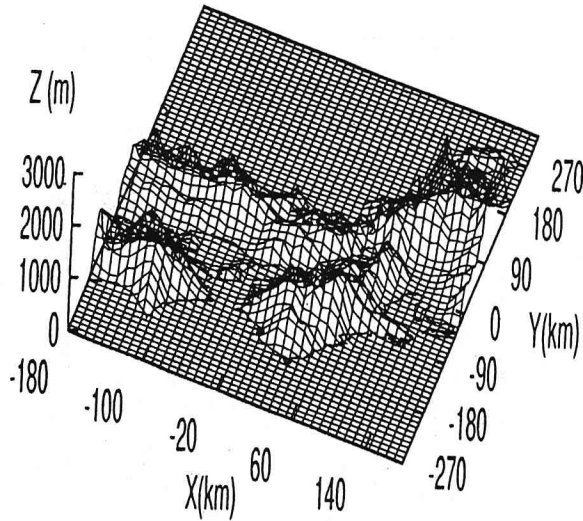


図-2 解析対象領域

の領域である。また、シミュレーションを行うときの水平方向の格子点間隔は、東西方向、南北方向とも9kmとし、鉛直方向（s方向）の格子点の配置は、

$$s=0, 5, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000, 12000, 13000, 14000, H_0 (\times 1/H_0) \quad (12)$$

とした。\$H_0\$は、初期状態において図-2の(0, 0)地点上空の100hPa面の高度とした（およそ16km）。

(4) 初期水平風速の算定手法

水平風速\$u, v\$の初期値は中北・筒井ら⁴⁾と同様、4地点のジオポテンシャル高度より決定した総観場の地衡風及び設定した密度をもとに、気圧傾度力、コリオリ力、サブグリッド項の釣り合い条件を考えて算定する。但し、以下を境界条件とした。

$$\begin{cases} u = v = 0 & (s = 0) \\ u = u_{g0}, v = v_{g0} & (s = 1) \end{cases} \quad (13)$$

4. PMPに関連した大気要因の地域評価

16通り設定した大気総観場について、それぞれシミュレーションを行う。計算時間は、風速場が安定するまでに要する時間や水蒸気の十分な移流に要する時間を考慮して、10時間の計算を行った。ただし、その中で最後の4時間は、風速場を固定し、水蒸気の移流計算のみ行った。

(1) 要因の抽出

降雨をもたらす要因の評価パラメータとして考えられるものは、評価地点の高度、起伏度、谷の開いている程度を表した開放度などの地形要因パラメータや、水蒸気量や大気的不安定度を表したCAPEなど気象学的要因の評価パラメータがある。本研究では、PMPに関連した評価パラメータとして、水蒸気フラックス、水蒸気フラックスの収束、CAPE

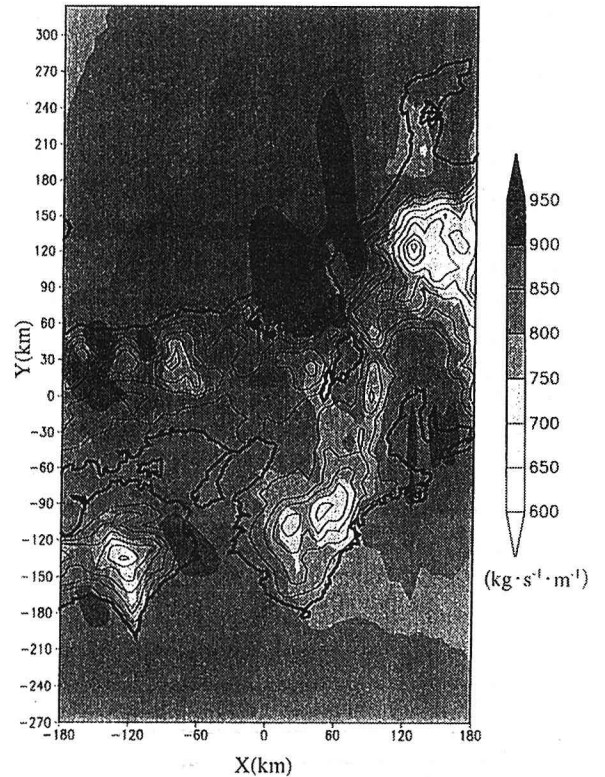


図-3 水蒸気フラックスの最大値分布

（大気の潜在不安定エネルギー）の3種類の気象学的パラメータを用いて検討を行う。これら3つのパラメータは、どれだけ降雨に利用可能な水蒸気量が流れているか（水蒸気フラックス）、その地域がどれだけ水蒸気が集まり易い場所か（水蒸気フラックスの収束）、大気がどれだけ不安定か（CAPE）をそれぞれ評価するために抽出する。以下それぞれの定義式を示す。

① 水蒸気フラックス(\$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}\$) :

$$Fq = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_{\text{top}}} q_v \sqrt{u^2 + v^2} dp \quad (14)$$

ここで、\$p_0\$は地上気圧、\$p_{\text{top}}\$は100hPaである。

② 水蒸気フラックスの収束(\$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\$) :

$$Fcq = - \left\{ \frac{\partial Fq}{\partial x} + \frac{\partial Fq}{\partial y} \right\} \quad (15)$$

③ CAPE(J/kg) :

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} (T_{vp} - T_{vc}) R_d d \ln p \quad (16)$$

ここで、\$LFC\$は自由対流高度であり、\$LNB\$は中立浮力高度であり、\$T_{vp}\$と\$T_{vc}\$はそれぞれ上昇気塊と周囲の気塊の仮温度である。

(2) 要因の地域評価

16ケース行ったシミュレーション結果から、3つの要因について各計算メッシュごとにそれぞれの最大値を調べ、風速場などを参考にしながら地域的な評価を行う。

a) 水蒸気フラックス

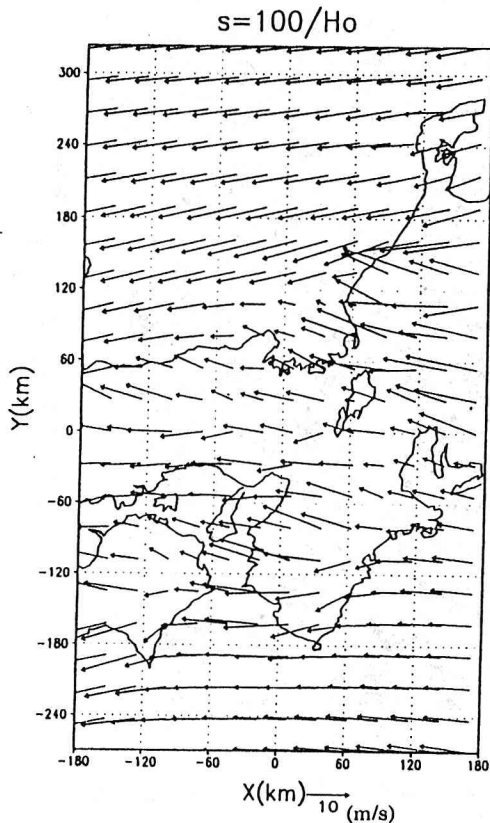


図-4 風速場の例（東からの風の場合）

水蒸気フラックスの最大値の分布を描いたものを図-3に示す。水蒸気フラックスの値が大きくなる部分は、風の吹く方向に見て山の裏側の平野部や湾内である。そこは山で遮られた風が山の側方へ流れ、谷から流れ出るところとなるため風が集まりやすく、また、標高が低く、大気より湿潤な部分を含んでいるため、水蒸気量も大きくなるためである。特に、飛騨山地と紀伊山地の間は、東からの風、北からの風が吹いたときの風の通り道になっており、そこを抜けた場所の若狭湾あたりで高い値を示している（図-4参照）。

b) 水蒸気フラックスの収束

水蒸気フラックスの収束の最大値分布を描いたものを図-5に示す。この図からわかるように、水蒸気フラックスの収束の高い値が出ている地域は、等高線間隔の狭い地域である。すなわち、急な山の斜面であり、斜面づたいに回り込む風によって水蒸気は流入してくるが、回り込んだ後、風速が小さくなるため、その地域から流出する水蒸気が少なくなり収束量が大きくなる。これは、図-4における若狭湾周辺の風速ベクトルの変化によく示されている。

c) CAPE

CAPEの最大値の分布を描いたものを図-6に示す。CAPEの定義からわかるように、その値が高くなるのは、下層に水蒸気が多量に含まれ、飽和状態に近い場合である。すなわち、図-6に示されるように、下層に水蒸気が溜まりやすい標高の高い山地の斜面で高い値を示す地域が多い。特に、山で囲まれた谷

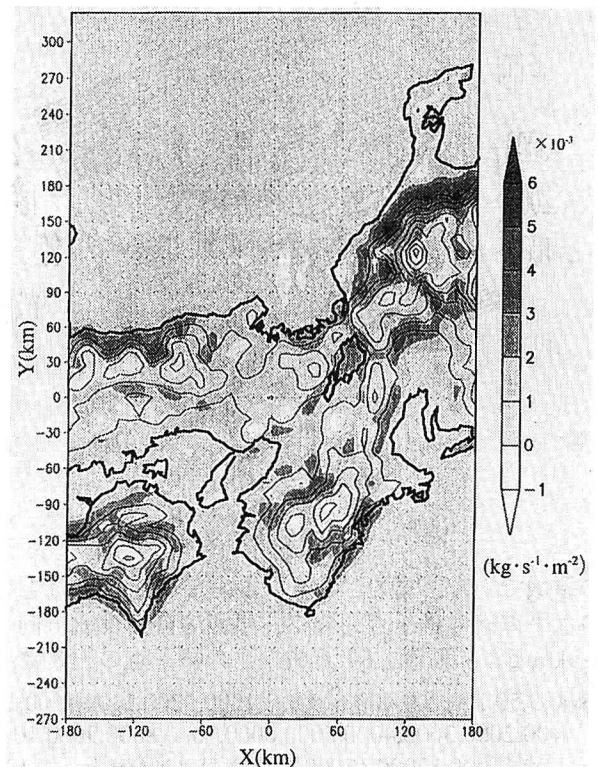


図-5 水蒸気フラックスの収束最大値分布

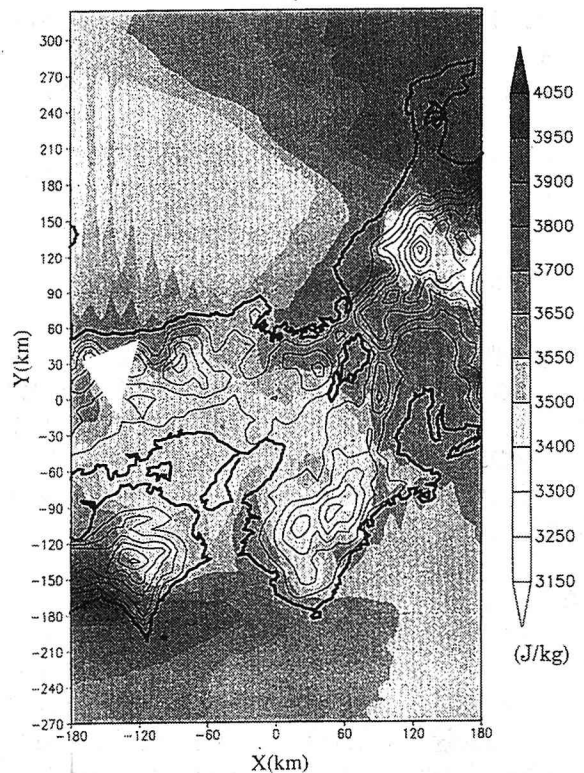


図-6 CAPE 最大値分布

間で高い値がでている。

5. 気象データを用いたPMPの地域評価

(1) 評価の方針

前章で行ったシミュレーション結果から得られた各地の要因別最大値を用いて、大阪を中心とした近畿地方の都市域周辺部を対象として、PMP分布の地域評価を試みる。

PMP分布の評価は、まず、対象地域において長い観測期間がある気象台の過去最大1時間雨量が、各地点におけるPMPのレベルを反映しているものとする。そして、それらの値を前章で検討した地点ごとのPMPに関連した要因をパラメータとして回帰分析を行い、得られた回帰式を領域に適用することによって、PMPの地域評価を行う。

対象領域内の気象台は、神戸、洲本、京都、大阪、奈良の5地点である。これらの過去の最大1時間雨量データは表-1のとおりである。

(2) PMPレベル推定式の作成

3種類の要因の中でCAPEは、豪雨をもたらす激しい上昇流の発生プロセスに関係すると考えられるが、降雨の生じる地点とは異なる可能性がある。そこでCAPEに関しては、対象とするメッシュを中心に1回り大きくとり9メッシュ(27km×27km)の平均をそのメッシュでのCAPEとした。ただし以下の解析によって、CAPEの相対的変動量に対する雨量の変化が他のパラメータに比して大きいことが示されたため、今後、降雨プロセスを含んだシミュレーションを行い、パラメータの評価に関してさらに検討する必要がある。

各地点の最大1時間雨量に対し、3つのパラメータで行った結果得られた線形回帰式は次の通りである。各係数の推定標準誤差はCAPEが0.516、フラックス収束が0.341、フラックスが0.520である。また、奈良気象台の観測期間が短いため、このデータを省いた回帰分析も行った。この場合、各係数の値は異なるが、それらのオーダーは同じ結果となった。

$$\begin{aligned} \text{1時間最大雨量 (mm/hr)} = & 0.644 \times \text{水蒸気フラックス} \\ & + 4314 \times \text{水蒸気フラックスの収束} \\ & + 1.188 \times \text{CAPE} - 4589.7 \end{aligned} \quad (17)$$

この式からわかるように1時間最大雨量が10mm増加するのに水蒸気フラックスは $15.5(\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$ 、水蒸気フラックスの収束は $23.0 \times 10^{-3}(\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2})$ 、CAPEは $8.4(\text{J/kg})$ の増加が必要である。これらのパラメータのオーダーが違うため、パラメータの平均的な値で除して1時間最大雨量が10mm変化するために必要な3パラメータの相対的な変動量を調べると、水蒸気フラックス：0.019、水蒸気フラックスの収束：1.4、CAPE：0.0028となり、CAPEの変化に対する雨量の変化が敏感であることがわかる。これは、1次元積雲対流モデルを用いて、CAPEと降雨強度の関係を調べた研究⁶⁾においても示されている。し

表-1 各気象台における過去最大1時間雨量

気象台名	最大1時間雨量(mm/hr)	発生日	観測開始年
神戸	87.7	1939.9.1	1897
洲本	95.2	1965.9.16	1919
京都	88.0	1980.8.26	1906
大阪	77.5	1979.9.30	1889
奈良	58.5	1968.7.6	1953

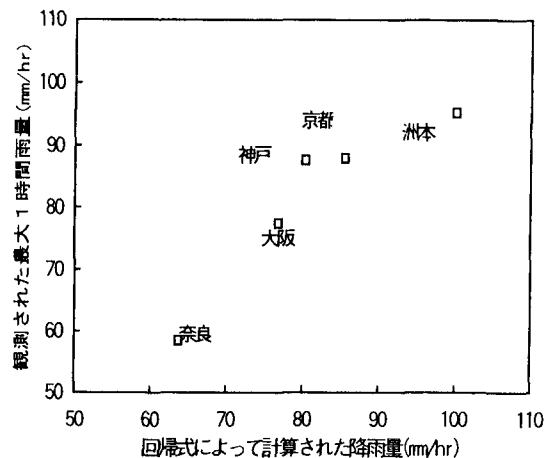


図-7 回帰式による計算雨量と観測雨量との比較

たがって、この回帰式はある程度降雨メカニズムを内包しているものと考えられる。しかしながら、このことは逆に、強い降雨をもたらす降雨メカニズムや大気状態が異なる地域では、この回帰式を適用することができないことを意味しており、あくまでも、その適用範囲は狭い地域に限られるべきである。

気象データと線形回帰式によって得られた直線をプロットした図を図-7に示す。この図からわかるように良好な回帰式が得られている。

(3) PMPの地域評価

上記で算定された線形回帰式を関西地方に適用し各地点でのPMPレベルを求める。そして得られたPMPレベル値をPMPに変換するため、高須⁷⁾らによって検討された京都でのPMP値159.2mmを使用して全体を補間する。すなわち

$$PMP = 159.2 \times \frac{\text{対象メッシュでの推定 PMP レベル}}{\text{京都での推定 PMP レベル}} \quad (18)$$

として求める。その結果を表した図が図-8である。

本研究で算定した回帰式は大阪を中心とした地点のデータを基に算定しているため、その適用範囲については今後検討が必要であるが、大阪平野を中心に算定されたPMP値について考察を加える。

図-8によると大阪平野で全体的に高い値(150～

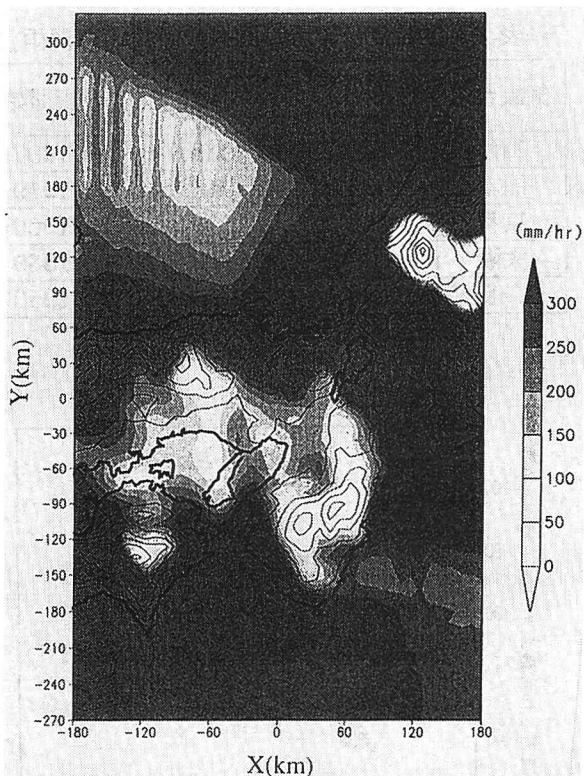


図-8 評価された PMP の地域分布

200mm) 程度の高い値が出ている。特に南部の和泉山脈辺り ($x=35\text{km}, y=-60\text{km}$ 近辺) では250mm以上の高い値が見られる。この地域はCAPE, フラックスの収束の図においても高い値が出ており、水蒸気が溜まりやすく大気が不安定になりやすい地域と考えられる。これらの地域は、レーダー雨量計のデータ(1990, 1994年の8月の1ヶ月分のデータ)を用い解析した強い雨の発生域にも示された。また、淡路島の対岸の六甲山の西側 ($x=-10\text{km}, y=-40\text{km}$ 近辺) でも一部高い値が見られる。これは、紀伊山地東部と淡路島西部の間の海上を流れて入りこむ大気によりもたらされる水蒸気が大きいためと考えられる。以上のように距離的には近い場所であっても、周囲の地形の形状によってPMP値が大きく変化する可能性があることがわかる。

6. おわりに

本研究は、大気に対する地形の影響を気象学的に評価するため、メソスケールの数値シミュレーションを行った。そして、降雨メカニズムに関連したパラメータの抽出・評価を行い、地域の特性に応じたPMPの推定を試みた。

本研究で得られた成果は次のとおりである。本研究で設定した大気場の条件において、水蒸気フラックスは、伊勢湾や若狭湾あたりの風のよく流れる地域で高く、その収束に関しては、山の斜面で急な斜面であるほど風の流れが変化し、高い値が出る

ことを示した。また、CAPEは特に、山に囲まれた谷間の下層の大気が湿潤な地域で高い値を示すことを明らかにした。

算定されたCAPEなどの各要因と気象台において観測された最大雨量データとの線形回帰を行った結果、関西地方の5地点気象データと各要因との間に良好な関係を見出した。得られた回帰式をもとに、関西地方を対象としたPMP推定を行った結果、同じような山地部または平野部においても、PMP値に差が生じており、地形の影響によって狭い範囲においてもPMP値は変動する可能性があることを明らかにした。

また、いくつかの課題も残されている。まず、本研究で設定した大気場は全体に一律な設定状態であったが、今後は、台風や前線などの大規模な擾乱による降雨時の検討も行い、降雨の成因も考慮し、発生した降雨と各種パラメータとの関係を詳細に検討する必要がある。また、本研究のシミュレーションでは、境界層を詳細に扱っていない。すなわち、海上、陸地では粗度が異なることや、地表面における熱収支などは考慮していない。今後、本シミュレーションモデルにも境界層を詳細に扱う必要がある。

以上のように、本研究では、PMPの分布を推定する手法の開発に主眼をおいて研究を行ってきたが、最終的なPMPを推定するためには、これと平行して、地点PMPを推定する手法の開発が望まれる。これまでの物理的根拠に乏しい推定手法ではなく、降雨の物理メカニズムを詳細に考慮した推定法が必要であり、今後それらの研究を結び付けることにより今までとは違ったPMPの推定手法が確立されるものと考ええる。

参考文献

- 1) Stallings, E. A., A. G., Cudworth, E. M., Hansen, W. A., Styner: Evolution of PMP Cooperative Studies, J. Water. Resour. Plann. Manage., vol. 112, pp. 516-526, No. 4, 1986.
- 2) 桑原英夫: 日本で起こりうる最大短時間雨量について, 天気, vol. 29, No. 7, pp. 37-45, 1982.
- 3) World Meteorological Organization: Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology Repo., No. 1, 1986.
- 4) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢磨: 降雨分布特性の気象学的解析, 京大防災研年報, 第31号B-3, pp. 209-229, 1988.
- 5) 中北英一・足立琢也・池淵周一: 地表面フラックスが降水分布に与える及ぼす影響に関する基礎的解析, 京都大学防災研究所年報第37号B-2, pp. 235-252, 1994.
- 6) 矢島啓・辻基宏・池淵周一・中北英一: 積雲対流モデルを用いた短時間可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation) 推定手法の検討, 水文・水資源学会誌 vol. 9, NO. 2, pp. 143-152, 1996.
- 7) 高須修二・宮脇千晴・広瀬昌由・松山兼二: 時間雨量の地域特性, 水工学論文集, 第38巻, pp. 45-50, 1994

(1997. 9. 30受付)