

PMP 推定のための豪雨ポテンシャルの地域評価 Regional Estimation of the Heavy Rainfall Potential for PMP

矢島 啓*・池淵 周一**・中北 英一***

by Hiroshi YAJIMA, Shuichi Ikebuchi and Eiichi Nakakita

It is important to know the probable maximum precipitation (PMP) for a river basin. But unfortunately the PMP is presently not known in Japan. In other countries PMP is generally estimated for a meteorologically homogeneous region, but in geographically complex areas like most of Japan, it is difficult to determine these regions. This is because the wind field is affected by geographical features, and the atmospheric condition can make a large difference in relatively short distances. Therefore in this study, using a 3-D wind field simulation model, the atmospheric condition is estimated for a test case during an actual heavy rainfall. Finally using a 1-D convective cloud model, the regional heavy rainfall potential for a selected area is estimated.

Keywords: PMP, atmospheric condition, geographical features, heavy rainfall

1. はじめに

近年、都市の中小河川(都市河川)において集中豪雨による災害が増加していると言われている。都市の降雨現象に対する影響は議論があるが、都市河川の一歩の特徴である、流域面積が小さく、そのほとんどが不透水域で被われていることが狭い領域での短時間の降雨に対しても洪水を引き起こしやすくし、事態を深刻にしていることは確かである。また、短時間の集中豪雨は従来の河川計画では考慮されていないが、今後は短時間の最大雨量も計画降雨に考慮し、河川計画の安全度向上を図っていく必要がある。このような、降雨の物理的に起こり得る最大値はPMP (Probable Maximum Precipitation; 可能最大降水量) と呼ばれ、これまで主に米国を中心として、ダムなどの大規模水理構造物の設計に用いられている。残念ながら、わが国においてはPMP 推定の試みはなされているものの、いまだ実用的な段階までは達していない。今後は、わが国においてもPMP を確立させ、大規模構造物の設計に用いるだけでなく、ここで述べたように、都市河川の計画にも用いることが望まれる。

しかしながら、わが国においては地形の複雑さからPMP 推定を行うことは難しい。なぜなら、従来のPMP 推定手法では気象学的、地形学的にみて、同じような豪雨が起ると考えられる地域ごとに推定を行うが、地形の複雑なところではこの範囲を決定することが容易でないからである。そこで、本研究においては、まず、実際に豪雨が生じた時の大気場を対象として、中北らが開発してきた¹⁾ 3次元のメソβスケールの風速場をシミュレートするモデルを用いて、地形の影響を受け地域特性に応じて変化した大気プロファイルの算定を行う。そして、その結果をもとに特定の場所で、起きる可能性がある降雨強度を1次元積雲対流モデルのシミュレーションによって算定し、地形の影響を考慮した豪雨ポテンシャルの地域特性の評価を試みる。

本研究で用いる「豪雨ポテンシャル」という言葉は、豪雨がある場所において発生しやすいということを意味しているのではなく、あるきっかけで積雲が発生し激しい降雨が生じた時に、地形の影響を受け地域に応じた大気特性が、その場所で最大どのくらい強い降雨が生じる可能性を持っているのかということの意味している。

* 学生員 工修 京都大学大学院工学研究科 (〒611 宇治市五ヶ庄)

** 正会員 工博 京都大学防災研究所教授 (〒611 宇治市五ヶ庄)

*** 正会員 工博 京都大学防災研究所助教授 (〒611 宇治市五ヶ庄)

2. 豪雨ポテンシャルの評価手順

本研究の目的は、特に、地形の存在により大気の流れが影響を受け、狭い地域においてもその状態に差が生じ、その結果、ある場所で生じる可能性がある豪雨の規模が違ってくるものの評価を事例解析的に行うことである。本研究における豪雨ポテンシャルの評価は、図-1に示すフローチャートにしたがって行う。

- (1) メソβスケールで計算する領域の初期水平風速を、中北ら¹⁾にならって、総観場の地衡風および密度をもとに、気圧傾度力、コリオリ力および運動方程式に含まれる拡散項であるサブグリッド項の釣合条件から算定する。
- (2) メソβスケールでの3次元風速場の計算を行い、地形の影響が十分反映される時間まで計算を行う。
- (3) (2)で行った結果をもとに、図-2に示すように任意地点での大気プロファイルを切り出し、積雲対流モデルの初期条件として入力できるように200mごとに高度20kmまで大気鉛直プロファイルを作成する。
- (4) (3)で作成した大気プロファイルをもとに、基本となるパターンのシミュレーション、都市部を想定して下層の温位を $\Delta\theta$ 上昇させ、かつ顕熱フラックスを地表から与えたシミュレーション、山地部を想定し、計算初期に与える強制上昇流の風速を増大させたシミュレーションの3パターンでの1次元積雲対流モデルの計算を行う。ただし、ここでの基本のパターンは、都市でも山地でもない海上部の想定ということになる。
- (5) (4)での計算結果をもとに、総合的に地域の豪雨ポテンシャルの評価を行う。

ただし本研究において、1次元積雲対流モデルとメソスケールの3次元風速場モデルとは独立した形で計算を行い、大気場の条件だけの受渡しを行っている。これは、積雲の発生にはさまざまな形態が存在しているため、これら2つのモデルを相互に考慮して積雲の発生条件を決定するよりも、豪雨ポテンシャルを求めると言う観点からはメソスケールモデルとは独立して積雲の発生・初期化の条件を与えても良いと考えられるからである。

3. 適用するモデルの概要

ここでは紙面の制約から、適用する3次元風速場モデルと、1次元積雲対流モデルの2つのモデルについて概略を述べるにとどめる。

3.1 3次元風速場の算定モデル

基礎式は、中北・足立・池淵¹⁾で用いられているものと同じであり、Pielke²⁾をもとに誘導し、地形を考慮しやすいように σ 座標系で表現したものである。ただし、降水過程は省略している。

基礎式は、連続式、東西方向の運動方程式、南北方向の運動方程式、静力学的釣合式、熱力学方程式、水蒸気の保存式から成り、モデルの上端は等圧面とし、この高度は時間更新される。数値計算を行う際の、水平方向の格子点間隔は9kmとし、鉛直方向に25の格子点を設け、解析領域の上端を200hPa等圧面とする。また、境界条件は、側方境界条件のみ中北ら¹⁾のモデルを変更して放射境界条件³⁾とし、 u , v , θ , m_v に適用する(u, v はそれぞれ、東西方向、南北方向の風速、 θ は温位、 m_v は水蒸気の混合比である)。この放射境界条件は変数 ϕ に対して

$$C \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

と表せる。ただし、 C は卓越する波の速度である。

3.2 1次元積雲対流モデル

本研究ではFerrier & Houzeによる暖かい雨の1次元の積雲対流モデル⁴⁾を用いる。このモデルは積雲発生のトリガーとして、ガストフロントを想定した強制上昇流を与え半径約1km、高さ20kmの円柱内に積雲を発生させ

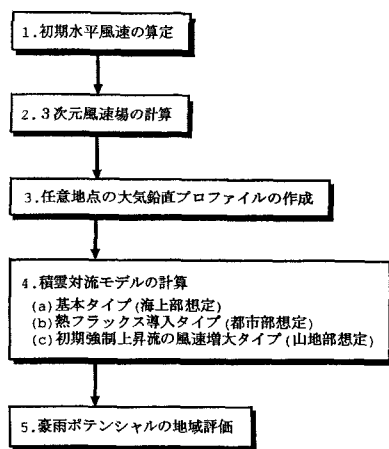


図-1 豪雨ポテンシャルの評価算定フロー

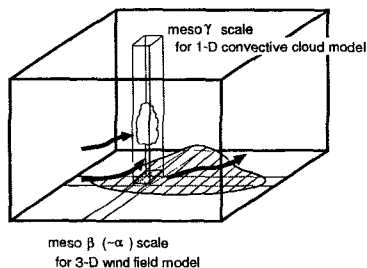


図-2 3次元風速場モデルと
1次元積雲モデルの関係

るというものである。モデルでは鉛直風速 w , 温位 θ , 水蒸気の混合比 q_v , 雲水の混合比 q_{cw} , 雨水の混合比 q_r の5つを変数として、鉛直方向の格子点間隔 200m のスタッガードグリッド上に配置する。

ただし、本研究では、都市における設定のシミュレーションを行うときに、大気最下層（地表）からの顕熱フラックスの効果を導入できるように、最下層の計算グリッド内の温位 θ を式 (2) のように評価する⁵⁾。

$$\frac{\Delta \bar{\theta}_1}{\Delta t} = \frac{(\rho_e R^2)_2 \bar{w}_2 \bar{\theta}_1}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} - \frac{(\rho_e R^2)_{1.5} (\bar{w} \bar{\theta})_{1.5} - (\rho_e R^2)_{0.5} \bar{H} / (C_p \rho_e)}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} \quad (2)$$

ここで、 ρ_e は 3 次元風速場の計算グリッドにおけるメソβスケールでの大気密度、 R は積雲の半径、 $\bar{H}$ は地表面からの顕熱フラックスであり、変数 A に対する $\bar{A}$ は総観場からの偏差、 $\bar{A}$ は積雲の外周上に沿った平均値の 3 次元風速場の計算グリッド値からの偏差をあらわしている。また、添字の 1 は最下層の計算グリッド、2 はその上のグリッド、1.5 はその中間高度、0.5 は地表面での値であることをあらわしている。

4. 3次元風速場の算定結果

4.1 解析条件

解析の対象領域は、図-3に示すように東西方向に 360km、南北方向に 594km の範囲である。（図中の斜線を施した範囲は、1 次元の積雲対流モデルを適用する範囲であり、10×10 個の計 100 個のメッシュから成る。）

3 次元風速場の算定する対象の場として、近畿地方に豪雨がもたらされた 1986 年 8 月 21 日 21:00 の総観スケールの場を用いる⁶⁾。図-1に従い算定された初期の水平風速場の下層風は、南西風であり、上空にいくほど、北西風へと時計回りに偏向していく。

この初期風速場の条件から 3 次元風速場のシミュレーションを開始するが、この時に用いる湿度場の初期条件は、大気中の水蒸気の多くが含まれる大気下層の流れを考慮し、潮岬での高層観測から得られた湿度分布を単純化し、標高 0m で 95%、標高 6000m で 75%、標高 7000m で 45%、200hPa 面の高度で 20% となるような相対湿度のプロファイルを領域すべてに適用した。

ここで、相対湿度のプロファイルを場所ごとに応じて詳細に設定しなかったのは、3 次元風速場の算定結果から、大気の流れが定常となるまで約 3 時間のシミュレーションを行う必要があり、この時には潮岬上空の大気が、1 次元積雲モデルのシミュレーションを行う対象である近畿地方まで及んでいると考えられるためと、本研究の目的が、地形の影響により湿度などの大気状態の変化をみることにあるためである。

4.2 算定された風速場

3 次元風速場のシミュレーションを行った結果、地形による風速場の影響は時間とともに徐々に現れて、計算開始後およそ 2 時間～3 時間で定常的な風速場となっていることがわかった。ここでは、計算開始後 3 時間の高度およそ 5m、50m の風速ベクトル場の結果を図-4示す。ここで、およそ 5m と書いたのは、上端高度が可変の σ 座表系では同じ s の値に対しても、上端の変化とともに、実際の高度も変化するからである。また、このときの大阪平野付近の風速場とその模式図を図-5に示す。

側方境界条件を放射境界条件に変更する前の計算時には、シミュレーション開始 60 分後には不自然な風速場の存在がみられていたが、ここではそれがみられなく、非常に安定した風速場の算定結果が出ている。

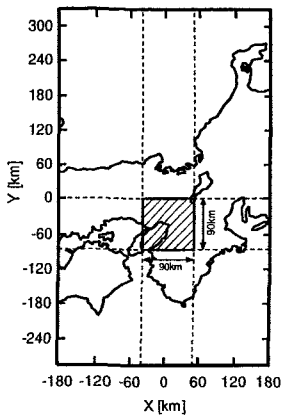


図-3 解析対象領域

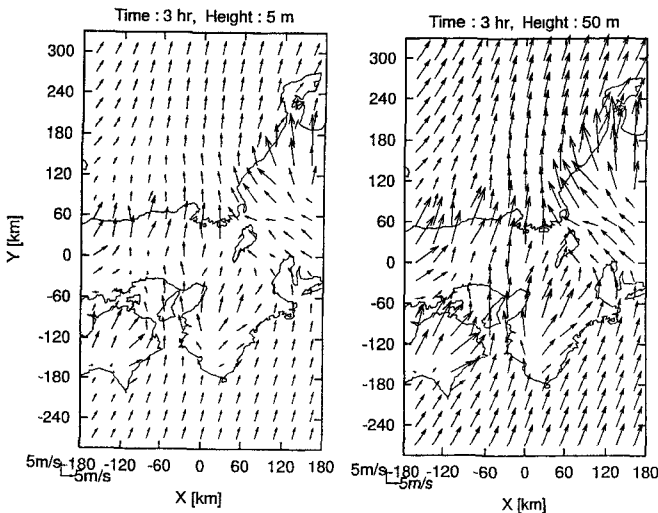


図-4 算定された 3 時間後の水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)

このシミュレーション結果から、メソβスケールでみた大気の流れは、紀伊山地や淡路島の影響を受けて、風向を偏向しながら近畿地方に流入している様子がよくわかる。このことは、図-5(左図)で明確に示されている。また、大阪平野付近の大気の流れを模式的に図-5(右図)に示した。この図において太い矢印が大気中層の空気の流れであり、細い矢印が下層の地形の影響を受けている風の流れを示している。図中のポイント A においては空気が収束しやすいことがわかり、山地を大気の流れるときには、標高の低い谷部に集中しやすいことを示している。

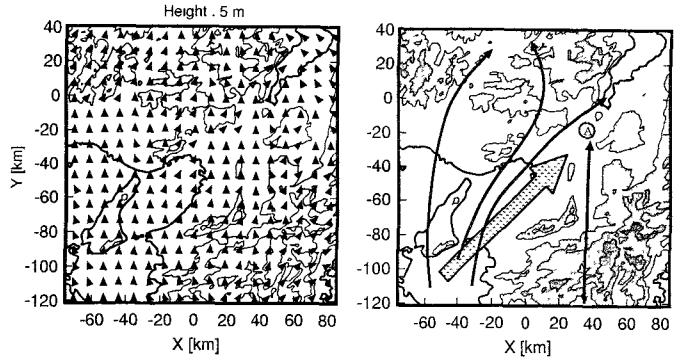


図-5 大阪平野付近の風速場とその模式図

5. 豪雨ポテンシャルの地域評価

5.1 大気鉛直プロファイルの作成

3次元風速場の計算で得られた水平距離 9km のメッシュごとに、 σ 座標で求められた大気諸変数の値から内挿補間することにより 200m ピッチで 20km までの大気プロファイルを作成する。ただし、3次元風速場の計算では 200hPa 面 (およそ 12.5km) までの計算を行っているが、積雲の発達時には境界面 (日本の夏では 15~16km 程度) まで達するため、これ以上の高度の大気プロファイルについては、潮岬、輪島、米子の高層観測データから補間作成する。また、積雲が発生するような大気が不安定な状態では、大気の乱れにより下層に混合層が発達していると考えられる。しかし、ここで用いている 3次元風速場のモデルでは、大気が地表面との摩擦の影響を大きく受ける地表面付近の領域 (大気境界層) を詳細に扱っていないため、大気下層のシミュレーションの精度は高くない。そこで、大気プロファイルの高度 400m 以下の温位および水蒸気の混合比が一定となるようにこの層内の平均量をもつように修正を加えた。また、都市を想定した大気プロファイルパターンの場合は、下層 400m の温位を 1K 上昇させ、都市の昇温効果を表現した。

5.2 基本パターンの検討

基本パターンの検討として、作成した任意地点の大気鉛直プロファイルをもとに次のような条件で検討を行う。

1次元積雲対流モデルのシミュレーション初期に与える強制上昇流を、モデル検証時に用いられた観測データから、地表面で 0 m/s、そして、高度とともに放物的に増加させ、最大時に高度 400m で 2 m/s となるよう設定する。また、時間的には、シミュレーション開始時に、鉛直風速はどの領域においても 0 とし、最初の 100 [sec] で最大値まで線形的に増加させ、次の 1100 [sec] はそれを維持し、合計 20 分間の上昇流を与え、シミュレーションは 1 時間行う (この強制上昇流の値については今後の検討課題である)。この計算により得られた降雨の最大値が豪雨ポテンシャルということになる。

(1) シミュレーション結果

1次元積雲対流モデルで算定された最大降雨強度を 0~30、~60、~90、~120、120~(mm/hr) の 5 段階に分類してメッシュごとにハッチングしたものを図-6 に示す。

この図において次のような特徴がある。1) 領域の南側では降雨が生じにくく、北側では強い降雨が生じるポテンシャルを示している。2) 標高の高い山地部では高い豪雨ポテンシャルを示している。3) 大阪平野内でも、臨海部よりは内陸部の方が強い豪雨ポテンシャルを示している。4) 風向に沿った山地と山地との間の低地 (六甲山の裏側) では、豪雨ポテンシャルが低い。

このように大気の総観場からみると大きな違いのない地域においても、その立地条件により大気を持つ豪雨ポテンシャルに大きな差があらわれることが明確に示されている。

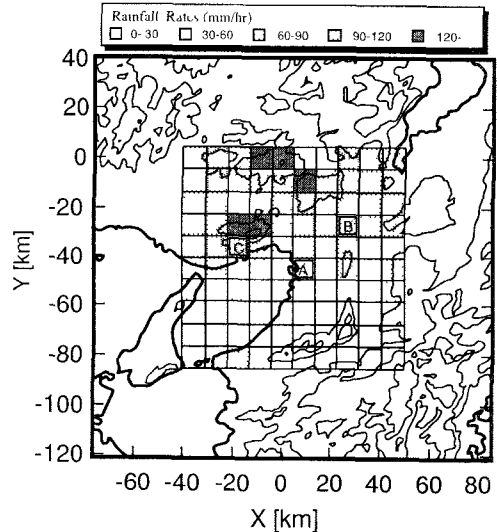


図-6 算定された基本パターンの豪雨ポテンシャルマップ

(2) 積雲の発達状況

ここで、図-6に示す地点 A, B, C の3地点における積雲の発達状況と降雨の時間変化について調べた。降雨強度の時間変化についてのみ図-7に示す。この3地点はそれぞれ、ポイント A: 大阪湾臨海部、ポイント B: 大阪平野内陸部、ポイント C: 山地部(六甲山地)と特徴のある3地点を選定している。

これら3地点における積雲の発達は、同じような傾向を示しており、どの地点においてもシミュレーション開始から20分～30分にかけて高度約12kmまで積雲は成長しその後衰退している。積雲内の鉛直風速から、3地点における対流の激しさの違いがわかり、山地部のポイント C では最大15m/s以上の風速を示していた。その結果、降水粒子も大量に作られるため、図-7に示すように、ポイント C における降雨強度が最も強い値を示す結果となっている。

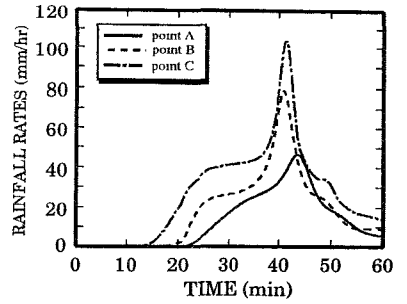


図-7 降雨強度の時間変化

(3) 温位、水蒸気の分布状況

さきに示したように数10km程度しか離れていない地点においても、そこにおける大気を持つ豪雨ポテンシャルは大きく異なっている。この原因を調べるために、大気下層の温位および水蒸気混合比の分布状況について調べた結果を図-8に示す。この図に示された高度はシミュレーションモデルの σ 座標系においてシミュレーション開始時に設定された高度(標高でない)であることに注意する必要がある。

図-8より、山地部でも大気下層の水蒸気量は周囲と比較して変わらない値を示している。ただし、山地部では標高が高く気温が低いことを考慮すれば、山地部での大気中の水蒸気は凝結しやすく、その結果、強い雨が降りやすくなるものと考えられる。

一方、大阪平野部をみると、紀伊山地、和泉山地の影響のため、50m高度でみれば、臨海部から内陸部に入るにしたがい水蒸気量が減少しているが、温位は上昇している。さらに、1000m高度の値をみれば、水蒸気量、温位とも大阪平野内ではほぼ一定の値を示していることもわかる。すなわち、最下層の温位が高い平野内陸部の方が臨海部よりも大気的不安定度が高く、強い降雨をもたらす可能性が高くなっていると考えられる。また、大阪平野南側で降雨強度が小さいのは、50m高度の温位の差はないが、1000m高度の温位が南の方が高く大気の安定度高いことによると推測される。

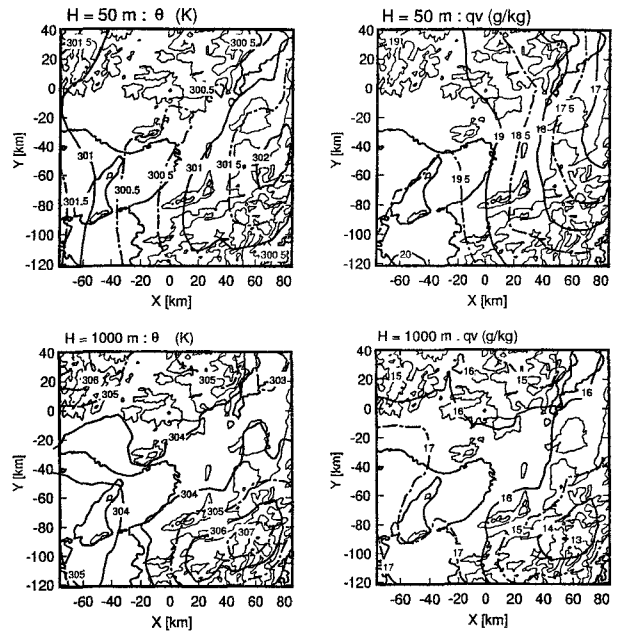


図-8 温位、水蒸気混合比の分布

5.3 豪雨ポテンシャルの総合評価

(1) 都市部想定パターン

都市部を想定した検討として、さきに述べたように、基本パターン時に設定した地表から高度400mまでの大気の温位を1K上昇させ都市部の昇温効果を表現するとともに、積雲対流中の顕熱フラックスの効果も考慮するために、シミュレーション中に、地表面から300(W/m^2)の顕熱フラックスを与える。また、初期強制上昇流などの他の計算条件は、基本パターン時と同じものを用い、基本パターン時と同様の領域に対してシミュレーションを行った。

シミュレーションの結果、基本パターン時と比較して全体的に降雨量が増大し、特に、大阪湾内でこれまで強い降雨が生じていなかったところの降雨強度が増加した。基本パターン時において降雨が発生しなかったメッシュに、新たに降雨が発生した場所が9ヶ所存在した。また、基本パターン時に60mm/hrの降雨強度を示したメッシュ(45個)の最大降雨強度について比較したところ、都市部想定条件下では、平均して基本パターン時の1.28倍の

値となっていた。

また、参考のために、大気プロファイルに都市の昇温効果を考慮していない基本パターン時のものを用い、シミュレーション中に与える顕熱フラックスの条件のみ考慮した検討も行った。この場合、降雨強度は基本パターン時とあまり差がなく、基本パターン時に 60mm/hr の降雨強度を示したメッシュの最大降雨強度について比較したところ、平均して基本パターン時の 1.03 倍の値であった。この検討より、都市においては、積雲対流中に地表から与えられる顕熱フラックスの影響は小さく、フラックスの時間的な積分量により大気下層が昇温していることが、豪雨ポテンシャルの増大につながることがわかる。

(2) 山地部想定パターン

3 次元風速場のシミュレーション結果から、山地付近では数 10cm/s の鉛直方向の風速成分が生じていることを参考として、山地部を想定するパターンとして、1 次元の積雲対流モデルのシミュレーション開始時に与える強制上昇流の風速を、基本パターン時の最大 2.0m/s からその 1.5 倍の 3.0m/s に強め同様の検討を行った。

全体的に降雨量が増大するが、特に、六甲山の北部に位置する標高の高い山地部において降雨強度が増大していた。基本パターン時において降雨が発生しなかったメッシュに、新たに降雨が発生したのは 10ヶ所であった。また、基本パターン時に 60mm/hr の降雨強度を示したメッシュの最大降雨強度について比較したところ、山地部想定条件下では、平均して基本パターン時の 1.43 倍の値を示していた。

(3) 豪雨ポテンシャルの総合評価

これまでに行った検討をもとに、次のような基準で最終的な豪雨ポテンシャルの総合評価を行う。1) 水平距離 9km メッシュ内の海域面積率が 50%以上である場合は、基本パターンの豪雨ポテンシャルの評価結果を用いる。2) 3 次元風速場の数値シミュレーションで用いている、フィルタリングを行った地形の標高が 200m 以上のメッシュでは、山地部を想定した豪雨ポテンシャルの評価結果を用いる。3) 上記以外のメッシュでは、都市部を想定した豪雨ポテンシャル評価結果を用いる。

以上のことを考慮し、最終的な地域の豪雨ポテンシャルの評価を行ったものを図-9に示す。この図より、本研究で対象とした場では、大阪平野南側では豪雨ポテンシャルが低く、標高の高い山地部で高い豪雨ポテンシャルを示すことが明らかとなった。

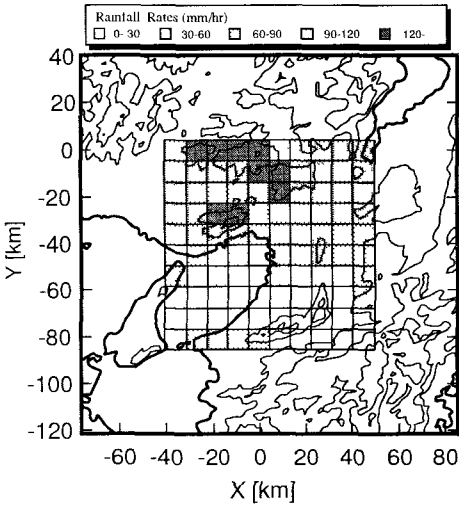


図-9 豪雨ポテンシャルの総合評価マップ

6. おわりに

本研究では、まず、実際に豪雨が発生した大気場を対象として、地形を考慮した 3 次元風速場のシミュレーションを行い、地域の大気状態の推定を行った。そして、その大気状態をもとに 1 次元積雲モデルのシミュレーションを行い、起こり得る降雨強度を推定し、どの地域で豪雨の起こった時のポテンシャルが高いかについて検討を行った。今後は、解析事例を増やすとともにモデルの精度も高めて、一般的な形で地域の豪雨ポテンシャルの評価を行うとともに、最終的な目標である PMP の推定に結び付けるように研究を進める予定である。

参考文献

1) 中北英一・足立琢也・池淵周一：地表面水蒸気フラックスが降雨分布に与える影響に関する基礎的検討，水工学論文集第 38 巻，pp.25-32,1994.
2) Pielke,A.R.：Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press, 1984.
3) Orlanski,I.：A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows,J.Comput.Phys. Vol.21, pp.251-269,1976.
4) Ferrier,B.S,R.A.,Houze jr.：One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, J.Atmos.Sci., vol.46, pp.330-352,1989.
5) 辻基宏・矢島啓・池淵周一・中北英一：都市の効果を考慮した積雲対流性降雨の検討，水文・水資源学会 1995 年研究発表会要旨集，pp.254-255,1995.
6) 中北英一：地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と 3 次元レーダー情報の利用に関する研究，京都大学博士論文,pp.31-38, 1990.