

実時間洪水制御支援のための降雨予測知識の獲得と適用

大石 哲・池淵 周一

AQUISITION AND APPLICATION OF LOCAL RAINFALL PREDICTION KNOWLEDGE FOR REAL-TIME FLOOD CONTROL

By *Satoru OISHI* and *Shuichi Ikebuchi*

Synopsis

In this paper, we propose one of SOFT for real time flood control, which is local rainfall prediction knowledge and the knowledge acquisition method for predicting frontal rainfall using some suppositions and using physically based estimating method of three-dimensional wind field. In this knowledge acquisition method, we suppose the relationship between vertical wind caused by topography and convection causing heavy rain.

We got the local frontal rainfall prediction knowledge for real time flood control by this method. We got the two main things about local rainfall prediction. The horizontal wind velocity over 5 m/sec observed by AMeDAS may be the index of heavy rain. And we can specify the place where strong vertical wind often causes.

We applied those knowledge to the flood prediction system. As a result, the system made better prediction than without the local rainfall prediction knowledge.

1. は じ め に

古代文明が大河川の流域に栄えた時代から、人類と川との関わりはそのまま人類の生活の歴史である。水無くしては生きることのできない人類は川辺に居住することを望んできた。そのため洪水に襲われることも多く、それを制御することが豊かな生活の礎となっている。特に日本では、急峻な山地溪谷が連なっており、工業用水、農業用水、生活用水の取入れのため、全国土の10%に過ぎない洪水危険地域に、全人口の49%が居住している。このようなところでは、洪水制御にかかる期待は大きく、責任は非常に重い。そこで本論文では、自らダム管理に関するさまざまな推論を行うことができる洪水制御支援システムを構築するための基礎研究として、降雨に関する知識の増加と理解の向上を目指した。それには次のような背景がある。

ダム管理者とのインタビューにより、ダム流域では降雨が偏在して生起することがしばしばあることがわかった。これらは地形性降雨と言われる雲水を含んだ気塊がある特定の変換場に到達することにより、強い集中豪雨が生起されるような降雨であろうと思われる。このような局地的な降雨は天気図などには当然表現されないし、テレメータにすら現われないことがあるが、降雨量としては小さくはなく、それが流出現象に与える影響も大きいし、その存在が確認しきれないことや、そのような降雨の生起条件や構造に対する理解が進んでいないことがダム管理者に大きな心理的負担を与えている。

さらに、未知の領域において、特に興味深いのは前線性降雨時の豪雨の予測である。その予測に関する現

状はザルで水をすくうようなものであるといわれる。そのような状況をもたらしている原因は、これまでの研究では梅雨期の前線帯の豪雨の中心となるスケールの現象を解明しきれていないことにある。しかし、その現象によりテレメータやレーダ雨量計では測定できない局地的な降雨が流出予測計算を狂わせることもあるし、存在しないと思われていた降雨の存在が、突然確認できた場合にはダム管理者に与える心理的な影響は大変に大きい。このような現象についてダム管理者が最も知りたいことは、どのような場合に、どのような場所で、どの程度の雨が降っているのかである。それを知るために降雨情報の通信システム（例えばテレメータ）を整備するにしても、設置点を選択する場合に降雨に対する知識の蓄積が重要であると思われる。

このような背景を受けて、前線性の豪雨現象を解明するひとつの手がかりとして、風が地形の影響を受けたときに生じる鉛直風が大気的不安定さを喚起する原因になることを仮定し、そのような地形性の鉛直風を数値シミュレーションにより解析しどのような場合に、どのような場所で地形性の鉛直風が卓越するのかを確認して、それと降雨の地域的偏在性との関連付けを目指すことが本研究の柱である。

2. 降雨予測知識獲得手法

2.1 降雨予測知識獲得のための仮定

ここでは、前線性降雨時の豪雨構造を説明するとともに、鉛直風速分布が豪雨の生起について及ぼしていると推測される仮定を述べる。

日本列島上の総観気象観測網で把握できる程度のスケールでの地形性降雨について、Sawyer¹⁾は“気候学的、統計的にみれば地形と降雨の関係は明らかであるが、個々のケースを十分に説明する機構はまだよくわかっていない。”と述べ、さらに、地形性降雨を考察するにあたって、1) 総観気象条件、2) 山地をこえる気流の力学的振舞い、3) 降水物理過程、の3つの factor が重要である、と指摘している。

ここで総観気象条件を前線性の豪雨であるとする、豪雨は激しい対流性降雨であることは観測事実の示すことであると、二宮・山崎²⁾は述べている。彼らによれば、下層で3次元的な暖湿移流があり、上層で寒乾移流があれば、大気成層は不安定化する。このような状態が続けば安定であった成層は次第に安定性を失い、ついに不安定になり、積雲対流が生じるというシナリオで対流は生起する²⁾。

大気の安定性、不安定性は温位 θ と、次で定義される相当温位 θ_e および飽和相当温位 θ_e^* により、調べられる。

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lq}{C_p T_s}\right) \dots\dots\dots (1)$$

$$\theta_e^* = \theta \exp\left(\frac{Lq_s}{C_p T}\right) \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 T_s は LCL (lifting condensation level: 上昇凝結高度) まで持ち上げたときの温度、 q_s は T における飽和比湿である。また、定義より

$$\theta_e^* \geq \theta_e \geq \theta \dots\dots\dots (3)$$

であり、これらの定義を用いて大気の安定性は Table. 1 のように記述される。ここで、対流不安定とは気層全体を飽和するまで持ち上げればその状態での新しい θ_e の分布は $\partial\theta_e/\partial z < 0$ となることである。添え字 Lower および Upper は、LCL より低いまたは高いことを表わしている。

Sakakibara³⁾ による、地形性豪雨時の風上における θ_e および θ_e^* を Fig. 1 に示す。この時、850~700 hPa に安定層があり、その上は乾燥しており、高湿の空気は低層のみでみられた。800 hPa 以下の低層では θ_e は高度とともに減少し、対流不安定を示している。また、下層の θ_e の最大値は 900~300 hPa の θ_e^* よりも高いので潜在不安定である。このように、地形性豪雨時には潜在不安定な成層がよくみられる。

潜在不安定な成層は上昇し、飽和することにより不安定になる。この時に上述した3次元的移流が重要な

Table 1. Condition of stability of atmosphere

Condition	Stability of atmosphere
$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$	Absolute stability
$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ and $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} < 0$	Conditional instability
$\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} > 0$	Absolute instability
$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$	Convective instability
$\theta_{e, \text{Lower}} < \theta_{e, \text{Upper}}^*$	Latent instability

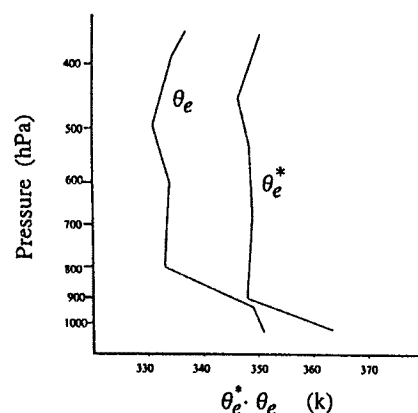


Fig. 1. Profile of the observed potential temperature at orographical rain.

役割を果たすが、その3次元移流の一つに、総観スケールの気象条件と地形の影響により生じた鉛直上昇流があげられる。そこで、鉛直風速分布により、強い上昇流が存在するところでは、気塊が持ち上がることで、潜在不安定が不安定になり、対流が起こる。その結果、対流性降雨が生じ、降雨が周辺域に比べて強い地域が生成されると仮定する。

つぎに、鉛直上昇流のどの高度の分布を用いるかが問題となる。**Fig. 1**によると LFC (level of free convection: 自由対流高度) は約 900 hPa である。すなわち約 900 hPa 面まで上昇させればあとは空気塊自身の浮力で上昇が起こり、積乱雲が発達することになる。一般的には LFC は 900~700 hPa 面である。このことと併せて今後 750 hPa の高層天気図との関係を解析することを考え、海上で 3000 m に相当する面 (約 700 hPa) での鉛直風速分布を用いる。この高度における風速分布は山岳地形情報の影響を十分に受けるとされている⁴⁾。

2.2 3次元風速分布推定モデルの基礎式

ここでは、Pielke⁵⁾を参考にした中北⁶⁾のモデルの基礎式を示す。

連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 \omega) = -\frac{1}{H-h} \frac{\partial H}{\partial t} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 s) - \frac{\rho_0}{H-h} \left\{ u \frac{\partial(H-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(H-h)}{\partial y} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

運動方程式 (東西方向)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial x} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial x} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial x} + f(v - v_{s0}) + \frac{1}{\rho_0 (H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s} \right) \dots \dots (5)$$

運動方程式 (南北方向)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial y} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial y} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial y} - f(u - u_{s0}) + \frac{1}{\rho_0 (H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s} \right) \dots \dots (6)$$

静力学的釣合式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{\theta'}{\theta_0^2} g (H - h) \dots \dots \dots (7)$$

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = 0 \dots \dots \dots (8)$$

式中において、 ρ は乾燥空気の密度、 H は解析領域上端の高度、 h は国土数値情報に Low-pass filter をかけた地形情報、 θ は温位、 π は Exner function、 K は拡散係数であり、次式で表わされるとする。

$$K = \begin{cases} 10 [\text{m}^2/\text{s}] & \text{at } z(s) - h > 500 \text{ m} \\ 0.35 (z - h) u^* & \text{at } z(s) - h \leq 500 \text{ m} \end{cases} \dots \dots \dots (9)$$

ただし、摩擦速度 u^* は一定とし、アメダス観測高度である地上 10 m 付近での計算風速がアメダス風速とオーダー的に一致するように、 $z - h = 500 [\text{m}]$ のところで $K = 10 [\text{m}^2/\text{s}]$ となるように定める。また、式中の添え字 0 は総観スケールでの物理量を示し、プライム (') はメソスケールの物理量と総観スケールの物理量の偏差を示す。

高度を表す独立変数は

$$s = \frac{z - h}{H - h} \dots \dots \dots (10)$$

を用いている。それにともない、鉛直方向の速度は

$$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \dots \dots \dots (11)$$

と表わされる。そうすることで、解析対象領域上端を圧力一定面とし、そこでの Exner function π の変位量の境界条件を定めやすくする。この場合の領域上端の高度 H は時刻 t と地点 (x, y) の関数 $H(x, y, t)$ となり、その時間更新式は、上端および下端において $\omega = 0$ という条件において、連続式 Eq. (4) を積分することにより、

$$\frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_{0\text{top}}} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial x} \{ \rho_0 u (H - h) \} + \frac{\partial}{\partial y} \{ \rho_0 v (H - h) \} \right] ds \dots \dots \dots (12)$$

となる。ただし、添え字 top は座標上端の値であることを示す。

最後に、Eq. (8) の右辺は潜熱の項が入るべきであるが、総観スケールの気象状況と地形の影響により得られる鉛直風速分布を求めるという目的に符合させ、乾燥断熱過程のもとで風速を計算するために、0 とした。

2.2 数値シミュレーションの流れ

まず、総観的な気象状況を表現する値として高層気象観測 (TTAA) の潮岬、米子、輪島の 3 地点の観測データをもとに、任意地点、任意高度での圧力、温度、空気密度、地衡風を推定する。その手法として中北⁷⁾らの方法を用いた。その方法を以下に説明する。

地衡風と Geopotential の関係と静力学的釣合条件を仮定することにより、以下の関係式が成り立つ。

$$\frac{\partial \Phi_0}{\partial p_0} = - \frac{1}{\rho_0} = - \frac{RT_0}{p_0} \dots \dots \dots (13)$$

ここで、Geopotential を次式と仮定する。

$$\Phi_0 = \{A_1 (\ln p_0)^2 + B_1 (\ln p_0) + C_1\} x + \{A_2 (\ln p_0)^2 + B_2 (\ln p_0) + C_2\} y + \{A_3 (\ln p_0) + B_3 (\ln p_0) + C_3\} \dots \dots \dots (14)$$

この仮定の理由は、各地点での Geopotential は $\ln p$ に関する 2 次関数に近く、 $\ln p$ の二次関数を地点 x, y

に関する線形式の係数とすることで地衡風の高さ方向の変化を許すようにした。

高層観測データの風が地衡風であるとすれば、最小二乗法により、定数 $A_1 \sim C_3$ が定まる。その際、各変数の観測精度および、仮定と観測値の違いにより、Geopotential, 温度, 風の残差に対する相対的な重みを 100:10:1 とする。その根拠は以下のようなものである。風（風向, 風速）の観測精度は高いものとは言えず、かつ高層観測で得られる風が必ずしも地衡風とは限らない。したがって風に対する重みは最も小さくした。また、Geopotential と温度については風速分布の計算をする際には、前者の方が重要であるためにそれに対する重みを大きくした。また、Geopotential, 温度, 風の残差はそれぞれ 10^3 , 10^2 , 10 で除して正規化する。

次に上で求められた係数 $A_1 \sim C_3$ と、 $\Phi = zg_0$ を用いることで圧力 p , 風 (u_s, v_s) と気温 T が得られる。密度 ρ は状態方程式から求まる。

続いて、地上での水平風速がアメダスの実測値で得られる値にオーダーとして合うようにして地衡風から水平風速を算定し、それを初期水平風速とする。その手法としては気圧傾度力, コリオリ力, および Averaged Subgrid Scale Flux のそれぞれの釣合条件より得られる次の式

$$f(v - v_{s0}) + \frac{1}{\rho_0 (H - h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s} \right) = 0 \dots\dots\dots (15)$$

$$-f(u - u_{s0}) + \frac{1}{\rho_0 (H - h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s} \right) = 0 \dots\dots\dots (16)$$

を連立させて水平風速を得る。ここで境界条件は上端が地衡風, 下端を 0 とした。拡散係数は Eq. (9) と同様の値を用いた。

求められた初期水平風速を風速の初期値として、Fig. 2 に見られるように深山 (35°02'44"N, 135°22'48"E) を中心とする約 $600 \times 600 \text{ km}^2$ の水平空間を持ち、地上から 200 hPa (約 12000 m) の鉛直高さを持つ 9 km メッシュのシミュレーションモデルにより、温位, 風速 (u, v, ω), Exner function, 領域上端の高度を求める。そしてその値を境界条件としてネスティング・スキームを用いることにより、真名川ダム (35°54'55"N, 136°32'44"E) を中心とする、 $30 \times 50 \text{ km}^2$ の水平空間を持つ 1 km メッシュのシミュレーションモデルから最終的な鉛直風速分布を得る。

計算は Kubota Computer TITAN を計算機として用い、Fortran 言語により行った。計算結果には Sony NEWS, Sony Tektronix 4125 をハードとして用い、IGL 84 により画像出力した。

2.3 計算時の諸条件

解析領域は前節に示した。解析における微分方程式の解法には、差分法を用いる。差分は時間的には Matsuno⁹⁾ の方法、空間的には移流項を上流差分する以外はすべて中央差分で表わしている。差分間隔は広領域モデルで 9 km, 狭領域モデルで 1 km。差分方向はともに東西方向, 南北方向および鉛直方向である。鉛直方向の差分間隔は、海上において次の高度を持つ格子点とする。

$$s = 0, 5, 10, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, \dots\dots\dots (17)$$

$$3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000, H (\times 1/H)$$

ただし、鉛直風速は格子点から、 x 軸方向, y 軸方向それぞれに $\Delta x/2, \Delta y/2$ だけ移動した点で値を求める。これは水平風速を用いて連続式により、鉛直風速を求めやすくするためである。上流差分を用いるので、初期水平風速が解析領域内に流入する時に、側方の境界条件が必要になる。広領域モデルにおける側方の境界条件は、風速, 温位のいずれに関しても南北境界では Dirichlet 型, 東西境界では Neumann 型とする。狭領域モデルにおける側方の境界条件は風速, 温位のいずれに関しても南北境界, 東西境界ともに Neumann 型であるが、ワンウェイ・ネスティング・スキームを用いている。ここで、ネスティングとは細かいメッシュ間隔を持つモデル (狭領域モデル, fine mesh model) の側方境界でより粗いメッシュ間隔を持つモデル (広領域モデル, coarse mesh model) の情報を取り入れる計算方法である。

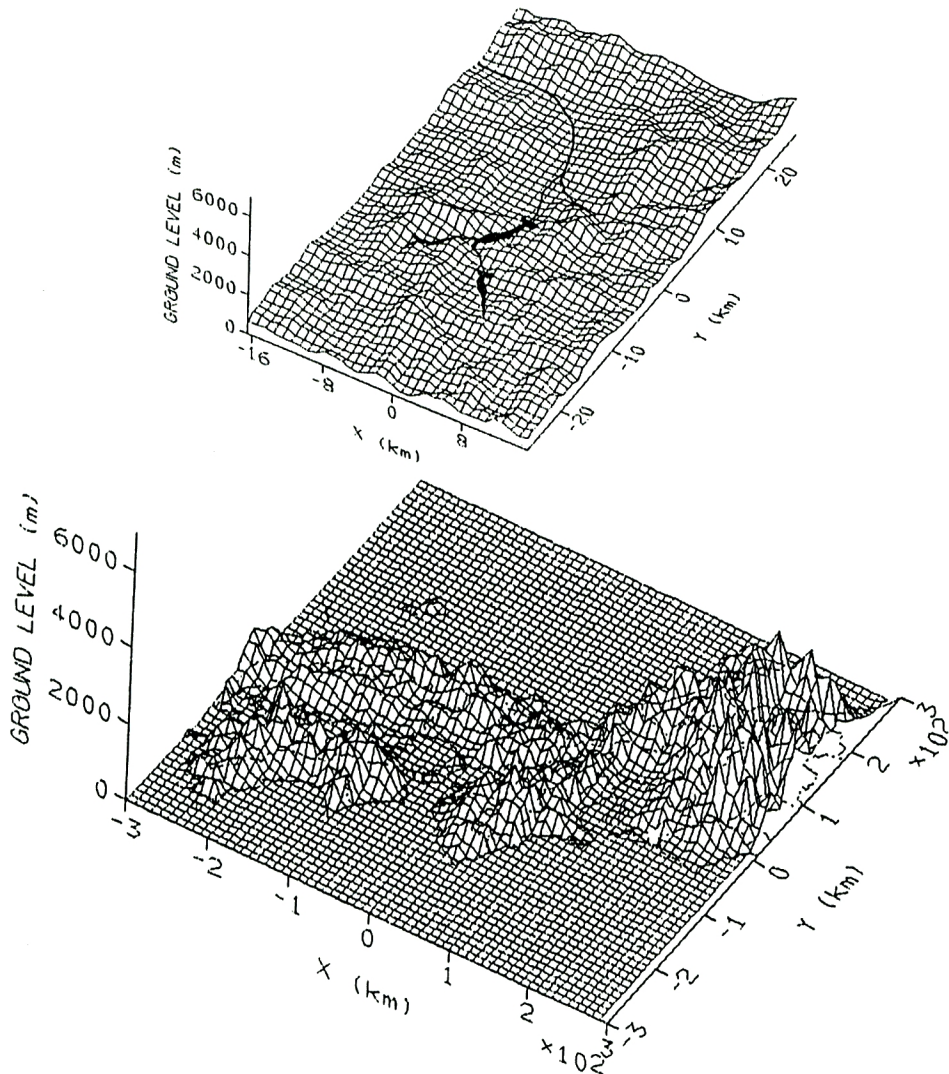


Fig. 2. Area of calculation for getting three-dimensional wind distribution. Upper one is for fine mesh model, lower one is for coarse mesh model.

ここでは過拘束を避けるということに主眼をおいたものとして、八木・岡村⁹⁾による次のスキームを用いている。

$$A_0^* = A_1 + A_0' + A_1' \dots \dots \dots (18)$$

ただし、 A は境界付近における物理量、プライム (') をつけた量は coarse mesh model の値、添え字は格子点番号で 0 が境界、1, 2, ... と fine mesh model の内側へ向かって番号がつけられている。 A_0^* が求める境界値である (Fig. 3 を参照)。このスキームは単純でありながら、fine mesh model の内側に緩衝領域 (物理量の時間変化率を連続的に変えるような領域) を用いないスキームとしては最も優れているとしている⁹⁾。また、緩衝領域を用いるスキームは境界から 4 番目までの格子点が緩衝領域として用いられることを考慮して、この場合の狭領域モデルでは東西方向に 31 格子点しかないため、適当でないと判断し用いなかった。

広領域モデル、狭領域モデルとも、温位、Exner function の初期条件はあらかじめ求めた総観スケールの値とする。すなわち、それらの総観スケールからの偏差の初期条件では 0 である。水平風速の初期条件も、ともに初期水平風速の値とする。

計算時間間隔はクーランの条件よりもかなり短く 1 秒とした。これは鉛直風速を算定する点で解析領域上

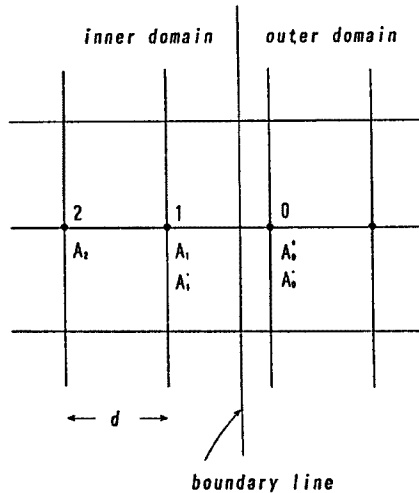


Fig. 3. Grid points around the boundary. A'_0 and A'_1 represent quantities of large-area solution. A_1 and A_2 represent those of limited-area solution. A_0^* is a boundary value to be acquired by nesting scheme.

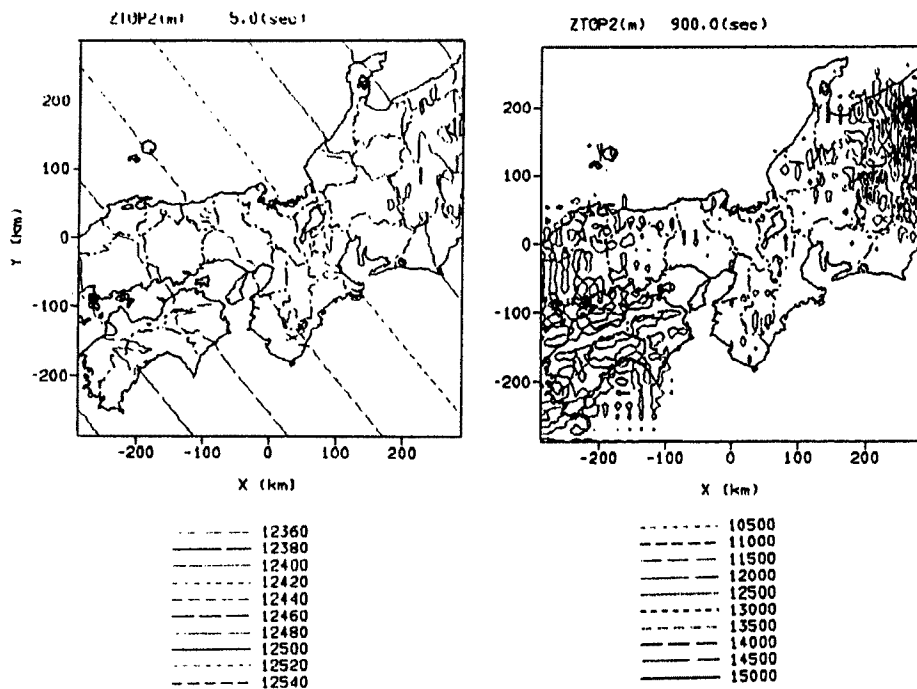


Fig. 4. Contours of the upper boundary over calculation region.

端の値が不安定な挙動をするためこの値を用いた。その様子を Fig. 4 に示す。この図はモデルの検証のために広領域モデルだけを実行させた鉛直速度を求める点（メッシュの中心点）での解析領域上端の値である。時間を経る度に値が発散していることがわかる。これは、格子点上で解析領域上端の時間微分 $\partial H / \partial t$ を求めるときは差分間隔が 18 km あるのに対し、メッシュの中間点において求めるときは両隣の格子点の諸変数を用いるために差分間隔が 9 km になっているからであると思われる。これに対する解決方法としては、メッシュの中間点において鉛直風速を求めるという方針を変更する、メッシュの中間点での解析領域上端の時間微分値を格子点上でのその内挿によって与える、または、メッシュの中間点での解析領域上端値

を格子点上のその内挿で行う等が考えられるが、本研究の場合はそれほど長い計算時間を必要としないので、差分間隔を9kmのままにして計算を行う方針を貫くことにした。その他の諸変数については問題はなかった。

同様の理由により、計算時間は10秒間とした。この時間は、地形性の鉛直風速分布を求めるためには十分であるが、水平風速分布が地形の影響を受ける様子は算定できない。

最後に、山岳地形情報として広領域モデルでは Low-pass filter を通した国土数値情報の値を用いる。狭領域モデルでは、国土数値情報を1km メッシュに変換した値を用いる。

3. 降雨予測知識の獲得

3.1 鉛直風速分布算定結果

九頭竜川水系真名川ダム流域 (Fig. 5) を対象流域とし、前線性降雨のうち、流域に強い降雨があった8事例を計算した。それらの日時を Table. 2 に示す。そのうち3事例における計算結果とテレメータ雨量計、アメダス風速計による実測値の比較を次に示す。

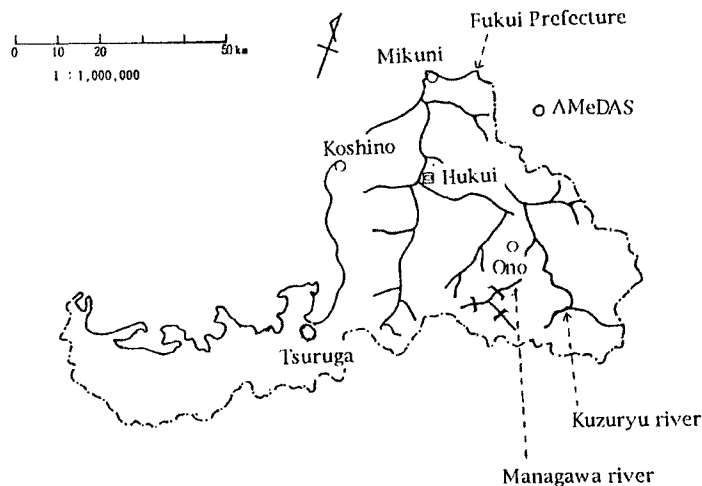


Fig. 5. Map around Managawa river basin.

'83.7.21日6時の場合は Fig.6 (a) が示すように、流域全域に強い鉛直風が生起している。これは、雲川ダム周辺だけに強い鉛直風が生起している Fig. 7 (a) や、全域で強い鉛直風が生起していない Fig. 8 (a) と比較すると顕著である。この場合、2.1 の仮定によれば、流域全域で降雨が強くなるか、あるいは強い降雨が持続することがいえるのであるが、Fig. 6 (b) のテレメータによる雨量は、6時から7時にかけて強くなるか、あるいは持続していることを示している。

'83.7.24日9時の場合は Fig. 7 (a) が示すように、雲川ダム周辺だけに強い鉛直風が生起している。仮定によると雲川ダム周辺で降雨が強くなるか、あるいは強い降雨が持続するのであるが、Fig. 7 (b) のテレメー

Table 2. Dates of calculation

Year	Month	Date	Hour
1983	July	21	6
1983	July	24	9
1983	July	24	12
1985	July	7	12
1985	July	11	0
1985	July	11	12
1986	July	20	9
1986	July	20	12

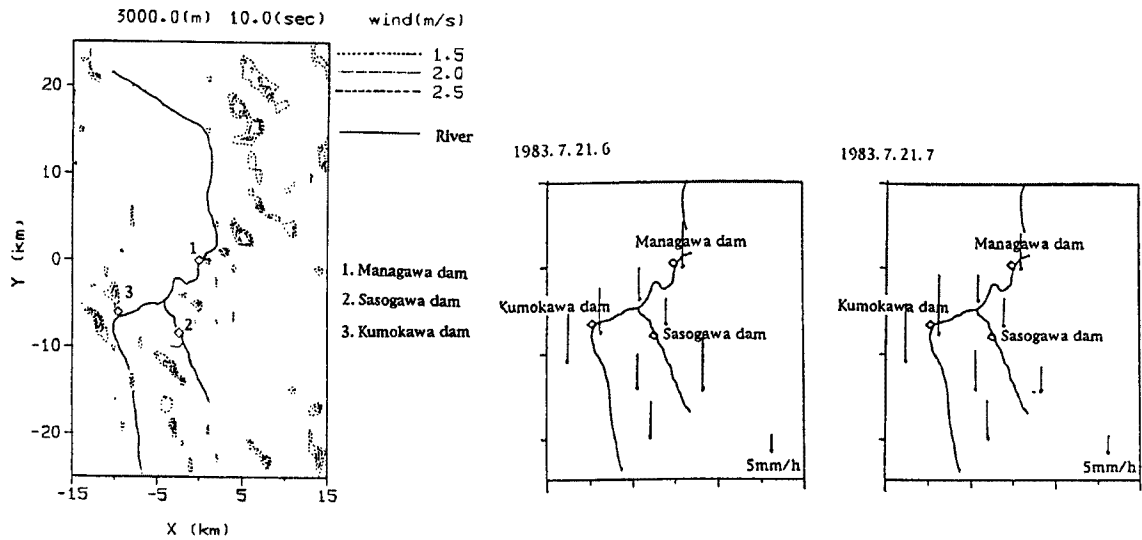


Fig. 6. (a) Contours of vertical wind distribution. (6:00, 21, July, 1983)

Fig. 6. (b) Height of rain observed by telemeter. (6:00 and 7:00, 21, July, 1983)

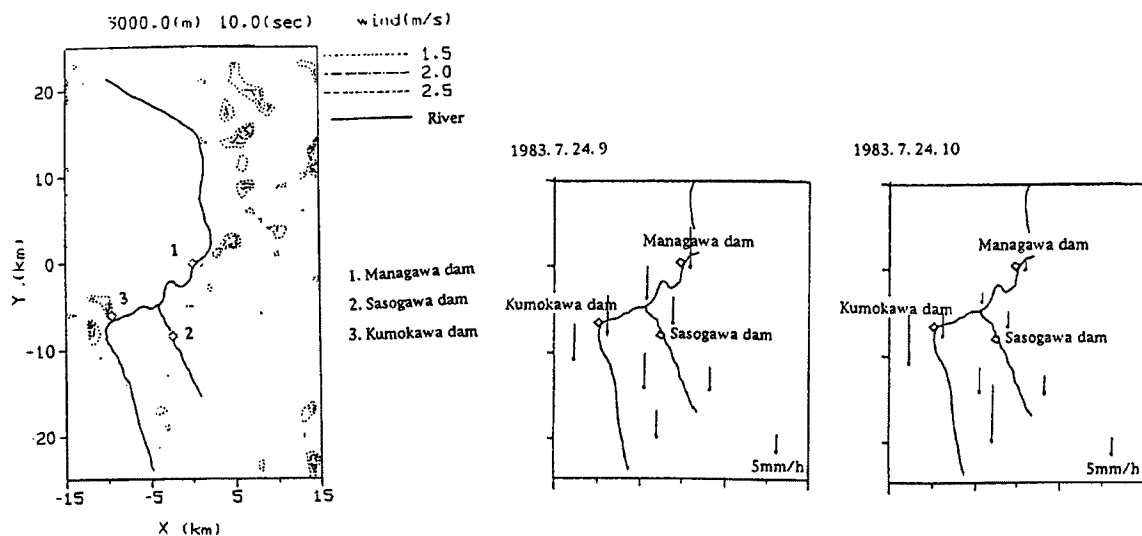


Fig. 7. (a) Contours of vertical wind distribution. (9:00, 23, July, 1983)

Fig. 7. (b) Height of rain observed by telemeter. (9:00 and 10:00, 24, July, 1983)

タによる雨量は雲川ダム周辺を除いて衰弱しており、この例についても仮定が正しいことを示している。上記の2事例のように仮定が正しいものであった場合は、計算した8事例中で5事例であった。

'85.7.11日0時の場合は、Fig. 8(a)が示すように、真名川ダム、雲川ダム、笹生川ダムに囲まれた流域中央付近ではそれほど強い鉛直風が生起していない。しかし、この場合のテレメータ雨量計による観測値はFig. 8(b)が示すように降雨が強くなることを表わしている。この例は、降雨が強くなる要因が鉛直風による大気的不安定の喚起だけではないことを示している。それらの要因としては、雨域の移動などが挙げられる。知識工学的手法により、降雨に及ぼすそれぞれの影響の度合を推し量ることは、興味ある問題である。このように、降雨が強くなる場合にも強い鉛直風が求められない例は8事例中3事例であった。降雨が衰弱

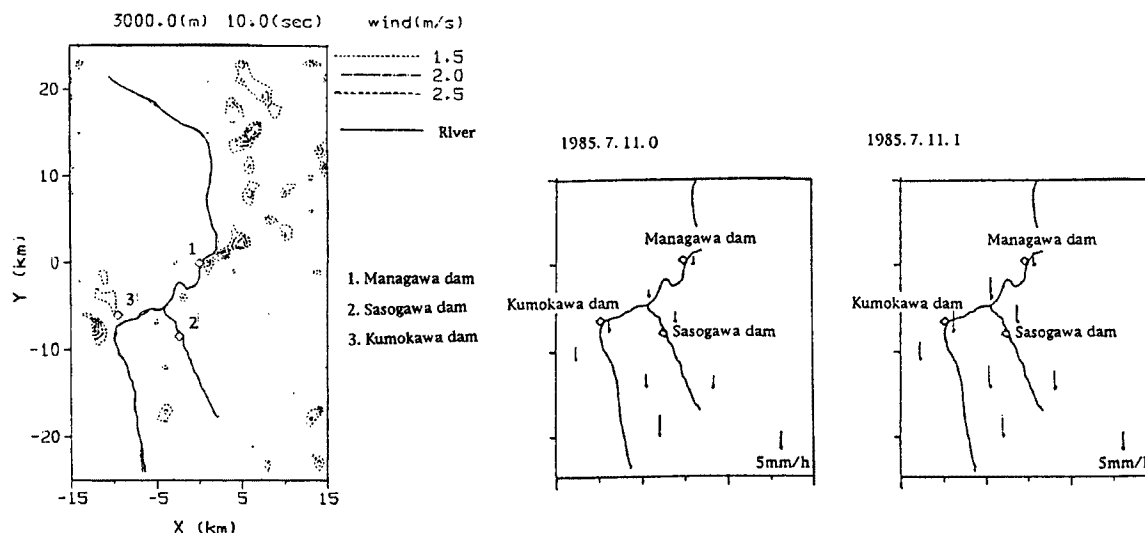


Fig. 8. (a) Contours of vertical wind distribution. (0:00, 11, July, 1985)

Fig. 8. (b) Height of rain observed by telemeter. (0:00 and 1:00, 11, July, 1985)

している場合にも強い鉛直風が求められている例はなかった。したがって、強い鉛直風を生起するような気象条件と地形条件の組み合わせでは、降雨は強くなるといえるので、降雨が強くなることを予測する方法としても、また把握できないほど空間的に細かいスケールの降雨の状況の判断材料としても、本研究による手法は有効であると判断できる。

3.2 実時間洪水制御のための降雨予測知識の獲得

本手法を実時間で用いるためには、高層観測値あるいはそれに準ずるものが1時間毎に入手できること、計算時間を減少させることが必要であり、それらの両方とも現在は解決されていない（後者については改善の余地がある）。したがって、なんらかの指標を設けることで本手法により得られた知見を実時間洪水制御支援に活用することを考えた。

Eq. (11) より 3000 m 面での鉛直風速は 3000 m 面での水平風速（左辺第2項とおよび第3項）と地形の影響（左辺第4項）によって定まる。3000 m 面での水平風速が 20 m/s 以上であるような強い場合には西、あるいは南側斜面の多くに鉛直風速が生成することが計算結果より示された。3000 m 面での水平風速が弱いときには、全体的には鉛直上昇流の生成は起こり難い。したがって、800~600 hPa での総観スケールの水平風速が強いときには対流が生起し、強い雨が降るあるいは強い雨が継続するといえる。また、800~600 hPa での総観スケールの水平風速が弱いときには全流域的には降雨は減少する傾向にある、あるいはそのまま降らないといえる。

Fig. 9 (a), (b) により、800~600 hPa での水平風速が大きいときには、地上付近の水平風速も大きく、800~600 hPa での水平風速が小さいときには、地上付近の水平風速も小さいことがわかる。したがって、その逆がいえるとして、800~600 hPa での水平風速の強弱は地表付近での水平風速の強弱で測定可能であるとする。地表付近の風速の観測値としてアメダス風速を用いるとすると、その高さは地表から約 10 m 程度であるので、計算結果の 10 m 面の水平風速の値から、全域的に強い鉛直風を生起する水平風のしきい値を 5 m/s とする。すなわち、アメダス風速計で 5 m/s 以上の風速がある場合は、総観スケールで強い鉛直風が生起し降雨が強くなると予測されるとする。ただし、アメダス風速計で求められる風から総観スケールの風（地衡風）を決める方法については、検討の余地があるものの、Fig. 5 に示す三国および越廼の風速を総観スケールの風として用いることにした。

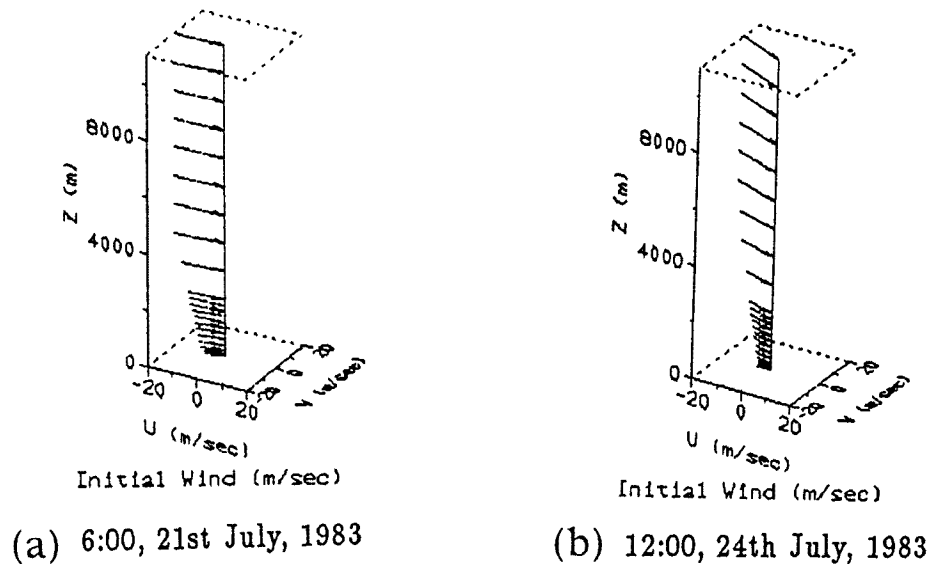


Fig. 9. Profiles of horizontal velocity on the synoptic scale. (a) shows strong horizontal wind and (b) shows weak horizontal wind.

3.3 洪水制御支援システムへの適用

上述の降雨予測知識を別途作成した洪水制御支援システム¹⁰⁾に適用した。この洪水制御支援システムは、予測降雨、上流ダムからの放流、観測降雨からの流出を扱い、これらから次の時間（1時間後）のダム流入量の定性的な挙動を推論するものである。

Fig. 10 に1983年7月20, 21, 22日の洪水に適用した結果を示す。図中の実線は観測された真名川ダムへの流入量、矢印はシステムが推論した流入量の挙動の定性的な推論結果を示す。円の中の矢印は上述の降雨予測知識を取り込まない場合の推論結果である。矢印が無い時間は前時間と同様の推論結果が得られている。

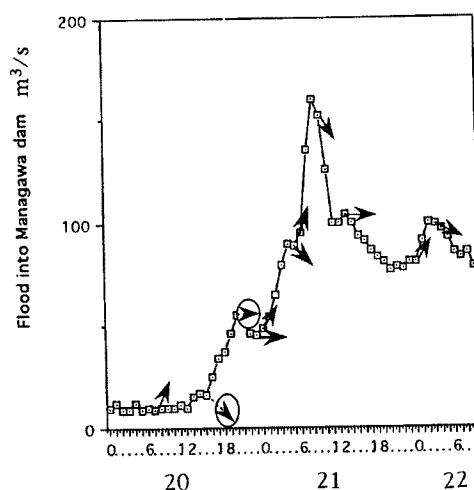


Fig. 10. Result of application to flood prediction system. Solid line is the observed hydrograph. Arrows show qualitative forecasts of movement of flood. Arrows in the circle show the forecasts that system have not included the local rainfall prediction knowledge.

20日15時の推論結果を見ると、降雨予測知識を取り込まない場合は流入量の増加を適切に予測できていなかったが、降雨予測知識を取り込んだ流出モデルにすることにより改善されている。これは、降雨予測知識を取り込まない流出モデルが降雨の一時的な減少に過敏であり、今後の降雨の増加にともなう流出の増加傾

向まで判断できなかったことが改善されたためである。20日21時の場合は、降雨予測知識により降雨量が増加する予測が得られている。実際の降雨の増加は2時間後であったために流入量の一時的な減少を捕らえることができなかったが、21日0時からの急激な増加に対し、降雨予測知識がない場合よりも迅速な対応を可能にすると考えられる。

その他の例に適用した場合には、アメダス風速で5 m/s以上というしきい値が大きいために、システムの中で降雨予測知識が働く場面が得られなかった。観測値と計算値をより細かく解析して小さなしきい値を算出するか、800~600 hPaでの総観スケールの水平風速の強弱を表現する別の指標を検討する必要があるといえる。

4. お わ り に

洪水制御を支援することを目的として、3次元風速分布推定手法を用いた局地降雨予測知識の獲得に関する一方法を提案し、時間的には1時間後の降雨の増加を予測でき、空間的にはテレメータ雨量計やレーダ雨量計が見えない規模の降雨の現象を把握できる予測方法とすることができた。そして実時間洪水制御支援に有為な情報である降雨予測知識として、アメダス風速計から総観スケールの風が得られたとして5 m/sというしきい値を設定することで局地降雨予測知識を獲得した。さらにその知識を洪水制御支援システムに適用した結果、ダム流入量に関するさまざまな要素を取り込むために、貯留関数法を定性的に表現した流出モデルが、降雨の一時的な減少を次時間の予測に強く反映してしまい、長期的にみれば増加する降雨に対応できない点を解消しているという点で、洪水制御支援を改善することができた。このことは、ダム管理者が一時的な降雨の減少に遭遇し、今後の操作方針に迷いを生じる場合に、本研究で獲得した降雨予測知識が効果的であることを示している。

本研究で用いたテレメータデータは、九頭竜川ダム統合管理事務所の方々からいただいた。アメダスデータおよび高層観測データの入手には日本気象協会の石田氏、山路氏にご協力いただいた。また、建設技術研究所の井辻氏、澤田氏には適切なアドバイスをいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) Sawyer, J. D: A study of the rainfall of two synoptic situations, Q. J. R. Met. Soc., 78, pp. 231-141, 1952.
- 2) 二宮洸三・山崎孝治: 積雲対流と豪雨, 気象研究ノート, 第138号, pp. 233-254, 1979.
- 3) 二宮洸三・榊原 均: 日本の豪雨の気候学的特性と地形性分布, 気象研究ノート, 第138号, pp. 255-277, 1979.
- 4) Eagleson, Peter S.: Dynamic Hydrology, McGraw-Hill Book Company, 1970.
- 5) Pielke, R. A.: Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press, 1984.
- 6) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 降雨分布特性の気象力学的解析, 京都大学防災年報, 第31号B-2, 1988.
- 7) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬: 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.
- 8) Matsuno, T: A Finite Difference Scheme for Time Integrations of Oscillatory Equation with Second Order Accuracy and Sharp Cut-off for High Frequencies, J. Meteor. Soc. Jpn., Vol. 44, pp. 85-88, 1966.
- 9) 八木正允・岡村 存: ワンウェイ・ネスティング・スキームの比較テスト, 気象研究所研究報告, 第29巻第3号, pp. 125-140, 1978.
- 10) Oishi, S. Ikebuchi, S.: Knowledge Acquisition and Qualitative Reasoning for Flood Control, Proc of An International Conference in Honour of Professor T. E. Unny, 1993.