

II-37

山地流域における地上観測降雨量とレーダ雨量情報を用いた流出解析

中央大学正員 山田 正
北海道大学大学院 学生員 豊田康嗣
北海道大学正員 藤田睦博
北海道大学正員 道口敏幸

1. はじめに

地上雨量計では計測できない降雨量の時空間分布特性を観測することのできるレーダ雨量計がほぼ全国をカバーできるように設置されている。現在までにこのレーダ雨量計の観測精度ならびに精度向上のための数々の方法(キャリブレーションなど)が報告されている^{1), 2), 3)}。一方、このレーダ雨量を入力データとした流出モデルも幾つか報告され、レーダ雨量を用いた場合の流出量の精度や降雨の時空間分布の違いが流出に及ぼす影響などについて検討されている^{4), 5), 6)}。

本研究の最終的な目的も同様なレーダ雨量を入力

値とした流出モデルの構築と流出解析である。ここでは、石狩川の支川である夕張川上流の大夕張ダム流域を対象としている。この流域には著者らの研究室によって1988年からほぼ標高100mおきに雨量計が設置されており、密に配置された地上雨量計とレーダ雨量計の対応を検討することによって、山地流域におけるレーダ雨量の流出解析への適合度を探ろうとするものである。また流出モデルには流域の対象が大きくなっても対応できるように洪水ハイドログラフの河道伝播に関して移流拡散方程式を基礎式としている。

2. 山地流域における地上雨量とレーダ雨量の比較

解析対象は北海道中央部に位置する夕張岳(標高1668m)の東西両斜面に設置した11基の雨量計から得られた降雨データである。この雨量計は転倒升式雨量計で1990年から標高約200mおきに設置されている(標高400~1300m)。これまでの観測の結果は、観測期間中(7月後半~10月前半)における総降雨量は標高が高くなるにつれて増大することが認められており、瞬間最大降雨量については標高毎にそれほどの差異はないものの、瞬間降雨量を積算する際の移動平均時間が短くなるほど大きくなることが報告されている。また降雨の時空間分布特性についても降雨の種類や地点による違いがみられ、既存の地上雨量計だけで雨量を決定することの危険性を示唆している(以上文献7)~11))。なお本研究における解析対象期間は1990年8、9月である。一方、本研究で解析に使用したレーダ雨量計は北海道空知支庁ピリネシリ岳(標高約1100m)に北海道開発局が設置した通称道央レーダと呼ばれている。レーダ定数はレーダ反射因子Zが5000以下の場合 $B=180$ 、 $\beta=1.6$ で、Zが5000より大きい

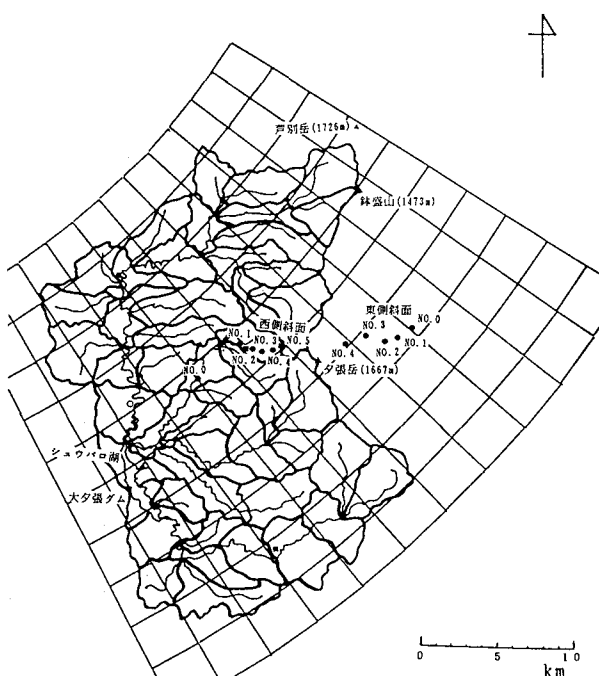


図-1 大夕張ダム流域概略図(代表単位流域図)とレーダメッシュ($dr=3km$ 、 $d\theta=2.8125^\circ$)

On the Characteristics of Rain-fall Distribution in Mountainous Basins and Run-off Analysis using Rainfall amounts Observed by Radar. YAMADA, T., TOYODA, Y., FUJITA, M. and MITIGUTI, T.

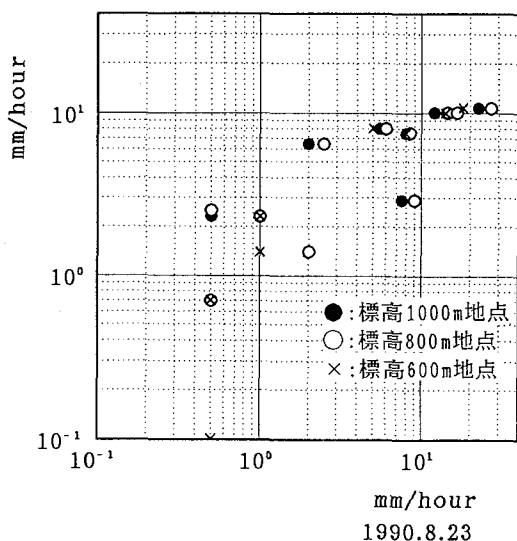


図-2.1 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較

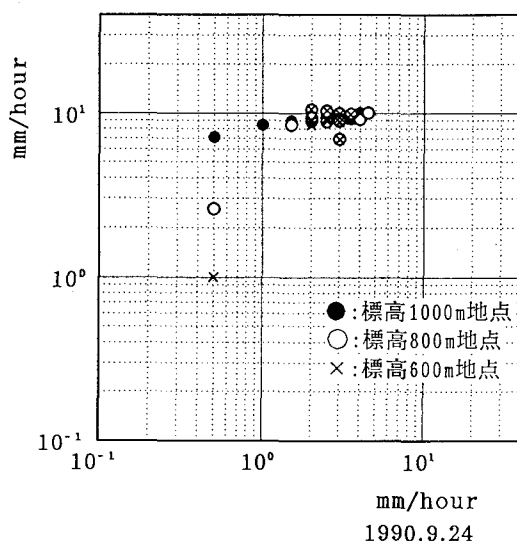


図-2.2 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較

場合 $B=410$ 、 $\beta=1.2$ で設定されている。レーダサイトから大夕張ダム流域までの距離は約45~75kmであり、レーダ雨量計の定量領域(半径120km圏内)のほぼ中央に位置している。しかし、問題点は仰角を0.3度と低く設定しているため、流域内にある芦別岳(標高1727m)、鉢守山(1473m)、夕張岳(1668m)らによってレーダ波が遮蔽されてしまうことである。これらの山が遮蔽する前部の地点でのレーダ雨量は降雨がないときでも常に2~3mm/hourの雨量を計上している。これらの値(グランドクラッター)を除去するためにMT

I法などがあるがここでは簡単のため減算方式をとった。本研究では観測期間中、特徴のある2つの降雨タイプを中心にレーダ雨量と夕張岳付近に設置した雨量計のデータとの比較を行ってみた。図-2.1は8月23日の時間雨量に換算したレーダ雨量と、夕張岳東側斜面に設置した雨量計のうちレーダ1メッシュに入っている3つの雨量計から採れた時間雨量との比較である。この日の降雨は台風によるものであり、レーダ雨量と地上降雨量が適合している例である。標高の違いによる降雨量の違いはこの図からは見受けられないが、降雨量が大きくなるにともないレーダ雨量は過小な測定結果を示している。図-2.2は9月24日における図-2.1と同様のレーダ雨量と地上雨量の比較である。この日の降雨は前線の通過に伴う降雨で、降雨量の時空間分布に変化がない長時間継続する降雨のタイプであり、レーダが降雨量を過大評価していることがわかる。前線性の降雨にはこの傾向がみられるようである。これまで降雨の種類によって B 、 β が変化するとされていることに符合する結果が得られている。

次に8月23日降雨について時系列で降雨量をみてみる。図-2.3は夕張岳西側斜面における雨量計のうちレーダ1メッシュにおさまっている5つの雨量計における時間雨量とレーダ雨量の時系列図である。この図からレーダ雨量は降雨期間中、地上雨量と比較的よく対応しているものの、21時をみると地上雨量計では降雨がある地点とない地点とがあり、レーダメッシュの大きさなどにまだ課題があるようである。

続いて瞬間降雨量について考察を行う。図-2.4は台風によってもたらされた8月23日降雨の瞬間降雨量図である。1番上がレーダ雨量でその下3つが地上降雨量の10分平均の図である。地上雨量計のほうが瞬時の降雨量変動が大きいのに対し、レーダ雨量のほうは時間分布がほとんど一様であり瞬間降雨量の変動をとらえていないことがわかる。

以上のことからレーダで山地地帯の降雨量を定量的に把握するには、もっと高度な補正方法(例えばMTI法や降雨発生因毎の B 、 β の適用など)を用いるか、放射ビームの仰角を山地用にもう少しあげることが必要ようである。しかし大夕張ダム流域(430km²)には既存の雨量計は5基(気象庁4基、北海道開発

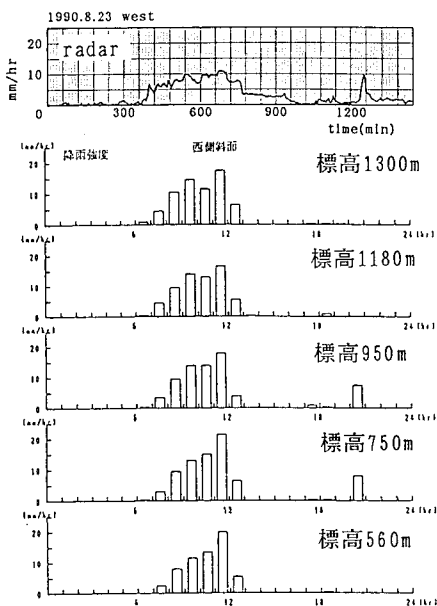


図-2.3 レーダ雨量と地上時間雨量の時系列

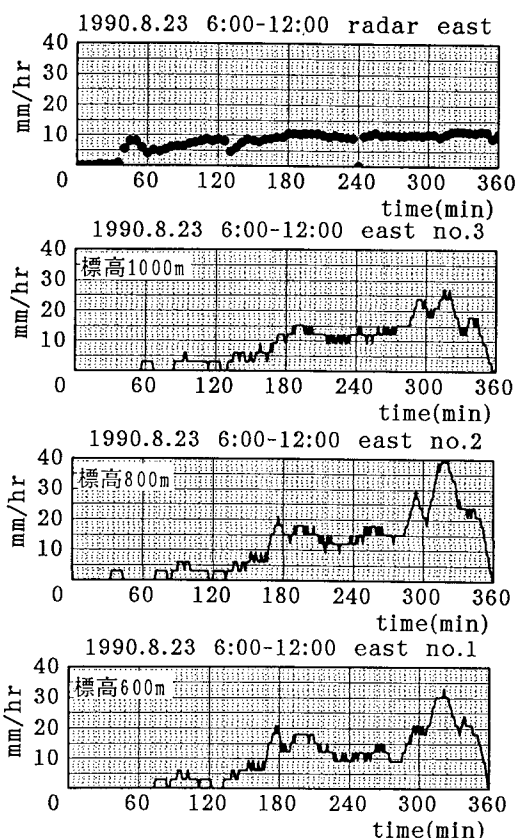


図-2.4 瞬間降雨量のレーダ雨量と地上雨量の時系列

局4基)しかなく、1個の雨量計が持つ支配面積は大きすぎて、とても降雨量の空間分布特性を把握することがむずかしく、レーダ雨量計に対する期待度は大きい。

なお30mm以上の降雨に対してレーダの1メッシュ毎の降雨量の平均と時間に対する分散を求めてみると、平均・分散とも山の頂上よりやや下側で大きい値を計上しており、前述のような標高増大と降雨増加の山地流域の降雨の特性をレーダ雨量はある程度捉えているようである。

3. レーダ雨量の流出解析への適用

現段階では全ての降雨に対してレーダ雨量を入力データとして扱える段階ではないが、比較的精度の良かった降雨を選び流出解析へ適用してみる。ここで用いる流出モデルは、代表単位流域からの初期流出をタンクモデルで計算させ、これらの流出量を移流拡散方程式の理論解と集中面積図(代表単位流域の空間分布の表現法、図-3.1を用いて線形加算させて流域末端におけるハイドログラフを求めるものである。まず代表単位流域の分割基準であるが、とりあえずここではレーダメッシュとほぼ同じ大きさになるよう5~15km²になるよう5万分の1の地形図から49の流域を選定した(図-1)。代表単位流域で流出計算を行うタンクモデルは、ここでは小葉竹ら^{12), 13)}が適用した3段タンクを用いることにする(図-3.2)。

次に代表流域から得られた流出量が合成されて流域末端での流量が得られるが、その計算方法として集中面積図を用い、ある一定の洪水伝播速度によってたし合わせる方法がもっとも簡単であり、精度もここで扱う程度の流域の規模ならば比較的よく合うようである¹²⁾⁻¹⁷⁾。この線形たし合わせのできる範囲はだいたい4000km²ぐらゐまでが限界であるが¹⁷⁾、本編では大流域の計算も迅速にまかなえるようなモ

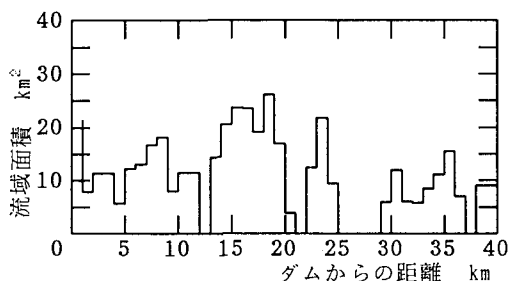


図-3.1 大夕張ダム流域の集中面積図

デルを扱う。このモデルは移流拡散方程式の理論解であり以下の式展開から得る。

河川の流量計算には、連続式と不定流の式を使う。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (1)$$

$$\frac{\beta}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha v^2}{2g} \right) + \frac{\partial H}{\partial x} = -\frac{n^2 v^2}{R^{4/3}} \quad (2)$$

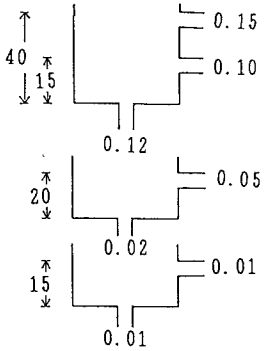


図-3.2 大タ張ダム流域のモデルとパラメータ

ここに Q : 流量、 v : 断面平均流速、 H : 水深、 q : 支川等の単位長さ当たりの横流入量、 n : マニングの粗度係数、 β : エネルギー補正係数、 α : 運動量補正係数である。これらを kinematic-wave 理論から変形すると次のような従属変数が Q のみの移流拡散方程式が得ら

$$U(x, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \int_0^t U(0, t') \frac{x}{(t-t')^{1.5}} \exp \left[-\frac{x^2}{4K(t-t')} \right] dt' + \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \int_0^t \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{t-t'}} \left\{ \exp \left[-\frac{(x-x')^2}{4K(t-t')} \right] - \exp \left[-\frac{(x+x')^2}{4K(t-t')} \right] \right\} \times C q(x', t') \exp \left[-\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct}{2} \right) \right] dx' dt' \quad (8)$$

(8)式の右辺第1項は上流端からの応答であり、右辺第2項は横流入 q によるハイドログラフの形成を表すものである。ここでよく流出解析に使われる仮定である流量の単純たしあわせが成り立つとすれば、集

れる¹⁷⁾。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = K \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + C q \quad (3)$$

なお $C = \frac{5}{3} v$ 、 $K = \frac{Q}{2B i}$ で C : 伝播速度、 K : 拡散係数、 B : 河川幅、 i : 河床勾配である。

簡単のため C 、 K は一定値とみなし次の変換を行う。

$$Q(x, t) = U(x, t) \exp \left[\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct}{2} \right) \right] \quad (4)$$

(4)式を(3)式に代入すれば

$$\frac{\partial U}{\partial t} = K \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + C q \exp \left[-\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct}{2} \right) \right] \quad (5)$$

(5)式を境界条件(6)式、初期条件(7)式

$$Q(0, t) = U(0, t) \exp \left[-\frac{C^2 t}{4K} \right] \quad (6)$$

$$Q(x, 0) = U(x, 0) \exp \left[-\frac{Cx}{2K} \right] = 0 \quad (7)$$

のもとで(3)式を解くと(8)式が得られる¹⁸⁾。

中面積図を使って(8)式の右辺第1項による上流端からの応答を重ね合わせるだけで解を求めることができるはずである。よって

$$U(x, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \int_0^t U(0, t') \frac{x}{(t-t')^{1.5}} \exp \left[-\frac{x^2}{4K(t-t')} \right] dt' \quad (9)$$

$$Q(x, t) = U(x, t) \exp \left[\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct}{2} \right) \right] = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \int_0^t Q(0, t-t') \frac{x}{t'^{1.5}} \exp \left[\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct'}{2} - \frac{x^2}{2Ct'} \right) \right] dt' = \int_0^t Q(0, t-t') H(x, t') dt' \quad (10)$$

$$H(x, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \frac{x}{t^{1.5}} \exp \left[\frac{C}{2K} \left(x - \frac{Ct}{2} - \frac{x^2}{2Ct} \right) \right] \quad (11)$$

$H(x, t)$ は上流端に対する x 地点の応答関数もしくはは拡散を考慮した単位図である。 $H(x, t)$ の計算例を図-3.3(a)～(c)に示す。なお(10)式は代表単位流域流域1個の流量からの応答関数であるため、末端の流量を求めるためには集中面積図から各代表単位流域からの x (流域末端までの距離)をもとめて(10)式で計算したものを線形加算しなければならない。この方法を用いれば流量の拡散¹⁷⁾を考慮しているため、今までよりも大きい流域までに適用可能となる。

計算対象は1988年8月26日降雨(大夕張ダム地点で総雨量61mm)と1990年8月23日降雨(総雨量42mm)であ

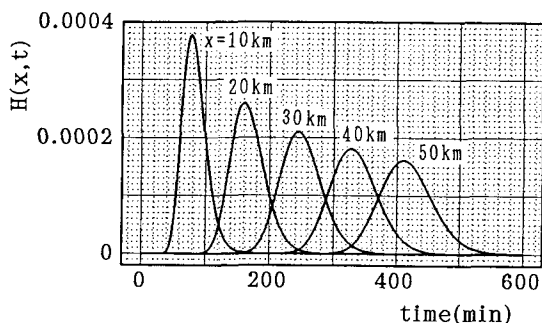


図-3.3(a)上流端からの応答関数 $H(x, t)$ の変化

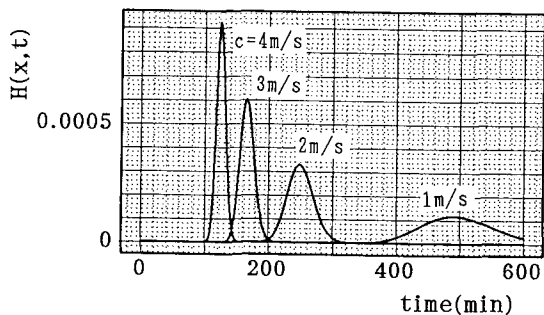


図-3.3(b) $H(x, t)$ の伝播速度 c による違い

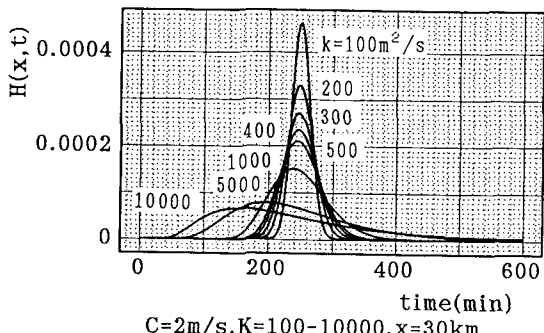
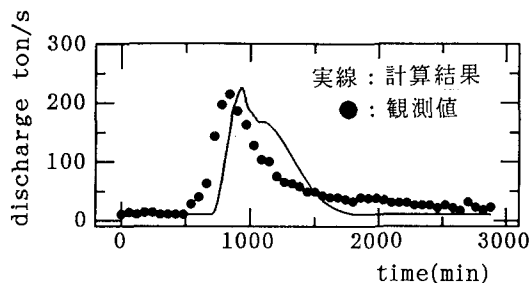


図-3.3(c) $H(x, t)$ の拡散係数 k による違い

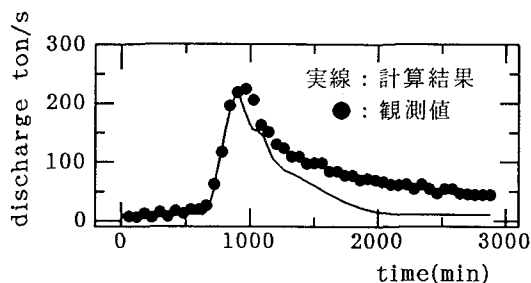
り、時間雨量についてレーダ雨量と地上雨量とは比較的良くあっているものを選定した。図-3.4は1988年8月26日、図-3.5は1990年8月23日のそれぞれの大大夕張ダム地点における流量ハイドログラフであり、両者とも同じ洪水の伝播速度 C と拡散係数 K を用いている。両者とも観測値とはよくあった結果となっている。ちなみに図-3.6は流域代表する雨量として気象庁の雨量データを使って、前者と同一の手法による計算を行ったものであるが、この図から時空間分布的にレーダ雨量を用いた効果が見受けられる。

なお式(10)を使っ得た流量ハイドログラフと従来



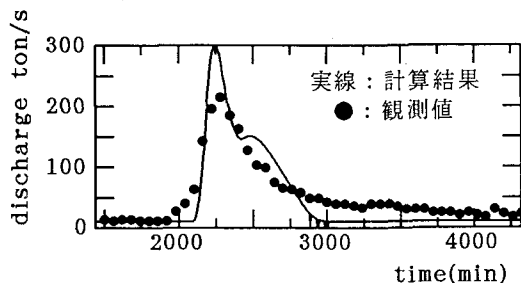
1988.8.26.0hr-8.24.24hr

図-3.4レーダ雨量を入力データとして計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ(1)



1990.8.23.0hr-8.24.24hr

図-3.5レーダ雨量を入力データとして計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ(2)



1988.8.26 0:00-8.24 24:00

図-3.6雨量データが1地点のみで計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ

から用いられてきた代表単位流域から一定の伝播速度を使った単純に線形加算させる方法とではまったく差異は認められなかった。これは大夕張ダム流域の面積が430km²と小さく、これまで著者らが指摘した、代表単位流域からの流出の単純な線形加算でも十分精度の良い値が得られることが確認され、著者らのこれまでの理論解析結果と符合している。

まとめ：現段階で以下のことがわかった

1. レーダ雨量は山地流域における標高每などの細かい変動について現在のメッシュの大きさでは表しきれていないものの台風などの降雨時には比較的よい値を計上している。
2. 従来から言われているように前線性や雷雨性の降雨など、降雨発生因毎に B 、 β を変えなければ良い精度は望めない。
3. 流出計算においてレーダ雨量を取り入れることは時空間的によいことであり、特に降雨量の空間分布に大きく寄与するようである。

謝辞：本論文の遂行にあたりレーダデータや流出データを下さった北海道開発局の方々や夕張岳雨量計設置に協力して下さいの皆様、さらに雨量データの取り扱いで北海道大学防災工学講座の茂木、亀田の両君と非常に多くの方々のご協力を仰いだ。ここに著者らは深甚なる感謝の意を表する。また本研究は文部省科学研究費、重点領域研究(1)「気象解析とレーダ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、中央大学)の補助のもとに行われている。これに対しても著者らは感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 吉野・水野・井川：レーダ雨量計からみた降雨の時空間特性について，第32回水理講演会論文集，pp. 1～6，1988.
- 2) 上林・山口・山本：レーダ定数(B ， β)の同定手法の提案，土木学会論文集第399号/II-10，pp. 121～130，1988.
- 3) 小林・小笠原・柿崎・松崎・山口・大塚：レーダ雨量の時間外挿キャリブレーション手法の検討，第33回水理講演会論文集，pp. 97～102，1989.
- 4) 高棹・宝・三谷：洪水予測精度向上のためのレーダ雨量の逐次補正について，第33回水理講演会論文集，pp. 103～108，1989.
- 5) 陸・小池・早川：分布型水文情報に対応する流出モデルの開発，土木学会論文集第411号/II-12，pp. 135～142，1989.
- 6) 陸・小池・早川・益倉：分布型流出モデルのための河道特性の評価，水工学論文集第35巻，pp. 161～164，1991.
- 7) 山田・中津川・内藤・水島：流域スケールの風の場と降雨シュミレーション，第33回水理講演会概要集，pp. 109～114，1989.
- 8) 山田・藤田・茂木・中津川：山地流域における降雨観測と降雨の特性について，水工学論文集第34巻，pp. 85～90，1990.
- 9) 中津川・竹本・山田・茂木：流域スケールの降雨特性の研究(その1～4)，開発土木研究所月報，NO. 1～4，1990.
- 10) 山田・茂木・亀田：山地流域における降雨の分布特性と降雨の数値シュミレーション，水工学論文集第35巻，1991.
- 11) 山田・茂木・亀田：山地流域における降雨の特性と風の場の数値計算，土木学会北海道支部論文報告集，1991.
- 12) 小葉竹：河川流域における洪水の形成過程に関する研究，学位論文，1979.
- 13) 小葉竹・石原：タンクモデルおよび集中面積図を利用した洪水流出モデルの総合化，土木学会論文報告集第337号，pp. 129～135，1983.
- 14) 嶋田・山田・藤田：降雨流出におけるランピングスケールの効果に関する研究，第33回水理講演会論文集，1989.
- 15) 藤田・道口・榎：小流域の疑似河道網と流出，水工学論文集第35巻，1991.
- 16) 館谷・山田：小流域からの流出の合成に基づく大流域の流出の特性の形成に関する研究，水文・水資源学会1989年研究発表会要旨集，pp. 211～214，1989.
- 17) 山田・豊田：洪水におけるハイドログラフの特性とその形成過程に関する研究，水工学論文集第35巻，1991.
- 18) 篠崎・若林・木村：工学者のための偏微分方程式とグリーン関数，現代工学社，1987.