

レーダー雨量の地上観測雨量補正に伴う誤差の評価について

EVALUATION OF ERRORS GENERATED IN PROCESSES FOR OBTAINING RADAR PRECIPITATION CORRECTED BY GROUND OBSERVATIONS.

熊倉俊郎¹・中井専人²

Toshiro KUMAKURA and Sento NAKAI

¹正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

²博士 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター (〒 940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16)

The frequency of strong rainfall has increased during 100 years in Japan. And it is thought that events of horizontally localized rainfall have also been observed during recent years. Horizontal distribution of precipitation observed by radar, which is very useful to analyse these heavy rainfall events, should be corrected with ground observations. But there is ample scope for growing this technique. Therefore, we aim to evaluate errors generated by the correction processes. The object of this study is to develop a method of evaluating the errors generated by the horizontal distribution of ground observation site and by the interpolation process of the correction ratio of gridded radar precipitation. It was found that the method worked well in order to evaluate whether the location of ground observation is effective or not and to decide which methods should be employed for the interpolation of the correction ratio.

Key Words : *precipitation, radar, AMeDAS*

1. はじめに

気象庁の異常気象レポート 2005¹⁾で示されているように, ここ 100 年間では, 弱い雨から強い雨のクラス分け頻度が, それぞれ, 弱いものは減る傾向で, 強いものは増える傾向が見られており, これは, 日本全国で同じ傾向であるが, 特に西日本に顕著に見られている. さらに, 雨量の年平均値には有意に増加傾向は見られないが, 日降水量 100 mm, 200 mm 以上の年間平均日数は増加傾向が見られている. これらのことから, 雨の年間の総量の増減はあまりないものの, 特に乾燥する期間が現れやすくなったり, 豪雨が発生しやすくなっているということが言える. さらに, 局所的な豪雨被害が近年多くなっているとも言われ, 中小河川での大雨災害が注目されている.

2004 年は, 台風や梅雨前線の日本近海での活動が活発で, 台風 16,18,21,23 号などによる風水害が観測された. 新潟では, 2004 年 7 月 12 日から 14 日にかけて, 大きな豪雨災害を受けた. これは, 平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨と命名されている. この豪雨では, 刈谷田川, 五十嵐川を中心に合計 11 箇所が破堤し, 死者 15 名がでた. 詳しい報告は, 気象庁²⁾, 新潟気象台³⁾や土木学

会⁴⁾の報告にある.

熊倉ら⁵⁾はこの豪雨期間に対し, レーダー観測雨量を地上観測雨量で補正する手法を独自開発して適用した. このような補正されたレーダー雨量をここでは補正レーダー雨量と呼ぶ. この手法は気象庁のレーダー・アメダス解析雨量の導出方法と似た手法であるので, 地上観測点のみを使う場合やレーダー雨量のみを使う場合よりも広域的でかつ信用できるものであると考えられるが, 計算された結果が十分に信用できるものなのかを知るのは容易ではない. 気象庁では, 気象庁予報部⁶⁾が, 東京都建設局の測定した地上観測雨量と比較することにより検証しているが, そもそも観測点の少ない場所ではこのような比較はなかなか実施できるものではない. ここでは, 付加的な観測データがない場合に, 観測点の水平分布の状態やレーダー雨量の補正係数の水平内挿の妥当性に関するシステムの誤差について考察したい. しかしここで注意しなければならないことは, レーダー観測自体, 地上雨量観測自体にも測定誤差が多く含まれており, それが水平一様でないことが十分に予想されることである. よってそれらの誤差要因が常に含まれる可能性がある. しかし, これらの

誤差要因はレーダー観測サイトの位置や地上観測点の位置が変わらない限り、誤差の水平分布がある程度固定されている（例えばレーダーからの方向や距離）とも考えられるので、この点は考えないことにする。

以上のような観点に立ち、補正レーダー雨量を算出した際に地上観測点水平分布状態に起因する誤差と雨量係数を水平内挿する手法に起因する誤差を、他の観測値なしに定量化する方法を考案し、その手法が十分に利用可能であることを示し、地上観測点数の十分性の議論や、雨量係数の水平内挿法の改良に利用可能であることを示すのが目的である。

2. データと手法

平成 16 年 7 月 13 日から 14 日にかけての 2 日間の気象資料を用いた。レーダー観測雨量は気象庁による全国合成レーダーで、毎正時から 10 分毎に、時間雨量換算の 2.5 km メッシュのデータがある。これは、全国に 20ヶ所あるレーダー観測所の資料を合成したものであり、合成手法は気象庁予報部⁶⁾に詳しく記述されている。この合成過程は一次解析と呼ばれている部分で、これを二次解析したものをレーダー・アメダス解析雨量と呼んでいる。地上観測雨量は気象庁が観測するアメダス観測の資料と、国土交通省河川局と新潟県が設置している雨量計の資料も用いた。いずれも 1 時間毎の積算値である。ここで、レーダー観測は 10 分毎であるので、地上雨量の積算時間と合わせるために、各正時とその前の 5 分、合わせて 6 分の時間のデータを平均して使用した。アメダス観測資料は気象業務支援センターの発刊している CD-ROM で、国土交通省河川局の資料は水文水質データベース⁷⁾で、新潟県の資料は新潟県から提供されたものである。観測点の位置などは図-1 に示した。

熊倉⁵⁾では、レーダー雨量の地上観測雨量補正に独自の手法を用いて行っていたが、今回は、他資料との比較の容易さも考え、気象庁の行っているレーダー・アメダス雨量解析に則って解析を進めた。よって、補正レーダー雨量の導出は、気象庁予報部⁶⁾、新保^{8),9)}を参照してできるだけ同じ手順を踏むように心がけた。ただし、地上観測点の最近隣のレーダーデータの格子点値はそのまま使わずにその近隣の 8 点と合わせて 9 点の平均値とした。これは、レーダー観測の格子点位置と地上観測点の位置関係から、降雨領域と非降雨領域が鋭く変化するような場合にレーダー観測値と地上観測値の間に大きな乖離が出るのを防ぐためである。さらに、雨量係数を水平に内挿する際に、ある一定距離内の観測点データを使用することになるのだが、その距離がレーダー・アメダス解析では 70 km であるところ

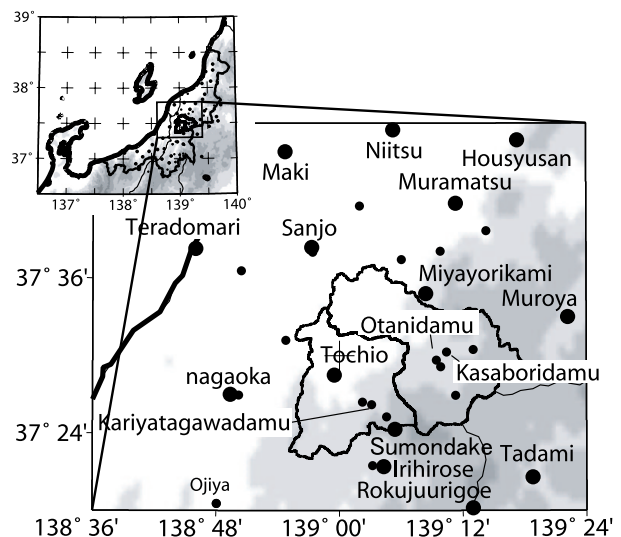


図-1 左上の図は新潟県近傍の地図で、その中の四角で囲った領域を拡大した図である。濃淡は標高の概略を示す。大きな点が AMeDAS 観測点、小さな点が河川局と新潟県の観測点を示す。囲み線のうち北の流域は五十嵐川、南の流域は刈谷田川流域を示す。

を、今回の場合は降水パターンに著しい局地性があることから 50 km とした。また、同じ理由で、その範囲内にある観測点を近い順に 10 個までとしている。最後に、雹を含むような激しい対流活動がある場合は、ビーム高度別観測により補正するのだが、資料がないために行っていない。

さて、これでレーダー・アメダス解析雨量の結果とほぼ同等なものを求めたことになるが、ここで、次のような実験を考える。

- 地上雨量観測として、アメダス観測点の資料を用いたもの (実験 A)。
- 地上雨量観測点として、アメダス観測点の他に河川局、新潟県の資料を用いたもの (実験 B)。

さらに、内挿法による補正レーダー雨量の結果の違いを見るため、

- 組織的な降雨の水平パターンを考慮した、レーダー・アメダス解析と同じ内挿法を用いた場合 (実験 a)。
- 組織的な降雨の重みを使わない、距離の重み関数のみを用いた内挿法を用いた場合 (実験 b)。

を考える。実験は、前者の分類と後者の分類の 4 つの組み合わせがあり、例えば、アメダス観測点だけを用いたレーダー・アメダス解析とほぼ同じ実験を実験 Aa と表すことにする。

ここで、これらの結果を相互に比較することは可能だが、どれがどのように現実と合っているか、ということは、他の詳しい地上観測値がないと明らかにできない。しかし、十分な地上観測点がある場合は少ない。そこで、ここでは、簡易的に、次のような手順で誤差評価を行う。

- (a) 誤差を評価したい領域を決定し、その中に含まれる地上雨量観測点を抽出する。それらの各観測点を以下、「対象観測点」と称する。
- (b) 「対象観測点」の1つを人為的に除外して、補正レーダー雨量を求める。
- (c) それを「対象観測点」の数だけ、それぞれ行う。それらの実験は、「対象観測点」に1から順に自然数を振り、実験 i ($i = 1, 2, 3, \dots$) とし、例えば Aai のように記す。
- (d) 実験 i に関して、除外した「対象観測点」 i の最近隣格子点の結果とそこでの地上観測値を比較することにより誤差の評価を行う。
- (e) 1時間毎に「対象観測点」の個数だけの誤差が計算できることになる。

このプロセスは、雨量係数の水平分布の内挿法が非常に理想的であれば誤差が現れないということを表す。よって、誤差が大きくなった場合は、雨量係数の水平分布状況とその水平内挿の手法の問題であると言い換えてもよい。実際には地上観測点の位置は規則性がないため、ひとつの観測点を除外することがどのような内挿誤差を生むかを、それぞれについて考えるのは現実的ではない。よって、水平的な平均誤差、あるいは時間的な平均誤差の指標を考えて、良し悪しの評価とする。例えば、実験の名称を Run とし、そのときの観測点 i での計算雨量を P_i^{Run} とし、同じ観測点での観測雨量を P_i^O とすれば、ここでは、RMSE (root mean square error) の考え方も採り入れ、

- 一雨の総降雨量の再現が防災上では最も大切なことから、

$$Rr_i^{Run} = \frac{\sum_{t=1}^{N_t} P_i^{Run}(t)}{\sum_{t=1}^{N_t} P_i^O(t)} \quad (1)$$

という比を考える。これは、理想的であれば、1となる。

- 空間的な誤差の指標として、

$$Rh^{Run}(t) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i^{Run}(t) - P_i^O(t))^2} \quad (2)$$

を用いる。ここで、 N は地上で雨量が観測された「対象観測点」の数である。

- 時間的な誤差の指標として、

$$Rt_i^{Run} = \sqrt{\frac{1}{N_t} \sum_{t=1}^{N_t} (P_i^{Run}(t) - P_i^O(t))^2} \quad (3)$$

を用いる。ここで、 N_t は地上で雨量が観測された時間数である。

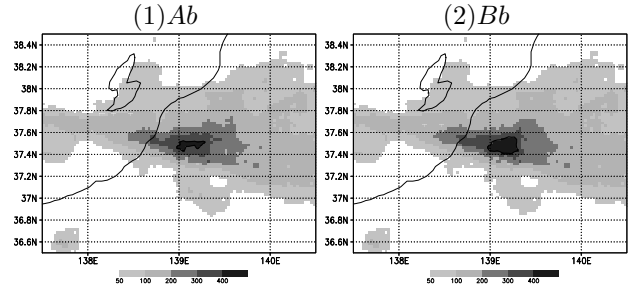


図-2 2004年7月13日の日雨量。単位は mm/day。濃淡の値は図の下に示した。(1)は実験 Ab の結果であり、(2)は実験 Bb の結果である。

のような3つの指標が定義できる。よって、これらを用いれば、それぞれの実験の誤差の評価が可能となる。

3. 結果と考察

(1) 実験 Ab と実験 Bb の比較

まずは、地上観測点数が多い場合と少ない場合に、どの程度補正の結果が違ってくるかを確認する。そのために、アメダス観測点のみを用いた場合の実験 Ab と、それに加えて河川局と新潟県の観測点を用いた実験 Bb の結果を比較しよう。実験 b を比較するのは、組織的な降水分布に左右されず、地上観測点の水平密度が直接反映されるためである。今回の豪雨は、五十嵐川と刈谷田川流域の山間部から平野部にかけて多くの雨をもたらしたが、これらの河川の上流部にはアメダス観測点がほとんどないため、山岳部の地上観測データはほとんど得られていない。しかし、これらの河川の上流部にはダムがあり、河川局や新潟県の雨量観測点が少なからず存在するので、これらのデータを考慮すると、山岳部のレーダー雨量が適切に補正できると考えられる。実際、図-2で比較できるように、降雨の強い領域で、実験 Ab が少なめに評価されている。この領域は、五十嵐川上流域であり、地上観測点の有り無しで評価が左右されていると言える。

(2) 「対象観測点」の除外実験

「対象観測点」は、今回は、北緯 37.2 度、北緯 37.8 度、東経 138.5、東経 139.5 度で囲まれた領域内にある地上雨量観測点とした。この領域にはアメダス観測点が 20 地点、その他の観測点が 25 地点があり、合わせれば 45 地点が存在することになる。ゆえに、除外実験は、例えば、実験 Bb を基本とすれば、実験 $Bb1$ から実験 $Bb45$ までの 45 通りを行うことになる。

前節の結果から、今回の豪雨の解析には、明らかに実験 B の結果が望ましい結果であると言えるため、この実験 Bb を基準に考えよう。そこで、守門岳 ($i = 14$) を「対象観測点」として選んだ場合の実験 $Bb14$ を行い、

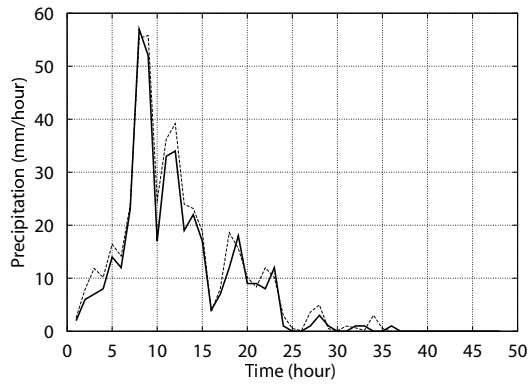


図-3 守門岳での地上観測雨量を実線で、実験 Bb14 の守門岳最近隣格子点データを破線で示した。横軸は、7月13日0時からの積算時間を示し、縦軸は時間雨量 (mm/hour) である。

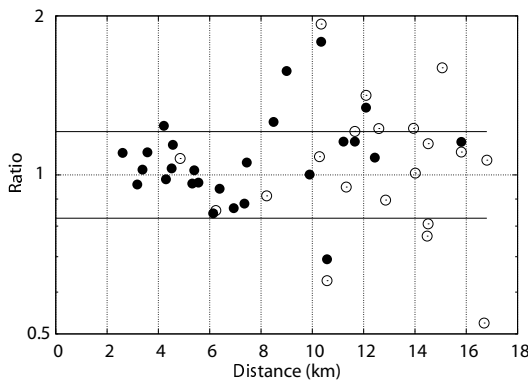


図-4 d_i^{neib} (km) を横軸に、縦に Rr_i^{Bbi} の値を黒丸で示した。白丸は Rr_i^{Abi} の結果である。縦軸 1 近傍の横実線 2 本は実験 Bbi の結果のばらつき具合を $\pm 1\sigma$ で示している。

その結果を地上観測値と比較しておく。図-3に、守門岳観測点の地上観測結果と実験 Bb14 の守門岳に最近隣な格子点での結果を時系列に示した。この図で示される実線と破線の値の差が守門岳のデータを使うか、使わないかで生じたものであり、式 2、式 3 で使われている差である。

(3) 全「対象観測点」を除外した実験の結果

同じようにして、Bb1 から Bb45 までの実験を行い、その結果をもとに、式 1、式 2、式 3 を基に Rr, Rh, Rt をそれぞれ計算してみる。ここでは、比較の対象として、実験 Ab1 から Ab20 までの実験も行い、同様の式の値を計算して併記した。まず、 Rr の結果を図-4に示した。横軸には、「対象観測点」 i ごとに、その点から最近隣にある地上観測点までの距離 d_i^{neib} をとり、縦軸に Rr を示した。 Rr は、1 より大きいとき、実験結果が地上観測雨量よりも大きいことを示す。観測点間距離が 8 km 以下では最大でも総雨量の 20 % 程度の誤差で雨量を推定することができることがわかる。

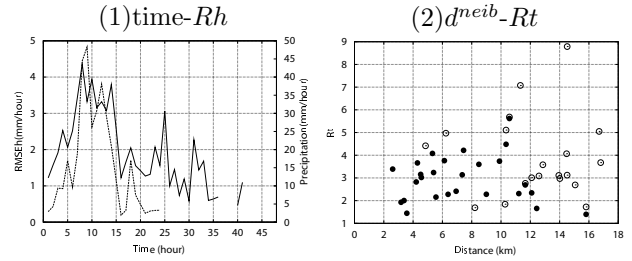


図-5 (1) は $Rh^{Bbi}(t)$ (mm/hour) の時系列を実線で、 P_{basin}^O (mm/hour) を破線で示した。(2) は横軸に d_i^{neib} (km) を取り、 Rt_i^{Bbi} (mm/hour) を示した。

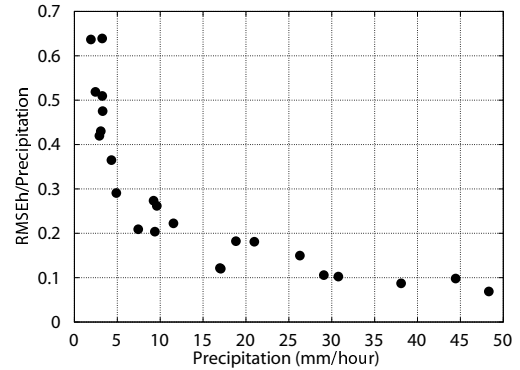


図-6 横軸に P_{basin}^O (mm/hour) を、縦軸に、 $Rh^{Bbi}(t)/P_{basin}^O$ を示した。

さて、同様にして、 Rh と Rt を算出して、図-5(1),(2)に示した。 Rh は時系列で求められるので、(1) は横軸に 13 日 0 時からの積算時間を取った。さらに、(1) では、実線が $Rh^{Bbi}(t)$ であり、破線は五十嵐川と刈谷田川流域平均時間雨量 P_{basin}^O を示した。(2) は、図-4 と同様に横軸には d_i^{neib} を取り、縦軸に Rt_i^{Bbi} を取った。図-5(1) をみると、雨量が多く観測されている場合に Rh が大きくなる傾向があることがわかる。しかし、雨量は 3 から 48 mm/hour の間で変化しているが、 Rh は 1 から 4.3 mm/hour の間で変化しており、雨量に対する誤差の割合は、雨量が少ないときよりも雨量が多い時の方が少なくなっている傾向がある。試しに、図-6 に P_{basin}^O を横軸に縦軸には Rh/P_{basin}^O を取って図を示した。この図から、雨量が小さい程、それに占める誤差の大きさが大きいという傾向がわかる。また、図-5(2)からは、 Rt は、 d_i^{neib} によらず、ほぼ 4 mm/hour 以下程度の大きさとなることがわかる。つまり、本事例の河川局や新潟県の観測点は、雨量の多い地域に、多数、近接して存在しているのだが、近隣の観測点との距離がいかに近かろうと、観測点での雨量時系列の平均誤差 Rt は、 d_i^{neib} の明瞭な関数にはなっていないことがわかった。

以上から、実験 Bb のパターンであれば、

- 観測点間距離が 8 km あれば、最大でも総雨量の 20 % 程度の算定誤差で雨量を推定することがで

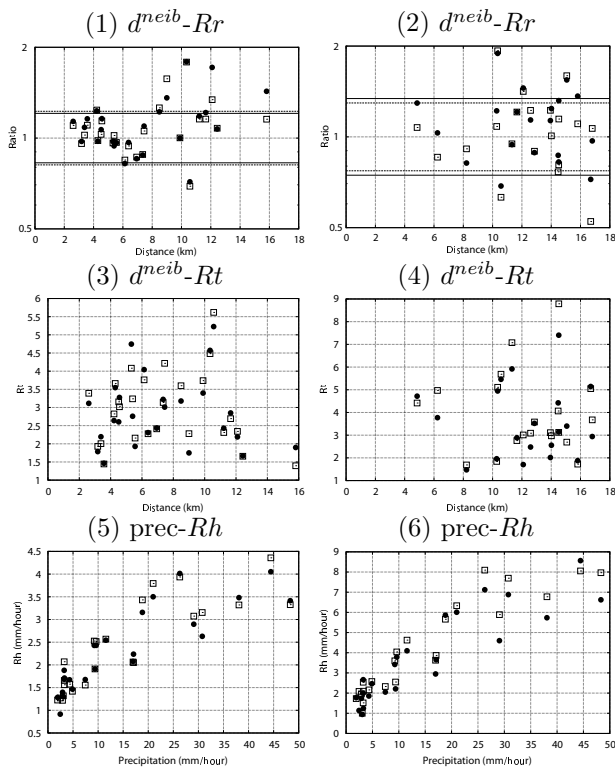


図-7 上段は、図-4と同様の図で、中段は図-5(2)と同様の図、下段は横軸に P_{basin}^O を、縦軸に Rh を取った図である。ただし、左側の3図の黒丸は実験 Ba で、白四角は実験 Bb であり、右側の3図の黒丸は Aa 、白四角は Ab の結果である。

きる。

- 観測点毎に見た場合、どの観測点でも2日平均で4 mm/hour 以下程度の RMSE で推定することができる。
- 空間的に大雨がある時間の RMSE は大きくなるが、その雨量の増加率よりは少ない増加率で RMSE は増加し、今回の事例で RMSE は、最大でも4 mm/hour 以下程度に収まっている。

ということがわかった。

(4) 内挿手法の変更に伴う誤差の発生状況

さて、次に、雨量係数の算定方法に関して、これまでの手法を用いて善し悪しの判定をしてみよう。実際のレーダー・アメダス解析では、実験 a の内挿方法が使われている。これは、降雨域がまとまってある場合、そのレーダーからの情報を雨量係数の内挿に採り入れる手法である。つまり、組織的な降雨がある場合には、その場所の雨量強度をある程度保つ効果があり、そこに地上観測点がなくとも、有効に補正できるわけである。それが有効に機能するかどうかを裏付けるために、実験 Bai と Bbi 、さらに、実験 Aai と Abi を実施し、相互に比較してみることにする。

そこで、図-4、図-5(2)と同様の図と、 P_{basin}^O と Rh

の散布図を、図-7にまとめて示した。 Ba と Bb を比較したものを左側の3図に、 Aa と Ab を比較したものを右側の3図に、上段は Rr の比較図、中段は Rt の比較図、下段は Rh の比較図である。全体的な図の特性は、先の実験 Bb の結果と同様なことが言える。ただし、実験 A では全体的に Rh と Rt が大きいことがわかる。ここで、はじめに、 Rr の比較を行う。図-7(1)を見ると、実験 B の場合は、 Rr の標準偏差は Ba で1.23、 Bb で1.21であり、一方、図-7(2)の実験 A の場合は、先と同じく標準偏差で示せば、実験 Aa では1.30、 Ab では1.34であった。組織的な降雨に対する重み付けを行っても行わなくてもそれほど違いがない。次に Rh に関して比較する。図-7(5)での平均値を示すと、 Rh は Ba で 1.83 ± 0.27 mm/hour、 Bb で 1.91 ± 0.28 mm/hour であった。また、同様に図-7(6)では、 Aa で 2.88 ± 0.58 mm/hour、 Ab で 3.15 ± 0.63 mm/hour であった。ここで、±は信頼区間90%の区間であるが、実験 A と B の結果は有意に違っているが、実験 a 、 b 間では有意に差があるとは言えない。しかし、実験 B では、 b に比べて a は4.2%程度、実験 A では、 b に比べて a は8.6%程度、 Rh が小さくなっていることを指摘しておく。さらに、 Rt について、図-7(3)と(4)を参照し、 Rh と同様に平均値を示すと、 Ba で 2.85 ± 0.33 mm/hour、 Bb で 2.95 ± 0.34 mm/hour、 Aa で 3.59 ± 0.75 mm/hour、 Ab で 3.92 ± 0.69 mm/hour となる。これらの評価も、 a と b では有意な差を示すことができないが、実験 B では、 b に比べて a は3.4%程度、実験 A では、 b に比べて a は8.4%程度、 Rt が小さくなっていることがわかる。以上から、地上観測点数を増やしたことによる誤差軽減の効果は明らかに認められた。一方、内挿手法による誤差発生状況の違いは有意とは言えないものの善し悪しを議論することはできそうであることはわかった。ただし、ここでは有意に違う結果を期待するものではなく、どの手法・状態が最適な解を出すかが問題である。そのような意味から考えれば、有意な違いを期待する必要はないと考えられる。

有意な違いは見られないが、誤差の指標に差が出た実験 a と実験 b の違いをもう少し詳しく見るために、それぞれの4つの実験の水平分布図を図-8に示した。これは13日から14日までの2日間雨量分布図で、(1)が Aa の結果、(2)が Ab の結果、(3)が Ba の結果、(4)が Bb の結果である。本事例では、強雨域に観測点があるか無いか、あるいは、強雨域の再現が考慮された内挿法か否かを問題としているので、2日間雨量が400 mm/2day と算定された領域のピクセル数で比較するのが良い方法と考えられる。すると、(1)から(4)で、それぞれ $Aa:51$ 、 $Ab:31$ 、 $Ba:61$ 、 $Bb:55$ となった。図からもわかるが、(2)で算出されたピクセル数が他に比べ

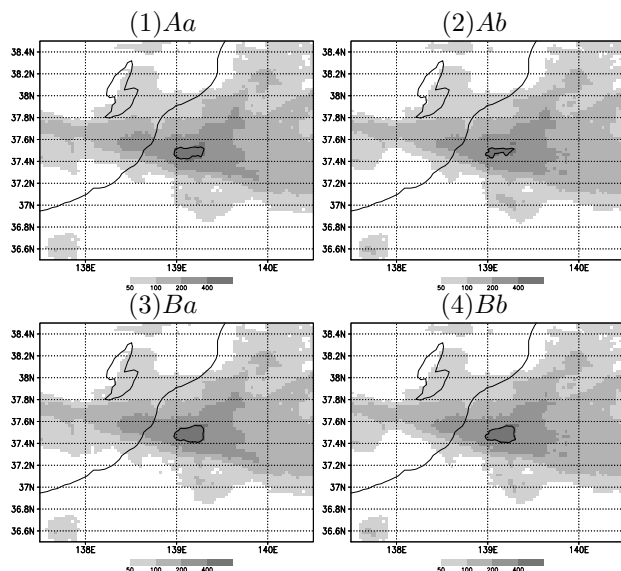


図-8 13日から14日にかけての2日雨量(mm/2day)を示す。濃淡に対応する値は図の下に示した。太い等値線は400 mm/2dayである。(1),(2),(3),(4)はそれぞれ、Aa, Ab, Ba, Bbの実験の結果である。

て少ない。よって、強雨域に観測点がない実験Aのような場合には、組織的な降水を仮定した雨量係数の内挿法は有効であると見ることができる。逆に、実験Bのような場合には、実験A程の大きな違いは見られない。

4. 結論

レーダー雨量観測を地上雨量観測値で補正した場合に、地上観測点の分布状態に左右される誤差や、地上観測点が存在する点でしか本来定義できない雨量係数を水平に内挿する手法に関係する誤差について、気象庁全国合成レーダー、アメダス降雨観測、国土交通省河川局と新潟県の雨量観測を用いていくつかの実験を行い、さらに、誤差を定量化する新たな手法を開発することで明らかにした。誤差を定量的に表す手法は、対象とする水平領域内の地上観測点を1つずつ除外して補正レーダー雨量を求め、除外した観測点の地上観測雨量と、その観測点を除外した補正レーダー雨量のその点の最近隣値を用いて、一雨降雨量の比、同じ時間での各観測点データに適用したRMSE、また、同じ観測点での時系列データに適用したRMSEを算出することにより行った。

今回は、平成16年7月新潟・福島豪雨の事例で解析を行ったが、誤差を算定する方法により、本事例では8 km以下の観測点間距離だと総雨量の2割以下の誤差で補正雨量が推定できていること、アメダス観測点と河川局、新潟県のデータを合わせて用いれば、各観測点の時系列で4 mm/hour以下程度のRMSEで、また、同時間の水平分布でも4 mm/hour以下程度のRMSE

で補正を行えることを示した。

さらに、地上観測雨量とレーダー雨量の比である雨量係数の水平内挿法に関し、組織的な降水を仮定した重み付けを採り入れたものとそうでないものの2通りと、アメダスのみの場合とそれに加えて河川局と新潟県のデータを採り入れた場合の2通りを組合せ、4通りの実験に対して誤差の定量化を行い、相互に比較した。その結果、観測点を多く取り入れた補正では、そうでない補正に比べて誤差が有意に小さく算定された。また、組織的な降水の仮定を取り入れた補正方法では、有意な差は見られなかったが、誤差指標値の違いが見られた。そして、雨量の水平分布の違いと比較すると、誤差指標はそれとほぼ一致した傾向を持っていた。

これらのことから、本評価法は、補正レーダー雨量を求めた際に、他の地上観測値なしに、その信頼性について有益な情報を与えることが示され、これにより、補正の鍵となる雨量係数の水平分布に関し、その作成方法の改良などに有効に利用できることがわかった。

謝辞： 本研究は、財団法人河川環境管理財団の河川整備基金助成事業(17-1212-5号)により実施した。ここに謝意を表する。また、土木学会北陸豪雨災害調査団の調査資金援助、長岡技術科学大学からの資金援助を受けた。ここに謝意を表する。地上雨量観測データを得るに際して、新潟県、及び、国土交通省北陸地域整備局信濃川河川事務所の援助を受けた。ここに謝意を表する。

参考文献

- 1) 気象庁：異常気象レポート 2005,374pp,2005.
- 2) 気象庁：災害時気象速報 平成16年7月新潟・福島豪雨及び平成16年7月福井豪雨，災害時自然現象報告書 2004年第1号,25pp,2004.
- 3) 新潟地方気象台：平成16年7月新潟・福島豪雨に関する気象速報(最終版),23pp,2004.
- 4) 土木学会・平成16年7月北陸豪雨災害緊急調査団：平成16年7月北陸豪雨災害調査報告書，2005.
- 5) 熊倉俊郎・勝島隆史・原田裕子・陸旻皎・中井専人：平成16年7月新潟，福島豪雨の雨量時空間解析と流域平均雨量について，水工学論文集,Vol. 49,pp.415-420,2005.
- 6) 気象庁予報部予報課：レーダー・アメダス解析雨量の解析方法と精度，測候時報,Vol. 62,pp.279-339,1995.
- 7) 国土交通省：水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp/>
- 8) 新保明彦：レーダー・アメダス解析雨量(I) 天気，Vol. 48, No. 8, pp.59-63,2001.
- 9) 新保明彦：レーダー・アメダス解析雨量(II) 天気，Vol. 48, No. 10, pp.57-64,2001.

(2006. 9. 30 受付)