

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

Spatial and temporal analysis of rainfall for obtaining mean areal rainfall on the event of heavy rain at Niigata prefecture in July 2004.

熊倉俊郎¹・勝島隆史²・原田裕子³・陸旻皎⁴・中井専人⁵

Toshiro KUMAKURA, Takafumi KATSUSHIMA, Hiroko HARADA, Minjiao LU
and Sento NAKAI

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

²長岡技術科学大学環境システム工学課程 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

³工学 長岡技術科学大学環境システム工学専攻 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

⁴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)

⁵理博 防災科学技術研究所 長岡雪氷防災研究所 (〒 940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16)

Heavy rain was observed at Niigata, Fukushima and Fukui prefectures on 13th-19th Jul 2004. We had many flood damages accompanying this record-breaking rainfall. It was thought that the issue of this event was the horizontal heterogeneity of the rainfall because the heavy rainfall between 12th and 13th at Niigata was observed during long time at mountainous regions. We obtained maximum duration of record-breaking rainfall to use the gauge observation during 25 years and found that the duration near the region which had heavy rain was about 15 - 20 hours. Mean areal rainfall intensities at the catchment basin of Ikarashi river and Kariyata river were obtained with the Thiessen weighting scheme, the isohyet method and radar observations corrected by the gauge observations. It was found that the horizontal distribution in high resolution of the rainfall intensity was important to obtain the mean areal rainfall correctly in the case of this event.

Key Words : heavy rain, mean areal rainfall, basin catchment, AMeDAS, radar, Thiessen weighted scheme, isohyet method

1. はじめに

2004 年 7 月 12 日から 19 日にかけて、新潟、福島、福井で大きな豪雨災害を受けた。7 月 12 日から 13 日にかけては、新潟、福島に大きな豪雨が観測された(以下、新潟福島豪雨と記す)。12 日夜から活発化した梅雨前線は 13 日朝から昼過ぎにかけて、三条地区、長岡地区(双方とも新潟県)を中心に激しい降水をもたらし、14 日には前線は一度北上し、15 日に再び新潟県近傍に停滞、その後、18 日には福井に豪雨をもたらした。新潟、福島地域では、刈谷田川、五十嵐川を中心に合計 11 箇所が破堤し、死者 15 名を出した。新潟福島豪雨の期間中の AMeDAS (Automated Meteorological Data Aquisition System) 観測地点で、日雨量最大値を更新した地点を示したのが表-1、時間雨量の更新を示したのが表-2 である。共に気象庁新潟地方気象台の報告¹⁾に基づく。表からは、多くの地点で 13 日に日雨量の最大値が大幅に更新された。最も大きく更新された栃尾では従来値の 2.5 倍に達している。一方で、時間

表-1 日雨量の最大値を更新した観測点

地点	更新値 (mm/day)	起日	従来値 (mm/day)	統計開始年
栃尾	421	13	169	1979
守門岳	356	13	246	1979
宮寄上	316	13	122	1983
室谷	294	13	136	1994
津川	232	13	219	1979
長岡	225	13	213	1979
三条	208	13	133	1979
寺泊	194	13	-	2002
三面	180	17	178	1981

表-2 時間雨量の最大値を更新した地点

地点	更新値 (mm/hour)	起日	従来値 (mm/hour)	統計開始年
下関	67	17	56	1979
守門岳	63	13	57	1979
村上	63	17	55	1979
栃尾	62	13	42	1979
弾崎	62	17	-	1997
入広瀬	56	17	52	1979
宮寄上	55	13	51	1983
三条	51	13	48	1979
川相	51	17	42	1985
寺泊	38	13	-	2002

雨量は 17 日の更新が多い。

これから新潟福島豪雨の特色は、1日スケールで継続した強雨があり、それが五十嵐川と刈谷田川流域の山間部で観測されていることと言える。そこで、地上観測を用いた時系列分布と空間分布、さらに過去の観測値から、降水特性と降水継続時間を詳しく検討し、その結果導かれる観測の空間分解能の重要性を地上観測点とレーダ観測を組み合わせることで河川流域平均雨量を求めることにより検証する。

2. データと手法

気象庁のWEBサイト²⁾から入手した AMeDAS 観測 1 時間値を用いた。気象庁の AMeDAS 観測点の設置位置等を図-1 に示した。その他の期間の AMeDAS 観測 1 時間値は、販売されている CDROM を用いた。AMeDAS 観測は調査期間が 25 年程度となったことにより、近年は気象庁の災害報告書で過去の統計として利用されている。そこで、その空間分解能の高さを利用して新潟福島豪雨の統計的空間特性を示すことができる程度可能であろう。しかし、統計処理をするに当たっては、25 年程度の蓄積はあるものの、災害に関わるような特異的な雨量はもっと長い数 10 年スケールで現われることを考慮しておく必要がある。

新潟福島豪雨では山地部に多くの雨量が観測されており、河川流域の山間部には観測点が少ないという問題点がある。よって、AMeDAS 以外に、国土交通省及び新潟県が管理している雨量観測点の値も使用した。国土交通省の観測値は、WEB サイト³⁾から入手した。各観測点の分布と、五十嵐川流域 (北側)、刈谷田川流域 (南側) を図-1 に示した。

レーダ関連の資料は、気象庁による 2 種類のデータを用いた。一つは 1 時間間隔に導出されたレーダアメダス解析雨量データで、もう一つは 10 分間隔に観測された全国合成レーダデータである。合成レーダデータは、全国を覆う気象庁レーダ観測結果を全て合成したデータである。新潟福島豪雨発生時の同データの水平解像度は 2.5 km である。レーダアメダス解析雨量データは、合成レーダデータを AMeDAS 雨量観測値で補正したもので、水平解像度は 5 km あり、1 時間毎に導出されている。近年のものは水平解像度は 2.5 km である。

さらに、雲の水平分布を把握するために、静止気象衛星 GMS5 及び GOES の近赤外バンド IR1 のデータを用いた。時間間隔は 1 時間で、水平解像度は北緯、東経とも 3 分にリサンプリングされたものを用いた。

本研究では水平離散的なデータの水平分布図を描画する際には、ハワイ大学他が開発した GMT (Generic Mapping Tools)⁴⁾ の可調張力アルゴリズムを用い、張

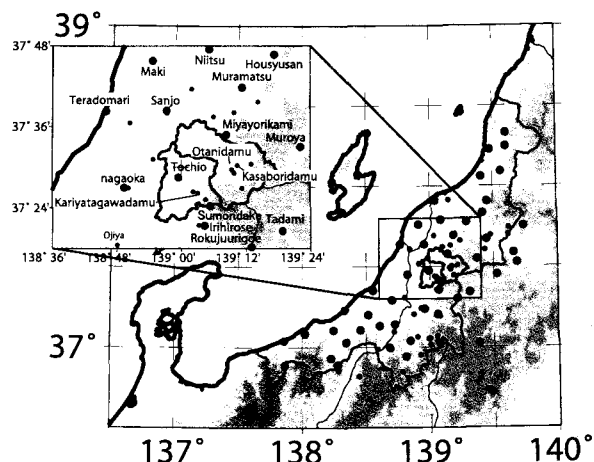


図-1 雨量観測点の位置。大きな点が AMeDAS 観測点、小さな点が国土交通省と新潟県の観測点を表す。北側の流域は五十嵐川、南側の流域は刈谷田川の流域を示す。濃淡は標高の概略を示す。

力係数を 0.25 として格子点値を求め、それに基づいて描いた。この手法は、平成 15 年台風 10 号北海道豪雨災害調査⁵⁾にも利用されている。当然のことながら、観測点間の値は推定値であり、地形などの影響要素を無視した結果であることに注意しなければならない。

河川流域平均雨量の算定には、ティーセン分割法、等値線法の 2 種類の他、合成レーダ雨量を地上観測値で補正する手法を用いた。これらの詳細は次章内で述べる。

3. 結果と考察

(1) 強雨の概要と実況

主たる強雨のあった 2004 年 7 月 13 日 9 時の地上天気図を図-2(a) に、同時刻の気象衛星 GOES の赤外画像を図-2(b) に示した。豪雨をもたらした停滞前線が山東半島から朝鮮半島中部を横切り、新潟をって太平洋側まで達していた。その時刻には、前線に沿って背の高い降水雲が広がっており、新潟から西に向かって「にんじん状の雲」が形成されていることがわかる。このにんじん状の雲は豪雨をもたらす際に良く観測される雲であり、一般に時間スケールは長くて 10 時間程度と言われている。さらに、日雨量の記録更新が大きかった栃尾と、市街部代表として三条の時系列降水分布を図-3 に示した。双方とも 13 日の日雨量が期間内雨量のほとんどを占めている。また、図-4 に 13 日の日雨量の水平分布を示した。五十嵐川、刈谷田川流域に集中して降水が観測されている。

通常の豪雨の場合、約 10 時間継続して同じ場所で強雨になるには、特別な条件が必要である。1998 年 8 月の新潟豪雨の場合は、同じ箇所継続的な雲形成があり、そのメカニズムにより継続した豪雨となった (Kato

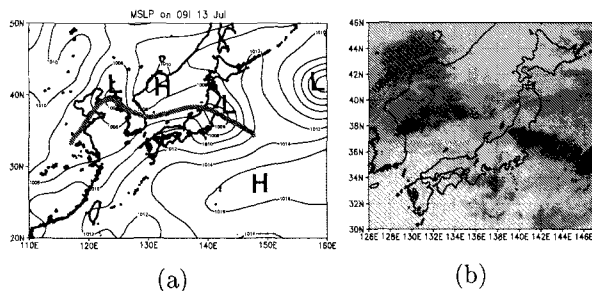


図-2 (a)2004年7月13日9時の海面更正気圧 (hPa)。灰色太線は停滞前線である。(b)2004年7月13日9時の気象衛星 GOES の赤外バンドの画像。

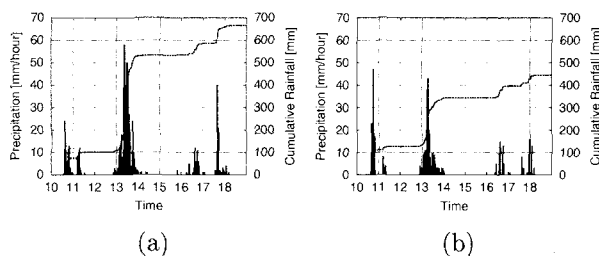


図-3 (a) 栃尾、(b) 三条での1時間雨量と積算雨量の時系列。2004年7月10日から18日までを示す。横軸は日本標準時である。単位は図中に示した。

et al.⁶⁾ ことがわかっている。図-5(a)に、2004年7月12日9時から14日9時までの GOES 赤外画像の北緯37度から38度までの平均値を時系列に下から列べた図を示す。北緯37.5度、東経139度近傍が AMeDAS 観測点の栃尾にあたる。図に示した点線のように、背の高い雲が次々に、大きなものが3個、その後1,2個が連続して現われている様子がわかり、これにより強雨が続いた。ここでは示さないが、レーダ10分値の動画から、それらはそれぞれににじん状の雲と確認できた。1998年8月新潟豪雨では、にじん状の雲が形成された後は6時間以上同一場所に停滞しており、その様子を図-5(b)に示した。こちらは北緯37.5度から38.5度までを平均している他は、前図と同様である。両者ともに継続的な積乱雲の発生が観測されているが、新潟福島豪雨の場合は、雲バンドが動くにも関わらずほとんど同じ場所を南北に上下しながら結果的に同一場所に強雨の継続をもたらしたことがわかった。

(2) 様々な時間スケールの最大雨量

強雨の性質を見るためには最大雨量を見るのがよいが、通常、最大雨量を調べる時間単位と時刻は決められていることが多い。前述の気象庁の報告では、1時間、1日、という単位、さらに開始時は正時、あるいは日の始めの正時、となっている。この方法は、人為的な時刻の切れ目が統計値に大きく作用するため、ここでは、移動平均と同じアルゴリズムで1時間観測値を用いて、

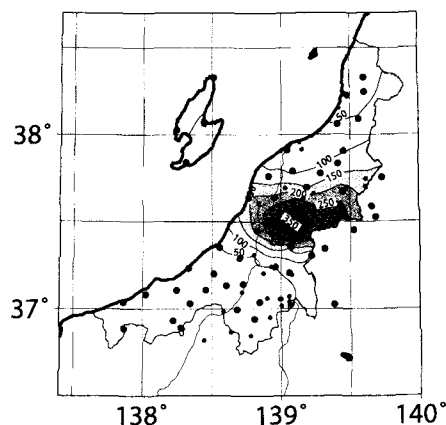


図-4 2004年7月13日の日雨量水平分布。大きな丸は AMeDAS 観測点、小さな丸は国土交通省と新潟県の観測点位置を示す。

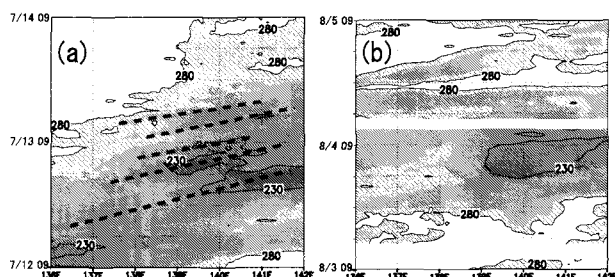


図-5 (a) 新潟福島豪雨での GOES 赤外画像と (b)1998年8月新潟豪雨での GMS 赤外画像の等緯度平均値の時系列。横軸が経度、縦軸が時刻。(a)2004年7月12日9時から14日9時と (b)1998年8月3日9時から5日9時までの東経37度から38度までの平均値を下から列べて示した。

1時間から48時間の1時間間隔の単位時間スケールを取り、それぞれの時間スケールでの最大積算雨量を算出した。

新潟福島豪雨での12日から13日にかけての降水に対する結果と、それぞれの地点で過去に記録した最大値、またそれらの比を示したのが図-6である。大きなマーク、小さなマーク、中くらいのマークのそれぞれの線が、新潟福島豪雨(7月12,13日)、過去最大、それらの比を表している。宮寄上では1983年からの観測で、4年程年数が少ない。

最大雨量のグラフの場合、線の1階微分は最大雨量が時間スケールの変化に伴い増減したことを表しているので、屈曲点は時間スケール内の平均降水強度が変化した点と言える。栃尾でははっきりとした屈曲点が見られ、7時間と18時間であり、宮寄上ではややぼやけて2, 10, 21, 23時間、三条でははっきりと読み取れないが、2, 4, 8, 10時間あたりに見られる。全体的に上に凸の曲線なので短い時間スケール程最大雨量が強く、その強度はそれぞれの屈曲点まで継続していたことになる。次に過去最大の線を見ると、7月12,13日の例と

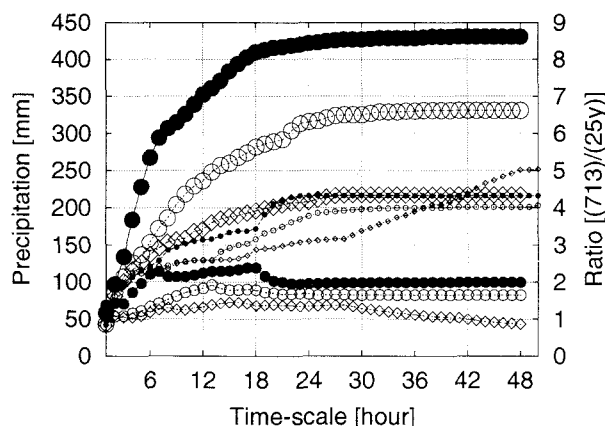


図-6 それぞれの観測所で記録された降水に対する、単位時間スケール内(横軸)の最大積算雨量(縦軸)。大きなマークは7月12,13日の結果、小さなマークは過去の最大値、中くらいのマークはそれらの比を表す。雨量の軸は左、比の軸は右に示した。●、○、◇は、栃尾、宮寄上、三条での結果を示す。

比べて平坦、あるいは、長い時間スケールで大きな値を取る傾向が見られる。これは、統計を取る際にそれぞれ違う降水イベントから値が拾われているから、長期にわたる非強雨の積算も取られるからである。

さて、これらの比を見ると、新潟福島豪雨の強雨継続時間が長かったことを明らかに示している。値はほぼ1を越え、栃尾は7, 17時間の二山分布、宮寄上では13時間、三条は15時間の一山分布で、少なくとも12時間は右上りの状態である。これは、少なくとも12時間は過去の記録を上まわり続けたことを示しており、短い時間スケールから右上りに極大値に至るまで最大値を更新し続けていることから、この極大値を最大値更新継続時間と定義できる。

そこで、同様の手法により、AMeDAS全点でこれらの比を計算し、その中で最大となった値とそれが起きた時間スケールを求め、水平分布を描いたのが図-7である。図-4で日雨量最大値が大きい地域は、1.5倍から2倍程も過去の最大値を更新しており、また、その最大値更新継続時間はどの地域も15時間以上であった。

(3) 流域平均雨量に関する考察

以上から新潟福島豪雨では、時空間的に降水場所を変化させながらも結果的に同一場所で多量に降水したこと、過去の記録と比べて今回は特に長時間にわたる強雨であったことがわかった。すなわち、地上観測点の少ない領域が対象流域内にあると、流域内の内挿法によっては流域平均雨量の算定誤差原因になる可能性が高いことを示唆している。ここでは、北西側流域にほとんど観測点を持たない五十嵐川流域と流域の中心線に観測所が存在する刈谷田川流域に対して幾つかの

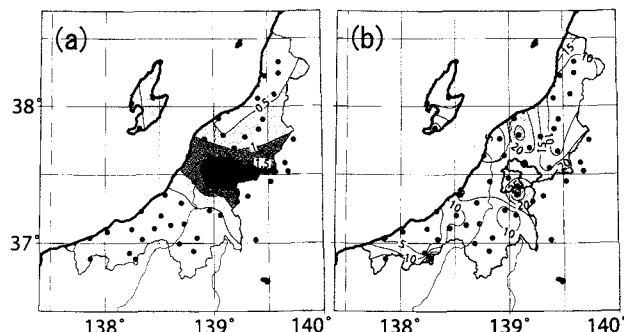


図-7 2004年7月12,13日での各単位時間スケールの積算雨量を過去の同時間スケールの最大値で割ったものの最大値を(a)に、それが記録された単位時間スケールを(b)に示した。

流域平均雨量算定法を適用して流域平均雨量の推定を試み、降水場の水平非均一性の影響がどれだけ出るものなのかを検討する。

a) 地上観測値に基づくティーセン分割法、等値線法

まずは、ティーセン分割法と等値線法を用いた。以下、T法、C法と略す。C法は、2.節で述べた可調張力法を用いた張力係数0.25に基づく内挿法で実施した。双方とも、流域内雨量を2004年7月12,13日について1時間毎に求めた。流域界は、国土地理院の50mデジタル標高値を基に算出した。そのため、山間部から平野への出口にある水位観測点までを流域と定めた。それに基づく、五十嵐川、刈谷田川流域面積はおよそ310 km²、230 km²となる。また、欠測時の観測点値は使われないため、ティーセン分割の切り直しは毎時行なった。

7月13日8時のT法、C法による雨量水平分布を、図-8に示した。示した領域は、図-1の左上の図と同じである。同じ影の濃さで表していることに注意すれば、概ね、見かけ上は似た分布として捕えることができる。次に、1時間毎に同様の水平分布を作成し、そこから流域内の平均雨量を求め、12日18時から14日0時まで時系列を示したのが、図-9である。

b) レーダ雨量の利用

より確からしい雨量の水平分布を得るためにレーダ観測値を用いることは一般的に試みられている。しかし、地上に到達する液滴のみを観測しているわけではないことや、地形の影響などで、雨量換算の精度に問題が多い。本研究では短期、狭領域という条件付きで、簡便かつ確実な方法でレーダ雨量を地上観測雨量で補正して用いた。

本研究では、収集した観測点のデータすべてを用いて、以下の手順でレーダ雨量の補正を行なった。(以後、補正前をレーダ雨量、補正後を補正レーダ雨量、補正手法をR法と呼ぶ。)まず、地上観測点に近い9格子

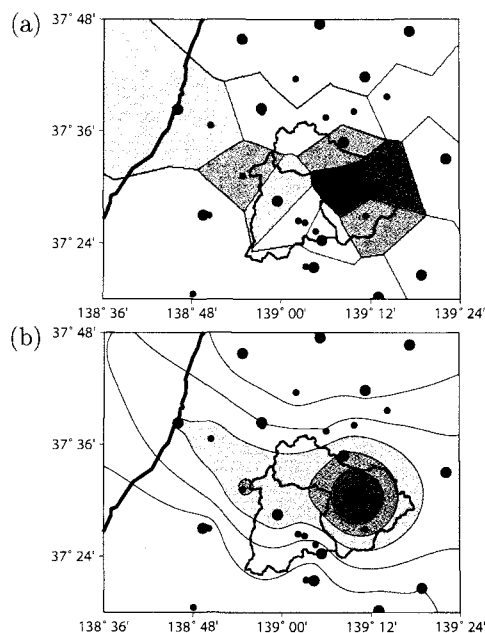


図-8 2004年7月13日8時での、(a) ティーセン分割法、(b) 等値線法による1時間雨量の水平分布。等値線は10 mm/hour から10 mm/hour 毎に引き、それに合わせて濃淡を付けた。

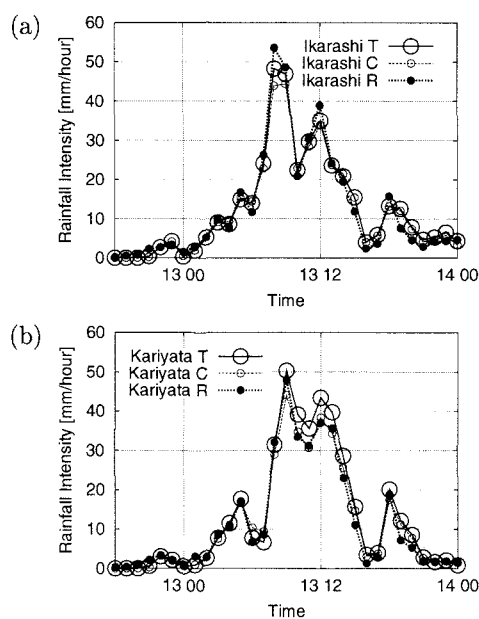


図-9 ティーセン分割法、等値線法、補正レーダ雨量によりそれぞれ算出された (a) 五十嵐川と (b) 刈谷田川の流域平均雨量。単位は mm/hour。●が補正レーダ雨量による平均値で、大きな○がティーセン分割法、小さな○が等値線法による平均値。

点のレーダ雨量を1時間分すべて平均し、地上観測雨量との比 A を求め、その点での補正值とする。それを地上観測点全てについて行なう。ただし、地上観測またはレーダ雨量観測が欠測の場合や、地上観測雨量が2 mm/hour に満たない場合は A は求めない。次に各観

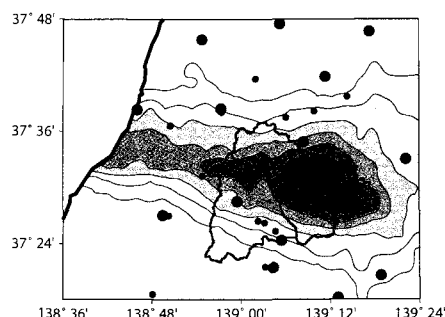


図-10 2004年7月13日8時での、補正レーダ雨量水平分布。雨量の濃淡、等値線は図-8と同じ。

測点で求めた A から、可調張力法により補間を行ない、 A の水平分布を作成する。最後に、 A の分布とレーダ雨量を掛け合わせ、補正レーダ雨量とする。この手続きを毎時独立に行ない、毎時の補正雨量水平分布を作成した。図-10に2004年7月13日8時の補正レーダ雨量の水平分布図を示した。

ここで用いた可調張力法は水平分布の極値が鈍る補間方法であるため、誤差の発生要因となる。そこで、栃尾での時系列変化で検証しておく。強雨であった13日の1日間で観測雨量時系列と補正レーダ雨量の時系列から平方根二乗平均誤差 (RMSE) を求めると2.4 mm/hour となり、平均は地上観測が17.5 mm/hour、補正レーダ雨量が16.3 mm/hour であった。この結果は時系列図で比べても妥当であると言える (地点は違うが図-11参照)。

もう一つ問題なのは観測点の少ない領域であり、山地はその大部分を占める。そこで、守門岳とそのすぐ直下の前山の観測値を補正に用いた場合と用いない場合を別々に行ない、両者の比較をした。結果、13日の雨量平均値は、観測が14.8 mm/hour、用いた場合が14.2、用いなかった場合が15.1であった。RMSE は、用いて2.9 mm/hour、用いなくて3.3であったので、ほぼ違いのない結果となった。時系列の比較図を、図-11に示したが、大まかにはどちらも良好に補正されているように見える。この補正レーダ雨量を用いて、各河川流域の平均雨量を求めたものを、図-9に併記した。

c) 相互比較

図-9からT法、C法、R法の3者を比較する。T法、C法については、五十嵐、刈谷田両流域とも、C法に比べてT法の方が若干大きめに算出され、13日の1日間積算雨量では、五十嵐川ではT法の方が約4%、刈谷田川では約14%大きく算出されている。これは、刈谷田川では観測点を中心線上に分布し、T法では輪切りに、C法では年輪状に分割されているからである。例えば、刈谷田川流域の面積と総雨量を考えると、14%は水量1000万 m^3 余りに相当するので、小さな違いでは

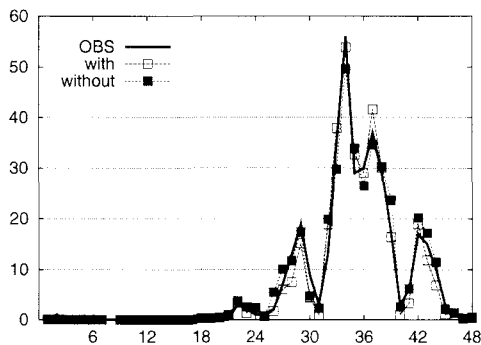


図-11 守門岳周辺の地上観測値を使った場合と使わなかった場合の補正後雨量の比較。横軸は12日0時からの通算時間で、縦軸が雨量 mm/hour である。太線が地上観測値で、□が守門岳、前山の観測値を使用した場合、■が使用しなかった場合。

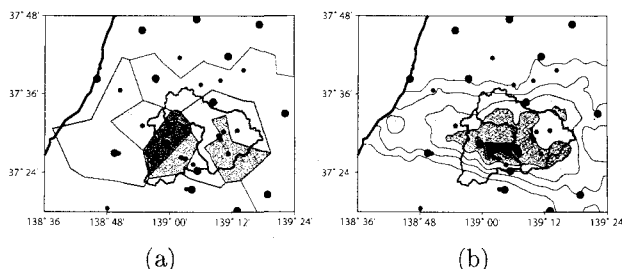


図-12 2004年7月13日12時での(a)T法、(b)R法による雨量水平分布。雨量の濃淡、等値線は図-8と同じ。

ない。また、各時間毎の差異についても、4 mm/hour は流域全体で約 300 m³/sec に相当する量となる。

また、五十嵐川での13日8時と12時では、R法はT法より大きく見積もっているが、図-8、図-10、図-12を見ると、観測点のない五十嵐川流域北西部でR法では雨量が大きく推定されているが、それがT法には現われていないためである。さらに、刈谷田川では、13日12時ごろ、T法の雨量が大きく評価されているが、これは、R法では、降水の集中が水平に分散的に評価されている一方で、T法では、栃尾の強雨を流域の1/3程度の領域に当てはめていることにより起きていることが、図-12からわかる。

以上のことから新潟福島豪雨では、五十嵐川は、流域北西部の観測点が存在しないために降水の水平分布を与えない限り評価を誤ると言え、刈谷田川では、今回は雨量強度が強かった地域に観測点があったために、危険度を考えた場合は、平均雨量が多めに算出されるT法で良いが、R法との違いが大きいつきは雨量水平分布に不自然な点があり、注意を要する。

4. 結論

平成16年7月新潟・福島豪雨の特徴として、豪雨をもたらすにじん状の雲の生成による強雨ではあったが、降水域が時間と共に変化する特徴もあり、レーダ画像からは強雨域が生成消滅しながら西から東に流れ、その流れが数回にわたり五十嵐川、刈谷田川流域上に懸かったことがわかった。それにより、過去25年程度の観測値から、両河川流域では、過去の最大値の1.5倍以上の強雨に見まれ、その強雨の記録更新継続時間は15時間以上に及んでいたことがわかった。20年来の強雨で、かつ、降水域の移動があり、その継続時間も長いことを考えると、河川流域内の平均雨量を算定するにあたっては、水平に密な観測が特に要求される。そこで地上雨量観測値で簡易的にレーダ雨量を補正する手法を提示した。ティーセン分割法、等値線法に加えて、この補正レーダ雨量の水平分布を用いて両河川流域内の平均雨量の時系列を算出した結果、観測点の少ない流域では補正レーダ雨量が特に有効であることがわかった。新潟福島豪雨の場合には、特に強雨であったため、一割の誤差が大きな流出の違いを生むと考えられる。その点で、レーダデータを用いた解析が必須であることが示唆される。

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の援助、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。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。高知大学の菊地時夫博士には、気象衛星GMS5及びGOESの画像データを使用させていただいた。ここに謝意を表す。土木学会北陸豪雨災害調査団からは、様々な助言をいただいた。ここに謝意を表す。一部のデータ集収及び処理に協力いただいた、上米良秀行氏、山本隆広氏に謝意を表す。

参考文献

- 1) 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), 23, pp, 2004.
- 2) 気象庁：電子閲覧室, <http://www.data.kishou.go.jp/>.
- 3) 国土交通省：水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>.
- 4) Paul Wessel: THE GENERIC MAPPING TOOLS, <http://gmt.soest.hawaii.edu/>.
- 5) 土木学会水工学委員会：平成15年台風10号北海道豪雨災害調査団 報告書, 2004.
- 6) Kato, Teruyuki and H. Goda: Formation and Maintenance Processes of a Stationary Band-shaped Heavy Rainfall Observed in Niigata on 4 August 1998, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 79, pp. 899-924, 2001.

(2004.9.30 受付)