

報告書概要

技術研究開発 課題名	地域課題分野（河川）
技術研究開発 テーマ名	北海道を対象とした局地的豪雨の予測手法の開発および突発的出水に対応したハザードマップの作成
研究代表者	
氏名	所属・役職
山田 朋人	北海道大学大学院工学研究院・准教授
共同研究者	
氏名	所属・役職
Intan Supraba	北海道大学大学院工学院・博士後期課程
泉 典洋	北海道大学大学院工学研究院・教授
田中 岳	北海道大学大学院工学研究院・助教
【1】 背景・課題	
<p>本研究は、豪雨に伴う不確実もしくは不確定性を考慮した流量予測手法を提案するものである。実際の降雨強度には不確実性が必ず存在するが、現在の降雨流出過程は決定論的な表現しか存在しない。降雨の不確実性を考慮した降雨流出過程の表現方法そのものが課題である。以下、XバンドMPレーダの高強度の再推定手法及び降雨流出過程の不確実性に関する内容を記す。</p> <p>2014年9月9日から12日には石狩地方と胆振地方を中心に線状降水帯による豪雨災害が発生し、札幌管区気象台の報告では苫小牧において1時間の最大降雨量100mm、支笏湖畔においては9月9日から12日の積算降水量380mmを記録し、北海道では初となる特別警報が発表された。一方、2010年8月23日から24日に北海道中部から中西部にかけて、積丹半島から石狩川上流に位置する忠別川流域に発生した線状降水帯によって札幌管区気象台による報告では53年ぶりの記録となる1時間最大雨量53mmが記録された。この事例に見られるようにメソβスケール(20km~200km)の線状の降水系は特定の地域に長時間滞在し、集中豪雨を引き起こすことがある。北海道周辺の1990~2010年の6~8月に発生した線状降水帯を解析したYamada et al. (2012)によると、海面気圧の年間偏差の正負が北海道(負の年間偏差)と本州(正の年間偏差)の境界に存在し、かつ日本海海面気温が高い年において大量の水蒸気が北海道へ流入することで北海道及び周辺海域において多くの線状降水帯が発生すると指摘されている。また、道央地域を対象に観測データから気温ごとに99パーセンタイルの1時間降雨強度を分析したYamada et al. (2014)では、気温の上昇はクラウジウス・クラペイロン式に沿うように99パーセンタイル降雨強度を強めることが判明している。同様の傾向は全球・地域気候モデルを用いた数値実験結果からも得られており、気候変動は気温の上昇とともに大気中の水蒸気量を増加させ、短時間降雨強度を強める可能性を示唆するものである。</p> <p>本稿では、前述の2014年9月豪雨におけるXバンドMPレーダと地上雨量計との比較、ならびに両降雨強度の降雨検知時間差を考慮した降雨強度の再推定手法の検討結果を記す。続いて観測によって推定される降雨強度の不確実性(不確定性)が流量や水位の不確実性(不確定性)に与える影響を確率微分方程式によって表現可能であることを示す。以下、使用したデータについて記し、次にレーダ雨量と地上雨量の降雨検知時間差を利用した降雨強度の再推定手法を紹介する。また、治水計画に広く用いられて</p>	

いる降雨流出解析手法に確率微分方程式を導入した結果を議論し、まとめを最後に記す。

【2】 技術研究開発の目的

本課題の技術研究開発の目的を以下に記す。本稿では、①と②について記す。① レーダ降雨強度の推定精度向上に関する検討； ② 降雨流出過程に対する確率微分方程式を用いた定式化の提案； ③ 石狩川流域全域を対象とした降雨パターンがピーク流量及び浸水面積に与える影響の解明。

【3】 技術研究開発の内容・成果

【2】の①、②について内容及び成果を記す。

① XバンドMPレーダの降雨強度の精度向上に関する検討を行った。地上降雨とレーダ降雨の降雨検知時間差の有用性を示した。； ② 空間的な降雨パターンの不確実性が流出高及び河川水位の確率分布関数に与える影響について、伊藤過程と数学的に等価であるFokker-Planck方程式を降雨流出過程を導入によって表現可能であることを示した。流域貯留量に依存する有効降雨強度の不確実性と降雨パターンそれぞれの不確実性が流出高の確率分布関数に与える影響を議論可能とした。； ③ 昭和50年8月に石狩川流域を襲った豪雨事例を対象に、サブ流域間の降雨パターンが石狩川本川のピーク流量に与える影響を検討したところ、流域全体では同程度の降雨量であっても空間的な降雨パターンの組み合わせによってはピーク流量が最大で13%程度変化する可能性を有することを示した。

以下、①と②について詳細を記す。

3-1. 降雨検知時間差を利用した降雨強度再推定

図-1は北広島に設置されているXバンドMPレーダの周辺に位置するAMeDAS及び水文水質データベースで公開されている地上雨量計による1時間降雨強度を1時間毎に示したものである。図中の星印はAMeDAS、丸印は水文水質データベースの位置を、色は対象とする時間帯(日本時間)の降雨強度を意味する。なお、灰色は降雨データの欠損を示す。この図から9月11日の深夜1～早朝5時にかけて30mm/h以上の強降雨強度が発生していたことが確認できる。

図-2は9月9日00:00時から同月11日11:00までの1時間降雨強度についてXバンドMPレーダと地上雨量計との関係をレーダからの距離ごとに示す。9月11日豪雨が最も活発であった時間帯は石狩に設置されたレーダは本格稼働していなかったため、本結果は北広島のレーダによって推定された降雨強度のみの値である。この図からレーダから30km以内の距離ではレーダと地上雨量計が推定する降雨強度は概ね同程度の値を示すことがわかり、これは2014年9月豪雨についてレーダ降雨強度の有用性の高さを示す結果と言えよう。一方、レーダから30kmより遠方ではレーダと地上雨量計による降雨強度はある程度の正の相関関係が存在するものの、30km以内の結果と比較すると両者の降雨強度に大きな差が生じている。この理由としては、i) 単一のレーダによる降雨強度のため強降雨域の後ろの降雨を捉えづらいため、ii) 山地を含むため降雨強度推定が困難になる、iii) 低仰角であってもレーダから遠方では降雨観測の高度が高すぎる等が考えられる。また同期間について1分値レーダ降雨強度の欠損値の発生率をレーダからの距離ごとに調べてみると、レーダから40km以内では約3%であるが、それより遠方となると徐々に欠損値の出現数が増える傾向が見て取れる(図-3)。この点については石狩に設置されたレーダとの併用によって減少するものと考えられる。一方、5mm/h以下の弱降雨強度について特にレーダと地上雨量計の降雨強度が異なるように見えるが、これはXバンドMPレーダ特有の偏波間位相差ではなく反射強度因子を利用した降雨強度推定時である。

前述の通りXバンドMPレーダは1分毎に1.8°と2.5°の低仰角で降雨強度の推定を行っている。つまりレーダから遠方になるほど降雨の観測高度は上昇し、レーダから約30km遠方では地上から1.5km上空の降雨を観測していることになる。つまり、レーダから遠方になると地上雨量計よりもレーダは早期に降雨を検知し、一方で高高度の降雨を観測しているため降雨強度が過小評価される可能性を有する。一方、AMeDASは通常10分値が利用され、レーダ降雨強度の比較や流出解析等に用いられているが、1分値の利用も可能である。そこで本研究ではレーダ及びAMeDAS降雨強度の1分値を比較することによって降雨強度とレーダからの距離ごとに両者の降雨検知の時間差を算定する。理想的には雨滴の粒径と

粒子数をカウントするディストロメータを用いた解析を行うべきであるが、複数地点かつ長期での観測は困難であるため、本研究では誰でも利用可能な AMeDAS の 1 分値データを使用した。レーダ降雨強度の地上雨量計の降雨検知時間差は複数の AMeDAS 地上雨量計が存在する地点において降雨イベントごとに算定した。強風時であれば降雨は落下とともにある程度水平移流するものと考えられるが、ここでは鉛直方向に落下したと仮定する。

レーダ降雨強度の推定高さ(h)は対象地点とレーダとの距離(L)と仰角(θ)から

$$h = L \tan\theta \quad (1)$$

として求めることができる。一方、降雨は落下開始後数秒間で終端速度に達することが指摘されているため、レーダによる降雨検知高さ(h)をレーダと地上雨量計の降雨検知時間差($\Delta T_{(D,L)}$)で除することによって代表粒径(D)に対する終端速度を推定することができる。次に Atlas and Ulbrich (1977) で紹介されている雨滴粒径の終端速度式

$$w = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (2)$$

から代表粒径を求める。上式の w は終端速度(m/s)を表し、雨滴の粒径が 0.6~5.8mm に適用可能とされているものである。この代表粒径はレーダの観測高度と地上との間で平均された降雨強度に対するものと考えられる。

2013 年 9、10 月及び 2014 年 9 月豪雨時を対象降雨事例とし、レーダからの距離に対する降雨検知時間差の関係を図-4 の点 (\diamond : 5~10mm/h, \square : 10~20mm/h, \triangle : 20~30mm/h) に示す。図中の破線はレーダからの距離と降雨強度ごとに式(2)の雨滴の終端速度式によって推定される降雨検知時間差の理論値である。この図からレーダから遠距離ほどレーダと地上雨量計では降雨検知時間差が増加し、その傾向は降雨強度によって依存することがわかる。後者の理由として以下の雨滴粒径と粒子数の関係を示すいわゆる Marshall and Palmer 分布

$$\begin{aligned} N_D &= N_0 \exp(-\Lambda D) \\ N_0 &= 8400 \text{ (} m^{-3} mm^{-1} \text{)} \\ \Lambda &= 4.1 R^{-0.21} \end{aligned} \quad (3)$$

を用いることによって、強降雨ほど代表粒径とその終端速度が大きく、これが弱降雨時よりも降雨検知時間差を短縮させることが明瞭である。式(3)中の R は降雨強度(mm/h)を示す。

図-4 で得られた降雨強度かつ距離に対するレーダ降雨と地上雨量計の降雨検知時間差をレーダが設置されている北広島から約 41km 遠方の苫小牧 AMeDAS 地点に適用した結果を図-5 示す。ここでの対象期間は 2013 年 9、10 月の計 8 日間であり、1 分値降雨強度の比較である。この図からレーダ降雨強度と地上雨量計の 1 分値降雨強度の相関係数は約 0.64 であるのに対して、本研究が提案する降雨遅れ時間差を導入したレーダ降雨強度の再推定値を用いることによって地上雨量計との相関係数は 0.76 まで向上することがわかる。一般に流出解析では 10 分値降雨強度が利用されることが多いため、同様の検討を 10 分値降雨強度にも適用した場合においても降雨遅れ時間差の導入はレーダ降雨強度の精度向上に寄与しうるとの結果となり、流出解析においてはとりわけ小流域ほどその影響は大きいものと考えられる。

3-2 不確実性と不確定性

流出予測は流域内に分布する地上雨量計の降雨データがその流域を完全に代表していると想定した上で流出モデルの入力値として与えることで行われる。一方、Xバンド MP レーダ等のレーダ雨量はあくまで特定の範囲(Xバンド MP レーダの場合、約 250m メッシュ)かつ上空の降雨強度を推定するものである。つまり観測しうる降雨強度にはある程度の精度限界が存在すると言える。前述に記述したレーダ降雨強度と地上降雨強度の対応関係から両者はある程度の高い一致を示すことがわかるが、一方で完全な一致ではなく、また完全に一致すべきものでもない。この不一致を観測精度の観点から観ると不確実性として議論できるが、そもそも流域にもたらされる降雨量さらにはピーク流量に寄与する降雨強度(具体的には雨滴の数と粒径とも言おう)の推定は不確定性として議論されるものと考えられる。そこで本研究では日本の典型的な山地流域スケールを対象としてレーダ雨量と地上雨量との不確実性もしくは不確定性が流量および水位に与える不確実性・不確定性への影響を議論可能とする数理的手法を紹介する。なお、不確実性と不確定性の切り分けは原理上不可能であるため、ここではまとめて不確実性として議論することとする。次節において貯留型の流出解析手法を確率微分方程式として記述する手法の説明を行う。なお、確率微分方程式は数理ファイナンスの分野で広く用いられているが、土木工学の分野での適用例は少ないのが実情である。以下の研究成果は平成 26 年度土木学会水

工学論文集 (B1) 及び土木学会論文集 (G) において既に発表済み、もしくは受理済みである (吉見ら 2015; Supraba and Yamada 2015).

流出計算手法

本研究で使用する流出計算手法は山田(2003)に準拠している. 同論文では従来から単一斜面における一般化した降雨流出の基礎式を提案しており, その概要を以下に記す. 単一斜面に対して幅広矩形断面を想定すると, 連続式は式(4)として表される. 運動則を式(5)に示すように断面平均流速は水深の冪乗に比例するという形式で表現することによって多様な流出形態に対応である. 一般的な Kinematic Wave 理論における式(5)の表現では, 単位幅流量 q は水深の冪乗に比例する形式で記述する事が多いため, 冪数 m の値に注意する必要がある.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (4)$$

$$v = \alpha h^m, \quad q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (5)$$

ここに, v : 断面平均流速[mm/h], h : 湛水深[mm], q : 単位幅流量[mm²/h], α , m は流域特性を表すパラメータである. また, $r(t)$ は有効降雨強度[mm/h]であり, 流出計算の入力値となる. 以下, 入力降雨強度とする. 直接流出は流出寄与域 (河道及び河道近傍の湿潤領域) のみからの流出と考えると, 流出寄与斜面長は実地形上の斜面長より十分短いものと考えられ, 式(6)に示す変数分離形の近似式が仮定できる.

$$q(x, t) \cong xq_*(t) \quad (6)$$

ここに, q_* : 流出高[mm/h]である. また, 流出寄与斜面長 L の末端で考え $x=L$ として式(6)を用いると, (4)式と(5)式を連立させて得られる偏微分方程式は式(7)に示すように流出高に関する常微分方程式に変形できる.

$$\frac{dq_*}{dt} = (m+1) \left(\frac{\alpha}{L}\right)^{\frac{1}{m+1}} q_*^{\frac{m}{m+1}} (r(t) - q_*) \quad (7)$$

ここで,

$$(m+1) \left(\frac{\alpha}{L}\right)^{\frac{1}{m+1}} = a_0, \quad \frac{m}{m+1} = \beta \quad (8)$$

とおけば, 式(9)が一般化された単一斜面からの降雨流出の基礎式となる.

$$\frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \quad (9)$$

また, 土壌・地形特性を示す流出パラメータ a と m の値に関して志村ら(2001)は, 鈴木(1984), 窪田ら(1988)の不飽和浸透理論と Kinematic Wave 法の式展開を比較する事により, 式(10)で決定できる事を示している.

$$\alpha = \frac{k_s i}{D\gamma^{-1}w^\gamma}, \quad m = \gamma - 1 \quad (10)$$

ここに, i : 斜面勾配, D : 表層土層厚[mm], γ : 土壌の透水性を表す無次元パラメータ, k_s : 飽和透水係数[mm/h], w : 有効空隙率であり, $w = \theta_s - \theta_r$ (θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率)で定義される. また, 抵抗則 m は無次元パラメータであり, a の次元は m の値に依存する. これにより, 土壌・地形特性から流出パラメータを決定し降雨流出計算を行う事が可能である.

伊藤の確率微分方程式と Fokker-Planck 方程式

1次元空間において, ある時系列 $x(t)$ の微小変化量 dx が移動しているとき, 伊藤過程によって $x(t)$ の動きを表現することができる.

$$dx(t) = y(x(t), t)dt + z(x(t), t)dw(t) \quad (11)$$

ここに $y(x(t), t)$ は時系列 $x(t)$ と時間 t の任意の関数であり、 $dw(t)$ はWiener 過程 $w(t)$ の微小時間変化量である。この $dw(t)$ は平均が0、標準偏差 \sqrt{t} の正規分布に従っている。右辺第1項は決定論的な項(ドリフト項)であり、第2項は確率的に決定される項である。上式は伊藤の確率微分方程式と呼ばれ、これと数学的に等価である Fokker-Planck 方程式は式(12)によって記述される。

$$\frac{\partial p(x(t), t)}{\partial t} = -\frac{\partial y(x(t), t)p(x(t), t)}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 z^2(x(t), t)p(x(t), t)}{\partial x^2} \quad (12)$$

確率微分方程式の流出解析手法への適用

降雨強度が各時刻において平均値とその周囲に分布したものであるとすれば、

$$r(t) = \bar{r}(t) + r'(t) \quad (13)$$

として表すことができる。式(9)を差分形式で表現した流出高に式(13)を与えると、

$$dq_* = a_0 q_*^\beta (\bar{r}(t) - q_*) dt + a_0 q_*^\beta r'(t) dt \quad (14)$$

となる。ここで確率解析学の概念を適用すると、入力降雨強度の分散が σ^2 で表されるとすれば、式(14)は

$$dq_* = a_0 q_*^\beta (\bar{r}(t) - q_*) dt + a_0 q_*^\beta \sigma \sqrt{T_L} dw(t) \quad (15)$$

となる。このドリフト項と確率項から構成される流出高に関する式を Fokker-Planck 方程式として記述すると、

$$\frac{\partial p(q_*)}{\partial t} + \frac{\partial a_0 q_*^\beta \{\bar{r} - q_*\} p(q_*)}{\partial q_*} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 (a_0 q_*^\beta \sigma \sqrt{T_L})^2 p(q_*)}{\partial q_*^2} \quad (16)$$

として表され、この式によって降雨の不確実性に関する流出高の不確実性を求めることができる。また流出高に関する Fokker-Planck 方程式の定常解は

$$p(q_*) = p_0 \frac{2}{(a_0 q_*^\beta \sigma \sqrt{T_L})^2} \exp \left(\frac{2}{a_0 \sigma^2 T_L} \left(\frac{\bar{r} q_*^{1-\beta}}{1-\beta} - \frac{q_*^{2-\beta}}{2-\beta} \right) \right) \quad (17)$$

となり、この式で得られる流出高の確率分布関数から水位の確率分布関数も求めることができる。

降雨の不確実性に対する流出高の不確実性

入力降雨の平均値を 30mm/h、入力降雨の偏差を 2mm/h として、抵抗則を $m=0, 2/3, 3$ とした場合の流出高の確率密度関数を図 6 に示す。この図から入力降雨に不確実性がある場合、抵抗則 m の値によって流出高の確率密度関数の裾の広がりが大きくなる事がわかる。抵抗則 $m=0$ の場合、つまり降雨流出モデルが線形の場合、入力降雨の偏差=2mm/h に対して、流出高の標準偏差は約 0.17mm/h である。一方、 $m=2/3$ であれば流出高の標準偏差は約 0.42mm/h、 $m=3$ では流出高の標準偏差は約 1.13mm/h となる。つまり、降雨流出過程における非線形性が強いほど、流出高の不確実性は大きくなる。

入力降雨の偏差と抵抗則がそれぞれ 4mm/h、 $m=4$ とし、入力降雨の平均値を 30, 50, 100mm/h とした場合の流出高の確率密度関数を図-7 に示す。この図から入力降雨の降雨強度が大きいほど、流出高の確率密度関数の裾は広がり、降雨に対する流出高の不確実性が大きくなる事がわかる。例えば、降雨強度が 100mm/h の場合、入力降雨の偏差=4mm/h に対して、流出高の標準偏差は 4.41mm/h である。

抵抗則 $m=4$ という不飽和土壌中の流れ場においては、流出高の不確実性の方が、降雨の不確実性より大きくなる可能性がある。最後に降雨の不確実性を変化させた場合の結果を図-8 に示す。この図から降雨の不確実性は流出高の不確実性を大きく作用することがわかる。

【4】今後の課題・展望

本研究は前述の 2014 年 9 月豪雨における X バンド MP レーダと地上雨量計との比較、ならびに両降雨強度の降雨検知時間差を考慮した降雨強度の再推定手法の検討を行った。また観測によって推定される降雨強度の不確実性(不確定性)に起因した流量及び水位の不確実性(不確定性)について確率微分方程式を導入した手法を紹介した。現在の河川計画の基本高水位は決定論的に一つ値が定められているが、本研究によって得られた成果として、降雨強度の不確実性を考慮した場合、基本高水位などの水位はある値の周りに分布することが数理的に示され、予測される水位の不確実性の幅を用いることによって流域住民に対する避難指示の判断をサポートする情報となり得るものである。

今後の課題は、不確実性・不確定性を考慮した降雨-流出-浸水氾濫予測手法の提案であり、これについては平成 27 年度から開始された地域課題研究において実施する予定である。

図一覧

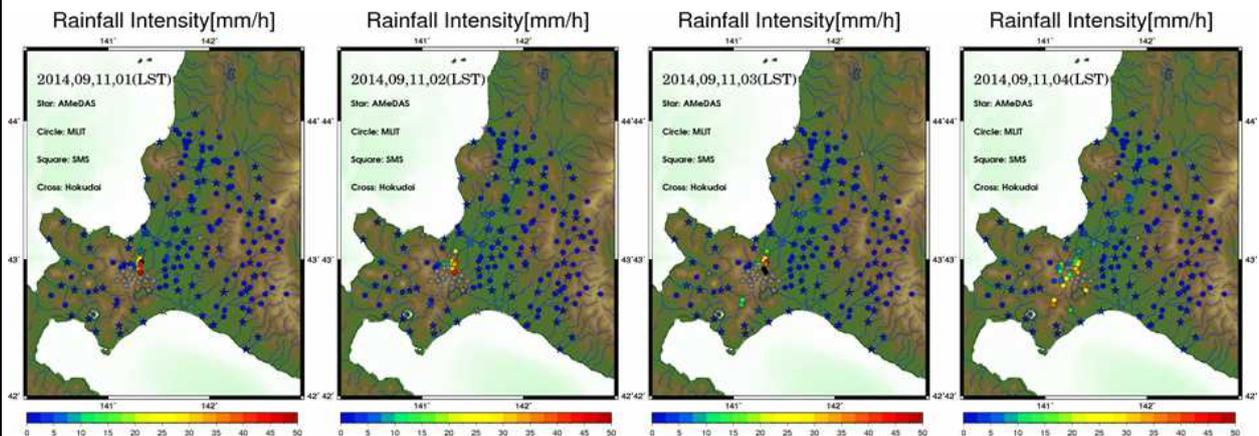


図-1: AMeDAS 及び水文水質データベースで公開されている地上雨量計によって観測された 1 時間降雨強度の推移(日本時間 9 月 11 日 01~04 時)

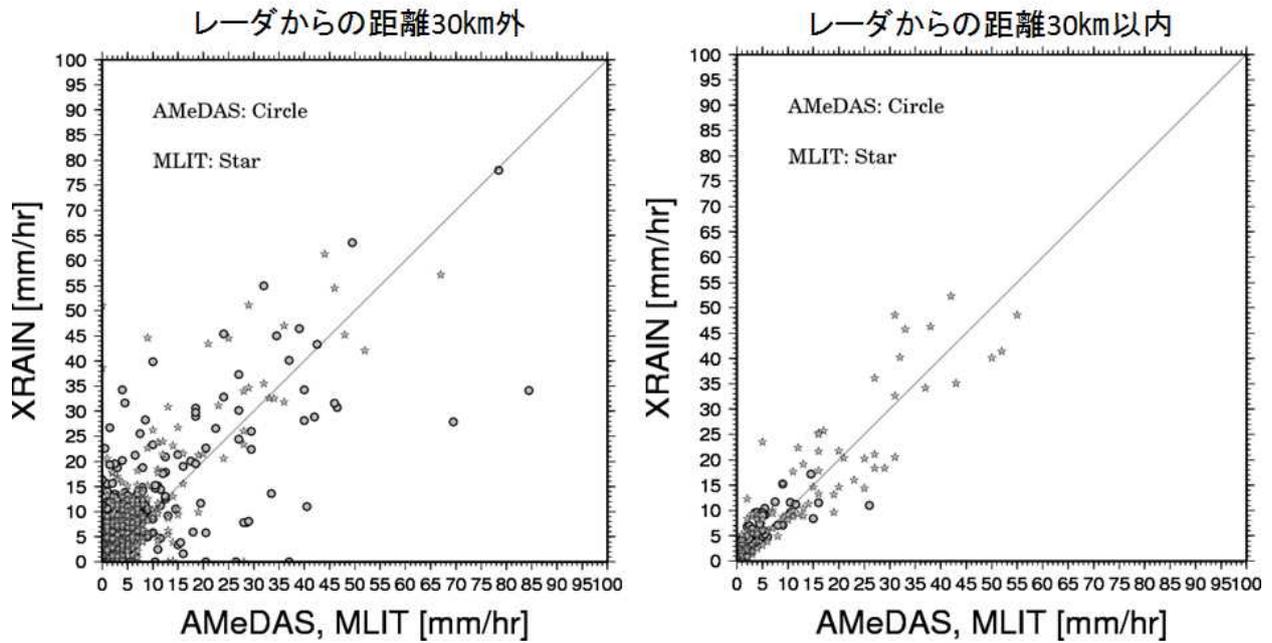


図-2: 地上雨量計と X バンド MP レーダによって観測された 1 時間降雨強度の関係 2014 年 9 月 9 日 00 時～9 月 11 日 11:00 時までの結果を示す。

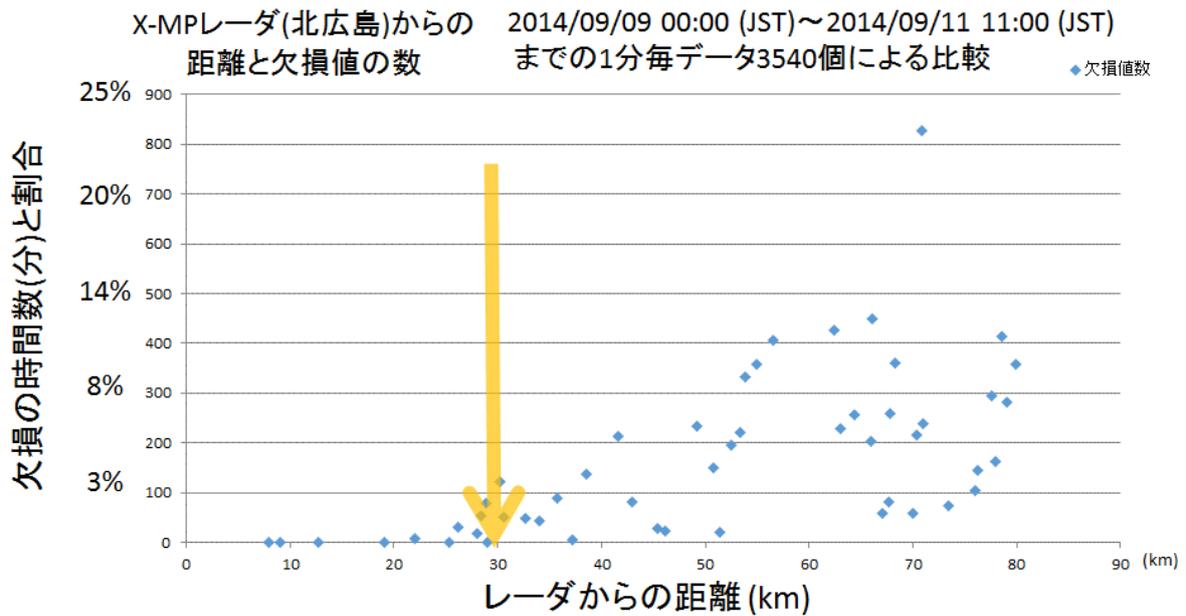


図-3: レーダからの距離に対するレーダ降雨強度の欠損値の割合の関係 対象期間は 2014 年 9 月 9 日 00 時～9 月 11 日 11:00 時であり, AMeDAS 雨量計が存在する複数のポイントにおける 1 分値データで欠損値の割合を算出した。

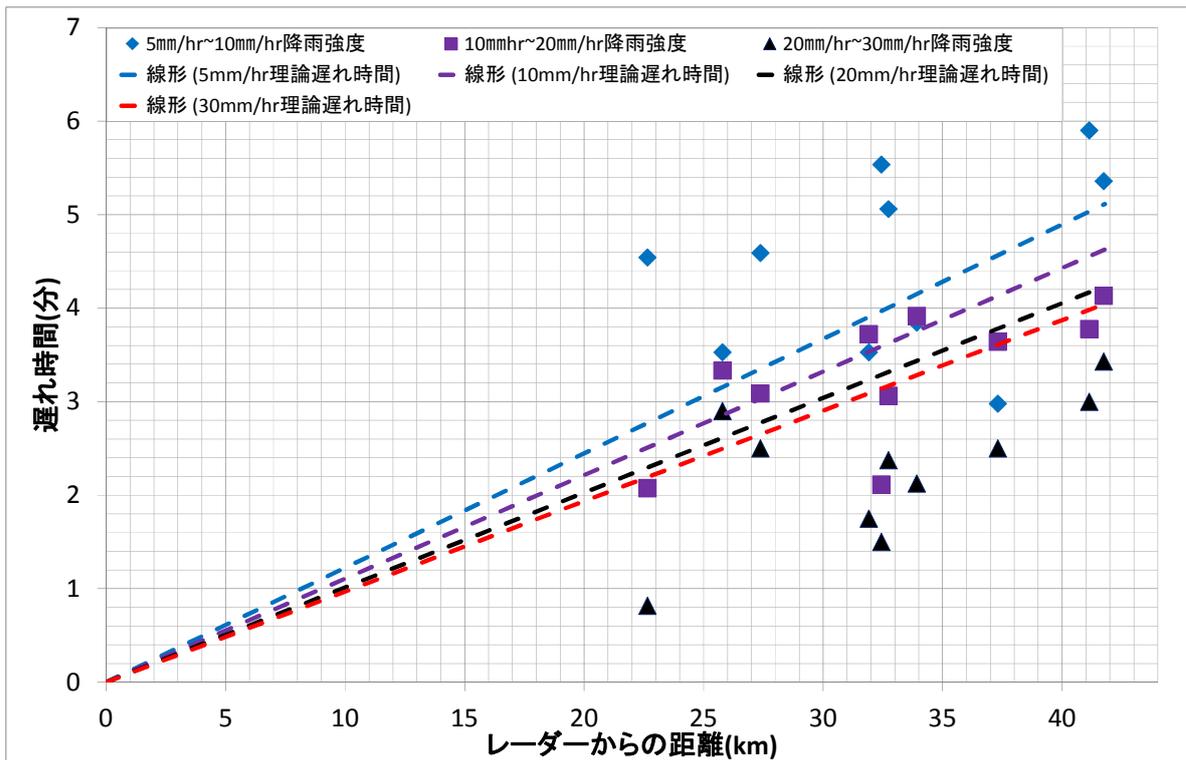


図-4: XバンドMPレーダと地上雨量計による降雨検知時間差 図中の点は両データから推定した降雨検知時間差であり、破線は雨滴の終端速度式を用いた理論解である。

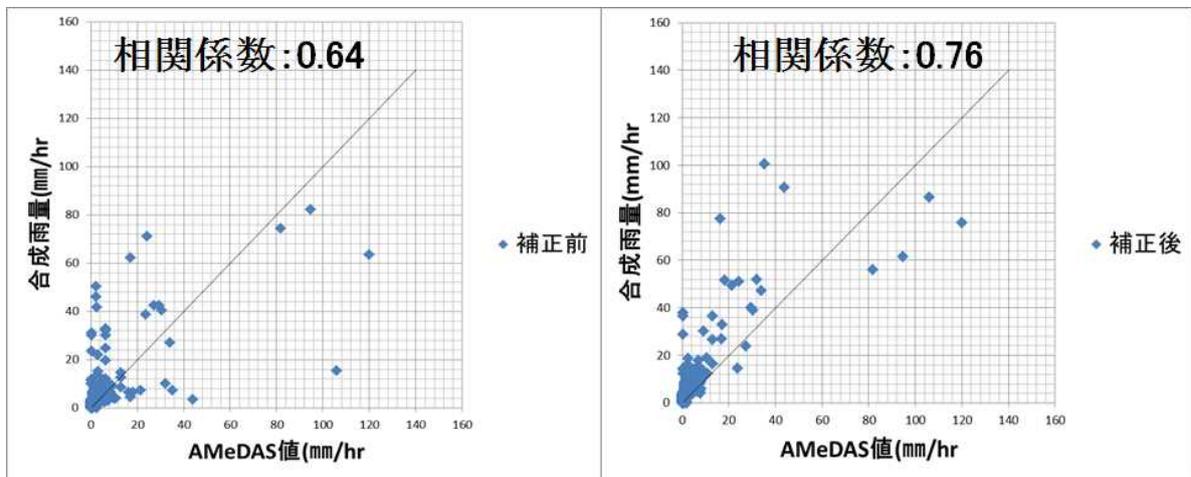


図-5: レーダ雨量と地上雨量の関係 対象ポイントはレーダサイトから約41km遠方の苫小牧AMeDAS雨量計であり、両データの1分値降雨強度を用いた比較結果を示す。右図の縦軸は降雨検知時間差を導入した場合の結果である。

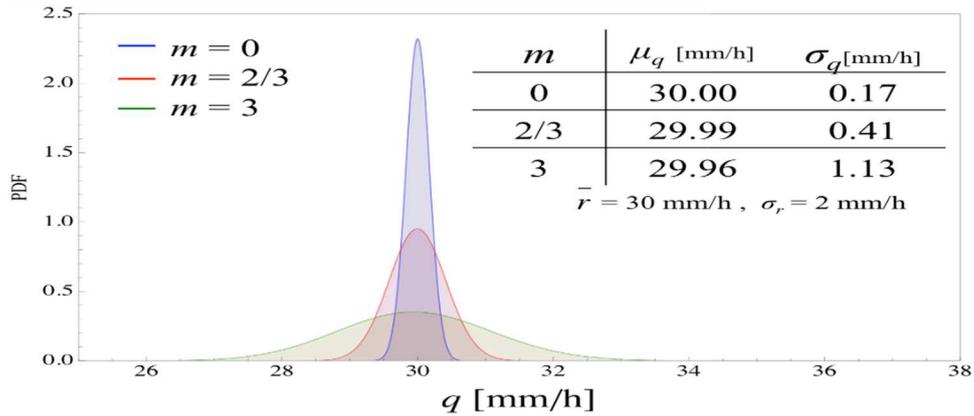


図-6: 抵抗則と流出高の確率密度関数の関係. 抵抗則が大きくなるに従って, 確率密度関数の裾が広がり, 流出高の不確実性は大きくなる. つまり, 流出現象の非線形性が強くなると, 流出高の不確実性は高くなる.

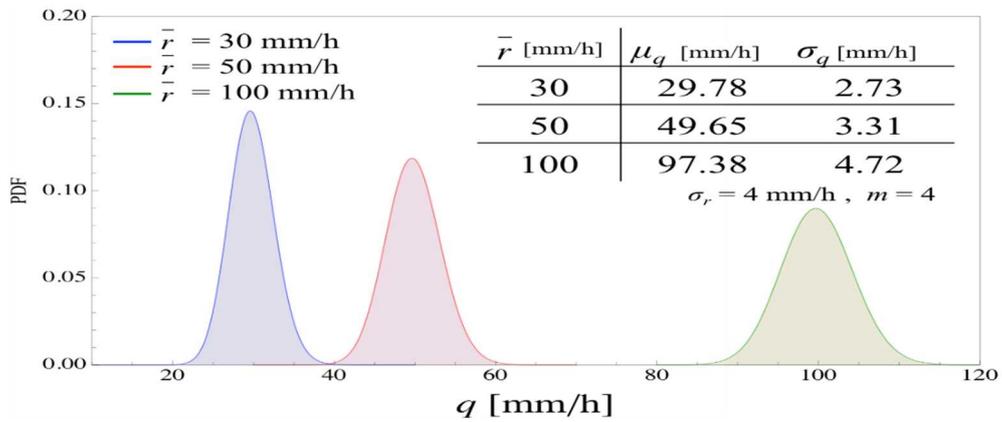


図-7: 降雨の平均値と流出高の確率密度関数の関係. 降雨強度の増加に伴って, 流出高の不確実性が高くなる.

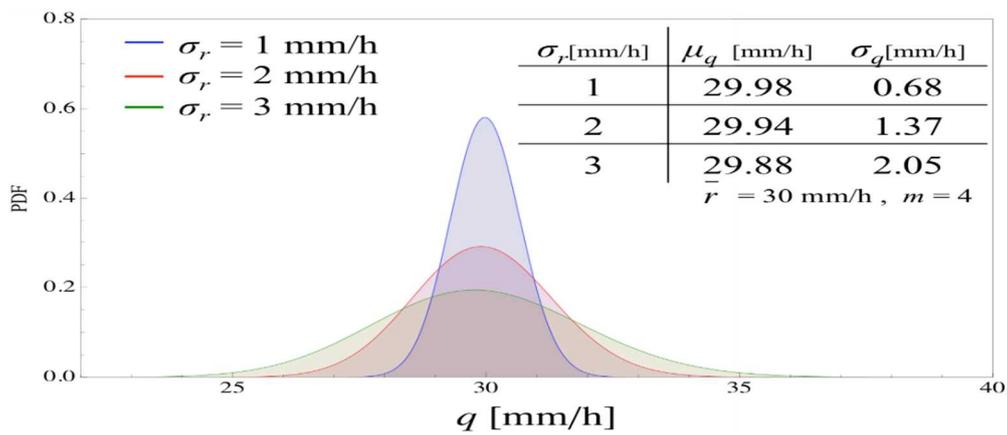


図-8: 降雨の不確実性(偏差)と流出高の確率密度関数の関係. 降雨の不確実性(偏差)が大きくなるとともに, 流出高の不確実性も大きくなる. 図-6~8は吉見ら(2015)より抜粋.