

# 2008年雑司が谷大雨当日における積乱雲群の 振舞いと局地的大雨の直前予測 I

## — 3次元レーダーデータによる積乱雲群の統計解析 —

石 原 正 仁\*

### 要 旨

2008年8月5日に東京都豊島区雑司が谷において局地的大雨が発生した。2部構成によってこの日に発生した積乱雲群の振舞いと積乱雲に伴う局地的大雨の直前予測の可能性について検討する。

この第1部では、この日に首都圏で発生した179個の積乱雲(降水セル)を対象とし、その形態を気象庁の現業レーダーの反射強度データを使って統計的な見地から調べた。降水セルの直径については総数の1/3では3.5km以下、平均値は5.5kmであり、全体に水平規模は小さかった。寿命の最頻値は20~40分であり、全体の86%では80分以下であった。約半数の降水セルではエコー頂高度がレーダーの測定限界である15kmに達していた。各降水セルがその寿命の間にもたらした推定総降水量は、40mm未満のものが約半数、60mm以上のものが総数の1/3であった。鉛直積算雨量は1.4~42.4kgm<sup>-2</sup>(平均値は15kgm<sup>-2</sup>)であり、その最大値は当日09時の館野(つくば市)の高層観測から算出される可降水量の7割程度であった。対流圏中下層の風が弱いことに対応して、降水セルの移動速度は2ms<sup>-1</sup>以下と小さかった。

レーダーによって積乱雲が降水セルとして認められてから地上で降雨のピークが現れるまでの時間を調べたところ、その値はほとんどの事例で10~30分であった。雑司ヶ谷大雨をもたらした2つの降水セルは水平サイズ、寿命、総降水量のいずれにおいても当日の降水セル群の中では上位に位置していた。海外における同種の統計解析結果と比較したところ、今回の事例では水平サイズは海外の事例とほぼ同等であったが、エコー頂高度と寿命は他の事例より大きかった。

### 1. はじめに

夏季の1日に首都圏に発生した積乱雲群の形態を、気象庁現業レーダーから得られる3次元の反射強度データを使って統計的に調べ(第1部)、次に積乱雲に伴って発生した局地的大雨の直前予測の可能性について調査する(第2部)。調査のきっかけは2008年8月5日正午前に東京都豊島区雑司が谷付近において局地的な大雨(以後「雑司が谷大雨」と称する)が発生

し、突然の増水によって下水道構内で工事に従事していた5名の作業員が流され死亡した事故である(東京都下水道局 2008)。これは典型的な都市型水害(真木 2010)であった。気象庁のレーダー観測によると、この日の朝から夕方までの間に首都圏には179個の積乱雲が発生した。雑司が谷大雨はそのうちの2つの積乱雲がもたらしたものである(第1図)。これら2つの積乱雲は179個の積乱雲群の中で特別なものであったのか、またその他の積乱雲の振舞いはどうであったのかを知ることが第1部の調査の目的である。

気象庁の地上気象観測指針(気象庁 2002)では積乱雲を「鉛直上方に大きく発達した濃密な雲で、外観は山や巨大な塔のような形をしている」としている。

\* 気象研究所(現:京都大学)。

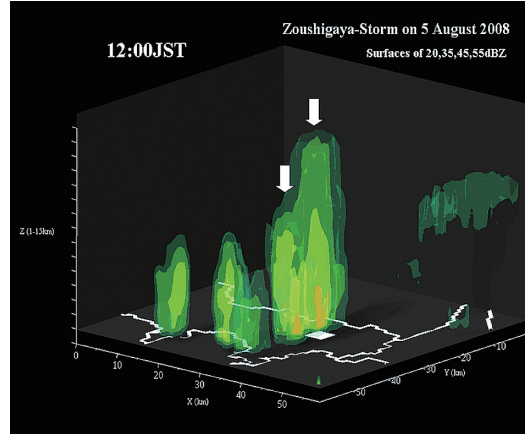
—2011年3月8日受領—

—2012年3月19日受理—

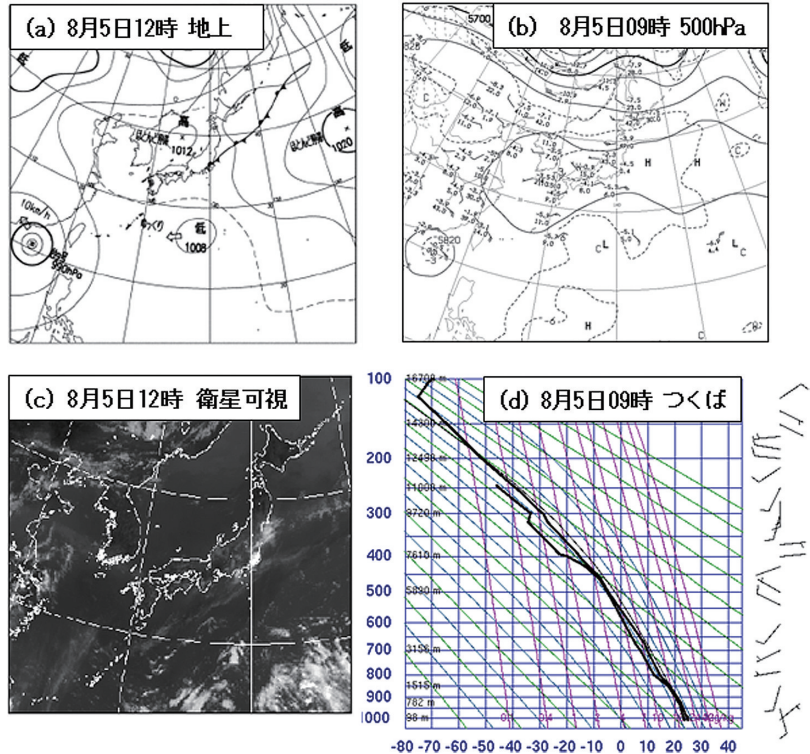
大雨, 洪水, 浸水, 土砂崩れなどの水害は多くの場合積乱雲やその集合体をもたらす。積乱雲は竜巻, ダウンバースト, ガストフロントなどの強風, そして雷の発生源でもある。なお, 気象庁では「大雨」を「災害が発生するおそれのある雨」と定義している (気象庁 2011)。

積乱雲の中でも低気圧などの総観規模擾乱に支配されず, 比較的一様な大気場のもとで一見するとランダムに発生する積乱雲は「気団雷」や「熱雷」と呼ばれている (小倉ほか 2002)。これらは梅雨期などに発生する組織化された対流である「メソスケール降水システム」(吉崎・加藤 2007) などにくらべると水平スケールは小さく寿命も短い, ときとして局地的な大雨を発生させ被害をもたらす。雑司が谷大雨はその典型事例であり, このとき直径が10kmにも満たない2つの積乱雲から2時間に154mmに達する雨がもたらされた (村 2009; Kato and Maki 2009; Hirano and Maki 2010)。予報現場ではこうした現象を“不安定降水”と呼び細心の注意を払いながら監視を行っているが, 十分なリードタイム (大雨警報などの情報を発表した時刻から基準雨量が発現する時刻までの経過時間) をもって大雨警報などの気象情報を発表することは困難である (大久保ほか 2007)。不安定降水に対してリードタイムを確保して警報を発表するためには, まず積乱雲の性質を統計的に理解する必要がある。

今回の調査では, 気象庁のレーダー気象観測 (気象庁観測部 2009) から10分ごとに得られる反射強度の水平・鉛直1kmメッシュの3次元反射強度データ (以後「3次元レーダーデータ」と呼ぶ) をもとに, 雑司が谷大雨が発生した2008年8月5日 (以後「当日」という) に東京都とその周辺に発生した179



第1図 2008年8月5日に東京都豊島区雑司が谷 (地図上の四角形) に局地的大雨をもたらした2つの積乱雲 (矢印) の3次元レーダーエコーを南東上空から俯瞰した図。同日12時00分の気象庁レーダー観測データから作成。反射強度が20, 35, 45, 55dBZの等値面を透視図で示す。高さは1~15km。



第2図 2008年8月5日の(a)地上天気図, (b)500hPa天気図, (c)静止気象衛星可視画像, (d)館野 (つくば市) におけるエマグラム (a~cは気象庁提供, dは University of Wyoming のホームページから)。

個の積乱雲を対象として、形態分類に基づいた統計解析を行う。

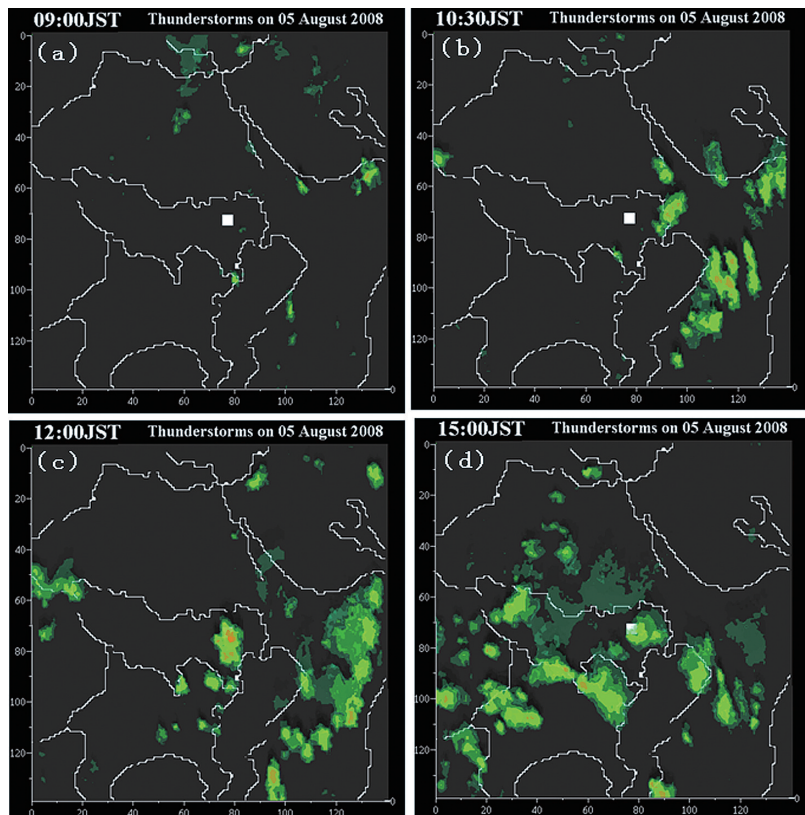
## 2. 環境場とエコーの概要

当日は日本海に移動性高気圧があり日本列島をほぼ覆う一方、三陸沖から関東北部にかけて弱い停滞前線が解析されていた(第2図 a, c)。500hPaでは(第2図 b)、本州付近は帯状の高圧部に覆われ弱風域であった。当日09時(以下、日本時間)の高層観測によると、シヨワルタ指数は館野(つくば市)では $-1.8$ 、八丈島では $2.8$ であった。対流有効ポテンシャルエネルギー(CAPE)は館野で $904\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 、八丈島で $1208\text{m}^2\text{s}^{-2}$ であり、この地域は潜在不安定の状態にあった。館野では地上と500hPaでの風速差は $5\text{ms}^{-1}$ であり、風の鉛直シアは小さかった。首都圏の気象場が館野と八丈島のいずれの場に近かったかは議論の余地はあるが、いずれにしてもスーパーセルのように強く組織化された対流は形成されにくい環境場(Blue-stein 1993)であった。ただし、館野における950hPa付近の相当温位は $353\text{K}$ と高く、この高度の気塊を強制的に $1.5\text{km}$ の自由対流高度まで持ち上げれば、浮力消滅高度である $14\text{km}$ まで達する深い対流が生じる可能性があった。当日の $0^\circ\text{C}$ 高度は $4.9\text{km}$ であった。

本調査では東京都区部を中心とし、隣接県を含む $140\text{km}$ 四方の平野部を調査領域とした。当日は09時頃から調査領域内に積乱雲が発生し始め、14時頃を発生ピークとして18時頃まで発生・消滅が続いた。今回は09時から18時までの時間帯を調査期間とした。村(2009)が示したように、当日の関東地方の地上には、房総半島や相模湾から

の南寄りの気流、栃木県・埼玉県の北寄りの気流、鹿島灘からの東寄りの気流の3つの気流系が存在した。この状況はこの地方の暖候期に特有な「E-S型」の地上風系場(藤部ほか 2002)に対応する。ただし地上風系がE-S型に分類される条件下であっても、上杉・田中(2008)や河野ほか(2008)の解析事例のように、水平規模が $20\text{km}$ を超えるような組織化された積乱雲が発達することもある。これは大気安定度、風の鉛直シア、地表面摩擦などの違いや積乱雲からの外出冷気流の有無などに起因すると考えられるが、ここではこれ以上の議論は行わない。

当日のレーダーエコーの出現を見ると、09時頃に千葉県北部で積乱雲の発生が始まり(第3図 a)、10時30分頃には南寄りの気流と東寄りの気流の収束により千葉県中北部に積乱雲がほぼ南北に並んだ(第3図 b)。11時前後からは南寄りの気流と北寄りの気流が



第3図 2008年8月5日のレーダーエコー。反射強度20, 30, 40, 50dBZの等値面を真上から透視した図。東京都内の白い四角形は豊島区雑司が谷の位置。

収束して東京都区部を中心に積乱雲が発生し、それらのごくゆっくりと北上して鹿島灘から来る東寄りの気流に接する付近で停滞し発達した。第3図cは豊島区雑司が谷に発生した積乱雲が、下水道工事現場付近に大雨をもたらしている12時の状況である。その後積乱雲群の発生域は東京都区部から神奈川県北部に移った(第3図d)。

### 3. 降雨の概要と解析手法

ここでは、レーダーによって観測される対流性エコーのうち、発生から消滅までの間に高度2kmにおける反射強度の値( $Z_{2km}$ )が35dBZ以上に達するとともに、その内部に反射強度の極大点をひとつ有するものをひとつの積乱雲とみなし、これを「降水セル」と呼ぶことにする。小倉ほか(2002)は関東平野に発生する雷雨をそのトリガーに着目して、気団雷、界雷、渦雷に分類し、その中の気団雷をさらに山岳型、

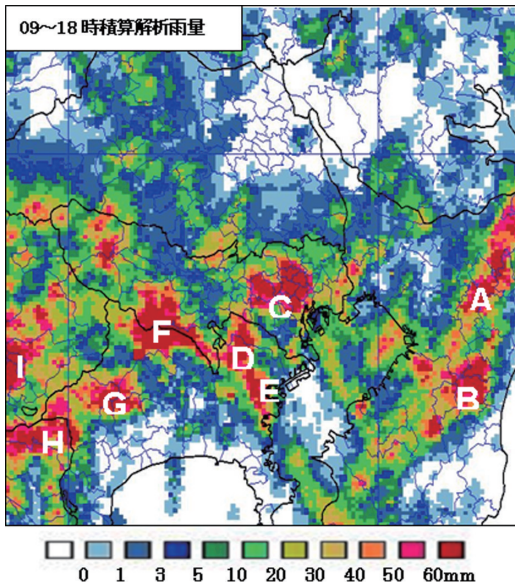
第1表 3次元レーダーデータから算出される「レーダー指数」.

レーダー指数	略号	定義	利用上の単位
反射強度	Z	受信信号から算出したレーダー反射因子( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ )	dBZ ( $10\log[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$ )
鉛直積算雨量*	VIL	$\Sigma(M \cdot \Delta H)$ $M = 3.44 \times 10^{-3} Z^{0.7} (\text{gm}^{-3})$ : 雨水量 $Z (\text{mm}^6\text{m}^{-3})$ $\Delta H = 1000 (\text{m})$ ただし氷相, 融解層は考慮していない.	$\text{kgm}^{-2}$
VIL密度	VILD	VIL/TOP	$\text{gm}^{-3}$
エコー頂高度	TOP	$Z=12\text{dBZ}$ をしきい値とするエコーの高さ	km

\*Greene and Clark (1972)

山岳から平野型、平野型、広域型の4種類に分けた。第4図は解析期間中の解析雨量の積算値の分布である。この中で60mm以上の値が解析された地域は図中のAからGまでの7つである。A、B域では第2図aに示した弱い停滞前線が降水セルの発生に関与した可能性がある。しかし温度場や風の場においては、この“停滞前線”は前線としての性質はほとんど見られないので、A、B域の降水セルも本調査では平野型の気団雷として分類した。C、D、E、F域の降水セルは平地ないし丘陵に発生した典型的な平野型気団雷である。人口密集地域であるC、D、E域では解析期間中に大雨警報が発表された。G域の降水は山地に発生した山岳型気団雷である。今回の解析では平野に発生したA~F域の179個の降水セルを解析対象とし、G域の降水セルは対象外とした。

解析ではまず10分ごとに得られる3次元レーダーデータをもとに、各降水セルの発生から消滅までを追跡し降水セルに通し番号をつけた。降水セルの発生期にはレーダーエコーが高度2kmより上空にまず現れることが多いので、 $Z_{2km}$ とともに次に述べる鉛直積算雨量(VIL: Vertically Integrated Liquid water, Greene and Clark 1972)の値も参考にしながら降水セルを追跡した。次に各降水セルにおけるVILやエコー頂高度などの値(ここではこれを便宜的に「レーダー指数」と呼ぶ)の10分きざみの時系列グラフを作成した。このグラフから各レーダー指数の最大値を読み取り、これを基礎パラメータとして統計解析を行った。第1表は今回使用したレーダー指数の一覧である。



第4図 2008年8月5日09~18時の解析雨量の積算値。A~Iは期間中に発生した大雨域。

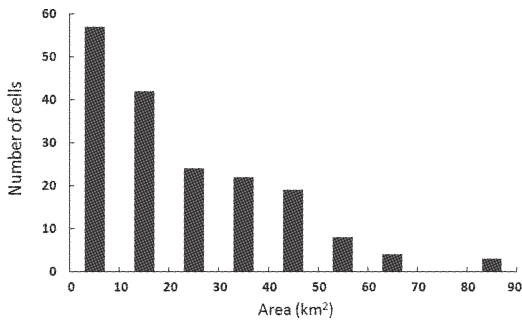
4. 統計的性質

4.1 水平サイズ, 寿命, 高さ

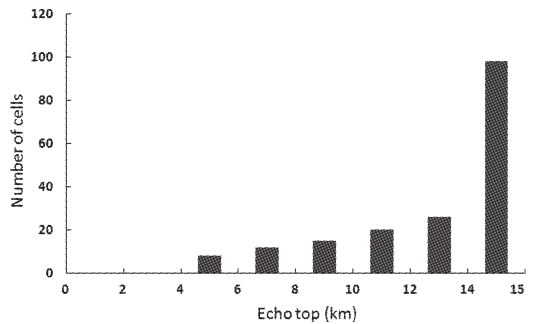
各降水セルが生涯の中で達した  $Z_{2km}$  が35dBZ以上の領域の面積の最大値を「水平サイズ」とし、そのヒストグラムを第5図に示す。10km<sup>2</sup> (直径3.5kmの円に相当) より小さい降水セルが総数の約1/3 (57個) は占めており、水平サイズの増加とともに数は漸減する。平均値は24km<sup>2</sup> (直径5.5kmの円に相当)、最大値は82km<sup>2</sup> (同直径10.2km) である。全体に小型の対流が卓越していたことがわかる。

第6図は各降水セルの寿命のヒストグラムである。寿命の最頻値は20~40分にあり、全体の86%が80分以下に集中している。多くの積乱雲がシングルセル型であったと推測される。その一方、より長い寿命の降水セルも存在し、13個の降水セルでは寿命が120~220分に達した。長寿命と判断された積乱雲ではその中で複数の降水セルが交代していたかもしれないが、10分間隔のレーダー観測からは降水セルの交代を追跡できなかった可能性がある。

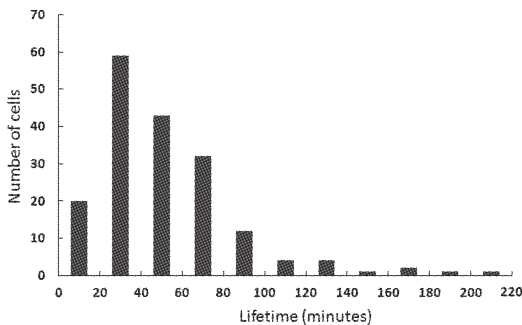
第7図は各降水セルが生涯の中で示したエコー頂高度の最大値 (以後「エコー頂高度」という) のヒストグラムである。エコー頂高度は4kmから始まり14kmまでは漸増している。特徴的なことは総数の55%にあたる98個の降水セルにおいて、エコー頂高度が浮力消滅高度の高度14kmを超し、レーダーの測定限界である15kmまで達していることである。エコー頂高度の平均値は12.3kmである。14kmの浮力消滅高度は当日館野における09時の高層観測にもとづく値である。日射による地面加熱、それによる上向き顕熱フラックスの増加、さらに大気境界層の発達を考慮すると、解析時間内の浮力消滅高度は日中には朝9時の値より大きくなっていった可能性がある。またレーダーの測定限界を超え、15.8kmの対流圏界面を越した (overshooting) 積乱雲もあったと思われる。一方、約半数の降水セルが浮力消滅高度に達しなかった原因として、成層の不均一、発達途中での周囲からの不飽和空気のエントレインメント、周辺に発達した積乱雲の補償下降流の存在が考えられる。



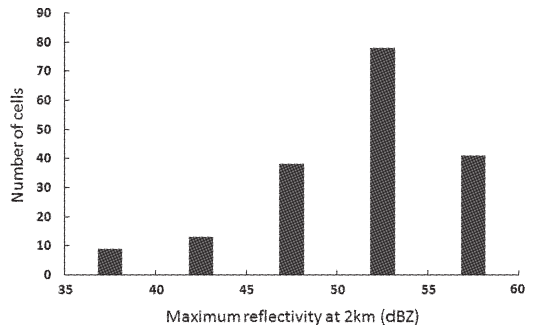
第5図 各降水セルが生涯の中で達した最大面積 (水平サイズ) のヒストグラム。



第7図 各降水セルが生涯の中で示したエコー頂高度の最大値のヒストグラム。



第6図 降水セルの寿命のヒストグラム。



第8図 降水セルの高度2kmにおける反射強度の最大値のヒストグラム。

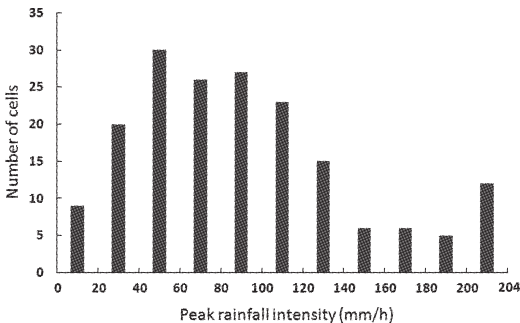
#### 4.2 反射強度, 降水強度, 総降水量

第8図は各降水セルがその生涯の中で示した  $Z_{2km}$  の最大値のヒストグラムである。  $Z_{2km}$  の最大値は総数の66% (119個) の降水セルにおいて50dBZを超えており, 同22% (41個) では55~60dBZという特に大きな値を示した。

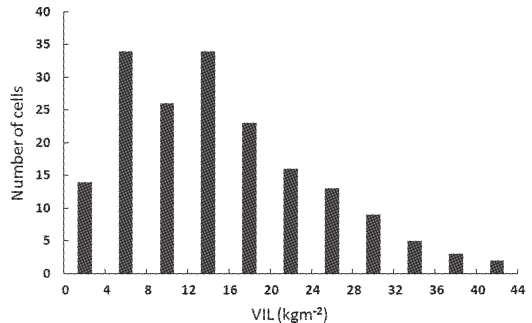
第9図は各降水セルにおける高度約2 kmの降水強度 (mm/h) の最大値のヒストグラムである。この降水強度は気象庁の解析雨量を求める手法 (Makihara 2000) を適用して, 高度約2 kmにおける反射強度から算出している (付録1)。67% (120個) の降水セルが一時的ではあるが60mm/h以上の「非常に激しい雨」をもたらし, 半数の94個では80mm/h以上の「猛烈な雨」の降り方を示したことがわかる。さらに17個の降水セルでは180mm/hを超える特に強い降水強度が現れている。200~204mm/hにひとつのピークがあるが, これは反射強度の観測値を降水強度に変換する際に降水強度の上限を204mm/hに固定してい

るためである。

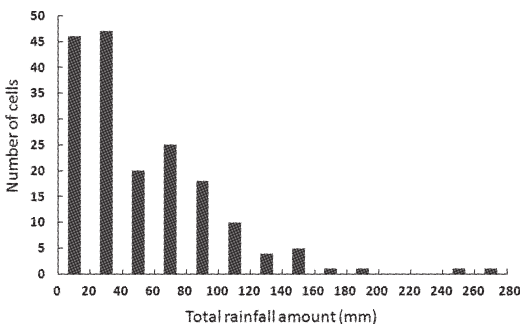
第10図は各時刻における各降水セル内の降水強度のピーク値を1/6とし, それを降水セルの生涯にわたって積算した値 (ここでは「総降水量」という) のヒストグラムである。約半数にあたる93個の降水セルでは総降水量は40mm未満であった。次に60~80mmにピークが現れその後漸減していくが, 240~280mmという大きな値を示す降水セルが2つあった。この日の降水セルは移動速度が小さく停滞気味であったことも原因として, 第4図の解析雨量の分布に示すように比較的大きな雨量がいくつかの地域にもたらされた。大雨警報の発表基準は市町村によって異なるが, 首都圏では1時間降水量60mm前後を基準のひとつとしている。当日には66個 (総数の1/3) の降水セルが60mm以上の総降水量を示した。ただし大雨警報との関連を見るには降水継続時間 (寿命) を考慮する必要があるため, これについては4.4節で議論する。



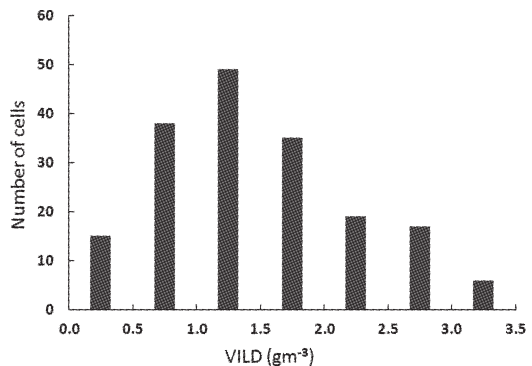
第9図 降水セルの高度約2 kmにおける降水強度の最大値のヒストグラム。



第11図 降水セルにおける鉛直積算雨量 (VIL) の最大値のヒストグラム。



第10図 各時刻の各降水セルにおける降水強度のピーク値を1/6とし, それらを降水セルの生涯にわたって積算した値 (総降水量) のヒストグラム。



第12図 降水セルにおける鉛直積算雨量密度 (VILD) のヒストグラム。

### 4.3 鉛直積算雨量

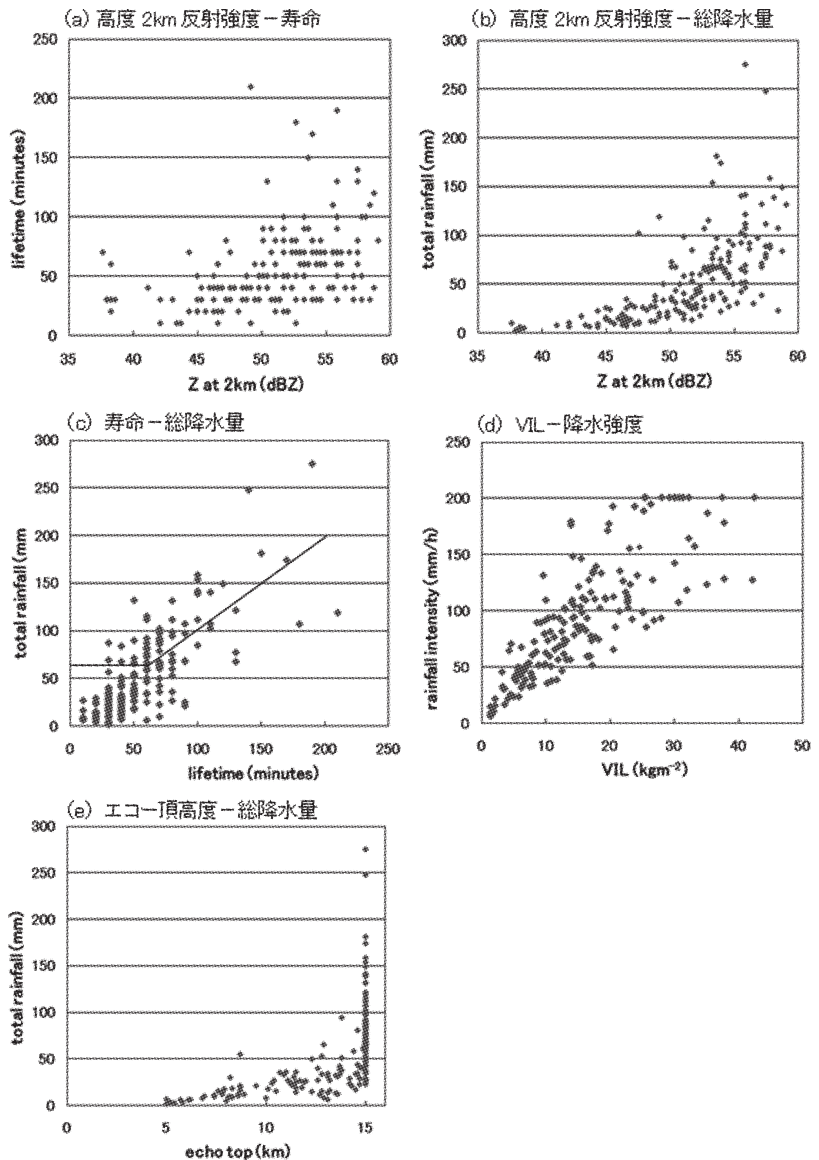
第11図は各降水セルが生涯で示した VIL の最大値のヒストグラムである。これは $1.4\sim 42.4\text{kgm}^{-2}$ に分布しており、平均値は $15\text{kgm}^{-2}$ であった。VIL は気温と水蒸気の鉛直プロファイルや積乱雲内の鉛直流の大きさに依存する。第2図dの気温と相対湿度の鉛直分布から可降水量を算出すると、館野では $65\text{kgm}^{-2}$ 、八丈島では $43\text{kgm}^{-2}$ であった。可降水量は水蒸気の水水平フラックスの収束・発散などによって増減し、一方VILは凝結生成物の水平移流などによって増減するから両者を単純に比較できないが、今回のVILの最大値はラジオゾンデ観測から算出された可降水量の値を超えておらず、妥当な範囲にあるものと思われる。

VILの値をエコー頂高度で除すことによって得られる鉛直積算雨量密度(VILD: VIL Density)は降水セル内の雨量の平均値と見ることができる。第12図によると、VILDは $1.0\sim 1.5\text{gm}^{-3}$ をピークとして $0.5\sim 3.4\text{gm}^{-3}$ の範囲に分布している。VILDの物理的意味はこれまで多くは議論されていないが、VILDの値が $4\text{gm}^{-3}$ 以上では直径19mm以上の降電があり、 $3.5\text{gm}^{-3}$ より小さいとほとんど降電はないという報告がある(Amburn and Wolf 1997)。内田ほか(2010)は全国の降電事例を調べ、VILDが $3.5\text{gm}^{-3}$ 以上、積乱雲内のZの最大値が55dBZ以上、エコー頂高度が8 km以上の3つの条件が満たされた時、上空に電が存在するというアルゴリズムを提案し

た。当日にはVILDが $3.5\text{gm}^{-3}$ を超える降水セルはなかった。このため、この日に発生した積乱雲に電が含まれていた可能性は少なかったと考えられる。

### 4.4 レーダー指数相互の関係

第13図の散布図によってレーダー指数や各統計量の相互の関係を見る。第13図aによると $Z_{2\text{km}}$ の最大値が大きいほど降水セルの寿命は長いという傾向はあるが、両者の間に1対1に近い関係は見られない。



第13図 レーダー指数相互間の散布図。

第13図bによると  $Z_{2km}$  と総降水量との間には正の相関が認められるが、分散は大きい。第13図cによると降水セルの寿命と総降水量との間には正の相関が認められるが、50分間の寿命の中で130mm という激しい雨を降らせた降水セルもあった。大雨警報の基準として1時間雨量60mmを想定し当日の降水セルが全く移動しなかったとすると、第13図c内の折れ実線以上に位置する降水セル、すなわち総数の約1/3の降水セルが大雨警報の対象となったことになる。

降水強度は積乱雲の雲底付近での雨水の下向きフラックスであり、VILは積乱雲内の雨水の総量であるから、降水強度とVILの間には何らかの関連があることが期待される。第13図dによると、確かに両者の間に正の相関は認められるが、両者を1対1に関係づけることはできない。VILの算出において固定された雨滴粒径分布を使用するとともに、融解層や氷晶の存在を考慮していないことによるVILの値の誤差、上空の雨水が雲底まで達するまでの時間遅れなどを考慮していないことが、両者間の分散を大きくしている原因であると思われる。

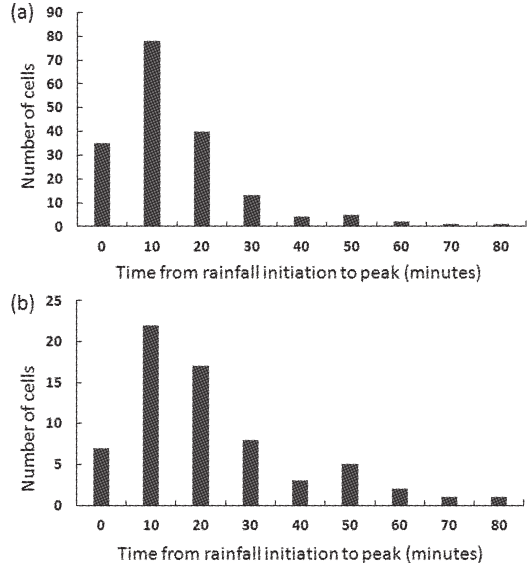
エコー頂高度と総降水量との関係を見ると(第13図e)、各高度において総降水量の上限が存在するように見える。これは積乱雲内での雨水の生成が上昇流の強さに依存し、強い上昇流を持つ雲ほど背が高くなるという一般的傾向に対応している。

#### 4.5 移動

179個の降水セルは一見するとそのほとんどが独立に発生し消滅しており、線状などに組織化されることはなかった。当日の風の鉛直シアが弱いことがその一因と考えられる。個々の降水セルの移動速度はごく小さく、最も移動速度が大きかったA域及びB域であっても北北東に向かって  $2\text{ms}^{-1}$  程度であった。当日12時過ぎから東京都区部と神奈川県北部に発生した降水セル群(第4図のC、D、E域)は西に向かってゆっくりと移動したように見えた。しかし詳細に見ると、ひとつの降水セルの隣に新しい降水セルが発生する一方、既存の降水セルが衰弱し消滅するため、見かけ上降水セルが西に移動するようになる“伝播”の作用によるものが多かった。このほか、比較的狭い領域に密集して降水セルが発生したので、それまで2つであった降水セルが1つの降水セルとなる“併合”のプロセスも見られた。

#### 4.6 エコー発生から降雨のピークまでの時間

気象予報の現場においては、積乱雲を認識してから



第14図 高度2kmに降水セルが出現してから地上降雨がピークに達するまでの所要時間のヒストグラム。(a)179個の降水セル、(b)総降水量60mm以上の66個の降水セル。

それに伴う雨がピークに至るまでの時間は大きな注意点である。179個の各降水セルに関して、高度2kmに降水セルが出現してから降水強度のピークが現れるまでの時間を調べた。第14図aによるとこの時間は10分にピークがあり、これに20分、0分(同時)と続く。166個(総数の93%)の降水セルにおいて30分以内に降水のピークが現れた。総降水量が60mm以上の66個の降水セルが大雨をもたらす可能性があると思なし、第14図aと同様のヒストグラムを作ると(第14図b)、降水のピークは同じく10分にあり、これに20分、30分、0分と続く。ただしこの場合、第14図aより20、30分の比率が大きくなっている。いずれにせよ、レーダーエコーを監視しながら積乱雲にともなう降雨のピーク時刻を予測し、大雨警報を発表しようとするとき、ほとんどの事例でレーダー画面上に降水セルを認識してから10~30分程度の時間的猶予しかなく、さらに20%の降水セルではレーダーによって降水セルが認識されると同時に地上で降雨のピークが起きていた。これらのことは第1節で述べたように、レーダーにより積乱雲を監視し大雨警報をタイミング良く発表することが困難であること(大久保ほか2007)を裏付けている。



#### 4.7 雑司が谷に大雨をもたらした降水セル

東京都豊島区豊島出張所の雨量計は当日11時50分から13時30分までの100分間に134mmの「猛烈な雨」を記録し、これによって雑司が谷の下水道工事現場において事故が起きた（東京都下水道局 2008）。当日11時00分に東京都区南部に発生したひとつの降水セルはゆっくり北上し、その前方にできた別の積乱雲を併合しながら豊島区に達してこの大雨をもたらした。この降水セルが特別な積乱雲であったのか否かを知るため、水平サイズ・寿命・総降水量について179個の降水セルの累積ヒストグラムを作り、その上でのこの降水セルの順位を調べた（図略）。発生から併合そして消滅までを見ると、この降水セルの水平サイズは63 km<sup>2</sup>（相当直径 9 km、累積頻度順位96%）、寿命は110分（同順位95%）、レーダーから推定した総降水量は175mm（同順位97%）であった。したがって雑司が谷に大雨をもたらした降水セルは、水平サイズ、寿命、総降水量のいずれに関しても179個の降水セルの中ではその上位に位置していたことがわかった。

#### 4.8 他事例との比較

今回の調査対象は首都圏とその周辺で1日に179個もの積乱雲が発生した事例であった。1999年～2010年に東京都区部を中心に発生した気団雷の発生状況を調

べた。それによると、この12年間の延べ132日において気団雷の発生が見られ、年々変動は大きいものの年間の気団雷の平均発生日数は11日であった。その中でも今回の事例のように水平サイズの小さい積乱雲が散在して多数発生する事例は年間に1～10日、平均では5日程度であった。2008年はこのタイプの気団雷の発生日数が特に多く（10日）、この12年間の中では最多であった。そして当日の積乱雲の発生数は、1日の発生数としてはこの12年間の中で最多であった。これにより今回の事例は、小規模で組織化されないタイプの気団雷が特に集中して発生する代表的な事例であったことがわかった。

今回のような統計解析は国内では行われた例がないので、今回の結果を海外における積乱雲スケールのレーダーエコーの統計解析結果と比較した。第2表はLopez (1976), Potts *et al.* (2000) によるまとめに今回の結果を追加したものである。各値は特に大きな観測値に引きずられて平均値が大きくなるように元データをもとに幾何平均として再計算している。積乱雲の発生・発達には大気の成層、風の鉛直シア、地形などさまざまな要素が寄与するが、今回はそうした点は考慮せず、水平サイズ、エコー頂高度、寿命について各平均値を単純に比較した。

第2表 世界各地における対流性レーダーエコーの分布に関する統計値。

事 例	地 域	水平サイズ 相当円直径 (km)	エコー頂高度 (km)	寿 命 (分)
今回 (2008)	東京都とその周辺	5.5	12.3	47.8
Mather (1949)	Massachusetts	6.2	3.2	
Battan (1953)	SW Ohio	3.6		21
Blackmer (1955)	Massachusetts			44.7
Dennis and Fernald (1963)	Eniwetok	1.8		
Battan (1967)	Arizona		8.9	
Gerrish (1969)	Miami over water		5.7	
Hudlow (1971)	Barbados	2.3		
Miller <i>et al.</i> (1975)	NW Dakota	3.3		
Lopez (1976)	NW Atlantic	5.2	4.5	2.2
Biondini (1976)	Florida			32.3
Houze and Cheng (1977)	Atlantic tropics (GATE)	4.4	4.1	
Ishihara (1985)	Equatorial western Pacific (MONEX)		2.9 算術平均	
Dixon (1994)	Colorado	6.4	8.8	
DeMott and Rutledge (1998)	West Pacific (TOGA COARE)		5.4	
Potts <i>et al.</i> (2000)	Sydney	7.3	5.3	

第2表によると水平サイズ(相当円直径)については、10事例では1.8kmから7.3kmに分布しており、今回の事例はこれらのほぼ平均値にあたる5.5kmであった。水平サイズには地域性は認められない。Potts *et al.* (2000) によるオーストラリアのシドニー周辺での夏季の積乱雲の統計解析では、反射強度30dBZをしきい値として積乱雲を定義し、水平スケールの平均として7.3kmを得た。今回のしきい値は35dBZであったので、しきい値を30dBZに下げると、今回の水平スケールは3割程度増え、平均値は6.4kmとなり、Potts *et al.* (2000) の値に近づいた。

エコー頂高度について見ると、今回の平均値である12.3kmは他の事例の値にくらべて特に大きい。ただし対流の到達高度は熱的成層に依存するので、熱的成層が異なる他の地域と比較することはあまり意味がないかもしれない。Potts *et al.* (2000) は、エコー頂高度のしきい値を30dBZに設定し5.3kmという値を得たが、今回の事例のように12dBZをしきい値とすれば、彼らの結果はより大きな値を示すであろう。寿命について調査した事例は5件と少なかったが、この中では今回の事例は相対的に大きな値を示した。

## 5. まとめ

東京都豊島区雑司が谷において局地的大雨が発生した2008年8月5日の日中9時間に、東京都とその周辺地域には179個の積乱雲(降水セル)が発生した。これらの降水セルの形態を分類し、統計的性質を調べた結果は以下のとおりである。

- 各降水セルの生涯における最大の大きさ(水平サイズ)は、総数の1/3が10km<sup>2</sup>(相当円の直径3.5km)以下であり、平均値は24km<sup>2</sup>(同5.5km)、最大は82km<sup>2</sup>(同10.2km)であった。
- 降水セルの寿命の最頻値は20~40分にあり、全体の86%が80分以下であった。一方、120分から220分に達する長寿命の降水セルが13個あった。
- 総数の約半数の降水セルのエコー頂高度はレーダーの測定限界である15kmまで達しており、これは当日09時の館野の高層観測から算出される14kmの浮力消滅高度を1km上回る値であった。
- 降水セルがもたらした降水強度の最大値を見ると、一時的ではあるが67%の降水セルが60mm/h以上の非常に激しい雨を示し、半数の94個では80mm/h以上の猛烈な雨の降り方を示した。
- 各降水セルがもたらす総降水量の最大値(計算値)は、約半数では40mm未満であったが、総数の1/3では60mm以上を示した。
- VILは1.4~42.4kgm<sup>-2</sup>に分布しており、平均値は15kgm<sup>-2</sup>であった。VILの最大値は当日09時の館野の高層観測結果から算出される可降水量の7割程度であった。
- 各降水セルにおける2つの指数、例えば高度約2kmにおける反射強度の最大値と寿命などの組み合わせは正の相関を示すが、どの組み合わせであっても分散は大きかった。
- 当日は対流圏中下層の風が弱かったことから、降水セルの移動速度は2ms<sup>-1</sup>以下と小さかった。既存の降水セルに隣接して新しい降水セルが発生する伝播の作用によって、見かけ上移動した降水セルもあった。
- 179個の積乱雲を対象として、レーダーによって積乱雲が認識されてから地上で降雨のピークが現れるまでの時間を調べたところ、その値はほとんどのケースで10~30分であった。これは積乱雲を監視し大雨警報をタイミング良く発表することの困難さを裏付ける結果である。
- 雑司が谷大雨をもたらした降水セルは、水平サイズ、寿命、総降水量のいずれにおいても当日の降水セル群の中では上位に位置した。
- 海外における同種の統計解析結果と比較した結果、今回の降水セルの水平サイズは海外の結果とほぼ同等であったが、エコー頂高度と寿命は大きかった。

今回の調査によって夏季の1日には限られるが首都圏に発生した積乱雲群の形態上の性質を理解することができた。次の第2部(石原2012)では今回の結果を基礎資料として、積乱雲がもたらす局地的大雨に対して大雨警報などの防災情報をより早く、より精度よく発表するための手法を議論する。なお今回の解析結果は不安定降水に関する予報業務の基礎資料、あるいは数値予報、特にメソアンサンブル数値モデル(斉藤・國井2009)などの検証資料としても利用できると思われる。

## 謝辞

本調査で使用した3次元レーダーデータは気象庁観測部から提供を受けました。気象庁予報部宮城仁史氏からは3次元レーダーデータに関する詳細な情報をい

いただきました。降水セルを半自動で追跡するプログラム及びアーカイブデータから特定領域のデータを抽出するプログラムは、同庁観測部の佐藤俊裕氏及び枝元勝悟氏（現在和歌山地方気象台）がそれぞれ作成しました。付録1については気象庁の牧原康隆氏からご助言をいただきました。天気編集委員会の藤部文昭氏と茂木耕作氏、及びお二人の査読者からは多くの貴重なご意見をいただきました。皆様に感謝いたします。本調査は文部科学省の科学技術戦略推進費による2010～2014年度研究プロジェクト「気候変動に伴う極端気象に強い都市創り」のサブ課題「稠密観測による極端気象のメカニズム解明」の予備調査として実施した。

### 参 考 文 献

- Amburn, S. A. and P. L. Wolf, 1997: VIL density as a hail indicator. *Wea. Forecasting*, **12**, 473-478.
- Battan, L. J., 1953: Duration of convective radar cloud units. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 227-228.
- Battan, L. J., 1967: Silver Iodide Seeding and Radar Echoes from Convective Clouds. Institute of Atmospheric Physics Sci. Rep. No.23, The Univ. of Arizona, 11pp.
- Biondini, R., 1976: Cloud motion and rainfall statistics. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 205-224.
- Blackmer, R. H. Jr., 1955: The lifetime of small precipitation echoes. *Proceedings 5th Weather Radar Conf.*, Asbury Park, NJ, Amer. Meteor. Soc., 103-108.
- Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford Univ. Press, 487-488.
- DeMott, C. A. and S. A. Rutledge, 1998: The vertical structure of TOGA COARE convection. Part I: Radar echo distributions. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2730-2747.
- Dennis, A. S. and F. G. Fernald, 1963: Frequency distributions of shower sizes. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 767-769.
- Dixon, M. J., 1994: Automated Storm Identification, Tracking and Forecasting - A Radar-based Method. Cooperative Thesis 148, National Center for Atmospheric Research, 181pp.
- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002: 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. *天気*, **49**, 395-405.
- Gerrish, H. P., 1969: Mesoscale studies of instability patterns and winds in the tropics. Radar Meteorological Laboratory, Institute of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, 77pp.
- Greene, D. R. and R. A. Clark, 1972: Vertically integrated liquid water - A new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 548-552.
- Hirano, K and M. Maki, 2010: Method of VIL calculation for X-band polarimetric radar and potential of VIL for nowcasting of localized severe rainfall - Case study of the Zoshigaya downpour, 5 August 2008-. *SOLA*, **6**, 89-92.
- Houze, R. A. Jr. and C-P, Cheng, 1977: Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the summer season. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 964-979.
- Hudlow, M.D., 1971: Three dimensional model of precipitation echoes for X-band radar data collected during BOMEX. *Bomex Bulletin No.10*, BOMAP Office, NOAA, 51-63.
- Ishihara, M., 1985: Statistical analysis of radar echoes observed in the equatorial western Pacific during summer MONEX in 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 210-225.
- 石原正仁, 2012: 2008年雑司が谷大雨当日における積乱雲群の振舞いと局地的大雨の直前予測 II - 積乱雲に伴う局地的大雨の直前予測の試み-. *天気*, **59**, 563-577.
- Kato, A. and M. Maki, 2009: Localized heavy rainfall near Zoshigaya, Tokyo, Japan on 5 August 2008 observed by X-band polarimetric radar - Preliminary analysis-. *SOLA*, **5**, 89-92.
- 河野沙恵子, 市川 寿, 林 広樹, 2008: 2005年8月15日に東京23区西部で短時間強雨をもたらした雷雲の解析. *天気*, **55**, 832-836.
- 気象庁, 2002: 地上気象観測指針. 77-97.
- 気象庁, 2011: 気象等の知識・予報用語・降水. 気象庁HP. [http://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownyougo\\_hp/kousui.html](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownyougo_hp/kousui.html) (2012.4.2閲覧)
- 気象庁観測部, 2009: レーダーデータの品質管理と新しいレーダー観測資料の利用. 気象庁測候時報, **76**, 1-113.
- Lopez, R. E., 1976: Radar characteristics of the cloud populations of tropical disturbances in the northwest Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 268-283.
- 真木雅之, 2010: 都市型水害. *天気*, **57**, 167-169.
- Makihara, Y., 2000: Algorithms for precipitation nowcasting focused on detailed analysis using radar and raingauge data. *Tech. Rep. MRI*, (39), 63-111.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Mather, J. R., 1949: An investigation of the dimensions of precipitation echoes by radar. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **30**, 271-277.

- Miller, J. R. Jr., A. S. Dennis, J. H. Hirsch and D. E. Cain, 1975: Statistics of shower echoes in western North Dakota. Preprints 16th Radar Meteor. Conf., Houston, Tex., Amer. Meteor. Soc. 391-396.
- 村 規子, 2009: 2008年8月5日に東京都で発生した局地的な大雨についての事例解析とJMANHMによる再現実験. 天気, 56, 933-938.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002: SAFIRで観測した夏期の関東地方における雷雲と大気環境. I: 雷雨活動の概観と雷雨発生メカニズム. 天気, 49, 541-553.
- 大久保 篤, 益子直文, 坂巻 昇, 西 峰雄, 長田栄治, 高見敏彦, 2007: シナリオに基づく東京地方における暖候期の不安定降水予測—大雨注意報・警報のリードタイムの改善に向けて—. 気象庁研究時報, 59, 41-55.
- Potts, R. J., T. D. Keenan and P. T. May, 2000: Radar characteristics of storms in the Sydney area. Mon. Wea. Rev., 128, 3308-3319.
- 斉藤和雄, 國井 勝, 2009: 第4回WWRP北京オリンピック2008予報実証実験/研究開発プロジェクト (B08 FDP/RDP) ワークショップ報告. 天気, 56, 647-654.
- 東京都下水道局, 2008: 雑司ヶ谷幹線再構築工事事故調査報告書. 12pp.
- 上杉忠孝, 田中恵信, 2008: 2000年7月4日に起きた東京都心における短時間強雨の発生機構. 天気, 55, 23-36.
- 内田顕司, 溝本 悟, 澤田睦子, 石原正仁, 2010: 気象レーダーによる雹(ひょう)の監視の試み. 天気, 57, 646-650.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 175pp.
- 付録: レーダーから得られた降水強度値の補正**  
ここでは, Makihara (2000) による「解析雨量」の算出手法を概説する. まずレーダー観測から得られる高度約2 kmにおける反射強度( $Z$ )の値を Marshall and Palmer (1948) の  $Z-R$  関係式 ( $Z=200R^{1.6}$ ) によって降水強度( $R$ )に変換する. 次にレーダーの観測領域全体においてレーダーから算出した1時間平均降水強度とアメダス雨量計の1時間積算平均雨量値を比較してひとつの1次補正係数を求め, さらにレーダービームの通過高度による補正を加味して1 kmメッシュごとの暫定雨量値を求める.  
次に雨量計が設置されているメッシュにおいて, この暫定雨量値と雨量計値とを比較し2次補正係数を求める. 最後に50km四方内の複数の2次補正係数から重み付き内挿により1 kmメッシュごとの3次補正係数を求め, これによって雨量値(解析雨量)の最終値を得る. 本文第9図は, レーダー観測から10分ごとに得られる降水強度の値に3次補正係数を適用して補正して得られた降水強度の値である. なお, 上記の「1~3次補正係数」はここでの説明の都合上用いた用語である.

## Radar Echo Population of Thunderstorms Generated on the 2008 Zoshigaya-rainstorm Day and Nowcasting of Thunderstorm-induced Local Heavy Rainfalls

### Part I: Three-dimensional Radar Echo Population of the Thunderstorms

Masahito ISHIHARA\*

\* *Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency  
(Present affiliation: Kyoto University, Uji, 611-0011, Japan).*

(Received 8 March 2011; Accepted 19 March 2012)

## Abstract

A radar echo population of 179 thunderstorms generated in the Tokyo metropolitan area on 5 August 2008, when the Zoshigaya-rainstorm occurred at the center of Tokyo, is presented. The analysis was made using the 3-dimensional radar data of Japan Meteorological Agency. One third of the total convective cells had diameters less than 3.5 km and the average diameter was 5.5 km. The mode of the lifetimes of the cells was from 20 to 40 minutes, and 88% of the cells diminished up to 60 minutes after their initiation. The echo top of the half of the cells reached 15 km, which was the limit of the radar observation. Although the rainfall amount estimated from radar echo was less than 40 mm for the half of the cells, and 1/3 of the total cells counted more than 60 mm. Vertically integrated liquid water (VIL) ranged from 1.4 to 42.4 kgm<sup>-2</sup>. The maximum VIL was equivalent to 70 % of the precipitable water estimated from the upper sounding on the day. The traveling speed of the cells was less than 2 ms<sup>-1</sup> in accordance with weak wind velocities in the lower to middle troposphere. The time from echo initiation to rainfall peak was as short as 10 to 30 minutes for almost all the cells. The thunderstorms consisting of the Zoshigaya-rainstorm ranked to the highest-class in horizontal size, lifetime and total rainfall amount among 179 thunderstorms. The horizontal size of cells in our case was nearly equal to the cases reported for other areas in the world, whereas the echo top height was larger than those of the other cases.

---