

群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性

岩崎博之*・大林裕子*

要旨

関東地方に雹をもたらす積乱雲の発生・発達過程についての基礎的な知見を得ることを目的として、群馬県に雹をもたらした積乱雲(以後、単に積乱雲)の出現特性を降雹調査データとレーダデータを用いて調べた。その結果、次の特徴が見い出された。

(1) 1989年から1996年までの46降雹日の内、レーダエコーと対応できた降雹報告が71事例(39降雹日)認められた。

(2) 山岳域では日射の強い14時～16時の時間帯に降雹をもたらす積乱雲の発生頻度が高い。それに対して、3方向を山岳域に囲まれた半盆地域では、日射の強い14～16時と日射が弱まった18～19時の2つの時間帯に積乱雲が発生する傾向にあった。北関東地方に卓越する熱的局地循環が積乱雲の発生する時間帯に影響すると考えられた。

(3) 移動方向が急変する積乱雲が認められ、それらは等高線に沿って移動することが多い。

(4) 降雹後、エコーの形態がライン状に変化する5つの積乱雲が認められた。エコーの形態がライン状に変化した領域は、半盆地域と平野部の境界に対応する群馬県と埼玉県の間境付近に限られ、その時間帯も19時～21時に限られていた。

1. はじめに

暖候期の北関東地方では、発達した積乱雲から雹が頻繁にもたらされる。この領域の降雹の研究は、雹害報告を基にした気候学的研究がなされている。一般的な特徴として、雹害の多発地域は山岳などの大きな地形が関与し、実際に降雹が起きた地点はより小さなスケールの山体、河川や谷などの地形が関与するらしいと報告されている(小元, 1971; 吉野ほか, 1987)。また、吉野ほか(1987)は、突風を伴った降雹が、群馬と埼玉の間境付近に集中することを示しており、北関東の山岳と平野域が作る100 km スケールの地形が降雹をもたらす積乱雲の振舞に影響している可能性もある。

降雹が報告されやすい日の特徴として、大気的不安定度(シュワルター安定指数)が高いだけでなく、500

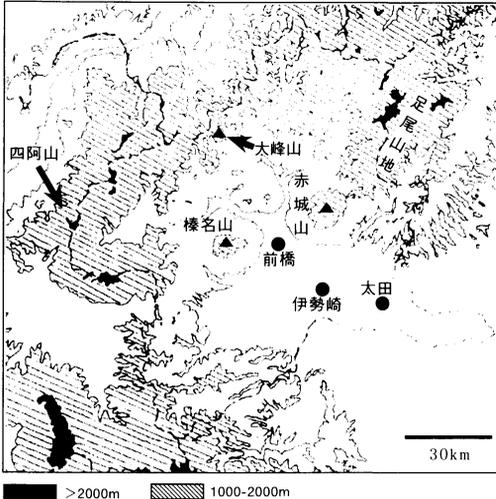
hPa面の気温が低いことも指摘されている(小元・米谷, 1976)。同程度のシュワルター安定指数でも、5-6月よりも7-8月の500 hPa面気温が高い傾向にあり(吉野ほか, 1987)、季節により積乱雲の発生し易い大気状態の特徴が異なることを示唆している。しかし、激しい雹害が起きた日でも、その周辺に雹を伴わない発達した積乱雲が観測されることは珍しくない。降雹の地域性や雹形成過程の理解には、雹害資料や総観規模の大気条件の解析のみならず、個々の積乱雲の発達過程の解析も不可欠である。

降雹を伴う積乱雲の振舞は、レーダを利用して研究されている。小元ほか(1976)は、群馬県南部で行ったレーダ観測から、降雹をもたらした積乱雲の振舞には孤立型、融合型と分離型があることを指摘し、その具体例として、山体の影響を受けたと考えられるレーダエコーの振舞を報告している。しかし、降雹の有無に拘わらず、関東地方では観測に基づく積乱雲の系統的研究は少ない。海外ではレーダデータを使った降雹を伴った積乱雲の事例解析を通して、積乱雲の雲力

* 群馬大学教育学部。

—1997年9月30日受領—

—1998年6月5日受理—



第1図 群馬県とその周辺の地形。実線は標高400 m, 斜線域は標高400-2000 m, 黒塗り域は標高2000 m以上, 破線は県境を示している。

学的特徴や雹の形成過程の研究は行われているが(例えば, Browning and Ludlam, 1962; Browning and Foote, 1975; Browning *et al.*, 1976), 数多くの事例解析に基づいた降雹をもたらした積乱雲の発達過程の特徴を明らかにするまでに至っていない。

これまででは, 降雹調査と積乱雲を結び付ける情報が絶対的に不足していたため, それぞれ個別に研究を行わざるを得なかった。しかし, 近年, 群馬県農政部では県内の詳細な降雹調査データを蓄積しつつあり, また, 1989年以降ならばデジタル化されたレーダデータが気象庁から入手可能となり, 数多くの降雹をもたらした積乱雲の発生・発達過程を解析できる環境が整いつつある。本論文では, 群馬県に雹をもたらす積乱雲の発生・発達過程についての基礎的な知見を得ることを目的として, 降雹調査とレーダデータを組み合わせることで解析することにより, 雹をもたらした積乱雲の基本的な特徴を記述する。第1図に示すように群馬県は, 南東部が関東平野につながり, その3方向は山岳に囲まれた半盆地域であり, この地形が降雹を伴う積乱雲の発達過程に及ぼす影響についても考察を行う。

2. データ

解析には, 次のデータを利用した。

① 群馬県気象年報

前橋地方気象台で編集された群馬県気象年報には,

農作物の雹害状況が記載されている。この資料を用いて, 1989年から1996年の雹害報告の季節変化の調査と1989年から1993年までの雹をもたらした積乱雲の同定を行った。雹害の発生時間が書かれていない事例もあり, その場合は, 地方紙である上毛新聞の記事を使って発生時間を調べた。

② 群馬県降雹発生状況

1994年から1996年までの群馬県における降雹発生状況が群馬県農政部農業技術課でまとめられている。気象年報に記載されている雹害状況の基礎資料であり, 気象年報に載らない軽微な雹害や雹害に至らなかった降雹についても現地調査に基づいた発生地点・時間が記録されている。1994年以降の降雹をもたらした積乱雲の同定には, この降雹報告を利用した。

この降雹報告は, 降雹に伴う農作物の被害を知る目的で作成されているため, 真の降雹の実態とは言えない。しかし, 耕作地が多い群馬県においては, 今まで公表されているデータの中では最も一般性に富み, 信頼性が高いと考えられる。

③ 気象庁東京レーダ

1989年から1996年までに降雹地点と時間が特定できた日の東京レーダ(波長5 cm; 第8図のR)のデータを用いた。このデータには, 7.5分毎, 2.5 km 毎の高度約2 km における降水強度が6段階で記録されている。

④ 気象ゾンデデータ

解析領域に最も近い館野(第8図のT)の高層ゾンデデータを用いた。

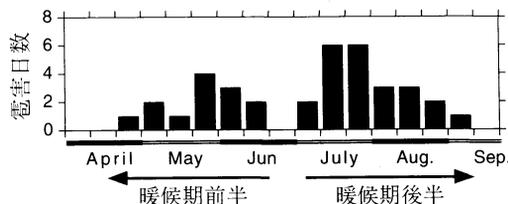
⑤ GMS 赤外面像

気象学会機関誌「天気」に掲載された12時(日本時間)の「日々の衛星画像」を用いた。この赤外面像において, 北関東がほとんど「雲」で覆われていた場合を「雲あり」, 広域の「雲」が認められない場合を「雲なし」に分類した。

3. 降雹をもたらした積乱雲の同定法

まず, 気象年報(1989-1993年)と降雹発生状況(1994-1996年)を基に, 行政区分を単位とした降雹地点・時間を決める。降雹時間は, 聞き取り調査を基にしているため, ± 30 分の誤差が含まれると考えた。次に, レベル4 (16-32 mm/hr) 以上のエコーが積乱雲に対応すると考え, 降雹地点・時間と矛盾しないエコー塊を「雹をもたらした積乱雲(以後, 積乱雲)」と定義した。

資料に記録されていた46降雹日の内, 39降雹日に71



第2図 1989年から1996年までの半月毎の電害日数。梅雨期を境に暖候期前半と後半に分けている。

個の積乱雲が同定された。同定されなかった7日の内、3日は前線に対応したエコー域が連続的に広がり、対応する積乱雲が特定できず、残り4日は降電時間にレベル4以上のエコー塊が確認できなかった。

積乱雲の出現特性を調査するにあたり、積乱雲の出現と消滅の定義を明確にする必要がある。降電に対応したエコー塊をさかのぼって追跡し、レベル4以上のエコー強度に達した地点を積乱雲の発生地点と定義する。レベル4以上のエコー塊の幾何学的中心の移動から積乱雲の軌跡を決め、レベル4未満になった段階を積乱雲の消滅とした。

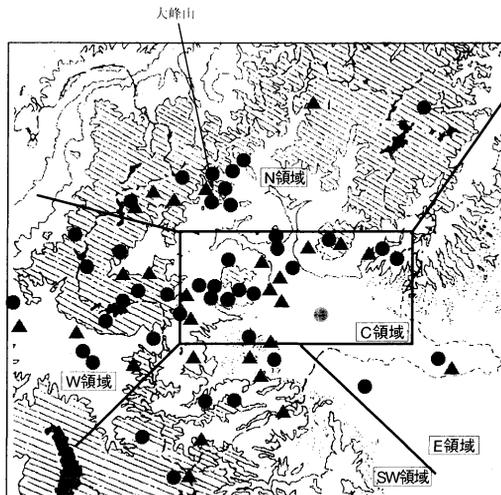
すべてのエコー塊が発生から消滅まで孤立しているとは限らない。エコー塊が周囲のエコーと区別ができなくなる場合を「融合」、エコー塊の近傍に移動方向が異なる新しいエコーが出現した場合を「分裂」と呼ぶことにする(後に示す第12図を参照)。そして、明瞭な「融合」と「分裂」を起こさずに消滅したエコー塊を「孤立」型と呼ぶことにする。小元ほか(1976)も波長3.2 cmのレーダを使い、融合型と分離型積乱雲を定義しているが、東京レーダは空間分解能が粗いため、彼らよりも大きなスケールの現象を対象としている。

また、東京レーダの時間・空間・強度分解能では、個々の積乱雲を連続的に追跡することは難しい。明らかに孤立したエコー塊については連続的な移動が調べられるが、本論文で解析した事例では新しい対流セルの発生による不連続な伝播の影響を受けた「位相としての移動」を調べていると考えられる。

4. 結果

4.1 過去8年間の電害日数の季節変化

気象年報に記載されている1989年から1996年までの旬毎の電害日数を第2図に示す。梅雨期に電害は少なく、5-6月と7-8月を中心に電害日数が多い。吉野ほか(1987)は、1961年以降の関東甲信越地方では梅



第3図 降電を伴った積乱雲に伴うエコー塊の発生地点。▲は暖候期前期、●は暖候期後半に積乱雲が発生したことを意味する。解析領域を5つの領域に区切っている。地形表記は第1図と同じ。

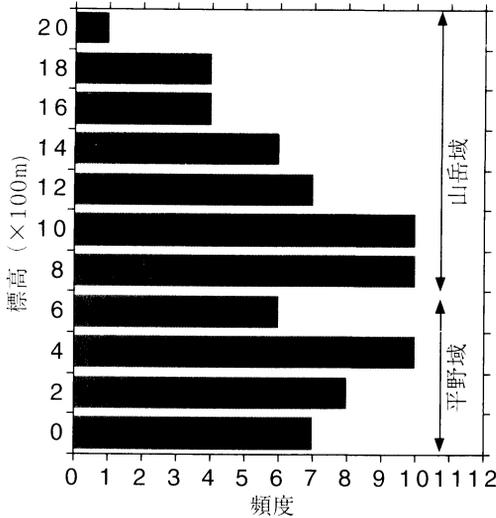
雨期以後にも電害日数の極大が現れることを指摘している。近年も、この傾向が続いている。ここでは、梅雨期を境に暖候期を前半と後半に分けることにする。

4.2 降電を伴った積乱雲の出現地点

積乱雲の出現地点を第3図に示す。群馬県の北東部や南東部の発生数は少ない。これは群馬県の降電報告を使っているため、栃木県や埼玉県に降電をもたらした積乱雲が含まれないためであろう。群馬県西部から北部の標高が1000 m以上の領域で暖候期後半に積乱雲の出現数が多いが、それ以外の特徴は明瞭ではない。しかし、後述するように領域によって積乱雲の振舞い特徴が見られ、その振舞いの特徴と出現地点の分布を基に、便宜的に、N領域、W領域、SW領域、C領域とE領域に分ける。

N領域では、南～南東斜面で積乱雲が発生しており、大峰山近傍に発生地点が集中している。SW領域では北斜面の発生数が多く、埼玉県との県境に対応した分水嶺でも積乱雲は発生している。つまり、両領域ともに、分水嶺を越えて群馬県に降電をもたらす積乱雲は少ない。それに対して、後に第11図でも示すようにW領域で発生した積乱雲は、分水嶺を越えて群馬県に降電をもたらす場合が多い。

3方向を山岳域に囲まれたC領域では、東西に帯状に積乱雲の発生地点が分布し、その北側の標高の低い領域では降電をもたらす積乱雲は発生していない。後



第4図 降雹を伴った積乱雲の発生地点の標高、800 mを境に、山岳域と平野域に分類してある。

述するように、18時00分から19時53分の時間帯(以後、18～19時の時間帯と略記)に発生する積乱雲は、1事例を除き、このC領域で発生している。

E領域では、群馬県に降雹を伴った積乱雲の発生数が少なく、特徴は見出せない。

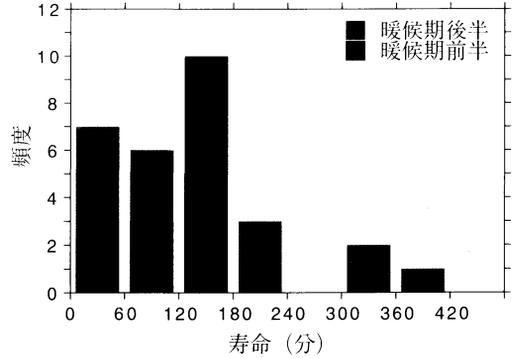
4.3 発生地点の標高と最大エコー強度

第4図は、積乱雲が発生した地点の標高の頻度分布である。標高600～1000 mと400～600 mで発生数の極大が見られる。ここでは、便宜的に、標高800 m未満を平野域、標高800 m以上を山岳域と呼ぶことにする。

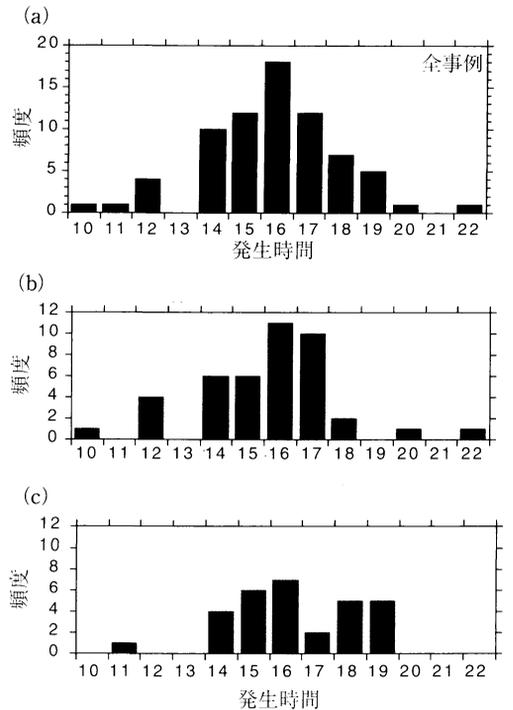
エコー塊が消滅するまで追跡された29個の孤立型積乱雲では、最大エコー強度と発生地点の標高に相関が認められた。最大エコー強度がレベル6 (64 mm/hr以上)の積乱雲は1個、レベル5 (32-64 mm/hr)は24個、レベル4は4個観測されている。レベル6に達した積乱雲は標高1400 m以上の地点で発生し、レベル4のみで消滅した積乱雲はすべて標高800 m以下の地点で発生した。発生地点の標高が低くなると、最大エコー強度の弱い積乱雲の占める割合が増す。

4.4 孤立した積乱雲の寿命

29個の孤立型積乱雲の寿命の頻度分布を第5図に示す。平均寿命は136分であり、最大寿命は375分であった。180分以上の寿命を持つ孤立型積乱雲は、暖候期後半のみに出現している。しかし、第11図に示すように、暖候期前半には融合や分裂した事例が多く、その中には、融合や分裂後に長続きした積乱雲も存在していた。



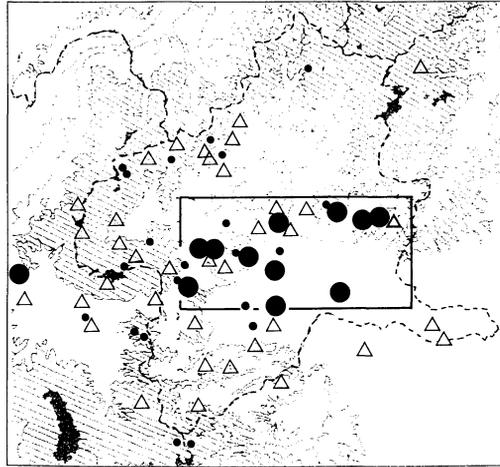
第5図 降雹を伴った孤立した積乱雲の寿命。



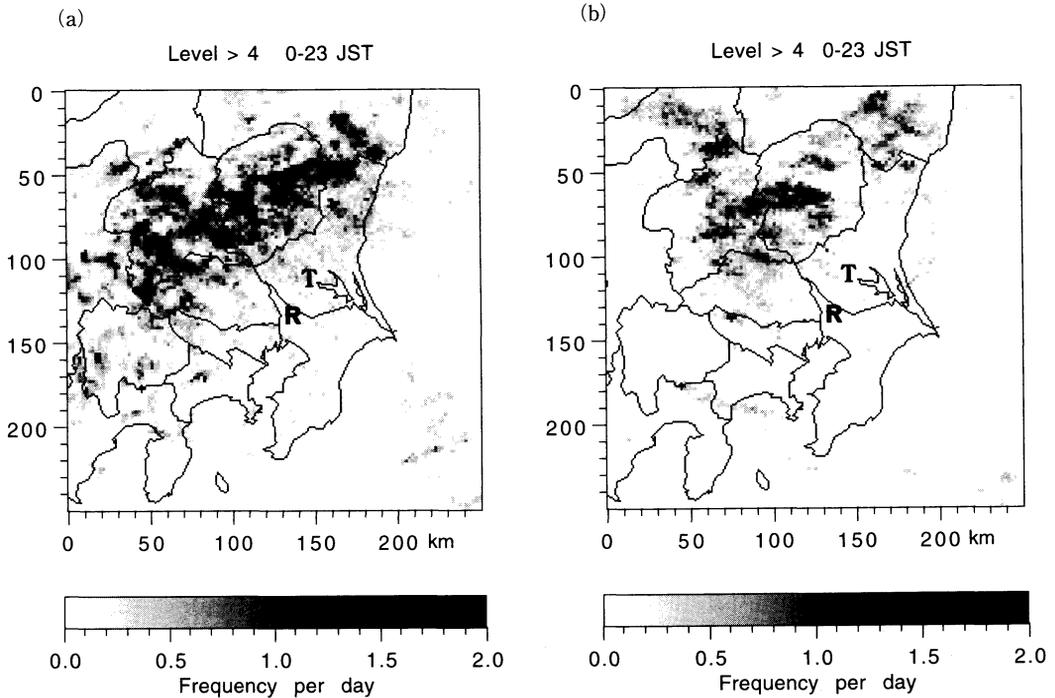
第6図 降雹を伴った積乱雲の発生時刻。(a)全ケース(71事例)について、(b)標高800 m以上で発生した積乱雲について、(c)標高800 m未満で発生した積乱雲について。

4.5 発生時間帯

全積乱雲の発生時間帯の頻度を第6図aに示す。全体では、16時頃に極大を持つ正規分布に近い頻度分布であり、いわゆる「熱雷」と同じように日射による地面加熱の重要性を連想させる。ここで、山岳域(標高800 m以上)と平野域(標高800 m未満)の出現時刻に注目する(第6図b,c)。山岳域では16～17時の時間帯に発生頻度が高く、日射の弱まる18時以降の発生頻度



第7図 発生時刻別の発生地点の分布. △は14-16時の時間帯, ●は18-19時の時間帯, ●はその他の時間帯に発生した積乱雲の発生地点を示す. 図中の枠は, C領域を示す. 地形表記は図1に同じ.



第8図 積乱雲がC領域で発生した日のエコーの観測頻度分布. (a) 14-16時の時間帯に積乱雲が発生した降雹日, (b) 18-20時の時間帯に積乱雲が発生した降雹日, Rは東京レーダ, Tは館野の位置を示す.

第1表 09時における館野の 대기安定度 ($\theta_e^*500-\theta_e^*850$) の比較.

発生時間帯	+5~+10K	0~+5K	-5~0K
14-16時	2日	2日	1日
18-19時	2日	2日	3日

第2表 GMS赤外画像で見た12時における北関東の雲量指標.

発生時間帯	雲あり	雲なし
14-16時	3日	2日
18-19時	2日	5日

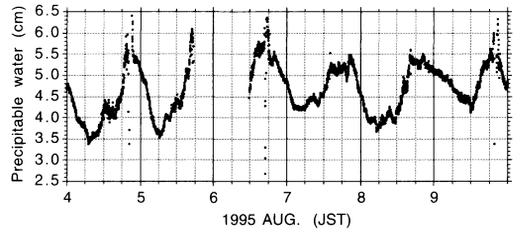
は急激に低下している. 一方, 平野域では14~16時の時間帯と18~19時の時間帯に発生頻度が高まる. 米国や日本のダウンバーストは, Wet型とDry型に拘わらず, 14~15時の時間帯と18時頃に発生し易く (Wakimoto, 1985; Atkins and Wakimoto, 1991; 大野ほか, 1996), ここで示した発生時間帯の特徴と一致する.

発生時刻の地域性を見るために, 第7図に発生時間帯別の発生地点を示す. 第6図からも推測されるように, 14~16時の時間帯に発生する積乱雲は標高が1000m以上の領域に多い. 一方, 18~19時の時間帯に発生した積乱雲は, 1事例を除き, すべてC領域で発生している. C領域で14~16時の時間帯と18~19時の時間帯に発生した積乱雲の数は7個と11個で, 降雹日は5日と7日である. 注目すべきことは, 複数の雹をもたらした積乱雲が同じ日に発生した場合は, どちらか一方の時間帯のみで発生していたことである.

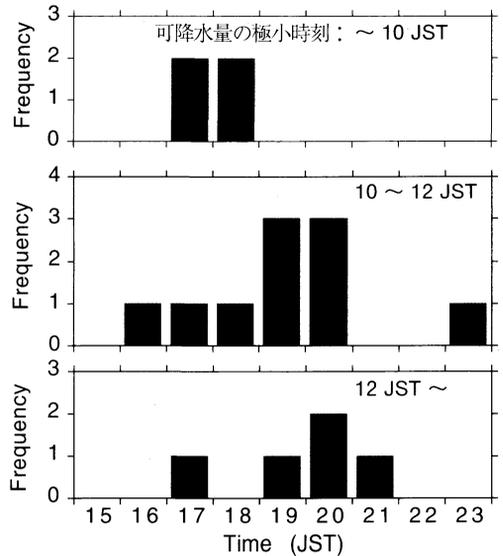
積乱雲の発生する時間帯が異なる日の特徴を見るために, まず, レベル3 (4-16 mm/hr) 以上のエコーの観測頻度分布を調べる (第8図). 14~16時の時間帯に積乱雲がC領域で発生した日は, エコーの観測頻度が北関東全域にわたり高く, 特に, 秩父山地, 三国峠と足尾山地で頻度の極大が見られる. 一方, 18~19時の時間帯に積乱雲がC領域で発生した日は, 越後山地と宇都宮付近で相対的に観測頻度が高いが, 北関東全域でエコーの観測頻度は低い. そして, 第8図aで極大域であった秩父山地や三国峠ではレベル3以上のエコーはほとんど観測されていない.

また, 第8図bで観測頻度が高い越後山地と宇都宮付近は, 第8図aで頻度の極小域になっている.

次に, この12降雹日について, 群馬に最も近い館野

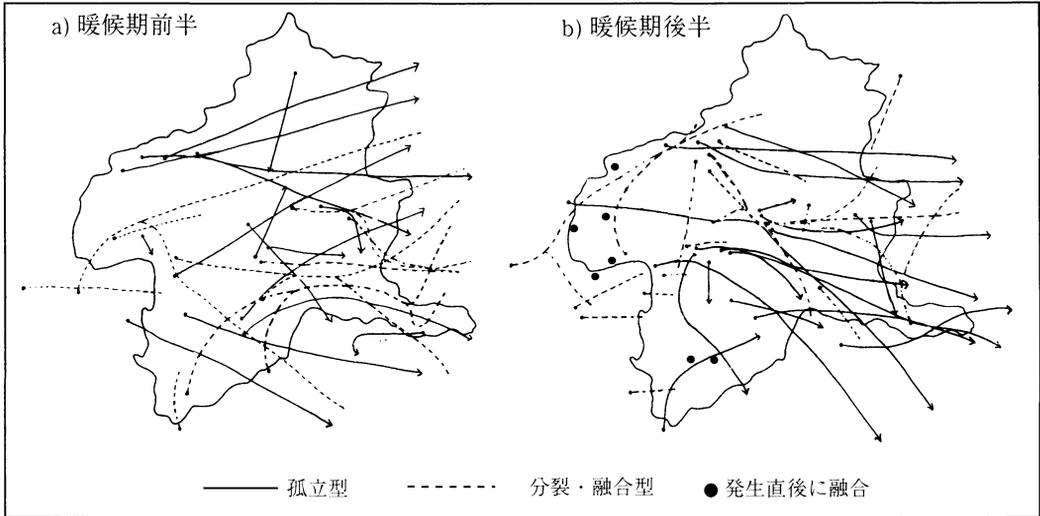


第9図 1995年8月の前橋における可降水量の時間変化. 可降水量はマイクロ波放射計を使って測定された. 横軸の数字は日本時間の各日の0時を示す.



第10図 局地循環の継続時間別に見た積乱雲活動度が最大に達した時間帯の関係. 可降水量の極小が観測された時間を3段階に分類している.

の500hPaの飽和相当温位と850hPaの相当温位の差で定義した 대기安定度 ($\theta_e^*500-\theta_e^*850$) を第1表に, 12時における北関東の雲量指標を第2表に示す. 14~16時の時間帯に積乱雲が発生する日は, 安定度や雲量に特徴は認め難い. 一方, 18~19時の時間帯に積乱雲が発生する日は, 大気が不安定な日の占める割合がやや多く, 12時のC領域の雲量は少ない日が多い. 대기安定度が+5K未滿と朝から大気が比較的不安定であった5日間とも12時の雲量は「雲なし」に分類されている. それにも拘わらず, 積乱雲が発生したのは, 強い地面加熱が期待される日射の強い時間帯でなく, 逆に, 日射が弱まり地面加熱も弱まった18時以降であること



第11図 降雹を伴った積乱雲の軌跡。a) は暖候期前半, b) は暖候期後半について。実線は孤立型積乱雲の軌跡である。破線は融合型と分裂型積乱雲の軌跡であり、軌跡の末端の矢印は、孤立したエコー塊として消滅した事例を示す。また、●のみは、発生直後に周囲のエコー域と融合した事例を示す。

は注目に値する。

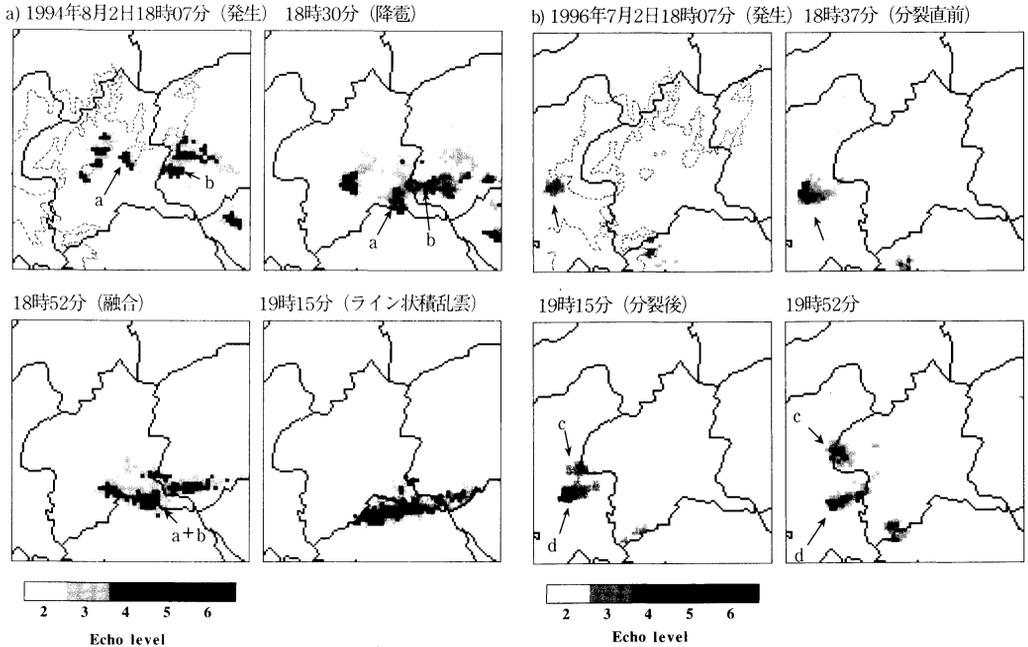
これからC領域には、日射の強い時間帯に積乱雲が発生し難い降雹日があると言える。この理由を考えるために、水蒸気の日変化に注目する。第9図は、C領域の中心に位置する群馬大学教育学部（前橋）で、マイクロ波放射計を用いて測定した可降水量の時間変化である。8月9日19時22分には、観測地点から西に約30 km離れた榛名山東麓で降雹を伴う積乱雲が発生している。この日の可降水量は12時30分に極小になり、日射の弱まった18~20時の時間帯に極大に達している。また、Iwasaki (1998) は、衛星データを用いて17時52分に榛名山東麓で積乱雲が発生した1995年7月28日の可降水量分布を可視化した。そして、07時40分から14時40分の間に北関東の山岳域で可降水量が増加し、逆にC領域を含む半盆地域では可降水量が減少することを示している。これらは山岳域と平野域の熱的不均衡により駆動される局地循環に伴う水蒸気輸送に対応すると考えられる (Kimura and Kuwagata, 1993; 木村, 1994)。つまり、日中は、C領域周辺の山岳域が効率よく加熱されて、山岳域で上昇流が卓越すると共に平野域の水蒸気が山岳域に輸送される。逆に、C領域では補償下降流が卓越するため可降水量が減少すると解釈できる。

C領域では熱的局地循環が発達することにより、補償下降流が卓越するため大気が安定化すると考えら

れ、さらに、水蒸気が減少するため、強い地面加熱が期待される時間帯では積乱雲の発生が抑えられると考えられる。そして、熱的局地循環が弱まり水蒸気が増加した18時以降に積乱雲が発生し易くなると考えられる。

この仮説が正しければ、局地循環の継続時間と積乱雲活動には相関があることになる。そこで、北関東で積乱雲活動が活発であった1995年の7月23日から8月31日の期間に、マイクロ波放射計で得られた前橋の可降水量とC領域の対流活動を比較する。可降水量が極小になる時間が遅いほど、局地循環に伴う補償下降流が長続きしたと考え、可降水量が極小に達した時刻を局地循環の継続時間の指標とする。また、降雹の有無に拘わらず、C領域におけるレベル4以上のエコー面積を対流活動の指標とする。

第10図は、可降水量の極小が観測された時間帯を3段階に分け、積乱雲の活動度が最大に達した時間帯を比較したものである。10時以前に可降水量の極小が観測された4日間は、17~18時の時間帯に積乱雲活動が最大に達している。一方、可降水量の最小値が10時00分から12時00分に観測された日は積乱雲活動の最大は19~20時の時間帯に、可降水量の最小値が12時以後に観測された日は積乱雲活動が20時の時間帯に最も高くなっている。つまり、局地循環に伴う補償下降流が長時間継続すると、積乱雲の活動度が最大になる時間帯



第12図 レーダエコー分布の実例。a) 1994年8月2日 融合とライン状積乱雲へ変化した事例、b) 1996年7月2日 分裂した積乱雲の事例。点線は、標高1000 mの等高線を示す。

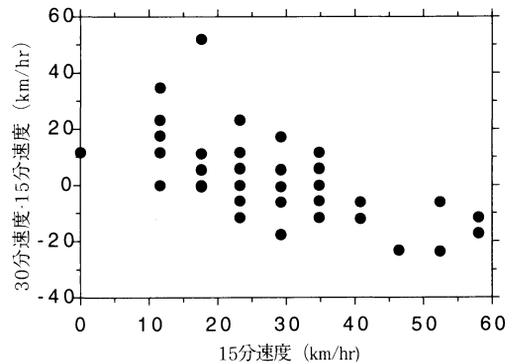
も遅くなる傾向が認められる。これは前述した仮説を支持している。

Kimura and Kuwagata (1995) は、100 km 程度のスケールを持つ地形が作る熱的局地循環が最も効率よく平野域から山岳域への水蒸気を輸送することを2次元数値モデルから明らかにしている。C領域周辺の100 km 程度のスケールを持つ山岳地形が熱的局地循環を介在して、半盆地で発生する積乱雲の発生・発達過程に影響していると考えられる。

4.6 軌跡

積乱雲に対応するエコー塊の軌跡を暖候期前半と後半に分けて第11図に示す。●は発生地点、実線は孤立型積乱雲の軌跡、破線は融合型または分裂型積乱雲の軌跡である。また、分岐した軌跡は分裂した積乱雲を、矢印で終わる軌跡は消滅が確認できた積乱雲、矢印のない軌跡はエコー塊が融合したため追跡できなくなった積乱雲である。●のみは、発生直後に融合した積乱雲の発生地点を意味する。

71事例のうち孤立型は29事例と少なく、全体の60%は融合か分裂型である。特に、暖候期前半に融合型と分裂型の占める割合が多い。また、期間を問わず、W領域とWS領域の積乱雲に融合型が多く、発生直後に



第13図 15分速度と30分速度の差と15分速度の関係。

融合する積乱雲は、暖候期後半のSW領域とW領域に見られる。それに対して、C領域では孤立型の発生頻度が高い。

小元 (1971) や吉野 (1989) により、太田-伊勢崎周辺は雹害日数の多いことが指摘されている。第11図において、この領域では、軌跡の密度が期間によらず高く、その積乱雲はE領域以外のすべての領域で発生し、この地域への侵入方向も南東～北西～北と広範囲である。小元 (1971) は、9年間の雹害報告の解析か

第3表 季節別に見た15分速度と30分速度の関係。

	15分速度>30分速度+15 km/hr	15分速度+15 km/hr<30分速度
暖候期前半	1事例(4%)	7事例(27%)
暖候期後半	2事例(5%)	1事例(3%)

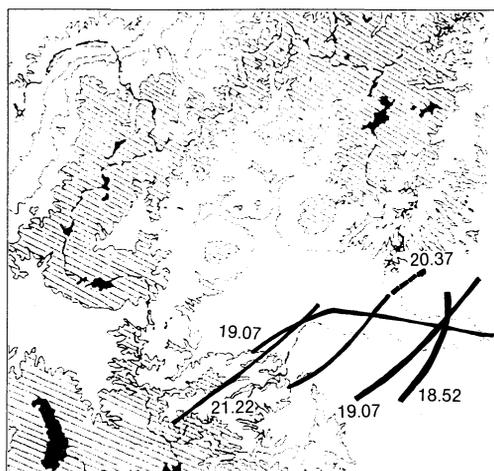
ら、この領域の雹害日数は、周辺に比べて年々変動が少ないことを指摘している。これは吉野(1989)の結果とも一致する。小元(1971)は、この領域に様々な方向から積乱雲が侵入することが、年々変動の少ない原因と考えている。本研究の結果は小元(1971)の解釈と矛盾しない。しかし、この地域の農業関係者や小元(1971)が指摘する「雹道」の存在を支持するとは言い難い。

軌跡を見ると、直線的に移動する積乱雲と移動方向が変化する積乱雲があることが分かる。融合型と分裂型に移動方向が変化するものが多く、それらは大まかに等高線に沿って移動しているように見える(第12図参照)。また、SW領域で発生した4事例は、発生直後は北に進み、標高が低くなると大まかに等高線に沿って東に移動している。これらは局所的な地形が積乱雲の振舞に影響していることを示唆している。

移動方向の急変時の積乱雲の力学は興味深い。東京レーダの時間・空間・強度分解能では、その振舞を詳細に解析することは難しい。敢えて言及するならば、積乱雲の移動方向が急激に変化する場合、それは積乱雲の連続的な移動ではなく、新しい対流セルに対応するレーダエコーが既存のエコー塊の近傍に形成され、不連続なエコー塊の伝播が起きているように見える。

その例として、融合型積乱雲のエコー分布の時間変化を第12図aに示す。1994年8月2日の18時頃に発生したエコー塊aとbが、あたかも山体(赤城山と足尾山地)を回り込むように移動して、18時52分に融合した。赤城山から足尾山地付近で、既存のエコー塊の南側に新しいエコー塊が形成され、エコー塊全体の移動方向が南に変化する。その後、ライン状に形態が変化するが、この過程は4.8節でも述べる。

次に、分裂型積乱雲のエコー分布の時間変化を第12図bに示す。1996年7月2日18時07分に発生したエコー塊は、四阿山の西側で南北に延びたエコー塊に変化して、あたかも山体を避けるかのように、北東と南東に進むエコー塊cとdに分かれ、2つのエコー塊ともに山脈に沿って移動する。エコー塊の分裂は、既存のエコー塊の近傍に移動方向の異なる新しいエコーが発生することに対応し、この特徴は多くの分裂型積乱



第14図 孤立したエコー塊がライン状エコーに変化した地点。数字は、エコー塊がライン状に変化した時間を示す。

雲に当てはまる。

4.7 移動速度

エコー塊の幾何学的中心の移動を用いて、発生から15分まで(15分速度)と発生後15分から30分まで(30分速度)の2つの移動速度を定義する。第13図は、積乱雲の15分速度と30分速度の差と15分速度を比較したものである。発生直後の移動速度(15分速度)がおおよそ30 km/hrよりも遅ければ、その後の移動速度(30分速度)が増加し、逆に、発生直後の移動速度がおおよそ30 km/hrよりも速ければ、その後の移動速度が減少する傾向が認められる。

レーダデータの時間・空間分解能が粗く、移動速度の決定には少なからず誤差が含まれるため、15分速度と30分速度に15 km/hr以上差のある積乱雲について議論する。期間別に見た積乱雲の事例数を第3表に示す。30分速度が増加する7事例の積乱雲は、すべて標高1000 m以上の山岳域で発生し、しかも、暖候期前期に集中している。これら移動速度が大きく変化する積乱雲についてレーダエコーの動きを細かく調べると、移動速度が増加した期間は新しいセルの形成によると思われる不連続な伝播が起きていることが多い。

小元(1989)は雹害をもたらした山岳域の積乱雲の

移動速度が概して遅いことを強調している。確かに、群馬県西部から北西部の山岳域で発生し、嬭恋村付近に雹害をもたらした積乱雲の幾つかは、発生直後の移動速度が遅い。第3表に示した15分速度の遅い積乱雲も含まれる。これらの積乱雲の移動速度の特徴は小元(1989)の記述と一致している。しかし、山岳域に発生する雹をもたらす積乱雲の総数に対して、その数は少ないため、一般的な特徴とは言い難い。

4.8 ライン状エコーへ変化する積乱雲

第14図は、孤立したエコー塊が短時間の内にライン状エコーに変化した領域を示している。積乱雲が発生した領域は異なっても、この形態変化は群馬と埼玉の県境付近の平野域に限られ、すべての事例で降電がもたれた後に形態の変化が起きていた。

第12図bの積乱雲が、このタイプの典型例である。赤城山や足尾山地で発生した積乱雲が融合した後の18時30分頃に、突風と共に鶏卵大の雹がもたらされた。降電域の中心付近に位置した神社では強い北風のため御神木が南側へ倒れている。また、聞き取り調査で、降電域の北側で強い南風が確認されている。これらの状況証拠から、積乱雲から雹を伴うダウンバーストが発生し、積乱雲からの outflow がライン状エコーへの形態変化に寄与していたと考えられる。他の4事例も、同様な積乱雲の発達過程が起きていたと推測される。

すべての事例でライン状エコー域への変化は18~21時の時間帯に起きていた。小元ほか(1976)が報告している storm IIIも、降電後の20時10分頃に、この領域でライン状に変化している。この時間帯は、第6図に示した平野域に見られた出現頻度の2度目の極大に対応し、大野ほか(1996)が示したダウンバースト発生頻度の2度目の極大にも対応する。そして、このライン状エコーに変化する領域は、極めて多数の突風を伴った降電が報告されている領域でもある(吉野ほか, 1987)。

半盆地域と平野域の境界に18~21時の時間帯に到達した積乱雲がライン状エコーに変化し易いのかも知れない。第9図に示したように、熱的局地循環が発達した日ならば、この時間帯は可降水量が極大になる時間帯に対応している。100 km スケールの地形が積乱雲の振舞に与える影響を考える際に、興味深いことである。

5. まとめ

1989年から1996年までの降電調査データと東京レーダデータを用いて、群馬県に雹をもたらした積乱雲(以

後、単に積乱雲)の出現特性について調べた。その結果、次の特徴が見い出された。

1. 降電資料に記載された46降電日のうち、39日間に出現した71事例の積乱雲がレーダデータによって同定された。
2. 山岳域では14~17時の時間帯の積乱雲の発生頻度が高く、18時以降の発生頻度は急減する。一方、半盆地域では14~16時の時間帯と18~19時の時間帯の2つの時間帯に積乱雲の発生頻度が高い。この半盆地域では、熱的局地循環が積乱雲の発生する時間帯に影響していると考えられた。
3. 積乱雲の移動方向が急変する多数の事例が認められた。それらは、大まかに等高線に沿って移動しやすい。また、東進する積乱雲が、山体の西側で分裂することもあり、積乱雲に移動に地形の影響が示唆された。
4. 多くの積乱雲が発生後30分の間に、移動速度が変化していた。
5. 半盆地域と平野部の境界に対応する群馬県と埼玉県の間境付近のみで、孤立した積乱雲が雹をもたらした後にライン状積乱雲に変化していた。さらに、この形態の変化は、すべて19~21時の時間帯に起きていた。

謝 辞

東京管区気象台技術課レーダ班の方々には、レーダデータ入手の便宜を図って戴きました。群馬県農政部農業技術課には、内部資料である降電調査データを提供して戴き、データの品質についても有益な情報を戴きました。また、群馬大学教育学部での可降水量観測は、つくば域降雨実験(TAPS)の一環として、建設省利根川ダム統合管理事務所のマイクロ波放射計をお借りして行われました。関係者の皆様に、深く感謝致します。

1994年8月2日に発生した降電の現地調査は、当時の学生であった田所常典君の協力を得て行われた。

参 考 文 献

- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: Implication for forecasting, *Wea. Forecasting*, 6, 470-482.
- Browning, K. A. and F. H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storm, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 117-135.
- Browning, K. A. and G. B. Foote 1975: Airflow and hail growth in supercell storms and some implica-

- tions for hail suppression, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 499-533.
- Browning, K. A., J. C. Frankhauser, J. P. Chalon, P. J. Eccles, R. G. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Musil, E. L. May and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Iwasaki, H., 1998: Distribution of precipitable water over the Kanto Area associated with thermally induced local circulation using split-window data of the Satellite NOAA, *J. Meteor. Soc. Japan*, (submitted).
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1538-1547.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 549-558.
- Wakimoto, R. M., 1985: Forecasting dry microburst activity over the high plains, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131-1143.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態, *天気*, **43**, 101-112.
- 小元敬男, 1971: 関東甲信地方の降雹について (3), *農業気象*, **26**, 211-217.
- 小元敬男, 八木鶴平, 清野 裕, 1976: 昭和50年6月9日の群馬県の降ひょう, 国立防災科学技術センター研究速報, **22**, 31 pp.
- 小元敬男, 米谷恒春, 1976: 関東地方の雷雨 (その1), 大気鉛直構造の数値解析, 国立防災科学技術センター研究報告, **14**, 65-78.
- 小元敬男, 八木鶴平, 清野 裕, 米谷恒春, 1978: 群馬県における降ひょう観測(1971-1975), *農業気象*, **34**, 17-21.
- 小元敬男, 1989: わが国のひょう害と突風災害, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, 69-79.
- 木村富士男, 1994: 局地風による水蒸気の水平輸送一晴天日における日照時間の地形依存性の解析一, *天気*, **41**, 313-320.
- 前橋地方気象台, 1989: 平成元年(1989年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 14-17.
- 前橋地方気象台, 1990: 平成2年(1990年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 14-17.
- 前橋地方気象台, 1991: 平成3年(1991年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 14-17.
- 前橋地方気象台, 1992: 平成4年(1992年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 14-17.
- 前橋地方気象台, 1993: 平成5年(1993年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 15-16.
- 前橋地方気象台, 1994: 平成6年(1994年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 15-22.
- 前橋地方気象台, 1995: 平成7年(1995年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 13-16.
- 前橋地方気象台, 1996: 平成8年(1996年)異常気象・気象災害一覧, 群馬県気象年表, 13-14.
- 吉野正敏, 宮内誠司, 岩間敏彦, 1987: 関東甲信越地域の降ひょうとひょう害: その分布特徴とそのときの大気構造, *農業気象*, **43**, 239-246.
- 吉野正敏, 1989: 関東甲信地方の降ひょうの気候学的特性, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, 79-91.

Some Characteristics Features of Hailstorms over Gunma Prefecture

Hiroyuki* Iwasaki and Yuko Ohbayashi**

* (Corresponding author) Department of Earth Science, Faculty of Education, Gunma University, Maebashi, Gunma 371-8510, Japan.

** Department of Earth Science, Faculty of Education, Gunma University.

(Received 30 September 1997; Accepted 5 June 1998)