

夏期の関東地方における積乱雲の融合の特徴

小島 恵津子*・岩崎 博之**

要旨

積乱雲が発達する前にしばしば積乱雲の「融合」が見られる。この積乱雲の融合について、関東地方を対象に気象庁東京レーダーのデータを用いて調べた。解析期間は1994年と1995年の7月1日から8月31日である。その結果、次の特徴が明らかになった。

1) 1994年に212回、1995年に220回の計432回の積乱雲の融合が認められ、海洋域と比較すると陸域では対流活動度に対する融合回数の割合(融合率)が大きかった。

2) 積乱雲の融合回数は12時から22時に多く、この時間帯に融合率も大きかった。

3) 標高0.4~0.8 kmの南東斜面では、他の領域よりも融合率が高く、特に、熱的局地循環に伴う南東風が強い日には融合率が高くなっていた。

1. はじめに

夏期の関東地方には発達した積乱雲が数多く出現する。短時間のうちに急激に発達する積乱雲は、豪雨・雹・雷やダウンバーストを伴い甚大な災害を引き起こすことがある。小元ほか(1976)は、レーダー観測から局所的な豪雨が起る前に、2つの積乱雲に対応するレーダーエコーが融合した事例を示した。岩崎・大林(1998)も、移動速度の異なる複数の積乱雲が1つの積乱雲に融合した直後に、急激に積乱雲が発達し、鶏卵大の降雹とダウンバーストが起きた事例を記述している。また、フロリダ半島では積乱雲が融合した後に、降水量が約10~20倍も増加する事例が頻繁にあり(Simpson *et al.*, 1971)、積乱雲が発達する原因の1つとして、積乱雲の融合が重要な役目を担っていると考えられる。

積乱雲の融合についての系統的な研究は、暖候期のフロリダ半島に出現する積乱雲を対象として、Simp-

son *et al.*(1980)によって行われた。3日間のレーダーデータを用いてフロリダ半島の9×10⁴kmの領域について積乱雲の融合を調べ、融合したエコーの占める割合は約10%程度にもかかわらず、融合した積乱雲からもたらされた降水量は約86%を占めていること、融合の起こる場所は、数値モデルで再現された海風前線の収束帯とよく一致していることを示した。

日本では積乱雲の事例解析の中で積乱雲の融合について断片的な記述があるだけで、系統的な研究は行われていない。しかし、日々のレーダー画像を注意深く観察すると、レーダーエコーの融合は珍しい現象ではなく、積乱雲の急激な発達に関連した事例も多いことが分かる。この積乱雲の融合の特徴を明らかにすることは、関東地方で起こる急発達する積乱雲の機構を理解する一助になると考えられる。

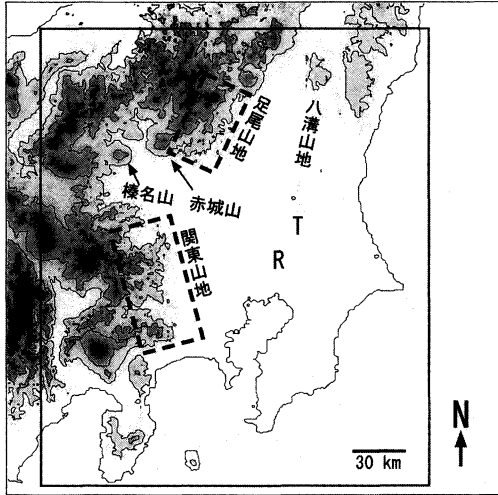
また、Simpson *et al.* (1980)が解析領域としたフロリダ半島は、周囲を海に囲まれた広大な平野であり、海風前線に伴う収束帯が積乱雲の融合に重要な役割を果たしていた。一方、関東地方は、北部および西部を山岳に囲まれ、晴天時には海陸風だけでなく、山岳域と平野域の熱的不均衡に起因する大規模海陸風も発達する。そのため、積乱雲の融合の特徴もフロリダ半島とは異なる可能性もある。

* 群馬大学教育学研究科(現:(社)日本農村情報システム協会)。

** 群馬大学教育学部。

—2000年2月1日受領—

—2000年11月28日受理—



第1図 解析の対象とした領域。解析領域を点線枠で示した。Tは気象ゾンデサイト(館野), Rは東京レーダーサイト(柏)の位置を示す。標高をグレースケールで示し、等値線は400 m毎に引かれている。

本研究では、レーダーエコーの時間変化から積乱雲の融合を定義して、その特徴を記述する。そして、地形と大規模海陸風との関係に注目して、関東地方における積乱雲の融合の特徴を考察する。

2. 解析期間と解析領域

積乱雲の融合の一般的な特徴を明らかにするためには、数多くの積乱雲を対象にする必要がある。そのために、積乱雲活動が活発であった期間を含む1994年と1995年の7月1日から8月31日の計124日間を解析期間とした。第1図の点線枠で示した範囲を解析領域とした。

3. データ

積乱雲の融合を定義するために、気象庁東京レーダーデータを利用した。このデータは7.5分毎に記録された高度2 kmの簡易CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicators) であり、空間分解能は2.5 kmである。エコー強度は7段階で記録されており、強い降水を伴う積乱雲を抽出するためにレベル4 (降水強度16~32 mm/hr)とレベル5以上(降水強度32 mm/hr~)のレーダーエコーを解析の基準に用いた。

解析領域には標高2 kmを超える山岳があり(第1図)、この山岳の裏側の高度2 kmはレーダーの影域と

なる。影域では高度2 km以上での最大エコー強度が記録されているためデータの質が平野域と異なる。しかし、本研究の結論に大きく影響しないため、平野域と同じ基準で解析を行っている。

積乱雲の融合と大気条件の関係を調べるために、アメダスデータと館野(第1図のT)における高層気象データを用いている。

4. 積乱雲の融合の定義

4.1 積乱雲の定義

積乱雲の融合を定義するには、まず、レーダーエコーから独立した積乱雲を定義する必要がある。発達した積乱雲は強い降水を伴うため、レベル4で囲まれたエコー域を一つの「積乱雲」と定義した。この「積乱雲」の定義では、数10 kmに広がったレベル4以上のエコー域に複数の積乱雲が共存していても、1つの「積乱雲」と見なすことになる。

4.2 積乱雲の融合の定義

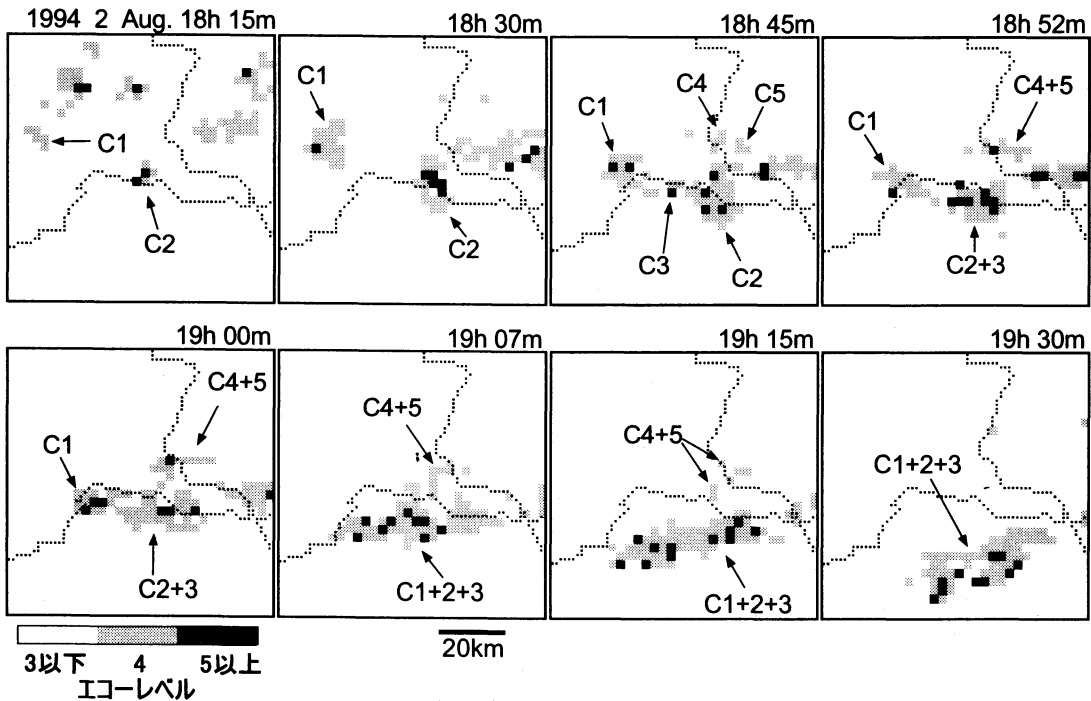
次に、上記の基準で定義された「積乱雲」の振舞から積乱雲の融合を定義する。積乱雲の融合の実体は、Simpson *et al.* (1980)のモデル以外にも、様々な種類があるはずである。しかも、それら融合の実体に関する研究は行われていないため、厳密な積乱雲の融合を定義することは不可能である。そのため、本論文では「近傍にある複数のエコー塊が、短時間の内に、1つのエコー塊へ併合したように見える現象」を積乱雲の「融合」と考える。

また、積乱雲の融合が起きたと記述のある論文では、関東地方やフロリダ半島でも、積乱雲の融合後に降水強度や降水量が増加する場合が多い。このような積乱雲の振舞に注目するために、次の2つの条件を満たした現象を積乱雲の「融合」と定義した。

① 8 km以内にある複数のレベル4のエコー塊が、7.5分後の画像で1つのエコー塊に併合する。

② 併合後にレベル5以上のエコー画素数が増加もしくは維持される。

具体例として、1994年8月2日18~19時に起きた3事例の積乱雲の融合を第2図に示す。2つの積乱雲に対応したC2とC3のエコー塊が、18時52分に併合した(C2+3)。併合前には、レベル5のレーダーエコーがC2に4画素、C3に1画素含まれていた。併合後のC2+3では8画素に増加したため、18時45分に積乱雲の「融合」が起きたと定義する。同様に、同じ時刻にC4とC5が、19時07分にはC1とC2+3が融合している。レベル



第2図 積乱雲の融合に対応するエコー分布の時間変化。東京レーダーで観測されたレベル4とレベル5のレーダーエコー分布の時間変化を示す。1994年8月2日18時52分にC2とC3及びC4とC5が、19時07分にはC1とC2+3が融合した。

5の画素数の増加は、それぞれ、1画素と3画素であった。

この積乱雲の融合の定義で注意すべきことは、東京レーダーの空間分解能とエコー強度の分解能が粗く、更に、3次元構造の情報がないため、個々の積乱雲の同定に不確実性が残ることである。7.5分の時間分解能も積乱雲の細かな振舞を追跡するのに充分とは言い難い。そのため定義された積乱雲の総てが「積乱雲」としての実体を持つ保証はない。同様に、ここで定義された積乱雲の融合にも、実体のない見かけ上の「積乱雲の融合」が少なからず含まれていると考えられる。しかし、この見かけ上の積乱雲の融合は、エコーの存在する時間・空間内ではランダムであろうから、124日間の長期間を解析し、平均することで積乱雲の融合の一般的な特徴が現れると考えられる。

5. 結果

5.1 概要

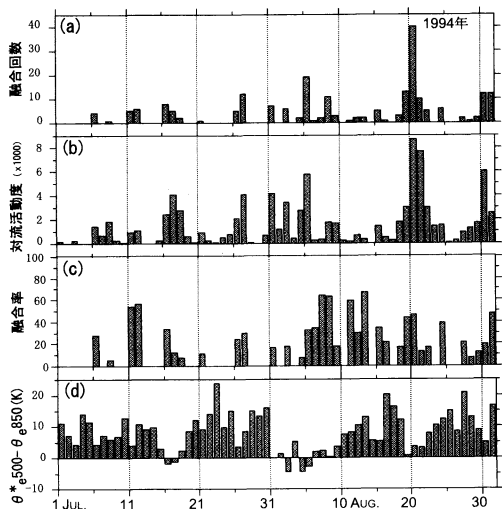
第3図aと第4図aに、1日毎の融合回数の時系列を示す。1994年は34日間に212回、1995年は36日間に220

回の合計432回の積乱雲の融合が認められた。レベル4のレーダーエコーが観測された日の62% (1994年) と75% (1995年) で積乱雲の融合が起きていたことになる。

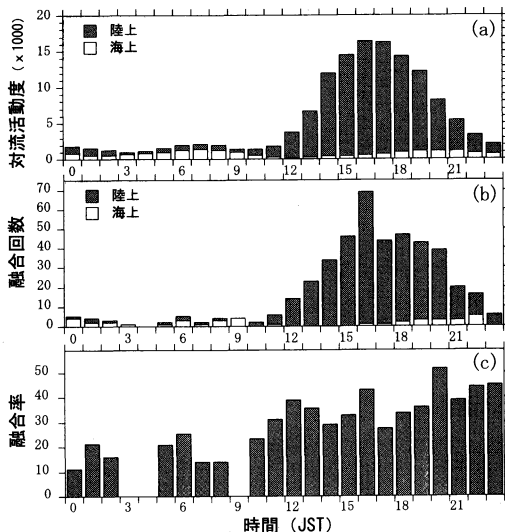
0時0分から23時53分まで7.5分毎に領域全体で積算したレベル4以上のレーダーエコーの画素数を対流活動度と呼び、1日の積乱雲活動の指標とする。第3図bと第4図bは、対流活動度の時系列である。融合回数と対流活動を比較すると、対流活動が活発な日に融合回数が多くなる傾向が見られる。

ここで、融合の起きやすさの指標として、積乱雲の活動度に対する融合回数の割合を用いる。レベル4以上のエコー10000画素当たりの融合回数を融合率と定義し、1日毎の融合率の変化を第3図cと第4図cに示す。1994年と1995年の融合率は25.9と42.0となる。年により融合のしやすさに違いがあることがわかる。1994年と1995年ともに、対流活動度と融合率の相関係数は0.3未満であり(図略)、有意な関係は認め難い。

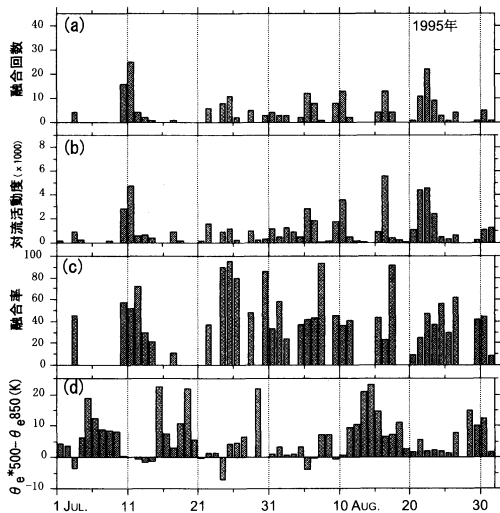
第3図dと第4図dに09時の館野における500 hPaの飽和相当温位と850 hPaの相当温位の差 ($\theta^*_e500 -$



第3図 1994年についての (a) 融合回数, (b) 対流活動度, (c) 融合率と (d) 館野における09 JSTの大気安定度(500 hPaの飽和相当温度と850 hPaの相当温度の差: $\theta^*_{e500} - \theta_{e850}$)の時系列.



第5図 対流活動度, 融合回数と融合率の日変化. 対流活動度 (a) と融合回数 (b) は, 陸域と海洋上とで表示を変えている. 融合率 (c) は陸域のみを対象としている.



第4図 第3図に同じ. 但し, 1995年についての時系列.

θ_{e850} で定義した大気の安定度の時系列を示す. 積乱雲活動が活発になる前の09時で大気の安定度が負であった13日総てで積乱雲の融合が起きているが, 館野における大気安定度と解析領域の融合回数および融合率との相関係数は共に-0.3未満と小さい. この研究で定義された積乱雲の融合回数と融合率に, $\theta^*_{e500} - \theta_{e850}$

850でみた大気安定度は余り影響を与えないと思われる.

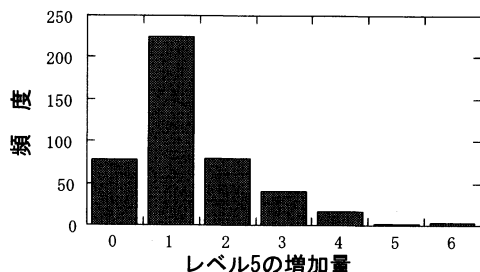
5.2 融合率の日変化

融合回数, 対流活動度と融合率の日変化を第5図に示す. 海洋域では対流活動が夕方から早朝に強まり, 夜間から早朝に40回の融合が認められた. この対流活動度の特徴は日本の南海洋上における対流活動の日変化の特徴と一致する (例えば, 岩崎・武田, 1993; Misumi, 1999). 海洋域は海岸線から数10 kmの範囲に限られているが, 海洋域の積乱雲活動の特徴を持っていたと考えられる.

一方, 陸域では, 14時から20時に対流活動度が高まり, この時間帯に積乱雲の融合回数も増えている. 陸域では, 0~11時の時間帯よりも, 12~23時の時間帯に融合率が高くなる傾向にあり (第5図c), 午後から深夜にかけて積乱雲が融合し易いことを示唆している.

5.3 融合と積乱雲の発達過程

レベル5のエコーは頻繁に観測されることはなく, このレベル5のエコーは非常に発達した積乱雲に対応すると考えられる. 解析期間には, 11566画素のレベル5以上のレーダーエコーが認められた. 融合直前と直後のエコー塊に含まれていたレベル5以上のレーダーエコーは合計で3450画素になり, 全体の29.8%は積乱雲の融合に関与していたことになる. しかし, 本研究



第6図 融合した直後に増加したレベル5の画素数の頻度分布。

ではレベル4のエコー内部で起きたであろう積乱雲の融合は解析対象としていないので、より多くのレベル5以上のエコーが融合に関係していたと考えられる。

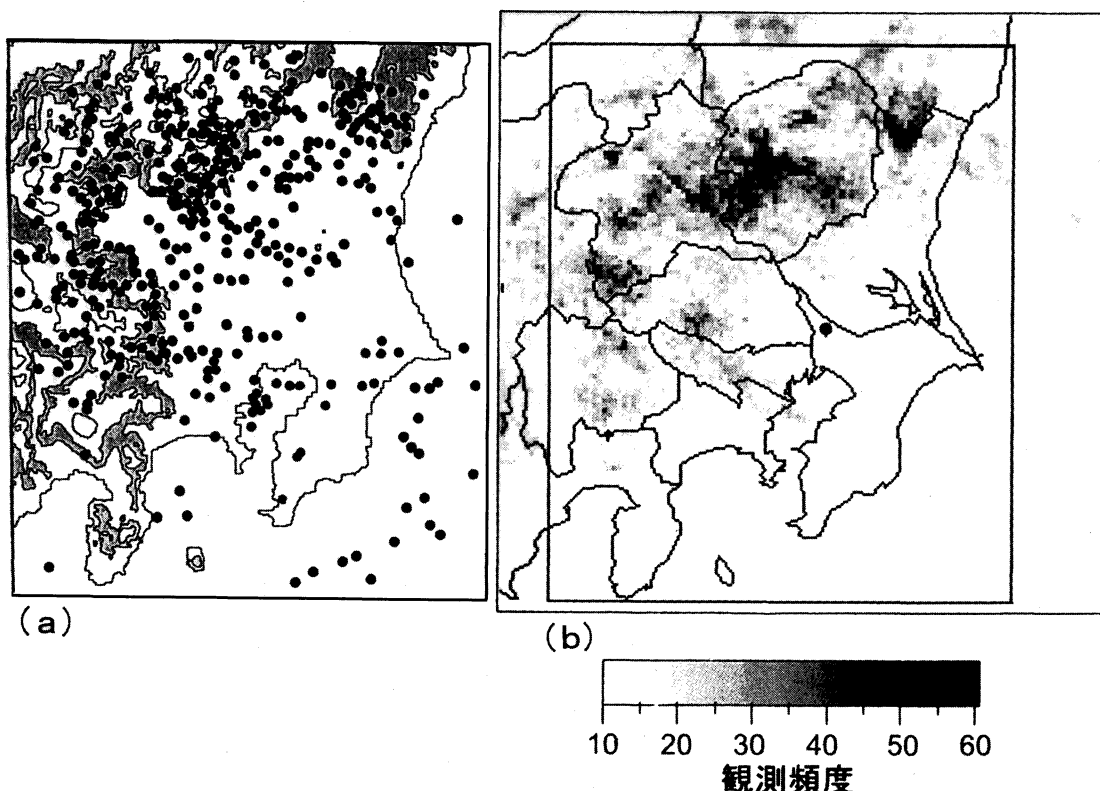
レベル5の画素数の増加を融合による積乱雲の発達指標と考え、融合直前と直後の7.5分間に増加したレ

ベル5以上の画素数の頻度分布を第6図に示す。第2図に示したC2とC3の事例のように1画素(2.5 km×2.5 km)増加した事例が約50%を占め、5画素以上増加した積乱雲は1%未満(4事例)であった。積乱雲が融合した直後に、急激に発達する事例は少ないと言える。

5.4 融合地点の分布と融合率の特徴

a) 積乱雲の融合地点の分布

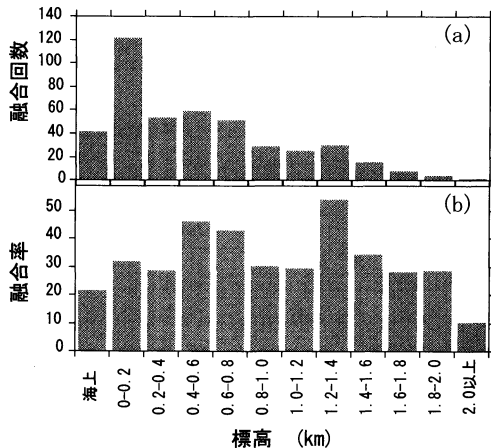
解析期間に定義された積乱雲の融合地点を第7図aに、レベル4以上のエコーが観測された頻度分布を第7図bに示す。標高の低い関東平野では融合地点が少なく、標高0.4~0.8 km付近に融合地点が多く分布している。特に、八溝山地、足尾山地、榛名山、赤城山や関東山地などの南~東斜面に融合地点が集中している。関東山地では対流活動度が弱い割に、多くの融合地点が集中しており、融合率の非常に高い領域と言える。逆に、同じ標高0.4~0.8 kmの南~東斜面であつ



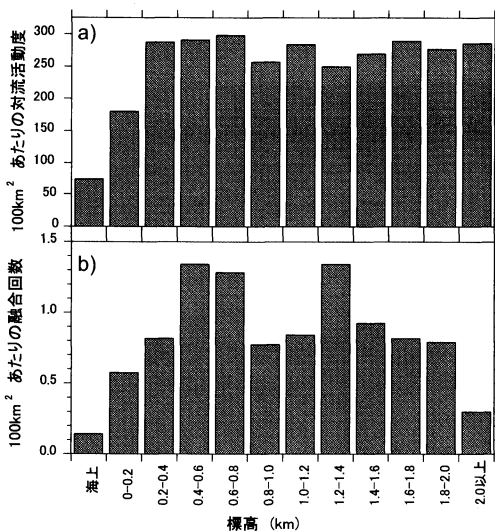
第7図 積乱雲の (a) 融合地点の分布と (b) レベル4以上のレーダーエコーの観測頻度分布。(a)で●は積乱雲の融合地点、影域は標高0.4~0.8 kmの領域、実線は標高1.5 kmの等値線を示す。(b)ではレーダーエコーの観測頻度を濃淡で示し、実線は海岸線と県境を示す。実線枠は解析領域、●は東京レーダーサイトの位置を示す。

第1表 解析期間の積乱雲の融合率.

領域	融合率
海洋域全体	21.3
陸域全体	34.0
陸域の標高0.4-0.8km	45.6
陸域の南東斜面	44.7
陸域の標高0.4-0.8km+南東斜面	61.9



第8図 標高と融合回数 (a) 及び融合率 (b) の関係.



第9図 標高と100km²あたりの対流活動度 (a) 及び融合回数 (b) の関係.

ても、伊豆や富士山麓のように海に近い領域では対流活動度と融合率が著しく小さい。

このように、第7図から、関東地方では領域により融合率が大きく異なっていることが分かる。以後、融合率と領域との関係を調べる。

b) 海洋域の融合率の特徴

第7図aから分かるように、海洋上で認められた積乱雲の融合は40回と少ない。融合のしやすさの差異を見るために、陸域と海洋域などの領域毎の融合率を第1表に示す。陸域の融合率は34.0であり、海洋域は21.3となる。陸域に比べて海洋域では積乱雲の融合が起き難かったと言える。

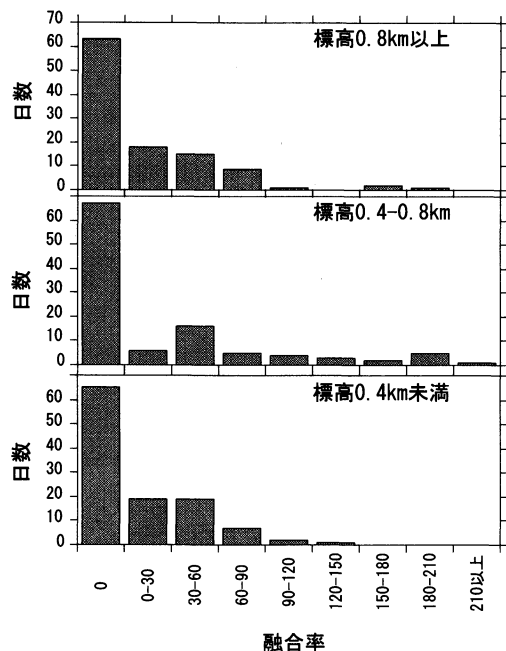
c) 陸域の融合率の特徴

第8図は、標高別の融合回数と融合率である。解析領域では標高の低い領域の面積が広いので、標高が低いほど融合回数 (第8図a) と対流活動度 (図略) が高くなる。そこで、融合の起きやすさを融合率で比較する (第8図b)。標高0.4~0.8 kmと1.2~1.4 kmの2つの領域では融合率が45~55と、他の標高に比べて大きいことが分かる。

次に、面積で規格化された対流活動度と融合回数から、積乱雲の融合が起きやすい標高を再確認する。第9図は100 km²当たりの対流活動度と融合回数を標高別に示している。標高0.2 km以上の陸域では、100 km²当たりの対流活動度は標高に依らずほとんど一定となる。一方、100 km²当たりの融合回数は、第8図の融合率と同じように、標高0.4~0.8 kmと1.2~1.4 kmで大きくなっている。つまり、標高によって積乱雲の存在する確率には大きな違いがないが、標高0.4~0.8 kmと1.2~1.4 kmの2つの高度帯で積乱雲が融合する確率が高いと言える。

しかし、標高1.2~1.4 kmで起きた融合回数は30個と少ない。また、標高1.2~1.4 kmの領域は帯状に分布して、その幅は最大でも10 km程度と狭く、融合地点の位置決定精度が結果に影響している可能性も否定できない。そのため、信頼度が高い標高0.4~0.8 kmの積乱雲の融合にのみ注目することにする。

標高0.4~0.8 kmの範囲についての融合率は45.6であり、陸域の全体の融合率に比べて約1.4倍高くなっている (第1表)。第7図aで示したように、同じ標高0.4~0.8 kmであっても南東斜面で融合地点が集中している。便宜上、約10 kmで平均した斜面の向き (方位角) が90~180度の斜面を南東斜面とすると、その南東斜面での融合率は44.7となる。また、標高0.4~0.8



第10図 標高別の融合率の頻度分布.

km, かつ, 南東斜面に限った融合率は61.9と大きな値になり, 同じ対流活動度であっても陸域全体の1.8倍の融合が起きていたことになる (第1表).

積乱雲の融合が起こりやすい標高0.4~0.8 kmの特徴を調べるために, 標高0.4 km未満, 標高0.4~0.8 kmと標高0.8 km以上の3つの高度帯に分ける. レベル4以上のエコーが観測された104日を対象に, 1日毎の融合率の頻度分布を第10図に示す. どの標高においても, 融合が起きなかった日 (融合率=0) が全体の約65%を占める. また, 融合率が30未満と低い日数は標高0.4 km未満および標高0.8 km以上では19日と18日であるが, 標高0.4~0.8 kmで6日と少なかった.

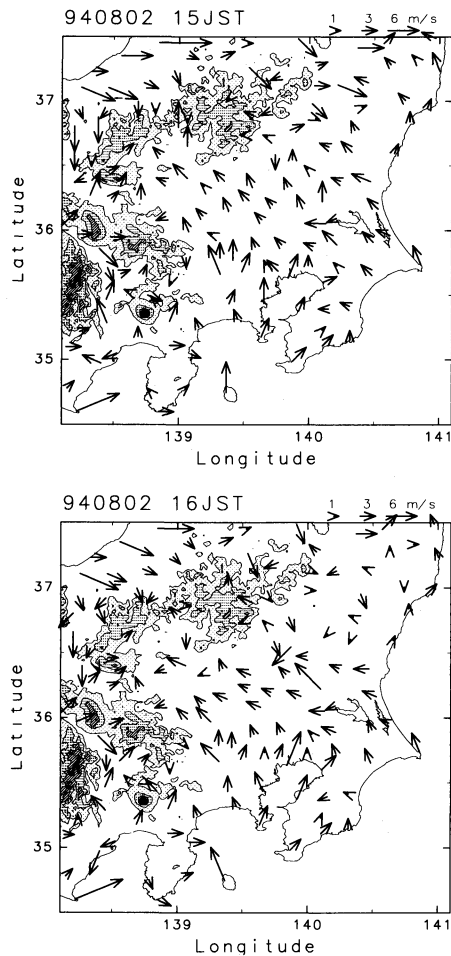
逆に, 融合率が90以上と高い日数は, 標高0.4 km未満および標高0.8 km以上では3日と4日と少ないが, 標高0.4~0.8 kmでは15日と多い. つまり, レベル4以上のレーダーエコーが出現した日は, 標高0.4~0.8 kmでは融合率の低い日が少なく, 融合率が高い日が多いという特徴がある.

6. 積乱雲の融合と熱的局地循環に関する考察

北関東では, 暖候期の晴天時に熱的局地循環 (大規模海陸風) に伴う南~南東風が卓越する (例えば, 藤部・浅井, 1979; Kuwagata, 1997). 第11図は, 第2

第2表 南東斜面の融合日数.

事例	総日数	南東斜面	他の斜面	融合なしの日数
CaseA	72日	32日 (44%)	12日 (17%)	28日 (39%)
CaseB	32日	6日 (19%)	4日 (13%)	22日 (69%)



第11図 1994年8月2日15時と16時の地上風系. 第2図で示した積乱雲の融合が起きる2~3時間前のアメダス地上風分布である. 等高線は, 1000 m 毎に引かれている.

図で示した積乱雲の融合が起きる前の地上風分布である. 15時と16時に北関東の平野域で観測されている南東風が, この熱的局地循環に伴う南東風である. 岩崎ほか (1999) は, 1994年7~8月に南東方向に移動する積乱雲が発生した日について, 標高120 mにある前橋地方気象台で観測された南東風に伴う地上水蒸気フラックスと標高0.25~0.75 kmの対流活動度に有意な

正の相関があることを示した。前橋で南東風が強まることで、積乱雲のエネルギー源である水蒸気が山岳域に運ばれ、かつ、地形収束が起きるため積乱雲活動が活発になると考えられる。

ここでは、この熱的局地循環に伴う地上風と融合率の地域特性とを比較し、積乱雲の融合が起きやすい条件と融合率の地域性について考える。そのために岩崎ほか(1999)を参考に、前橋で観測された南東風の風速を熱的局地循環の強度の指標として用いる。レベル4以上のエコーが観測された104日間を、東南東～南南東の最大風速(最大南東風速と略記)が4 m/sec以上の日(Case A: 72日間)と4 m/sec未満の日(Case B: 32日間)に便宜的に分類する(第2表)。

南東斜面の融合に注目すると、4 m/sec以上の南東風が観測されたCase Aの72日のうち32日(44%)で融合が起きており、それに対して、Case Bでは32日のうち融合が起きたのは19%の6日に過ぎない。また、南東斜面以外で融合が起きた日の割合はCase Aで72日のうち12日(17%)、Case Bで30日のうち4日(13%)と、Case AとCase Bではほとんど差はない。つまり、局地循環に伴う南東風速が強いと南東斜面で融合が起きる割合が2倍以上に高くなり、他の斜面では差が認め難いことがわかる。

第11図の地上風分布からもわかるように、熱的局地循環が発達すると北関東の山岳域の南東斜面では、熱的局地循環に伴う南東風の地形収束が強まると考えられる。その環境下において、北関東地方の南東斜面では積乱雲の融合が起きやすくなっていたと言える。つまり、北関東の地形を介在して、熱的局地循環が積乱雲の融合のしやすさに影響を及ぼしていた可能性がある。

一方、Simpson *et al.* (1980)によると、起伏の少ないフロリダ半島では、海風前線に伴う収束帯で積乱雲の融合が起きやすい。フロリダ半島と関東地方の2つの領域ともに熱的局地循環に伴う収束が積乱雲の融合が起きやすい環境を作っていると考えられる。しかし、その収束を作り出す熱的局地循環の種類が異なるのはフロリダ半島と関東地方での地形が異なることに起因すると言える。

7. まとめ

1994年と1995年の7月から8月の東京レーダーデータを用いて、関東地方における積乱雲の融合について調べ、次の結果を得た。

1) 1994年に212回、1995年に220回の計432回の積乱雲の融合が認められた。

2) 海洋域と比較して陸域では、積乱雲の融合が多く観測され、対流活動度に対する融合回数の割合(融合率)も大きい。

3) 陸上での積乱雲の融合回数は12時から22時にかけて多く、午後から夜間の融合率も高い。

4) 標高0.4~0.8 kmの南東斜面では積乱雲の融合回数が多く、融合率も他の領域に比べて高い。

5) 熱的局地循環に伴う南東風が発達した日に標高0.4~0.8 kmの南東斜面では積乱雲の融合率が高くなる。

謝辞

東京管区気象台からレーダーデータを提供して頂くと共に、レーダーデータの品質についても重要な情報を数多く頂きました。ここに感謝致します。

参考文献

- Fujibe, F., 1988: Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season, *Pap. Meteor. Geophys.*, **39**, 79-94.
- Kuwagata, T., 1997: An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 513-527.
- Misumi, Y., 1999: Diurnal variations of precipitation grouped into cloud categories around the Japanese archipelago in the warm season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 615-635.
- Simpson, J., L. Woodley, A. H. Miller and G. F. Cotton, 1971: Precipitation results of two randomized pyrotechnic cumulus seeding experiments, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 526-544.
- Simpson, J., N. E. Westcott, R. J. Clerman and R. A. Pielke, 1980: On cumulus mergers, *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatal.*, Ser. A, **29**, 1-40.
- 岩崎博之, 武田喬男, 1993: 日本周辺の雲クラスターの出現特性—1985年から1988年の梅雨期について—, *天気*, **40**, 162-170.
- 岩崎博之, 大林裕子, 1998: 群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性, *天気*, **45**, 695-705.
- 岩崎博之, 福田 保, 荻野剛朗, 1999: 1994年夏の関東地方における積乱雲の出現特性, *気象研究ノート*, (193), 21-27.
- 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.
 木村富士男, 1994: 局地風による水蒸気の水平輸送—晴天日における日照時間の地形依存性の解析—, 天気,

41, 313-320.

藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第一部: 日変化を伴う風系の構造, 天気, 26, 595-604.

Some Features on the Merge of Cumulonimbus Clouds in Summer Season over the Kanto District

Etsuko Kojima* and Hiroyuki Iwasaki**

* Faculty of Education, Gunma University. (Present affiliation: Japan Rural Information System Association)

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

(Received 1 February 2000; Accepted 28 November 2000)



2001年度ニッセイ財団環境問題研究助成一般公募のご案内

基本テーマ: 人間活動と環境保全との調和に関する研究—自然と人間の共生への新しい道を求めて—

助成対象研究:

1. 一般研究助成: 人間活動と自然環境との関係 (人間と自然環境の共存) に関する研究
2001年10月から1年間, 総額8千万円
2. 特別研究助成: 「都市と自然—自然のメカニズムに配慮した都市づくり—」に関する学際的共同研究
2001年10月から2年間, 1件のみ, 2千万円

応募申請書の請求:

所属機関 (大学・学部等) の名称・送付先 (大学名等) のあて名も記入)・役職・氏名を記入の上, 郵

送用切手 (用紙1部の場合は160円, 2部は240円, 3部は270円; 急ぎの場合は速達料として+270円) を同封してご請求下さい。例年応募の多い大学には一定数の申請書を送付しておりますので, 大学事務室にてご照会下さい。

(応募要項と申請書は

<http://www.nihonseimei-zaidan.or.jp>

からもダウンロード可)

応募・問い合わせ先 (申請書の請求先):

〒541-0042 大阪市中央区今橋3-1-7

日本生命今橋ビル4F ニッセイ財団研究助成部

Tel. 06-6204-4012, Fax. 06-6204-0120

応募締切: 2001年5月7日 (月) 消印有効