

1995年8月10日に関東平野に発生した雷雨の解析

吉崎正憲^{*1}・上清直隆^{*2}・瀬古弘^{*1}・高山大^{*1}
楠研一^{*3}・つくば域降雨観測実験グループ

要旨

1995年8月10日に関東平野で発生した雷雨について、総観(1000 km)・関東(100 km)・雷雨(10 km)の3つのスケールから、アメダス、气象台や地方自治体の自記紙、高層観測、ドップラーレーダーなどのデータを用いて調べた。

総観スケールの寒冷前線が関東地方を通る時に発生したので、解析対象の雷雨は界雷型であった。しかし、この雷雨の発生や発達には、総観スケールだけではなく関東スケールの風系も関与した。関東平野の地上付近には3つの風系(非常に高温の南寄りの風I、高温の北西寄りの風II、低温の北東寄りの風III)、およびその間には温度や風の不連続なシアラインが見られた。雷雨は3つのシアラインが交差する付近で発生して、風系IIIの中で発達・成熟した。それぞれの風系の気塊は温度・湿度・相当温位がほぼ一様でミニ気団的な特性を持っていた。雷雨の最盛期には、激しい降水による強い下降流とそれによる地上付近の顕著な外流出の雷雨スケールの流れが見られ、またそうした流れによってアーチ状の雲が発生した。

風系IIIの寒気と北東風の生成について定量的な考察を行った。寒気は風系IIIにあった別の雷雨の降水の蒸発の冷却効果などによって作られたものであり、北東風は雷雨から吹き出すガストであったと結論された。

1. はじめに

夏の関東地方では主に山岳地帯で雷雲(雷活動を伴う雲)が発生して、中には激しい雨・ひょうや突風を伴う組織化された雷雨(thunderstorms)に発達したりする。関東地方の雷雲や雷雨に関して、50年以上前から特別観測(詳しくは小倉(1995)や畠山ほか(1963)を参照)が行われ、また櫻庭(1950)、宇田川(1966)、宇梶・中三川(1988)、東京管区气象台(1991)、石原ほか(1987)、田畑ほか(1989)などの研究により、雷雲・雷雨の発生や移動の機構や地形との関係、雷雨の内部構造などが明らかになってきた。定性的な一つのまとめとして、櫻庭(1950)、吉崎(1996)、堀江・遠峰(1996)などの研究から、関東地方に発生する雷雲は熱雷や界雷などにタイプ分けされて、両者の特徴は以下の通りである。熱雷は太平洋高気圧に覆われて強

い日射による熱的不安定で発生するもので、日本列島脊梁山脈と日本海側・太平洋側の大規模山谷風循環により尾根付近で多く発生する。1995年8月22日の場合(小倉, 1996; 田口ほか, 1997)のように山岳地帯で発生した熱雷が平野部で二次的な雷雨を起こす場合もあるが、一般に熱雷は(対流圏下・中層の風が弱いために)平野部への移動は少なく、また雷雨まで発達することも少ない。一方、界雷は寒冷前線など異なった気団の境界で発生するもので、不安定成層の生成には中層への寒気の移流が重要であると考えられている。また、前線の通過時には一般に対流圏下・中層の風が強いために雷雨は平野部へ移動したりする。

しかしながら、アメリカのスーパーセルやスコールラインの観測的・数値的研究(Cotton・Anthes 1989, Houze 1993などの本に総合的にまとめてある)に比べて、関東地方の雷雨に関する事例解析などの研究はまだ不十分である。雷雨の発生や進路を正しく予測するためには、多くの事例解析を必要としている。

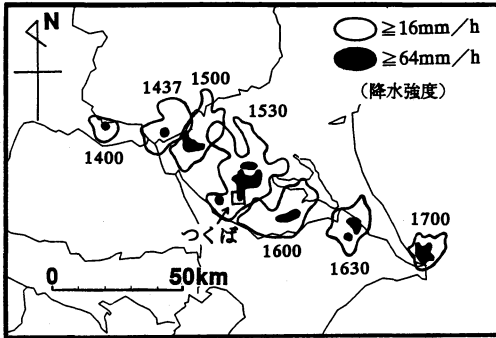
そこで、ここでは1995年8月10日の雷雨(解析対象

^{*1} 気象研究所予報研究部、^{*2} 気象衛星センター。

^{*3} 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。

—1997年5月9日受領—

—1997年9月2日受理—

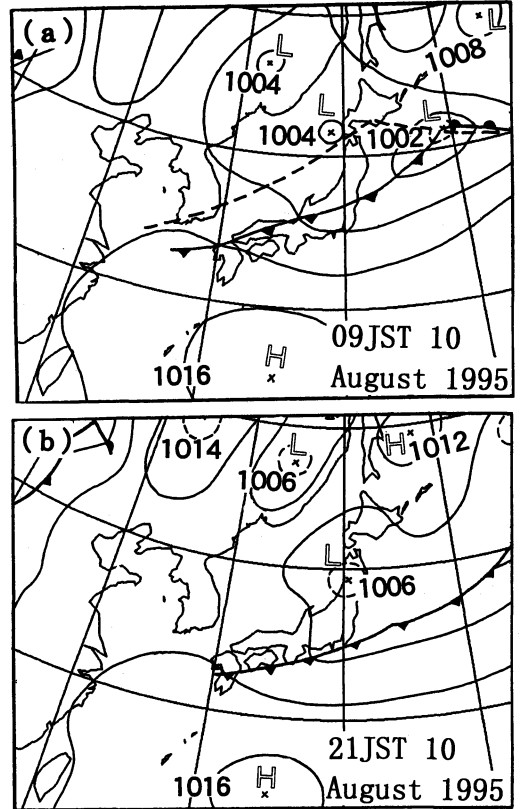


第1図 1995年8月10日に関東平野で発生した雷雨Aのいろいろな時刻における位置. 合成レーダーから求めた.

を雷雨Aと呼ぶ)を取り上げる(第1図). この雷雨は14時頃に群馬県南東の平野部で発生した. 初めはやや東寄りに進んだが, 15時からは向きを南東に変えて15時30分には強雨域が広がりつくば付近で最盛期となった. その後徐々に衰退しながら南東進を続け(16時~16時30分), 銚子沖へ抜けていった(17時). 発生から消滅までの時間は4時間足らずであり, 40 km/h弱の速度で移動した.

総観(1000 km)スケールで見ると, 雷雨Aは寒冷前線が日本海から南東進して関東地方を通る時に発生したので, 典型的な界雷であった. しかし詳しく見ると, 総観スケールと雷雨(10 km)スケールだけの定性的な議論ですまなくて, 関東(100 km)スケールの風系およびそれが作るシアラインの存在がクローズアップされた. 100 kmスケールの局地的な2つの気塊あるいは流れの境界で起こる雷雨は近年注目されていて, 例えば, 小倉(1997)は, フロリダ半島の雷雨の場合(Holle-Maier, 1980)について, ①海風前線で発生する雷雨, ②半島の西海岸の海風前線で発生した雷雨のガストフロントが東海岸の海風前線と衝突して発生する雷雨, ③相互に離れた雷雨からのガストフロントの衝突で起こる雷雨があると述べている. 関東平野の場合は, 西から北にかけては山岳, 東から南にかけては海に囲まれているため, 総観スケールの寒冷前線が山岳を越えて平野部に入る時に, 古い雷雨によって作られるガストフロントの他に, 地形で作られる局地風や局地前線, 熱的に作られる海風前線などのメカニズムが新しい雷雨の発生に関与しうる.

ここでは, 総観と関東と雷雨の3つのスケールが顕著に見られたことから, この3つの立場から雷雨Aを

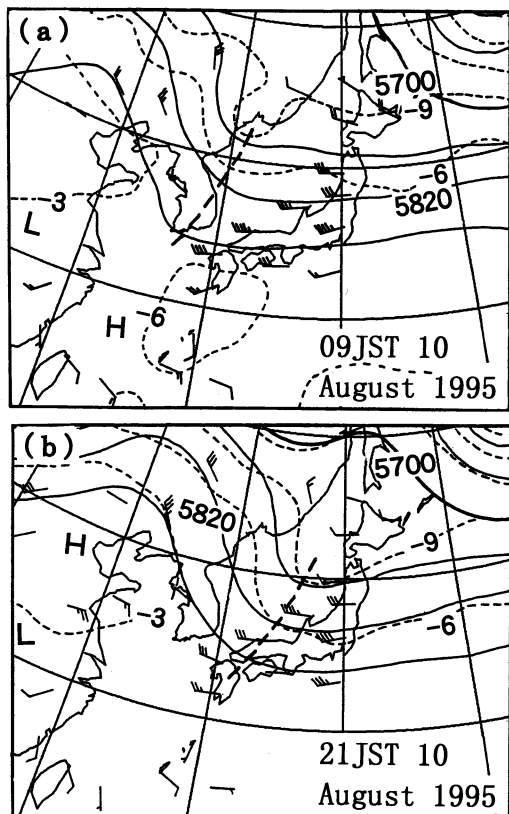


第2図 地上天気図. (a) 1995年8月10日9(日本)時, (b) 10日21時. (a)の破線は9日21時における前線の位置を示す.

調べてみる. また, 関東スケールの風系の一つである北東風の風系の生成について, 菲澤・大野(1996)はエコーの位置や自記紙の変動から雷雨から吹き出すガストと考えたが, はたしてそうであるか定量的な考察を行う. この解析のために, 「つくば域降雨観測実験グループ」が気象研究所(つくば)で行ったドップラーレーダー観測と高層観測, およびアメダス, 地方自治体や地方気象台の自記紙などを用いた.

2. 総観場からみた雷雨

まず総観スケールから雷雨を眺めてみる. 8月9日21(日本)時には低気圧は北海道南部にあり, 寒冷前線が日本海上に延びていた. 低気圧はその後東進してそれに伴って寒冷前線も移動した. 10日9時(第2図a)には寒冷前線は三陸沖から対馬海峡まで連なって中部山岳の上であり, 21時(第2図b)には本州南岸に達した. 一方500 hPa面については(第3図), ト



第3図 500 hPaにおける高度(実線)と温度(破線)の水平分布。(a) 1995年8月10日9時、(b) 10日21時。破線はトラフの位置を示す。風の長い矢羽根は5 m/sである。

ラフが地上の寒冷前線に遅れながら同じように東進したのが見られた。また温度について、 -6 度の等温線が寒冷前線の通過に伴って関東地方まで下がったことから、中層に寒気が流入したのがわかる。

第4図は富士山レーダーから見たいろいろな時刻の降水エコーの水平分布である。第4図aと第4図eには、いくつかの強い降水域の前に総観スケールから見た寒冷前線の位置が書き込んである。一般に前線の南下に伴って降水域も南下したが、中部山岳ではエコーが消えて前線ははっきりしなくなった。関東地方ではいくつかの強い降水エコー(Z, A, Bなど)が発生した。

第5図に9時と15時のアメダスの地上風の分布を示す。日本海沿岸や瀬戸内海や関東南岸の風系は時間が経ってもそう変わらなかった。しかし、関東平野では変化が大きく、9時には南よりの風が卓越していたの

が、15時になると南寄りの風系I、北西寄りの風系II、北東寄りの風系IIIの3つの風系が見られた。風系IIは三国峠を越えてきたように見える。一方、風系IIIは関東平野東部にだけあり、東北地方から流れ込んできたようではなかった。関東地方の3つの風系については次節で詳しく見る。

3. 関東スケールで見た雷雨

ここでは、関東スケールで雷雨およびそのまわりの環境を詳しく見てみる。

3.1 GMS 可視で見た雷雨

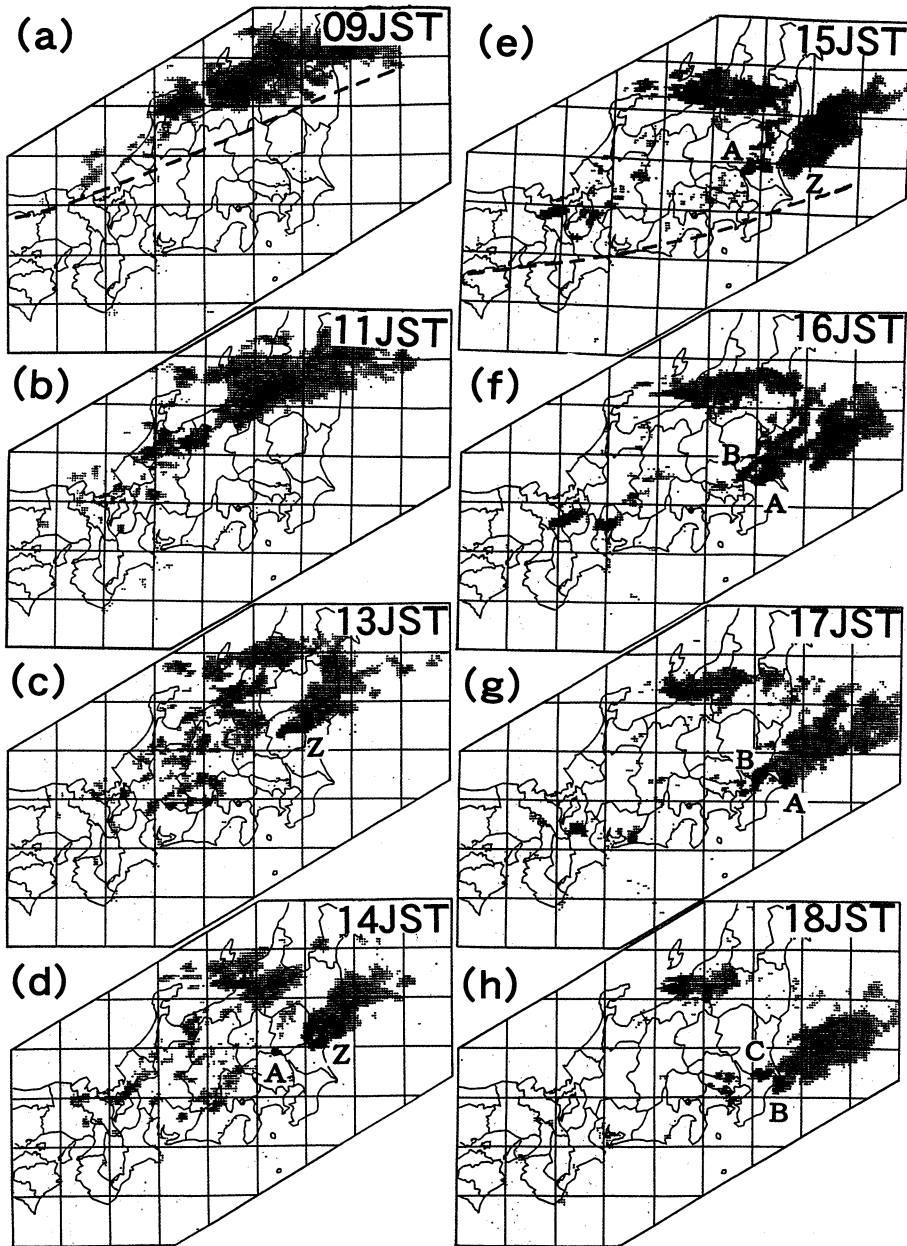
第6図はGMS可視で見た雷雨の雲システムである。第6図aにある最初の雲システムは雷雨Zであり、一方第6図bに発生した2番目の雲システムが雷雨Aに対応する。降雨の激しい領域に対応して背の高い積乱雲がいくつかあるのがわかる。

3.2 地上付近の場

第7図は10日の12時から17時までの地上風と高度補正した温度の水平分布である。アメダスや气象台や地方自治体(群馬、埼玉、栃木、茨城、千葉北部)のデータを用いた。シアラインは温度や風の時間(あるいは空間)変化が大きい境界線である。(第7図には2重破線のシアラインの他に、東京湾沿岸には海風前線による発散および銚子付近にはローカルな海陸分布による収束によるシアラインがあるが、関東スケールのものではないので言及しないことにする。)第5b図で定義した3つの風系は雷雨Aが発生する前の12時からすでに存在した。時間とともに風系Iは南西側に後退して、そのかわりに風系IIIが17時には関東平野全域を覆うまでに南西に大きく広がった。風系IIは一時的に(14~15時)関東地方西部に広がったが、群馬県に限られることが多かった。温度についてみると、風系Iがもっとも暖かく、風系IIIがもっとも冷たかった。シアラインでは温度の急変が見られ、特にIとIIIの間には気温の大きな水平コントラストがあった。

14時と15時における雷雨Aと風系との関係を眺めてみる。まず14時は雷雨Aが発生した頃である。この時3つの風系とそれらが作るシアラインが顕著であり、雷雨Aは3つのシアラインが交差する群馬県南東部で発生した。ここでは顕著な収束が見られた。一方15時は雷雨Aの発達期から最盛期にあたる。この時シアラインは南西に進んだが、雷雨Aは東寄りに進んだ。このために雷雨は風系IIIの中に入ってしまった。

第8図は地上における前橋、熊谷、水戸、つくば、

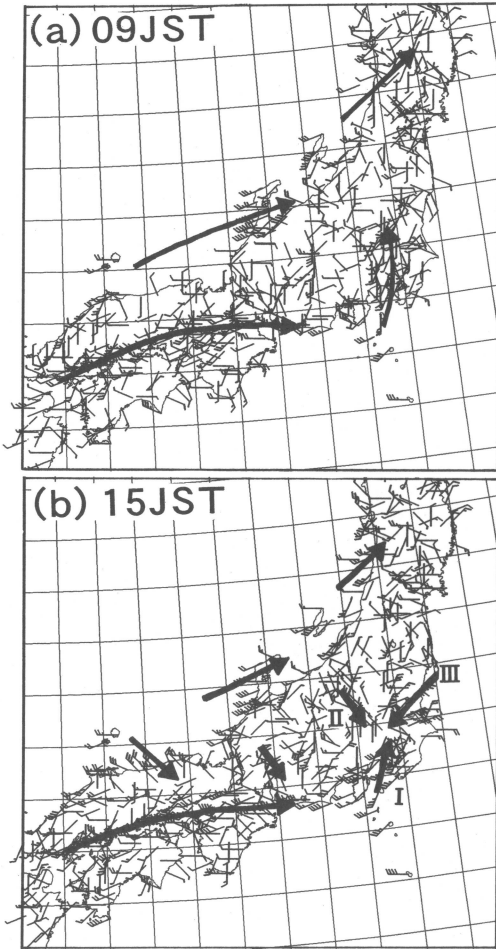


第4図 富士山レーダーで観測されたいろいろな時刻における降水エコーの水平分布. 9時と15時の破線は総観スケールから見た寒冷前線の位置を示す.

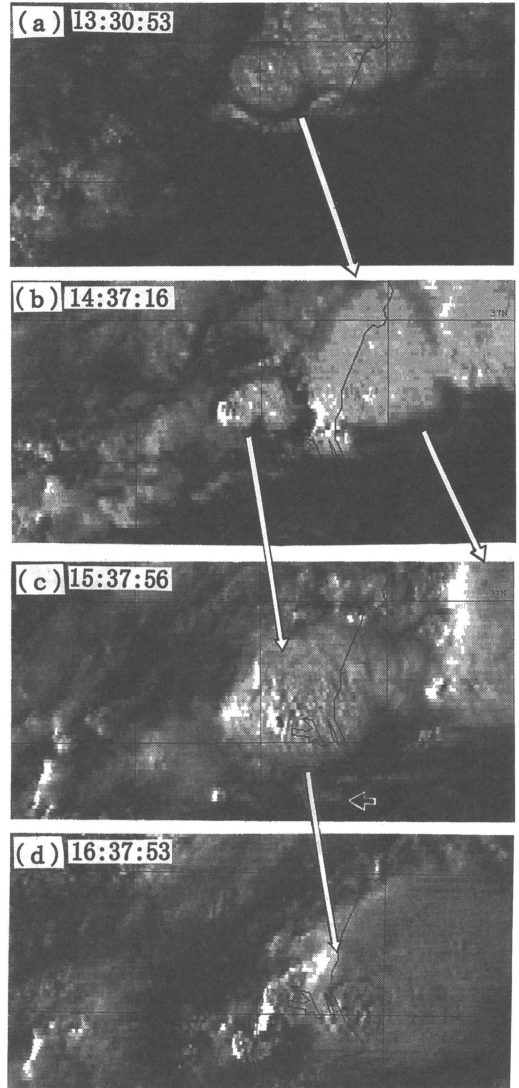
横浜の相当温位および熊谷の温度と露点温度の時系列である. それぞれの地点で異なる風系が入る度に相当温位の大きさが変わった. 特に熊谷ではⅠ→Ⅱ→Ⅲと風が変わり, それに伴って相当温位は360K→350K→345Kと変わった. また, それぞれの風系の中の気塊の

温度や露点温度はほぼ一様で, 風系が変わる度にステップ的に変化をした. したがって, 3つの風系の気塊はそれぞれの特性的を持ったミニ気団のようなものであったといえる.

風系Ⅰと風系Ⅲの間のシアラインについて, つくば



第5図 1995年8月10日9時と15時におけるアメダスの風の水平分布. 風の長い矢羽根は2 m/sである. 15時に関東地方で見られた3つの風系をI(南寄りの風系), II(北西寄りの風系), III(北東寄りの風系)とした.

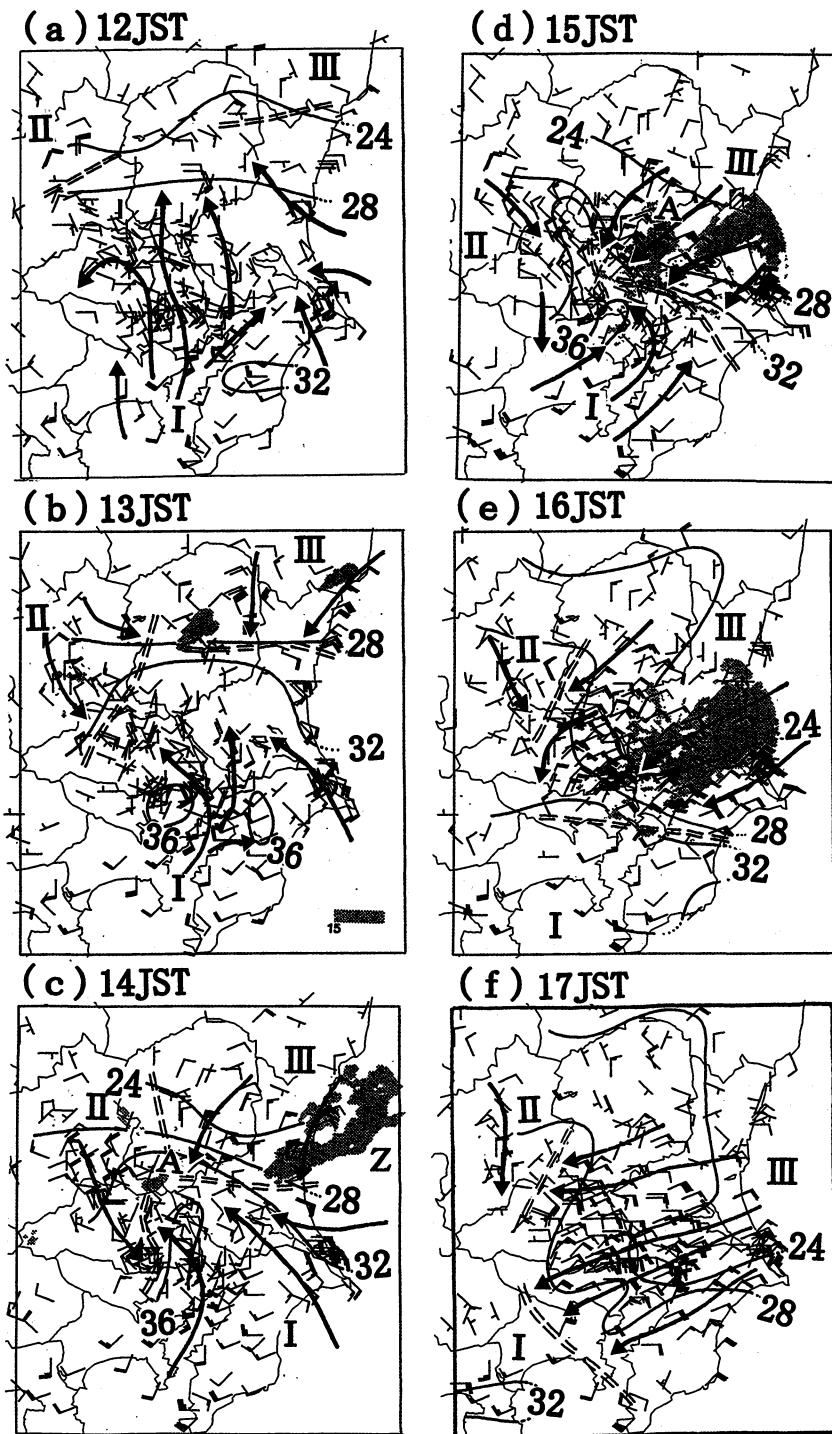


第6図 GMS可視で見た雷雨に伴う雲システム. 最初の雲システムは雷雨Zであり, 2番目の雲システムが雷雨Aである. (c)の矢印はシアラインの雲を示す.

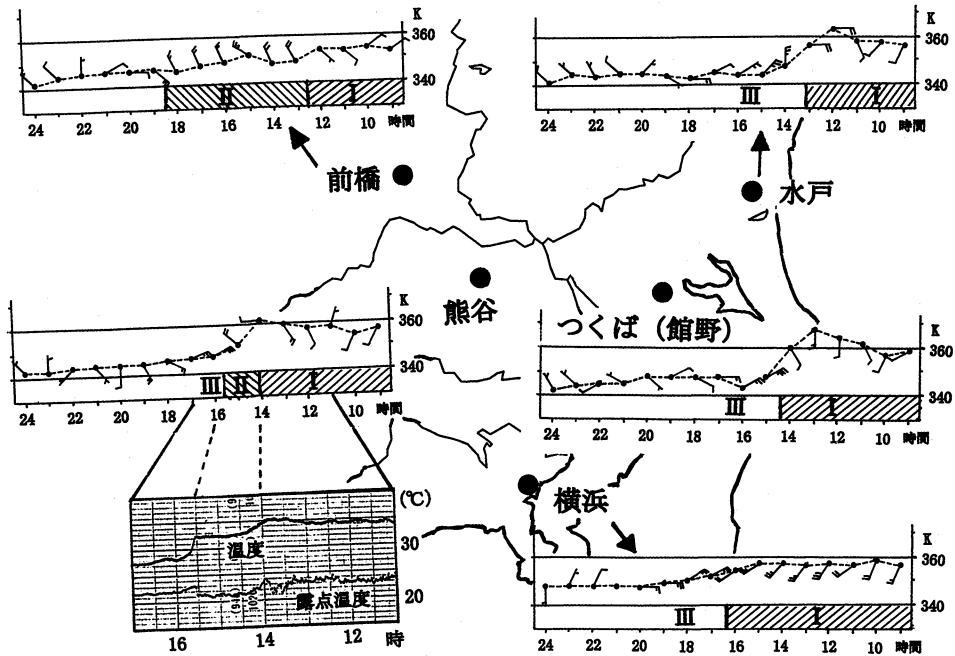
のドップラーレーダーの反射因子からも見ることができた(第9図). シアラインに対応するエコーバンドは15 dBZ程度のエコー強度であり, 地上に降水をもたらすほど強いものではなかった. また, それが時間とともに南下するのも追跡できて, その走行や移動は第7図で見たものと同じであった. さらに, このエコーバンドは衛星可視画像でもアーク状の雲としてとらえられた(第6図cの黒い矢印). 同様に, ドップラー速度からもこのシアラインは識別できたが, これについては大野ほか(1996)がすでに報告している.

3.3 高層データから求めた上層の場合

第10図は9日21時から11日09時までのつくば(館野)の風と相当温位の高度-時間断面図およびCAPE(対流有効位置エネルギー)の時系列である. 900 hPa以下の下層に注目すると, 10日15時近くまでは風系Iの南寄りの風が卓越した. 9時以降は地上付近の気温が高くなり大きな相当温位となった. このためCAPEが5000 J/kg以上と非常に不安定な大気成層になった.



第7図 1995年8月10日12時から17時までの地上風と高度補正した温度(実線)の水平分布。ドット域はつくばのレーダーでとらえられた15 dBZ以上のエコー域を示す。2重線はシアライン(局地前線)を表す。風の長い矢羽根は2 m/sである。



第8図 地上における前橋、熊谷、水戸、つくば、横浜の相当温位および熊谷の温度と露点温度の時系列。図中のI, II, IIIは第5図の風系に対応する。

それに対して、10日15時から21時にかけては地上から1~1.5 kmの高さまで風系IIIの冷たい北寄りの風に覆われた。そのために大気は安定化してCAPEは非常に小さくなった。500 hPa付近の風を眺めると、10日は南寄りの西風が卓越していたが、11日朝に北寄りの風が変わりトラフが通過したのがわかる。

3.4 ドップラーレーダーから求めた風の場合

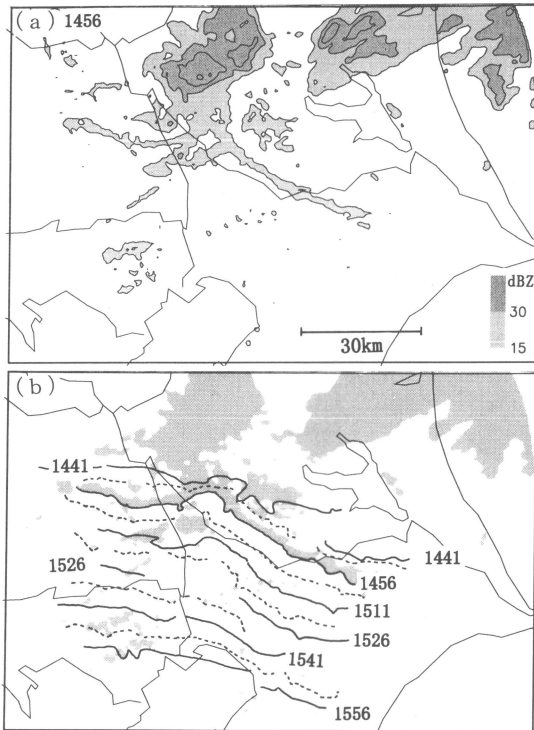
つくばのドップラーレーダーデータを用いてエコー域の風を求めた。風の評価の方法として2つの方法を用いた。一つは、動径方向に10 km、方位角16°の扇形の領域のデータを用いてその中の平均的な風を求める従来のVVP法(立平・鈴木1994; VVP1と呼ぶ)である。二つ目は、基本的にはVVP法と同じであるが、空間的により細かく風を求めるために扇形の領域を小さくして風の品質チェックを緩くした(VVP2と呼ぶ)。第11図は雷雨Aが最盛期である15時30分の反射因子と風の水平分布である。まずVVP1で求めた3つの高度(a, b, c)の風を眺めてみる。高さ0.5 kmでは全般に北東風が卓越していたが、雷雨Aに近い南東側では北寄りの風となっていて発散していた。高さ2.0 kmでは、雷雨Aの北西側で北西風が見られ、雷雨Aに向かって吹き込んでいた。一方、その北東側では南寄り

の風であった。さらに高さ3.0 kmでは西風が卓越していた。雷雨Aから離れたところの風(高さ0.5 kmの北東風、高さ2.0 kmの南西風、高さ3.0 kmの西風)に関しては、第10図の14時35分の風とよく一致した。それに対して、高さ0.5 kmの雷雨Aの南東側の北寄りの風や高さ2.0 kmの雷雨Aの北西側の北西風は、次節で示すように、雷雨スケールの風ということになる。

次に、VVP2で求めた高さ2.0 kmの風(第11図d)を見てみる。10 km以上の領域で連続的な風については第11図bのVVP1の風と比較しても大筋対応していて、こうしたVVP2の風は有効であるのがわかる。こうなると、VVP2の利点はVVP1で測れなかった領域の風まで評価できることである。VVP2で初めて評価できた風として、雷雨Aから南東30 km付近にある南東風がある。この風は、風系IIIの気塊の上を風系Iの南寄りの風が乗り上げたものと考えられる。

4. つくば付近における雷雨A—雷雨スケールの流れ

ここでは最盛期の雷雨Aの細かい構造を調べてみる。第12図は、雷雨Aの高さ0.5 kmにおける反射因子とVVP2の方法で求めた風の水平分布である。顕著な

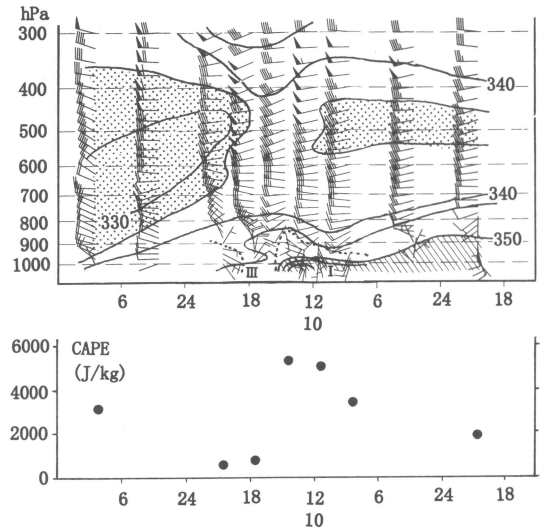


第9図 つくばのレーダーで見た風系Iと風系IIIの間のシアライン。(a)14時56分におけるエコー分布。(b)いろいろな時刻におけるシアラインの位置。レーダーの仰角は0.1°である。

のは南東側の狭い範囲に見られる雷雨Aから吹き出す北～北西の風である。これは、風系IIIの中に雷雨A自身が作った流れである。雷雨スケールの流れは、アメダスのような時間・空間的に粗いデータ(第7図)からは見ることはできなかった。

雷雨スケールの流れをさらに詳しく見るために、北西から南西の方向で27分間のドップラーレーダーデータを雷雨Aの動きに相対的に合成して、空間的に密な断面図を作った(第13図)。雷雨Aの強い降水域の下層には先に述べた北西風に対応する右向きの流れがある。さらに、その左側に左向きの流れがあつて、発散するのが見られる。これからそこでは強い降水によって下降流があつたのがわかる。

関東スケールと雷雨スケールの変化は高層気象台(館野)における自記紙(第14図)にも見られた。まず風と降水を眺めてみると、大まかな変化として弱い南よりの風の風系Iから強い東風～北東風の風系IIIへ14



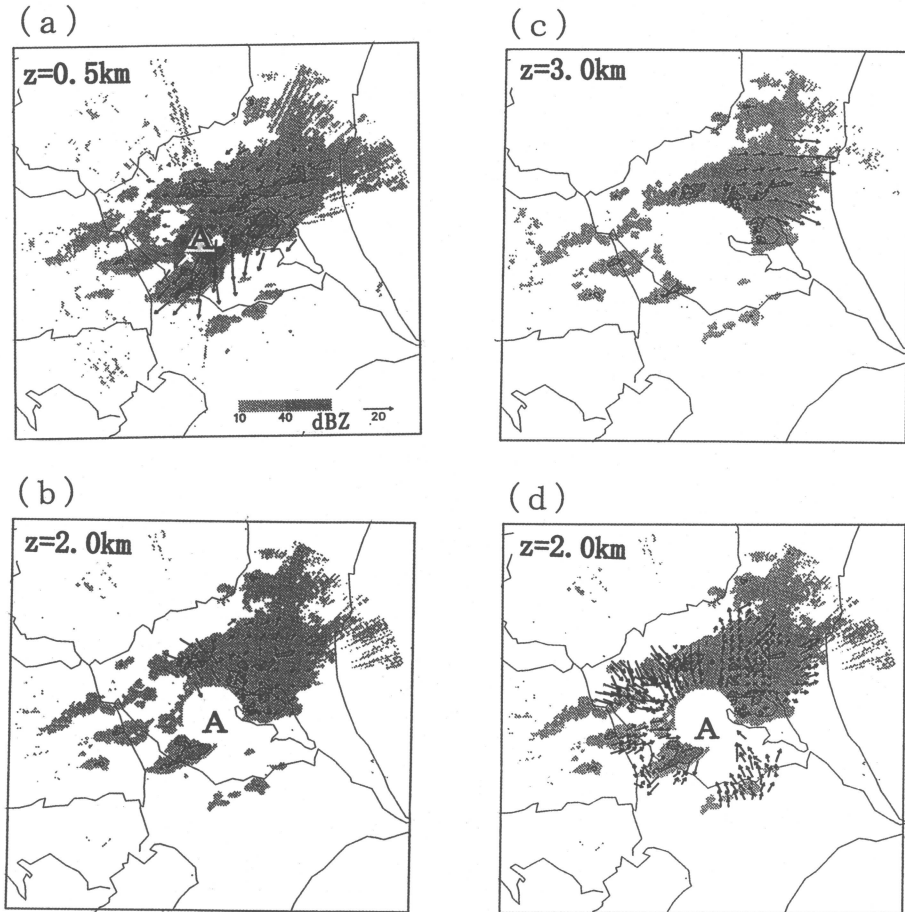
第10図 つくばにおける風と相当温位の時間-高度断面図とCAPEの時系列。ドット域は相当温位の335K以下の領域であり、斜線域は335K以上の領域である。

時30分頃が変わつたのがわかる。さらに雷雨Aが通過する時には雷雨スケールの変動が重なつて、降水が始まる頃に北西風になり突風が吹いて、もっとも激しい降水の15時40分頃に風の強さは最小になり、その後は再び風系IIIの北東風と変わった。

一方、温度と露点温度はIとIIIのそれぞれの風系の中ではほぼ一様であつた。風系IIIの温度は風系Iの温度に比べて10度近く低かつたが、露点温度はそう変わらなかつた。それに対して、雷雨スケールでは、温度の変化はそう顕著ではなかつたが、露点温度の変化は風が東風→北東風→北西風と変わる頃にもっとも値が小さくなつた。これは雷雨Aの下降流などで上空から乾いた気塊がやってきたためと考えられる。

気圧の変動を見ると、風系Iでは低圧になっていき、風系IIIで2～3hPa高くなつた。雷雨スケールでは細かい変動が見られた。特に降雨が最も激しい頃に気圧が大きくなつた。これは風が一時的に弱くなつた時に動圧が大きくなつたためである。

雷雨Aには強い下降流があり、第12図で見られた北西風はそれから吹き出すガストであることがわかつた。これがまわりの北東風の間には広がつて収束(上昇流)を作ることが予想される。実際そのようなことが起こり、アーク状の雲が生じた。第15図は気象研究所屋上から見た雷雨Aが通過する直前の南側の雲の様



第11図 つくばのドップラーレーダーによる15時30分の反射因子と風の水平分布。(a)～(c)の風はVVP1, (d)の風はVVP2の方法で求めた。

子である。南東方向に注目すると、15時22分には雲は見えなかったが、15時25分にアーク状の雲が現れた。この直後に雷雨Aがやってきて雲のその後の様子は見えなくなったが、レーダーで見る限りは発達したようには見えなかった。発達しなかったのは、衝突する2つの気塊の温度や露点温度が両方とも低かったためと思われる。

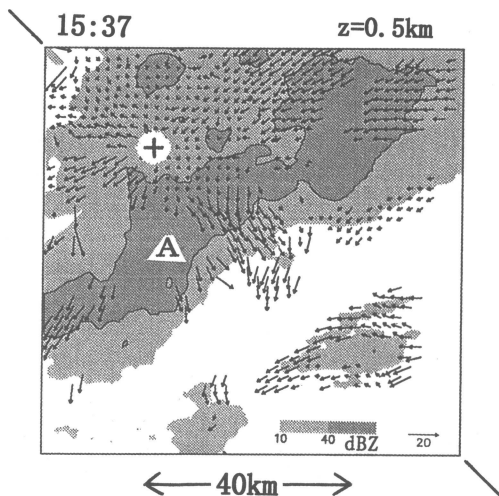
第15図の西南西方向を見ると、15時22分には雷雨Aの一部の発達した雲と激しい降水域がある。大野ほか(1996)は、15時17分頃にこの方向にマイクロバーストが発生したことを報告した。

5. 風系IIIの生成に関する考察

雷雨Aは3つの風系が交差した付近で発生したので、これらの収束は雷雨の発生のトリガーとして重要

であったと想像される。ここでは風系IIIだけを取り上げて、その冷たい北東風の生成について考察する。考えられるメカニズムとして、(1)東北地方からの寒気の進入、(2)鹿島灘から海風前線の内陸への進入、(3)雲による日射のコントラストや降水の蒸発による冷却の非断熱効果、の3つを取り上げる。

まず(1)に関して考える。寒候期に寒冷前線が中部山岳を通る時にはしばしば今回の事例のような風系およびシアラインが発現して、その場合北東風は東北地方からやってくることもある(例えば、萬納寺・栗原1993)。ところが、今回の事例では第5図を見ても東北地方から茨城県までつながった南向きの冷たい風は見られなかった。また北東風域は100 km以下の大きさであって(第7図)、17時以降もその大きさを保ちながら時間と共に南西進した(図略)。したがって、今回の事



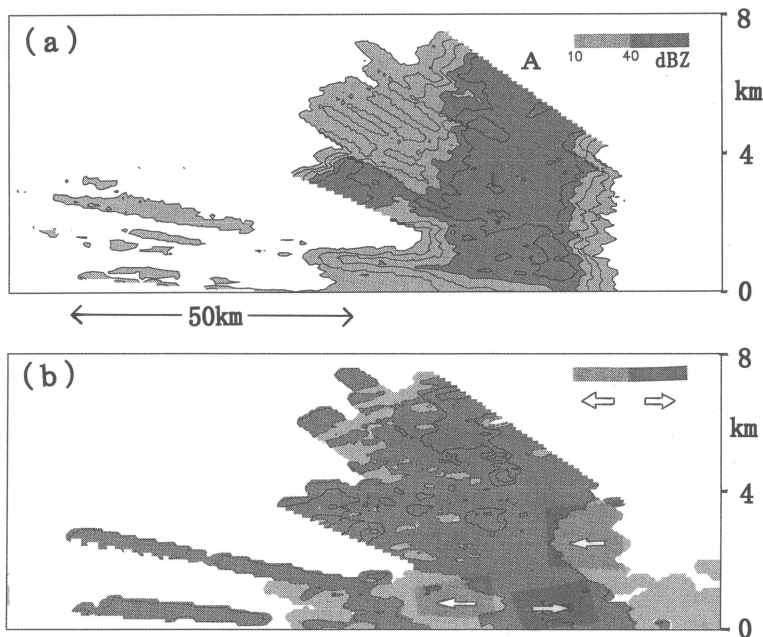
第12図 15時37分における高さ0.5 kmの反射因子とVVP2の方法で求めた風の水平分布。+はつくばのレーダーサイトの位置を示す。

例では北から寒気が進入してきたとは考えにくい。

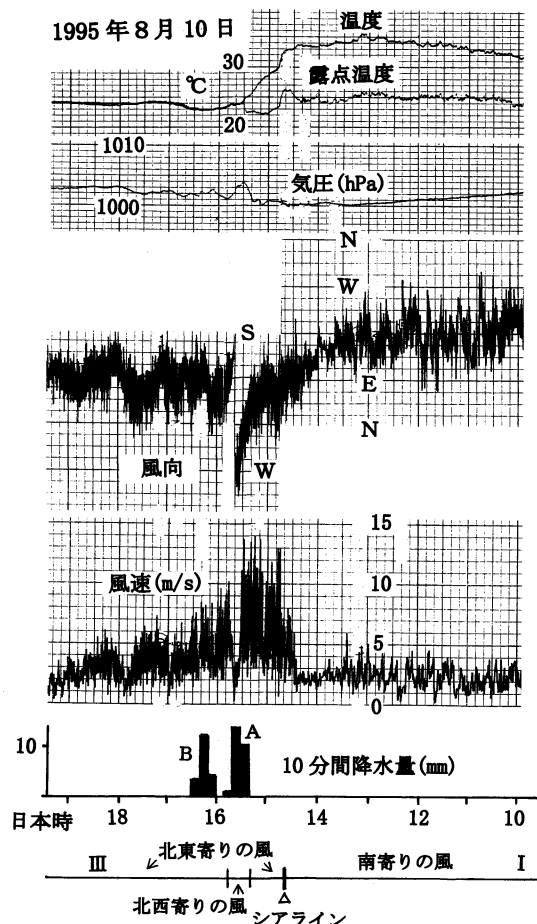
(2)に関しては、8月上旬～中旬の鹿島灘の海面温度は23～24℃であって日中関東平野は日射が強かったから、その可能性はあった。実際に鹿島灘から関東平野に海風が進入するのがしばしば観測される。しかし、第8図の水戸の時系列を見ると、12時と13時に海風と思われる東風が吹いたがその気塊は暖かく、風系IIIの気塊とは異なるものであった。したがって、今回の風系IIIは海風ではなかった。

最後に(3)に関して見てみる。風系Iと風系IIIの間には雲による日射のコントラストがあったし(例えば、第6図a参照)、第4図から雷雨Aの発生に先だって雷雨Zなど風系IIIでいつも降水があった。また、葦澤・大野(1996)が指摘したように、初期の寒気の位置や移動が降水域のものとよく対応していた(例えば、第7図b)。したがって、(3)が風系IIIの形成に最も重要であったと考えられる。

では、(3)で風系IIIの寒気と北東風の生成が定量的に説明できるだろうか？ここでは、降水の蒸発による冷却効果が雲による日射のコントラストの効果よりも大

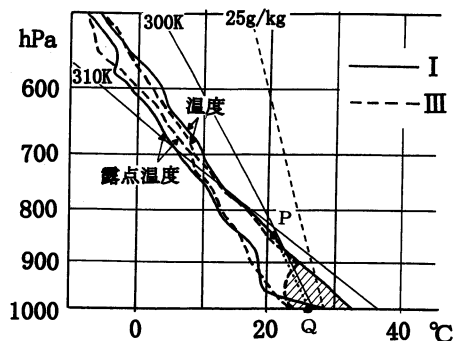


第13図 北西-南東方向に見た雷雨Aの(a)反射因子と(b)ドップラー速度の断面図。雷雨Aが北西から南東へレーダーサイトを通して移動したので、4つの仰角(0.1°, 0.9°, 3.9°, 5.8°)で14時52分から15時19分までのデータを雷雨Aの動きに相対的に合成した。(a)の等値線は10 dBZ毎、(b)の等値線は10 m/s毎に描いた。



第14図 高層気象台（館野）で観測した温度・露点温度・気圧・風・10分間降水量の時系列。

きいと仮定して話を進める。まず寒気の生成をみるために、風系IとIIIにおける成層状態を第16図に示す。地上から900 hPaまでの下層の温度分布は、風系Iでは（混合層が発達して）乾燥断熱減率に近かったのに対して、成層IIIでは寒気が入って等温に近い構造であった。水戸における風系IIIの相当温位は345Kぐらいの値であって、これが上層から雷雨Zによる降水と共に来たこととすると、第10図から1~2 kmの高さからやってきたことになる。実際に第11図では高さ2 kmで雷雨Aに北西から吹き込む流れが見られ、そうした高さから下降流で気塊が地上に降りてくる可能性を示唆した。そこで、1.5 kmぐらいの高さの気塊（21°C）が降水の蒸発によって湿潤断熱減率で降りたと仮定すると（第16図のPQの線）、地上では26°C近くとなる。この温度は風系IIIの寒気の強さとよく一致している。（温



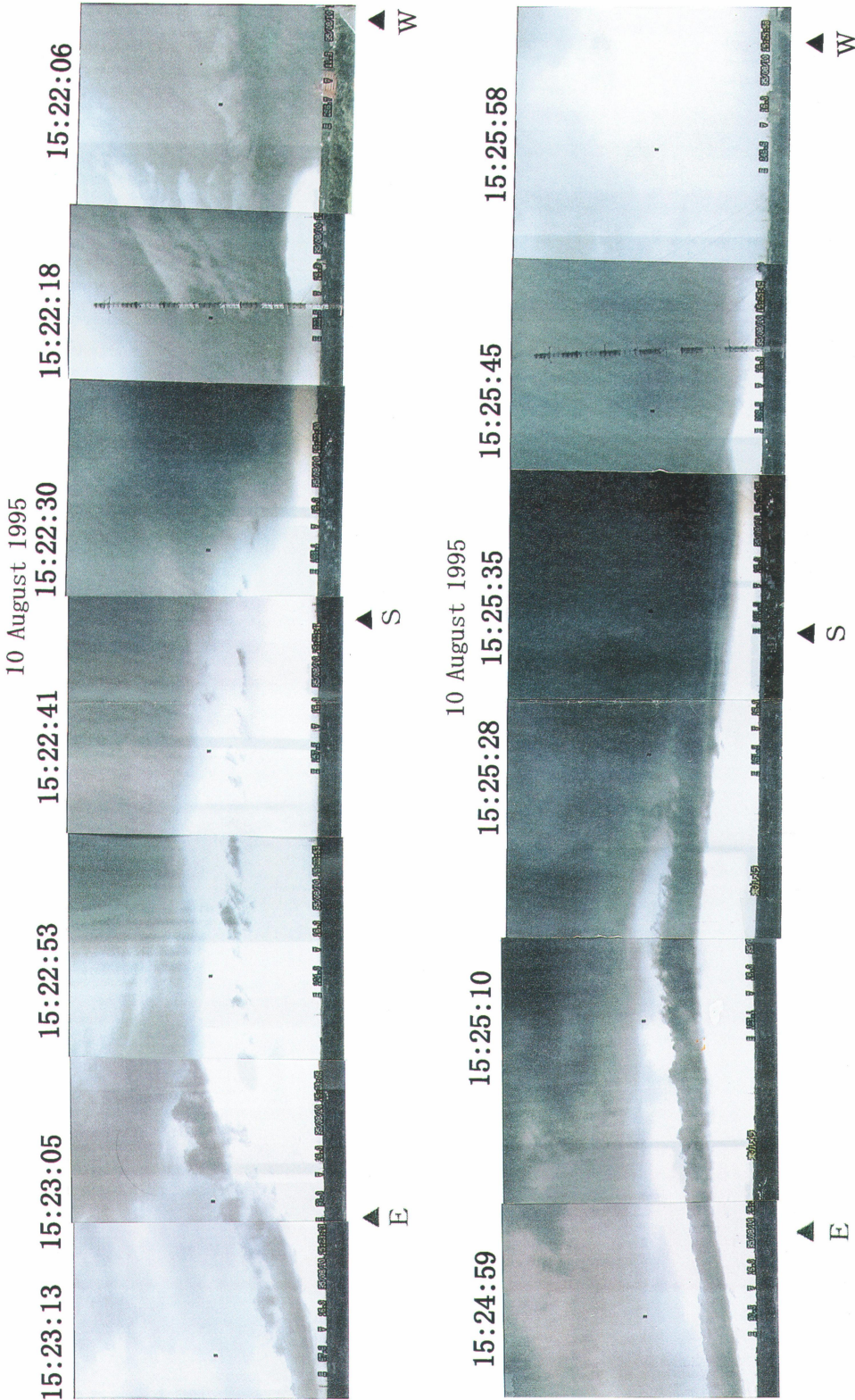
第16図 つくばで観測された風系I（放球時刻14時35分、実線）と風系III（17時33分、破線）における温度と露点温度の鉛直分布。斜線域は下層の温度の下がりを表す。ドット線PQは高さ1.5 kmの気塊が湿潤断熱減率で地上まで降りる場合の温度変化を表す。

度分布には寒気の上部の安定層などより細かい構造がみられるが、そうした成因についてはわからない。）

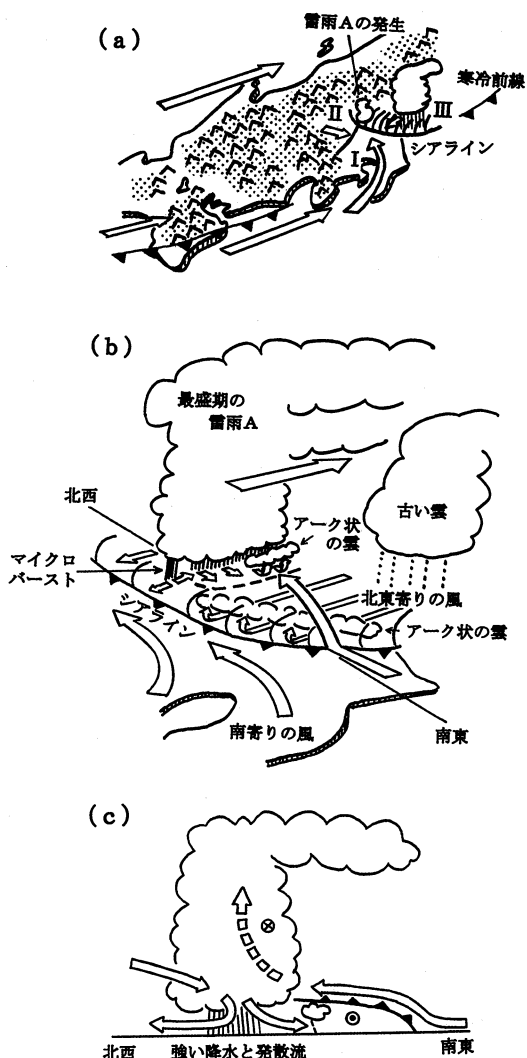
次に北東風の形成を考える。風系IとIIIの間の異なる下層の温度分布から、静水圧の仮定から地上では2つの風系の間に1.6 hPaぐらいの気圧差ができる。つくば（第14図）や水戸（図略）の気圧の記録にも2つの風系の間に2~3 hPaの気圧差が見られ、この大きさは妥当なものといえる。さて、この気圧差で風が作られるとすると、関東スケール（100 km）で10 m/sの強さの水平風となるには2時間弱の時間がかかることになる。この時間スケールは北東風が生成される時間としては十分であろう。こうした風系の形成について、Ogura *et al.* (1995) は embedded-areal-type 降雨帯の事例について関東平野でこの程度の気圧差でこの程度の風が吹くことを示した。

このように、(3)の中の降水の蒸発による冷却効果は、風系IIIの寒気と北東風の生成を定量的にも十分説明するものである。したがって、葦澤・大野（1996）が考えたように、風系IIIは古い雷雨から吹き出したガストであったと結論される。

最後に、風系Iと風系IIIの間のシアラインの移動速度について述べる。ガストフロントが重力流であるとして、その移動速度(=C)について理論や観測の比較が多くなされてきた（Mahoney 1988, 小倉ほか1993, 瀬古ほか1997, 小倉1997）。



第15図 雷雨Aがつくくばを通過する直前の気象研究所屋上から見た南側の雲の様子。南東方向に注目すると、(a)の15時22分には雲は見えないが、(b)の15時25分にアーク状の雲が現れた。



第17図 (a) 雷雨Aの発生期のまわりの流れの概念図。ドット域は山岳域を示す。(b) 最盛期の雷雨Aのまわりの流れの概念図と(c) 北西から南東にかけての断面における流れの様子。

$$C = k \left(\frac{gh\Delta\theta}{\theta_0} \right)^{1/2}$$

ここで、 g は重力加速度、 h は寒気の厚さ、 $\Delta\theta$ は2つの風系の温位差、 θ_0 は平均温位、 k は無次元の係数である。さて、今回の場合、第9図から南西方向にシアラインは約 10 ms^{-1} の移動速度で動いたのに対して、 $h=1 \text{ km}$ 、 $\Delta\theta=10\text{K}$ 、 $\theta_0=300\text{K}$ とすると、 k は0.56となる。従来の k の値は0.7~1.4であるので(小倉1997)、

今回得られた値はそれに比べて小さいといえる。

6. まとめ

1995年8月10日に発生した雷雨Aについて総観・関東・雷雨の3つのスケールから調べた。この発生期と最盛期の雷雨のまわりと内部の流れを、第17図のような概念図にまとめた。

総観スケールから見ると、雷雨Aは寒冷前線が関東地方を通る時に発生した。ところが、関東スケールで詳しく見ると、関東平野の地上付近には雷雨Aの発生前から3つの風系(I, II, III)があって、その間には温度や風が不連続であるシアライン(局地前線)が見られた(第17図a)。それぞれの風系の中の気塊は温度・湿度・相当温位がほぼ一様でミニ気団的な特性を持っていた。風系Iの気塊は非常に不安定であった。風系IIIの寒気の厚さは1~1.5 kmであった。関東平野では、寒冷前線(降水域)の南下に伴って、卓越していた風系Iが南西に下がり、そのかわり風系IIIが広がった。こうした中で雷雨Aは3つのシアラインが交差する付近で発生した。その後雷雨Aは発達しながら東寄りに進んだために、風系IIIの中に入ってしまった。

第17図bと第17図cは雷雨Aが最盛期になった頃の流れの様子である。対流活動は活発で落雷やひょうが見られた。激しい降水によって強い下降流と地上付近の発散する流れの雷雨スケールの流れがあった。また、北西風のガストによって発生したアーク状の雲が観測された。

雷雨Aの発生に関与した風系IIIの寒気と北東風の生成について、(1)東北地方からの寒気の進入、(2)鹿島灘から海風前線の内陸への進入、(3)雲による日射のコントラストや降水の蒸発による冷却の非断熱効果、の3つの可能性を考察した。風系IとIIIの間には日射のコントラストがあってしかも風系IIIではいつも降水があったこと、風系IとIIIにおける下層の温度鉛直分布の大きな違い、およびそれから計算される地上の気圧差などから、(3)のメカニズム(特に降水の蒸発による冷却)が定量的にも最も重要であったことがわかった。

関東地方では、地形の影響によって新しい雷雨の発生の仕方は複雑になる。似たような総観スケールの寒冷前線の通過であっても、発生する雷雨の形状は今回のように塊状であったり、降雨域が線状に並んだスコールラインであったりする(小倉ほか1991, Ogura *et al.* 1995, 瀬古ほか1997)。こうした違いがどうして生じるのか、今後調べる必要がある。また今回のよう

に風系Ⅲの北東風が選択的に強まるメカニズムを明らかにすることも必要である。関東平野において雷雨の発生する時に茨城県の方向から冷たい北東風が吹くことは珍しくない。1995年7月11日の事例（嶋村ほか、1996）でも冷たい北東風が関東の北東方向から発生して関東平野を覆うのが見られ、この寒気も降水の蒸発によって作られたと考えられている。日中高温の中部山岳や関東平野（熱的低気圧）と低温の鹿島灘（高圧域）の関東スケールのコントラストがある中で、関東北東部の降水（およびその蒸発）がさらにコントラストを大きくして北東風を強めているのかも知れない。数値モデルによる再現実験が望まれる。

謝 辞

気象観測データを提供していただいた群馬県環境保全課、栃木県環境管理課、茨城県公害対策課、埼玉県大気保全課、千葉県大気保全課、気象庁気象衛星センター、高層観測とデータ提供の協力をいただいた高層気象台、およびVVP法のプログラムを使わせていただいた立平良三氏（気象業務支援センター）に感謝します。

参 考 文 献

- Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989: Storm and Cloud Dynamics, Academic Press, Inc., 883pp.
- 畠山久尚, 北沢貞雄, 野島 弘, 1963: 関東の雷雨, 気象研究ノート, 14(1), 71-80.
- Holle, R. L. and M. W. Maier, 1980: Tornado formation from downdraft interaction in the FACE mesonet, Mon. Wea. Rev., 108, 1010-1028.
- 堀江晴男, 遠峰菊郎, 1995: 熱雷の発生と移動について—1995年7月29日と8月2日の事例, 日本気象学会1996年春季大会予稿集, B355.
- Houze, R. A. Jr., 1993: Cloud Dynamics, Academic Press, Inc., 570pp.
- 石原正仁, 榊原 均, 柳沢善次, 松浦和夫, 青柳二郎, 今泉孝男, 1987: 2台のドップラレーダーによって観測された関東地方の雷雲の内部構造, 天気, 34, 321-332.
- Mahoney III, W. P., 1988: Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows. Mon. Wea. Rev., 116, 1474-1491.
- 萬納寺信崇, 栗原和夫, 1993: 本州中部を通過する寒冷前線の地形による変形, 天気, 40, 513-523.
- 葦澤 浩, 大野久雄, 1996: 気温低下にもとづくガストフロント警告支援システム, 天気, 43, 545-552.
- 小倉義光, 永田 雅, 田畑 明, 1991: 関東北・西部山系を越える寒冷前線の変容: 事例解析, 天気, 38, 635-644.
- Ogura, Y., K. Tsuboki, H. Ohno, K. Kusunoki and H. Nirasawa, 1995: A case study of the formation of an embedded-areal-type cloud band over Kanto Plain. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 857-872.
- 小倉義光, 1995: 雷雨研究始め日米比較, 気象, 39(12), 4-8.
- 小倉義光, 1996: 「雷雨の発生環境について」に対するコメント, 天気, 43, 738-740.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 大野久雄, 楠 研一, 鈴木 修, 1996: 1995年8月10日に関東平野で発生した雷雨に伴うボウエコー, ガストフロントおよびダウンバースト, 天気, 43, 167-170.
- 櫻庭信一, 1950: 積乱雲の研究, 「雷の研究」(日本学術振興会雷震防止第9特別委員会), 2-9.
- 瀬古 弘, 吉崎正憲, 楠 研一, つくば域降雨観測実験グループ, 1997: 1995年8月16日に関東地方を通過したスコールライン, 天気(受理).
- 嶋村 克, 瀬古 弘, 吉崎正憲, つくば域降雨観測実験グループ, 1996: 1995年7月11日関東地方で発生した積乱雲群の解析, 日本気象学会1996年春季大会予稿集, B358.
- 田畑 明, 中澤 栄, 安富祐二, 榊原 均, 石原正仁, 赤枝健治, 1989: 寿命の長いシングルセル型対流雲の構造の解析, 天気, 36, 499-507.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 1997: 関東地方における熱雷の発生・発達環境—1995, 1996年夏季の事例解析より, 日本気象学会1997年春季大会予稿集, A106.
- 立平良三, 鈴木 修, 1994: 単一ドップラレーダーによる上層風推定の精度, 天気, 41, 761-764.
- 東京管区気象台, 1991: 熱雷に関する地域特性の調査, 164pp.
- 宇梶三男, 中三川浩, 1988: 栃木県における雷雲の発生と移動について, 研究時報, 40, 80-81.
- 吉崎正憲, 1996: 雷雨の発生環境について, 天気, 43, 734-738.

Analysis of Thunderstorms Occurred over Kanto Plain on 10 August 1995

Masanori Yoshizaki*¹, Naotaka Uekiyo*², Hiromu Seko*³, Hajime Takayama*³,
Ken-ichi Kusunoki*³ and Tsukuba Area Precipitation Studies Group

*¹ (Corresponding author) Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

*² Meteorological Satellite Center.

*³ Meteorological Research Institute.

(Received 9 May 1997 ; Accepted 2 September 1997)

Abstract

Thunderstorms occurred when a synoptic-scale cold front passed over Kanto Plain on 10 August 1995. By utilizing data of AMeDAS, surface meteorological records, upper sounding, and Doppler radar, storm A, which attacked Tsukuba, was studied from a standpoint of three horizontal scales ; synoptic (1000 km), Kanto (100 km) and storm (10 km) scales. Prior to its formation, three wind systems (very warm southerly wind system I, warm northwesterly wind system II, and cold northeasterly wind system III) and wind shear lines were seen over Kanto Plain. In each wind system, temperature and moisture were nearly uniform, like mini-airmass. Storm A formed where three shear lines intersected, and developed and matured in the wind system III. At the mature stage of storm A, intense storm-scale downdrafts and outflows near the surface were found, and arc-shaped clouds were generated by these outflows.

Formation of the wind system III was quantitatively examined. It is concluded that it is a gust wind produced mainly by evaporation of precipitation in other storms in the wind system III.



一覧表

第29回(平成10年度)三菱財団自然科学研究助成応募要領	56
官庁資料のコピーサービス	59
教官公募	65
第11回アサヒ・フェローシップ(朝日国際奨励金)募集のお知らせ	67
東アジア酸性雨研究センターの研究員募集	72