

北関東に豪雨およびひょう害をもたらした
昭和47年8月2日の雷雨群の
レーダーエコー解析*

八木鶴平・清野 豁・小元敬男

国立防災科学技術センター第1研究部

**Analytical Study on the Radar Echo Structure and
Migration of Thunderstorms on 2 August 1972
in the Northern Kanto District**

By

Tsuruhei Yagi, Hiroshi Seino and Yukio Omoto

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Thunderstorm echoes on August 2, 1972 in the northern Kanto district were analyzed in relation to their migration and structure.

3 patterns on migrating direction were obtained of left-moving storms, right-moving storms and a nondeviating storm with respect to the atmospheric mean flow. They initiated in the afternoon in the north-west mountainous area. The left-moving storms of *L1*, *L2* and *L3* got matured in the evening and died out of themselves after migrating into the plain. On the other hand the right-moving thunderstorms of *N* and *I* developed rapidly in the plain, with the result of hail and heavy rain, and survived longer until late at night. The third one, *S*, was a relatively small and short-lived convective echo.

The wind in storm environment weakly backed with height in the evening and veered later at night, due to the change of lower wind below 700 mb.

Characteristic echo features were found for each type. In the case of left-moving storms, relatively strong radar reflectivity was observed on the left-hand portion of echo with respect to the direction of migration. On the contrary the gradient of radar reflectivity was higher at the right-hand side of the right-moving storms, that matured later, than at the opposite flank. The nondeviating storm had a relatively strong intensity at the center-rear of the echo. In a vertical echo section of deviating storms, an overhanging wall remarkably formed with denser isopleths of reflectivity, facing the direction for which the storm

* 本研究は特別研究「積雲対流がもたらす災害の発生機構に関する研究」の一環として行なったものである。

motion deviated from the mean wind.

It was considered that the relatively strong reflectivity on one side of a thunderstorm was due to the active convection fed by the moist low-level inflow air toward the side. With the propagation against the inflow, the thunderstorm as a whole appeared to migrate deviating from the atmospheric mean flow.

1. まえがき

昭和47年8月2日夕刻、群馬県北西部の山岳地帯で発生したいくつかの雷雲は発達しながら平野部に移動し、県東部に豪雨を降らせた。沼田では56.5 mmを記録し、伊勢崎では降雨にともない降ひょうがあった。このため落雷による死者1名の他、農作物被害総額は1億円にのぼった(群馬県気象月報, 1972)。

この日、国立防災科学技術センターが藤岡市に設置した車載式レーダーはこの雷雨群のエコーの行動をその発生から追跡し、構造を詳細に観測した。本報告はそのレーダーエコー解析の結果得られた知見、主としてエコーの移動経路と雷雨の構造の関係について述べる。

2. レーダーと観測点

観測に使用したレーダーは波長3.2 cm、尖頭出力40 kw、ビーム幅 2° 、パルス幅 $1\ \mu\text{s}$ 、繰返し周波数500 ppsで指示装置はPPIおよびREI表示である。付属のシンクロスコープを用いて、A/Rスコープ観測が可能である。また1レベルあるいは3レベル同時表示のできる等エコー演算回路を備えている。最大探知距離は150 kmで、等エコーを得られる範囲は60 km以内である。空中線および観測室は3.5 トン車に積載されていてそのまま移動し、観測点に設置される。外部電源を得て作動する。指示機の写真記録はパルスカメラにより、20秒から60秒に1枚の割で撮影し、適宜数分から十数分間隔でPPIおよびREIの等エコーを得た。この種の観測としてはかなり時間的密度の高いものである。

レーダー観測点は群馬県藤岡市の南西郊外の小高い丘に設けられた。図1は観測範囲内の地形を示す。海拔1,000 m以上の山岳地帯は斜線をほどこされている。同心円はレーダーからの距離でそれぞれ50 kmと100 kmである。南西方向に描かれた扇形の部分はレーダーの死角である。破線は県境、点をほどこした部分は日本海および東京湾、相模湾である。地名に付したRとSは、それぞれレーダー観測点と高層気象観測点であることを示す。

関東地方の積乱雲は北西部山岳地帯で発生し、東進あるいは南東進して発達し、平野部に豪雨、落雷、降ひょう等の気象災害をもたらすものが多い(畠山・北沢・野島, 1963)。藤岡市は北関東にあって、これらの積乱雲の発生、発達、移動等を至近距離にて詳細な観測を有利に行なえる場所としてわれわれの観測点に選ばれた。

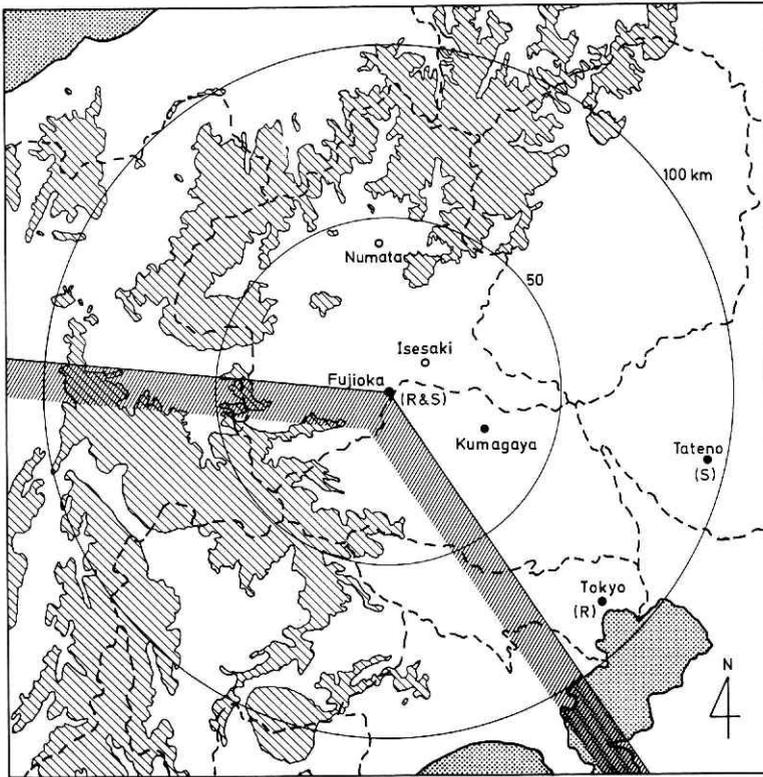


図 1 レーダー観測点および地形図

Fig. 1 Topography and range marks of Fujioka radar.

3. 気象概況

昭和47年8月2日21時の気圧配置は図2に示すように1,012 mbの高気圧が父島の北にあって、広く日本付近から黄海までおおい、994 mbの低気圧が沿海州の北部にあって寒冷前線がウラジオストック付近までのびている。このため日本海は全般に低圧部となり、日本付近は南高北低の夏型になった。上層では北日本を中心に寒気がはいる、館野500 mb面で9時 -6°C 、21時で -8°C を示した。関東は大気が不安定な状態になっており、午後から対流活動が盛んになった。図3は21時の局地天気図である。関東内陸の点をほどとした領域は東管レーダーによる21時のこ

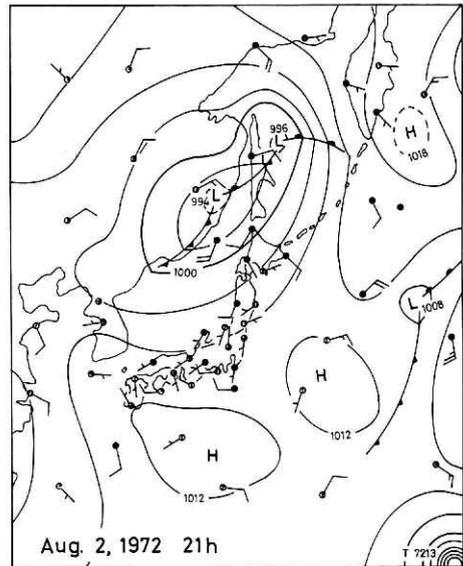


図 2 昭和 47 年 8 月 2 日午後 9 時の地上天気図

Fig. 2 Surface map, 2100 JST 2 Aug. 1972.

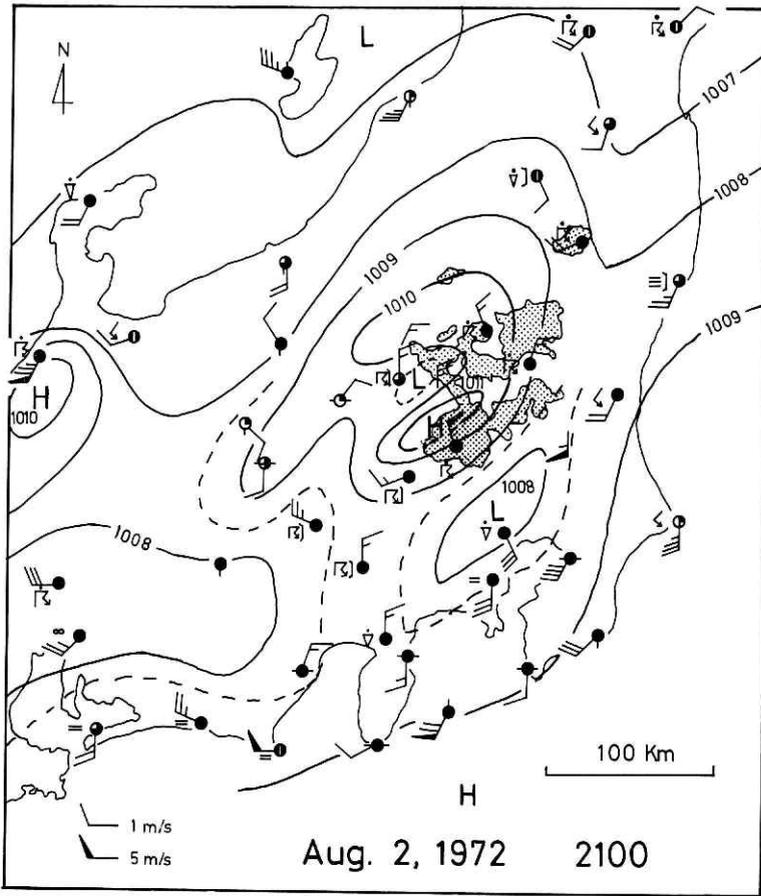


図 3 昭和 47 年 8 月 2 日午後 9 時の局地天気図

Fig. 3 Local map, 2100 JST 2 Aug. 1972. Dotted are thunderstorm echoes from Tokyo radar.

の報告でとりあげた対流性エコーである。比較的粗い観測網からの解析であるが、雷雨によると考えられる局地高気圧およびその後面の低気圧がこのエコー群にほぼ対応してみられ、太平洋高気圧からの南寄りの一般流と局地高気圧からの北寄りの吹出しとによる収束線がその南にあるらしい。収束線にそって局地低気圧ができていのがわかる。

図 4 はこのエコー群による群馬県の雨量分布である。実線は 10 mm ごとの等雨量線で 18 時から 21 時の 3 時間雨量を表わす。破線と点線はとくに 5 mm と 0.5 mm の等雨量線である。白丸印は自記紙による観測値を用いた点、黒丸印は口雨量からこのエコー群に関する 3 時間雨量を割出して* 用いた観測点を表わす。雨量のデータは、気象庁区内観測所、建設省と群馬県の雨量観測所、および群馬県と前橋地方気象台による榛名山降雨特別調査の資料を用いた。伊勢崎南郊の降ひょう域は点点で示してある。図は通常雷雨に特徴的である局所

* Percentage Method (Fujita, 1955)

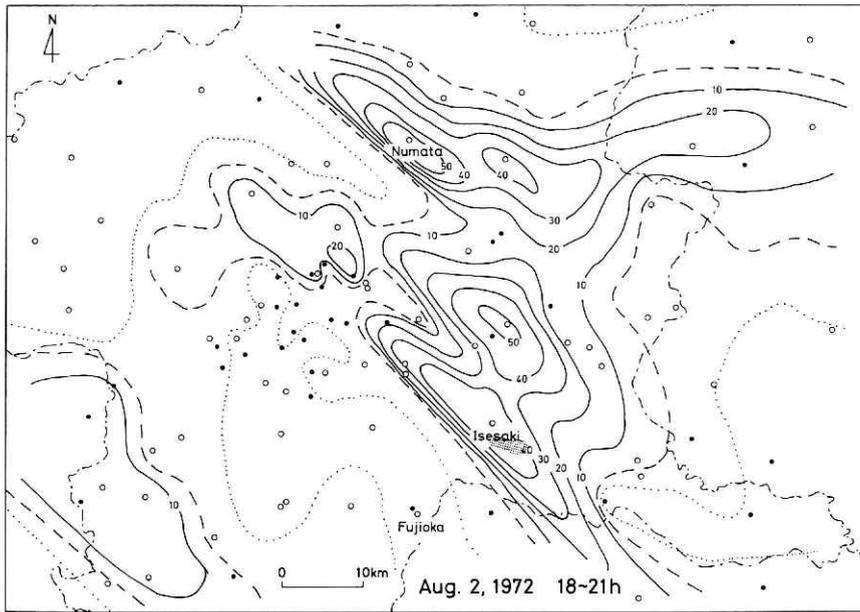


図 4 3 時間雨量の分布図

Fig. 4 Rainfall distribution in mm, 1800-2100 JST 2 Aug. 1972.

的な雨量分布をあらわしているといえる。とりわけ豪雨のあった沼田付近と降ひょうの伴った伊勢崎付近のそれぞれ南西で等雨量線が密になっているのが顕著である。レーダーのある藤岡では雨は降らなかった。

4. 雷雲エコーの行動

写真 1 は 19 時 35 分の藤岡レーダーの PPI 写真である。レンジマークは 10 km ごとである。沼田に豪雨をもたらしたエコーは系 N、伊勢崎にひょうを降らせたエコーは系 I である。これらのストーム系およびストーム L1 (この時刻にはすでに消滅している)、L2、L3、ストーム S について解析した。このうち系 N と系 I は順次発生したいくつかのエコーセルが発達しながら併合し、それぞれ一つの系として行動した。図 5 は約 30 分間隔の各時刻のエコーの状態を表わす。丸印がレーダーの位置 (藤岡)、黒くぬりつぶした部分は榛名山系

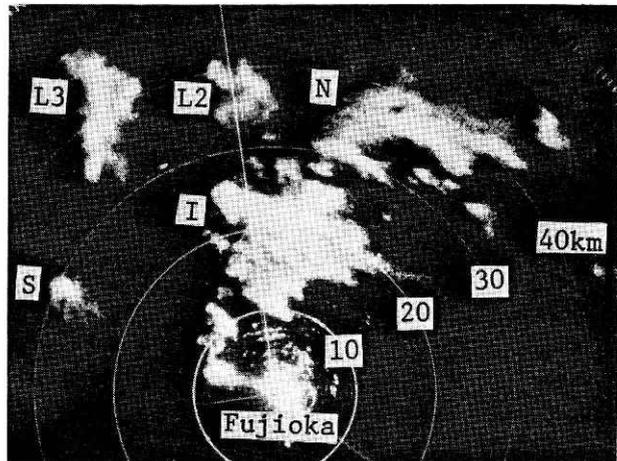


写真 1 19 時 35 分の藤岡レーダーの PPI 写真

Photo. 1 Radar echoes of thunderstorms from Fujioka radar at 1935 JST 2 Aug. 1972.

の位置 (藤岡)、黒くぬりつぶした部分は榛名山系

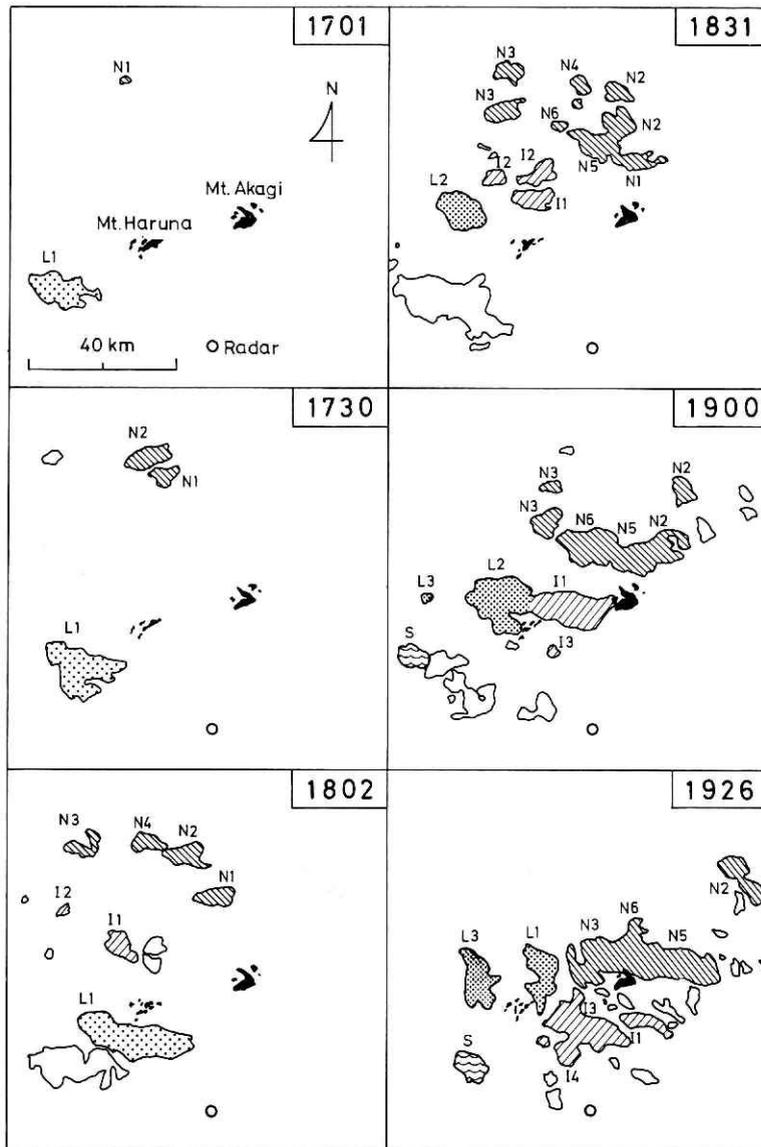


図 5 約 30 分ごとの雷雨エコー分布

Fig. 5 Configurations of radar echoes from Fujioka at approximately 30-min intervals, thunderstorms of 2 Aug. 1972. Hatched are right-moving storms, dotted are left-moving storms and waved is a nondeviating storm.

と赤城山系のグランドエコーを表わす。斜線のエコーは系 N, 系 I, 点彩をほどこしたエコーは、発生時刻順にストーム L1, L2, L3, 波線のエコーはストーム S を表わす。白抜きのエコーは弱いエコーかあるいは死角に一部がかかり解析できなかったエコーである。この日、午後4時半ごろから対流性エコーが北西部山岳地帯に発生した。発生の場所はそれぞれ

山脈の頂上付近あるいはその風下数 km の位置である。たとえば、ひょうを降らせたストーム系 I は 17 時 49 分, 18 時 02 分に 2 つのセル (I₁, I₂) が岩菅山の風下に発生し, 発達しながら東南東に移動した。18 時 54 分, 19 時 07 分にその右側榛名山で発生した二つのセル (I₃, I₄) をひきつけるような形でそれらと順次合体し, 勢力はむしろ新しいセルに移って古いセルは消滅した。その後この系は更に発達し 20 時前後にひょうを降らせている。系 N は谷川岳周辺の山塊でそれぞれの初期のセルが発生し, ストーム L1 は浅間山, L2, L3 は本白根山の風下で発生した。風下で発生するのが多いのは, 対流雲がレーダーで降水として捕捉できるようになるまでに時間がかかるためであると考えられる。

このように発生した初期エコーが発達しながら平野部に移動した経路を図 6 に示す。図の右下の時刻はそれぞれのストームあるいはセルの発生時刻である。線の末端が×印で終わっているのはその地点で消滅したことを表わす。矢印の先端は 19 時 35 分の位置である。途中 18 時 26 分 (斜線) と 19 時 26 分 (点彩) のエコーを重複させてある。ストーム L1 は 18 時 25 分に消滅したのでエコーパターンは描かれていない。

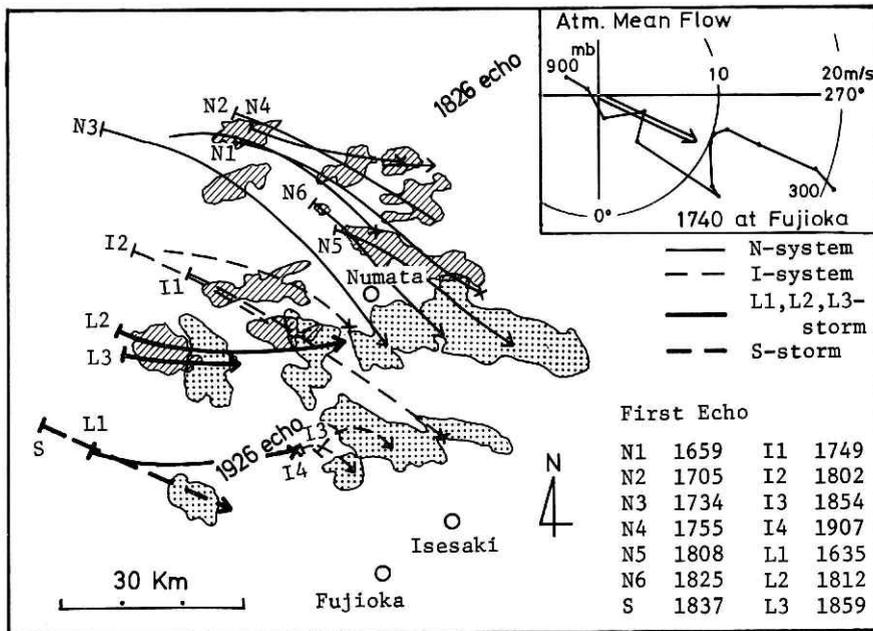


図 6 エコーの移動の軌跡と風の hodograph および大気平均流ベクトル

Fig. 6 Paths of 2 Aug. 1972 storms by Fujioka radar and upper winds at Fujioka, 1740 JST.

これらの雷雨エコー群はそれぞれ異なる特徴的な行動を示した。ストーム L1, L2, L3 およびストーム S は終始単一のセルであった。このうち前者 3 者は東進し, ストーム S は東南東進した。一方ここでストーム系と称した N と I はいくつかの発生を異にする対流セルが融合分離しながら発達あるいは部分的に消滅し, 系全体として南東進した。このうち系 I は前

に述べたように古い対流セルの進行方向に対して右側に新しいセルが発生し、降水の勢力は順次新しいセルに移っていった。そして北側の古いセルは衰弱し消滅した。系 N は融合・分離がやや複雑といえるが結果的に南側のエコー、すなわち系の進行方向右側の対流セルが生き残り一つの雷雨を形成して沼田に強い雨をもたらしたといえる。図5の19時00分でL2とI1は一見一つのエコーに見えるが、図6の移動図でわかるように時刻を追って解析すれば異った行動をした別々の対流系によるものである。

藤岡レーダーの観測は19時35分に終了した。それ以後の行動は、東京管区気象台のレーダー写真で判読する限り、系Iは伊勢崎、熊谷を通り22時頃埼玉県南部でほとんど消滅した。図7は熊谷の8月2日15時から3日3時までの、風向風速、気圧、気温、湿度、降水量の自記紙の記録である。伊勢崎にひょうを降らせた後、まだ十分勢力を保ち熊谷に至った。雷雨の前面の通過にともなう風向風速の急変、気圧の急昇、気温の急降等が顕著である。系Nは系Iの北にあってこれと融合したがやがて北側の部分は衰弱したように見える。L2の去就は判然としない。SとL3は孤立したままそれぞれ19時45分と20時10分頃消滅した。藤岡レーダーでとらえられたこれらの雷雨群は東京から100km以上隔っていたた

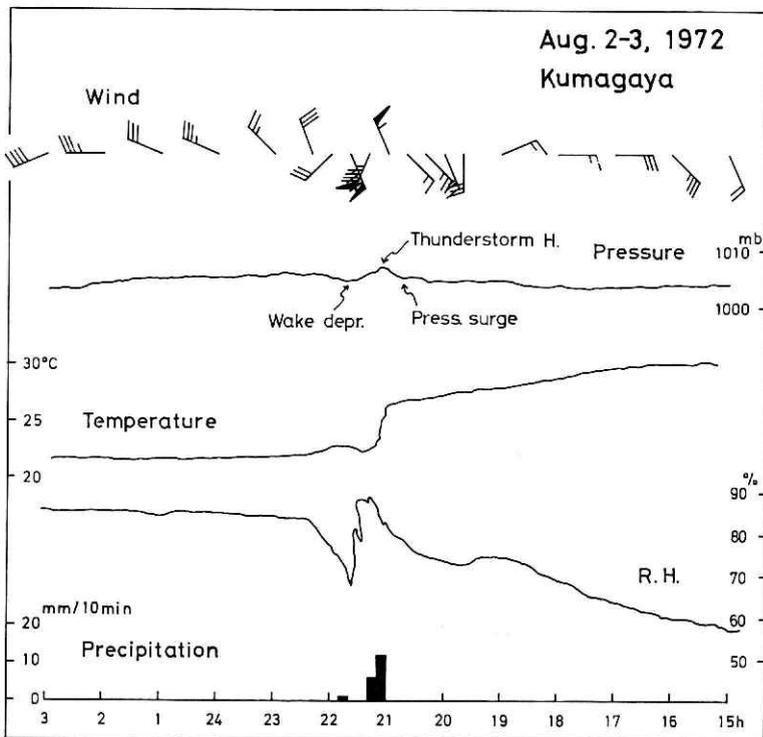


図7 熊谷の自記気象要素

Fig. 7 Winds, rainfalls and traces of barograph, thermograph and hygrometer at Kumagaya, 2-3 Aug. 1972.

め、関東全域をとらえる東管レーダーでは、ここに報告したような詳細な資料は与えない。もちろん観測目的の相異によるからであるが、われわれは関東平野の奥にはいって雷雨を至近距離から観測したことになる。

レーダー観測点において1日2~4回のレーウィンゾンデ観測を行った。図6の右上のホドグラフはこれらの雷雨群が初期に存在した時間帯を代表する高層の風である。矢印は900 mb から300 mb までの50 mb ごとの風をベクトル平均して求めた大気平均流である。この平均風は対流層の風の気圧平均をよく近似していると考えられる。またレーダーでは降水エコーとしてとらえられる対流系の移動あるいは駆動に直接力学的に関与する量である。藤岡17時40分の値は295°, 8.8 m/sec (時速32 km)であった。

それぞれのストームあるいはストーム系の移動速度は表1にまとめてある。この移動ベクトルは発生から消滅まであるいは発生から藤岡レーダーの観測が終了した19時35分までのエコーの移動の軌跡に最も近いと思われる直線により代表させた。ストーム系としてとりあつかったNとIにあつては系全体としての移動ベクトルである。角度は風向と同じ方法、すなわち、たとえば西から東に移動するエコーは270°としてある。したがって295°の平均流に対して、これより角度が大きければ右偏倚型、小さければ左偏倚型のストームということになる。表1の第3欄にはこの分類を記してある。系Nと系Iは全体として右にそれぞれ23°, 22°偏倚した。ストームL1, L2, L3は全て大気平均流の左に偏倚し、偏倚角度はそれぞれ24°, 22°, 19°であった。ストームSは大気平均流と並進したことになる。

表1 雷雨エコーの移動速度と大気平均流からの偏倚およびレーダー反射率のエコー内の片寄り

Table 1 Deviation of storm movement from atmospheric mean flow and high radar intensity gradient within each storm.

	Velocity		Deviation	High Intensity Gradient
N-system	318°	24 km/h	right	right-front
I-system	317	33	right	right-front
L1-storm	271	19	left	left-rear
L2-storm	273	27	left	left-flank
L3-storm	276	33	left	left-flank
S-storm	294	34	neutral	center-rear

Mean Wind Velocity (900-300 mb) 295° 32 km/h

相対湿度の分布は、900 mb で89%、850 mb で75%、800 mb で67%、700 mb で74%。これより上空では数%から数十%と乾いていた。900~700 mb の下層湿潤層が顕著である。

5. 雷雨エコーの構造

大気平均流で代表される同じ風系に同時に存在するいくつかのストームのエコーの移動が

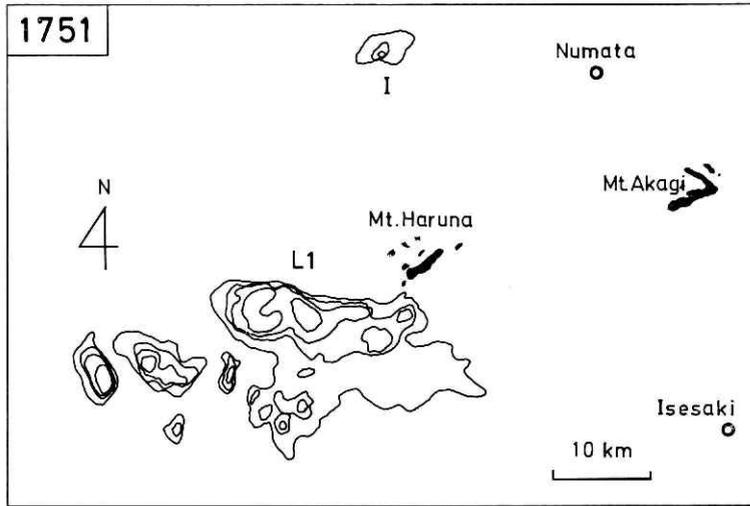


図 8 17 時 51 分の PPI 等エコー図

Fig. 8 Normal echo pattern with iso-levels of radar intensity from Fujioka 1751 JST 2 Aug. 1972.

左偏倚型、並進型および右偏倚型の3種に分類されたが、それぞれの型の雷雨には特徴的な等エコー構造がみられた。図8と図9は17時51分および19時20分のPPI等エコー図である。エコーの外郭は通常エコーで、その内側に重ねて描かれたレーダー反射率の等値線は距離補正された等エコーレベルを表わし、図8はレベル1から3まで、図9はレベル4までである。各レベルごとに2倍の降雨強度相当になるよう調整してある。観測の便宜上図8では3、図9では4のレベルで打切った。両図での最大反射率の領域の大きさから推量して、経験上、更に強い反射率を与える部分が存在したと思われる。後述の垂直断面の観測では、実際にもっと高いレベルまで観測している。ここでは、等値線が密に混んでいる反射率傾度の大きい部分のエコーに相対的な片寄りに注意を向ける。したがってエコー固有の最大反射率の絶対値は必ずしも知らなくて良い。

17時51分、L1はほとんどその最大の大きさになり、榛名山の西南西に達した。この後、18時25分頃、山の南方で消滅した。移動方向は 271° であった。図8で反射率の強い領域は、レーダーから見て反対側、すなわち北側に片寄っているのがわかる。この片寄りは移動方向に関して左側である。また前に述べたようにこのストームの大気平均流からの偏倚は左方に向ってなされた。表1の第4欄にこの片寄りのエコーにおける位置を記してある。系Iはこの時刻ではほとんど発達していない。系Nも、図の北にあって、未発達であった。

19時20分、図9では3種の型のエコーの構造上の特徴が更に顕著に現われている。まず右偏倚型の系Nは、最終的に残ったセル N_8 、 N_6 、 N_5 が互に融合した形で N_8 が沼田に雨を降らせている。反射率傾度はエコーの南側に沿って高く、強い反射が 318° の移動方向に対して右前方の領域に存在する。同じく系Iでは北側の I_1 が消滅の過程にあり、その南に

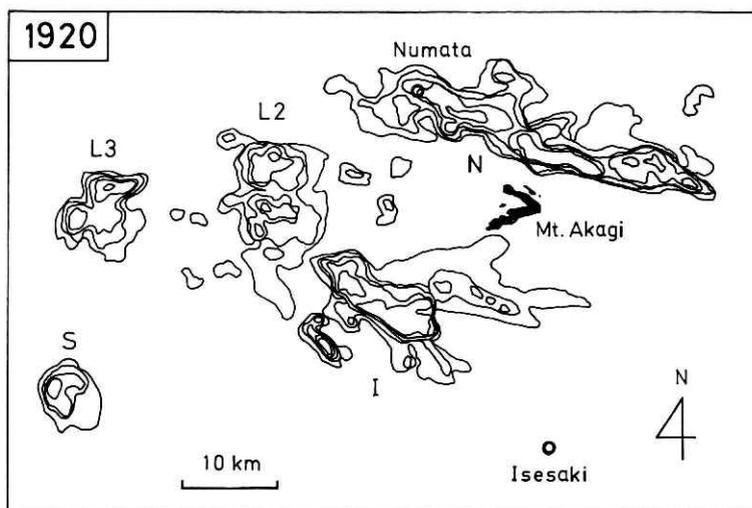


図 9 19 時 20 分の PPI 等エコー図
 Fig. 9 Same as Fig. 8, but for 1920 JST.

融合している I_3 の発達が著しい。また更に南の最も新しいセル I_4 が急速に成長しつつある。この系は移動方向の 317° に対して右側に生じた新しいセルに順次対流活動の中心が受継れていった。またレーダー反射率の等値線もエコーの南縁すなわち進行右側で密な様相を呈している。一方大気平均流に対してエコーの移動が左へ偏倚した型のストーム L2, L3 の場合は、相対的に強い反射率が測定された領域は北側に片寄っているのが明らかである。それぞれ 273° と 272° の方向に移動したから強い降水のあったのはレーダーエコーの左方においてである。第 3 に並進型の対流性エコーとして、 294° の方向に直進したストーム S の場合、 295° の平均流を軸に左右ほとんど対称である。強い反射率はちょうど移動の後部に集中してみられるのが特徴である。

これら 3 種の移動の型の PPI 等エコー構造をみることによって、統一的にレーダーエコーの移動が大気平均流から偏倚する側と、レーダー反射率の強い領域の片寄る側とが一致することがわかった。平均流と並進するエコーにおいては、反射率等値線の片寄りがみられないのが特徴的であった。

次にこの特徴的傾向を雷雨の垂直断面の等エコー構造から見てみる。図 10 はストーム L1 の 16 時 51 分と 17 時 40 分の垂直断面である。下図は断面をとった方位を PPI 通常エコー上に示している。16 時 51 分は 293° で、PPI スコープ上に L1 のエコーが最初に現われてから 16 分後である。長径 15 km の大きさになり、通常エコーの高さは 10 km 近くに達している。17 時 40 分の断面方位は 303° 、エコー発生から 65 分後である。この図の等値線はレベル 2 が除かれていて、高度 8 km にある最大反射率はレベル 5 である。16 時 51 分と比べて反射率が下層で弱くなり上層で強くなっている。図 8 の PPI 等エコー図で移

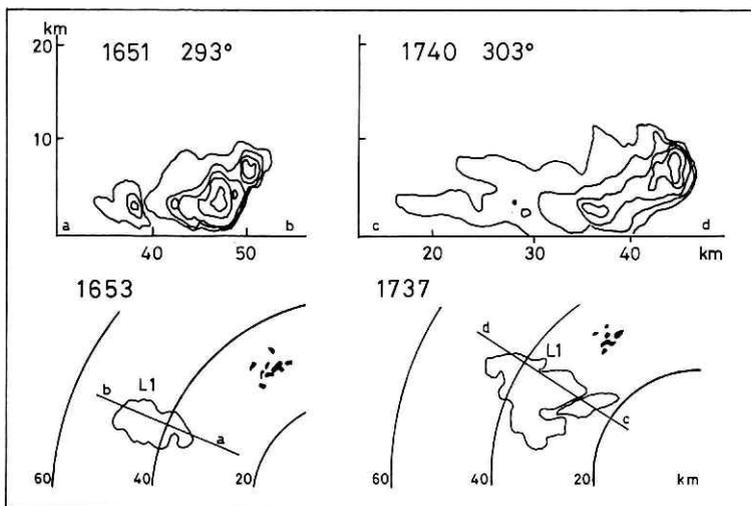


図 10 ストーム L1 の 16 時 51 分と 17 時 40 分の垂直断面等エコー図
 Fig. 10 Normal echo patterns in vertical with iso-levels of radar intensity from Fujioka radar, 1651 and 1740 JST 2 Aug. 1972. (Iso-level 2 is omitted in right-upper figure.)

動方向に関して左後方で強い反射率が観測されたが、垂直断面ではそれがレーダーから遠い側に、すなわち左図では b, 右図では d 寄りに現われている。図 11 はストーム L2 の断面図である。左図は 18 時 30 分、最初のエコーから 18 分後で方位は 316° 、右図が 18 時 55 分で 43 分後、 326° である。移動方向に対して直角の断面がほしいところだが、たとえば右図の場合 53° でやや斜めに切っている。しかし十分移動方向の左右の様相の違いを語っている。左偏倚型のこのストームは、左側にレーダー反射率の等値線が混んだ壁を形成して、しかもその壁が左方へ（この場合、レーダーから遠い側へ、すなわち北寄りに）上層で張出している。これは初期の 18 時 30 分においてより、通常エコー頂が 13 km まで発達した 18 時 55 分においての方が顕著にみられる。図 12 の左図は系 N の N_1 , 18 時 14 分 4° 、右図は系 I の I_1 , 18 時 38 分 344° の垂直断面等エコー図である。前者に発生から 75 分を経ているが 1 個のセルとしてはそれほど発達しなかった。図 6 にみられるように後から右側に出てきた新しいセル N_5, N_6 と融合し自身はその後消滅した。後者は発生後 49 分である。レベル 2 および 4 の等エコー線は測定されなかったので除かれている。高さ 10 km 近くに達していて、強い反射率がレーダー側に片寄っている。系 I はもちろん右偏倚型である。この図で 60 km 以遠で等エコー線が描かれていないのは、装置の等エコー演算範囲が 60 km 以内に限られるからである。左図の 60 km 付近の通常エコー断面は系 N の N_2 、右図のは二つに分裂した N_3 である。図 13 は系 I のその後 19 時 05 分 351° と 19 時 23 分 355° である。左図のレーダーに近い方は 11 分前に発生したセル I_3 で後方は I_1 である。セル I_1 はおそらく最盛期で図 11 の L2 と同じように移動が偏倚する側に顕著な壁を形成し、上

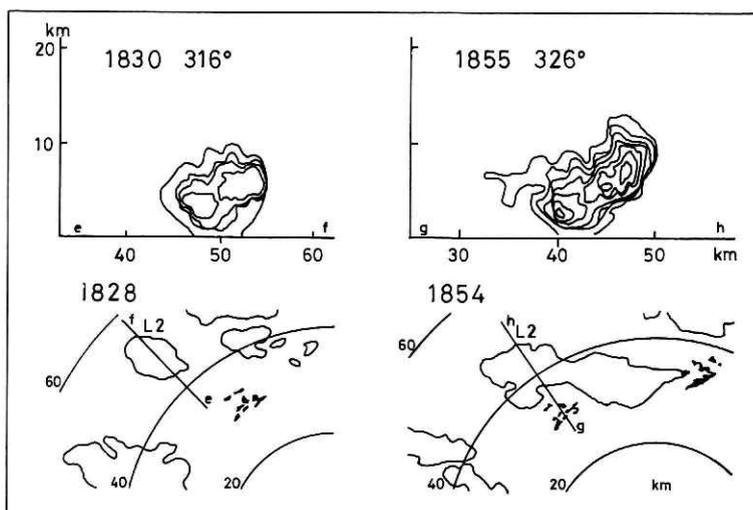


図 11 ストーム L2 の 18 時 30 分と 18 時 55 分の垂直断面等エコー図
 Fig. 11 Same as Fig. 10, but for 1830 and 1855 JST.

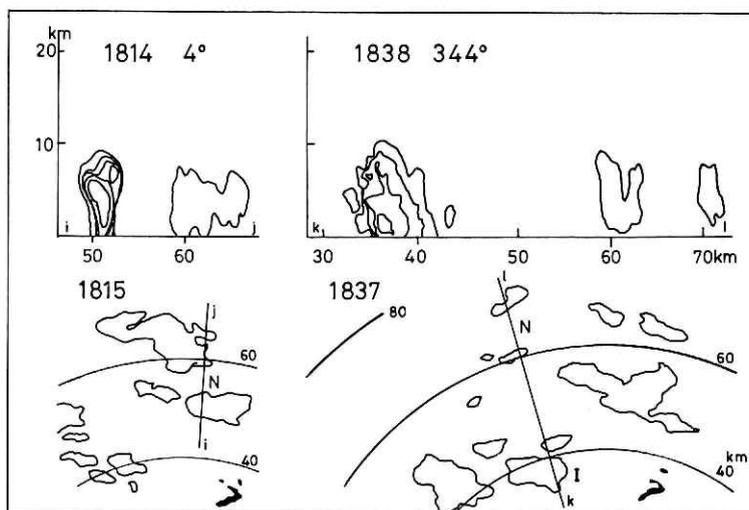


図 12 ストーム系 I と系 N の 18 時 14 分と 18 時 38 分の垂直断面等エコー図

Fig. 12 Same as Fig. 10, but for 1814 and 1838 JST. (Iso-levels 2 and 4 are omitted in right-upper figure. Echoes beyond 60 km have no iso-echo measurement.)

層で張出している。そして系 I は右前方あるいはレーダー側に反射率の軸が傾むいている。この後セル I₁ は右側の I₃ をひきつける形で合体し、自身は北側から衰弱していった。右図は左図から 18 分後急速に発達したセル I₃ である。同様に移動方向右側の上層で張出した壁が明瞭にみられる。40 km 付近にあるのは系 N である。いずれも通常エコー頂が 12

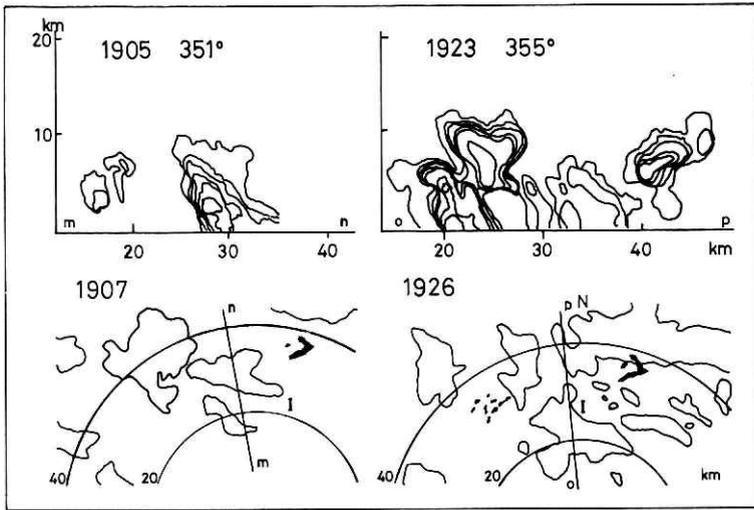


図 13 ストーム系 I と系 N の 19 時 05 分と 19 時 23 分の垂直断面等エコー図

Fig. 13 Same as Fig. 10, but for 1905 and 1923 JST.

km に達しているが、系 I の方は 1 から 4 までの等エコー等値線も高さ 10 km 近くに至り、それだけ対流活動の激しさを語っているといえる。ひょうをともなったのはこのストーム系だけである。

このように垂直断面での等エコー構造図では、右偏倚型および左偏倚型双方共、大気平均流から偏倚して移動する側にレーダー反射率傾度の高い壁が存在し、上層で張出して反射率の強い領域の軸が偏倚する側に傾いているという特徴がみられた。

6. 考 察

このような解析的特徴は、大気平均流から偏倚して移動した雷雨の、大気平均流からみて反対側の領域において相対的に強い対流活動が存在していたことを示唆しているといえる。Newton and Fankhauser (1964) は、風が高さと共に顕著に右に回っている時、多量の降水をともなう大きな雷雨は進行右側から下層の湿潤空気を供給されるため右側に向かって伝播(新しいセルの発達)し、全体として大気平均流の右へ偏倚して移動することを報告した。われわれの雷雨群の場合、それらが初期に存在した対流層の風は、図 6 に示されるように、高さと共に若干左に回っていた。図 14 は 900 から 700 mb までの平均値を下層風、700 から 300 mb までの値を上層風として記述したベクトル図である。上図は図 6 の hodograph と同じ 17 時 40 分の藤岡で、黒い矢印が下層風、したがって雷雨に湿潤空気を補給する下層流入気流で、白抜の矢印が上層風である。この時刻においては下層湿潤空気は上層風に対して左側から吹いている。この事実は左下層から水蒸気の補給を受け、左に伝播したと考えるとストーム L1 と L2, L3 にとって有利である。これらの左偏倚型雷雨は最も発達した時刻が比較

的早く、持続時間も短かった。一方右偏倚型雷雨の系 I と系 N は図 5 あるいは図 9 でみられるように、この時刻では初期のエコーは存在したがほとんど未発達であった。本格的に成長したのは平野部に進出し、新しいセルが進行右側に順次生じた、あるいは右側のセルが最終的に生き残って急速に発達した 19 時 30 分以後である*。だから図 6 のエコー移動図の初期の系 I と系 N の双方共ほとんど 17 時 40 分に観測された藤岡の平均流ベクトルに従っている。この日の藤岡での高層観測は 17 時 40 分が最後であった。そこで右偏倚型の雷雨の成熟期に近い時刻の高層風の証拠として館野高層気象台の 21 時の資料を選ぶと図 14 の下の図になる。上層風は 3 時間 20 分前の藤岡のそれとほとんど変わらない。しかし 900 から 700 mb の下層の風は上層風に関して反対に右から吹いている。換言すれば高度と共に右回りに吹く風の構造に変わった。この時刻では系 I が熊谷付近に移動し、図 7 の諸気象要素の変化でもわかるように典型的な強い雷雨の特徴を示して健在である。左偏倚型エコーはずっと以前に消滅してすでにない。これらのことから推量して右偏倚型のエコーの成熟期を支配したのは 21 時館野で代表される高さと共に右に回る風であろう。この推量が正しいなら 19 時 30 分頃から平野部に進出して、その進行右側へ急速に伝播したのは右側からの下層流入気流が大きく貢献しているといえる。しかもストーム L1, L2, L3 を左へ向寄せた左からの流入より、この場合の方が顕著に働いたであろうことが図 14 の下層風ベクトルの大きさを比較すれば明らかである。右偏倚型雷雨は規模と持続時間において、左偏倚型エコーよりも大きく、永かった。図 4 の雨量分布はほとんど前者により描かれたと言える。

最後に 18 時 37 分に発生し平均風と共に移動して 19 時 45 分に消滅したストーム S は、上に考察されたように偏倚が下層流入気流による伝播により起り、その解析的証拠として大気平均流からみて偏倚しようとする側に強いレーダー反射率の片寄りが観測されるという考えを、等エコー構造に片寄りが見られなかったことにより裏から支持しているといえるだろう。

7. 結 論

昭和 47 年 8 月 2 日の北関東の雷雨群の行動と構造をレーダー観測資料を中心として詳細

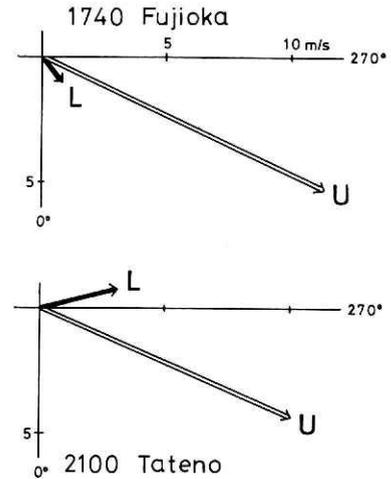


図 14 藤岡と館野の上層風および下層風ベクトル

Fig. 14 Averaged lower (900-700 mb) and upper (700-300 mb) wind vectors in storm environment, 1740JST at Fujioka and 2100JST at Tateno, 2 Aug. 1972.

* 伊勢崎で降ひょうのあったのは 20 時前後、沼田の豪雨は 18 時 55 分から 20 時 30 分である。

に解析した。その結果次の諸点が明らかになった。

1) この雷雨群は、大気平均流に関して左偏倚型と並進型および右偏倚型の3種の型に移動のパターンが分類された。

2) 平均流から偏倚する側にレーダー反射率の相対的に強い領域が片寄って存在していた。並進型は左右対称の等エコー構造をもっていた。

3) 垂直断面では反射率の片寄りに対応して、上層で張出した顕著な壁の形成がみられた。

4) 高層風の構造から、雷雨エコーの盛熟期の反射率の片寄りおよび壁の形成は側面からの下層湿潤流入気流による活発な対流活動のためで、雷雨はこの下層気流に向かって伝播し大気平均流から偏倚して移動したと考えられた。

謝 辞

貴重なレーダー写真を提供して下さった東京管区気象台および観測にあたり施設と便宜の提供をうけた群馬県藤岡農業改良普及所と藤岡市水道部、雨量の資料をいただいた建設省関東地方建設局河川部と群馬県河川部に記して謝意を表わします。

参 考 文 献

- 1) Fujita, T. (1955): Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, **7**, 405-436.
- 2) 群馬県気象月報, 第8号, 1972.
- 3) 畠山久尚, 北沢貞雄, 野島 弘 (1963): 関東の雷雨. 気象研究ノート, 第14巻, 第1号, 71-80.
- 4) Newton, C. W. and J. C. Fankhauser (1964): On the movements of convective storms, with emphasis on size discrimination in relation to water-budget requirements. *J. Appl. Meteorol.*, **3**, 651-668.

(1975年8月21日原稿受理)