

帯状エコーの中で発達した対流雲のレーダーエコーの特徴

—1985年6月23日、北部九州たつ巻発生を主として*—

早川 誠 而**・元田 雄四郎**・坂上 務***
井田 秀 治****

要 旨

1985年6月23日14時30分頃、北部九州でたつ巻が発生し被害をもたらした。このたつ巻は、九州北部の沿岸に停滞した梅雨前線の活動が活発となり、その中で発達した対流雲に伴って発生したものである。レーダー観測によれば、梅雨前線に沿ってクラスター状のエコーが形成され、この中に前線にはほぼ平行な走行をもつ2本の強いエコー帯が出現し、次第に組織化された。たつ巻を伴った強雨セルは、南側の帯状エコーから伸びた線状エコーの中で発達した対流性エコーによるものであった。レーダーエコーはたつ巻が発生する前から、強いエコー域の中心付近がくびれ始め、その幅が狭くなって、エコー強度の水平傾度が非常に大きくなりたつ巻が発生した。レーダーエコーの特徴からみた同様な現象は1984年7月6日にも観測されており、このときのエコー頂は16 km に達する非常に発達した対流雲であった。このように中心付近がくびれ、エコーの水平傾度が強くなるのは、対流雲の発達に伴い、下層の水平収束が強められるためと思われる。GMSの赤外放射データをもみても、強いレーダーエコーの上空で -70°C 以下の雲頂温度が観測され、発達した雷雨であったことがわかる。2分ごとのレーダーのメッシュデータから降雨セルの追跡を行ったところ、約30分の周期でシステムは変化していた。これは対流雲の寿命が30分ということではなく中のセルの入れ替わりが30分ということで、この過程をくり返しながら系自体は長時間維持されていた。すなわち、1つの対流系として1時40分以上の寿命をもった組織化された対流システムによるものであった。一方、たつ巻の被害は帯状エコーの南端の強雨セルの南側で発生し、これまでの多くの観測結果と似かよった特徴を有していた。

1. はじめに

1985年6月23日14時30分頃、北九州市でたつ巻が発生し、多くの民家が被害を受けた。

たつ巻については、藤田(1973)の著書があり、日本のたつ巻について詳しい記述がある。最近の目新しいものとしては、1978年2月28日、首都圏を襲ったたつ巻が挙げられる。この時は、列車の最後尾2両が転覆する惨

事となり、これについては詳細な報告がある(村松, 1979; 内田他, 1979)。

一方、九州および山口県のたつ巻に関しては、統計的調査をもとに地域的特性を明らかにしたり、総観およびレーダー資料をもとにした解析がなされている(木ノ脇, 脇田, 1970; 鳥越, 館, 1974)。

本論文は、たつ巻の発生した1985年6月23日および同じようなレーダーエコーの特徴が現れた1984年7月6日の2例について、レーダーエコーの追跡から対流雲の構造を調べ、総観場およびGMSのデータの解析結果をもとに現象の解明を試みた。

* Characteristic features of radar echoes developed within the rainband structure—related to 1985. 6. 23 Northern Part of Kyushu Tornado—

** Seiji Hayakawa, Yushiro Motoda, 九州大学農学部

*** Tsutomu Sakanoue, 九州大学名誉教授

**** Hideharu Ida, 佐賀地方気象台

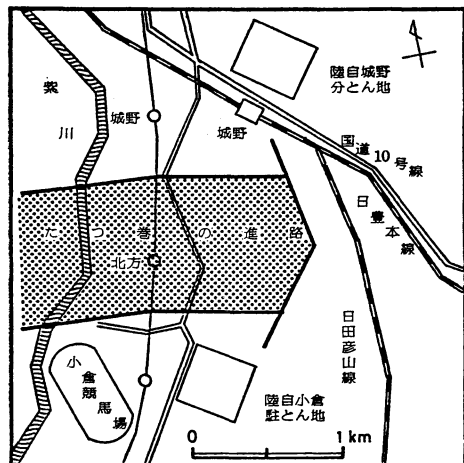
—1986年7月3日受領—

—1986年10月30日受理—

2. 1985年6月23日たつ巻発生

2.1. 被害の状況

23日14時30分頃、北九州市小倉南区蒲生の紫川付近でたつ巻が発生し、住宅密集地帯を通過した。このたつ巻



第1図 たつ巻の経路 (西日本新聞提供)。

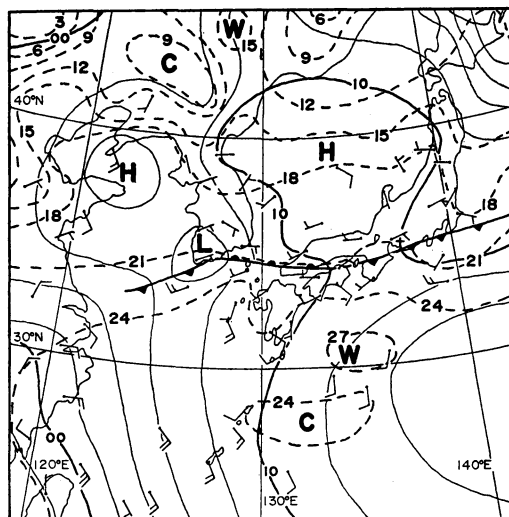
は、第1図のように西から東に走り抜け、長さ3 km、幅約500 mにわたり被害をおよぼし、この間約3分間の出来事であった。被害の最もひどかった地域は小倉南区北方地区で、福岡県警と北九州市のまとめによると負傷者2人のほか木造アパート1戸が全壊したのをはじめ、半壊7戸を含む約280戸の家屋に被害が発生し、電柱倒壊などにより5,700戸が停電した。

風速については、たつ巻発生地域内に観測点がなく、定かではないが、家屋が全壊したり、木が根こそぎ倒れたり、あちこちで屋根瓦が飛ぶなどの被害状況をみると、藤田(1973)の分類によるFナンバーで表せば、F1(弱いトルネード)程度の規模であったと考えられ、40 m/s前後の風速が吹き荒れたものと推定される。

2.2. 地上天気図

梅雨前線は、第2図に示すように対馬海峡から、北九州、山口県を結ぶ線上に停滞し、活動が活発となり、局地的に強い雨をもたらした。9時の福岡ゾンデの観測によれば、下層から300 mbの全層にわたり南南西～西南西の風であったが、たつ巻が発生した時刻にはほぼ対応する15時の観測では700 mbの高度に50ノットの下層ジェットが現れている(第8図参照)。

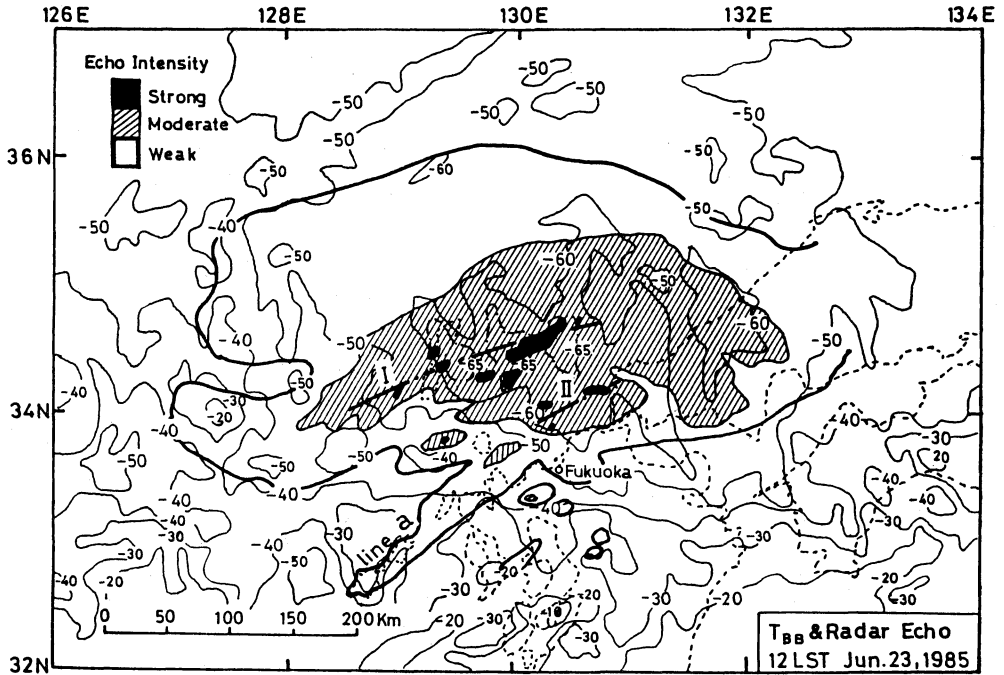
9時の地上天気図(図は省略)では明瞭な低気圧はみられないが、15時には朝鮮南部に低気圧が発生し、ゆっくりと東進した。前線に南西からの湿った風が吹きこみ、レーダーの観測では寒冷、温暖前線にはぼ沿った形の降雨帯が観測された。この降雨帯はふたつの強雨帯から成っており、これらの強雨帯(第3図)は露点温度の勾配の大きい集中帯とほぼ一致した位置に形成された。



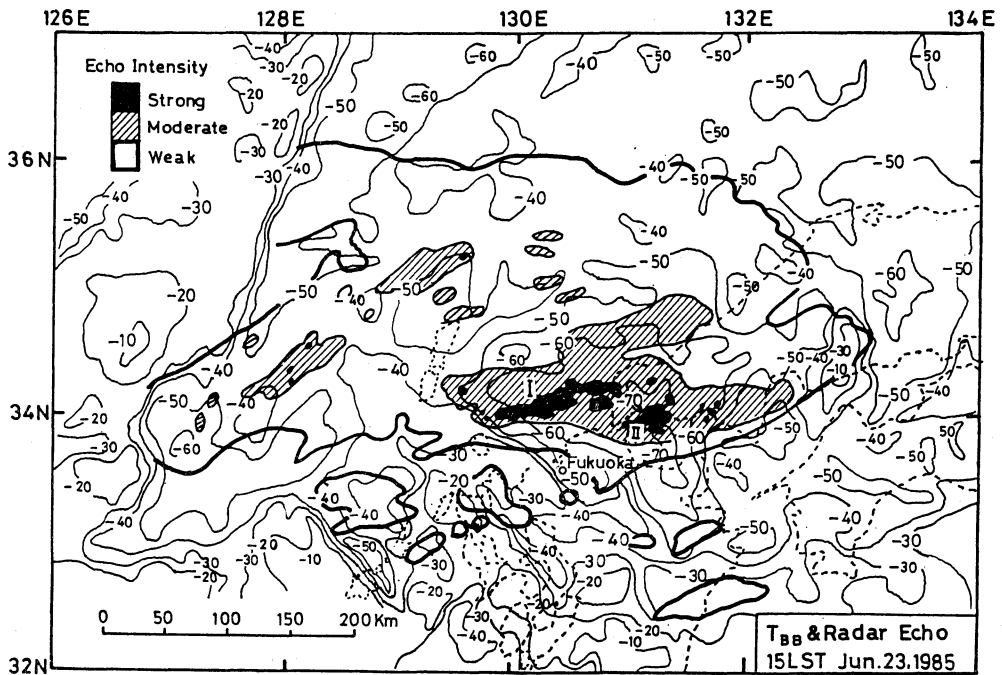
第2図 地上天気図(1985年6月23日15時)。破線は等露点温度線。

2.3. レーダーエコーと赤外放射データの比較

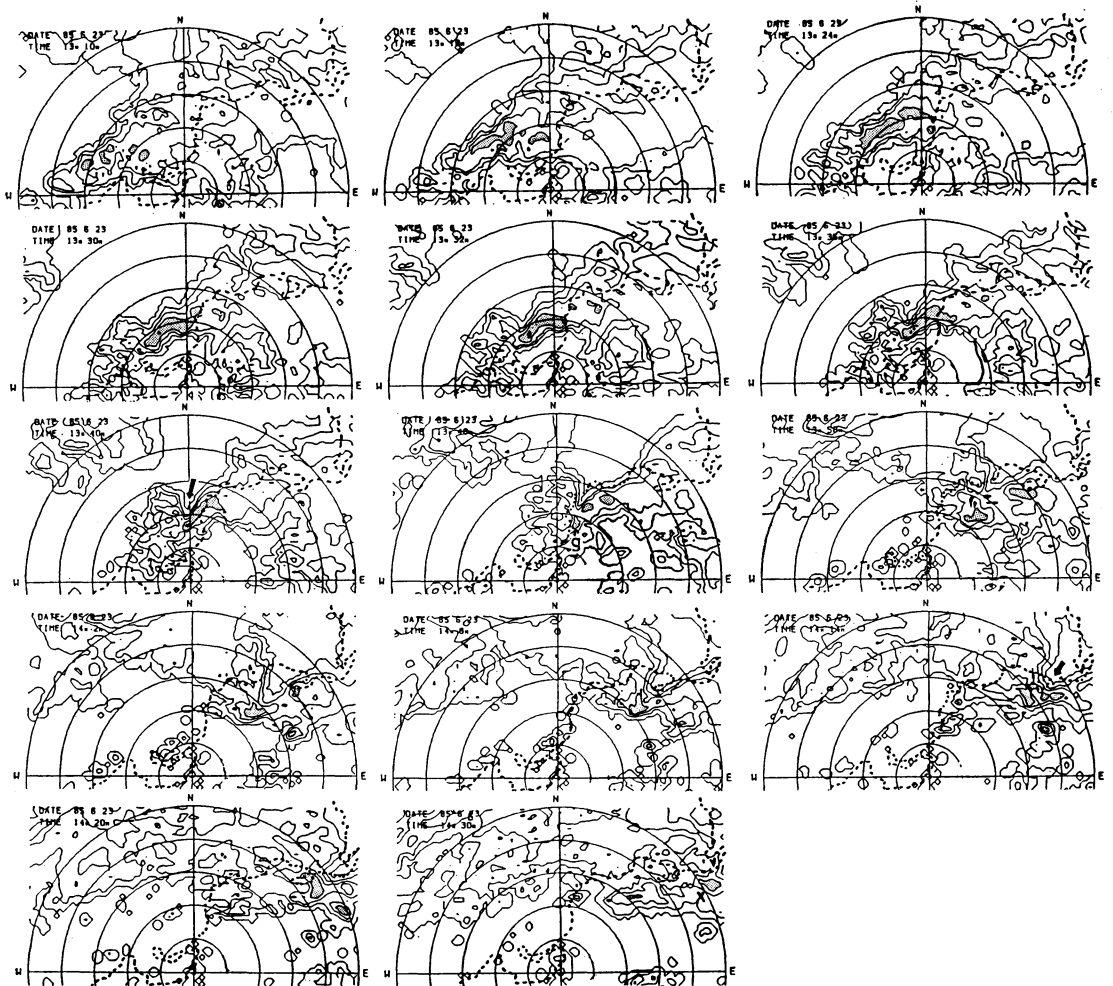
たつ巻発生前後の福岡のレーダーのエコー分布と赤外放射データを重ねて書いたのが第3図、第4図である。T_{BV}(黒体放射温度)は雲の射出率が1とすれば雲頂温度と考えることができる。ふつう、対流雲の場合は雲粒密度が大きく射出率が1とみなし得るので、T_{BV}は雲頂温度に相当すると考えてさしつかえない(嶋村, 1980)。T_{BV}の日本付近の分解能は約7 kmであるが、今回は緯度、経度方向に0.1度(10 km)毎に平均したデータを用いた。またGMSが赤道にあるため、日本付近では背の高い雲は北北西にずれて見える(嶋志田, 1980)がその補正は行っていない。第3図はたつ巻発生の約2時間半前のものであるが、いくつかの特徴が指摘される。エコー全体からみて、クラスター状のエコーの中に、温暖前線にはほぼ平行な、南西から北東方向の走行をもった、発達した対流雲を含む帯状エコーIがあり、その南東60~70 km付近に、別の対流雲からなる帯状エコーIIがある。この帯状エコーは多くの解析にあるように(Browning and Harrold, 1969; Harrold, 1973)暖域内 rain band とみなすことができよう。帯状エコーIIの南端から南西方向に線状エコーaが伸びている。12時の段階ではこの線状エコーには発達した対流雲はないが、これより2時間半後に線状エコーの中の対流雲は帯状エコーIIと合流した付近で発達し、このときたつ巻が発生している。GMS画像データで見るとT_{BV} -60



第3図 TBB (GMS 赤外放射温度) 分布とレーダーエコー (福岡) 合成図 (1985年6月23日12時). レーダーエコーは福岡レーダー観測による.



第4図 TBB 分布とレーダーエコー (福岡) 合成図 (1985年6月23日15時).



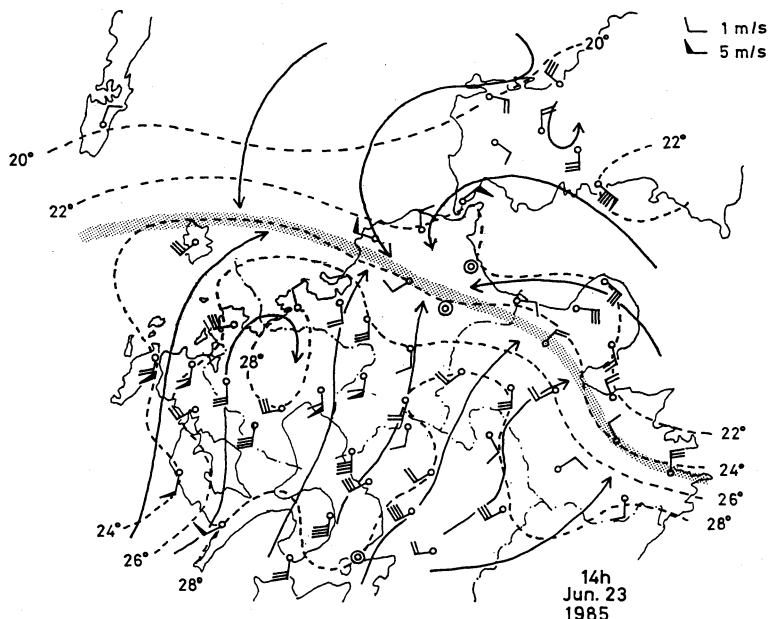
第5図 九州大学のレーダーによるレーダーエコーの水平分布の経時変化(1985年6月23日)。等値線は外側から10, 20, 30, 40, 45 dBZ毎に描かれている。中図最下段の×印はたつ巻の発生場所を示す。影部はレーダー反射強度40 dBZ以上の領域を示す。

$^{\circ}\text{C}$ 以下の部分は東西200 km, 南北100 kmの団塊状を示し, 特に低温度(-65°C 以下)の領域は, レーダーエコーの相対雨量強度の強い部分の近傍に対応している。レーダーによるエコー頂は, 帯状エコーⅠが9.3~9.7 km, 帯状エコーⅡが8.0 kmと発達した積乱雲であることを示しており, 帯状エコーⅠの方がⅡにくらべ対流活動が激しい。状態曲線から, 温度-高度変換すると -60°C 以下のT_Bv領域はほぼ圏界面に到達しており, 嶋村(1980)の報告のように雲頂からの巻雲の吹き出しにより生じたものと言える。

これまで, たつ巻や豪雨時における発達した対流雲の

風上側はT_Bv画像に明瞭な境が見られ, はっきりした風上縁を追跡することが容易であった(村松, 1979; 渡辺, 1983)。12時のデータを見ると, 西~南西側は北~北東側にくらべ傾度は大きい, 対流活動の活発な割には明瞭な境界が見られるとは言えない。これについては後述べるように, 上下層の風向が異なるため, 下層の対流セルの動きと発達した積乱雲の雲頂から吹き出した巻雲の動きが異なるためと思われる。

第4図は, 15時の福岡レーダーのレーダーエコーとT_Bv分布を重ねたものである。この時刻はたつ巻発生から約30分経過したもので, たつ巻が発生したエコーセ



第6図 メソ天気図 (1985年6月23日14時).
破線は等温線, 影部はシアラインを示す.

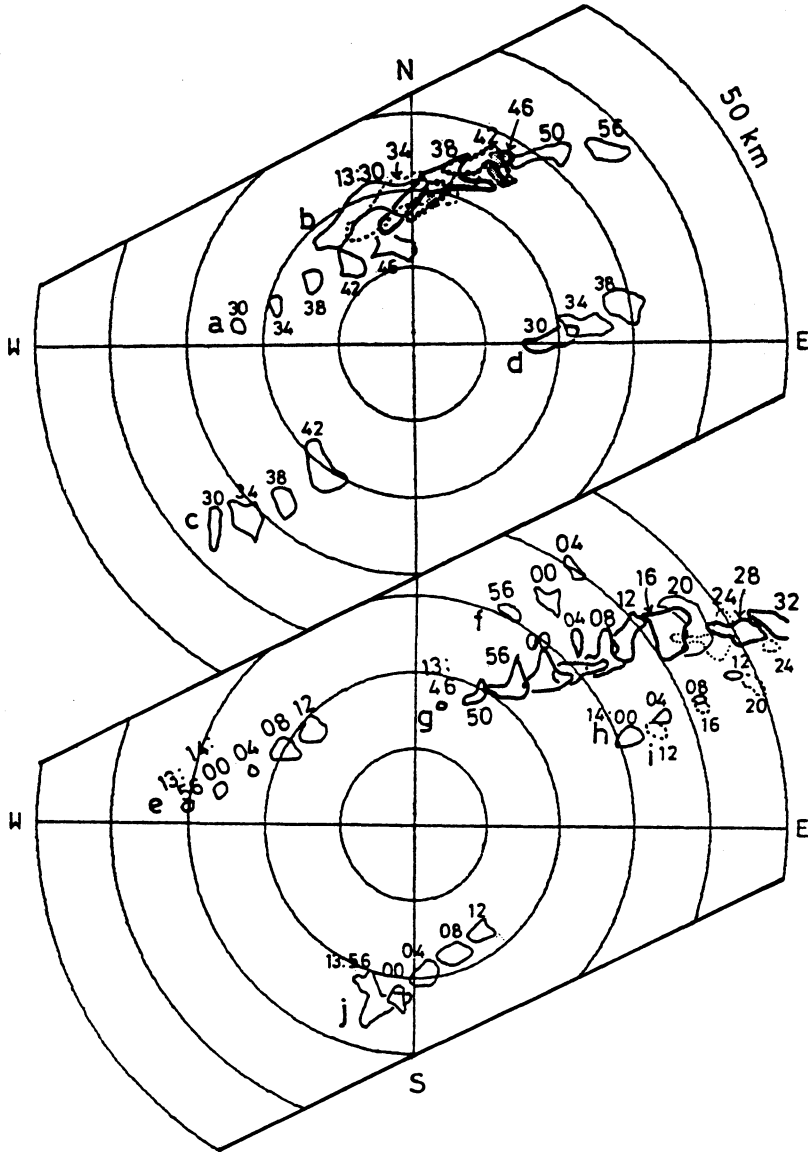
ルは帯状エコーⅡの相当雨量強度の強い所に対応する。12時のレーダーエコーにくらべ、帯状エコーⅠ、Ⅱともに南東方向に60~70 km 移動している。レーダーのPPI写真で見た限りでは、帯状エコーⅠ、Ⅱははっきりと区別しにくい、気象台のフロッピーディスクに収録されたデータ(省略)からは明瞭に区別される。エコー頂高度は最大で帯状エコーⅠが9.0 km、帯状エコーⅡは10.9 km となっており、帯状エコーⅠは、ほぼ同じ対流活動の時間経過をしたのに対し、帯状エコーⅡは、12時にくらべエコー頂が約3 km 高くなり、対流活動が活発になったことを示す。T_{BV}のデータでも強雨セルの存在する付近で-70°Cの雲頂高度を持つ領域が存在し、12時にくらべ対流活動が激しいことを示している。12時の分布図と同様に発達した対流雲があるにもかかわらず、顕著な温度傾度の大きい部分は見当たらない。ただし、低いT_{BV}の値が観測されたところから東北東約180 km のところに雲頂温度の高い、すなわち背の低い雲の部分が出現している。12時の観測では、この付近でも雲頂温度は-50°C 以下でかなり背の高い雲であったものが、しかも15時のレーダー観測では降雨域としては認められる場所に突然背の低い、すなわち、乾燥領域が出現したことは、発達した対流雲に付随したものがその近傍のT_{BV}の温度分布に何らかの影響を及ぼしたと

も考えられる。

2.4. レーダーが捕らえた雷雨システムの発生・移動とたつ巻の発生

第5図は、九大レーダーによるエコーの分布を示したものである。本レーダーは1 km メッシュの100×100個のデータについて1分~5分ごとに収録出来る。今回は、2分ごとにMTに収録したデータを用いて解析を行った。

帯状エコーに流入する線状エコーの発達の経過を見ると、散在していた対流雲が第3図に見られるように12時少し前から線状に組織化し始めるが、12時ではまだ組織だった対流雲は形成されていない。第5図は、第3図の対流雲が線状エコーに組織化され始めてからの時間変化である。北九州北岸に接近した線状エコーは、13時24分ごろ発達した対流性のエコーセルがお互いにつながり合っって組織化され、強い降雨帯となった。13時30分頃から強雨帯の中心付近がくびれ始め、13時40分ではくびれが最も激しくなった。すなわち、強いエコーが見られる付近での雨量強度の水平傾度が非常に大きくなり、その幅も狭くなってかなり強い水平収束があったことをうかがわせる。その後、次第にこの水平傾度の集中化は一時弱まった(13時58分)が、14時過ぎから再び強まり始め、14時14分の矢印付近に見られるように、エコーの集中化

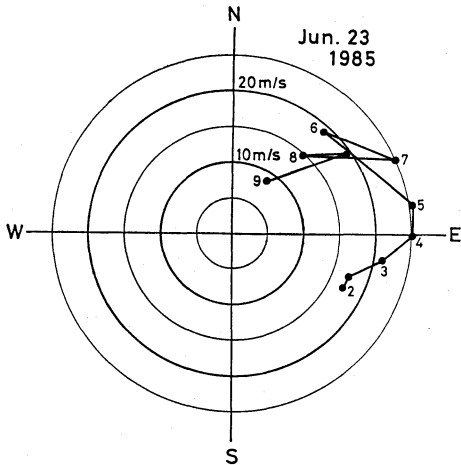


第7図 くびれが激しくなった時刻の前後における 40 dBZ 以上の強エコー (b と g) の動きと周辺エコーの動き。

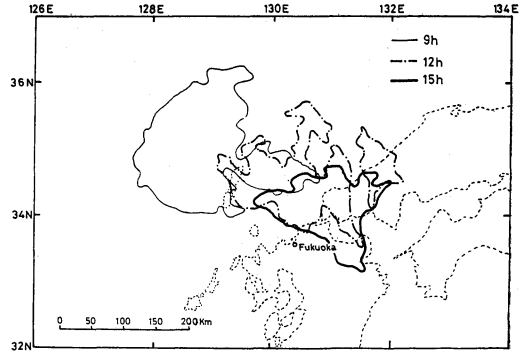
が生じ、その水平傾度が大きくなった。

2分ごとのデータから強雨セルの追跡を行った。13時24分では 40 dBZ 以上の強雨域は線状エコーの走行と同一南西から北東の走行であったが、くびれの生じ始めた13時30分では Bow 型のエコーへと変形している。すなわち、北東半分は東の方向に変形し、南西側は南側の方へ、すなわち北西から南東向きの力を受けたような形で変形している。そして、この南西側のエコーは相対雨量

強度も北東側に比べ強くなり 45 dBZ 以上の相対雨量強度が現れる。その後、13時42分には 40 dBZ 以上の強雨帯はふたつに分かれ (13時46分参照)。ふたつに分かれたエコーの内南西側のエコーは北東方のエコーにくらべ動きが遅い。つづいて13時46分にこの強雨エコーの南側に新たに g なるエコー (第5, 7図参照) が出現し、東北東に移動し、14時02分に見られるようにその面積も大きくなり、14時08分や14時14分では矢印に見られるよ



第8図 福岡15時のシアーホドグラフ (9は900 mb 高度を表す).



第9図 $T_{BB} -60^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の3時間毎の動き.

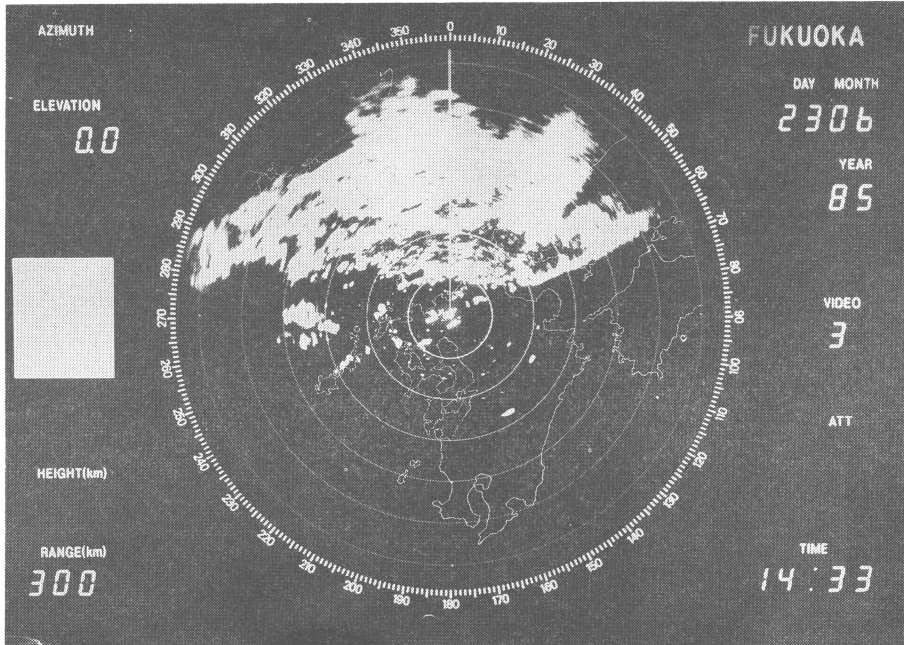
うにくびれが激しくなり、水平傾度が非常に大きくなった。その後このエコーの内、西側の部分は14時20分に見られるように形をBow型に変形し、再び相対強雨域の面積を増大し強まっている。その後湾曲し、分裂して14時30分には、北九州北部に到達し、その相対強雨域の南側でたつ巻発生(第5図×印)となった。たつ巻がフックエコーの下からたつ巻低気圧の中心の進行方向右側に形成されることは多くの観測から言われており、東京のたつ巻(村松, 1979)でも強雨帯の南側にたつ巻の被害域が発生している。今回も強雨帯の南側で発生したことから考えればこれまでの観測例と似たような機構、すなわち、たつ巻低気圧に伴うダウンバーストがたつ巻被害の原因と考えるのが妥当であろう。

Klemp, Wilhelmson and Ray (1981) は、3次元雲モデルのシミュレーションと実測からフックエコーに相当する強雨域が存在することを確かめ、フックエコーのまわりの風は強い低気圧性の回転を持ち、これは下層の収束に伴う渦度が增大するためだと述べている。今回観測された下層の強いくびれは彼らの結果と水平分布で見られる限りはエコーの輪郭が非常に似ているところは興味を引かれるところである。

第6図はたつ巻発生30分前の14時の九州北部地方のメソ天気図である。たつ巻発生とシアーラインとは密接な関係にあると言われているが(Fujita et al. 1972; 村松, 1979), 九州の西域や有明海にかけては南西の風が吹きこみ、一方山口地方からは北東の風となって風向、風速の不連続を生じ九州北部を北西から南東にかけて顕

著なシアーラインが形成されている。

第5図では、レーダーエコーの水平分布についてその特徴を調べたが、強雨セルの移動を詳しく追跡してみるといくつかの特徴が指摘できる。第7図は水平傾度が強くなった前後における40 dBZ以上の強雨セル(bとg)の移動と周辺エコー(a, c~f, h~j)の動きを示す。エコー全体の動きはほぼ西南西から東北東に70~80 km/hrで動いている。よく注意してみると、周辺エコーの方が動きも速く、強雨セルbやgはやや動きが遅くなっている。周辺エコーでも強い水平傾度の生じた付近にある13時38分~46分までのaのエコー及び14時12分~20分までのiのエコーは90~120 km/hrと一段とスピードを速め、発達した対流雲によるなんらかの影響が考えられる。13時30分にみられるように強雨セルbはFujitaの分類による(内田, 1979)Bowエコーの構造を呈し、この状態は13時40分まで続き、13時42分には図に見られるようにこの強雨セルは2つに分裂し、東北東へ移動する。そして13時44分にはこのエコーの南南西約5 km付近にたつ巻をもたらした新たなセルgが発生する。このセルはその後雨域の面積を増加し対流活動を強めながら東北東へ移動し、14時20分に見られるように再びBowエコーの構造を呈し、14時26分に分裂する。このように強雨セルは、エコーパターンの水平傾度が強くなり始めた頃から進行速度が遅くなると共に周りのエコーにくらべ右の方に偏移していることがわかる。特にエコーの水平分布で著しくくびれの見られたbなるエコーの13時40分過ぎとgなるエコーの14時20分過ぎは、図に見られるように右への偏移が著しい。回転性エコーの場合は、マグヌス効果によって低気圧性の場合は右偏することが示唆されている(Fujita and Grandoso, 1968)が今回のエコーの動きを見ると、回転する対流性エ



第10図 福岡レーダのPPI写真(グレイスケール, 外側から灰: <math>< 1\text{ mm/hr}</math>, 白: $1\sim 4\text{ mm/hr}</math>, 黒: $4\sim 16\text{ mm/hr}</math>, 灰: $16\sim 64\text{ mm/hr}</math>, 白: $64\sim 128\text{ mm/hr}</math>, 黒: $> 128\text{ mm/hr}</math>). (1985年6月23日14時33分).$$$$$

一, しかも低気圧性の回転であったことを示唆する。

第8図は, 福岡における15時の高層風の hod グラフを示す。個々の対流性エコーは東北東へ移動しており, 中下層の平均風にはほぼ一致していたことがわかる。

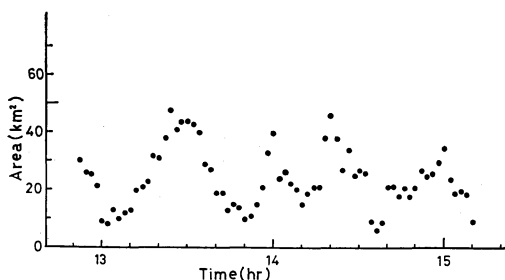
第9図は, T_{bb} が -60°C 以下である領域の3時間ごとの動きを示したものである。この領域は, ほぼ東南東へ約 45 km/hr で移動し, 第8図の hod グラフからみると上層の風に流されていたことがわかる。今回の T_{bb} の温度分布に, これまでの解析例(嶋村, 1980; 村松, 1979; 渡辺, 1983)に見られるような顕著な風上側の明瞭な境界が見られなかったのは, 下層の積乱雲のセルの動きと上層のかなどこ雲の動きが異なるための結果であろう。

第10図は, たつ巻の生じた時刻の福岡レーダー PPI の写真である。村松(1979)の解析と同様にたつ巻の生じた付近に巴状のエコーと認められるものが存在しているが, この写真でみる限りではあちこちにこれと似たようなパターンが存在し, 写真からはそのたつ巻の特徴を区別することは出来ない。

東西の走向を持つ帯状エコーに線状エコーが南西から流入するその交点付近で大雨となることが多くの観測例

(野角, 1965; 石硯他, 1974; 渡辺, 1983) から指摘されているが, 今回のたつ巻を発生させた対流系も, 帯状エコーに南西からの対流雲が流入し, この対流雲が2つのエコー系の交点付近で著しく発達したものである。

広域のレーダーから見た限りにおいては, 今回の対流雲システムは線状エコーの南端に発生した非常に活発な積乱雲によって構成された1つのシステムとしてしか捕らえることが出来ないが第5図と第7図の結果から, エコーの形態は絶えず変化し, 13時44分に見られるように, 進行方向の右側に新しいセルが形成され, これが既存のエコーと入れ替わり, 発達することによって系の発達が長時間維持されていた。第11図は, 40 dBZ 以上のセル面積の変化で, 第5図で示した12時50分~15時10分までの2分ごとの変化である。図に示された時間変化は周辺エコーも含んだものであるが, 第5図からわかるように, 40 dBZ 以上(影を施した部分)の領域は, 激しい対流システムに伴った強雨域以外の領域ではほとんどみられず, ほぼ1個の対流雲内の強雨域の変化と考えることができる。図によれば, 強雨域の面積が30分前後の周期で変化していることがわかる。これは, 1つの対流セルの寿命が30分という事ではなく, (今回の1つの対



第11図 40 dBZ 以上のエコー域の面積の時間変化。

流系の寿命が約1時間位であった) 1つの対流セルが消滅する前に次の対流セルが発達し、既存のエコーと入れ替わるというシステムの変化が30分程度であったということである。30分前後の周期で変化することは、様々な対流性の降水システムで見出されており、(武田他, 1985) 上昇気流の強さが何らかの原因で強まり、降水、下降気流の変化を通じて次の対流雲の発達を促す時間間隔が、30分前後であり、それに応じて強いレーダーエコーの面積が変化したものと考えられる。

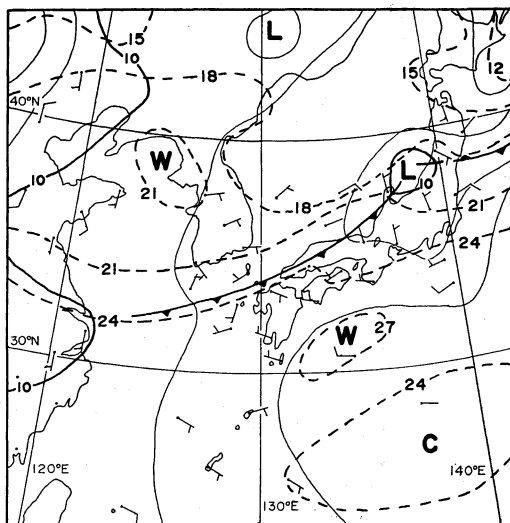
3. 1984年7月6日の帯状降雨域内で発達した積乱雲のレーダーエコーの特徴

3.1. 地上天気図

第12図は、1984年7月6日09時の地上天気図を示す。対馬海峡付近を通して南西にのびる寒冷前線が九州北部海上にあり、各地で雷雨となった。

3.2. レーダーエコーと赤外放射データの特徴

背振のレーダーエコーの水平分布と赤外放射データ分布を重ねて書いたのが第13図である。まず、レーダーエコーの特徴を見ると、第12図の梅雨前線に対応して幅の広い帯状エコーがあり、この帯状エコーの南端から西南西の方向に線状エコーがある。この線状エコーは7時のレーダー観測によれば、あまり組織だったものではないが、8時頃から帯状エコーの南端に、また、お互いのセル同志はつながっていないが、孤立した対流雲群として発達した様相を呈し、9時では、お互い同志つながりあって、雲頂高度 12.2 km を持つ非常に活発な積乱雲群によって構成された線状エコーとなった。GMS の画像データをみると、TBB -60°C 以下の部分は第4図のたつ巻発生例と同様に、東西 80 km、南北約 50 km の団塊状を示し、レーダーエコーの相当雨量強度が強い部分の付近と対応し、これは発達した対流雲からの巻雲の吹き出しにより生じたものといえる。また、TBB

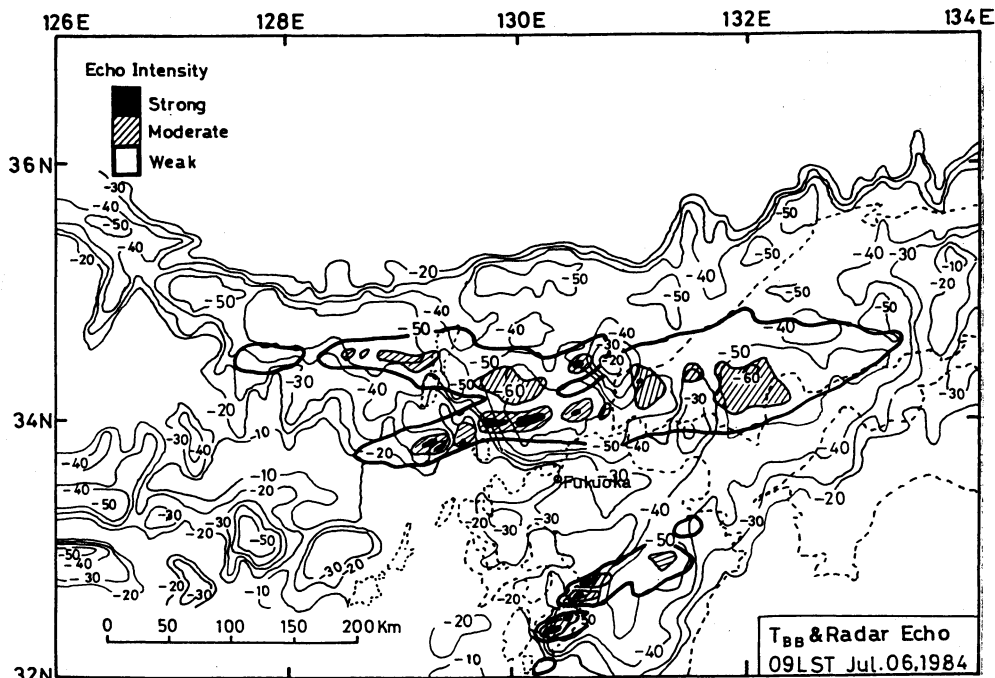


第12図 地上天気図 (1984年7月6日09時)。破線は等露点温度線。

-60°C 以下の団塊状の部分の北東側と南西側は、TBBの温度が周囲に比べ高く、すなわち、温度傾度が大きくなって明瞭な境界がみられる。第4図のたつ巻の解析と同様に、レーダーエコーとして雨域があるにもかかわらず、北東側に TBB の温度の高い部分、すなわち、雲頂高度が低い地域が存在しているが、これは非常に発達した対流雲の近傍の1つの特徴を示すものかもしれない。

3.3. レーダーが捕らえた対流雲の発達・移動とその3次元的構造

第14図は、九大のレーダーが捕らえたこの帯状エコーの水平分布の時間変化を示す。福岡のレーダーで見るとこの帯状エコーは停滞気みであるが、この図を見ると南東方向に移動していることがわかる。時間的な変化を追って見ると、9時50分頃から10時20分頃までは40 dBZ 以上の面積は増加し、エコー系は発達しているが、水平分布の形そのものに大きな変化はみられない。10時32分頃から図に見られるように、相対降雨強度の強い部分の付近で次第にくびれ始め、10時41分ではその幅が非常に狭くなって水平傾度が非常に大きくなった。すなわち、第5図のたつ巻の例と同様に等値線の間隔も狭くなってかなり強い水平収束の影響をうかがわせる。このエコーの集中化は11時頃まで続き、その後次第に等値線の間隔はゆるみ、エコーの集中化は弱まった。詳しく見ると10時20分にbの南西約5 km 付近に新たなエコーが形成され、10時30分ではかなりの発達を示し、10時



第13図 TBB 分布とレーダーエコー (福岡) 合成図 (1984年7月6日09時).

41分の激しくびれはこのエコーに付随したものである。すなわち、たつ巻発生の場合と同様に新たなセルが進行方向の右側に形成されこれが既存のエコーと入れ替わりながら発達し、系を長時間維持させていた。

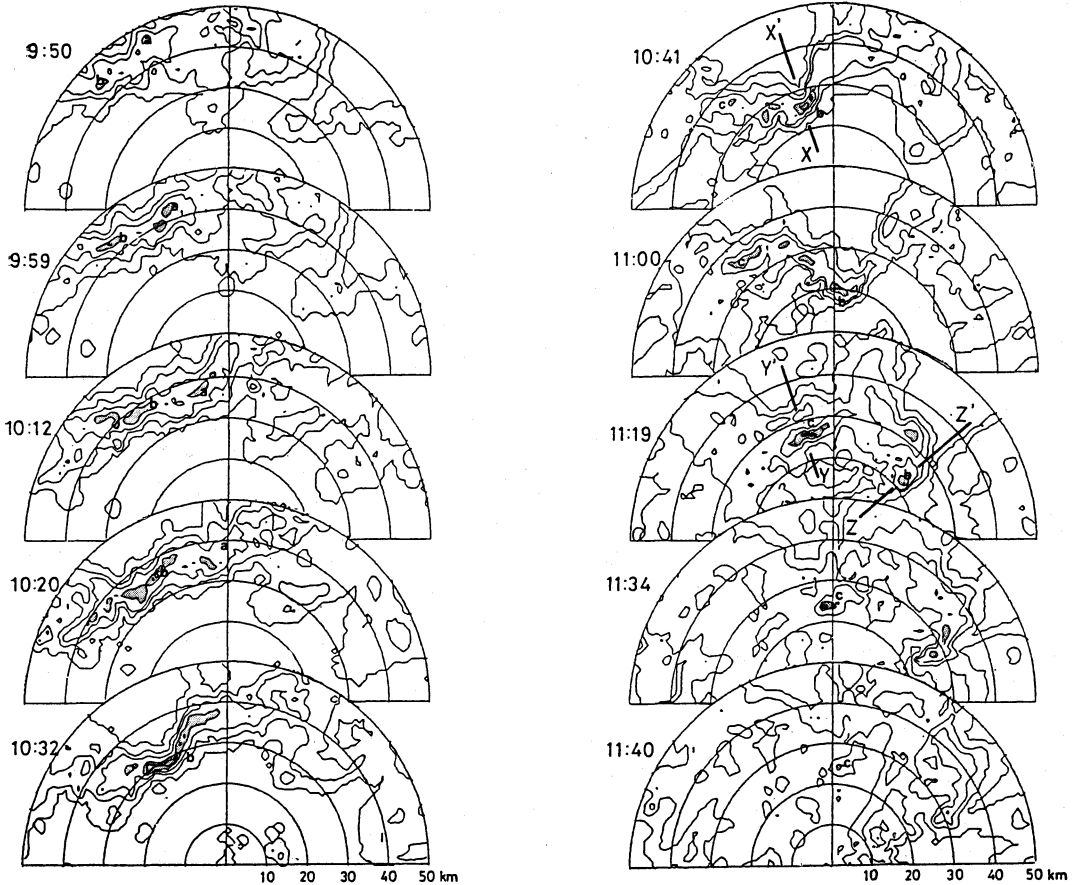
福岡レーダーのレーダーエコーを第15図に示す。10時05分の観測では、九州の北 50 km 付近に東西に伸びる組織だった帯状エコーが見られる。エコー頂の観測でも最大 15.5 km に達する非常に発達した対流雲からなっていた。11時の観測では、第14図で見られたbのエコーは、北から方位 10° の 50 km 付近に見られる。写真からも発達した対流雲の存在は認められるが、第14図に見られるような強いエコーの集中化の様子ははっきりとは確認出来ない。これは、観測メッシュの粗さの違いに起因するものと思われる。

第16図は、10時55分における強いエコーが観測された付近の対流雲の鉛直断面図である。エコー頂は 15 km 以上にも達している。しかも下層から 5 km 付近までは幅が狭く、上層で発散した非常に発達した対流性のエコーであり、水平分布に見られるエコーの集中化によるくびれは、下層から 5 km 付近の幅の狭い部分に対応したものであることがわかる。この対流性エコーの発達が非常に強い上昇流によって生じたものと考えれば、下層か

ら 5 km 付近のくびれや、水平分布にみられるエコーの集中化による強い水平傾度は、強い上昇流を生じさせた強い水平収束に起因することをうかがわせるものである。

第17図は、強いエコーの集中化がみられた衰弱期bのエコーとエコーの水平のくびれはみられないが、発達したcのエコーの鉛直断面図である。bの場合をみると、エコー頂も 12 km と低くなり、下層に強いエコーが集中し、強い上昇流の存在はあまり考えられず衰弱期の対流性エコーの垂直分布の特徴を示している。cの場合は、11時19分の水平分布ではかなり強い対流セルに発達しており、鉛直断面図も高度 14 km まで達し、しかも強いエコーが上空まで存在し、かなり強い上昇流の存在をうかがわせる。ただし、下層のくびれがほとんどみられず、bの全盛時のエコーにくらべ下層の水平収束が弱かったことをうかがわせる。観測でもbのエコーにくらべ寿命が短かった(1時間10分)。

第18図は、bのエコーについて下層の相対雨量強度の強い部分(40 dBZ以上)と上層のエコーを追跡し、動きをみたもので、第19図は福岡における高層風のホドグラフを示す。上層のエコーはほぼ上層の平均風の方角に一致して動いているが、下層のエコーの動きは、中下

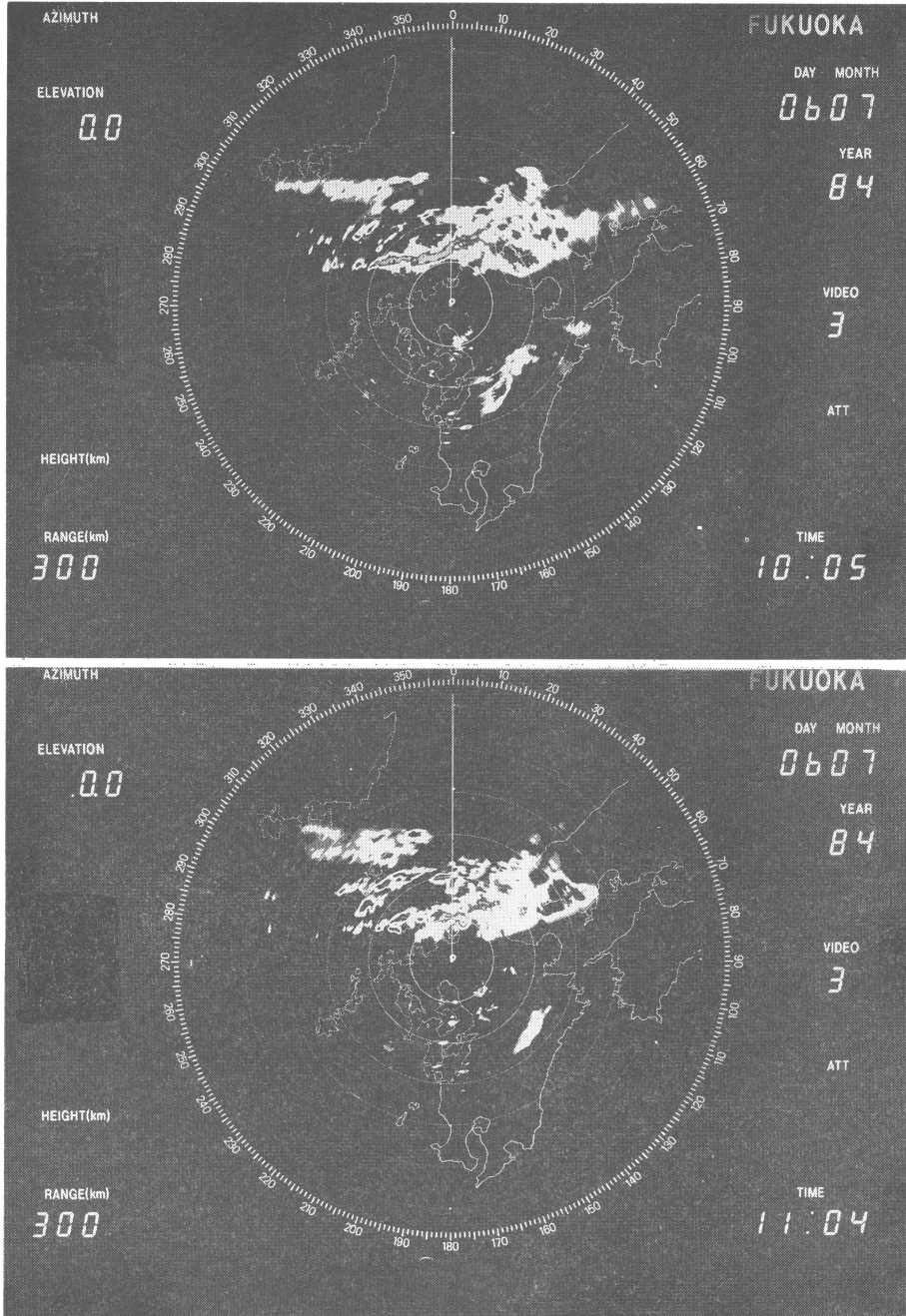


第14図 九州大学レーダーによるレーダーエコーの水平分布. アルファベットは各エコー要素を示し, 等値線は外側から 10, 20, 30, 40, 45 dBZ 毎に描かれている (1984年 7月 6日).

層の平均風向とは異なっている. すなわち, 中下層の平均風向は, 南西から北東方向であったにもかかわらず, エコーは帯状エコー群の動きとはほぼ同じ北西から南東方向へ移動している. 個々の対流性エコーの動きは, エコー全体の動きに関係なく中下層の平均風にはほぼ一致して動くといわれているが (小平・立平, 1972), この観測例にみられるように, 対流性エコーが著しく発達した時間帯では (エコーが散在化を始めた11時30分以降は, 11時34分と11時40分のデータからわかるように, 個々のセルは東北東の方向へ移動しており, セルは中下層の平均風に流される) 個々のエコーが一般風に逆らった方向に動いたことは, 一般風やエコー群の動きと個々の対流セルの動きになんらかの相互作用が働いた結果として現れたものであり, これらの作用については現在のところ不明であるが興味ある結果である. また, bのエコーは

強い水平傾度の集中化が生じた10時30分頃から, それまでの動きと異なって右の方向に偏移して動く. たつ巻の観測例と同様に右方向に偏移したということは, 回転する対流性, しかも低気圧性であったことを示唆する.

第19図の hodograph から見れば, 鉛直シアの風上側は南西から北西の方向となり, 第16図は, 風の鉛直シアの風下 (南東) 側から風上 (北西) 側の鉛直断面をとったことになる. 40 dBZ 以上の強雨域は北西方向, すなわち, 鉛直シアの風上側の方に傾いており, 一般風から考えるかぎりでは長続きする対流システム (武田ら, 1988; 上昇流が鉛直シアの風下側, 下降気流が風上側にあり強雨域はシアの風下側に傾く) とは異なった構造である. ただし, 前述のごとく下層の個々のエコーは一般風とは逆らって帯状エコーの移動方向と同じ南東方向に移動しており, しかもエコーの尾流の傾き (第



第15図 福岡レーダーの PPI 写真 (グレイスケール). (1984年7月6日).

16図) から判断して一般風とは異なった別の気流構造が考えられることから、必ずしも長続きする対流システムと構造が異なっているとは言えない。たつ巻発生の場合

は30分前後の周期でセルの入れ替わりがあったが、この観測例は、約30~40分前後でセルの入れ替えを行いながら対流雲として1時間40分以上(9時37分~11時17

分)の寿命を持っていたことである。広域のレーダで見る限りでは組織立った1つの対流雲としてしか捕らえることができず、その中でエコーの入れ換えが行われていたと考えれば、組織化された対流システムとして定常的に長時間維持されていたということであり、長時間維持されるに都合の良い気流構造を有していたと考えられる。

今回解析した2例は、線状エコーの南西端付近で発達した対流セルによるものであった。Brandes (1978)はドップラー観測から、セル内の風の場合が次第に変化し、低気圧性循環をもつメソ低気圧を形成し、たつ巻発生となった解析を行っているが、トラフ前面における下層の南

西風による暖湿気流の場で発生した一般場の状況は今回の解析例と共通するところが多い。

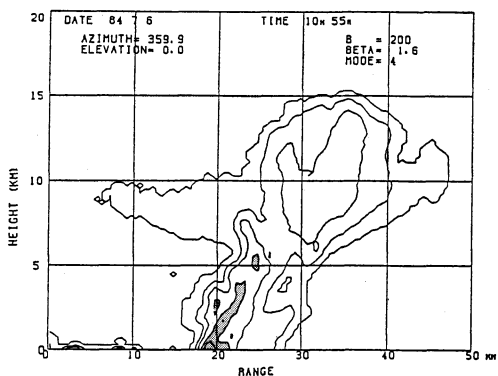
4. まとめ

今回解析した2例は、線状エコーの南西端で発生した、非常に発達した対流雲である。レーダーを主に解析した結果、次のような特徴が得られた。

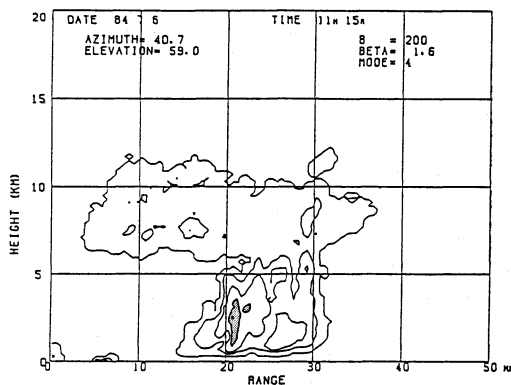
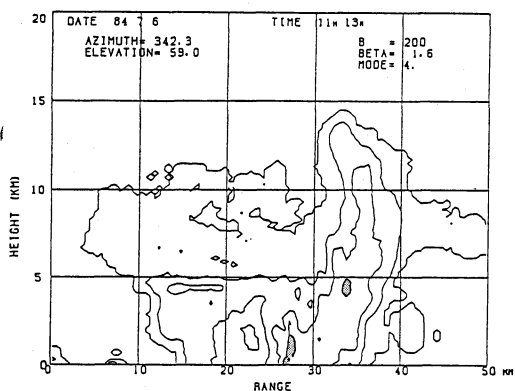
1) 対流雲が著しく発達する場合、レーダーエコーの水平分布に顕著な変化がみられた。すなわち、相対降雨強度の強い部分の付近で次第にくびれ始め、幅が狭くなって、水平傾度が非常に大きくなった。このエコーの鉛直断面をみると、上層まで強いエコーが存在し、非常に発達した、すなわち、強い上昇流の存在をうかがわせる垂直構造の特徴を有していた。しかも、下層から高度5 km 付近までは幅が狭く、上層で発散した非常に発達した対流性のエコーで、水平分布にみられるエコーの集中化によるくびれは、強い水平収束による、強い上昇流にともなって生じた下層から5 km 付近までの幅の狭い部分に対応したものであった。

2) 今回解析した2例は、30~40分前後のセルの入れ替わりで系の発達を長時間維持させていた。これを1つの対流雲として捕らえて考えると組織化された対流システムとして定常的に長時間維持されていたという事であり、長時間維持されるに都合の良い気流構造が形成されていたと考えられる。

3) エコーパターンの水平傾度が強くなり始めると、強雨セルも変形し始め、たつ巻をもたらす前の強雨セルは Bow エコーの構造を示した。その後、Bow エコーは

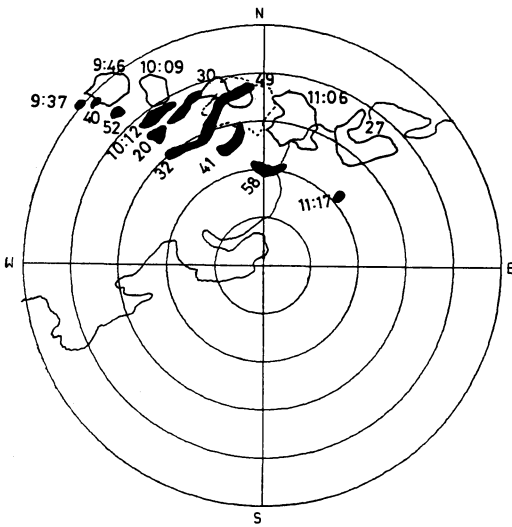


第16図 レーダーエコーの鉛直断面図(第14図のX-X'断面)。等値線は外側から10, 20, 30, 40, 45 dBZ 毎に描かれている。影部はレーダ反射強度 40 dBZ 以上の領域を示す。



第17図 レーダーエコーの鉛直断面図。等値線は外側から10, 20, 30, 40, 45 dBZ 毎に描かれている。左図(第14図のY-Y'断面)、右図(第14図のZ-Z'断面)。影部はレーダ反射強度 40 dBZ 以上の領域を示す。

KYUSHU UNIVERSITY



第18図 エコー要素bの下層の強エコー(黒塗:40 dBZ以上の領域)と上層(20 dBZ以上、ただし11時06分は30 dBZ以上の領域)のエコーの動き(1984年7月6日)。

2つに分裂したことから考えれば、Bow エコーの構造変化は強い下層収束による降雨成長に伴い特徴づけられる上昇・下降流に付随した降雨域の変化によるエコーの変形のためと考えられる。

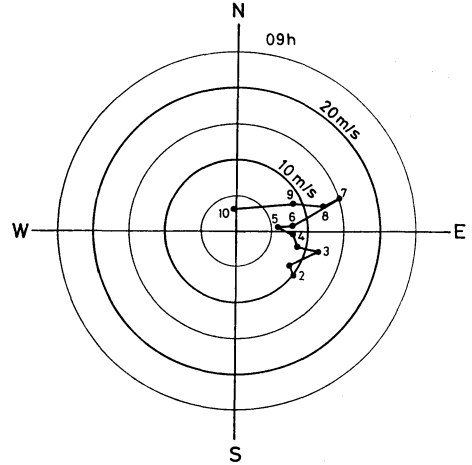
4) エコーの集中化が強まり、水平傾度が激しくなると、強雨セルの進行速度は遅くなり、右の方向に偏移して移動する。これをマグヌス効果によるものと考えれば、回転する対流系、しかも低気圧性であったことを示唆するものである。

5) たつ巻は長さ3 km、幅約500 m にわたり被害をもたらし、この間の寿命は約3分であった。藤田(1973)の分類F1の程度の規模であったと推定される。

6) 対流セルの南側に強雨セルが観測され、しかもそのセルの南側でたつ巻の被害が発生し、従来のたつ巻の被害報告に見られる結果と似た特徴を有していた。

謝 辞

この調査に当たり、福岡管区気象台観測課レーダー班からはレーダーエコーの図および写真を提供して頂きました。気象衛星センター中村和信調査官と木場博之技官からは衛星のデータを送って頂きました。又大学院生山本薫君(現在宇部興産)にはレーダー観測に協力していただきました。ここに深く感謝致します。



第19図 福岡におけるシアーホドグラフ(10は1,000 mb 高度を表す。1984年7月6日)。

なお、本研究の一部は文部省科学研究補助金(自然災害科学資料災害特別研究「降雨災害をもたらす豪雨の集中度に関する研究」代表者名古屋大学武田喬男)によった。付記して謝意を表する。

文 献

- Brandes, E.A., 1978: Mesocyclone Evolution and Tornadogenesis: Some observations, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 995-1011.
- Browning, K.A. and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 95, 288-309.
- Fujita, T. and H. Grandoso, 1968: Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, 25, 416-439.
- Fujita, T.T., K. Watanabe, K. Tsuchiya and M. Shimada, 1972: Typhoon-associated tornadoes in Japan and new evidence of suction vortices in a tornado near Tokyo, *J. Met. Soc. Japan*, 50, 431-453.
- 藤田哲也, 1973: たつまき一渦の驚異(上), 共立出版
- Harrold, T.W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 99, 232-251.
- 石硯浩ほか, 1974: 九州豪雨のレーダー解析, 気象庁技術報告, 86, 298-329.
- 鴨志田章, 1980: 衛星の天頂角による雲位置の誤差, *天気*, 27, 63-66.

- 木ノ脇秀哉, 脇田哲雄, 1970: 宮崎県に発生した“たつまき”について, 研究時報, 22, 299-304.
- Klemp, J.B., Wilhelmson and P.S. Ray, 1981: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm, J. Atmos. Sci., 38, 1558-1580.
- 小平信彦, 立平良三, 1972: エコーパターンと気象系(帯状エコーを中心として), 気象研究ノート(気象レーダー特集号), 112, 89-108.
- 村松照男, 1979: GMS, レーダ, アメダスシステムによるスコールラインとたつまきの解析—1978. 2. 28 東京たつまきに関して—, 天気, 26, 399-411.
- 野角吉憲, 1965: 昭和39年6月25日の鹿児島県北部の豪雨について, 西部管区気象研究会誌, 26, 65-69.

- 嶋村 克, 1980: 気象衛星資料を用いた熱帯における対流雲および移動性じょう乱の解析, 天気, 27, 245-259.
- 武田喬男ほか, 1985: 積乱雲とその群, 大気環境とその変動をさぐる, 名大水圏科学研究所, 47-116.
- 鳥越 準, 館 知之, 1974: 九州および山口県に発生したたつまきについて, 天気, 21, 563-574.
- 内田英治, 1979: たつまき研究の諸断面, 天気, 26, 659-681.
- , 立平良三, 多部一郎, 大塚和之, 1979: 東西線列車転覆に関するたつまきのモデル, 天気, 26, 682-687.
- 渡部浩章, 1983: 停滞前線上の豪雨を伴う中規模じょう乱の解析, 天気, 30, 93-101.



World Survey of Climatology

Vol. 1 A General Climatology (A. Kessler)

Heat balance climatology

Elsevier Science Publishers 1986

本書は、ありとあらゆるスケールでの地球表面の熱収支を扱った総合的解説書である。気象学の分野では熱収支はどちらかというときと地表面付近で起こっている物理的過程と見做されているが、本書の表題が「熱収支気候学」となっているように、地球上の気候形成における一大要因なのである。そのことはまた、本書が World Survey of Climatology のシリーズの中では、出版が後の方になったにもかかわらず、巻としては1Aであり、地球上の気候を論じる上では基礎となるという見方がされていることにも表れている。

まず、本書を開いてみると、構成が非常に単純なのが目につく。2つの序章に続いて、地表面での「放射収支」、「潜熱輸送」、「顕熱輸送」、そして最後に「地中への熱伝導」という章に分かれている。それも、そのはずで、熱収支というのは場所、地表面状態、地表面の起伏度、季節等によって、多様に変化するにもかかわらず、熱収支に含まれている熱の種類というのは大雑把に言って上記の4種類しかないのである。それらに関し、水陸問わず、北極から赤道そして南極まで、また標高の低い所から高い所まで地球全体を総合的に網羅しているのである。

本書において特徴的と思えることを列挙する。まず第一に、さまざまな文献に示されている観測資料(たとえば放射収支の日変化)を同一形式で一つの図ないしは表に提示しているため、場所等による熱収支の違いが明瞭にわかる。また、引用している観測例が多いため、各観測点の地理的位置、地表面状態についての一覧が巻末に付けられている。第二に、地表面状態(草地、樹林、裸地、雪氷面)の違いによって表面熱収支がどのように変わるかの指摘が各熱収支項について示されている。第三に、400をこえる文献が引用されており、その中には、本文中に文章あるいは図表が引用されていない文献も数多く含まれており、向学心に燃える者にとっては貴重な文献集の代わりとなっているといえる。

最後に、この分野は日本においては比較的研究者層の薄い分野であり、このような総合解説書によって、多くの若い者が地球規模の気候形成における熱収支の重要性を認識し、新しい分野を開拓することを希望する。

以下、本書の構成を示す。

Chapter 1. INTRODUCTION

Chapter 2. HEAT AND RADIATION BUDGET OF THE EARTH-ATMOSPHERE SYSTEM

Chapter 3. NET RADIATION ON THE EARTH'S SURFACE

Chapter 4. LATENT HEAT FLUX ON THE EARTH'S SURFACE, EVAPORATION AND CONDENSATION

Chapter 5. SENSIBLE HEAT FLUX ON THE EARTH'S SURFACE

Chapter 6. HEAT FLUX INTO THE GROUND
(名古屋大学水圏科学研究所 大畑哲夫)