

昭和41年10月12日愛知県渥美半島付近に発生し た集中豪雨に関する解折

第2部：レーダーによる中規模構造*

安田 清美**

要 旨

第1部(安田, 1970)で報告した豪雨について, 主としてレーダー資料により豪雨の中規模構造を明らかにする。

熊野灘を北上してきた, 豪雨エコーの本体は中規模気圧じょう乱を伴ったが, それと同時にエコー域への北西風系の侵入が豪雨発生の直接のきっかけとなっている。

気圧じょう乱発生時における中規模の発散分布には, 波長 100km 程度の波動が認められるが, 強いエコー域や強雨域との対応は逆位相関係にある。

豪雨最盛期における RHI 観測や CAPPI 解析およびゾンデ観測によれば, 豪雨エコーは亜熱帯ジェット流の高さまで達する非常に発達した対流エコーの塊で構成されている。

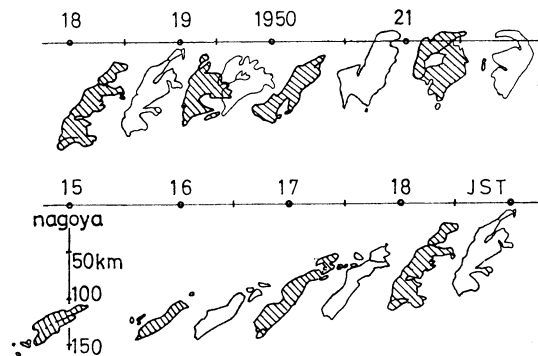
1. まえがき

1966年10月12日夜, 愛知県渥美半島附近に発生した集中豪雨は200mm以上の豪雨域が幅10km, 長さ70kmの極めて狭いものであり, しかも雨量の大部分は2~3時間内に降っている。また, 最大1時間雨量は赤羽根で164mmという激しいものであった。

この豪雨は総観場としては, 中国大陸方面から侵入してきた低温乾燥気流が日本の南方海上から流入している高温湿潤気流への突入によって形成された differential thermal advection の大きい地域に発生した。また, この advection の大きい地域に, 豪雨に関連して著しい気圧じょう乱が発生したことを第1部(安田, 1970)で報告した。

集中豪雨雪は中規模の激しい現象であるという立場から今までもレーダー解析やメソ解析が行なわれている(例えば, 今井他, 1960; Tatehira, 1964; 長井と深津, 1967; 齊藤, 1967, 後藤, 1969)が, 必要な資料が

思うように得られないために一部(例えば Tatehira, 1964)を除いては発生機構はもちろんその構造も十分わかっていない。



第1図 豪雨エコーの移動図。

15時~21時30分の間はほぼ30分毎(斜線は正時, 白ぬきは30分)のMDT以上の強さのエコー域の移動。

幸いにして, この豪雨については今までに調査研究されたものにくらべてレーダー資料が割合豊富に得られているので, 本文では主としてレーダーにより集中豪雨の中規模構造を明らかにしたいと思う。

この豪雨は著しい気圧じょう乱を伴っていることと雨量および被害の面からみて豪雨中心は田原町(渥美半島

* An Analytical Study of the Severe Local Rain Storm observed Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture on October 12, 1966
Part 2: Mesoscale Structure as revealed by Weather Radar

** K. Yasuda 名古屋地方気象台
—1969年8月15日受理—
—1969年11月6日改稿受理—

中部)と豊橋市であるので、解析は気圧じょう乱発生時と上記2か所における豪雨最盛期の構造解明に重点をおいた。

2. 豪雨エコーの移動とエコー域内の地上風系の変化

第1図は豪雨エコー(MDT以上)の移動と発達の間変変化を示したものである。

このエコーは名古屋レーダーでは13時ころから熱帯低気圧域内の熊野灘南部に、ほぼ東西のまばらに並んだ対流エコー群として観測され始めた。エコー域は時間の経過とともにバンド状から次第に拡大強化され豪雨時には団塊状になっている。

熊野灘を北上中のエコー域の拡大強化に対しては、下層で東より風系が卓越しているので、遠州灘から熊野灘にかけての海岸線のもつ低気圧性曲率($0.5 \times 10^{-5} \text{m}^{-1}$)による低気圧性渦度の強制増加と紀伊山地による摩擦収束の影響が考えられる。

エコー域の移動方向は北東から東に変わっているが、移動方向の変わる18~20時にかけて減速ないし停滞している。エコー域の減速ないし停滞は東より風系中のエコー域内へ北西風系が接近並びに侵入し始めた時期にあっている。

また、北西風系の侵入と同時に田原附近の豪雨が、さらに北西風系がエコー域内を吹きぬける過程において豊橋附近の豪雨が起っている。

この北西風系は第1部でのべた総観場の低温乾燥気流に該当するものである。

なお、豪雨エコーの移動方向が変わるとともにバンドの走向も変わり、次のように次第に南北方向に立ち上っている。

時刻	15	16	17	18	19	20	21
走向(°)	55~60	55	45	45	35	30	20

ところで、豪雨エコーの移動や発達に関係しているエコー域内の地上風系の変化は何によるものであろうか、総観規模の原因として考えられるのは、日本海低気圧からの前線である。

前線は伊吹山では次表のようにきわめて明瞭に通過している。

時刻	14	15	16	17	18	19	20
風向	SSE	SE	S	SSE	W	NNW	NW
風速(m/s)	26.7	22.5	25.9	19.8	4.5	12.3	14.8

* 伊良湖では17時15分~19時40分に雷雨があったが、これは南海上から北上してきた豪雨エコーによるものである。

しかし、太平洋側の地上、たとえば、つぎの名古屋の偽湿球温位(θ_w)の変化からは前線通過の形跡は認められない。

時	17	18	19	20	21						
分	00	30	00	20	40	00	20	40	00	30	00
θ_w (°k)	291	291	291	291	291	291	291	290	290	290	290

ところが、風向が割合短時間に変わっていることや近畿方面から東進してきた線状エコーと名古屋の発雷時刻*(19時00分~21時10分)との関係などから、この風向変化は前線に該当する位相の通過によるものと見られる。

ここで、地上風系の変化とエコーパターンとの関係をもう少し詳しくのべよう。

豪雨エコーの本体は少なくとも19時20分までは東より風系中に入った。その間、18時00分には伊勢湾の三重県側では東よりから北よりに変わり、19時00分には伊勢湾中部まで北西風が変わっている。

19時00分までの段階では、MDT以上のエコー域は東より風系中のもの(豪雨エコーの本体)と北ないし北西風系中のものに大別され、両者の間隔は時間の経過とともに接近しつつある。

大王崎と伊良湖で観測された著しい気圧じょう乱は高温湿潤な東より風系中に発生したもので、大王崎の19時20分から北西風および19時40分ころからの渥美半島先端の北風は直接的には気圧じょう乱通過後の風系変化を示すものである。

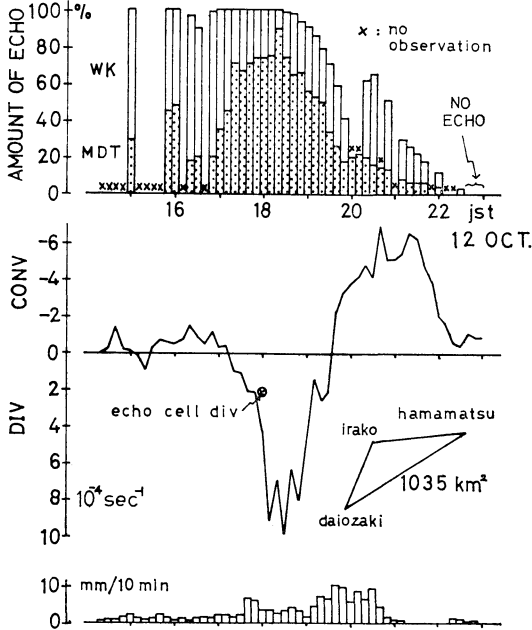
一方、伊勢湾や濃尾平野を吹き進んだ北西風とこれに伴うエコーは20時00分ころには豪雨エコー域内に侵入している。この北西風系およびそれに伴うエコーの接近および侵入によって豪雨エコー域内の対流活動が一段と強まったとみられる。

3. 中規模じょう乱に伴う発散場とエコーおよび雨量強度

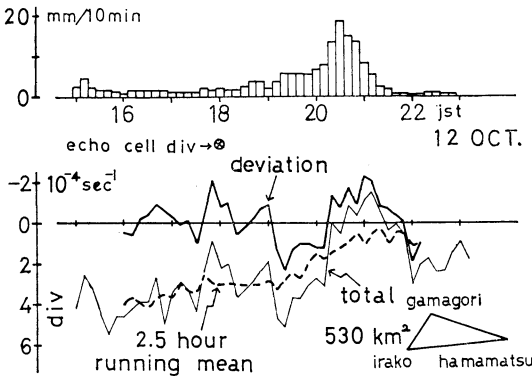
第2図と第3図は海上(伊良湖~大王崎~浜松を結ぶ三角形, $1,035 \text{km}^2$)と陸上(蒲郡~伊良湖~浜松を結ぶ三角形, 530km^2)における地上風発散量とエコー量および雨量強度の時間変化を示したものである。

これまでの調査(たとえば、Matsumoto, Ninomiya & Akiyama, 1967; 長井と深津, 1967; 山中, 1967; 齊藤, 1967; 後藤, 1969)によると、地上風またはエコーセルの移動から求めた収束域とエコー域または降雨域とはよい対応関係を示し、収束域の通過時にエコー強度や雨量強度が強まるといわれている。

しかし、第2図の海上の場合はこれらとは全く反対の



第2図 海上における地上風発散量とエコー量および雨量強度との関係。



第3図 陸上における地上風発散量と雨量強度との関係。

傾向を示している。とくに、MDT 以上のエコー量の変化は収束量よりも発散量の変化に比例している。図中、18時00分のところの⊗印は第4図のエコーセルの移動から求めた該当区域の値である。

この海域は名古屋から60~100kmの距離にあり、アンテナ仰角は 0.7° であるので、ビーム高度は900~1700m、ビーム幅1500~2600mである。したがって、⊗印の値は平均高度1,300m、厚さ2,000mぐらいの層の平均値を示していることになる。いずれにしても、地上風によ

るものもエコーセルによるものも、センスとして発散であることは確かなのである。

これらの値にもとづく18時00分における1300m高度の鉛直運動は40cm/secの下降流となる。

区域が海上で正確な雨量強度がわからないので、参考として区域周辺の4地点平均(大王崎, 伊良湖, 赤羽根, 浜松)の10分間雨量を示したが、収束量やエコー量との対応は非常に悪い。

一方、陸上の場合、第3図のように発散変化を2.5時間移動平均値からの偏差として示すと、雨は発散または偏差の符号には無関係に降っているが、雨量強度は収束の負偏差の大きい時に強くなっている。これは従来指摘されているものと同じ傾向である。×印は海上の場合と同様エコーセルの移動から求めた値(平均高度1,000m)である。この場合は大きな収束を示し、明らかに地上風からのものとは反対符号である。雨量強度との対応もわるい。

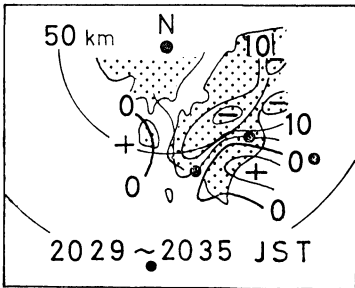
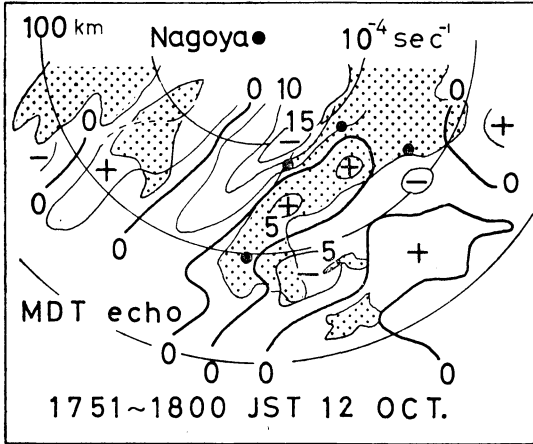
つぎに、エコーセルの移動から求めた発散分布とエコー(MDT以上)分布の関係を第4図に示す。発散の計算領域のビーム高度は500~3,000mの範囲であるのでエコーセルの移動は一樣な高さにおけるものではない。

しかし、本例のエコーセルは鉛直に発達した対流性のものであるので、高さによるエコーセル移動の違いは少ないものと思われる。したがって、第4図は平均的に1,000~2,000m層のエコーセル移動による発散分布と見てよい。

第4図上段は、17時51分~18時00分のエコーセルの移動から求めたもので、この時刻は伊良湖と大王崎で気圧じょう乱が観測され始めた時刻である。発散分布には北東ないし南西にのびるバンド状の発散、収束域を伴う100km程度の波長の中規模波動が明りょうに見られる。

しかし、 10^{-3} sec^{-1} のオーダーの強い収束域があるにもかかわらず、予想に反してMDT以上の強いエコーは発散域内にある。これは第2図の海上における発散の時間変化の場合と同様で、これまで指摘されてきたものとは全く反対の結果を示している。すなわち、エコーによる発散分布とエコー分布とは逆位相(2分の1波長のずれ)関係にある。

下段の豊橋附近の豪雨最盛期にあたる20時29分~20時35分の移動から求めたものはデータが少なく、計算領域が狭いので、中規模の波動分布ははっきりしない。MDT以上のエコーの大部分は収束域内にあり、これまで指摘されたものと同じ関係にある。



第4図 エコーセルの移動から求めた発散分布とエコー (MDT 以上) 分布との関係. 上段は17時51分~18時00分, 下段は20時29分~20時35分のデータによる.

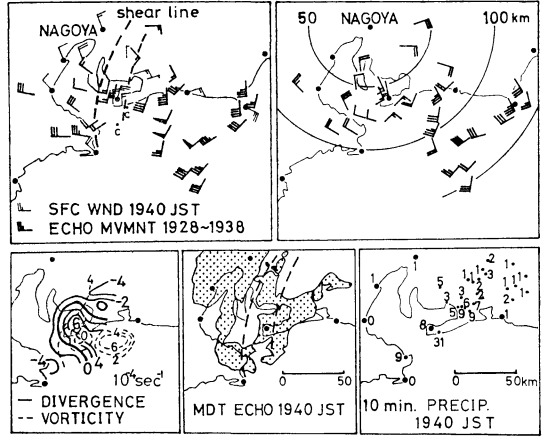
以上をまとめると, 中規模の発散分布とエコー (雨量) 分布との対応は今まで指摘されてきた関係が常に成り立っているとは限らないので, この点については今後さらに調査する必要がある.

4. 豪雨最盛期 (田原附近) における中規模構造

第1の被害中心地は田原町 (渥美半島中部) である. 田原の上流10kmの赤羽根 (最大1時間雨量164mmを観測) における豪雨最盛期は19時30分~20時10分であるので, 田原における最盛期もこのころとみてよい.

第5図は19時40分の地上風と19時28分~38分のエコーセルの移動ベクトル (ビーム 高度は約900m) をもとにして, 豪雨最盛期の中規模構造を示したものである.

上段左の地上風とエコーセルの移動ベクトル (風と同じ表現) の分布には地上風 (北よりと東よりの間) にも移動ベクトル (西よりと南よりの間) にも極めて明りょうなシャーラインがある. ふたつのシャーラインはほぼ南北方向に平行にならび, 1/20~1/25という大きな傾斜



第5図 豪雨最盛期 (田原附近) における豪雨域の中規模構造.

上段左: 地上風 (19時40分) とエコーセルの移動ベクトル (19時28分~19時38分) 分布. 破線はシャーライン.
上段右: じょう乱の移動速度を差しひいたエコーセルの運動.
下段: 左からエコーセルの移動から求めた発散と渦度分布, エコー (MDT 以上) 分布および10分間雨量分布.

を示している.

豪雨エコーはシャーライン附近を境にして東より風系のもとは北より風系のものに分かれている. この状態は第6図の20時04分の場合 (AとB) にも維持されている.

また, 移動ベクトルによるシャーラインは豊橋豪雨の21時00分には豊橋附近に達しているが, 地上風によるものはデータ不足でよくわからない.

豪雨最盛期の強雨域 (30mm/10min, 180mm/hr 相当) の位置は地上風のシャーラインの南端部にあたっている. この強雨域の西側では北よりの地上風が強く, 東側ではエコーセルの北上速度が大きいことを指摘しておきたい.

上段右はじょう乱の移動速度 (気圧じょう乱についてはデータ不足でよくわからないので, 第1図の豪雨エコーの移動から北東 24km/hr とした) を除いた場合のエコーセルの移動ベクトル分布である. 中規模じょう乱に伴う運動として, 渥美半島を中心とする回転運動ははっきりと認められ, 豪雨域はその中心部にあたっている. さらにこまかく見ると, 中心は三河湾の入口と渥美半島沖にわかれ, 豪雨域はふたつの渦回転の境目, つまり発

散域にあたっている。

下段は左からエコーセルの移動(上段左)から求めた発散と渦度の分布, その時の MDT 以上のエコー分布および10分間雨量分布を示している。強雨域の中心は地上風のシャーラインの南端部にあるが, そこはエコーセル運動としては第4図の場合と同様に発散域となっている。また, 対流上昇域では回転運動はほとんどない(Asai, 1967)といわれているが, この場合の強雨域はごく弱い正渦度域にあたっている。

第6図は同じく豪雨最盛期中の20時04分におけるPPI(MDT以上)と田原町方向(名古屋から153°)にきたRHIである。このPPIにおいても豪雨エコーは地上風のシャーライン付近を境にして北東ないし南西の方向の軸をもったA(東より風系), B(北西風系)のふたつの線状エコーで形成されている。

RHIによれば, A, Bともに10km以上の高さに達する非常に発達した対流エコーの集合体であることがわかる。エコー頂高度(MDT以上)は田原付近にある東より風系中のA(6~7km)のほうが北西風系中のB(4km)よりも高い。

また, BおよびAの左半分のエコー(MDT)は地上に達しているが, エコー頂高度の特に高いAの右半分のエコー(RHIの名古屋から60~70kmの部分)は地上に達していない。

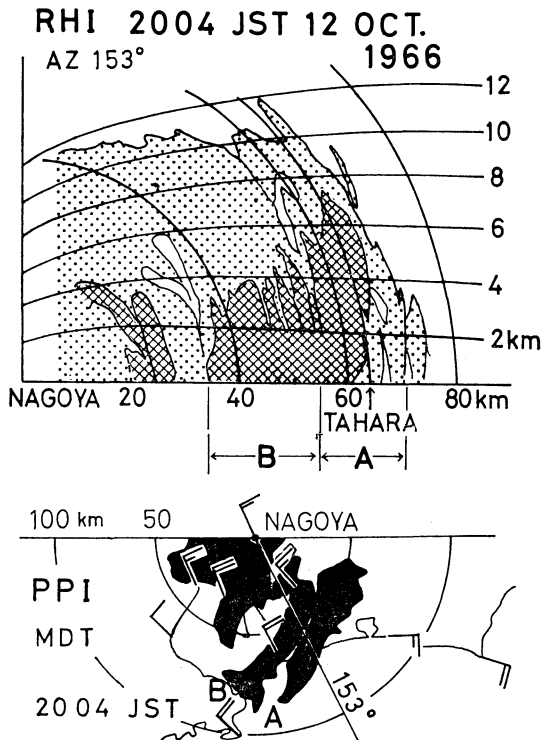
対流エコーの活動中心である反射強度の強い部分は, 発達期から最盛期にかけては中層から上層に移り, 最盛期をすぎ衰弱期にはいるにつれて, 下層に下がってくるのが観測されている(深津と山村, 1966)。したがって, このRHIからAは発達および最盛期段階の対流エコーで構成されている活発な豪雨エコーとみてよい。Aの外側(この場合は遠州灘)の東より風系中には発生および発達期のエコーが見られる。

このような対流エコーの発達過程を示す特徴は, 第8図の基礎となったRHIの外縁部も見られる。

なお, 北西風系中のBは, 対流活動としてはそれほど強くはないエコーの集合体と見られる。

5. 豪雨最盛期(豊橋附近)における中規模構造

豊橋における豪雨最盛期は20時10分~20時50分である。豪雨中心が田原から豊橋へ移りつつある20時14分のMDT以上のエコー域に関するCAPPI解析結果を第7図に示す。CAPPI解析は手間がかかり非現業的であるが, エコーの高度別空間分布からその立体構造を知るのに便利である。

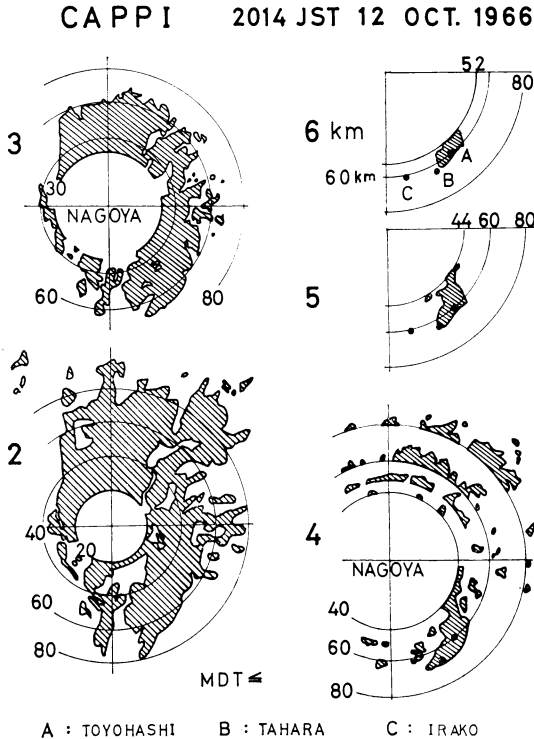


第6図 豪雨最盛期(田原附近)におけるPPIとRHIエコー分布。RHIの網目域とPPIの黒ぬり域はMDT以上, RHIの点域はWKを示す。

日本では今まで台風についての解析報告(Otani, 1964)があるだけで, 大雨特に集中豪雨についての解析はまだ行なわれていない。今回の観測は仰角5°までしか行なわれていないので, 7km以上の図は作れなかった。

第7図によれば, エコー域は4km以下ではかなりの空間的広がりをもっているが, 4kmから急に狭くなり, 5km以上に達するものは豪雨域だけになっている。高さ6kmにおけるエコー域の広がり幅は8km, 長さ20kmの極めて狭いものである。このエコーはRHIから見ても塔状雲(中山, 1968)による対流エコーセルの塊といえる。このように発達した対流エコーセルの塊が, ほぼその状態を維持しながら北東に24km/hr(豪雨エコー域の移動速度)で2~3時間(豪雨継続時間)移動したものとすると, 実際の200mm以上の豪雨域(幅10km, 長さ70km)と大体一致する。

第8図は豪雨最盛期の20時31分~20時34分の間に行なわれたRHIからエコー頂高度(km)の空間分布を求め



第7図 豪雨最盛期(豊橋附近)におけるCAPPI解析. 20時14分における各高度別のエコー(MDT以上)分布.

たものである。図中の方位線はRHI観測の行なわれた方向を示している。

MDTの高度分布はやはり豪雨域で高い。その最高高度は第7図のCAPPI解析(20時14分)から得られたものよりも遥かに高く、10~11kmの高さに達している。豪雨域上空のWK域はMDT域よりも広く、その最高高度は亜熱帯ジェット流の高さ(浜松上空14~15km, 南西45m/s)まで達している。また、WKの最高高度の中心位置はMDTの位置から10~15km層の卓越風(南西)の風下5kmにある。このことは亜熱帯ジェット流の高さまで達した積乱雲頂がジェット流の風下側に流されて広がっていることを示している。

この時刻のRHIによれば、MDT以上のエコー域の南東縁は明りょうにきり立っている。また、11kmの高さに達しているMDTエコーの中心軸から西側の部分は地上に達しているが東側の部分は達していない。

このことについては、すでに第6図の20時04分のRHIの場合に指摘したが、発達最盛期の豪雨エコーの特徴的

構造といえよう。21時48分~21時50分のRHIでもこの特徴はまだ維持されている。

なお、この時刻のRHIから求めたエコー頂高度(MDT以上)は第9図のように最盛期にくらべ3~4km低くなっている。第10図に3段階(WK,MDT,STG)表示による21時07分のエコー分布図を示したが、前から指摘しているように、強いエコー域(MDT,STG)は東より風系と北西風系との間のシャーライン上にある。またSTG域はエコー域の縁辺にありその南東縁は明りょうにきれている。

6. ゾンデによる豪雨時の対流雲の構造

対流エコーの構造についてはCAPPIやRHI解析により詳しく説明したが、ここでは浜松のゾンデが対流雲を観測していることをのべる。

第12図は21時50分飛揚の浜松の気温、露点温度および湿度の鉛直分布と21時49分に浜松の方向(名古屋から125°)にきたRHIを示したものである。気球の上昇速度とエコーの移動を考慮すると、RHIに対するゾンデの上昇軌跡は太点線のようになる。RHI中の数字は各高度の気温(浜松)を示したものである。

湿度曲線によれば、少くとも500mbの高さに達する雲層がありその上層では急に著しく乾燥している。

この雲層はRHIでは豪雨エコーバンドの南東側縁辺にあたる高さ6kmの対流エコー(エコー頂温度 -12°)として観測されており、両者の高さはほぼ一致している。

したがって、浜松のゾンデは明らかに対流雲を観測しているものといえる。

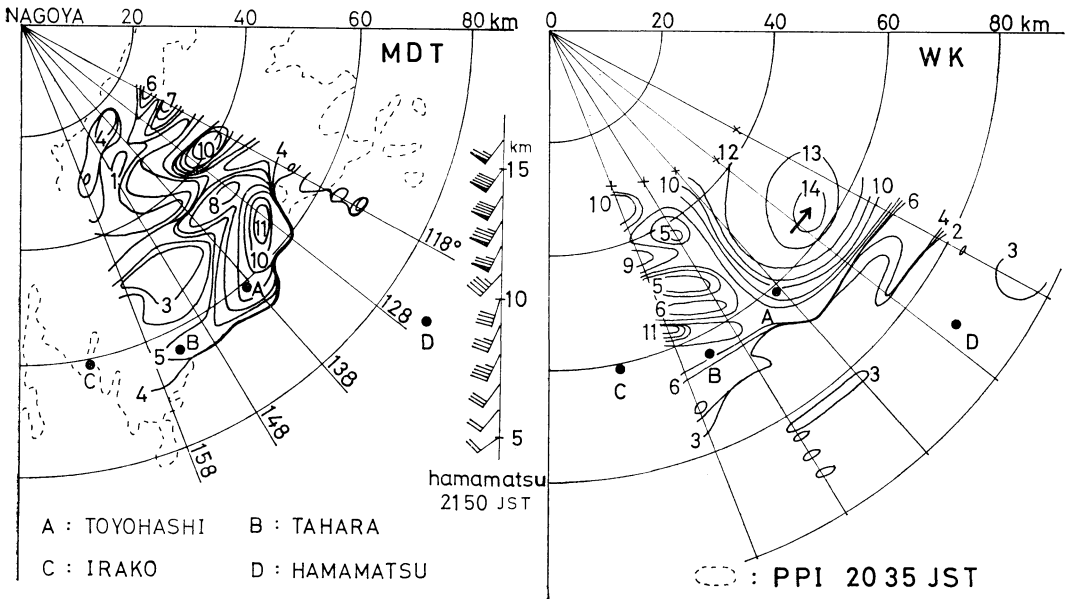
ゾンデが対流雲を観測することは十分考えられることで、たとえばMatsumoto, Ninomiya & Nakagaki (1967) および Asai (1967) はゾンデによる積雲対流の観測例について対流雲内外の気温や上昇速度などの違いをのべている。

また、浅井(1968)によればルーチンのゾンデ観測気球が対流雲内に入る確率は冬季日本海沿岸のように対流活動の活発な地域では数パーセントにも達するといわれている。

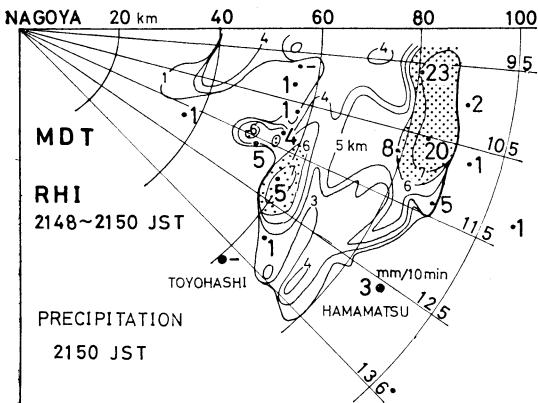
第13図によれば、浜松上空150mb附近には明りょうな亜熱帯ジェットがあり、200~250mbで鉛直シャーが非常に大きい、対流圏中層ではむしろ周囲よりも弱く、ほぼ等風速層となっている。

周囲よりも弱い等風速層の存在はMatsumoto, Ninomiya & Akiyama (1967) の指摘したように対流混合

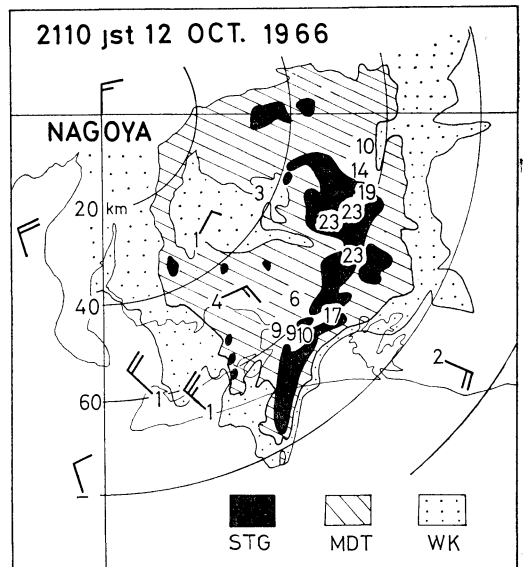
HEIGHT OF ECHO TOP (RHI 2031~2034 JST 12 OCT. 1966)



第8図 RHI 観測から求めた豪雨最盛期(豊橋附近)のエコー頂高度(km)の中規模分布。左側はMDT以上, 右側はWKのエコーの高さ。



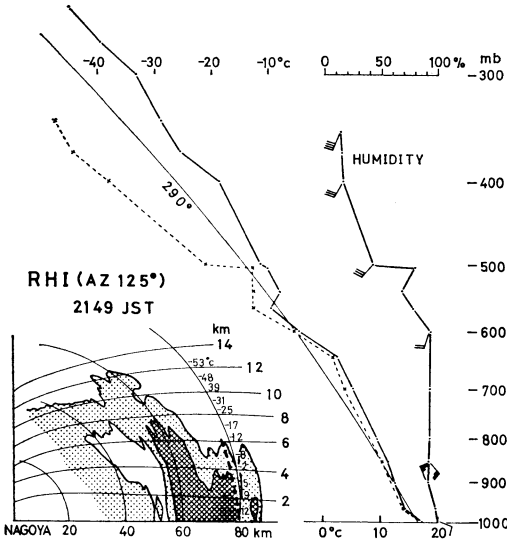
第9図 RHI 観測から求めたエコー (MDT以上) 頂高度 (km) の中規模分布。数字は10分間雨量。



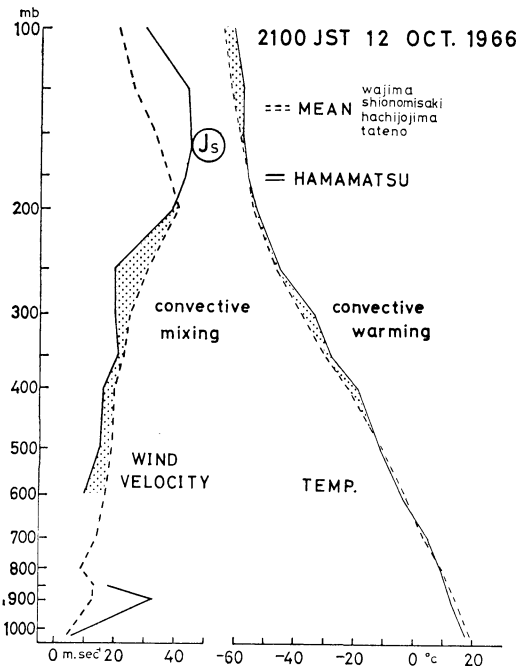
第10図 3段階表示によるエコー強度分布。数字は10分間雨量。

HAMAMATSU ASCENT CURVE

2150 JST 12 OCT. 1966



第11図 ソンデ(浜松)と RHI による対流雲の観測.



第12図 ソンデによる対流雲のプロフィール.

によるためと思われる。

第13図は風速と気温について、周囲の状態を浜松をかこむ輪島、潮岬、八丈島、館野の4地点平均で代用した場合の対流雲内外の差を示そうとしたものである。周囲にくらべ浜松の対流圏中、上層は4~5 m/sの弱風、1~2°Cの高温となっているが、実際の雲(エコー)頂高度は6 km ぐらいであるので対流圏上層は対流活動によるものとはいえない。

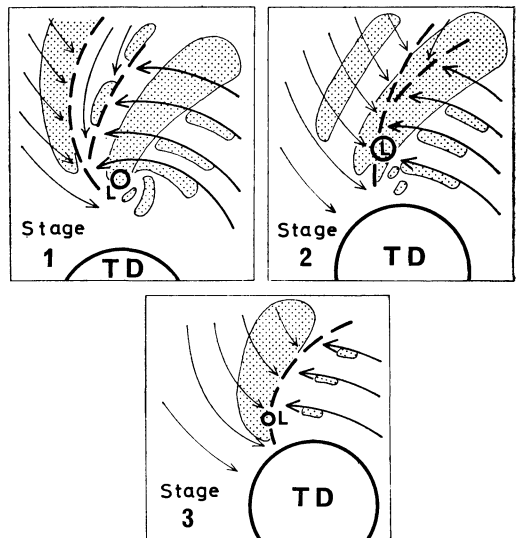
7. むすび

以上の結果を要約すると次のようになる。

(1) 豪雨エコーの本体は熱帯低気圧域内の高温湿潤な東より風系中に発生し、熱帯低気圧と共に北上してきたものである。

(2) 豪雨エコーの中規模的な急発達は、日本海低気圧に伴う寒冷前線の位相に相当する北西風と、それに伴うエコーの豪雨エコー本体への接近、侵入によって起きている。両風系の境目は明りょうなシャーラインを形成し、強いエコー域および強雨域はシャーライン特にその南端部にあたっている。

(3) 気圧じょう乱発生時の海上における中規模発散場には波長100km 程度の波動が認められるが、強いエコー域はむしろ発散域にあり、逆位相関係になっている。この傾向は時間変化にも認められる。しかし、陸上では強いエコー域はほぼ収束域にある。



第13図 集中豪雨エコーの発達の中規模モデル

(4) 豪雨最盛期におけるじょう乱の移動を除いたエコーセルの運動は渥美半島を中心とする中規模の回転運動をしており、その中心域はさらに二つの小さな渦にわかれている。

(5) 豪雨最盛期の CAPPI 解析によると、高さ 6 km における MDT エコー域は幅 8 km、長さ 20 km のごく小さなもので、数個の活発な対流セルの塊とみられる。

(6) 豪雨最盛期のエコー頂高度は RHI 観測から求めた中規模分布によると、豪雨域では MDT 11 km, WK 14 km に達している。

WK の頂上は明らかに亜熱帯ジェット流の高さまで達し、その中心は MDT の中心からジェット流の風下 5 km の所にある。

(7) 浜松のゾンデが豪雨時の対流雲を観測していることが RHI 観測からも確かめられた。

なお、豪雨エコーの発達過程をモデル的に示したものが第13図である。

以上のように、この豪雨については今までのものにくらべてレーダー資料が割合豊富に得られたので、この立場からの豪雨の構造はかなり詳しく調べることができたが、これに見合う気象要素特に立体構造を明らかにする3次元資料の不足により、豪雨発生の力学的機構にふれることはできなかった。

豪雨発生機構の究明については、現在のルーチン観測からはまず不可能に近いので、現在行なわれている GARP 関連の集中豪雨特別観測研究の成果に期待したい。

最後に、この調査研究を行なうにあたり激励の言葉をいただいた気象庁の西本予報課長、松本測候所の市川所長および文献を通じてご指導をいただいている気象研究所の松本第1研究室長に厚く御礼申しあげる。

また、レーダー資料を心よく提供していただいた名古屋地方気象台観測課の深津技術専門官、討論と批判をいただいた予報課の方々ならびに本誌掲載に際して有益なご教示をいただいた気象庁の神子予報官に心から感謝する次第である。

引用文献

- 1) Asai, T., 1967, An example of cumulus updraft as revealed by radiosonde observation, J. meteor. Soc. Japan, **45**, 493~495.
- 2) 浅井富雄, 1968, ゾンデ観測資料を用いた対流活動の解析, 天気, **15**, 109~115.
- 3) 深津 林, 山村勝利, 1966, 等エコー装置による雷エコーの観測, 未発表資料.
- 4) 後藤大喜夫, 1969, 1967年7月9日豪雨の際の大坂湾周辺の気流, 研究時報, **21**, 47~52.
- 5) 今井一郎他, 1960, 1957年8月5~8日の関東地方の局地性大雨のレーダーおよびメソ解析, 研究時報, **12**, 9~37.
- 6) Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967, Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, J. meteor. Soc. Japan, **45**, 292~306.
- 7) Matsumoto, S., K. Ninomiya and K. Nakagaki, 1967, A remark on the upward velocity and excess temperature in the cumulus convection observed by means of dropsonde observations, J. meteor. Soc. Japan, **45**, 490~492.
- 8) 長井達夫, 深津 林, 1967, 1965年9月14~15日の岐阜県北西部における集中豪雨のレーダーエコーとメソ解析, 研究時報, **19**, 399~411.
- 9) 中山 章, 1968, 総観的立場からみた雲, 気象研究ノート, **96**, 129~243.
- 10) Otani, K., 1964, CAPPI analysis of typhoon Thelma, Proc. 11 th Weather Radar Conf., 350~353.
- 11) 斉藤 実, 1967, 昭和42年1月8日の札幌附近の局地大雪, 昭和42年度レーダー技術打合せ資料(札幌管区気象台), 29~34.
- 12) Tatehira, R., 1964, Structure and mechanism of a huge radar rainband, J. meteor. Soc. Japan, **42**, 362~371.
- 13) 山中陸男, 1967, 梅雨期に現われる中規模じょう乱の解析, 福岡管区気象研究会誌, **28**, 223~227.
- 14) 安田清美, 1970, 昭和41年10月12日愛知県渥美半島付近に発生した集中豪雨に関する解析, 第1部: 総観場の特徴と中規模気圧じょう乱, 天気, **17**, 181~187.